

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ІМ.С.І.СУББОТІНА

На правах рукопису

**Верпаховська Олександра Олегівна**

УДК 550.834

**ФОРМУВАННЯ ГЛИБИННОГО ЗОБРАЖЕННЯ  
СЕРЕДОВИЩА З ЗАСТОСУВАННЯМ КІНЦЕВО-РІЗНИЦЕВОЇ  
МІГРАЦІЇ ЗА ДАНИМИ РЕГІОНАЛЬНОЇ СЕЙСМОРОЗВІДКИ**

**Спеціальність 04.00.22 “ Геофізика ”**

**Дисертація на здобуття наукового ступеня  
доктора фізико-математичних наук**

**Науковий консультант  
Пилипенко Віталій Миколайович  
доктор фіз.-мат. наук,  
старший науковий співробітник**

**Київ - 2016**

## ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ.....	6
ВСТУП.....	7
<b>РОЗДІЛ 1</b> СТАНОВЛЕННЯ СЕЙСМОРОЗВІДКИ МЗХ ТА РОЗВИТОК МЕТОДІВ ОБРОБКИ І ІНТЕРПРЕТАЦІЇ СПОСТЕРЕЖЕНИХ МЗХ ДАНИХ .....	27
1.1. Становлення МЗХ як одного з основних методів сейсморозвідки.....	34
1.2. Кінематична міграція поля рефрагованих хвиль та її місце поміж кінематичних методів обробки спостереженого хвильового поля.....	40
1.3. Динамічна міграція спостереженого хвильового поля або формування зображення середовища.....	50
1.3.1. Розвиток методів формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль.....	57
<b>РОЗДІЛ 2</b> ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ У СЕРЕДОВИЩІ. ДИНАМІЧНІ І КІНЕМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАРЕЄСТРОВАНОВОГО ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ.....	71
<b>РОЗДІЛ 3</b> ПРИНЦИПИ ВИЗНАЧЕННЯ ІНТЕРВАЛУ СПОСТЕРЕЖЕНОГО ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ ДЛЯ ОБРОБКИ З ЗАСТОСУВАННЯМ МІГРАЦІЇ ПОЛЯ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ.....	94
3.1. Вплив розміщення джерела коливань і сейсмоприймачів відносно порушень на досліджуваній границі на характер хвильового поля.....	101
3.2. Принципи визначення у хвильовому полі інтервалу слідкування рефрагованих хвиль, які відносяться до різних контрастних за швидкістю границь на прикладі регіонального профілю <i>DOBRE</i> .....	106

3.2.1. Використання редукції зі швидкістю, яка притаманна заломлюючій товщі, для виділення і слідкування рефрагованих хвиль від досліджуваної границі.....	107
3.2.2. Застосування кінцево-різницевого моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела, в якій формується поле рефрагованих хвиль для вибору оптимальних параметрів міграції.....	110
<b>РОЗДІЛ 4 МЕТОДИКА ЗАСТОСУВАННЯ КІНЕМАТИЧНОЇ МІГРАЦІЇ ПОЛЯ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ ПРИ ВИРІШЕННІ ЗАДАЧ МАЛОГЛИБИННОЇ ТА РЕГІОНАЛЬНОЇ СЕЙСМОРОЗВІДКИ.....</b>	<b>123</b>
4.1. Теоретичні основи кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.....	124
4.2. Методика обробки даних малоглибинної сейсморозвідки з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль в задачі визначення статичних поправок.....	133
4.2.1. Алгоритм та програмна реалізація обробки даних малоглибинної сейсморозвідки з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.....	134
4.2.2. Модельні приклади застосування методики обробки даних малоглибинної сейсморозвідки з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.....	146
4.3. Кінематична міграція поля рефрагованих хвиль в задачі формування зображення середовища за даними ГСЗ.....	154
4.3.1. Алгоритм та програмна реалізація обробки даних ГСЗ з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.....	154
4.3.2. Модельні приклади застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль до обробки даних ГСЗ.....	160
4.3.3. Практичні приклади застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль до обробки даних ГСЗ.....	164

**РОЗДІЛ 5 МЕТОДИКА ФОРМУВАННЯ ГЛИБИННОГО ЗОБРАЖЕННЯ СЕРЕДОВИЩА З ЗАСТОСУВАННЯМ КІНЦЕВО-РІЗНИЦЕВОЇ ДИНАМІЧНОЇ МІГРАЦІЇ ПОЛЯ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ**.....175

5.1. Теоретичні основи продовження часового та хвильового полів кінцево-різницевим методом у двовимірному просторі.....179

5.1.1. Кінцево-різницеве продовження часового поля у двовимірному просторі.....180

5.1.2. Кінцево-різницеве продовження хвильового поля у двовимірному просторі.....186

5.2. Динамічна міграція поля рефрагованих хвиль на основі комбінації кінцево-різницевих продовжень часового та хвильового полів.....194

5.3. Методика формування зображення складних структурних елементів досліджуваної границі за полем рефрагованих хвиль.....219

5.3.1. Модельні приклади формування зображення складних структурних елементів за полем рефрагованих хвиль.....220

5.3.2. Практичні приклади формування зображення складних структурних елементів за полем рефрагованих хвиль.....227

5.4. Методика формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль з урахуванням нерегулярності системи спостережень та наявності в розрізі двох і більше контрастних границь розділу.....229

5.5. Особливості обробки даних МЗХ і МВХ з застосуванням міграції і порівняння отриманих зображень.....239

**РОЗДІЛ 6 ФОРМУВАННЯ ТРИВИМІРНОГО ЗОБРАЖЕННЯ СЕРЕДОВИЩА ЗА ПОЛЕМ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ**.....250

6.1. Теоретичні основи продовження часового поля кінцево-різницевим методом в тривимірному середовищі.....252

6.2. Теоретичні основи продовження тривимірного хвильового поля кінцево-різницевим методом.....262

6.3. Алгоритм та програмна реалізація міграції поля рефрагованих хвиль у тривимірному варіанті.....	271
6.4. Тривимірне кінцево-різницеве моделювання хвильового поля точкового джерела з урахуванням значних відстаней реєстрації від нього .....	276
6.5. Моделювання тривимірного хвильового поля і формування кубу зображення із заданою швидкісною моделлю складно-побудованого середовища.....	279
ВИСНОВКИ.....	293
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	298

## ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

МВХ – метод відбитих хвиль

СГТ – спільна глибинна точка

МЗХ - метод заломлених хвиль

КМЗХ – кореляційний метод заломлених хвиль

ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування

ЗМШ – зона малих швидкостей

NMO – normal moveout correction (корекція часу приходу хвилі за рахунок швидкості у середовищі)

WARRP – wide angle reflection/refraction profiling (ширококутне профілювання з реєстрацією відбитих та заломлених хвиль)

ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина

WET - waverpath eikonal travelttime inversion (інверсія годографів і хвильових фронтів за рівнянням ейконалу)

GRM – general reciprocal method (загальний зворотний метод)

RTM – reverse time migration (міграція в зворотному часі)

## ВСТУП

**Актуальність теми.** Метою обробки та інтерпретації даних, отриманих при проведенні наземних чи морських сейсмічних спостережень, є вивчення глибинної будови району досліджень з визначенням просторового розташування цільових горизонтів та об'єктів розвідки, зокрема покладів вуглеводнів, що є дуже важливим на сучасному етапі становлення енергетичної незалежності України.

Глибинне зображення геологічного середовища з наявними в ньому структурними особливостями при обробці сейсмічних даних можна отримати шляхом трансформації безпосередньо спостереженого хвильового поля або міграції. Сформована з застосуванням процедури міграції наочна «картина» розрізу значно полегшує подальший етап інтерпретації сейсмічних даних для отримання якомога детальнішої інформації про глибинну будову району досліджень. Тому розвиток нових підходів в реалізації міграційних перетворень спостереженого хвильового поля в різному діапазоні відстаней від джерела збудження коливань, що дозволяють коректно відобразити геологічну будову середовища з усіма наявними в ньому порушеннями, є актуальною темою сучасної сейсморозвідки.

Зареєстроване хвильове поле вміщує різні типи хвиль, але у більшості випадків застосування міграції базується на виділенні, слідкуванні та обробці відбитих хвиль. Однак запис відбиттів обмежений певним інтервалом відстаней від джерела коливань. В той же час у сейсморозвідці існують системи спостережень (наприклад, ГСЗ або зарубіжний аналог – WARRP), які відносяться до регіональної сейсморозвідки і за якими хвильове поле реєструється на значних відстанях від джерела збудження. Крім того, згадані системи спостережень, як правило, мають значні порушення в регулярності розміщення як джерел, так і сейсмоприймачів. За таких умов спостережень відбиті хвилі важко, а й іноді навіть

і неможливо, виділити та чітко прослідкувати на зареєстрованому хвильовому полі. Таким чином дані, отримані за системою спостережень регіональної сейсмозвідки, потребують при обробці залучення інших типів хвиль.

На значних віддальх від джерела коливань у хвильовому полі добре фіксуються у перших вступях рефраговані хвилі. При цьому їх поширення в геологічному середовищі пов'язано з певними особливостями, які потребують урахування при розробці як теоретичного базису міграційних перетворень, так і методики їх застосування. Крім того, актуальним питанням при обробці даних сейсмозвідки є визначення підходів до виділення на спостереженому хвильовому полі інтервалу реєстрації певного типу хвиль, які будуть корисними при формуванні глибинного зображення району досліджень.

Якщо враховувати, що кінцевим результатом обробки даних регіональної сейсмозвідки, зокрема спостережених методом ГСЗ (WARRP), вже досить довгий час залишається швидкісна модель середовища, отримана променевим трасуванням або томографією, актуальність розробки методу формування зображення середовища в динамічних характеристиках спостереженого хвильового поля з використанням рефрагованих хвиль стає очевидною. До того ж наочність результату формування глибинного зображення середовища, на думку автора, значно виграє в порівнянні зі швидкісною моделлю середовища.

У якості рефрагованих хвиль дуже часто приймають так звані головні хвилі (або хвилі Мінтропа [164]), теорія поширення яких базується на припущенні їх ковзання вздовж границі, на якій відбувається різка зміна швидкості, не перетинаючи її [1, 24, 30, 36, 41, 105, 150, 169, 174, 187, 218]. В той же час природа рефрагованих хвиль значно складніша і передбачає їх проникнення в товщу з більшою швидкістю і поширення в ній на протязі деякого часу. Врахування повної траєкторії рефрагованих хвиль, як показує досвід автора, дозволяє відтворити будову не лише границі рефракції, а й прилеглої до неї нижньої товщі з присутніми в ній різного роду порушеннями.



За властивостями хвильового поля, на яких базується міграція, вона підрозділяється на кінематичну та динамічну. Кінематична міграція використовує промені і годографи хвиль, а також хвильові фронти та оперує часом поширення хвиль у середовищі, що дозволяє отримати значення швидкості для покриваючої товщі та товщі, де відбувається рефракція, а також глибинне положення контрастної за швидкістю границі, що в загальному вигляді відображує спрощену модель двошарового середовища. Динамічна міграція пов'язана з амплітудно-частотними та фазовими характеристиками хвильового поля і передбачає побудову зображення глибинного розрізу з наявними в ньому границями розділу і особливостями тектонічної будови району досліджень при безпосередній трансформації спостереженого хвильового поля.

За теоретичним базисом всі сучасні варіанти динамічної міграції вирізняються за методом розв'язку хвильового рівняння, а також визначенням кінематичної умови формування зображення середовища.

Існує три основні методи вирішення хвильового рівняння при міграції: за допомогою інтеграла Кірхгофа [16, 23, 25, 28, 44, 45, 80, 82, 84, 89, 94, 131, 132, 136, 172, 188, 205, 215, 230, 231, 250, 253], з застосуванням різних перетворень в спектральну область [47, 94, 100, 108, 125, 126, 136, 157, 165, 196, 222, 224, 226, 250] та кінцево-різницеvim методом [56-65, 95, 103, 107, 109, 110, 120, 129, 132, 140, 151, 153-155, 167, 170, 181, 182, 192, 201, 213, 215, 245, 248, 260, 262, 264]. Крім того, сучасні методи міграції хвильових полів використовують різні комбінації основних підходів, наприклад, Кірхгофа з використанням просторової сітки [101, 113, 117, 146, 193, 200, 206, 227], або спектральний з кінцево-різницеvim методом [104, 125, 165, 196, 202, 222]. Кожен з них має свої переваги та недоліки при вирішенні тих чи інших задач сейсмозвідки, тому дуже важливо при виборі варіанту міграції для обробки сейсмічних даних проаналізувати всі умови їх спостереження та характер зареєстрованого хвильового поля.

Всі існуючі методи міграції з урахуванням рефрагованих хвиль, що пропонуються та розвиваються в сучасній сейсмозвідці, зводяться до спроб

використання теоретичних основ міграції поля відбитих хвиль, зокрема міграції після виконання процедури підсумовування трас методом СГТ Кірхгофа [66, 69, 72, 80, 81, 123, 198, 235] та міграції з переходом у спектральну область [125, 131, 155, 174] і до того ж не передбачають урахування проникнення хвиль у товщу з більшою швидкістю, тобто базуються на головних хвилях. Такі підходи вимагають дотримання регулярності систем спостережень і не дозволяють врахувати особливості поширення рефрагованих хвиль у середовищі, що призводить до втрати детальності міграційного розрізу або до його спотворення.

Кінцево-різницевий метод дозволяє задавати швидкісну модель середовища в дискретній формі, а, отже, може бути задіяний при дослідженні будь-яких складно побудованих об'єктів сейсмозвідки, а також передбачити різку зміну швидкості на границі розділу. Крім того, кінцево-різницева міграція вважається найбільш стійким та точним інструментом формування зображення середовища безпосередньо за спостереженим хвильовим полем [113, 132, 215], що доведено в процесі досліджень автора як теоретичними обґрунтуваннями, так і практичним застосуванням розроблених програм при обробці модельних та реальних сейсмічних даних. Всі ці переваги особливо важливі при обробці рефрагованих хвиль, тому в своїх розробках та дослідженнях автором було зосереджено увагу саме на варіанті кінцево-різницевої міграції.

Для виконання динамічної міграції апріорна швидкісна модель середовища повинна бути відома. Такі дані, як правило, визначаються завдяки застосуванню методу сейсмічної томографії або трасування променів, які широко висвітлені в науковій літературі [3, 52, 70, 76, 78, 92, 97, 98, 102, 105-106, 115-116, 128, 152, 161, 163, 166, 173, 175, 179, 190, 191, 197, 208, 210-211, 220, 234, 247, 255-257, 263]. В той же час пошук можливості отримання інформації про швидкісну характеристику двошарового середовища для динамічної міграції без залучення додаткових ресурсів і методів є актуальною проблемою обраного автором напрямку досліджень. З цією метою в даній роботі запропоновано та реалізовано методику формування зображення середовища за полем заломлених хвиль з

поступовим застосуванням спочатку кінематичної міграції, а спираючись на її результат, тобто швидкісну модель, виконання динамічної міграції.

У сучасній сейсморозвідці існує загальна тенденція переходу до тривимірних систем спостережень. Це пояснюється необхідністю отримати інформацію про глибинну будову середовища не лише в двовимірному розрізі, як це можливо при обробці даних профільних спостережень, а в тривимірному вигляді з просторовим розміщенням цільових об'єктів сейсморозвідки. Тому актуальним є розвиток існуючих методів і процедур обробки сейсмічних даних в тривимірному варіанті, що стосується як методів томографії [161, 189, 198, 200, 210, 217, 243, 255], так і міграції [101, 113, 117, 136, 167, 172, 184, 193, 205, 231, 235, 249, 251, 253, 264]. І хоча на даний момент тривимірних даних регіональної сейсморозвідки існує не досить багато, автор вважає, що необхідно мати в наявності методи для обробки таких даних, оскільки вони можуть з'явитися в будь-який момент. Тому одним з актуальних завдань автора було розробити математичний апарат, алгоритм і програмно реалізувати тривимірну кінцево-різницеву міграцію для обробки даних регіональної сейсморозвідки.

Як дієвий інструмент перевірки практичної коректності використання розроблених методів міграції розглядають моделювання хвильового поля. В той же час існує нагальна потреба в наявності ефективних методів моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела збудження. Тому актуальним питанням для даної роботи є розробка кінцево-різницевого моделювання хвильового поля на значних відстанях від пункту збудження як у двовимірному, так і тривимірному варіантах.

**Мета роботи** полягає в розробці методики формування глибинного зображення геологічного середовища з використанням кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль як у двовимірному, так і тривимірному варіантах для обробки даних регіональної сейсморозвідки, спостережених на значних віддальх від джерела коливань.

**Об'єктом дослідження** є хвильове поле, спостережене в різному діапазоні відстаней від джерела при проведенні наземної та морської сейсмозвідки.

**Предметом наукових досліджень** є міграційні перетворення сейсмічного хвильового поля в глибинне зображення геологічного середовища.

**Методи досліджень.** Кінцево-різницеві методи розв'язку диференціальних рівнянь для продовження часового та хвильового полів, які складають теоретичну основу міграційних перетворень та моделювання хвильового поля.

Досягнення визначеної мети передбачало вирішення наступних **задач**:

1. Аналіз та дослідження динамічних і кінематичних характеристик хвильового поля, зареєстрованого на значних віддальх від джерела коливань, а також теоретичних основ поширення сейсмічних хвиль у середовищі.
2. Визначення підходів до виділення на спостереженому хвильовому полі інтервалу слідкування рефрагованих хвиль, які дозволять сформувати зображення певної контрастної за швидкістю границі.
3. Розробка алгоритму та програмного забезпечення кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль з метою застосування при обробці даних малоглибинної сейсмозвідки з різними системами спостережень.
4. Розширення області застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для задачі визначення апріорної швидкісної моделі середовища, необхідної для виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль. Розробка алгоритму та програмна реалізація кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для обробки даних регіональної сейсмозвідки (ГСЗ) з урахуванням їх особливостей.
5. Перевірка коректності та ефективності застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці даних регіональної сейсмозвідки, спостережених ГСЗ на модельних і практичних прикладах.
6. Вдосконалення теоретичного базису, алгоритму та програм динамічної міграції поля рефрагованих хвиль з метою вивчення складно побудованого геологічного розрізу з урахуванням особливостей рельєфу району досліджень.

7. Розробка методики формування зображення середовища з застосуванням кінематичної та динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для обробки даних регіональної сейсморозвідки.

8. Розробка методики формування зображення середовища з урахуванням: складно побудованих границь; наявності двох і більше контрастних за швидкістю границь; недостатньої системи спостережень для формування зображення всього розрізу за полем одного типу хвиль.

9. Розробка теоретичного базису, алгоритму та програмної реалізації тривимірної міграції поля рефрагованих хвиль.

10. Розробка кінцево-різницевого моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела як у двовимірному, так і у тривимірному варіантах, як інструмент перевірки практичної коректності застосування міграції поля рефрагованих хвиль.

11. Доведення як математичної коректності теоретичних викладів, так і практичної ефективності і точності формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль на модельних прикладах і реальних даних сейсморозвідки.

#### **Наукова новизна одержаних результатів:**

1. Досліджено критерії та запропоновано спеціальні підходи визначення інтервалу хвильового поля для ефективного застосування міграції поля рефрагованих хвиль при формуванні зображення певної контрастної за швидкістю границі розділу середовища.
2. Вперше створено алгоритми та програмно реалізовано кінематичну міграцію поля рефрагованих хвиль для обробки даних ГСЗ. Доведено коректність як математичних розрахунків, так і практичного застосування на модельних та реальних даних сейсморозвідки.
3. Розроблено принципово нову інтерактивну версію програмного пакету обробки даних малоглибинної сейсморозвідки з залученням мов об'єктного

програмування TCL/TK з спеціальним блоком, який передбачає обробку регіональних даних МЗХ ГСЗ.

4. Вперше запропоновано і розроблено методику сумісного застосування кінематичної і динамічної міграції поля рефрагованих хвиль, яка забезпечує формування глибинного зображення середовища без залучення допоміжних методів і процедур обробки для визначення його швидкісної моделі.
5. Доведено на модельних та реальних даних, спостережених в регіонах з глибинною будовою різного ступеню складності, що застосування розробленої методики дозволяє отримати більш детальний глибинний розріз середовища при формуванні його зображення.
6. Вдосконалено теоретичний базис, алгоритми та програмну реалізацію динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для формування зображення складно побудованого геологічного розрізу та з урахуванням особливостей рельєфу району досліджень.
7. Розроблено теоретичний базис, алгоритми та програмно реалізовано тривимірну динамічну міграцію поля рефрагованих хвиль.
8. Математично доведено коректність та стійкість тривимірних продовжень часового та хвильового полів кінцево-різницеvim методом.
9. Доведено ефективність тривимірного формування зображення середовища з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль на модельних прикладах.

**Достовірність та обґрунтованість** наукових положень, висновків та рекомендацій підтверджується теоретичною базою досліджень, перевіркою коректності сформульованих задач, апробацією на модельних та практичних матеріалах, а також успішним використанням отриманих результатів на виробництві.

**Практична цінність.** Розроблена автором з залученням мов об'єктного програмування TCL/TK нова версія пакету інтерактивних програм з автоматизації

обробки даних малоглибинної сейсмозвідки “**ProcTOP**” впроваджена в виробничу експлуатацію в ТОВ НГВК «Кумран» для обробки сейсмічних матеріалів з метою дослідження ЗМШ.

Автором розроблений теоретичний базис, складені алгоритми та написані принципово нові програми кінематичної міграції за полем рефрагованих хвиль для обробки даних як малоглибинної, так і регіональної сейсмозвідки МЗХ ГСЗ зі значними відстанями реєстрації від джерела. Програми апробовано на значному об’ємі даних, спостережених в різних регіонах України. Результати випробувань дозволяють говорити про ефективність застосування кінематичної міграції для визначення швидкісної моделі двошарового середовища. Розроблені програми вставлено окремим блоком в програмний пакет “**ProcTOP**”.

З метою обробки як регіональних морських спостережень, так і зареєстрованих на суші сейсмічних даних зі значними відстанями від джерела, з урахуванням коректного теоретичного базису, розроблено алгоритми та виконано програмні реалізації кінцево-різницевих продовжень хвильового і часового полів. Доведена ефективність використання міграції поля рефрагованих хвиль при дослідженні глибинної будови в складних сейсмогеологічних районах. Вперше сформовано глибинне зображення середовища за полем рефрагованих хвиль до глибини 70 км, що дозволило визначити додаткові деталі його будови. Доведена математична коректність кінцево-різницевих продовжень часового і хвильового полів, а також ефективність застосування міграції поля рефрагованих хвиль на модельних та практичних прикладах. Розвинуто метод формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль у тривимірному варіанті.

Завдяки розробленому методу кінцево-різницевого моделювання хвильових полів в дальній зоні джерела як у двовимірному, так і тривимірному варіантах доведена коректність формування глибинного зображення середовища з різним ступенем складності його глибинної будови.

**Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.** Всі дослідження автором виконувалися в рамках робіт за темами *відділу сейсмічної небезпеки*:

«Сейсмические и геофизические наблюдения на платформенной территории Украины в 2004-2008 гг.», № держ. реєстрації 0104U000379. Автором виконувалися розробки алгоритмів та програм динамічної кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль. Було проаналізовано спостережені хвильові поля від усіх наявних пунктів збудження сейсмічного регіонального профілю DOBRE, який був спостережений в районі Дніпровсько-Донецької западини. Визначено три контрастні за швидкістю границі розділу, для кожної з яких отримано зображення з застосуванням динамічної кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль. За трьома зображеннями окремих границь розділу середовища сформовано сумарне глибинне зображення геологічного розрізу до глибини 70 км вздовж профілю DOBRE.

«Сейсмические и геофизические наблюдения на платформенной территории Украины в 2009-2013 гг.», № держ. реєстрації 0109U000100. Автором виконувалися дослідження коректності алгоритмів та програм динамічної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці сейсмічних даних частини профілю «Добре-2», який був спостережений в районі Азовського моря.

«Моніторинг хвильових процесів та вивчення будови і динаміки структур, які їх моделюють», (2011р.) № держ. реєстрації 0107U002195. Автором досліджено характер спостереженого хвильового поля, зокрема можливість виділення і слідкування рефрагованих хвиль від досліджуваної границі в залежності від швидкісної моделі середовища.

«Геофізичний моніторинг геодинамічних процесів на території України у зв'язку з вирішенням проблем екологічної та сейсмічної небезпеки» (2012-2016 рр.), № держ. реєстрації 0112U003046. Автором виконувалося вдосконалення алгоритму та програми кінематичної міграції для визначення швидкісної моделі двошарового середовища в широкому діапазоні глибин.



«Геофізичні дослідження будови і динаміки геологічного середовища для зниження небезпеки від загрозових явищ ендегенного походження на території України та Росії» (2012-2016), № держ. реєстрації 0112U003451. Автором були проведені дослідження в напрямку методики виконання динамічної кінцево-різницевої міграції як поля відбитих, так і поля рефрагованих хвиль з урахуванням особливостей району досліджень (гірські регіони, морські акваторії і т.і.). Апробація методики застосування кінцево-різницевої міграції на модельних прикладах і реальних даних сейсмозвідки.

***відділу сейсмометрії і фізичних властивостей речовини Землі та з 2013 року відділу регіональних проблем геофізики:***

«Розвиток та вдосконалення процедур обробки сейсмічної інформації, електромагнітних методів досліджень свердловин, інтерпретації результатів морських геофізичних спостережень та вивчення в різноманітних термобаричних умовах фізичних параметрів гірських порід з метою підвищення ефективності пошуків родовищ корисних копалин» (2013-2015pp.), № держ. реєстрації 0111U000231. Автор виконує роботу з алгоритмічного і програмного забезпечення моделювання хвильового поля для складних моделей середовища в дальній зоні джерела у двовимірному і тривимірному варіантах.

***В рамках робіт за конкурсною тематикою:***

«Розробка методики та модернізація програмного забезпечення для обробки даних 3D-сейсмозвідувальних спостережень в умовах малоглибинного розрізу та розробка елементів методики інтерпретації, прогнозу газонасиченості порід в умовах тонкошаруватого розрізу Донбасу» цільової комплексної програми наукових досліджень НАН України «Використання 3D сейсмозвідки з метою промислового видобування газу та дегазації вугільних пластів» (2008-2012pp.), № держ. реєстрації 0111U003415. Автором розроблено алгоритм тривимірного прямого продовження хвильового поля кінцево-різницевим методом, перевірена стійкість кінцево-різницевих розрахунків з застосуванням спеціального виду просторово-часової сітки і апроксимація хвильового рівняння.

«Вдосконалення програмного забезпечення обробки просторових сейсмічних спостережень з урахуванням особливостей будови приповерхневого геологічного розрізу Донбасу» в рамках цільової комплексної програми наукових досліджень «Використання 3D-сейсмозв'язки з метою промислового видобування газу та дегазації вугільних пластів» (2013 – 2015 рр.), № держ. реєстрації 0113U000978. Автором виконувалася розробка алгоритмів кінцево-різницевих методів міграції та моделювання хвильових полів у двовимірному і тривимірному варіантах для дослідження складної будови геологічного середовища. Крім того автором виконувалася перевірка дієздатності розроблених алгоритмів, тестування на модельних та практичних матеріалах.

«Комплексне геофізичне вивчення глибинної будови, складу і еволюції земної кори з метою визначення вуглеводного ресурсного потенціалу Азово-Чорноморського регіону» (2010-2015 рр.), № держ. реєстрації 0111U000231. Автором досліджувалися можливості різних варіантів кінцево-різницевої міграції при формуванні глибинного зображення приповерхневої частини розрізу при обробці профілів, спостережених в Північно-Західній частині Чорного моря. Зокрема було запропоновано і розроблено граф обробки даних морської сейсмозв'язки з застосуванням міграції до і після підсумовування трас методом СГТ. Крім того, були виконані дослідження умов планування системи спостережень, за яких можливо спостерігати рефраговані хвилі при виконанні сейсмоакустичних робіт, а також вплив різного діапазону реєстрації коливань від джерела на результати обробки та інтерпретації спостереженого хвильового поля.

***За темою Державного фонду фундаментальних досліджень (ДФФД) Державного агентства з питань науки, інновацій та інформатизації України:***

«Методологія обробки сейсмічних і гравіметричних даних при вивченні земної кори і верхньої мантії Дніпровсько-Донецької западини і Сибірських платформ» (2011-2012) № Ф 40/33-2011, № дер ж. реєстрації 0111U006649; № Ф 40/96-2012, № дер ж. реєстрації 0112U006026. Автором вдосконалено теоретичний базис і розроблено алгоритм кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль з

метою отримання апріорної швидкісної моделі двошарового середовища для обробки даних регіональної сейсмозв'язки, зокрема даних ГСЗ. Запропоновано підходи до визначення інтервалу спостереженого хвильового поля для формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль. Розроблено варіант моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела з шаблоном сітки, що рухається. Всі розробки апробовано на реальних даних ГСЗ, спостережених в районі Дніпровсько-Донецької западини.

**Апробація роботи.** Всі програмні розробки були апробовані на модельних та практичних матеріалах. Результати наукових досліджень були представлені на наступних конференціях:

12<sup>th</sup> International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins, Hayama, Japan, September 24-29, 2006.

Міжнародна науково-технічна конференція “Прикладна геологічна наука сьогодні: здобутки та проблеми”. 5-6 липня 2007р. Київ.

International Earth Imaging Symposium “Models of the Earth's Crust and Upper Mantle”, 18-20 September, 2007. – Saint-Petersburg, Russian Federation.

The 13<sup>th</sup> International Symposium on “Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins” SEISMIX2008, 8-13 June 2008, Finland, Saariselka.

IX<sup>th</sup> International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects 11-14 May 2010, Kiev, Ukraine.

X<sup>th</sup> International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects 10-13 May 2011, Kiev, Ukraine.

Современные методы сейсмозв'язки при поісках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур «Сейсмо-2011», м. Феодосія, смт. Курортне (АР Крим, Україна) 18-24 вересня 2011 р.

XI<sup>th</sup> International Conference on Geoinformatics –Theoretical and Applied Aspects 14-17 May 2012, Kiev, Ukraine.

12<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific GeoConference & EXPO» SGEM2012, 17-24 червня, 2012, м.Албена, Болгарія.

3-я Международная н.-прак. конференция (Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур) «Сейсмо-2012», 16-22 сентября, пгт.Курортное, г.Феодосия, АР Крым.

The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins (SEISMIX 2012), 16-20 September 2012, Beijing, China.

X Міжнародна наукова конференція «Моніторинг геологічних процесів та екологічного стану середовища», 17-20 жовтня, 2012, Київ, Україна.

XII<sup>th</sup> International Conference on Geoinformatics –Theoretical and Applied Aspects 13-16 May 2013, Kiev, Ukraine.

4-я Международная н.-прак. конференция «Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур «Сейсмо-2013»», 15-21 сентября, пгт.Курортное, г.Феодосия, АР Крым.

5-я Международная научно-практическая конференция «Современные сейсмические и другие геолого-геофизические методы при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур (Сейсмо-2014)», г. Одесса (Украина) 7-13 сентября 2014 года.

XIV Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» Київ, 11-14 травня 2015 р.

XV Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» Київ, 10-12 травня 2016 р.

**Публікації.** За темою досліджень було опубліковано наступні статті:

1. Пилипенко, В.Н. Формирование изображения среды по волновым полям по профилю SINCA-95, Чили / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, П. Гизе, Н.И.Павленкова //«Геофизика». – Москва, 2006. – № 4. – С. 16-20.
2. Верпаховська, О.О. Дослідження будови земної кори міграційними перетвореннями спостереженого хвильового поля за даними морської сейсмозвідки / О.О. Верпаховська, В.М. Пилипенко, Н.І. Павленкова //

- «Геология и полезные ископаемые Мирового океана». – Киев, 2007. – №1. – С.5-12.
3. Пилипенко, В.Н. Исследование особенностей миграционных преобразований поля преломленных волн с использованием 2D и 3D конечно-разностного моделирования сейсмограмм/ В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская // Геофиз. журнал. – 2008. – 30, №1. – С. 84-96.
  4. Пилипенко, В.Н. Интерпретация данных 3D сейсморазведки с применением конечно-разностной кинематической миграции / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, Д.А. Кекух // Геофиз. журнал. – 2009. – 29, №1. – С.16-27.
  5. Pavlenkova, N.I. Crustal structure in Chile and Okhotsk Sea regions / N.I. Pavlenkova, V.N. Pilipenko, A.O. Verpakhovskaja, G.A. Pavlenkova, V.P. Filonenko // Tectonophysics. – 2009. – vol.472, Issue 1-4. – P. 28-38.
  6. Пилипенко, В.Н. Конечно-разностная миграция поля преломленных волн при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ (на примере профиля DOBRE) / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, В.И. Старостенко, Н.И.Павленкова // Физика Земли. – 2010. – №11. – С.36-48.
  7. Verpakhovska, A. Possibilities of seismic migration for interpretation of wide-angle reflection-refraction profiles / A.Verpakhovska,V.M. Pylypenko, O. Pylypenko // Геофиз.журнал. – 2010. – т.32, №4. – С.202-203.
  8. Pylypenko, V.N. Wave images of the crustal structure from refraction and wide-angle reflection migrations along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift) / V.N. Pylypenko, O.O.Verpakhovska, V.I. Starostenko, N.I. Pavlenkova // Tectonophysics. – 2011. – vol.508, issue 1-4. – P.96-105.
  9. Верпаховская, А.О. Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля преломленных волн / А.О. Верпаховская // Геофиз.журнал. – 2011. – т.33, №6. – С.96-108.
  10. Пилипенко, В.Н. Продолжение временного поля в трехмерной неоднородной среде в процедурах обработки и интерпретации

- сейсмических данных / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, Д.А. Кекух, Е.В. Пилипенко // Геоинформатика. – Киев, 2011. – №4. – С.32-43.
11. Верпаховская, А.О. Природа зон субдукций на примере переходной зоны континент-океан в районе Чили / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, Н.И. Павленкова // Геология морей и океанов. /Отв.ред. А.П.Лисицин. Материалы XIX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. – М. : ГЕОС. – 2011. – Том V. – С. 259-264.
  12. Верпаховская, А.О. 71-й рейс НИС «Профессор Водяницкий» - комплексные экспедиционные исследования в западной части Черного моря / В.П.Коболев, П.А.Буртный, А.О.Верпаховская, С.Н.Довбыш, В.Ф.Жук, А.А.Любицкий, С.Ф.Михайлюк, С.С.Чулков, Д.О.Яцюта // «Геология и полезные ископаемые Мирового океана». – Киев, 2011. - 26, №4. – С.94-99.
  13. Верпаховская, А.О. Формирование изображения сложных структурных деталей строения преломляющей границы / А.О. Верпаховская // Геофиз.журнал. – 2012. – т.34, №5. – С.150-160.
  14. Пилипенко, В.Н. Конечно-разностная волновая миграция исходных сейсмограмм общего пункта взрыва во временной области / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, В.В. Гневуш // Геофиз.журнал. – 2012. – т.34, №3. – С.40-48.
  15. Verpakhovska, O. Application of finite-difference refraction migration to study of the Earth crust structure / O.Verpakhovska, V.Pilipenko, E.Pylypenko. // SGEM2012. – Албена (Болгария), 2012. – vol.II. – P.545-554.
  16. Верпаховская, А.О. Особенности обработки морских сейсмических наблюдений с использованием конечно-разностной полноволновой миграции / А.О. Верпаховская, В.Н. Пилипенко, В.П. Коболев // Геофиз.журнал. – 2013. – т.35, №5. – С.187-195.
  17. Верпаховская, А.О. Миграция исходных сейсмограмм и моделирование волнового поля с распараллеливанием процесса вычислений на кластере /

- А.О. Верпаховская, В.Н. Пилипенко, Е.В. Пилипенко, Г.Д. Сидоренко // Геоинформатика. – Киев, 2013. – №3. – С.1-12.
18. Коболев, В.П. Скопления газовых гидратов в палеодельте Днепра как объект сейсмических исследований на склоне северо-западного шельфа Черного моря / В.П. Коболев, А.О. Верпаховская // «Геология и полезные ископаемые Мирового океана». – Киев, 2014. – 35, №1. – С.81-93.
19. Коболев, В.П. Комплексные геофизические исследования на склоне северо-западного шельфа Черного моря / В.П. Коболев, А.О. Верпаховская, И.Г. Захаров, Ю.В. Козленко, Р.И. Кутас, А.А. Любицкий, А.В. Марченко, М.И. Орлюк, Д.А. Яцюта // Сб. «Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа». – 2013. – Симферополь : «Ассоциация геологов». – С. 52-78.
20. Верпаховская, А.О. Кинематическая миграция поля преломленных волн при формировании изображения среды по данным ГСЗ / А.О. Верпаховская // Геофиз. журнал. – 2014. – т.36, №6. – С.153-164.
21. Верпаховская, А.О. 3D конечно-разностная миграция поля преломленных волн / А.О. Верпаховская, В.Н. Пилипенко, В.Б. Будкевич // Геофиз. журнал. – 2015. – т.37, №3. – С.50-65.
22. Пилипенко, В.Н. Формирования трехмерного изображения среды по сумме ОГТ для изучения геологического строения шахтных полей / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, В.Б. Будкевич, Пилипенко Е.В. // Геофиз. журнал. – 2015. – т.37, №4. – С.104-113.
23. Пилипенко, В.Н. Трехмерная временная миграция по сейсмограммам пункта взрыва / В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, В.Б. Будкевич // Геофиз. журнал. – 2016. – т.38, №1. – С.43-56.

### **Особистий внесок автора.**

Автором досліджено та запропоновано нові підходи до визначення інтервалу хвильового поля, який необхідно включати в обробку з застосуванням міграції

поля рефрагованих хвиль при формуванні зображення певної заломлюючої границі (**Публікації:** 13).

Автором особисто розроблено теоретичний базис, алгоритми та принципово нові програми кінематичної міграції за полем рефрагованих хвиль для обробки даних як малоглибинної сейсморозвідки, так і спостережених методом ГСЗ з урахуванням особливостей їх реєстрації та характеру спостережених хвильових полів (**Публікації:** 15,20).

За участю автора розвинені теоретичний базис, алгоритми та програмні реалізації кінцево-різницевих продовжень хвильового і часового полів для обробки даних морської і наземної сейсморозвідки в різному діапазоні відстаней від джерела (**Публікації:** 1,2,4,6,8,11,12,14,16,18,19,22). Автором розроблені нові підходи до моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела на базі прямого продовження хвильового поля з застосуванням сітки різного виду, зокрема з шаблоном, що рухається відповідно до поширення рефрагованих хвиль (**Публікації:** 3,9,13). Автором доведена математична коректність кінцево-різницевих продовжень часового і хвильового полів в різному діапазоні відстаней від джерела як у двовимірному, так і тривимірному варіантах (**Публікації:** 3,5,10,13,17,22,23).

Автором особисто створено новий спеціальний пакет інтерактивних програм з залученням скриптової мови об'єктного програмування TCL/TK для автоматизованої обробки даних мало глибинної сейсморозвідки «**ProcTOP**» з метою дослідження ЗМШ, який передано до виробничої експлуатації (ТОВ НГДК (нафтогазовидобувна компанія) «Кумран»), що підтверджено актом впровадження (**Публікації:** 20).

За участю автора створено кінцево-різницеву міграцію поля рефрагованих хвиль і моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела у тривимірному варіанті (**Публікації:** 22). Автором особисто доведена коректність як математичних викладів, так і практичних сформованих глибинних розрізів за допомогою кінцево-різницевого моделювання тривимірного хвильового поля.



Автором самостійно розроблено алгоритм методики застосування міграції поля рефрагованих хвиль, яким передбачено визначення апіорної швидкісної моделі середовища шляхом виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, а далі з урахуванням отриманого результату виконання динамічної міграції, в результаті якої формується глибинне зображення заломлюючої границі за даними регіональної сейсмозвідки (**Публікації:** 15). Крім того, автором розроблено методику формування зображення всього глибинного розрізу за полем рефрагованих хвиль, яка передбачає наявність в розрізі двох і більше границь заломлення, формування зображення окремих складних деталей границі заломлення, а також у випадку недостатньої системи спостережень формування зображення середовища з сумісним застосуванням міграцій поля заломлених і відбитих хвиль (**Публікації:** 6-8,13,20).

Розроблений автором метод формування глибинного зображення середовища за полем рефрагованих хвиль з використанням кінцево-різницевого продовження часового і хвильового полів за даними регіональної сейсмозвідки як у двовимірному, так і тривимірному варіантах не має аналогів в сучасній світовій практиці.

Всі авторські програмні розробки реалізовано з використанням спеціалізованого пакету з обробки сейсмічної інформації Seismic Unix (SU) [220]. Даний пакет, був розроблений і постійно доповнюється новими програмами в Центрі дослідження хвильових явищ в Колорадо (Center for Wave Phenomena (CWP) at the Colorado School of Mines (CSM)) і є у вільному доступі, що дуже важливо для наукових досліджень. Особливо це стосується можливості візуалізації як двовимірних хвильових полів, так і тривимірних.

Ефективність застосування всіх викладених розробок відносно методики міграції поля рефрагованих хвиль доведена автором самостійно на великому об'ємі модельних прикладів та практичних даних як морської, так і наземної сейсмозвідки, спостережених в різних частинах світу.

***Структура і об'єм дисертації.*** Дисертація складається з переліку умовних позначень, вступу, 6 розділів, висновків та списку використаних джерел, який містить 264 найменування наукових робіт. Повний обсяг дисертаційної роботи складає 322 сторінки. Основний обсяг становить 269 сторінок тексту, проілюстрованого 117 рисунками і 1 таблицею.

## РОЗДІЛ 1

### СТАНОВЛЕННЯ СЕЙСМОРОЗВІДКИ МЗХ ТА РОЗВИТОК МЕТОДІВ ОБРОБКИ І ІНТЕРПРЕТАЦІЇ СПОСТЕРЕЖЕНИХ МЗХ ДАНИХ

Формування зображення середовища або міграція визначається як трансформація спостереженого хвильового поля в глибинне зображення середовища у динамічних характеристиках зареєстрованого поля, що створює сприятливі умови для наочного відображення повної картини внутрішньої будови розрізу, а не лише контурів границь його розділу. Саме ця обставина є перевагою динамічної міграції перед томографічними методами та моделюванням променями, які вже довгі роки домінують в обробці даних регіональної сейсморозвідки МЗХ.

Якщо говорити про загальний алгоритм сучасної обробки даних сейсморозвідки з застосуванням міграції, то його основними складовими є ретельний аналіз спостереженого хвильового поля, визначення апріорної швидкісної моделі середовища і формування зображення глибинного розрізу району досліджень.

Аналіз спостереженого хвильового поля дозволяє визначити інтервал реєстрації корисних хвиль, на яких буде базуватися подальша обробка. Так при обробці даних регіональної сейсморозвідки МЗХ корисними є заломлені хвилі, які, як вже було відмічено, умовно можна поділити на два підтипи: головні і рефраговані. До речі в зарубіжній літературі рефраговані хвилі носять назву «diving waves» [2, 91, 135, 137, 145, 169, 179]. У Шерифа і Гелдарта проникаючі хвилі ще називаються «turning waves» – поворотні хвилі, які авторами визначаються як безперервно заломлені хвилі, що повертаються на поверхню у відповідності до збільшення швидкості з глибиною. Їх амплітуди залежать від коефіцієнтів відбиття більш глибоких горизонтів. На думку Шерифа і Гелдарта, оскільки поворотні хвилі є типово першими вступами, вони менше схильні до

шумів порівняно з іншими типами хвиль, такими як відбиття, обмінні хвилі чи багатократні відбиття, тому вони є проникаючими [212]. Незважаючи на це, автор даної дисертаційної роботи не буде розглядати поворотні хвилі у якості рефрагованих хвиль.

Загалом в міжнародному співтоваристві, як вже було сказано, прийнято у якості заломлених хвиль розглядати головні хвилі, які ковзають вздовж границі заломлення, не проникаючи в заломлюючу товщу. В той же час необхідно зауважити, що в хвильовому полі виділити лише заломлені головні хвилі важко, особливо, якщо розглядати заломлюючу границю складної форми. За законами фізики, заломлені хвилі проникають в товщу з більшою швидкістю і саме ефект проникання викликає труднощі при їх залученні під час обробки даних сейсмозв'язки. Тому для спрощення теоретичного базису процедур обробки сейсмічних хвильових полів у віддаленій зоні джерела більшість науковців приймають головні хвилі в якості заломлених [30, 32, 41, 80, 81, 125, 150, 169, 174, 187, 230, 244, 255, 257].

Крім визначення корисного для обробки інтервалу хвильового поля для формування зображення середовища необхідною умовою є наявність апріорної інформації про його швидкісну модель. Для отримання найбільш достовірної інформації про розподіл швидкісної функції у розрізі використовують дані сейсмокаротажу [67], які дозволяють визначити значення пластових та середніх швидкостей. Найбільш простим та в той же час традиційним методом дослідження в свердловинах є ВСП (вертикальне сейсмічне профілювання). Даний метод був розроблений в 60-і роки минулого сторіччя Є.І.Гальперінім [17, 264 стр]. Гальперін також розробив теоретично та реалізував поляризаційний метод ВСП (ПМВСП) [19, 277 с.], який разом з неповздовжним ВСП до сьогодні використовуються в комплексі з тривимірними сейсмічними спостереженнями для якісної обробки та інтерпретації даних сейсмозв'язки на нафту і газ [160].

В подальшому багато дослідників присвячували свої роботи пошуку напрямків вдосконалення існуючих та розробці нових методів визначення

швидкісної характеристики середовища [85, 142, 179]. Однак з часу опису перших та найбільш відомих на сьогоднішній момент методів визначення швидкості поширення сейсмічних хвиль у геологічному розрізі мало що змінилося, особливо в методиці застосування міграції, де швидкість традиційно визначається перебором швидкостей або за допомогою променевого трасування чи томографії.

Отже, маючи апріорну швидкісну модель середовища можна застосовувати процедуру міграції до спостережених даних. Однак при цьому необхідно визначити метод міграції, який буде найбільш ефективним при обробці зареєстрованого хвильового поля за певних умов спостережень і будови району досліджень. Розглянемо існуючі варіанти міграції більш детально.

Перш за все методи міграції поділяються за типом хвиль, на обробці яких базується їх виконання, на міграцію полів відбитих та заломлених хвиль. В свою чергу міграція поля рефрагованих хвиль може бути поділена на міграцію поля головних і рефрагованих хвиль.

За місцем в графі обробки всі існуючі варіанти міграції підрозділяються на дві групи відносно виконання процедури підсумовування трас методом СГТ: до та після неї (в англійській термінології “pre-stack migration” і “post-stack migration” відповідно [94]). Міграція від початку свого становлення як методу обробки та інтерпретації даних сейсмозвідки виконувалася після підсумовування трас методом СГТ.

Оскільки сума трас СГТ являє собою часовий розріз з вже введеною швидкісною функцією, що характерна для даного середовища, то суть міграції після суми полягає в уточненні реального розміщення об'єктів розвідки в отриманому розрізі в масштабі часу або глибини.

Якщо говорити про стандартну обробку даних, спостережених МВХ багатократними перекриттями як у двовимірному, так і тривимірному варіантах, то її кінцевим результатом є часовий або глибинний розріз в залежності від типу застосованої міграції суми СГТ [48, 136, 172, 193, 250]. Популярність міграції після підсумовування трас методом СГТ пояснюється відносно простою

теоретичною базою при її реалізації і в той же час результат її застосування дозволяє в дуже короткі терміни отримати загальну інформацію про глибинну будову району досліджень.

Однак в сучасній обробці спостереженого хвильового поля з'явилися потреби в підвищенні детальності зображення окремих цільових об'єктів сейсмозвідки, тому необхідно виконувати міграцію до суми за спостереженими сейсмограмами спільного пункту збудження або спільного пункту прийому. Такий підхід в міграції є більш складним як в теоретичних розробках, так і в програмних реалізаціях. При цьому необхідно зазначити, що такий варіант міграції значно інформативніший для подальшого етапу інтерпретації, ніж результат міграції після суми.

На рис.1.1. показано зіставлення результатів обробки фрагменту морського профілю, спостереженого в районі шельфу Азовського моря, отриманих в ДГП «Укргеофізика» з застосуванням міграції Кірхгофа після підсумовування трас МСГТ, що реалізована в комерційному пакеті ProMAX (рис.1.1а) та з застосуванням кінцево-різницевої міграції до суми, що розроблена в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна (рис.1.2б).

Зображення, що сформовано з застосуванням міграції Кірхгофа після підсумовування трас МСГТ (рис.1.2а), демонструє помітне згладжування відбиваючих границь, особливо в місцях їх великої кривизни, при порівнянні зі зображенням, отриманим при застосуванні міграції до процедури підсумування трас МСГТ (рис.1.2б). Якщо в центрі фрагменту, отриманого в об'єднанні ДГП «Укргеофізика», проглядається одне широке підняття з пологими схилами, то на цьому місці фрагмент міграції до процедури підсумовування фіксує дві, близько розташовані, складки з відносно крутими схилами [13].

Аналізуючи результати порівняння двох зображень необхідно зробити дуже важливий висновок, що навіть у випадку відносно простої геологічної будови середовища, слід застосовувати метод міграції до суми, який не має обмежень на

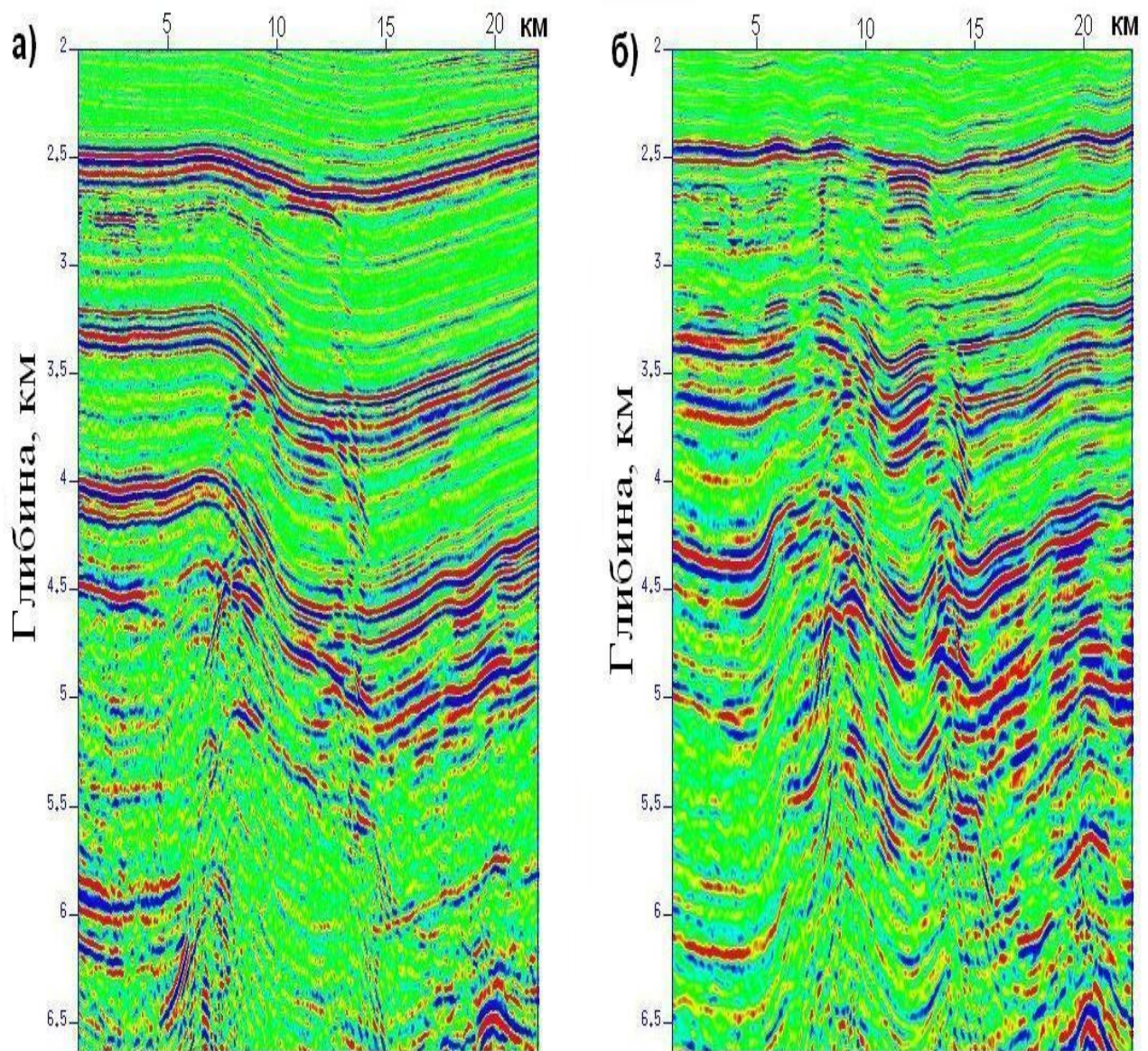


Рис.1.1. Зіставлення результатів обробки фрагменту морського профілю, спостереженого в районі шельфу Азовського моря отриманих: в ДГП «Укргеофізика» з застосуванням міграції Кірхгофа після підсумовування трас МСРТ (ProMAX) (а) та з застосуванням кінцево-різницевої міграції до суми, що розроблена в Інституті геофізики (б) [13].

модель середовища. Отже, зіставлення міграційних зображень, сформованих з застосуванням різних варіантів міграції (рис.1.1), дозволяють говорити про те, що при вивченні складних геологічних об'єктів метод міграції до підсумовування

трас методом СГТ дає можливість уточнити важливі деталі їх будови, які нечітко прослідковуються, а, іноді, і зовсім відсутні на результаті міграції суми СГТ [13, 62].

Методи міграції підрозділяються ще за способом реалізації процесу вирішення скалярного хвильового рівняння при продовженні хвильового поля на: міграцію Кірхгофа, спектральні методи міграції та кінцево-різницеvu міграцію. Звісно ж, в процесі розвитку та вдосконалення методик міграції з'являються різноманітні комбінації цих методів, які мають за мету віднайти метод, що буде найбільш реалістично відтворювати глибинний розріз досліджуваного району. Існує ряд оглядових статей, що стосуються аналізу окремих видів міграції та їх переваг і недоліків при вирішенні конкретних задач сейсмозв'язки [16, 25, 84, 103, 110, 119, 129, 132, 136, 158, 172, 215, 226, 250].

Міграція Кірхгофа базується на інтегральному вирішенні хвильового рівняння і цей варіант міграції був першим, що запропонували для формування зображення середовища.

Ю.В. Тимошин запропонував і розвинув метод дифракційного перетворення, який базується на принципі Гюйгенса – Френеля та модифікації дифракційної формули Кірхгофа. Піонерська робота Ю.В. Тимошина [82] вперше спрямувала проблему міграції з кінематичної площини в динамічну, тобто в проблему формування зображень середовища шляхом інтерференційних перетворень безпосередньо спостереженого хвильового поля.

Міграція Кірхгофа в загальному вигляді відповідає підсумовуванню спостереженого хвильового поля за точками дифракції хвиль. Однак недоліком даного підходу є нестійкість зображення, особливо на великих глибинах і при значній диференціації швидкості в середовищі. В той же час завдяки стандартизації методики застосування міграції Кірхгофа, вона є в кожному спеціалізованому пакеті програм обробки даних сейсмозв'язки і тому широко застосовується в світовій практиці як у двовимірному, так і тривимірному варіантах [16, 23, 28, 44, 45, 80, 82, 83, 89, 94, 101, 113, 117, 129, 132, 136, 172,



188, 205, 215, 227, 230, 231, 250, 253].

Спектральні методи міграції базуються на вирішенні хвильового рівняння з переходом в область частот і хвильових чисел з застосуванням перетворення Фур'є, Габора, вейвлет перетворення і т.п. [47, 94, 100, 108, 124, 125, 136, 157, 165, 196, 222, 224, 226, 250]. Спектральні методи є найшвидшими, що іноді є вирішальним чинником при виборі варіанту міграції, але в той же час мають жорсткі обмеження застосування в умовах неоднорідних моделей середовища або динамічно контрастних хвильових полів.

Кінцево-різницевий метод міграції спостереженого сейсмічного хвильового поля був запропонований в 70-80 роках минулого сторіччя [56, 110]. Але, оскільки виконання розрахунків вимагало значного об'єму обчислювальних ресурсів, практичне застосування методу стало можливим лише зі швидким розвитком обчислювальної техніки.

Кінцево-різницева міграція займає важливе місце серед методів формування зображення середовища за сейсмічними даними [56-65, 95, 103, 107, 109, 120, 129, 132, 139, 140, 153, 154, 167, 170, 181, 182, 192-195, 204, 213, 245, 248, 249, 260], оскільки має важливу перевагу серед існуючих типів міграції, яка полягає в її найбільшій стійкості до латеральних змін швидкості в середовищі за рахунок дискретного завдання швидкісної функції [113, 132, 215, 250 (стр.263)].

Отже, кожен з існуючих варіантів міграції має свою область застосування і характеризується перевагами та недоліками в тих чи інших умовах проведення сейсмічних спостережень.

Однак при сейсмозвдувальних роботах МЗХ необхідно використовувати інші принципи і процедури обробки сейсмічних спостережень ніж при обробці поля, зареєстрованого МВХ. Це стосується і методів міграції хвильового поля. Так при обробці даних, спостережених методом ГСЗ, коли відстань між приймачами та джерелами значно перевищує глибину досліджень і досягає кількох сотень кілометрів, необхідно враховувати, що реєстрація відбитих хвиль ускладнена, а іноді навіть неможлива. За таких умов спостережень міграція поля відбитих хвиль

не може дати позитивного результату і необхідно шукати інші методи обробки для отримання інформації про будову району досліджень. Хвильове поле, зареєстроване при проведенні ГСЗ, містить записи рефрагованих хвиль і таким чином можна виконувати міграцію за їх полем.

Сучасний стан розвитку будь-якого наукового напрямку чи проблеми неможливо розглядати без попереднього огляду історії його виникнення та поступового становлення. Отже, в даному розділі буде приділено увагу не лише останнім досягненням в розробці методів формування глибинного зображення середовища або міграції поля рефрагованих хвиль, а й розглянуто основні етапи становлення МЗХ, появу та розвиток методів обробки зареєстрованих даних.

### **1.1. Становлення МЗХ як одного з основних методів сейсморозвідки.**

У 1919 р. німецький вчений Мінтроп запатентував метод, заснований на перших вступних заломлених хвиль, вважаючи, що хвилі не проникають в заломлюючу товщу, а ковзають уздовж поверхні заломлюючої границі [164]. Відповідно такі хвилі були названі хвилями Мінтропа. В роботі Л.М. Бреховських [8] вони визначені як бокові, але в нашій літературі більше відомі, як головні хвилі [30, 41]. В іноземній літературі іноді вони також зустрічаються під назвою «head waves» (точний переклад з англійської мови - саме головні хвилі) [105, 150, 174], про які вже згадувалося раніше. У 1924 р. метод Мінтропа був вперше успішно застосований при сейсмічній розвідці соляного купола в Техасі ( США ) [90].

У 1925 р. в Державному дослідному нафтовому інституті (ДДНІ) (м. Москва) під керівництвом І.М. Губкіна була організована геофізична група. Дослідженнями П.П. Лазарева, П.М. Никифорова, А.І. Заборовського і В.С. Воюцького були закладені теоретичні основи двох головних модифікацій сейсморозвідки - методів заломлених і відбитих хвиль, а також визначена їх потенційна роль у розвідці родовищ корисних копалин. Початок теоретичного розвитку МЗВ було покладено завдяки дослідженням А.І.Заборовського в 1926 р.

[33]. Перші практичні сейсмозвідувальні роботи методом заломлених хвиль були проведені під керівництвом П.М. Никифорова в 1927 р.

За кордоном розвиток будь-яких наукових напрямків йшов незалежно від досягнень радянської науки, що було пов'язано з політичними аспектами радянського періоду. Так перші публікації з МЗХ за кордоном з'явилися в 1929 р. [134], а всебічна оцінка теорії і методики проведення перших спостережень МЗХ була більш докладно викладена в роботі, опублікованій в 1933 році [168].

Наприкінці 30-х років двадцятого сторіччя радянськими вченими була встановлена залежність між періодом заломленої (головної) хвилі і глибинним положенням заломлюючої границі, в результаті чого була створена відповідна апаратура для проведення досліджень новим сейсмічним методом - кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ), створеним під керівництвом Г.А.Гамбурцева [21, 32]. Надалі методичні основи КМЗХ поклали початок розвитку методу ГСЗ [20, 32], який став основним методом при дослідженні глибинної будови регіональною сейсмозвідкою, оскільки вигідно вирізнявся відносно малими затратами на проведення польових робіт.

ГСЗ займає і в сучасній сейсмозвідці одне з провідних місць серед методів досліджень регіональної сейсмозвідки [26, 50, 175]. Зарубіжним аналогом ГСЗ є WARRP, який з'явився у 1998 році [159] і успішно використовується донині [116, 127, 137, 181, 182, 185, 219, 228]. До цього подібні системи сейсмічних спостережень на морі з застосуванням повітряних гармат (air guns) та реєстрацією коливань донними станціями (в зарубіжній літературі - OBS) не мали спеціальної назви, а виконувалися у якості експериментів профілювання з залученням заломлених хвиль (Refraction Profiling Experiment) [229].

Для більш глибокого розуміння складу хвильового поля, що записується при ГСЗ або WARRP, необхідно розглянути системи спостережень і типи обладнання, які при цьому використовуються. Слід зазначити, що схема WARRP застосовується переважно при морських сейсмічних спостереженнях, коли використовують донні сейсмічні станції (OBS). Записи при цьому реєструються донними станціями від

пневматичних гармат, що генерують збудження коливань поблизу поверхні моря через певний крок. Таким чином, хвильове поле є сейсмограмою, записаною одним приймачем (OBS) від набору джерел, а не сейсмограмою загального пункту збудження, як зазвичай при наземній сейсморозвідці. На рис.1.2 показано дві основні схеми морських сейсмічних спостережень MBX з записом коливань плаваючою сейсмічною косою (стрімери) і МЗХ (ГСЗ або WARRP) з реєстрацією коливань донними станціями.

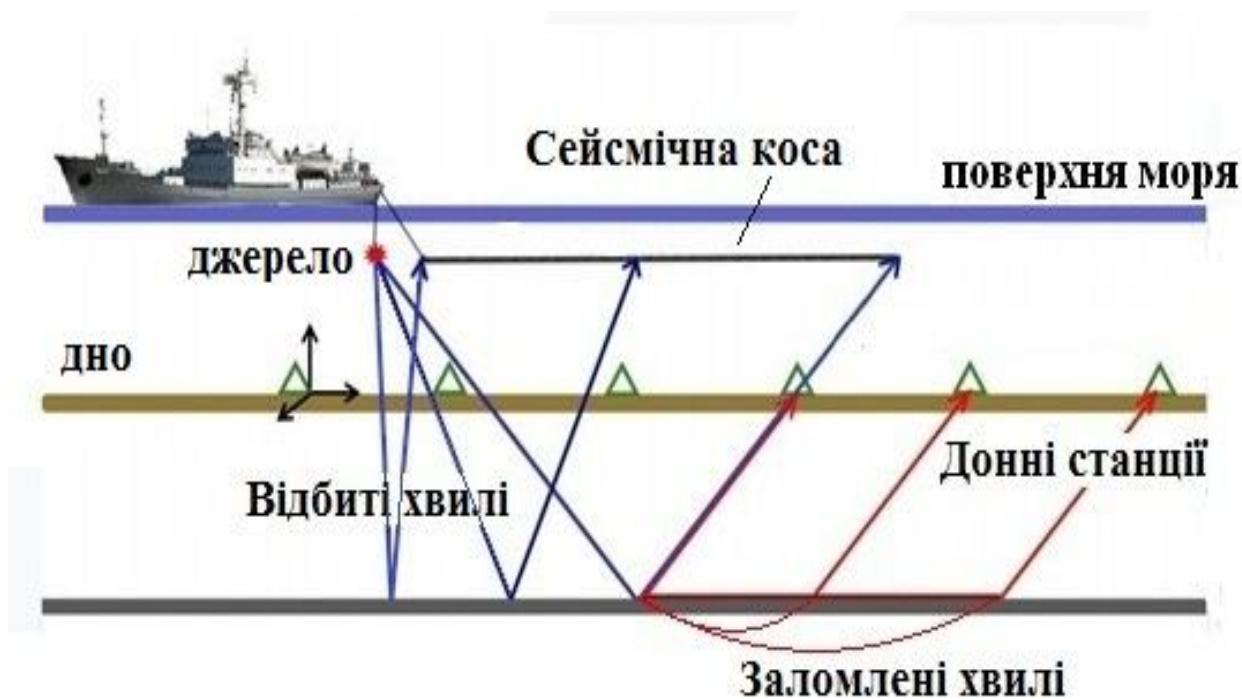


Рис.1.2. Схема систем морських сейсмічних спостережень з використанням донних станцій (OBS) і стримерів.

Морські сейсмічні дослідження, як і наземні, переважно виконуються двома основними системами спостережень ГСЗ (WARRP), в яких реєстрація ведеться головним чином OBS, і MBX багатократними перекриттями з використанням стримерів (streamers) [12]. При цьому дані морської сейсморозвідки дещо відрізняються від хвильових полів, зареєстрованих під час наземних сейсмічних

робіт [35, 49, 88]. Ці відмінності зумовлені специфікою морських спостережень і характером зареєстрованого хвильового поля, що безумовно впливає на склад процедур в графі обробки. Основні відмінності між морськими і наземними даними полягають в геометрії систем спостережень, відсутності статичних поправок, різних типах джерел і приймачів.

Морські сейсмоприймачі (гідрофони) реєструють тиск, в той час як наземні – вимірюють швидкість зміщення часток середовища. Оскільки реєстрація тиску і швидкості різняться за фазою на  $90^\circ$ , це суттєво впливає на спостережене хвильове поле. Відношення сигнал/завади під час робіт морською сейсмозвідкою вище, ніж на записах наземної реєстрації коливань, при яких додатковими завадами є поверхневі і звукові хвилі, які відсутні при роботах на морі. В той же час фільтрація морських сейсмічних спостережень є достатньо складним процесом, оскільки зареєстроване хвильове поле крім кратних хвиль містить особливі завади, до яких відносяться реверберація і вторинні удари, що утворюються за рахунок пульсації газового пузиря пневматичного джерела [49].

Якщо говорити про загальні особливості систем спостережень методом ГСЗ (WARRP), то можна сказати, що її перевагою в плані зменшення витрат на проведення досліджень і в той же час її недоліком, який ускладнює обробку та інтерпретацію отриманих даним методом, записів, особливо при виділенні відбитих хвиль, є нерегулярність систем спостереження (це стосується розміщення як джерел коливань, так і сейсмоприймачів вздовж профілю спостережень) та значні відстані між пунктами реєстрації та джерелами збудження. Тому при обробці даних ГСЗ необхідно використовувати нестандартні методи, засновані на хвилях, які можна виділити і простежити на хвильовому полі, записаному на великих віддаленнях від джерела збуджень коливань. Саме обробка даних ГСЗ, для яких методи, що базуються на виділенні відбитих хвиль, не можуть дати повноцінного результату, вимагають розробки нових методів та підходів для обробки та інтерпретації спостереженого хвильового поля. Такі методи повинні базуватися на виділенні інших типів хвиль. Перспективним напрямком при цьому

є залучення до обробки заломлених хвиль, які чітко слідкуються на хвильовому полі в перших вступах на значних віддальх від джерела коливань.

З початку проведення спостережень МЗХ перед дослідниками постало питання про геологічні та геофізичні задачі, які можна вирішити з його допомогою, а точніше про практичне його значення. Результати успішного застосування методу при вирішенні розвідувальних та інженерних задач при дослідженнях малих глибин (менше 100 м) були розглянуті ще в публікації 1963 року Хавкінса [133]. У той же час більш повною зарубіжною оцінкою прикладних можливостей методу заломлених хвиль, яка узагальнила досвід ранніх досліджень, є робота під редакцією Масгрейв, видана в 1967 р. [169]. В даній роботі особливий акцент зроблено на застосуванні МЗХ при вирішенні задач регіональної геології і при пошуку нафтових родовищ. З радянських публікацій можна відзначити більш пізню роботу, в якій зібрано накопичений досвід вітчизняних дослідників щодо вирішення теоретичних і прикладних питань застосування МЗХ [32]. В даній роботі сказано, що МЗХ дозволяє вирішувати різні розвідувальні задачі, а саме: вивчення будови фундаменту, осадового чохла та верхньої частини розрізу.

При розгляді ранніх статей, присвячених дослідженням інтерпретаційних можливостей застосування МЗХ в умовах різних моделей будови середовища, можна віднайти багато цікавих результатів. Так, якщо в покриваючій товщі, що має значну потужність, швидкість вище, ніж у заломлюючому прошарку, вступи заломлених хвиль від цього прошарку зареєстровані не будуть і в таких випадках інформацію про будову границі заломлення отримати неможливо [232]. Проте, експериментально встановлено, що перші вступи заломлених хвиль можуть бути виділені на спостереженому хвильовому полі у випадку, коли високошвидкісна товща відносно тонка. Це пояснюється тим, що променева теорія не строго виконується в разі, коли прошарок тонкий в порівнянні з довжиною хвилі і, відповідно до законів поширення хвиль, значна частина енергії буде проникати крізь тонку товщу і буде можливість її зареєструвати [150]. Отже, процес обробки будь-яких сейсмічних спостережень повинен починатися з визначення типу хвиль,

на яких він буде базуватися, а також інтервалу хвильового поля, вздовж якого вслідкуються обрані хвилі. При використанні заломлених хвиль необхідно визначити інтервал хвильового поля, на якому чітко фіксуються рефраговані хвилі, що характеризують певну границю розділу.

Існуючі методи обробки спостереженого поля рефрагованих хвиль ґрунтуються на кінематичних або динамічних його характеристиках. Кінематичні параметри зареєстрованого хвильового поля пов'язані з фронтами, променями, та часом поширення хвиль у середовищі. При цьому математичний апарат, що описує кінематику хвильового поля відповідає законам геометричної оптики [40], за якими процес поширення хвилі зводиться до вивчення поля часу або годографів сейсмічних хвиль. Динаміку хвильового процесу відображають параметри імпульсних коливань, які змінюються під час переміщення хвилі в залежності від фізичних властивостей середовища. До динамічних параметрів відносяться величини, що містять в собі інформацію про будову геологічного середовища, а саме – амплітуда, частота і фаза коливань.

Неоцінений внесок у дослідження кінематичних і динамічних властивостей хвильового поля, зареєстрованого на поверхні, особливо при вивченні питань виділення і простеження різних типів хвиль, у тому числі і заломлених, внесли у різні роки радянські вчені [1, 4, 6, 7, 8, 9, 18, 30, 31, 36-38, 42-43, 53, 71]. Саме виділення і простеження на зареєстрованому хвильовому полі заломлених хвиль, що відносяться до досліджуваної границі, є вирішальним фактором для коректної їх обробки з застосуванням кінцево-різницевої міграції. На рис.1.3 схематично показано траєкторії променів основних типів хвиль, що поширюються від джерела в двохшаровому середовищі і їх місце на спостереженому хвильовому полі.

Таким чином, розібравшись в особливостях систем реєстрації, а також траєкторіях проходження заломлених хвиль у середовищі, розглянемо більш детально можливість їх обробки з застосуванням процедури міграції. Зупинимося на становленні і сучасному стані спочатку кінематичної, а потім динамічної міграції, зокрема з залученням поля рефрагованих хвиль.

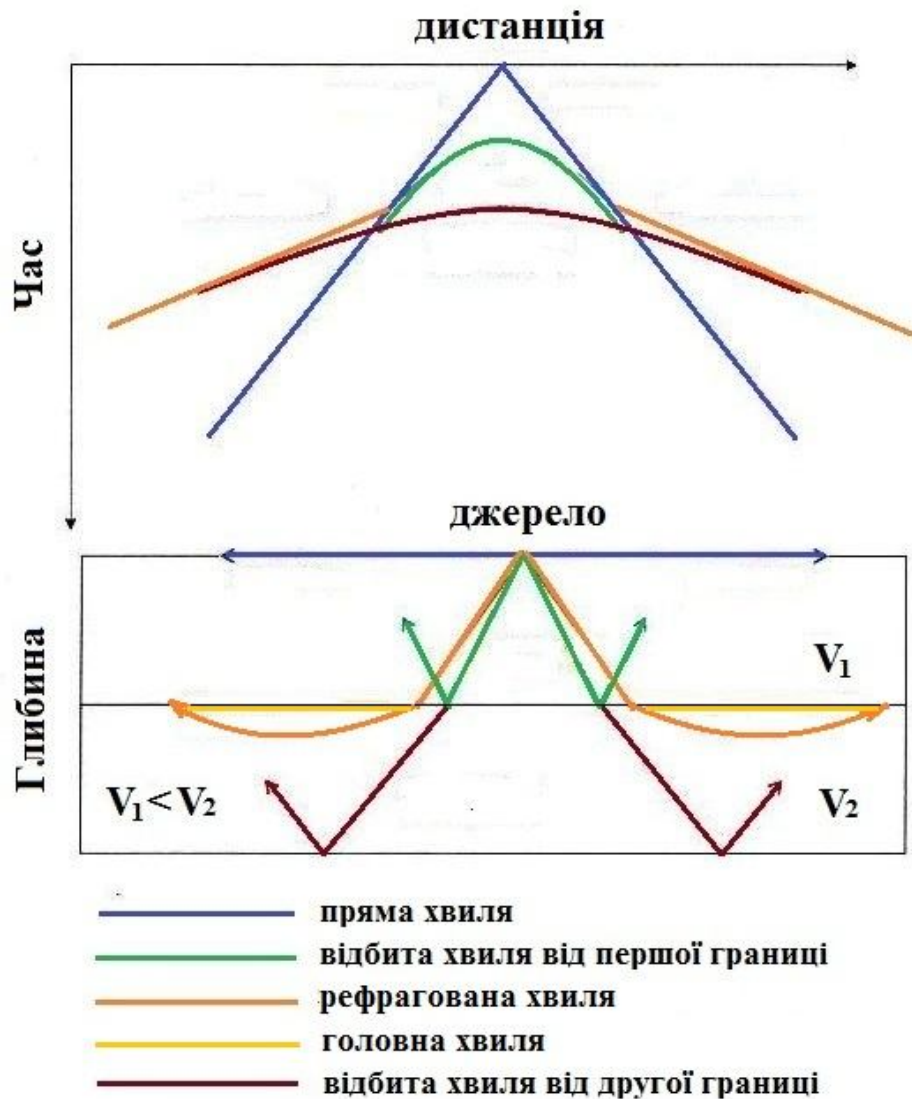


Рис.1.3. Схематичне представлення траєкторій основних типів хвиль і їх відображення в хвильовому полі.

## 1.2. Кінематична міграція поля рефрагованих хвиль та її місце поміж кінематичних методів обробки спостереженого хвильового поля.

Значна частина відомих методів обробки та інтерпретації поля рефрагованих хвиль ґрунтується і донині на його кінематичних властивостях, хоча ці методи були запропоновані досить давно: простежування променів (метод променевого



трасування) [106], метод тимчасових затримок (Delaytime Method - DTM) [104], метод в термінах часу (time-term method) [138] і метод взаємних часів (плюс- мінус метод) (Reciprocal (Plus - Minus) Method - RM) [244]. Основним недоліком перерахованих методів є використання теорії поширення променів і годографів головних хвиль.

Метод в термінах часу є простою інверсією годографів, який був розроблений Шайдеггером і Уілмором [203] і широко використовувався для сейсмічних досліджень заломлених хвиль в земній корі в 1960-70 роки [99, 246, 252]. На думку Івасакі [138] цей метод має ряд переваг, незважаючи на грубе наближення годографу при його використанні. Ускладнені методи інверсії годографів, що базуються на трасуванні променями, іноді занадто чутливі до невеликих структурних змін через їх високочастотну апроксимацію. Метод в термінах часу за рахунок простого розрахунку годографу та використання рівняння лінійних спостережень характеризується стійкістю обчислювального процесу. Ампілов приводить визначення сейсмічної інверсії як сукупність деяких алгоритмів, в результаті яких замість сейсмічного розрізу отримують розріз акустичного імпедансу – добуток швидкості на густину [5, стр. 29] і після огляду існуючих методів інверсії робить висновок, що ступінь умовності та суб'єктивізму результатів їх застосування дуже висока. Тому можна сказати, що навіть з використанням в методі інверсії простого рівняння під час його розв'язку накладаються деякі апріорні припущення, а також робиться відносно спрощення моделі середовища, що вже говорить про обмеженість самого методу.

У методі променевого трасування в умовах присутності в розрізі великої кількості блоків з сильно криволінійними границями, ускладненими чисельними структурними порушеннями, відсутня можливість якісного опису моделі середовища, оскільки стандартно вона представляється набором границь з певними параметрами. Однак якщо відмовитися від блокового представлення моделі середовища і використовувати просту параметричну модель [124, 198], то в результаті втрачається якість і точність розрахунків.

Надалі метод взаємних часів розділили на два основні типи: традиційний (conventional reciprocal method - CRM), засновником якого вважається Хавкінс [133] і узагальнений (generalized reciprocal method - GRM), який був запропонований Палмером [177] і в подальшому розвинений [178]. Аналіз застосування різних типів методу взаємних часів показав, що узагальнений метод має ряд обмежень, тому піддається жорсткій критиці з боку інтерпретаторів [216, 244]. Хоча в сучасній сейсморозвідці все ж таки розвивають саме узагальнений метод, наприклад, у тривимірному варіанті для розрахунку статичних поправок [104].

Кінематичні методи обробки, що базуються на розрахунку, а також простеженні годографів і променів хвиль та побудові на їх основі швидкісних моделей середовища, отримали широке застосування, як в ближньому зарубіжжі [3, 9, 24, 42, 51, 52, 70, 72], так і за кордоном [93, 128, 144, 145, 148, 166, 175, 179, 187, 212, 234, 236, 241].

Одним з найбільш відомих і застосовуваних кінематичних методів обробки та інтерпретації сейсмічних хвильових полів є сейсмічна томографія [76, 97, 98, 115, 163, 190, 197, 208, 211, 220, 247, 255-257, 261, 263]. Теоретичною основою томографії є простежування променів для визначення глибинного положення границь розділу і побудова швидкісної моделі середовища [76, 211].

Методи сучасної сейсмічної томографії можна умовно поділити на два типи: побудова за першими вступами хвиль або блокова томографія (first arrival travelttime tomography or cell tomography) і пошарова побудова швидкісної моделі (deformable layer tomography) [263].

До типу побудов швидкісної моделі за першими вступами відноситься томографія поворотними променями, яку також визначають як томографію заломленими або проникаючими хвилями [220]. Метод базується на мінімізації різниць між спостереженим годографом і прорахованим з застосуванням трасуванням променів для початкової моделі. Таке вирішення є ітераційним та складається з п'яти етапів: виконується пікування перших вступів; за допомогою

трасування променів робиться початкова оцінка швидкісної моделі; виконується сегментація траєкторії променів в частині, яка міститься в кожній клітині швидкісної моделі; розраховується різниця між спостереженим і прорахованим годографами кожного променя; виконується ітераційне проектування різниць для оновлення швидкісної моделі. Томографія поворотними променями може бути застосована до сейсмічних даних для оцінки структури швидкості поблизу поверхні, а саме в зонах, де методи статички за заломленими хвилями не дають задовільного результату через погані зареєстровані дані або відсутність гладкої структури середовища [92].

Якщо у випадку побудови за першими вступами хвиль використовується лише частина хвильового поля, що їх містить, то в другому випадку при обробці використовується все хвильове поле, за яким пошарово відбудовується швидкісна модель, причому враховується швидкісна неоднорідність шарів, які складають розріз. Порівняння двох типів томографії показує, що пошарова томографія дає значно кращий результат при побудові швидкісної моделі середовища [263], що продемонстровано на рис.1.4.

Зважаючи на те, що хвиля, строго кажучи, не поширюється за променем, більш природному її фізичному поширенню в середовищі відповідає хвильовий фронт. Вперше питання про побудову діаграм хвильових фронтів було розглянуто в 1930 р. Торнбергом [233], але ґрунтовний теоретичний базис побудови хвильових фронтів розробив у 40-х роках двадцятого століття Ю.В. Різниченко. Він запропонував метод полів часу [68], який являє собою процес відновлення ізоліній часового поля у вигляді огинаючих сімейства елементарних ізохрон. Поле часу в деякій області середовища визначається Різниченком як значення часу приходу фронту (або іншої фазової поверхні) хвилі в задану точку. Чисельний варіант методу полів часу запропонував Плипенко В.М. [55], який дозволив в подальшому розвинути кінематичну міграцію поля рефрагованих хвиль [12, 15]. Метод полів часів є теоретичною основою для обробки спостережених хвильових полів, яка за кінематикою найбільш близька природному поширенню хвиль в

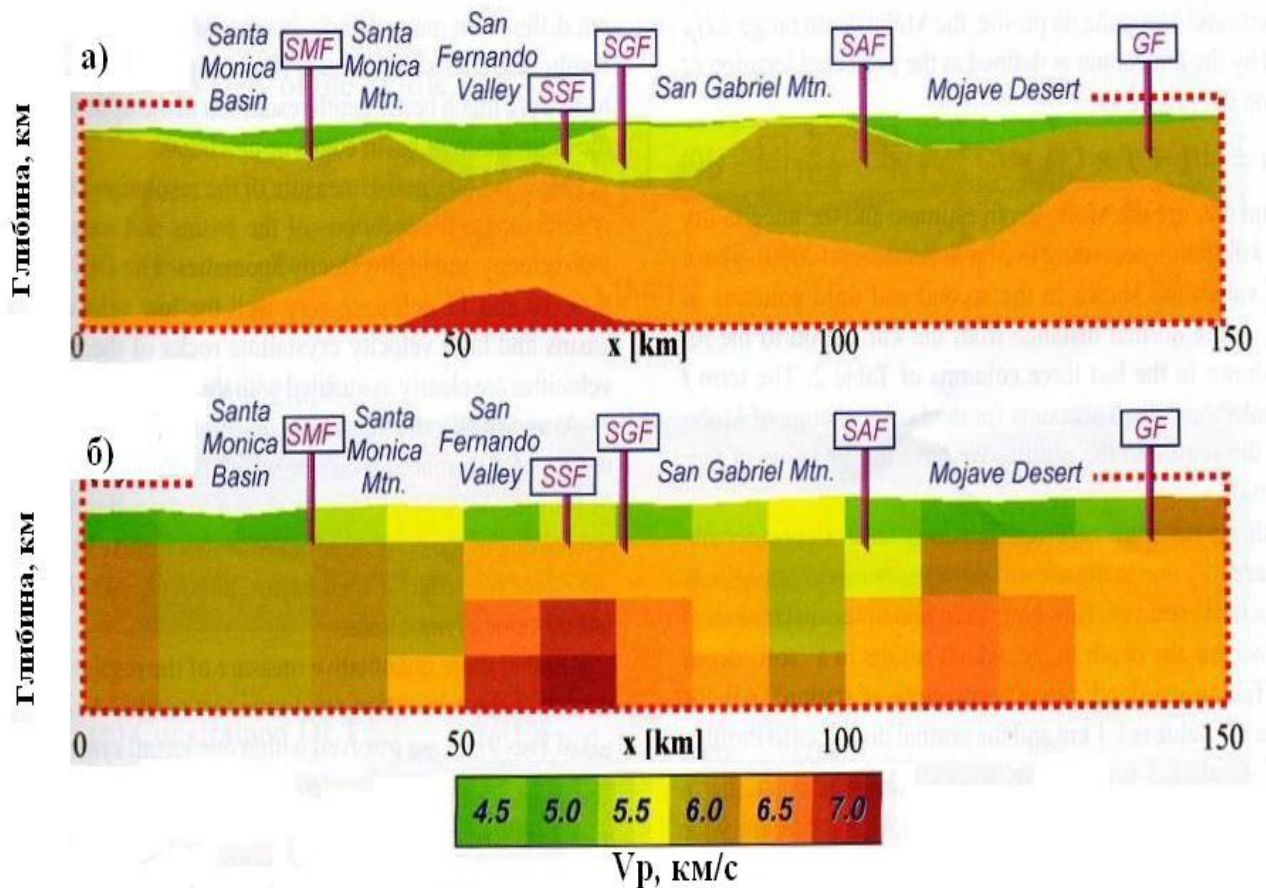


Рис.1.4. Порівняння результатів застосування двох типів томографії: а) пошарова побудова швидкісної моделі (deformable layer tomography); б) побудова за першими вступами хвиль або блокова томографія (first arrival traveltime tomography or cell tomography) [263].

середовищі.

За кордоном ідею Торнберга продовжив розвивати Хагедорн [131], який в 1957 р. розробив модифікацію графічного рішення методу побудови діаграм хвильових фронтів, названого їм «плюс-мінус метод», але в той час метод не отримав широкого поширення, Оскільки при його застосуванні необхідно було виконувати велику кількість обчислень.

В той же час принцип геометричної побудови лінії границі «плюс-мінус методом» насправді розглядався в більш ранній роботі, в якій був запропонований

«метод різниць» («the method of differences») [118]. Отже, в даному випадку заслугою Хагедорна є те, що у своїй роботі він дав єдину теорію методів кінематичної обробки, які базуються на застосуванні хвильових фронтів і годографів заломлених хвиль. Особливу увагу заслуговує той факт, що метод побудови хвильових фронтів (або метод взаємних часів) здатний відновлювати нерегулярну границю, що пояснюється відступом від припущення про плоскі границі між пластами. Тим самим метод наблизився до будови реального геологічного середовища, що розширило його інтерпретаційні можливості.

В статті Алі [91] методи аналітичної та графічної інтерпретації заломлених хвиль поділено на дві групи. Перша група об'єднує методи, що зображують критично рефраговані промені, що сходяться на позиції загальної поверхні (плюс-мінус метод, методи часових затримок), а друга включає в себе методи, що базуються на хвильових фронтах і використовують критичні промені, що виходять з середньої точки на заломлюючій границі (GRM, заломлення хвильових фронтів (Wavefront Refraction (WR)). Використовуючи синтетичну модель Палмера виконано порівняння таких методів як GRM, плюс-мінус і заломлення хвильових фронтів, який є методом пошарової променевої інверсії. В статті зазначається, що метод WR дозволяє зображувати нерегулярні заломлюючі поверхні та визначати раптову латеральну зміну швидкості. Крім того, в даному методі глибинні розрахунки не залежать від швидкості в заломлюючій товщі.

В статті Шустера і Квінтус-Божа запропоновано метод томографії WET інверсії [207]. Особливістю даного методу інверсії годографів є врахування ефекту хвильових фронтів, які розраховуються шляхом вирішенням рівняння ейконалу.

Даний підхід базується на зворотному проектуванні залишків годографів або фазових залишків, які використовуються для інвертування полів уповільнення ( $S(x) = 1/V(x)$ ) в акустичному середовищі. Алгоритм WET інверсії складається з визначення перших вступів, на базі відомої моделі уповільнення вирішується рівняння ейконалу і розраховуються залишки годографів шляхом віднімання спостереженого годографу від розрахованого, вагова функція джерела відома в

усіх точках середовища, параметри геометричного поширення ігноруються, модель уповільнення оновлюється і попередні кроки ітеративно повторюються до її співпадіння з заданою моделлю. Також ними проведено порівняння основних томографічних алгоритмів, таких як томографія променевим трасуванням, методу Вудворда і Рокка [247], методу інверсії годографів за хвильовим рівнянням [156]. Автори наводять їх відмінності і подібність в окремих випадках будови середовища.

Метод побудови сейсмічних границь за годографами хвиль, чим фактично і є кінематична міграція, домінував в інтерпретації з перших кроків сейсмозвідки [68, 233]. Термін «кінематична міграція» (kinematic migration) з'явився в зарубіжній літературі лише з моменту вирішення задач побудови границь в неоднорідному середовищі. Під цим терміном розуміють простий метод слідкування за траєкторією руху хвиль в середовищі з відомим розподілом швидкості (моделювання) [158] або ж визначення глибинного положення відбиваючої границі при заданій швидкісній моделі середовища [241], що, в загальному розумінні, співпадає з нашим поясненням даного терміну. В нашому розумінні кінематична міграція є методом визначення спрощеної швидкісної моделі двохшарового середовища за полем заломлених хвиль, який базується на продовженні часового поля шляхом кінцево-різницевого розв'язку рівняння ейконалу для двох зустрічних годографів заломлених хвиль чисельним варіантом методу полів часу, який був розроблений Пилипенко В.М. [55] та вирізняється точністю та стійкістю розв'язку рівняння ейконалу [12].

В статті Т'еррі [231] авторами відмічено, що основні труднощі міграції, що базується на променевій теорії, пов'язані з обчисленням годографів хвиль в околі для всіх джерел і приймачів. З цієї точки зору, кінцево-різницеве вирішення рівняння ейконалу для обчислення перших вступів годографів [183, 239, 240] стало одним з перших значних проривів в цьому напрямку. Даний підхід забезпечив появу надзвичайно швидких алгоритмів для кінематичної міграції [167, 186]. Проте, зображення складної структури лише на основі перших вступів

часто виконується некоректно [128]. В статті сказано, що розширення застосування вирішення рівняння ейконалу в області обробки амплітуд хвильового поля і багатопроменевого обчислення не увінчалися успіхом.

Авторами Сава і Фомел в публікації 2001 року [200], дана порівняльна характеристика двох основних методів кінематичної обробки даних з використанням годографів хвиль: трасування променями та чисельного вирішення рівняння ейконалу. Автори з виконаного порівняльного аналізу зробили висновок, що вирішення рівняння ейконалу є швидким і надійним, але обмежено розрахунком тільки перших вступів хвиль, в той час як метод трасування променями може визначити і наступні вступи хвиль, але не має такої надійності і стійкості як вирішення рівняння ейконалу [200].

В статті Ху і співавторів [137] розглянуто обробку даних WARRP, де обговорюються існуючі умови реєстрації ширококутного сейсмічного сигналу і проблеми, що зустрічаються на практиці їх застосування. Автори проаналізували за допомогою прямого моделювання кінематичні характеристики ширококутних сейсмічних сигналів і вплив різного виду шуму на спостережене на значних відстанях від джерела хвильове поле. При цьому ширококутні сейсмічні дані були оброблені з застосуванням сейсмічної томографії і виконано процедуру підсумовування трас МСГТ. В даному випадку автори отримали суму СГТ з залученням заломлених хвиль, хоча не враховували різницю в проходженні відбитих і заломлених хвиль у середовищі (рис.1.3), і при цьому особливу увагу приділили визначенню швидкості для NMO. Отримані авторами в результаті роботи висновки, щодо аналізу зареєстрованого на значних відстанях від джерела хвильового поля, дуже корисні для розвитку міграції поля рефрагованих хвиль. Однак результат суми СГТ без урахування проникання заломлених хвиль у середовище викликає сумніви, особливо в визначенні складних деталей будови границь.

В двовимірному випадку кінематична міграція дозволяє отримати тільки лінію границі розділу двох середовищ вздовж профілю спостережень. В

тривимірному варіанті кінематична міграція дає зображення всієї поверхні досліджуваної границі, що дозволяє безпосередньо інтерпретувати матеріали сейсмозвідки в об'ємному вигляді, формуючи структурно-тектонічну модель середовища.

Для визначення поверхні границі розділу в середині Землі за кінематичними властивостями хвильового поля в більшості випадків застосовуються методи, що базуються на вирішенні системи рівнянь сейсмічних променів [52, 189, 190, 217, 241, 243]. Такі методи за умов значно неоднорідної будови досліджуваного середовища призводять до нестійких побудов.

Кінцево-різницевий розв'язок рівняння ейконалу при обробці даних сейсмозвідки застосовується головним чином лише для вирішення прямої кінематичної задачі відновлення часового поля точкового джерела як у двовимірному, так і тривимірному варіанті для подальшого застосування хвильової міграції методом інтегралу Кірхгофа [121, 207, 210, 214, 236]. Розв'язок рівняння ейконалу для прямої задачі сейсмозвідки запропоновано і розглянуто в декартових [236, 239, 240] та в сферичних координатах [121, 207].

В статті Ван Авендонка [234] вказано, що вирішення рівняння ейконалу, запропоноване Відале у 1988 році [239] і метод найкоротших шляхів (the shortest path -SPM or graph), розроблений Наканіші і Ямагучі [171], це є два підходи до трасування променями. В статті виконано порівняння ефективності застосування цих підходів, аналіз помилок, що виникають при розрахунку траєкторій пробігу променів, а також визначення наскільки покращується результат обчислень методом найкоротших шляхів з урахуванням вигину променя.

Огляд існуючих методів розрахунку годографів наведено в статті Аудеберта [93], серед яких розглянуті також і методи кінцево-різницевого вирішення рівняння ейконалу: «метод Відале» - розрахунок хвильового фронту квадратом, що розширюється (Expanding rectangular wavefront) та метод Ван Трієра і Сімса – зворотний кінцево-різницевий розв'язок (Upwind finite-difference). Аудебертом



підкреслено переваги методів розрахунку годографів з застосуванням кінцево-різницевого вирішення рівняння ейконалу.

Продовження часового поля, запропонованого Пилипенко В.М. [58], базується на вирішенні рівняння ейконалу і використовується у варіанті методу кінцево-різницевої кінематичної міграції, яка за участю автора даної роботи розвинута в Інституті геофізики ім. С.І.Субботіна НАН України. Даний підхід є більш складним процесом, оскільки, крім відбудови хвильового поля за спостереженим годографом, передбачено визначення області існування вирішення задачі.

Переважаюча більшість прийомів томографії базується на кореляції годографів хвиль з подальшим визначенням за ними розподілу швидкості в середовищі [76, 114]. Швидкість загалом розглядається як безперервна функція просторових координат. На відміну від цього, основною засадою міграції рефрагованих хвиль, розробка якої розглядається в даній дисертаційній роботі, є існування розриву функції швидкості на границі заломлюючого середовища. Міграція рефрагованих хвиль не може бути застосована при вивченні будови середовища, де відсутній значний розрив швидкісної функції. Отже, чим більш імовірно існування значних розривів швидкості в сейсмічному середовищі, тим більше підстав для застосування міграції рефрагованих хвиль. І навпаки, чим плавніше зміна в просторі швидкісних характеристик, тим краще умови для ефективного застосування томографічних прийомів.

Кінцево-різницеве вирішення рівняння ейконалу в задачі кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, яке розглядається в четвертому розділі даної роботи, застосовується для продовження часового поля двох зустрічних годографів, що в свою чергу дозволяє отримати глибинне зображення границі заломлення [12, 15]. Для вивчення структури всього розрізу, а не лише форми заломлюючих границь, необхідно застосовувати динамічну міграцію, яка дає змогу відобразити глибинне зображення середовища з усіма присутніми в ньому об'єктами сейморозвідки.

### **1.3. Динамічна міграція спостереженого хвильового поля або формування зображення середовища**

Перш за все необхідно відмітити, що динамічна міграція в питанні формування зображення середовища є більш інформативною порівняно з кінематичними методами міграції, тому що дозволяє відобразити всі структурні особливості не лише границь розділу, а й, що є більш актуальним, всіх товщ, які присутні в досліджуваному розрізі. В результаті застосування динамічної міграції отримують загальну картину структурної будови середовища в динамічних характеристиках хвильового поля. Основною складовою всіх видів динамічної міграції є продовження хвильового поля, що базується на вирішенні хвильового рівняння.

Як було сказано вище, переходу міграції з кінематичної в динамічну область посприяла робота Ю.В. Тимошина [82], в якій був запропонований метод формування зображень середовища шляхом інтерференційних перетворень спостереженого хвильового поля з застосуванням інтегралу Кірхгофа.

Для подальшого розвитку динамічної міграції важливою стала поява в 1973 році роботи Петрашаня Г.І. і Нахамкіна С.А. [54], в якій автори виклали теоретичні засади продовження хвильових полів на базі вирішення хвильового рівняння та його застосування при вирішенні інтерпретаційних задач сейсморозвідки.

Якщо говорити про загальний алгоритм динамічної міграції, то основними його складовими є вирішення хвильового рівняння і визначення кінематичної умови для формування зображення середовища. Саме в різниці підходів до їх реалізації і ґрунтується різноманітність існуючих методів динамічної міграції.

Оскільки визначення кінематичної умови для формування зображення є ключовим етапом при застосуванні міграції, розгляду різноманітних підходів до її реалізації присвячено ряд статей [139-140, 170, 202, 204, 261].

Так в статті Джонса [139] зроблено огляд існуючих сучасних підходів до визначення кінематичної умови для формування зображення при застосуванні динамічної міграції. В даному огляді автором розділено методи міграції, відповідно до їх теоретичних основ на ті, які базуються на променевій теорії та на екстраполяції хвильового поля. До перших він відносить міграцію Кірхгофа і пучкову міграцію (beam migration), а другу групу він також розділяє на два великі класи в залежності від врахування вертикального напрямку поширення хвиль: односторонні (one-way wave equation wavefield extrapolation migration або часто її називають просто WET) і двосторонні (two-way wave-equation RTM). В той же час автором зазначається, що в основу всіх методів міграції покладено концепцію побудови зображення по точці відбиття, яку запропонував Клаербаут [110].

Вже згаданий метод RTM є дуже поширеним за кордоном варіантом міграції, який найбільш наближений за теоретичними основами до кінцево-різницевого методу, що був запропонований Пилипенко В.М. [58] і розвивався за участю автор даної дисертації [59-65]. Однак відмінність методу RTM полягає в тому, що при його виконанні використовуються два зустрічні, тобто пряме від джерела і зворотне від приймачів, продовження хвильового поля. На рисунку 1.5 схематично показано принцип RTM для 2D випадку. Даний підхід передбачає необхідність наявності обох розрахованих продовжених полів в пам'яті комп'ютера, що у випадку великого об'єму спостережених даних, створює додаткові вимоги до ресурсів під час обробки.

Як і у нашому підході для процесу формування зображення необхідно мати визначену швидкісну модель середовища. В більшості випадків при RTM використовується однорідна або згладжена модель. Для всіх пунктів збудження виконується два продовження хвильового поля з використанням однієї і тієї ж швидкісної моделі: моделювання хвильового поля (або пряме продовження хвильового поля) від джерела і зворотне продовження хвильового поля від приймача. При цьому змодельоване хвильове поле від джерела зберігається на

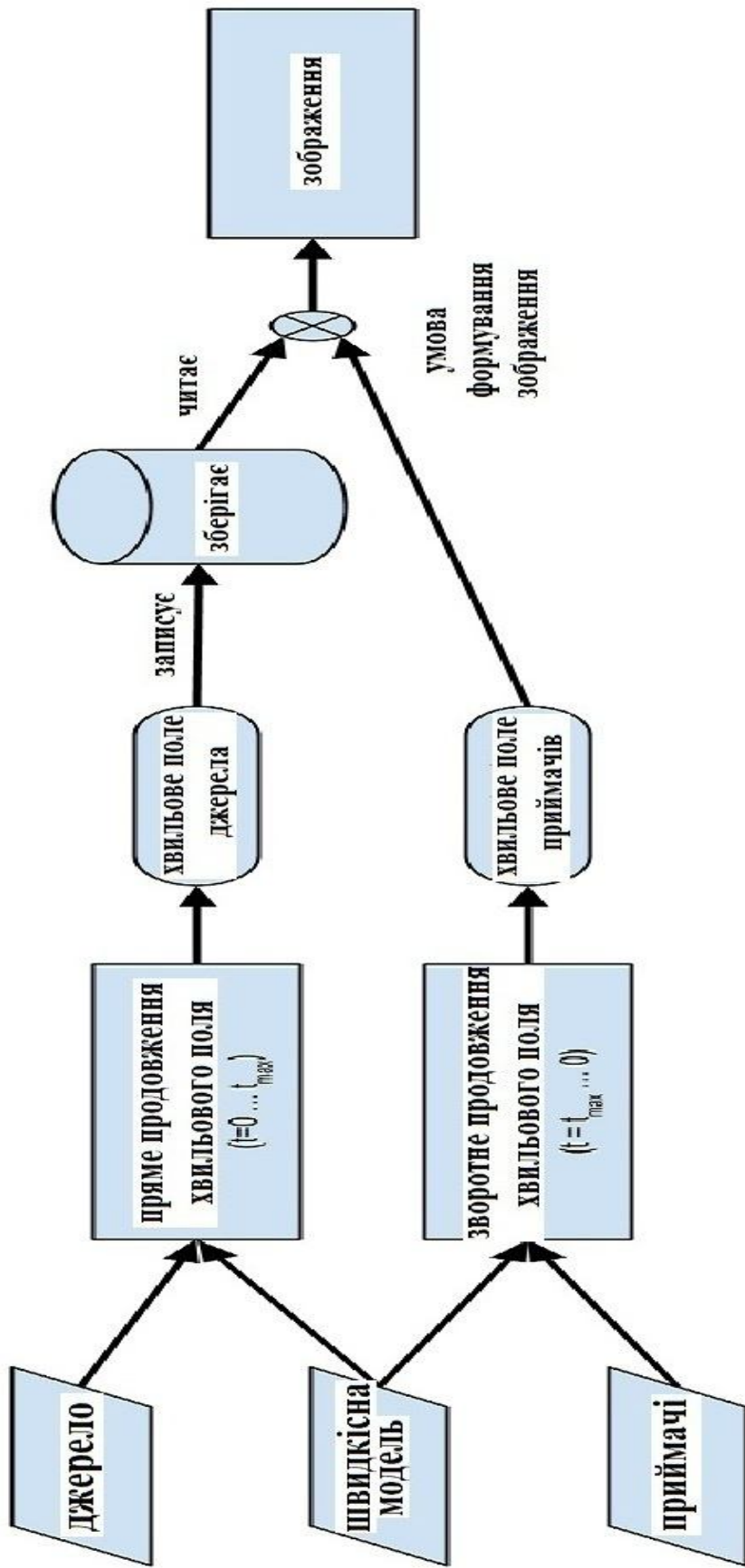


Рис.1.5. Принцип RTM.

дисковій пам'яті до крос-кореляції з хвильовим полем приймачів. В даному випадку крос-кореляція вказана як умова формування зображення  $I(z, x)$ , яка дозволяє підсилити імпульс джерела, тобто підсумовуються кореляційні образи всіх пунктів збудження

$$I(x, z) = \sum_s \frac{t \sum S_s(x, z, t) R_s(x, z, t)}{\sum S_s^2(x, z, t)},$$

де  $S_s(x, z, t)$  - продовжене хвильове поле від джерела для окремого пункту збудження,

$R_s(x, z, t)$  - продовжене хвильове поле у зворотному часі від приймача для окремого пункту збудження.

В різних роботах пропонуються різні умови, за якими формується зображення середовища. Так в роботі Мюллера з співавторами [170] для отримання зображення підсумовуються кореляційні образи всіх пунктів приймачів:

$$I(x, z) = \sum_s \frac{t \sum R_s(x, z, t) S_s(x, z, t)}{\sum R_s^2(x, z, t)}.$$

Така умова отримання зображення вважається більш ефективною, оскільки потребує меншого об'єму обчислень.

В іншій роботі умова кореляції дає можливість ефективно реалізувати РТМ в часовій області [204]

$$I(z, x) = \sum_{s=1}^{ns} \frac{\int_0^{t_{\max}} \sum_{r=1}^{nr} S(x, z, t; x_s) R(x, z, t; x_r) dt}{\int_0^{t_{\max}} S(x, z, t; x_s) R(x, z, t; x_r) dt + \sigma},$$

де  $\sigma$  – мала величина для уникнення ділення на нуль.

Існують розробки методу RTM і в тривимірному варіанті [249, 251], що ще раз підтверджує його значну популярність за кордоном.

Огляд сучасних розробок в області формування зображення середовища подано в книзі Столта і Веглейна, яка нещодавно була видана в Америці [226]. Особливу увагу в книзі присвячено опису основних понять міграції і інверсії, а також співвідношенням між цими двома методами. Авторами пояснено міграцію, як визначення просторового розміщення зміни властивостей Землі, назване «розміщення відбивачів», а інверсія визначає знак і розмір зміни конкретних властивостей та густини Землі вздовж відбиваючої поверхні. Оскільки метод сейсмічної інверсії полягає в перетворенні сейсмічних даних в кількісний опис властивостей порід, то можна сказати, що він відноситься скоріше до етапу інтерпретації. Отже, загалом, на думку автора даної дисертації, міграція і інверсія відповідають обробці і інтерпретації сейсмічних спостережень. В книзі Столта і Веглейна зазначено, що при реєстрації реальних сейсмічних даних, значна частина енергії приходить від не дзеркальної дифракції. Якщо дифракційна енергія несе інформацію, необхідну для повного формування зображень середовища зі складною геометрією, то якісний алгоритм міграції повинен передбачати при формуванні зображення наявність цієї дифракційної енергії. Автори стверджують, що алгоритми міграції, що базуються як на вирішенні хвильового рівняння, так і на променевій теорії, як правило обидва, здатні зробити це. Проте до найбільш коректних методів міграції, на думку Столта і Веглейна, відносяться так звані повнохвильові методи, які менше залежать від віддаленого поля асимптотичних наближень, що властиво теорії випромінювання. При цьому центральне місце в

методах міграції, що базуються на розв'язку повнохвильового рівняння, на їх думку, займає концепція продовження хвильового поля вниз, запропонована Клаербаутом [110].

Для демонстрації своїх міркувань Столт і Веглейн наводять приклад застосування міграції Кірхгофа і RTM до модельного середовища з порушенням на границі поділу у вигляді нахиленої сходинок.

На рисунку 1.6 наведено порівняння результатів обох вибраних варіантів міграції, де чітко видно переваги методу RTM при формуванні зображення заданого порушення.

Швидкісна модель середовища, яку було використано для даного прикладу не наведено на рисунку, оскільки на результаті застосування RTM форма порушення повністю відповідає заданій на моделі. В той час як на результаті застосування міграції Кірхгофа гострі кути порушення мають згладжений вигляд. Таким чином, можна зробити висновок, що при наявності в середовищі порушень з гострими кутами нахилу більш вигідним варіантом міграції буде той, що базується на кінцево-різницевому продовженні хвильового поля.

Останнім часом формування зображення середовища до суми або за вихідними сейсмограмами спільного пункту збудження набуває все більшої популярності. Це пов'язано з тим, що зображення, отримане з застосуванням міграції до суми є більш детальним, що підтверджено практичними результатами, один з яких наведено вище (рис.1.1) [13, 62]. Міграція за вихідними сейсмограмами спільного пункту збудження дозволяє відобразити будову складних елементів середовища, які не повністю відображуються або відсутні на результаті міграції після процедури підсумовування трас методом СГТ. В той же час сучасні системи спостереження характеризуються значними об'ємами зареєстрованих даних, що не дозволяє виконати в короткі строки їх обробку з застосуванням міграції за вихідними сейсмограмами спільного пункту збудження з необхідною детальністю без залучення сучасних комп'ютерних технологій, таких як кластерні обчислення або обчислення на графічних процесорах [45, 64,

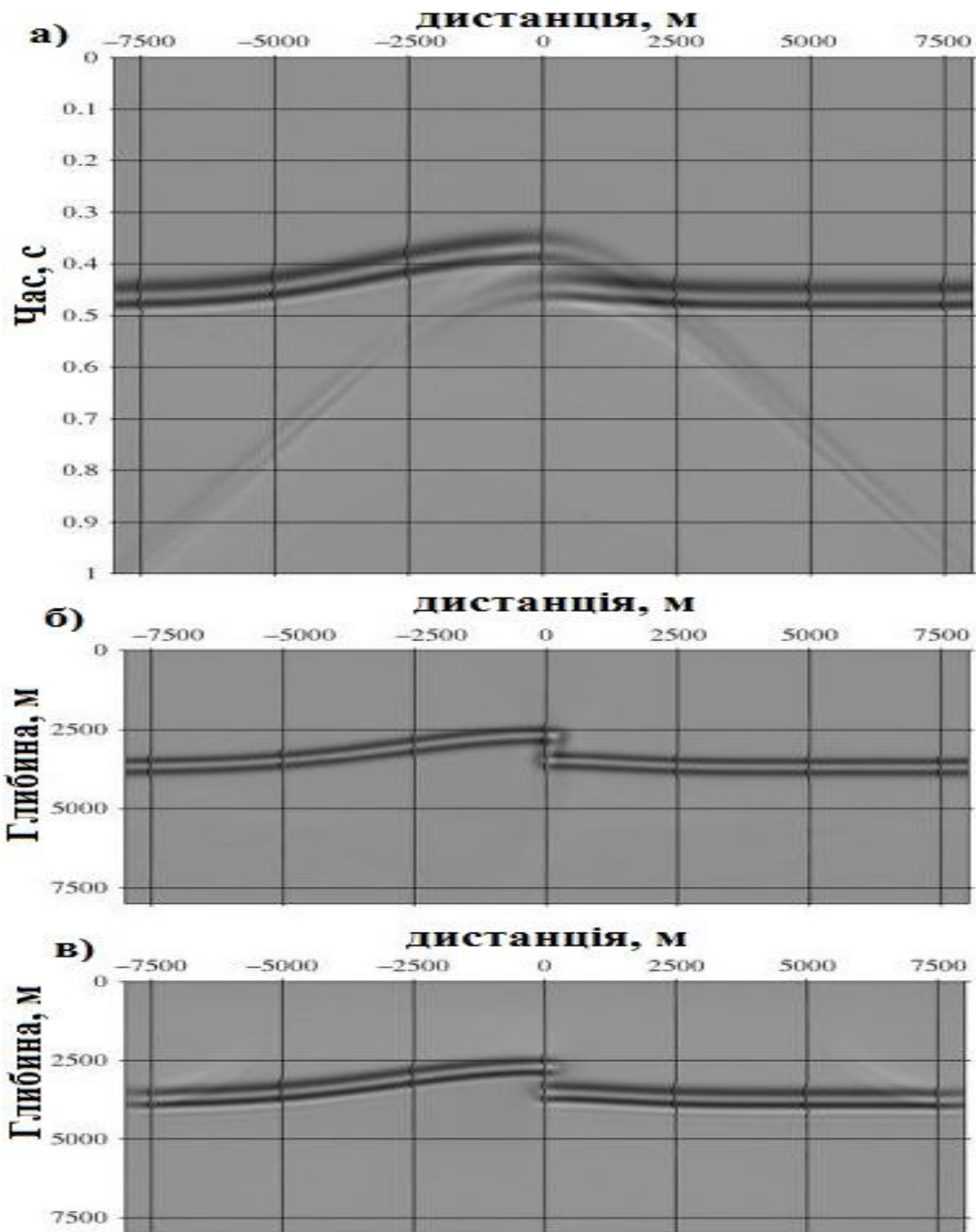


Рис.1.6. Порівняння зображення середовища з границею, що ускладнена порушенням: змодельоване середовище з застосуванням хвильового рівняння екстраполяції в зворотному часі (а); результат застосування RTM (б); результат застосування міграції Кірхгофа (в) [226].



217, 232]. Зокрема це стосується обробки тривимірних сейсмічних спостережень, об'єм яких сягає десятки, а іноді і сотні гігабайт.

Як вже було сказано, для формування глибинного зображення середовища за даними, зареєстрованими на декілька сотень кілометрів від пункту збудження необхідно залучати до процесу міграції поле заломлених хвиль. Тому розглянемо існуючі наукові розробки в напрямку розвитку динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

### **1.3.1. Розвиток методів формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль.**

У відповідності до зареєстрованого хвильового поля граф обробки містить процедури, які дозволяють отримати найповнішу інформацію про глибинну будову досліджуваного району та сприяють вирішенню окреслених задач сейсмозвідки. Однак, заключним етапом обробки сейсмічних спостережень завжди є міграція, яка дозволяє сформувати глибинне зображення об'єкту розвідки в динамічних характеристиках хвильового поля.

Оскільки стандартним методом міграції при обробці сейсмічних даних зареєстрованих системою багатократних перекриттів, як вже зазначалося, є міграція Кірхгофа після виконання підсумовування трас методом спільної глибинної точки (СГТ), існують сучасні розробки цього методу міграції, які базуються на принципі СГТ і орієнтовані на обробку сейсмічних даних, зареєстрованих на значних віддальх від джерела з залученням рефрагованих хвиль [66, 69, 72, 80, 123, 230].

На рис.1.7 проілюстровано ідею методу СГТ для відбитих (а) і заломлених хвиль (б) у варіанті СГП (метод спільної глибинної площадки) [66, 80]. Однак, якщо розглядати теоретичні основи методу СГП, то, як видно з рисунку, в якості заломлених хвиль у даному випадку виступають головні хвилі, поширення яких не передбачає їх проникання в товщу з більшою швидкістю і тому не повністю відповідає природі поширення заломлених хвиль. До того ж метод СГТ добре

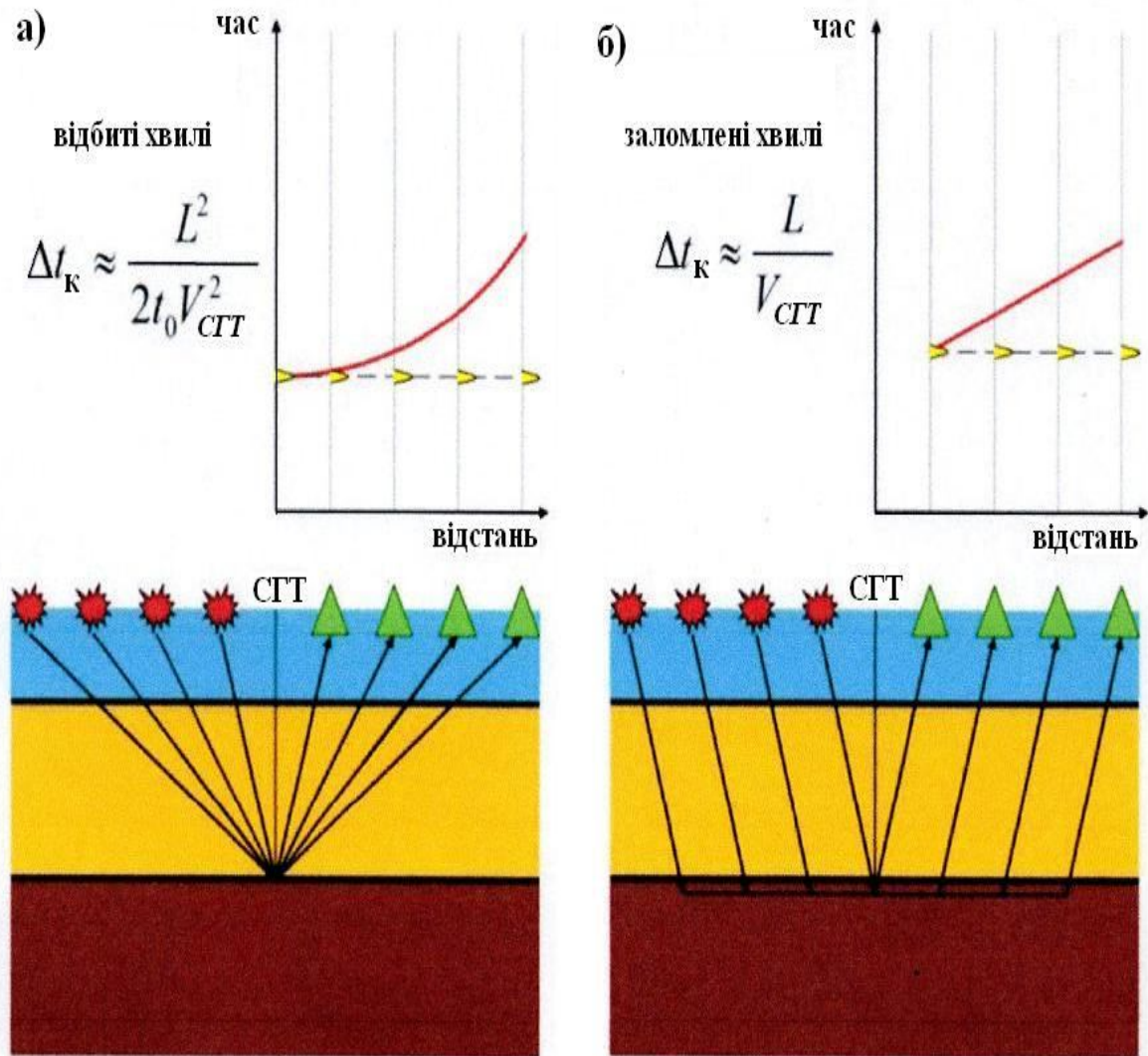


Рис.1.7. Сутність методу СГТ для відбитих (а) та заломлених (б) хвиль.

працює, коли розріз містить горизонтальні пласти і швидкість у середовищі не має різких змін, що, насамперед, суперечить фізиці утворення заломлених хвиль, а саме значний стрибок швидкості на заломлюючій границі. Ще однією вимогою до застосування методу СГТ є регулярність систем спостережень, що в більшості випадків не відповідає системам методу ГСЗ (WARRP). Подібні вимоги обмежують використання даного методу міграції поля рефрагованих хвиль. Крім того, залучення при підсумовуванні трас методом СГТ заломлених хвиль на значних віддальх від джерела, призводить до спотворення результату обробки.

Для підтвердження цього факту автором дисертації було виконано модельний приклад.

На рис.1.8 показано швидкісну модель середовища, яка використовувалася для демонстрації впливу залучення заломлених хвиль при стандартній обробці даних МВХ багатократними відбиттями.

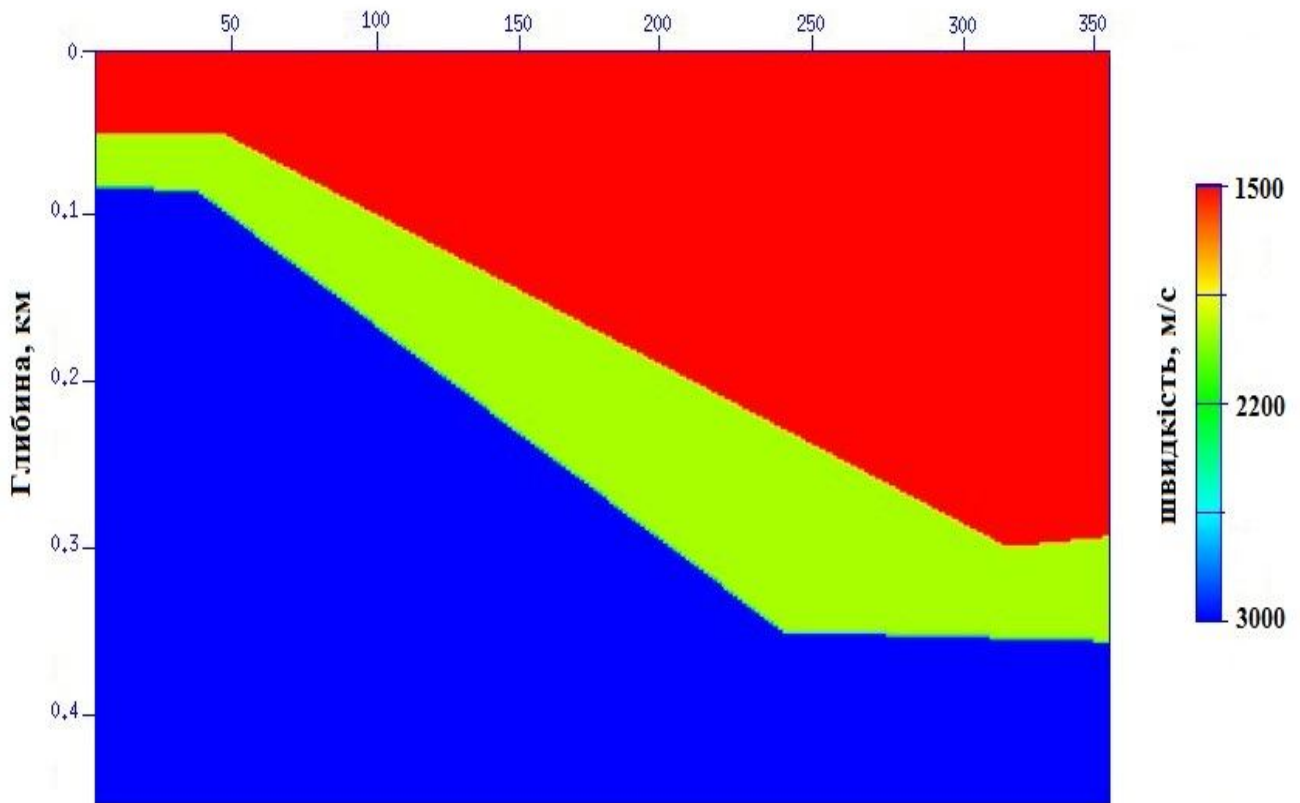


Рис. 1.8. Швидкісна модель середовища.

Швидкісна модель відповідає континентальному схилу морського дна зі швидкістю у товщі води 1500 м/с, яка змінюється на границі дна до 2200 м/с і на границі, яка знаходиться в земній корі, досягає 3000 м/с. В даному випадку швидкість в товщах є незмінною.

Хвильове поле було змодельоване з кроком по часу в 0.002 с. загальною довжиною в 2.5 с., при цьому перший приймач було розташовано на 90 м від пункту збудження з кроком між приймачами – 3 м. Було виконано моделювання

хвильових полів для 1296 пунктів збудження, зареєстрованих в різному діапазоні відстаней від джерела. На рис.1.9 показано результати моделювання хвильових полів в інтервалі реєстрації від пунктів збудження: 90-162 м (а) і 90-993 м (б).

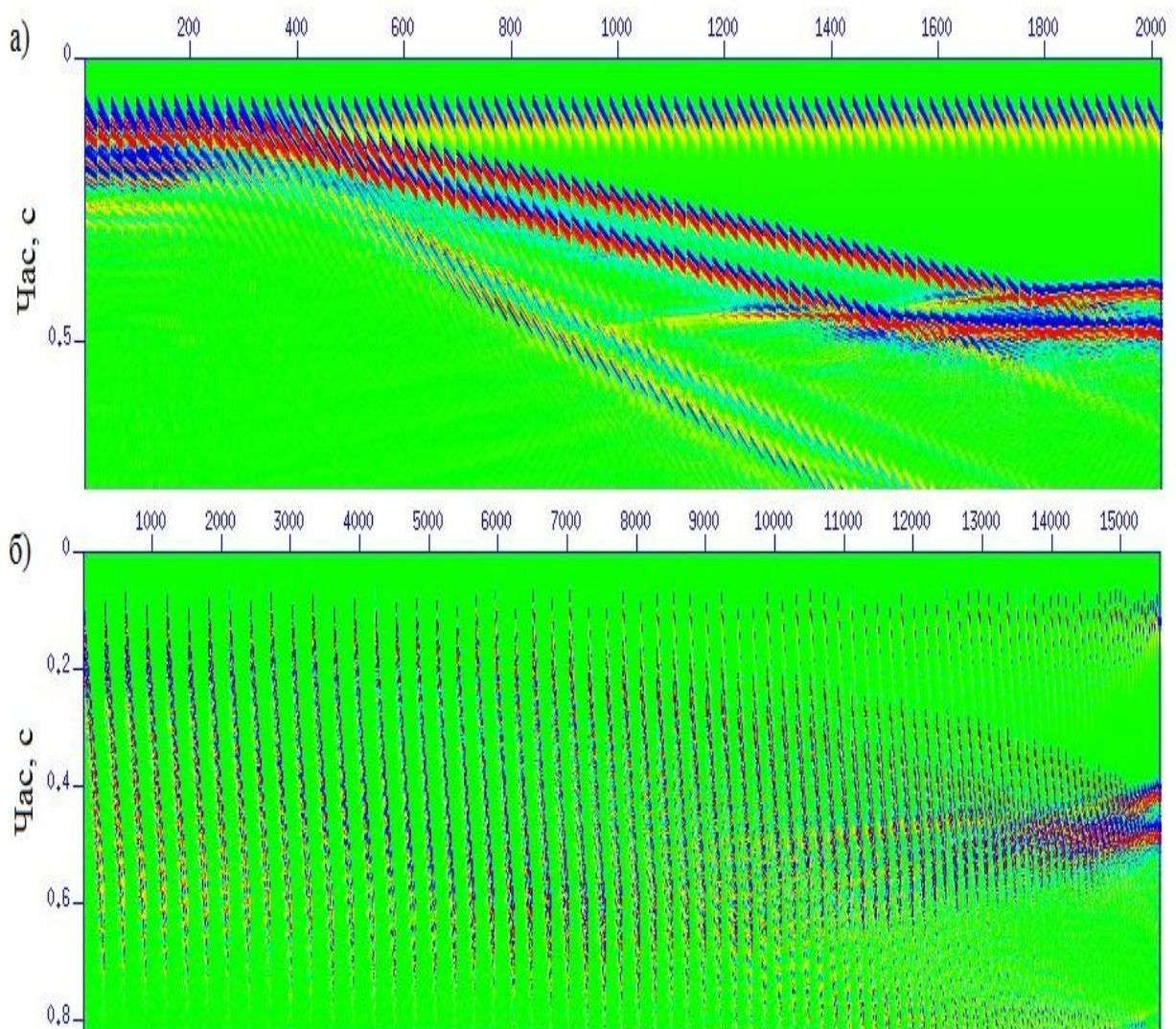


Рис.1.9. Змодельовані хвильові поля для 1296 пунктів збудження в інтервалі реєстрації коливань: а) – 90-162 м; б) – 90-993 м.

Порівнюючи змодельовані поля, зображені на рис.1.9а і на рис.1.9б можна відмітити їх повну розбіжність, яка безпосередньо пов'язана зі складом хвильових полів окремих пунктів збудження, зокрема присутністю заломлених хвиль. Було

виконано стандартну експрес обробку змодельованих хвильових полів для 1296 пунктів збудження, яка зазвичай завершується сумою СГТ (спільної глибинної точки). На рис.1.10 показано сумарні розрізи СГТ, отримані за даними, змодельованими в різних інтервалах відстаней від джерел.

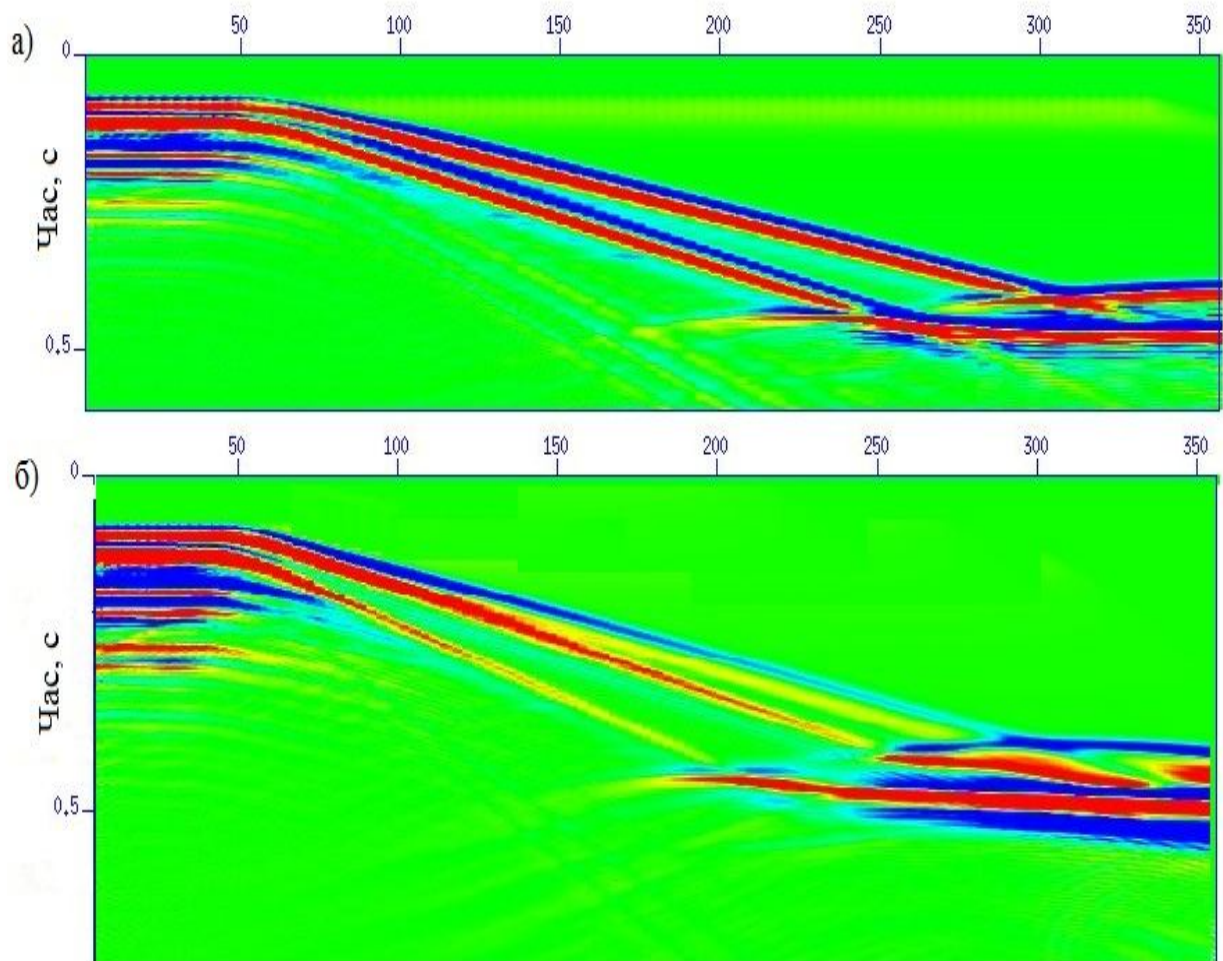


Рис.1.10. Сумарні розрізи СГТ для змодельованих хвильових полів, зображених на: а) – рис.1.9а; - рис.1.9б.

Порівняння результатів виконання процедури підсумовування трас методом СГТ для даних, змодельованих в різних інтервалах реєстрації коливань чітко показують, що при залученні більш віддалених трас з'являються додаткові елементи будови середовища, які відсутні на заданій моделі. Таким чином, наші

висновки щодо спотворення результату обробки хвильових полів, що зареєстровані на значних віддаленнях від джерел з використанням стандартних процедур обробки даних МВХ багатократними перекриттями підтверджено.

На рис.1.11 наведено порівняння результатів застосування міграцій Кірхгофа після суми, що базуються на відбитих та заломлених хвилях, в районі акваторії Каспійського моря. На думку автора дисертаційної роботи, Телегіним зі

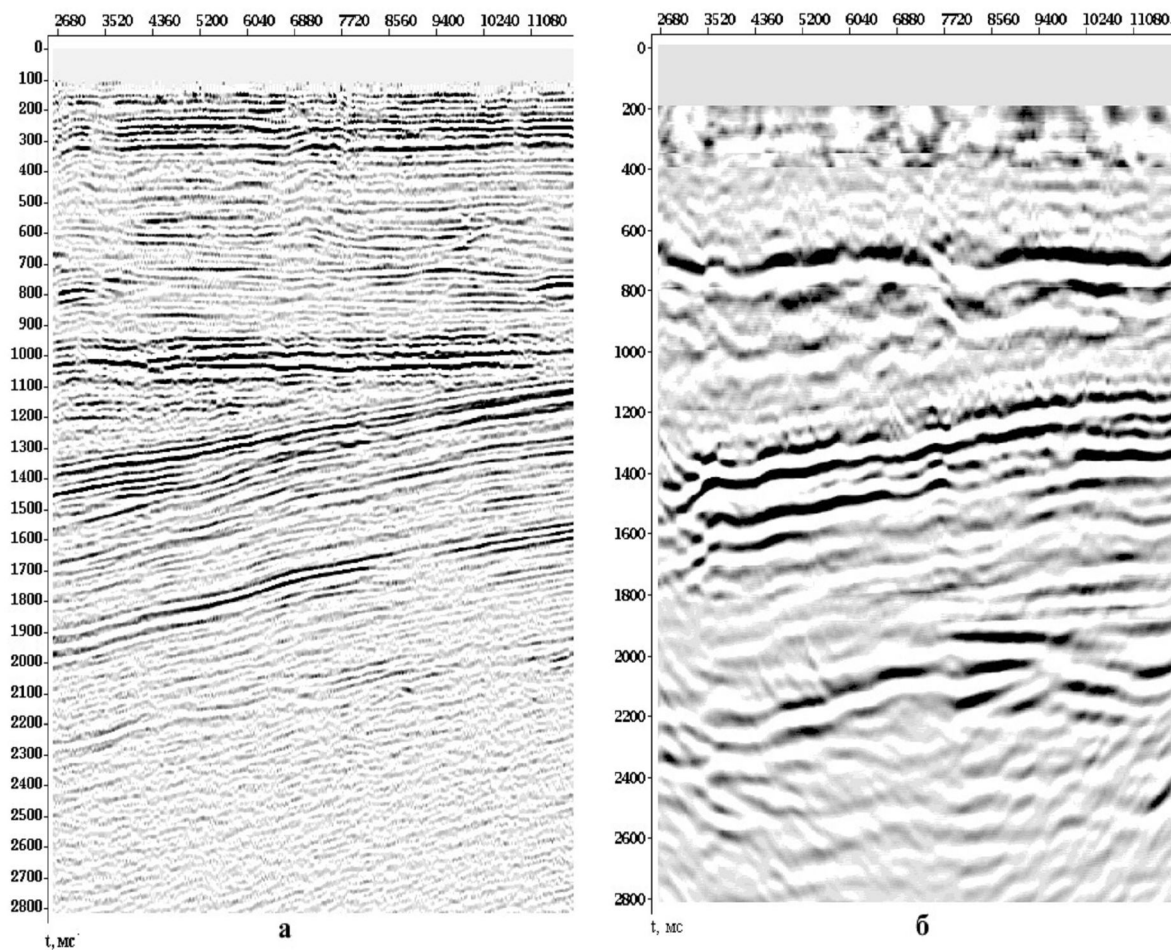


Рис. 1.11. Порівняння динамічних сейсмічних розрізів, отриманих за полем відбитих (а) і заломлених (б) хвиль на шельфі Каспійського моря [80].

співавторами обрано не зовсім вдалий приклад, хоча на ньому добре видно різницю частотного діапазону зображень, яка безпосередньо пов'язана з різницею

роздільної здатності двох методів. Дослідження з цієї теми були виконані автором даної дисертаційної роботи і представлені в публікації [59].

Існують розробки методів міграції головних хвиль у спектральній області [125, 147, 176]. Так у статті Новака [176] розглянуто можливість залучення до обробки головних хвиль за рахунок використання двох параметрів під час підсумовування, а саме за позицією і хвильовим числом. При цьому теоретичним базисом є вирішення хвильового рівняння в частотній області з використанням параксіальних Гаусівських пучків променів і інтегралу Кірхгоффа. На думку Новака, такий підхід корисний при ширококутній сейсмозв'язці і дозволяє відтворювати спектральні складові, які притаманні головним хвилям і які відсутні при підсумовуванні лише за одним параметром. Однак, в даній роботі не наведено практичних прикладів, які б підтвердили ефективність запропонованого підходу, що негативно впливає на описані результати і висновки.

Єманов О.Ф. з співавторами [30] розглядає можливість динамічного розрахунку головних хвиль, які реєструються на довільних відстанях джерело-приймач, в околі ліній спряжених точок, або початкових точок, або навіть на нульових базах реєстрації, що забезпечить побудову часового розрізу головних хвиль, подібного часовому розрізу за відбитими хвилями. Саме такі розрізи, на думку авторів, з використанням процедури міграції можуть трансформуватися в глибинні. Однак дуже важливо при цьому підвищити співвідношення сигнал/завада для запису головних хвиль. Єманов стверджує, що існуючі алгоритми підсумовування головних хвиль не забезпечують достатнього співвідношення сигнал/завада, який би відповідав існуючій кратності системи спостережень, що може призвести до спотворення результату при міграції.

В статті Хейла і співавторів для зображення соляного куполу пропонується використовувати поворотні хвилі, про які вже згадувалося вище [131]. При цьому пояснюється, що поворотні хвилі призводять до аномального приросту часу, якщо використовується процедура підсумовування методом СГТ, що призводить до зменшення часу відбиттів на зображенні з ростом відстані джерело-приймач. В

статті пропонується модифікація методу міграції фазового зсуву [126] для залучення поворотних хвиль при формуванні зображення соляного куполу. В запропонованому Хейлом підході розглянута можливість залучення різного типу хвиль до обробки з застосуванням міграції в спектральній області.

Ще одним напрямком міграції заломлених хвиль, що базується на принципі СГТ є його комбінація з міграцією в зворотному часі (RTM) [172]. В даному випадку за даною методикою результатом міграції є зображення заданої швидкісної моделі в динамічних характеристиках хвильового поля, що може бути корисним для інтерпретації, однак не гарантує достатню детальність.

З розвитком тривимірних систем спостереження виникає потреба в появі нових та вдосконаленні існуючих методів обробки сейсмічних даних з можливістю формування кубу зображення середовища. Існує багато статей, які присвячені теорії і методології тривимірної міграції поля відбитих хвиль, і лише деякі з публікацій відносяться до методів обробки тривимірних сейсмічних даних з залученням заломлених хвиль [198, 235]. В своїй роботі Рухл [198] дає огляд статей, які присвячені двовимірним методам СГТ з використанням годографів заломлених хвиль з метою визначення властивостей неглибоких заломлюючих горизонтів.

Ваншуйвер і Хілтерман [235] розглядають варіант тривимірної міграції Кірхгофа, яка подібна до міграції після підсумовування даних МСГТ, але при цьому використовуються рефраговані хвилі. Їх метод є 3D міграцією хвильових фронтів, але при цьому не враховується проникнення заломлених хвиль, а базовими виступають головні хвилі. В своїй статті Ваншуйвер і Хілтерман описують застосування міграції Кірхгофа з використанням рівняння годографу заломленої хвилі для СГТ. Такий підхід автори змушені були застосувати при обробці даних, спостережених в районі Західної Африки, оскільки соляний шток, вивчення якого було метою проведених досліджень, знаходився дуже близько до поверхні і отримати результат за полем відбитих хвиль в даному випадку було неможливо. Через малу глибину соляних покладів, відбиття від поверхні солі



важко виділити на хвильовому полі, що робить неможливим побудову точної моделі швидкості для подальшої глибинної міграції до підсумовування. А саме точне визначення границь солі має вирішальне значення для будь-якої глибинної моделі, де присутні поклади солі. Нажаль, коли соляне тіло знаходиться дуже близько до денної поверхні, відбиття від поверхні солі не чітко слідкуються, що пов'язано з великими відстанями між джерелом і приймачами, а також з кратними хвилями та іншими приповерхневими завадами. Отже, в даному випадку саме рефраговані хвилі, а точніше їх годографи, дозволили Ваншуйверу і Хілтерману визначити швидкісну модель району досліджень.

Всі представлені в наукових публікаціях розробки методів міграції з залученням поля рефрагованих хвиль базуються на головних хвилях, не враховуючи їх проникнення в заломлюючу товщу, що спрощує теоретичний базис, але призводить до втрати детальності, особливо при вивченні глибинної будови складно-побудованих середовищ.

Отже, якщо говорити про сучасну організацію обробки даних сейсмічних спостережень з застосуванням міграційних перетворень хвильових полів, то, на думку автора, вона повинна відповідати наступному алгоритму, який наведено на рис.1.12. Як видно з алгоритму, початок обробки будь-яких даних сейсмозвідки з застосуванням процедури міграції повинен передбачати якісний аналіз спостереженого хвильового поля з метою визначення типу хвиль, які будуть опорними при формуванні зображення середовища. Особливо це стосується обробки і інтерпретації хвильового поля, спостереженого методом ГСЗ (WARRP), де необхідним є визначення інтервалу хвильового поля, на якому зареєстровано рефраговані хвилі від певної границі розділу. Що актуально при наявності в розрізі кількох заломлюючих границь.

Наступним етапом є визначення апріорної швидкісної моделі середовища, без чого неможливо виконати динамічну міграцію. При цьому з існуючих методів міграції необхідно вибрати варіант, який буде кращим чином відповідати системі

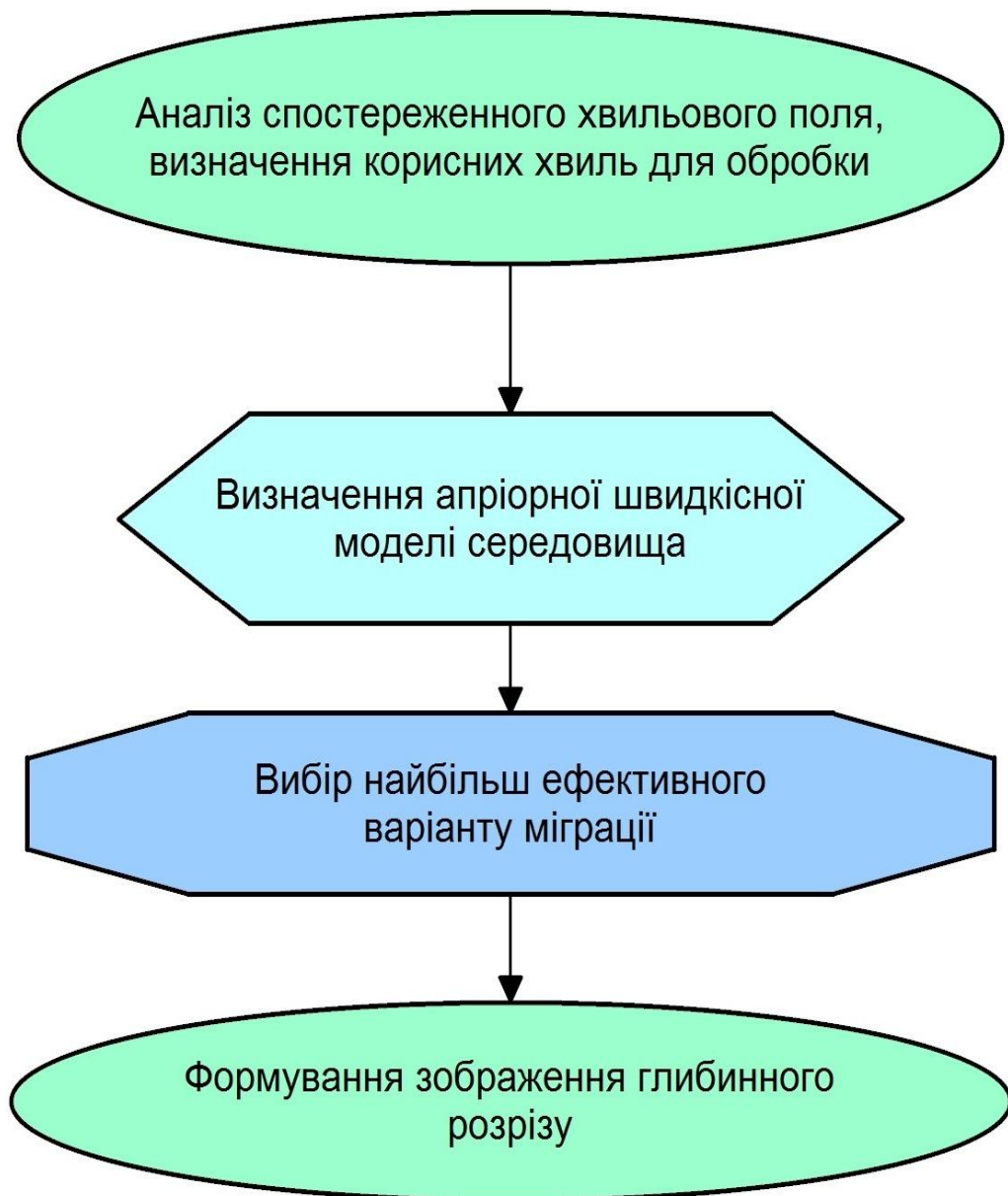


Рис.1.12. Алгоритм обробки спостереженого сейсмічного хвильового поля з застосуванням міграції.

спостережень, обраному типу хвиль і вирішенню поставлених задач. За допомогою міграції формується глибинний розріз району досліджень, який є результатом для подальшого етапу інтерпретації. Саме тому обраний варіант міграції повинен гарантувати коректність і детальність відображення глибинного

положення як границь розділу, так і особливостей будови геологічного середовища, зокрема об'єктів розвідки.

Ранні публікації, що стосуються аналізу хвильового поля, мають один принциповий недолік, який полягає у графічному представленні виконаних досліджень. Це пов'язано з відсутністю у ті часи сучасних комп'ютерних технологій, що значно обмежувало науковців у напрямку наглядної демонстрації результатів вивчення кінематичних і динамічних властивостей різних типів хвиль. Тому дуже актуальним є за допомогою сучасних методів моделювання хвильового поля наглядно підтвердити всі отримані висновки, щодо можливого визначення корисного інтервалу заломлюючих хвиль, які відносяться до певної границі заломлення.

Огляд існуючих методів визначення швидкісної моделі середовища в сейсмозвідці показав, що для отримання інформації про розподіл швидкості в середовищі для обробки сейсмічних спостережень в останні десятиліття застосовуються методи трасування променями або томографія. А, отже, пошук альтернативних методів визначення швидкісної моделі середовища для міграції є актуальною проблемою. Таким чином, запропонована в даній роботі методика визначення двохшарової швидкісної моделі середовища з використанням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль також є затребуваною.

Аналіз сучасного стану розвитку методів кінематичної та динамічної обробки поля рефрагованих хвиль дозволив визначити, що за обраною темою досліджень можна прослідкувати нагальну проблему недостатнього розвитку методів побудови зображення середовища в дальній зоні джерела за даними ГСЗ (WARRP). Всі розробки зарубіжних науковців в даному напрямку, за аналізом літературних джерел, зводяться до створення аналогів методів міграції відбитих хвиль в умовах значно більших відстаней між джерелом та приймачем без урахування відповідних траєкторій сейсмічних хвиль, що складають спостережене хвильове поле. Такий підхід, на думку автора, не може гарантувати якісного і коректного результату глибинних побудов. Оскільки базується така міграція на

виділенні і слідкуванні хвиль, траєкторії яких відповідають теорії поширення головних хвиль, тобто спрощений варіант заломлених хвиль без урахування їх проникнення в товщу з більшою швидкістю. Подібні підходи призводять до втрати корисної інформації або до спотворення результату обробки, що продемонстровано автором на модельному прикладі. Крім того, подібні методи вимагають використання при реєстрації хвильового поля регулярної системи спостережень для визначення спільних площадок. Отже, існують обмеження застосування міграції поля рефрагованих хвиль подібної до міграції суми СГТ за полем відбитих хвиль.

Якщо говорити про тривимірну міграцію поля рефрагованих хвиль, то всі існуючі публікації, яких до речі не дуже багато присвячені варіантам міграції, що також подібні до міграції після підсумовування трас методом СГТ. При цьому робиться спроба залучити рефраговані, однак лише головні хвилі, які підпорядковуються спрощеній теорії їх поширення у середовищі. В той же час методи міграції поля рефрагованих хвиль за спостереженими даними з урахуванням проникнення хвиль у заломлюючу товщу як у двовимірному, так і тривимірному варіантах не знайшли відображення в існуючих публікаціях. Що ще раз підтверджує актуальність виконаних автором даної дисертації досліджень та розробок.

На рис.1.13 наведено схему існуючих типів міграції, яка на думку автора охоплює основні їх характеристики: тип хвиль, місце в графу обробки, метод розв'язку хвильового рівняння, урахування властивостей хвильового поля. Вибір типу міграції для обробки реальних сейсмічних спостережень безпосередньо залежить від поставлених задач, а також схеми спостережень і геолого-тектонічних умов району досліджень.

Як показано в розділі в сучасній сейсмозвідці міграція займає важливе місце в процесі обробки спостережених даних. Міграція поля рефрагованих хвиль, запропонована у вісімдесятих роках минулого століття [57] і розвинена автором даної дисертації [10-15, 59-65, 238, 239], є не тільки унікальним методом обробки

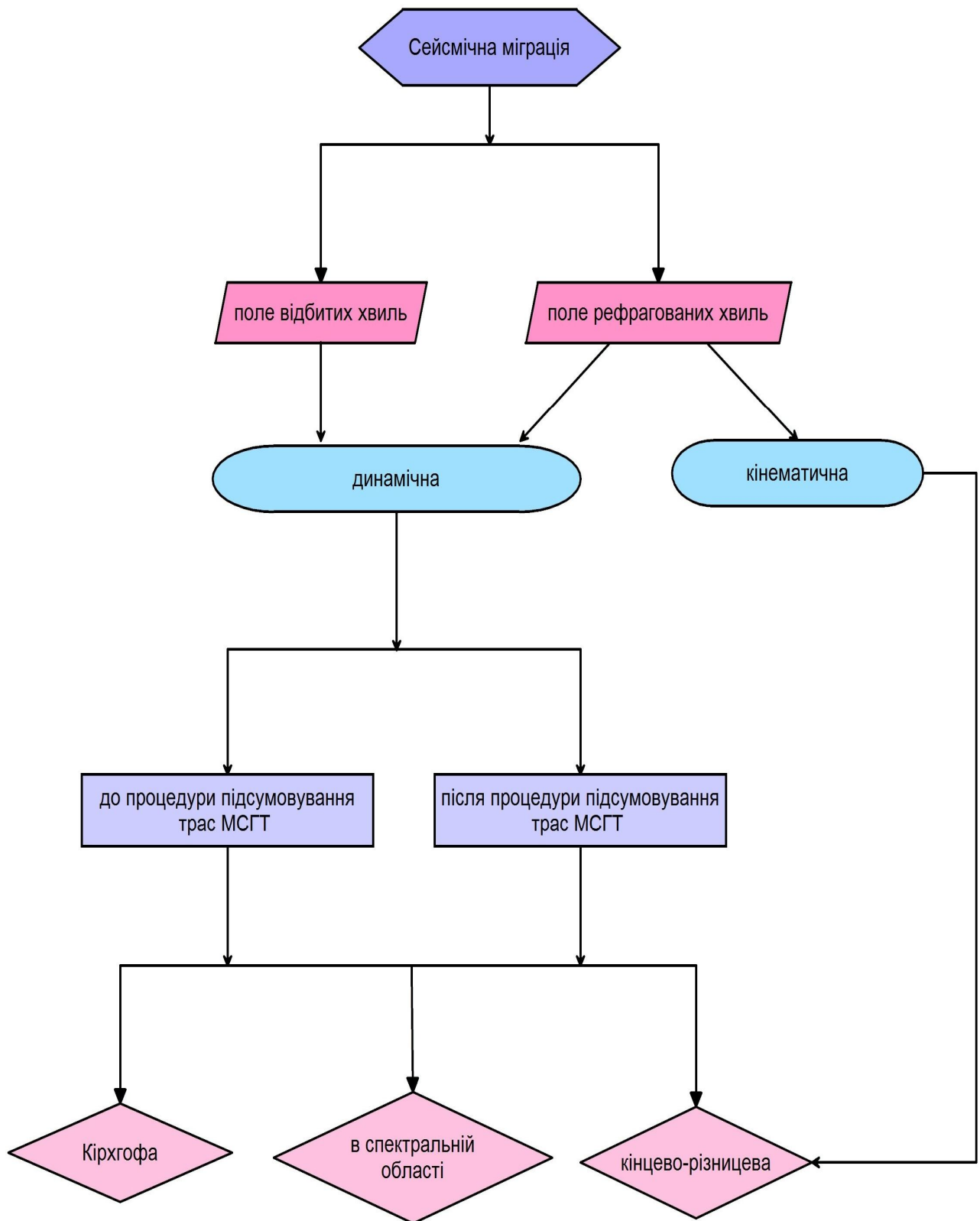


Рис.1.14. Схема існуючих типів міграції.

та інтерпретації даних регіональної сейсморозвідки, спостережених ГСЗ або WARRP, а й можливістю значно розширити як корисний інтервал хвильового поля, за яким формується зображення середовища, так і кількість вирішуваних сейсморозвідкою задач.

Розвиток даного напрямку досліджень, як показує досвід автора роботи, дозволяє отримати інформацію про глибинну будову району досліджень за даними, які реєструвалися зі значними порушеннями регулярності в розміщенні як джерел коливань, так і сейсмоприймачів. Тому актуальність формалізації процесу виконання міграції поля рефрагованих хвиль не викликає сумнівів. Саме формалізація методу дозволить розширити межі його застосування у виробничих геофізичних організаціях для більш ретельної інтерпретації даних сейсморозвідки. Ця проблема актуальна як для кінематичної, так і для динамічної міграції поля рефрагованих хвиль у двомірному та тривимірному варіантах.

Таким чином, огляд існуючих розробок і досягнень в напрямку обраної автором теми, дозволив підтвердити необхідність розвитку методу міграції поля рефрагованих хвиль для формування зображення глибинної будови за даними регіональної сейсморозвідки при вивченні глибинної будови геологічного середовища, а також підтвердити актуальність сформульованих автором завдань щодо методики його застосування. Крім того, розроблений автором метод формування глибинного зображення середовища за даними регіональної сейсморозвідки не має аналогів в сучасній сейсморозвідці.

## РОЗДІЛ 2

### ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ У СЕРЕДОВИЩІ. ДИНАМІЧНІ І КІНЕМАТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАРЕЄСТРОВАНОВОГО ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ.

Обробка сейсмічних даних залежить перш за все від характеру спостереженого хвильового поля. Тому необхідною умовою для якісної обробки сейсмічних даних є аналіз складу зареєстрованого хвильового поля. Для цього потрібно знати основи поширення сейсмічних хвиль в земних надрах, їх динамічні і кінематичні характеристики, що дозволить отримати уявлення про хвильові процеси, які виникають в геологічному середовищі під час збудження коливань і їх реєстрації.

Сейсмічні хвилі поширюються у геологічному середовищі після їх збудження природним (землетрус) або неприродним (заплановані вибухи, удари і т.п.) джерелом шляхом передачі певної енергії пружної деформації у вигляді поступово затухаючих коливань. Хвилі поширюються в усі боки від джерела та підпорядковуються законам геометричної сейсміки [3].

В 1972 році Саваренський Є.Ф. [71, стр.130] визначив основні особливості поширення сейсмічних хвиль в Землі:

- 1) в твердих середовищах на границях розділу при падінні на них хвиль виникає в загальному випадку по чотири хвилі: дві відбиті – поздовжня і поперечна, та дві заломлені – поздовжня і поперечна;
- 2) не стаціонарність хвиль (поява коливань, пов'язаних з землетрусом або штучним вибухом, зумовлює їх вступ або початок коливального процесу на фоні відносного спокою).

В словнику по геології нафти і газу [77] сказано, що сейсмічні хвилі можуть бути поділені:

- за типом деформацій, які виникають в середовищі під час проходження в ньому пружних хвиль, на поздовжні P, поперечні S, інтерференційні та поверхневі;
- за характером поширення на прямі, відбиті, заломлені, рефраговані, дифраговані, обмінні, кратні, відбито-заломлені та заломлено-відбиті;
- за використанням на корисні та хвилі-завади;
- за характером поляризації на лінійно-поляризовані хвилі, під дією яких частки середовища зміщуються вздовж прямої лінії (поздовжні, поперечні хвилі та поверхневі хвилі Лява) та складно поляризовані хвилі, при поширенні яких зміщення часток середовища відбувається за складними траєкторіями (поверхневі хвилі Релея, псевдо-релеєвські і майже всі інтерференційні хвилі).

Поздовжні хвилі або хвилі стискання (P-хвилі), відповідно до назви, викликають деформації стискання та розтягування в напрямку свого поширення, в той час як поперечні або хвилі зсуву (S-хвилі) призводять до деформації чистого зсуву у напрямку, перпендикулярному їх поширенню.

Спостережене хвильове поле є динамічним відкликом середовища на збудження в ньому коливань, тому дуже важливо для якісного аналізу зареєстрованого сейсмоприймачами поля знати основні динамічні параметри хвильового процесу (рис.2.1). В подальшому будемо розглядати ізотропне середовище.

Отже, динамічні параметри хвильового поля характеризують коливання в середовищі і пов'язані між собою певними співвідношеннями, які наведено в таблиці 1.

Відстань між двома сусідніми максимумами або мінімумами хвилі називають видимою (переважаючою) довжиною хвилі, яка вимірюється в метрах та пов'язана з видимим періодом, частотою і швидкістю поширення хвиль в середовищі відповідними співвідношеннями (см.табл.1).



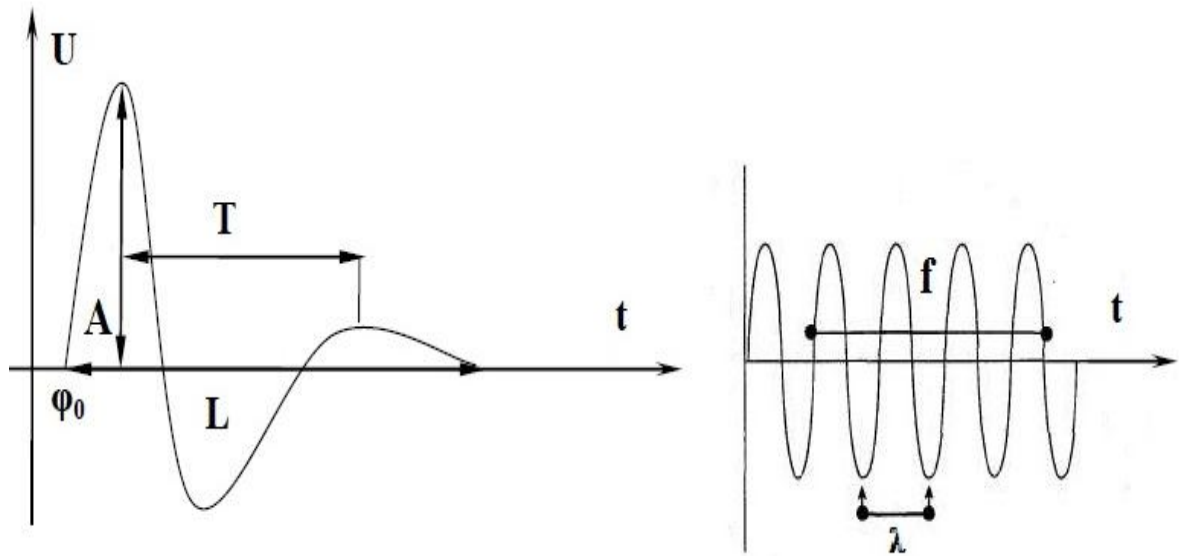


Рис.2.1. Динамічні параметри хвильового процесу.

Таблиця 1. Динамічні параметри хвиль та їх залежність між собою.

Назва	Позначення	Різні залежності
Амплітуда	$A$	$A = \frac{1}{\omega} \sqrt{\frac{2E}{m}} = K \frac{1}{R}$
Період	$T$	$T = \frac{1}{f} = \frac{2\pi}{\omega} = \frac{\lambda}{V}$
Частота	$f$	$f = \frac{1}{T} = \frac{\omega}{2\pi} = \frac{V}{\lambda}$
Кутова швидкість	$\omega$	$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} = Vk$
Швидкість	$V$	$V = \frac{\lambda}{T} = f\lambda = \frac{\omega}{k}$
Довжина хвилі	$\lambda$	$\lambda = \frac{V}{f} = VT = \frac{2\pi}{k}$

Хвильове число	$k$	$k = \frac{\omega}{V} = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi f}{V}$
----------------	-----	--

Амплітудою сейсмічного сигналу (хвилі) є максимальне значення коливального процесу. Формула для розрахунку амплітуди хвильового поля виведена з формули повної енергії гармонічних коливань  $E$  матеріальної точки  $m$ , яка складається з потенційної енергії деформацій елементів речовини  $E_p$  і кінетичної енергії коливань часток  $E_k$ :

$$E = E_k + E_p = \frac{m\omega^2 A^2}{2} = \frac{m(2\pi f)^2 A^2}{2}.$$

В формулах амплітуди присутні ще параметр  $K$ , який є постійним коефіцієнтом, та множник  $\frac{1}{R}$ , що показує зменшення амплітуди сферичної хвилі при віддаленні фронту від джерела. Таке зменшення амплітуди пропорційно радіусу поверхні фронту і має назву геометричним або сферичним розходженням. Для плоских хвиль геометричне розходження відсутнє.

Період коливань це час повного коливання або інтервал між однаковими його фазами, а частота визначає кількість коливань за 1 с. Як видно з таблиці, чим більше частота сигналу, тим менша довжина хвилі, що особливо важливо при визначенні хвиль від конкретної границі розділу середовища. Фаза коливання є кутом, який показує стан коливального процесу в деякий момент часу.

Частотний діапазон сейсмічних хвиль складає від 0,0001 Гц до 100 Гц і залежить від довжини хвилі. В реальних умовах застосування сейсмозвідки довжина хвиль досягає порядку сотень метрів [1, стр.60]. При цьому хвилі згасають і тому в практиці сейсмозвідки часто використовується декремент згасання, який характеризує зменшення енергії на відстані, що відповідає довжині хвилі.

Згасання хвилі описується формулою:

$$A = A_0 * e^{-\alpha r} * f(r), \quad (2.1)$$

де  $A_0$  - початкова амплітуда хвилі,

$\alpha$  - коефіцієнт згасання,

$r$  - відстань між джерелом хвилі та приймачем коливань,

$f(r)$  - функція розподілу хвиль різного типу:

для  $v_p$   $f(r) = 1/r$

для  $v_s$   $f(r) = 1/r^2$ .

Оскільки, як було вже сказано, спостережене хвильове поле є динамічним відкликом середовища на збудження в ньому коливань, дуже важливо крім знання про динамічні параметри хвильового процесу більш чітко визначити поняття динамічних характеристик спостереженого хвильового поля. А також необхідно розібратися від чого вони можуть залежати, оскільки сейсмічна динамічна міграція базується саме на них.

Параметри, що визначають характер коливань часточок середовища в часі і просторі під час поширення хвиль, є динамічними характеристиками хвильового поля, основними з яких, що використовуються в сучасній сейсморозвідці є: форма хвилі, тобто залежність величини зміщення часточок середовища від часу; амплітудні і фазові спектри хвилі; амплітуди хвиль; траєкторії руху часточок середовища в просторі або характер поляризації хвилі.

Існують три основних фактори, які одночасно впливають на форму запису, спектри і амплітуди хвиль: а) умови збудження коливань, б) фільтруючі властивості реальних середовищ, зумовлені їх поглинанням, наявністю тонких горизонтів, а також розсіюванням хвиль на різного виду неоднорідностях малого масштабу; в) фільтруючі властивості приймальної апаратури, що включають і властивості коливальної системи сейсмограф – ґрунт.

Крім того, безумовно на амплітуди відбитих і заломлених хвиль суттєво впливає швидкісна диференціація середовища, при цьому її вплив на форму і спектри відрізняється для різного типу хвиль. За умов наявності в середовищі потужних горизонтів коефіцієнти відбиття і заломлення хвиль на границях розділу, при кутах їх падіння, які менше за граничний (який відповідає куту заломлення  $90^\circ$ ), не залежать від частоти і є дійсними величинами і при цьому фазове зміщення відбитої по відношенню до падаючої хвилі буде  $0^\circ$  або  $180^\circ$ . В даному випадку форма як відбитої, так і проникаючої хвиль не будуть відрізнятися від падаючої і не змінюються зі зміною кута падіння. Але за умов падіння хвилі на границю потужної товщі під кутом більше граничного, коефіцієнт відбиття являє собою комплексну величину і форма хвилі змінюється з відстанню залежно від швидкісної диференціації, а форма і спектр заломлених хвиль відрізняється від падаючої хвилі, але ця різниця не залежить від швидкісної диференціації середовища [6].

Частотний діапазон реєстрації хвильового поля залежить від глибини спостережень. Чим менше глибинність досліджень, тим вище частота коливань, що в свою чергу щільно пов'язано з довжиною хвиль (див. табл.1). Для малих глибин використовують високочастотну апаратуру (частоти вище 100 Гц), а для глибинних спостережень необхідно реєструвати низькочастотні коливання (менше 10 Гц). Таким чином, динамічний характер спостереженого хвильового поля залежить, насамперед, від поставлених задач, а, отже, від системи спостережень і реєструючого обладнання.

Властивості зареєстрованого хвильового поля залежать також від кроку дискретизації запису. Що впливає з поняття частоти Найквіста, яка названа на честь американського статистика Ваймана Еллсворда Найквіста (Wyman Ellsworth Nyquist), який довів, що значення найбільшої частоти, яка може бути відновлена з дискретних даних, становить  $\frac{1}{2dt}$ , де  $dt$  - крок дискретизації. Для найбільш

якісної обробки сейсмічних спостережень шаг дискретизації повинен бути найменшим.

Розглянемо також кінематичні характеристики спостереженого хвильового поля. В деяких випадках для вивчення поширення сейсмічних хвиль у середовищі за законами геометричної оптики використовують поняття променя. Промінь – це лінія, яка відображує траєкторію поширення хвилі і в кожній точці складає прямий кут з ізохронами. В однорідному середовищі промені є відрізками прямих ліній. Поняття променя тісно пов'язано з принципом Ферма і має велике значення при вирішенні як кінематичних, так і динамічних задач сейсміки. В роботі Гурвіча [27] сказано, що принцип Ферма в його простішій формі можна звести до наступного: час пробігу хвилі вздовж променя є найменшим порівняно з часом пробігу вздовж будь-якого іншого шляху.

В багатьох задачах промені можна розглядати як лінії, вздовж яких в середовищі поширюється енергія пружної хвилі. Саме тому багато методів обробки даних сейсмозв'язки базуються на понятті променів.

На рис.2.2 схематично показано траєкторії променів основних типів хвиль, які утворюються та поширюються у двохшаровому середовищі при збудженні коливань у джерелі: прямі, поверхневі, відбиті, заломлені головні, заломлені проникаючі (далі рефраговані).



Рис.2.2. Схема траєкторій променів основних типів сейсмічних хвиль.

В сейсморозвідці при обробці спостереженого хвильового поля також широко застосовується поняття фронту сейсмічної хвилі, тобто поверхні, що відокремлює область збудження часточок пружного середовища, що виникає в джерелі та до певного моменту часу охоплює цю область, від області її спокою (або поверхня, в точках якої коливання тільки починаються). Під час поширення хвилі в середовищі її фронт займає в послідовні моменти часу різне положення. Для можливості розпізнавати положення фронту хвилі в різні моменти часу введено поняття про ізохрони, тобто поверхні, з якими фронт хвилі співпадає в різні моменти часу. Кожна ізохрона характеризується певним значенням часу  $t$ . При цьому через кожен точку області середовища, в якій поширюється хвиля, проходить ізохрона. Сумарність ізохрон, що належать даній хвилі, називають сімейством ізохрон. Якщо відобразити сімейство ізохрон на кресленні, можна скласти уявлення про час пробігу хвилі до різних точок області середовища, що розглядається. Таким чином, поняття ізохрон відіграє важливу роль при інтерпретації матеріалів сейсморозвідки [79].

В однорідному середовищі фронт хвилі має сферичну форму, а при значному віддаленні від пункту збудження коливань на невеликому інтервалі його можна вважати плоским, що широко використовується у сейсморозвідці (часто розглядаються плоскі хвилі). При цьому вид записів імпульсів сейсмічних хвиль, які складають спостережене хвильове поле у вигляді трас, буде однаковим для однорідних середовищ.

В той же час реальна форма хвильового фронту, що поширюється у середовищі, дуже складна навіть при відносно простій структурній його будові. За формою хвильовий фронт буде схожий на сильно спотворену сферу і ознаки спотворення будуть спостерігатися по мірі проходження кожного горизонту, що пов'язано зі зміною швидкості поширення хвиль (рис.2.3).

При сейсмічній розвідці поряд з поняттям променя у якості основного інтерпретаційного параметру розглядають час пробігу пружної хвилі (фронту або

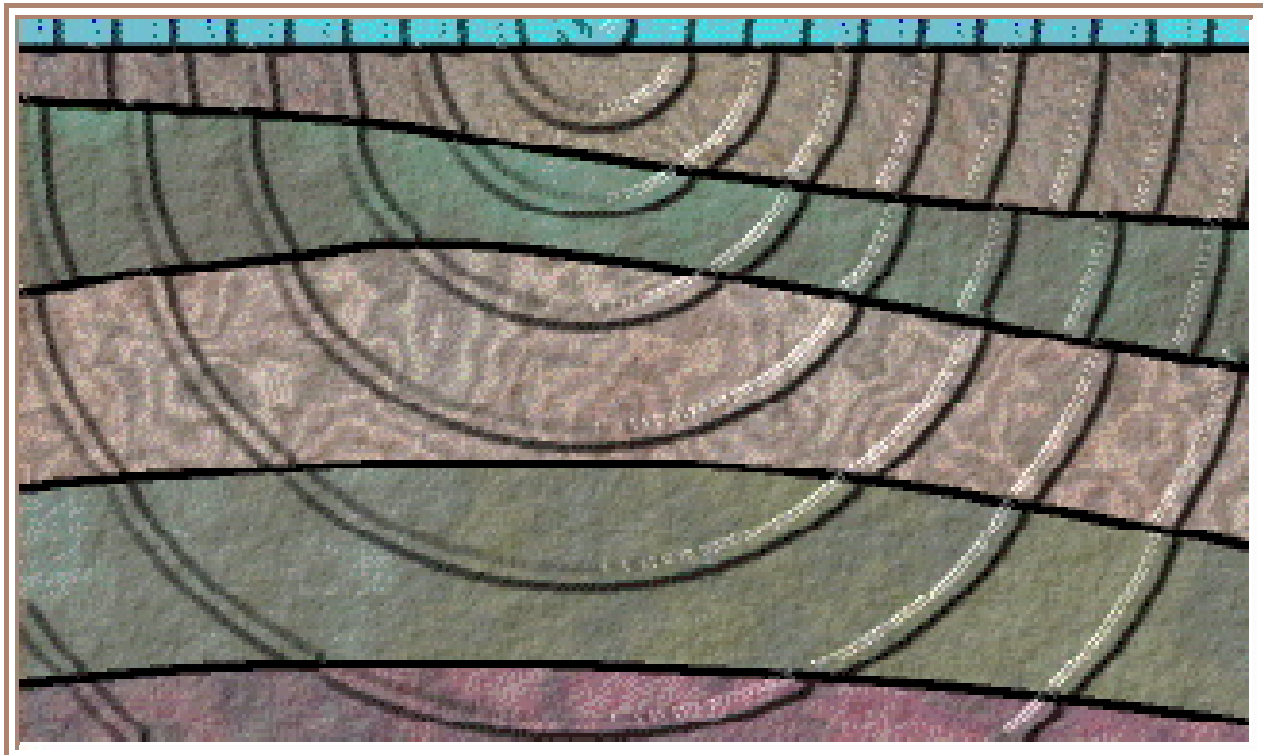


Рис.2.3 Схематичне представлення фронту поширення сейсмічної хвилі в середовищі з шістьма різними прошарками [<http://inter-geo.org/Study/Seismic/Waves/Wave-Fronts.php>].

фази) від джерела збудження коливань до точок прийому. Крива залежності між координатами точок спостереження і зареєстрованим часом пробігу називається годографом хвилі. Хоча всі описані параметри хвиль такі, як промені, фронт хвилі, годографи відносяться до кінематичних характеристик хвильового поля без їх урахування неможливо повністю зрозуміти процеси, що відбуваються при реєстрації сейсмічних коливань.

На рис.2.4 показано годографи основних хвиль, що можуть бути виділені на зареєстрованому при сейсмічних спостереженнях хвильовому полі.

За допомогою рисунку 2.4 опишемо поширення основних типів хвиль у двошаровому середовищі. Від джерела реєструється пряма хвиля, яка не змінює своєї швидкості під час руху і її годограф відповідає прямій лінії, нахил якої

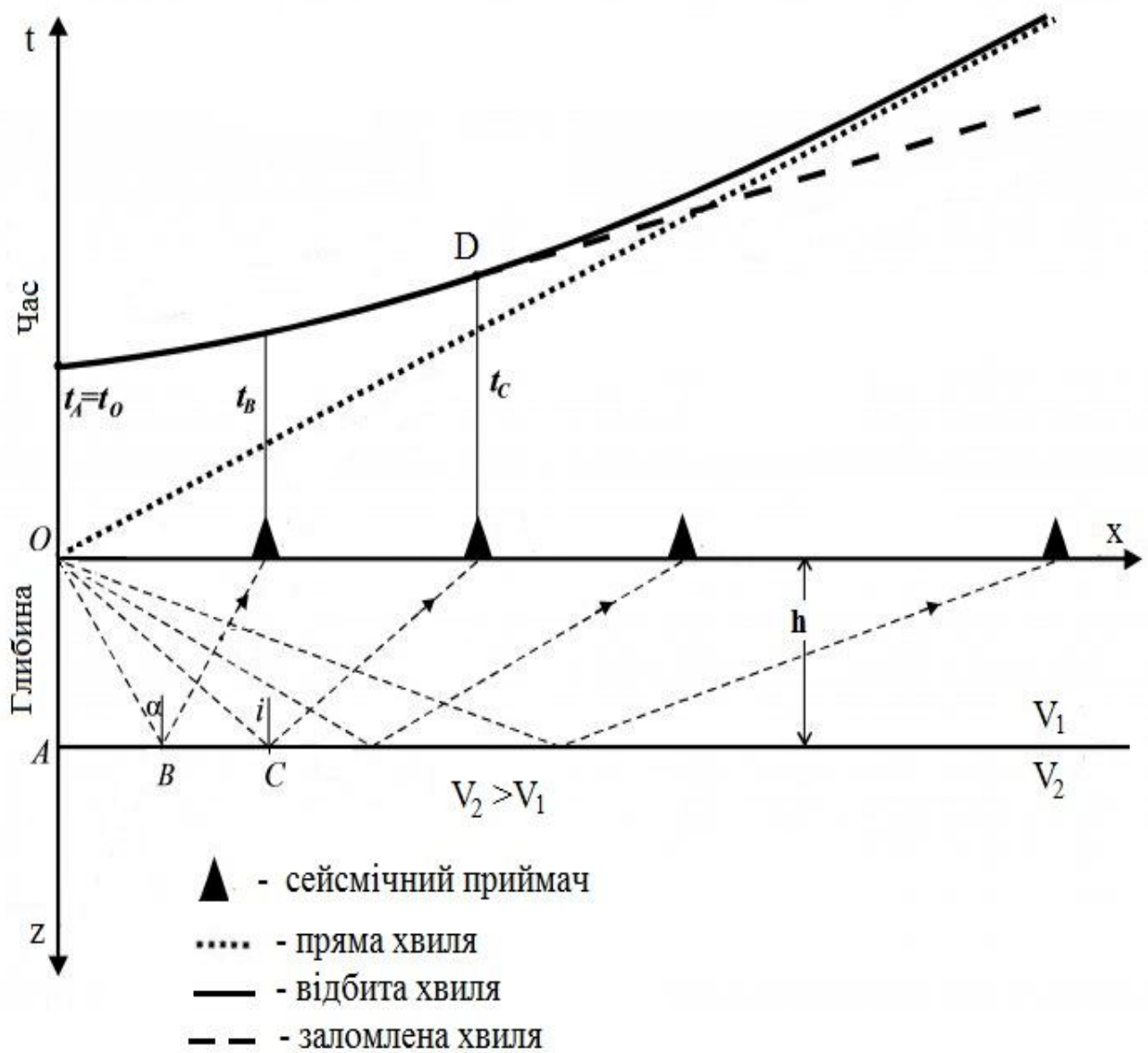


Рис.2.4. Годографи основних типів хвиль, і їх відображення в хвильовому полі що можуть бути зареєстровані в хвильовому полі (двошарове середовище) [<http://www.bygeo.ru/materialy/tretii/geofiz-metody-issledov-chtenie/1985-usloviya-obrazovaniya-otrazhennyh-i-prelomlennyh-voln.html>].

залежить від швидкості поширення хвилі у верхній товщі  $V_1$ . Вона рухається вздовж денної поверхні і приходить до сейсмоприймачів в моменти часу, що пропорційні відстані між сейсмоприймачем і пунктом збудження  $O$ .



Відбита хвиля реєструється на часі, що відповідає подвійному проходженню до границі поділу середовища. Вступ заломленої хвилі позначено буквою D і це відповідає точці на годографі відбитої хвилі, коли кут між її падінням і відбиттям становить  $90^\circ$ , тобто є критичним. Отже, на деякому інтервалі хвильового поля відбиті і заломлені хвилі реєструються одночасно.

Незважаючи на різні механізми утворення рефрагованої і головної хвиль, годографи їх схожі, оскільки починаються від точки виходу на поверхню критичного променя. При цьому з віддаленням від початкової точки різниця часу годографів рефрагованої і головної хвиль поступово збільшується [1].

На рисунку 2.4 можна помітити, що відокремити відбиті і рефраговані хвилі у спостереженому хвильовому полі дає можливість годограф прямої хвилі, оскільки відбиті хвилі поширюються перед ним, а заломлені – після нього. В той же час необхідно відмітити, що в реальному хвильовому полі крім корисних хвиль, показаних на рисунку, реєструються і хвилі-завади: поверхневі хвилі, що поширюються вздовж ґрунту з невеликою швидкістю; мікросейсми, пов'язані з різними техногенними факторами і природними явищами (дощ, вітер і т.п.); звукові хвилі, які виникають під час збудження; нерегулярні хвилі, які виникають за рахунок наявності в геологічному середовищі незначних неоднорідностей і т.і. Незважаючи на складну картину спостереженого хвильового поля, на фоні всіх хвиль-завад виділити корисні хвилі можна за рахунок спеціальних процедур і підходів. Тому дуже важливим моментом при аналізі зареєстрованого сейсмоприймачами хвильового поля є пошук можливих шляхів його розділу з метою виділення певних хвиль, що будуть корисними при вирішенні поставлених задач.

Розглянемо теоретичні основи поширення поздовжніх хвиль у середовищі, базою яких є хвильове рівняння, що відображає зміщення точки коливань у вигляді функції її координат і часу. Для цього звернемося до рівняння, що характеризує передачу коливань частинок твердого пружного середовища з визначеною швидкістю.

Якщо розглядати деяку обрану область середовища  $K$  як набір ділянок кінцевих розмірів  $dk$ , в яких напруження  $\mathbf{t}_n$  не змінюється і результат впливу напружень на  $dk$  буде  $\mathbf{t}_n dk$ , то необхідно враховувати масові чи об'ємні сили, що діють в обраній області. Нехай масова сила  $\mathbf{F}(x, y, z)$  залежить від розташування точки, а оскільки наші ділянки дуже малі, то такі сили будуть в них постійними. Загальну умову рівноваги обраної області середовища  $K$  можна записати у векторній формі [71, стр.158]:

$$\iiint_V \rho \mathbf{F}(x, y, z) dv + \iint_K (\mathbf{t}_n dk) = 0,$$

де  $\rho$  - густина,

$V$  – об'єм всієї обраної області  $K$ ,

$dv$  - елемент об'єму.

Позначимо через  $X, Y, Z$  проекції масової сили  $\mathbf{F}$  на осі координат та зробимо заміну напруження  $\mathbf{t}_n$  через компоненти тензора напружень згідно векторному рівнянню

$$\mathbf{t}_n = t_x \cos(nx) + t_y \cos(ny) + t_z \cos(nz)$$

або його проекціям на осі координат:

$$t_{nx} = \tau_{xx} \cos(nx) + \tau_{yx} \cos(ny) + \tau_{zx} \cos(nz),$$

$$t_{ny} = \tau_{xy} \cos(nx) + \tau_{yy} \cos(ny) + \tau_{zy} \cos(nz),$$

$$t_{nz} = \tau_{xz} \cos(nx) + \tau_{yz} \cos(ny) + \tau_{zz} \cos(nz),$$

при цьому інтеграл по поверхні замінюємо об'ємним інтегралом за теоремою Гаусса-Остроградського, а проекції  $dk$  на координатні площини (множення на косинуси) замінюємо похідними по  $x, y, z$ . Отримуємо наступну формулу

$$\iiint_V \left\{ \rho X + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right\} dv = 0. \quad (2.1)$$

Оскільки умова (2.1) повинна виконуватися для будь-якого об'єму, то необхідно, щоб підінтегральний вираз також повинен дорівнювати нулю, тобто:

$$\rho X + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = 0.$$

Запишемо систему рівнянь для проекцій на осі  $x, y, z$ , які визначають передачу руху (коливаль) через середовище і пов'язують компоненти тензора напружень в пружному середовищі з прискоренням та носять назву рівнянь Коши:

$$\begin{aligned} \rho X + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \\ \rho Y + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2}, \\ \rho Z + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} &= \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}. \end{aligned} \quad (2.2)$$

При цьому компоненти  $u, v, w$  визначають поле пружних коливань.

Для внесення в ці рівняння поля зміщень, що є необхідним параметром для багатьох практичних задач, звернемося до закону Гука, який встановлює зв'язок між компонентами тензору напружень і похідними від компонент зміщень:

$$\begin{aligned}
\tau_{xx} &= \lambda\theta + 2\mu \frac{\partial u}{\partial x}, \\
\tau_{yy} &= \lambda\theta + 2\mu \frac{\partial v}{\partial y}, \\
\tau_{zz} &= \lambda\theta + 2\mu \frac{\partial w}{\partial z}, \\
\tau_{xy} = \tau_{yx} &= \mu \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right), \\
\tau_{yz} = \tau_{zy} &= \mu \left( \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right), \\
\tau_{zx} = \tau_{xz} &= \mu \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right),
\end{aligned} \tag{2.3}$$

де  $\mu$  - модуль зсуву,

$\lambda$  - константа Ляме:

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1 + \nu)(1 - \nu)},$$

$\nu$  - коефіцієнт Пуассона,

$E$  - модуль Юнга.

Вважаємо, що середовище однорідне ізотропне і модуль зсуву  $\mu$  та константа Ляме  $\lambda$  - постійні величини.

Враховуючи позначення

$$\theta = \operatorname{div} \mathbf{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z},$$

тоді систему рівнянь передачі коливань в твердому пружному середовищі, яка записана в зміщеннях, отримаємо підставивши (2.3) в (2.2):

$$\rho X + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2},$$

$$\rho Y + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2},$$

$$\rho Z + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}.$$

Щоб привести систему рівнянь до векторного виду необхідно кожне рівняння перемножити на одиничні вектори  $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$  координатних осей  $x, y, z$  та скласти їх:

$$\begin{aligned} \rho \mathbf{F}(N) + (\lambda + \mu) \operatorname{grad} \operatorname{div} \mathbf{U}(N) + \mu \left( \frac{\partial^2 \mathbf{U}(N)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{U}(N)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{U}(N)}{\partial z^2} \right) = \\ = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{U}(N)}{\partial t^2}, \end{aligned} \quad (2.4)$$

де  $N$  – будь-яка точка простору.

Дане рівняння руху є універсальним для різних систем координат (декартової, сферичної, циліндричної та інших). Для цього в рівнянні присутня точка простору  $N$ , яка характеризує розміщення точки в просторі незалежно від типу обраної системи координат [71, стр.159].

Відповідно до формули векторного аналізу

$$\nabla^2 \mathbf{U}(N) = \operatorname{grad} \operatorname{div} \mathbf{U}(N) - \operatorname{rot} \cdot \operatorname{rot} \mathbf{U}(N),$$

де  $\nabla^2$  - в математиці називається лапласіаном та відповідає сумі других похідних по осям координат :

$$\nabla^2 U(N) = \frac{\partial^2 U(N)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U(N)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U(N)}{\partial z^2}, \quad (2.5)$$

рівняння (2.4) можна розділити на два рівняння, які характеризують різні типи руху, а саме поздовжніх (об'ємна деформація) та поперечних (поворот елементів середовища) хвиль з урахуванням, що  $\lambda, \mu$  не залежать від координат в однорідному ізотропному твердому пружному середовищі:

$$\begin{aligned} \rho \operatorname{div} \mathbf{F} + (\lambda + 2\mu) \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) &= \rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}, \\ \rho \operatorname{rot} \mathbf{F} + \mu \left( \frac{\partial^2 \operatorname{rot} \mathbf{U}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \operatorname{rot} \mathbf{U}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \operatorname{rot} \mathbf{U}}{\partial z^2} \right) &= \rho \frac{\partial^2 \operatorname{rot} \mathbf{U}}{\partial t^2}. \end{aligned} \quad (2.6)$$

Поле пружних коливань, яке визначається полем вектору зміщення  $U(x, y, z, t)$ , з компонентами  $u, v, w$  можна записати через скалярний  $\varphi$  та векторний  $\psi$  потенціали [71, стр.160]:

$$\mathbf{U} = \operatorname{grad} \varphi + \operatorname{rot} \psi. \quad (2.7)$$

Якщо підставити (2.7) в систему рівнянь (2.6), тоді з урахуванням (2.5) отримаємо диференціальні рівняння руху:

$$\nabla^2 \left[ (\lambda + \mu) \nabla^2 \varphi + \rho \Phi - \rho \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \right] = 0,$$

$$\nabla^2 \left[ \mu \nabla^2 \Psi + \rho \Psi - \rho \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \right] = 0,$$

де  $\Phi, \Psi$  - скалярний та векторний потенціали масової сили  $\mathbf{F}$ , тобто

$$\mathbf{F} = \text{div } \Phi + \text{rot } \Psi. \quad (2.8)$$

З урахуванням, що швидкості поздовжніх  $V_P$  та поперечних  $V_S$  хвиль можуть бути визначені через модулі пружності і мають вигляд:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

то в результаті отримаємо хвильові рівняння для поздовжніх та поперечних хвиль:

$$V_P^2 \left( \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right) + \Phi = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2}, \quad (2.9)$$

$$V_S^2 \left( \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right) + \Psi = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2}.$$

Друге рівняння є векторним і тому його необхідно записувати трьома рівняннями для проєкцій  $\Psi_x, \Psi_y, \Psi_z$  та  $\Psi_x, \Psi_y, \Psi_z$ . Але як було зазначено вище, в даній роботі розглядаються поздовжні рефраговані хвилі, тому друге рівняння по суті нас не цікавить, бо відноситься до поперечних хвиль.

Якщо розглядати рух хвиль від точкового джерела, то після дії джерела зовнішні масові сили  $F$  (2.8), можна вважати рівними нулю і таким чином, рівняння для поздовжніх сейсмічних хвиль буде мати наступний вигляд [71, стр.164]:

$$V_P^2 \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2},$$

або

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{V_P^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}. \quad (2.10)$$

Хвильове рівняння у вигляді (2.10) описує різні коливальні процеси і процеси поширення поздовжніх сейсмічних хвиль у середовищі і є рівнянням гіперболічного типу. Дане рівняння є теоретичним базисом продовження хвильового поля, на якому базується кінцево-різницева міграція, а також моделювання хвильового поля.

Для більш чіткого розуміння характеру спостереженого хвильового поля на рис.2.5 наведено приклади реєстрації сейсмограм спільного пункту збудження при виконанні робіт МВХ багатократними перекриттями і МЗХ ГСЗ. Якщо хвильове поле, зареєстроване МВХ багатократними перекриттями, можна однозначно розділити на відбиття від різних горизонтів, які складають розріз (показано кольором), то хвильове поле МЗХ ГСЗ має досить складний характер. Для визначення корисних заломлених хвиль, які відносяться до певної границі розділу, необхідно застосовувати спеціальні прийоми, а також співставляти сейсмограми різних пунктів збудження і т.п. Отже, важливо знати критерії виділення типу хвиль на спостереженому хвильовому полі.

Так в роботі Епінатевої з співавторами [31] визначено основні критерії, за якими можна виділити головні і рефраговані хвилі на зареєстрованому



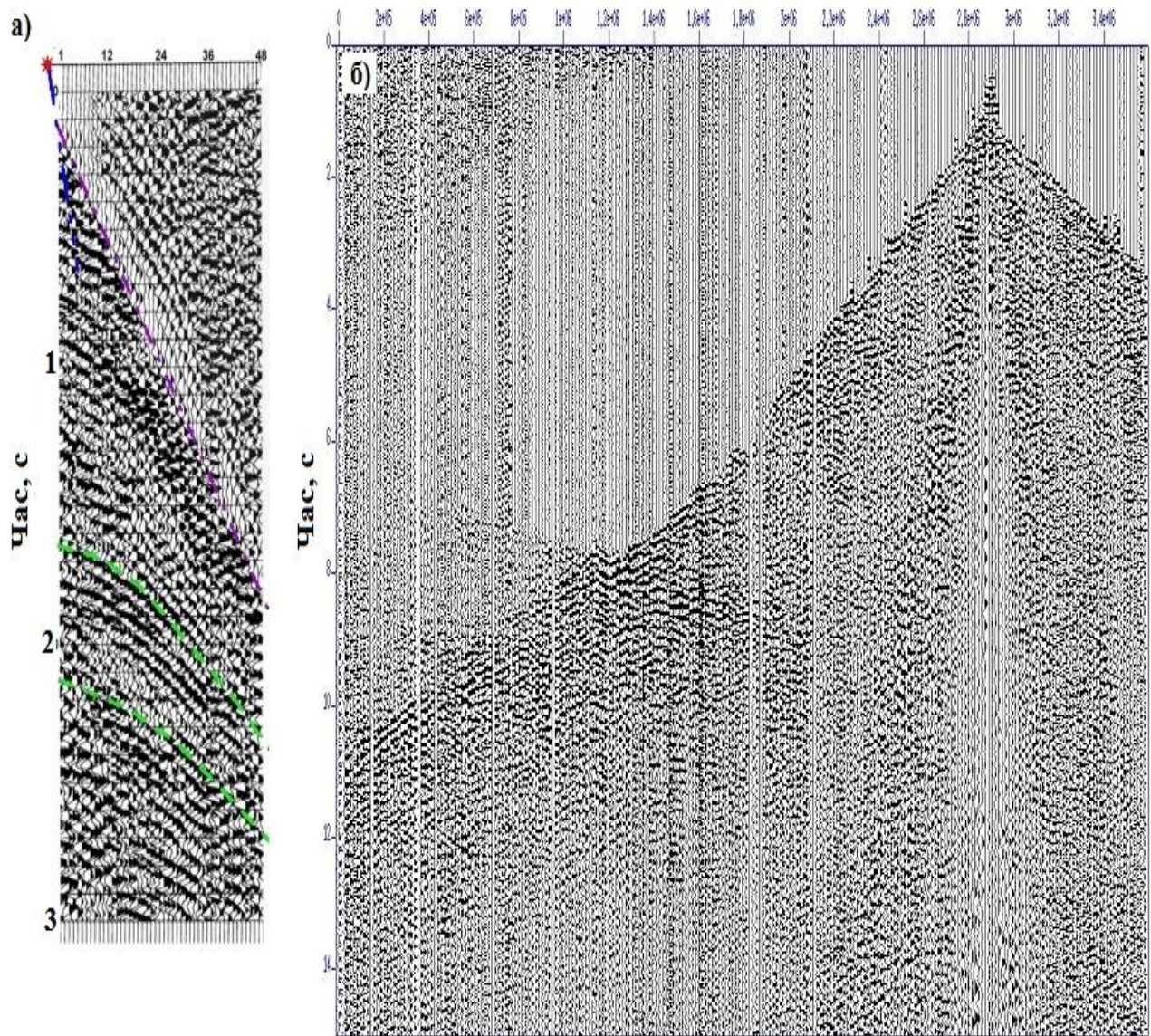


Рис. 2.5. Хвильові поля, спостережені МВХ багатократними перекриттями (а) та МЗХ ГСЗ (б).

хвильовому полі. Для слідкування головних хвиль, за експериментальними дослідженнями авторів, існують наступні критерії: паралельність нагоняючих горизонтальних годографів; поступове зменшення амплітуди хвилі зі збільшенням відстані між джерелом і приймачем на горизонтальних профілях; співпадіння граничної швидкості з пластовою. Для визначення рефрагованих хвиль

застосовуюють наступні критерії: горизонтальні годографи мають криволінійну форму і нагоняючі – непаралельні; амплітуда рефрагованої хвилі більше ніж головної при віддалені від джерела, а згасання при цьому менше. В початковій точці амплітуди головної і рефрагованої хвиль однакові.

Для визначення початку реєстрації рефрагованої хвилі важливим є розрахунок початкової точки годографу головної хвилі, оскільки на спостереженому хвильовому полі їх початок збігається.

Початкову точку годографу головної хвилі і час у ній знаходять за наступними формулам [1, стр.8]:

$$x_n = 2H_{дж} \frac{\sin i}{\cos(i + \varphi_L)}, \quad (2.11)$$

$$t_n = 2H_{дж} \frac{\cos \varphi_L}{V_1 \cos(i + \varphi_L)},$$

де  $H_{дж}$  - глибина залягання заломлюючої границі під джерелом коливань,

$V_1$  - швидкість в покриваючій товщі,

$\varphi_L$  - кут нахилу границі в зрізі з нормальною площиною, яка проходить крізь профіль,

$i = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$  - критичний кут падіння хвиль у верхньому середовищі,

$V_2$  - швидкість в заломлюючій товщі.

За допомогою формул (2.11) є можливість проконтролювати точність визначення глибинного положення границі заломлення та швидкості в покриваючому середовищі, якщо підставити їх значення в рівняння. Отримавши результати часу та координати початкової точки, порівняти з їх значеннями за проведеною кореляцією.

В роботі Авербуха відмічено, що при вивченні потужних відносно однорідних за пружними властивостями середовищ, таких, наприклад, як фундамент, спостерігаються заломлені хвилі, за своїми кінематичними характеристиками ідентичні рефрагованим хвилям і, які суттєво відрізняються від головних хвиль [1].

Важливий внесок в розуміння хвильових процесів, що відбуваються в шаруватому середовищі, був зроблений Бреховським [8]. Він пояснює природу заломлених проникаючих хвиль наступним чином: «Нехай в товщі, яка вважається поглинаючою, швидкість поширення хвиль буде більшою, ніж в середовищі, з якого хвиля падає. Якщо б дана товща мала безкінечну потужність, то при кутах падіння, які перевищують критичний, в ній відбувалося б повне внутрішнє відбиття. Однак, у випадку товщі кінцевої потужності повного відбиття відбуватися не може, а буде мати місце часткове проникання хвиль через дану товщу» [8, стр.19].

При цьому для утворення заломленої хвилі в однорідному середовищі крім наявності стрибка швидкості на границі розділу необхідною умовою є сферична форма фронту падаючої хвилі, оскільки у випадку плоскої його форми заломлені хвилі не утворюються [32].

Поле заломлених хвиль спостерігається на значних віддальх від джерела збудження коливань. Завдяки цьому переважна більшість високо інтенсивних завад, що формуються в околі джерела і поширюються з низькою швидкістю, не в змозі перешкодити цим спостереженням. При умові значної швидкісної диференціації між заломлюючою товщею та покриваючим середовищем з'являється можливість отримати чіткі хвилі заломлення на протяжних, в порівнянні з відбитими хвилями, ділянках профілю. Таким чином, заломлені хвилі можуть бути базисом при формуванні зображення середовища за даними ГСЗ.

Отже, сейсмічні хвилі поширюються в усі боки від джерела та підпорядковуються законам геометричної сейсміки. Зареєстроване хвильове поле є динамічним відкликом середовища на збудження в ньому коливань. Розглянуто основні кінематичні і динамічні параметри, що характеризують спостережене хвильове поле і на які спирається його обробка.

Показано, що динамічні характеристики поля, зокрема амплітуди відбитих і заломлених хвиль суттєво залежать від швидкісної диференціації середовища. Крім того, на форму запису, спектри і амплітуди хвиль одночасно впливають три основні фактори: а) умови збудження коливань, б) фільтруючі властивості реальних середовищ, зумовлені їх поглинанням, наявністю тонких шарів, а також розсіюванням хвиль на різних неоднорідностях малого масштабу; в) фільтруючі властивості приймальної апаратури, включаючи і властивості коливальної системи сейсмограф – ґрунт. Отже, якість спостереженого сейсмічного хвильового поля безпосередньо залежить від системи спостережень, рельєфу і умов будови геологічного середовища.

В даній роботі засобом отримання інформації про глибинну будову земних надр є поздовжні рефраговані проникаючі хвилі. В розділі розглянуто теоретичні основи поширення хвильового поля в середовищі, зокрема хвильове рівняння, що описує зміщення точки простору відносно координат і часу від джерела збудження коливань. Показано як з універсального для всіх систем координат рівняння руху хвиль у середовищі (2.4) виводиться скалярне хвильове рівняння пружних хвиль (2.10) і що вони повністю відповідають одне одному.

Наведене скалярне хвильове рівняння гіперболічного типу, яке описує різні хвильові процеси в середовищі, зокрема рух поздовжніх хвиль від точкового джерела, є основою для міграційних перетворень спостереженого хвильового поля. Продовження хвильового поля, яке складає теоретичний базис кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль, а також моделювання хвильових полів виконується шляхом розв'язку скалярного хвильового рівняння.

В розділі продемонстровано різницю в характері зареєстрованого хвильового поля МВХ і МЗХ (ГСЗ), наведено основні критерії визначення типу рефрагованих хвиль на зареєстрованому полі. Показано, що реальне спостережене хвильове поле відображує дуже складні процеси і крім корисних хвиль містить різні хвилі-завади: поверхневі хвилі, що поширюються вздовж ґрунту з невеликою швидкістю; мікросейсми, пов'язані з різними техногенними факторами і природними явищами (дощ, вітер і т.п.); звукові хвилі, які виникають під час збудження; нерегулярні хвилі, які виникають за рахунок наявності в геологічному середовищі незначних неоднорідностей і т.і.

Наведено рівняння для визначення початку годографу головної хвилі, яке є важливим при визначенні початку реєстрації рефрагованих хвиль, що буде розглянуто нижче. Крім того, дане рівняння також дає можливість виконувати планування систем спостережень при використанні МЗХ.

## РОЗДІЛ 3

### ПРИНЦИПИ ВИЗНАЧЕННЯ ІНТЕРВАЛУ СПОСТЕРЕЖЕНОГО ХВИЛЬОВОГО ПОЛЯ ДЛЯ ОБРОБКИ З ЗАСТОСУВАННЯМ МІГРАЦІЇ ПОЛЯ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ.

Відповідно до задач, що вирішуються при дослідженнях, сейсмозвідка підрозділяється на глибинну, регіональну, структурну, нафтогазову, інженерну, а за місцем виконання спостережень сейсмозвідка може бути наземною (польовою), акваторіальною (морською), свердловинною та підземною.

В той же час система спостережень залежить від методу сейсмозвідки, який планується використовувати. Основними методами спостережень є МВХ і МЗХ. При цьому основним моментом при обробці будь-яких сейсмічних даних є виділення і слідкування певного типу хвиль на загальному зареєстрованому хвильовому полі для отримання найбільш якісного результату при інтерпретації.

Важливим питанням під час визначення заломлених хвиль на спостереженому хвильовому полі є відстань від пункту збудження, на якій будуть реєструватися рефраговані хвилі в залежності від значень швидкості та умов глибинної будови середовища.

Перш за все, необхідно сказати, що початок інтервалу реєстрації заломлених хвиль залежить від глибинного положення та куту нахилу границі розділу, швидкості в покриваючій та в заломлюючій товщах, або таким чином від всієї швидкісної моделі двошарового середовища. Тому однозначної відповіді на питання де саме буде початок реєстрації заломлених хвиль на спостереженому хвильовому полі немає. Однак можна визначити приблизні значення віддалення вступу заломленої хвилі, виходячи з формули розрахунку відстані між точкою появи заломленої хвилі та джерелом коливань  $x_n$ , яка була наведена раніше (2.11). Крім того існує формула для розрахунку координати точки перетину прямої і рефрагованої хвилі [32]:

$$x_{dr} = 2h \sqrt{\frac{V_{refr} + V_{top}}{V_{refr} - V_{top}}}; \quad (3.1)$$

де  $V_{top}$  - реальне значення швидкості в покриваючій товщі,

$V_{refr}$  - реальне значення швидкості в заломлюючій товщі,

$h$  - відстань від джерела до заломлюючої границі по нормалі.

Було виконано дослідження коректності застосування даної формули [11], результати якого продемонструємо на прикладах.

На рис.3.1 наведені хвильові поля, які були змодельовані для двошарової моделі середовища з горизонтальною границею розділу, яка не має порушень, для окремого пункту збудження, розташованого на 18 км модельного профілю. При цьому для дослідження впливу величини стрибка швидкості на характер хвильового поля змінювалися глибинне положення заломлюючої границі та швидкість в заломлюючій товщі.

На рис.3.1(а), 3.1(б) і 3.1(в) представлені хвильові поля, які змодельовані для моделі середовища з границею розділу, яка розміщена на глибині 1 км, при цьому швидкості в покриваючій товщі була незмінною 2.0 км/с, а в заломлюючій товщі змінювалася: 2.5 км/с (рис.3.1(а)), 3.0 км/с (рис.3.1(б)) і 4.0 км/с (рис.3.1(в)) відповідно. На рис.3.1(г), 3.1(д) і 3.1(е) показані хвильові поля для моделі з глибинним положенням границі 2 км з тими самими швидкостями в заломлюючій товщі: 2.5 км/с (рис.3.1(г)), 3.0 км/с (рис.3.1(д)) та 4.0 км/с (рис.3.1(е)).

Аналіз змодельованих хвильових полів, зображених на рис.3.1, дає можливість зробити висновки, що при найбільшому значенні стрибка швидкості вступ хвилі починається на найменшій відстані від пункту збудження коливань при глибині границі 1 км, швидкості в покриваючій товщі 2 км/с і швидкості в заломлюючій товщі 4 км/с. Згідно виразу 3.1 точка заломлення хвилі знаходиться на відстані 3.46 км від пункту збудження. При цьому на рис.3.1(е) при тих самих

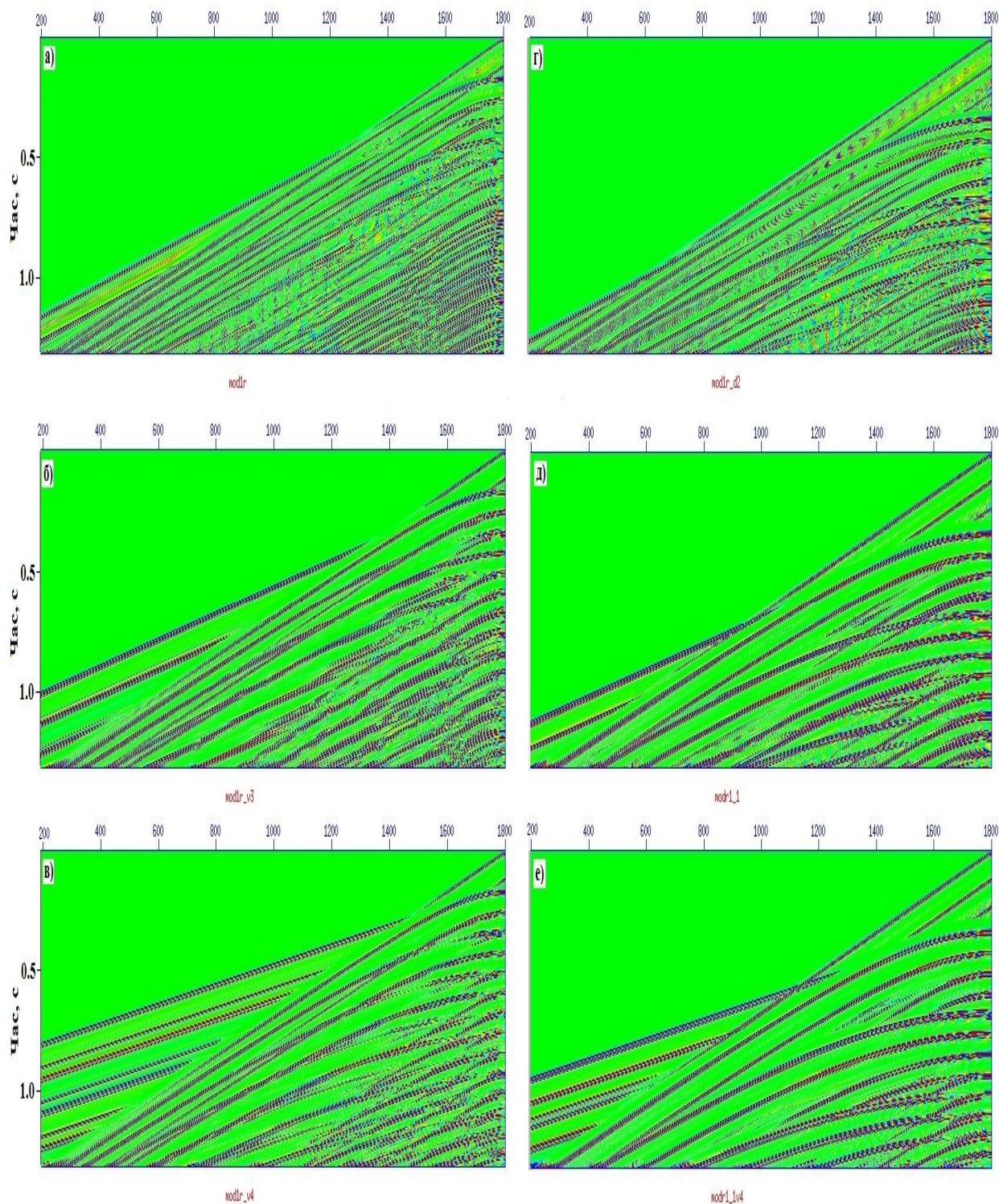


Рис.3.1. Дослідження вступу рефрагованих хвиль від значення стрибка швидкості і глибинного розташування границі заломлення. Змодельовані хвильові поля для двошарової моделі з глибиною границі 1 км (а-в) і 2 км (г-е) та швидкістю в заломлюючій товщі 2.5 км/с (а і г), 3.0 км/с (б і д) і 4.0 км/с (в і е). Швидкість в покриваючій товщі постійна 2.0 км/с.



значеннях швидкості в покриваючій і заломлюючій товщах, але при глибині границі – 2 км, відстань від пункту збудження до початку реєстрації заломленої хвилі збільшується і, відповідно до формули 3.1, складає вже 6.92 км. Легко помітити, що розраховані відстані відповідають дійсним відстаням від джерела до перших вступів заломлених хвиль, що дає змогу говорити про правомірність використання формули 3.1 при плануванні систем спостережень МЗХ. Безсумнівно, необхідно враховувати, що наведена формула повністю коректна за умови горизонтального розміщення границі заломлення, але, все ж таки, для отримання приблизної схеми при плануванні системи спостереження цього може бути достатньо.

Отже, дослідження показали, що зі збільшенням глибини до заломлюючої границі при однакових значеннях різниці швидкості в заломлюючій та покриваючій товщах заломлена хвиля буде реєструватися далі від джерела, як можна помітити на рис.3.1 за зіставленням пар 3.1(а)-3.1(г), 3.1(б)-3.1(д) і 3.1(в)-3.1(е). В той же час з ростом різниці між значеннями швидкості в покриваючій і заломлюючій товщах на границі заломлення хвиля з'являється на меншій відстані від пункту збудження коливань і більш чіткіше видно її вступ на хвильовому полі, як демонструється зіставленням рисунків 3.1(а), 3.1(б) і 3.1(в), а також 3.1(г), 3.1(д) і 3.1(е). В той же час виконане моделювання дозволило отримати принциповий висновок, щодо приблизного розрахунку відстані, на якій можна очікувати вступ заломленої хвилі в залежності від швидкісної моделі середовища.

У якості ще одного прикладу, що демонструє визначення інтервалу реєстрації поля рефрагованих хвиль, обрано реальну систему спостережень морської сейсмозвідки МВХ багатократними перекриттями, яка застосовувалася при дослідженнях Чорного моря в рамках комплексних геофізичних робіт Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України 2010-2013 роках [13]. Для модельного прикладу було взято швидкісну модель середовища, яка наведена на рис.3.2а і відповідає глибинній придонній будові одного зі спостережених профілів.

На рис.3.2б-г показані хвильові поля для одного пункту збудження з різною відстанню реєстрації коливань від джерела. При цьому було поставлено задачу визначити на якій відстані від джерела будуть фіксуватися вступи рефрагованих хвиль, які відносяться до різних границь заломлення.

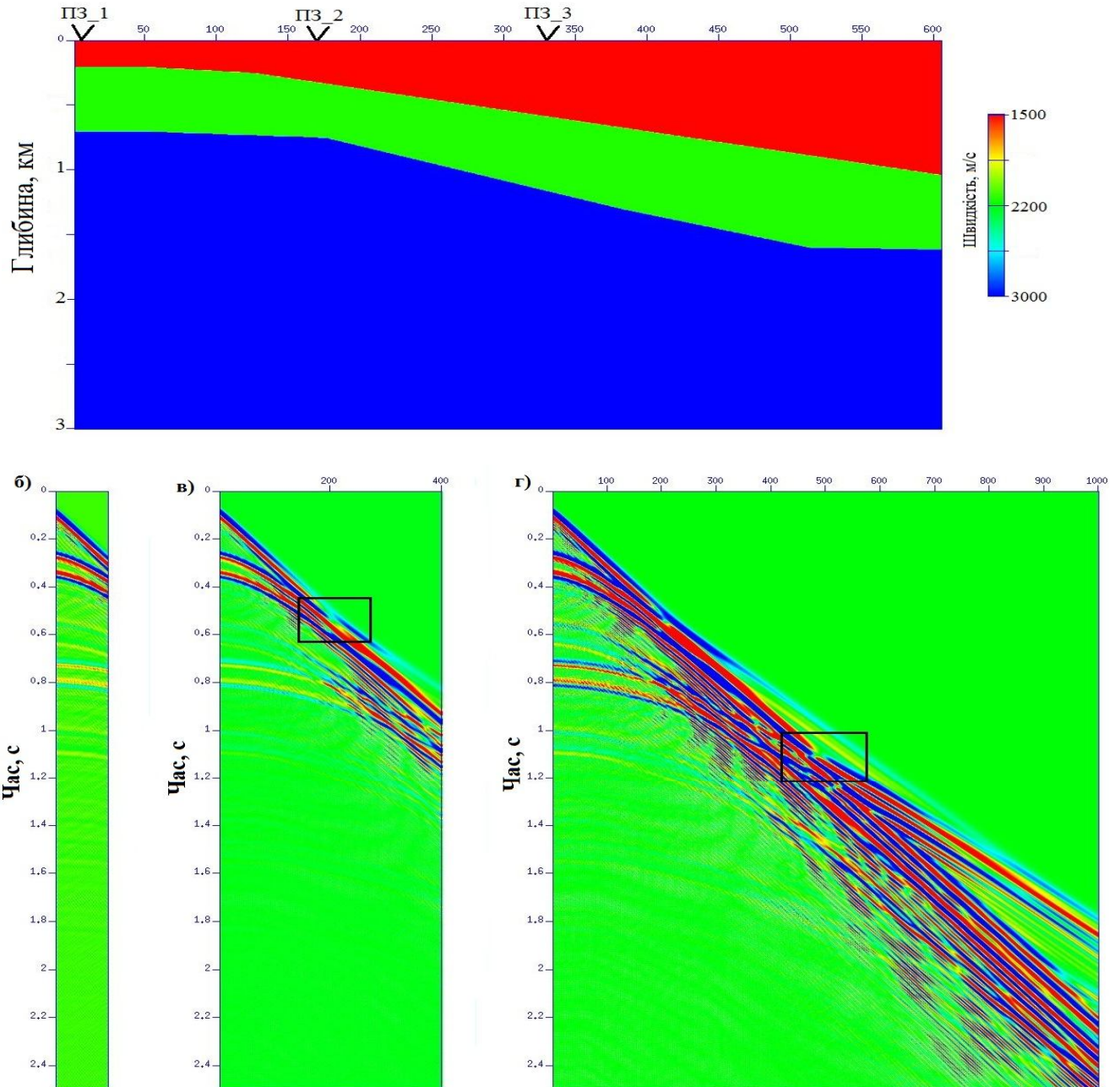


Рис. 3.2. Швидкісна модель (а) та змодельовані хвилі поля з різним діапазоном відстаней від джерела коливань: б – 90-375 м, в – 90-1290 м, г – 90-3090 м. Прямокутниками на хвильовому полі показано вступ рефрагованої хвилі.

Перше хвильове поле (рис.3.2б) моделювалося з реєстрацією 95 приймачами в інтервалі від 90 до 375 м відносно джерела коливань. При цьому на хвильовому полі чітко видно лише відбиті хвилі. На рис.3.2в на 200 трасі можна визначити вступ рефрагованої хвилі, яка відповідає першій границі заломлення. Інтервал розміщення 400 приймачів від джерела в даному випадку складає 90 – 1290 м. Вступ заломленої хвилі виділено на хвильовому полі чорним прямокутником.

Змодельоване хвильове поле для 1000 приймачів в інтервалі відстаней від пункту збудження 90 – 3090 м, яке зображене на рис.3.2г, містить рефраговані хвилі, які відповідають як першій, так і другій границям заломлення, що відповідно виділено чорними прямокутниками.

В той же час, якщо порівняти змодельовані хвильові поля для 1000 приймачів від різних пунктів збудження ПЗ\_1, ПЗ\_2 і ПЗ\_3, розташування яких показано на координатній осі на рис.3.2а, то легко відмітити, що з заглибленням моря на хвильовому полі спочатку зникають рефраговані хвилі від другої границі розділу (рис.3.3б), а потім і від першої (рис.3.3в). Це ще раз підтверджує той факт, що початок реєстрації рефрагованих хвиль від джерела наближено відповідає подвійній глибині заломлюючої границі. Крім того, можна відмітити, що різниця між швидкостями в покриваючій і заломлюючій товщах в даному випадку становила: 700 м/с на першій границі розділу (яка відповідає дну моря) і 800 м/с на другій границі. Саме тому вступі заломлених хвиль фіксуються не зовсім чітко.

Таким чином, завдяки моделюванню хвильового поля можна при відомій швидкісній моделі середовища визначати очікуваний інтервал реєстрації заломлених хвиль та відповідно надавати рекомендації щодо планування системи спостережень МЗХ під час морської сейсмозвідки. При цьому необхідно враховувати, що крок між джерелами повинен бути більшим, ніж при реєстрації лише відбитих хвиль. Оскільки, як показує практика обробки даних морської сейсмозвідки, може бути спотворення спостереженого хвильового поля викликане накладанням коливань від різних джерел.

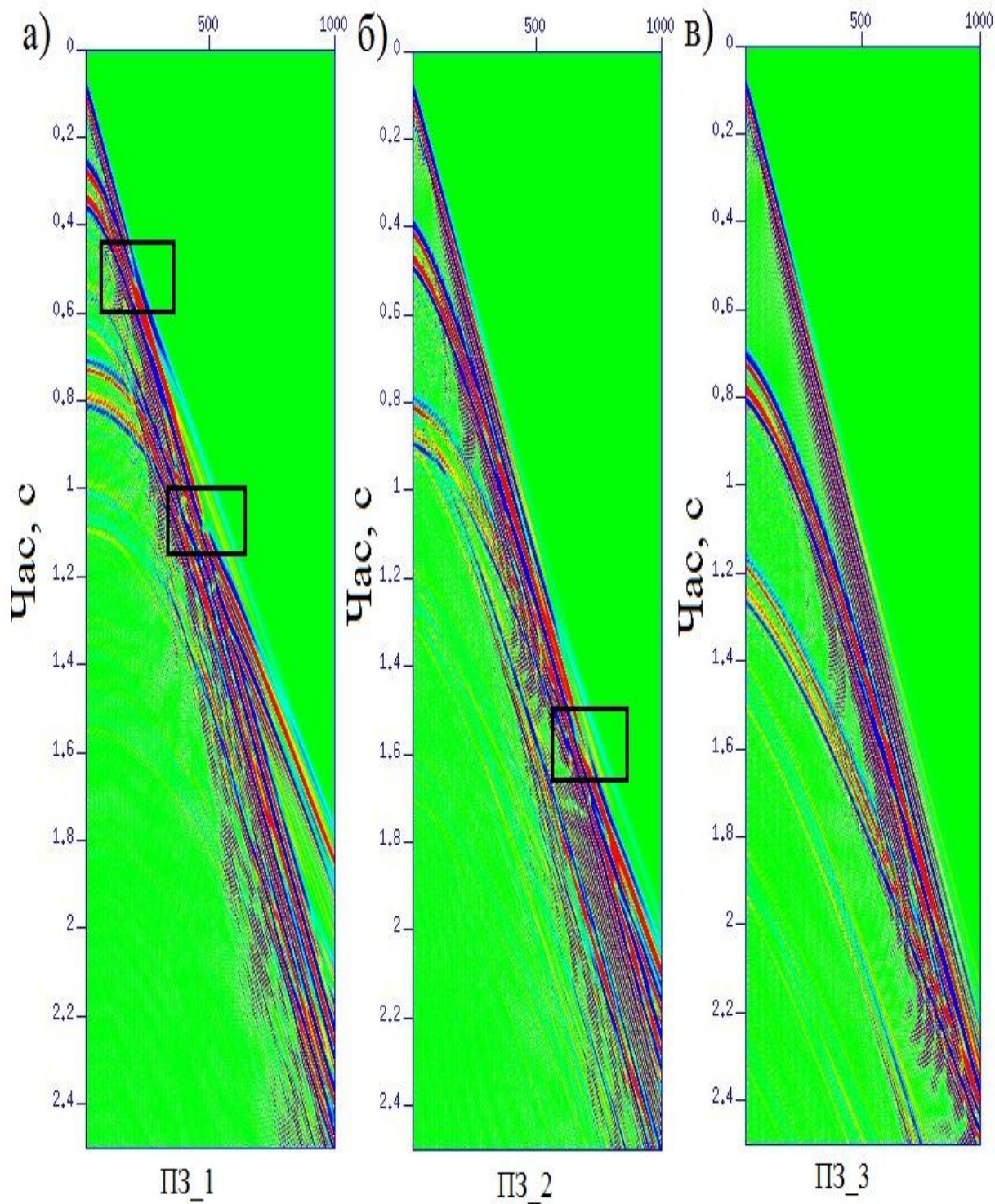


Рис.3.3. Змодельовані хвильові поля для різних пунктів збудження (розміщення вздовж профілю показано на рис.1.18) в інтервалі відстаней від джерела 90-3090 м.

### **3.1. Вплив розміщення джерела коливань і сейсмоприймачів відносно порушень на досліджуваній границі на характер хвильового поля.**

Рефраговані хвилі, що використовуються при динамічній кінцево-різницевій міграції, проникають в заломлюючу товщу, тобто в товщу зі значно більшою швидкістю ніж в покриваючій товщі, а потім знову повертаються в низько швидкісну товщу. Принцип формування зображення заломлюючої границі зводиться до фіксації продовженого в зворотному напрямку (від денної поверхні в глибину) хвильового поля в момент перетину цієї границі рефрагованими хвилями. З урахуванням ефекту проникання хвильового поля в заломлюючу товщу сейсмічний промінь має дві точки перетину заломлюючої границі (в області входу променя в заломлюючу товщу і виходу променя з неї). Це призводить до певної неоднозначності в визначенні положення міграційного зображення, яка зводиться до наступного: в якій з цих двох точок необхідно фіксувати хвильове поле, щоб отримати коректне і якісне зображення даної заломлюючої границі.

Для вирішення проблеми визначення відносно якої точки заломлення рефрагованої хвилі формувати зображення границі, були виконані спеціальні модельні дослідження впливу будови заломлюючої границі в області входу рефрагованої хвилі в заломлюючу товщу і виходу з неї на зареєстроване хвильове поле [61, 65]. Зупинимось на особливостях хвиль, що спостерігаються на ділянках, що відносяться до двох описаних точок заломлення хвилі відносно границі між двома товщами.

При розробці алгоритму формування зображення заломлюючої границі і визначення при цьому області фіксації хвильового поля було враховано специфіку променів заломлених хвиль, а також різний вплив будови середовища в зоні входу хвилі в заломлюючу товщу, та в зоні виходу з неї. В першому випадку цей вплив глобальний, а в другому – локальний. Саме ця локальність і є підставою для відтворення образу заломлюючої товщі у всіх її деталях.

Розглянемо результати проведених досліджень більш детально, оскільки асинхронність рефрагованої хвилі породжує цікаві наслідки. Якщо при спостереженні поля рефрагованих хвиль фіксується відсутність заломленої хвилі на невеликому проміжку профілю в зв'язку з порушенням горизонтів, то згідно з принципом взаємності, розташувавши пункт збудження на цьому проміжку профілю, ми у зворотному напрямку можемо взагалі не спостерігати заломленої хвилі на всьому протязі профілю. Таким чином, локальна зміна заломлюючого середовища викликає глобальні зміни в хвильовому полі, завдяки специфіці поширення рефрагованих хвиль в області їх входу в заломлюючу товщу. Ця особливість поля рефрагованих хвиль дає пояснення багатьом випадкам, коли при профільних спостереженнях не вдавалось отримати задовільних записів рефрагованих хвиль навіть після надзвичайно інтенсивного збудження, в той же час з інших пунктів при звичайному збудженні спостерігалось чітке хвильове поле від заломлюючої товщі на віддалі до сотні кілометрів.

В якості прикладу на рис. 3.4 наведена модель двошарового середовища з границею розділу, на якій присутні структурні порушення. Було обрано чотири пункти збудження (ПЗ) вздовж профілю, які розташовані на -18 км, 14.325, 17.250 і 40 км. На рисунку 3.4 зверху показано розташування взятих для моделювання пунктів збудження. Розміщення пунктів збудження виконувалося таким чином, щоб показати вплив на характер хвильового поле положення джерела відносно порушень на досліджуваній границі.

На рис.3.5 показані змодельовані хвильові поля для двох пунктів збудження, які знаходяться в області порушення: ПЗ 3 (рис.3.5а) і ПЗ 4 (рис.3.5б). Як видно з рисунку, розташування ПЗ 3 над порушенням, що присутнє на заломлюючій границі призводить до реєстрації по всьому хвильовому полю досить слабкої рефрагованої хвилі. В той же час розміщення пункту 4 відносно даного порушення викликає у хвильовому полі роздвоєння рефрагованої хвилі.

На рис.3.6 демонструються змодельовані хвильові поля для пунктів збудження 1 та 2, розташованих на -18км (рис.3.6а) і 40 км (рис.3.6б). Ці два

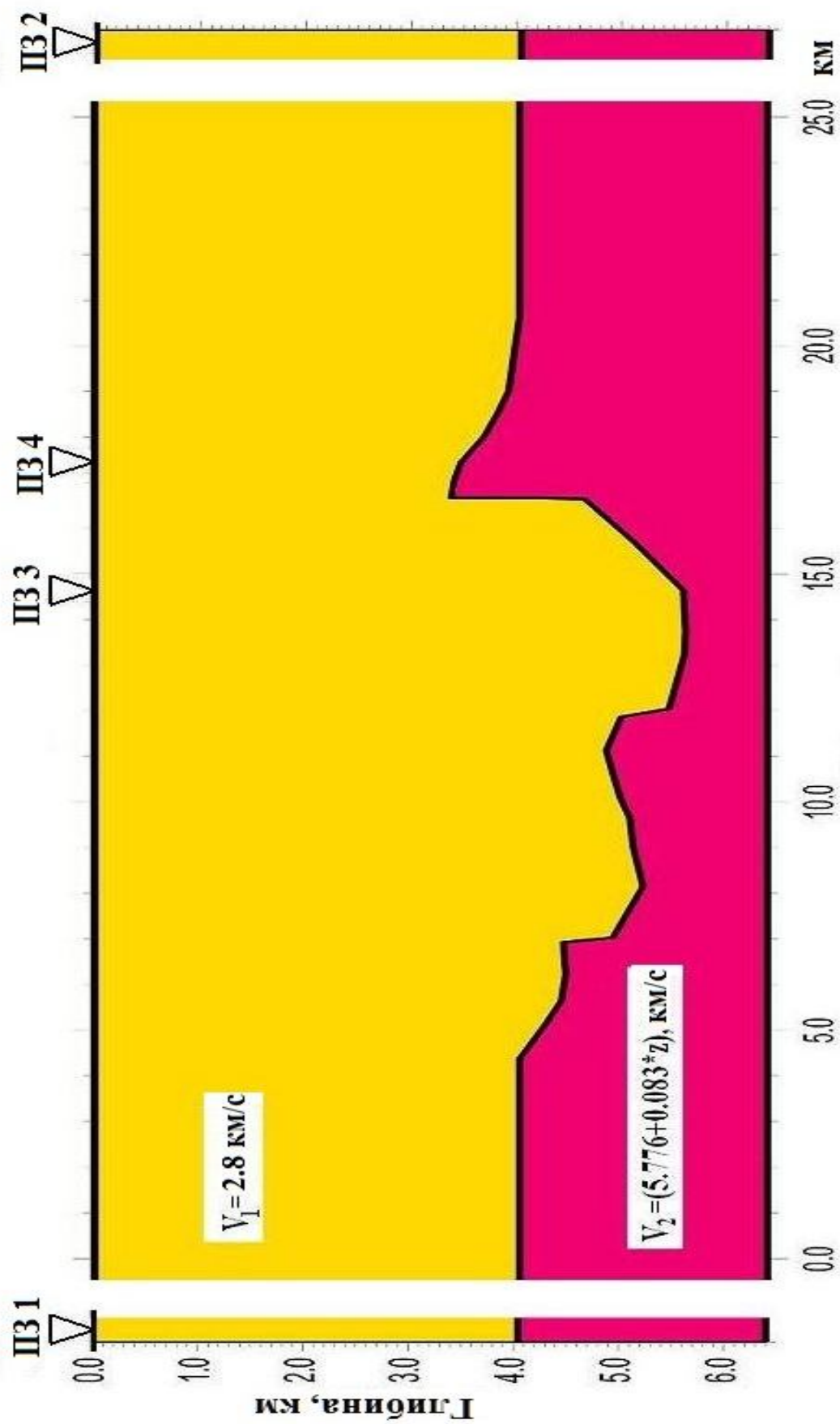


Рис.3.4 Швидкісна модель двошарового середовища.

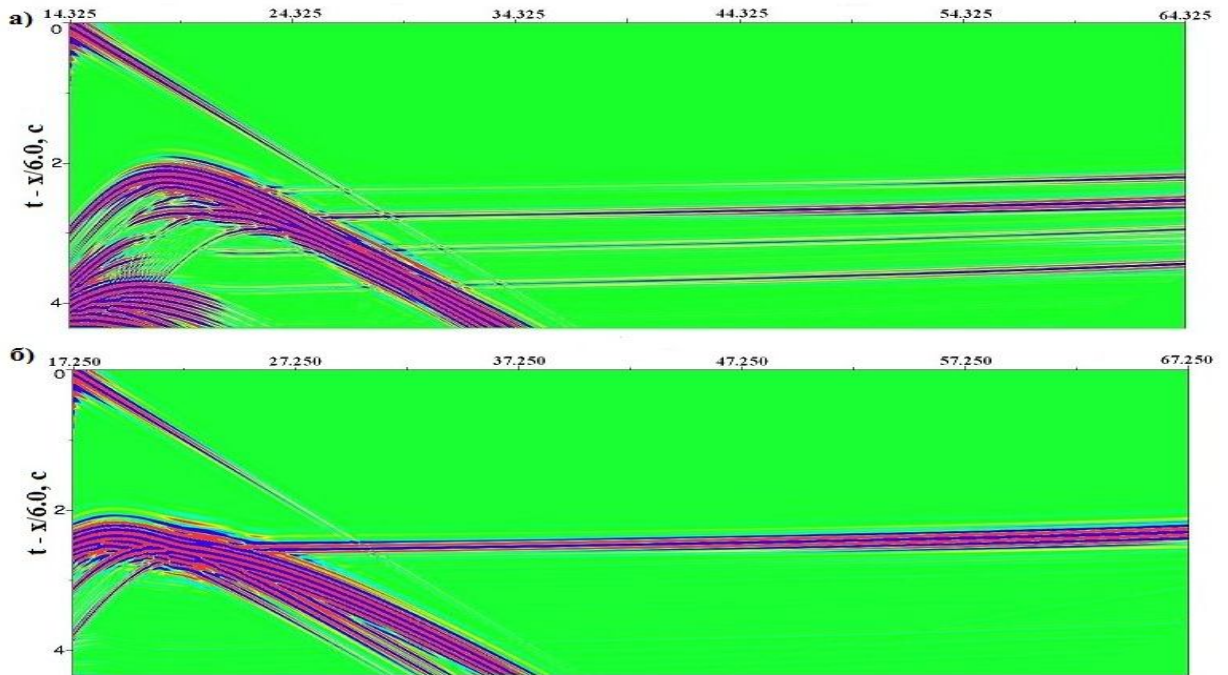


Рис.3.5. Змодельовані хвильові поля для пунктів збудження 3 (а) і 4 (б).

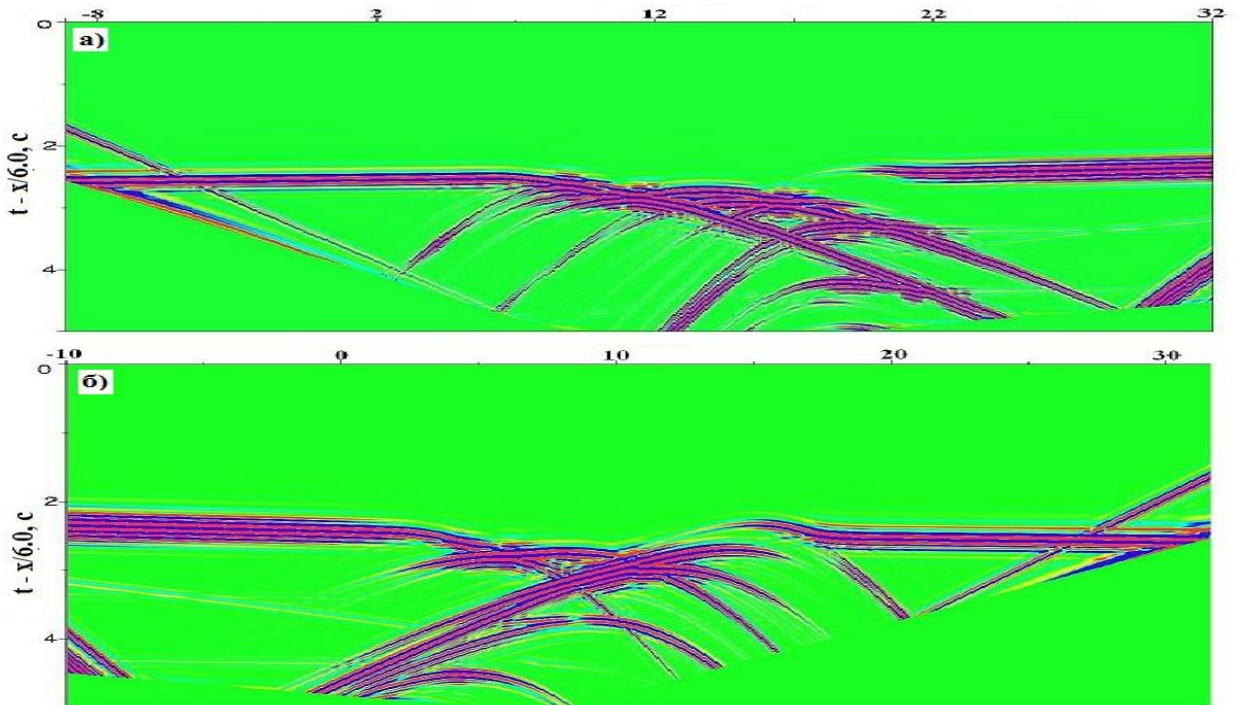


Рис.3.6. Змодельовані хвильові поля для пунктів збудження 1 (а) і 2 (б).



пункти збудження знаходяться в області горизонтального розташування границі і їх хвильові поля містять всю необхідну інформацію про структурні елементи цільової границі для формування її міграційного зображення, що продемонстровано на рис.3.7.

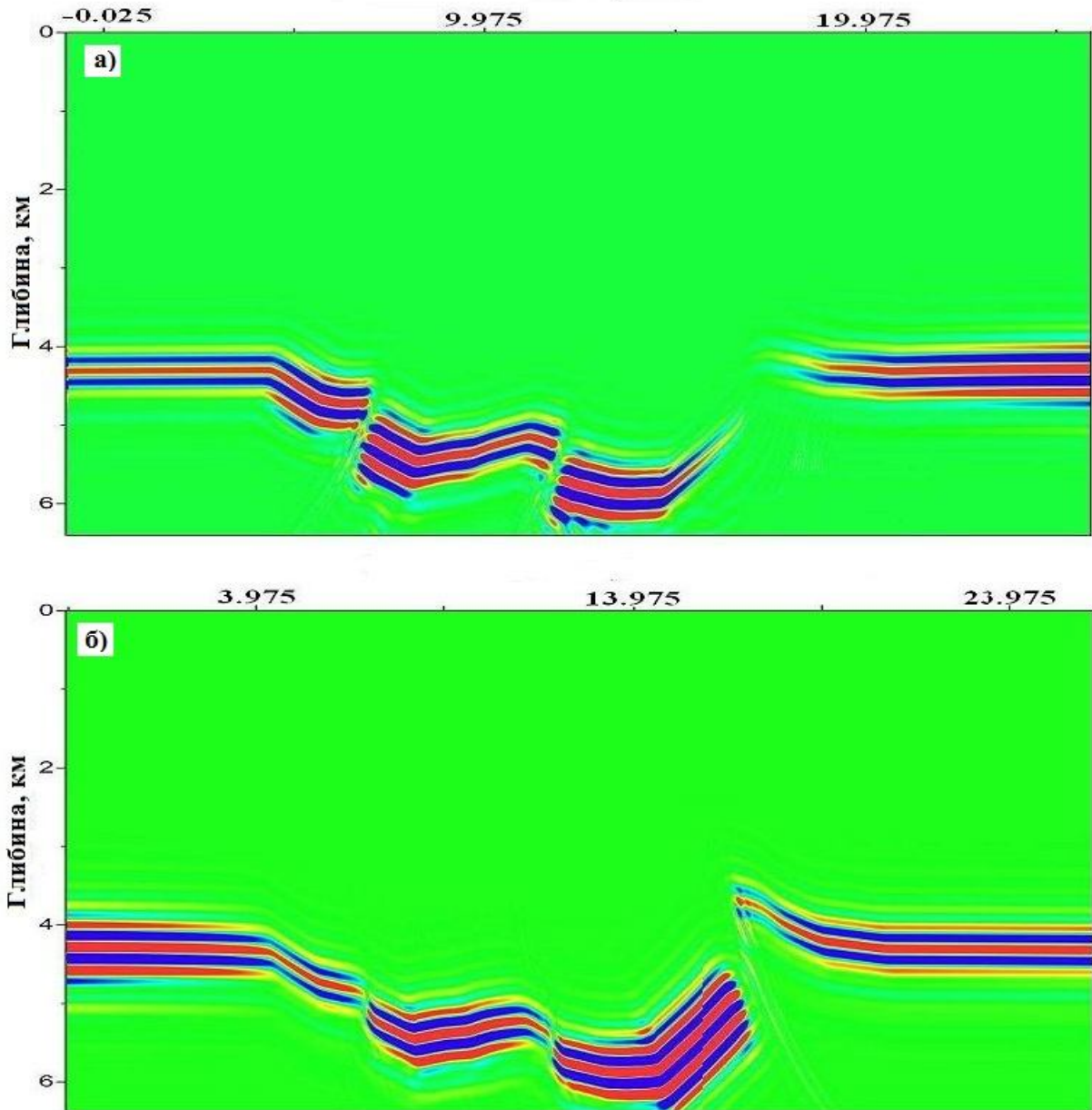


Рис.3.7. Зображення границі заломлення, отримане з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль для пунктів збудження 1 (а) і 2 (б).

Отримані міграційні зображення заломлюючої границі для двох зустрічних пунктів збудження 1 (рис.3.7а) і 2 (рис.3.7б) мають різні форми окремих елементів границі, що пов'язано з характером заломлених проникаючих хвиль. Однак ці два зображення при підсумовуванні дозволяють повністю відобразити всі присутні на заданій границі структурні порушення, тобто повністю відповідають заданій швидкісній моделі (рис.3.4).

Таким чином, даний модельний приклад дозволив продемонструвати одну дуже важливу особливість реєструемого при сейсмічних спостереженнях хвильового поля. Якщо на деякому проміжку профілю під час реєстрації поля рефрагованих хвиль фіксується послаблення хвилі або її спотворення, пов'язане з локальною швидкісною аномалією середовища (наприклад, поле для ПВ 2), то згідно принципу взаємності, при розміщенні пункту збудження на цьому проміжку профілю, в зворотному напрямку можемо спостерігати послаблену або спотворену заломлену хвилю вздовж всього профілю (поле ПЗ 3 і 4).

Враховуючи виконані дослідження, необхідним попереднім етапом застосування динамічної міграції поля рефрагованих хвиль є оцінка якості спостережених хвильових полів для всіх наявних пунктів збудження і виключення з обробки тих з них, які несуть спотворену інформацію про будову досліджуваної границі. Такий підхід, як показує практика, дозволяє сформувати якісне зображення середовища.

### **3.2. Принципи визначення у хвильовому полі інтервалу слідкування рефрагованих хвиль, які відносяться до різних контрастних за швидкістю границь на прикладі регіонального профілю *DOBRE*.**

Для прикладу формулювання принципів визначення у хвильовому полі інтервалу слідкування рефрагованих хвиль, які відносяться до різних контрастних за швидкістю границь було обрано дані регіонального профілю *DOBRE*, спостережені методом ГСЗ. Застосування при обробці сейсмічних хвильових

полів, зареєстрованих вздовж даного профілю потребувало залучення міграції поля рефрагованих хвиль, оскільки необхідно було враховувати наступні особливості:

1. Хвильове поле отримано з застосуванням спостережень за методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) при нерегулярному розміщенні 11 пунктів збудження на профілі, загальна довжина якого близько 360 км.
2. Реєстрація хвильового поля здійснювалась з максимальною відстанню від джерела приблизно 355 км.
3. В глибинному розрізі присутні три контрастні за швидкістю границі: фундамент, внутрішньо корова границя і Мохо.

Виходячи з цього, можна було зробити висновки про наявність в хвильовому полі, зареєстрованому на таких відстанях, заломлених хвиль у перших вступках. Тому для обробки даних сейсмічних профільних спостережень з метою визначення корисного інтервалу хвильового поля з заломленими хвилями, що відповідають певній границі заломлення, було запропоновано:

- використовувати редукцію зі швидкістю, яка притаманна заломлюючій товщі для виділення і слідкування заломлених хвиль від досліджуваної границі;
- застосовувати кінцево-різницеve моделювання хвильового поля дальньої зони джерела, в якій формується поле заломлених хвиль для вибору оптимальних параметрів міграції.

### **3.2.1. Використання редукції зі швидкістю, яка притаманна заломлюючій товщі, для виділення і слідкування заломлених хвиль від досліджуваної границі.**

Отже, першим і найбільш важливим етапом обробки сейсмічних спостережень є ґрунтовний аналіз хвильового поля для кожного пункту збудження на предмет виділення заломлених хвиль від досліджуваної границі, в нашому випадку границі фундаменту. З цією метою, у якості методичного прийому

пропонується вводити редукцію в записи спостережень з різними значеннями швидкості і порівнювати хвильові поля для різних пунктів збудження між собою. Такий підхід дозволить отримати попередні значення швидкості для заломлюючої границі та визначити частину хвильового поля, яку можна брати для обробки.

До того ж однією з проблем обробки даних профілю *DOBRE* є наявність в розрізі трьох контрастних за швидкістю границь, інтервали спостережень хвиль від яких на хвильовому полі перетинаються, і, таким чином, існує частина реєстрації, яка вміщує хвилі від різних заломлюючих границь. Саме цей факт створював певні незручності під час обробки сейсмічних записів. В той же час введення редукції з різними значеннями швидкості дозволило частково вирішити цю проблему.

На рис.3.8 наведено три хвильові поля з різними швидкостями редукції, які відповідають значенням швидкості в трьох товщах, які складають розріз даного району: а) швидкість фундаменту – 6.2 км/с, б) швидкість у внутрішньо коровій товщі – 7.2 км/с, в) швидкість на границі Мохо – 8.0 км/с. У якості прикладу було обрано зареєстроване хвильове поле для пункту збудження, розташованого на 4258 м на профілі *DOBRE*. Хвильове поле даного пункту збудження містить рефраговані хвилі для всіх трьох границь, що дозволило продемонструвати запропонований підхід розділу поля на окремі складові. Як буде показано пізніше, не всі спостереженні дані методом ГСЗ можуть бути для цього придатні.

Проаналізуємо наведений на рис.3.8 приклад. Якщо говорити про можливість в даному випадку виділення і слідкування заломлених хвиль від кожної наявної границі розділу, то можна відмітити, що в першому варіанті при дослідженні фундаменту інтервал поля, який буде корисним при обробці знаходиться в межах від 10 до 80 траси, тобто від 15 км до 115 км профілю. Для другої границі, яка присутня в розрізі необхідним інтервалом обробки, в якому фіксуються рефраговані від неї хвилі є від 65 до 200 траси, або від 100 км до 300 км. Для формування границі Мохо в даному випадку дуже обмежений інтервал

запису, який можна ледве помітити на часі приблизно 8.0 с від 300 км (200 траса) до кінця запису.

Таким чином, використання редукції з різними значеннями швидкості не лише дозволило визначити необхідні інтервали хвильового поля для формування зображення різних границь, а й дало змогу приблизно оцінити значення швидкості в заломлюючих товщах, що є одним з необхідних параметрів при міграції поля рефрагованих хвиль.

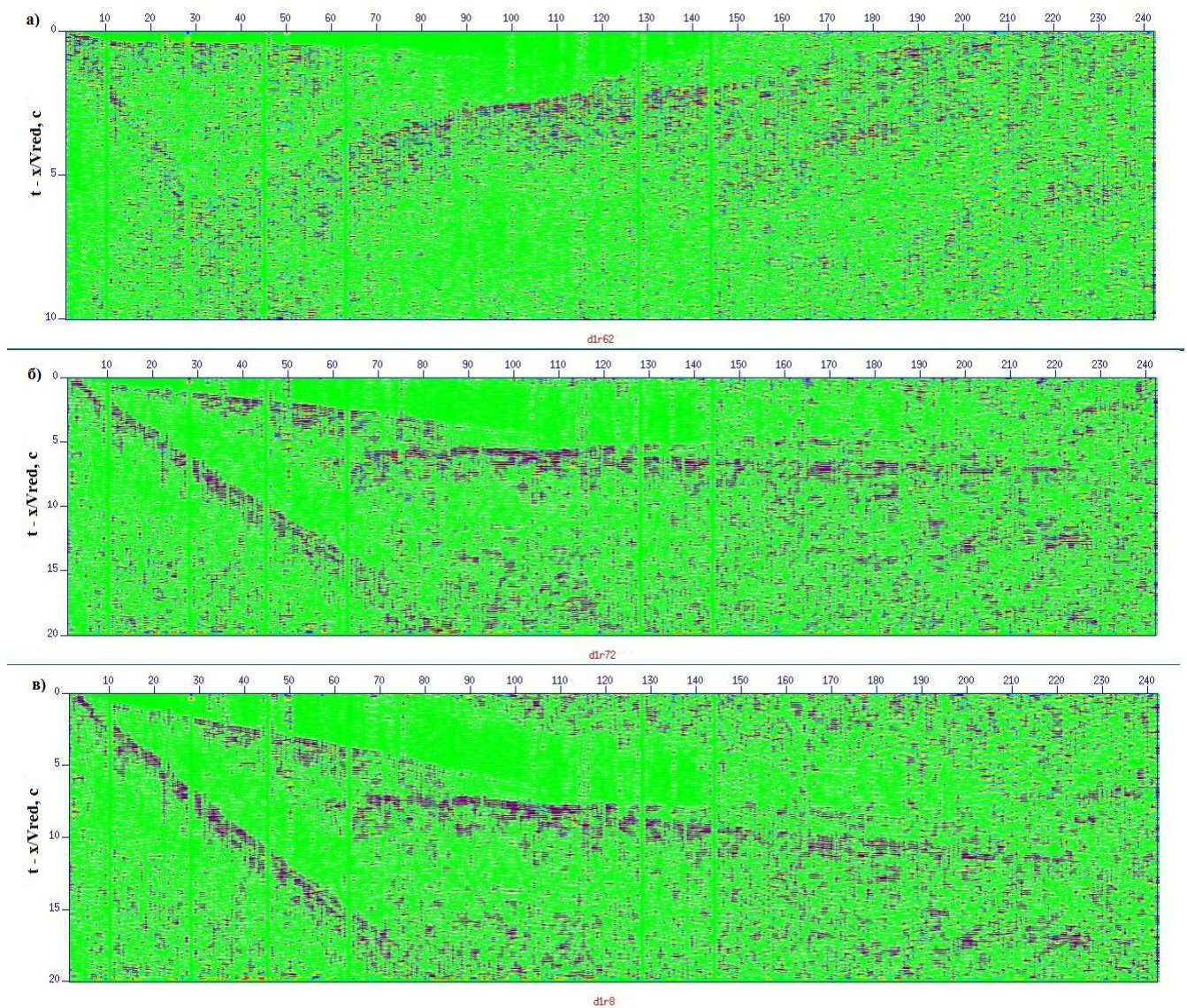


Рис.3.8. Хвильове поле для окремого пункту збудження, зі швидкістю редукції ( $V_{red}$ ): а) 6.2 км/с – фундамент, б) 7.2 км/с – внутрішньо корола товща, в) 8.0 км/с – границя Мохо.

### **3.2.2. Застосування кінцево-різницевого моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела, в якій формується поле рефрагованих хвиль для вибору оптимальних параметрів міграції.**

Моделювання хвильового поля є дуже дієвим інструментом при сейсмічних дослідженнях. Приклади моделювання вже наведені вище і демонструють можливості цієї процедури. Однак задач, які дозволяє вирішувати моделювання хвильового поля, значно більше і торкаються вони всіх етапів планування, проведення і обробки сейсмічних спостережень.

Вперше розгорнуто питання кінцево-різницевого моделювання хвильового поля були розглянуті в 1976 році в роботі Келлі [143]. Крім того, в роботі Маловичка [46] дано аналіз існуючих методів моделювання хвильових полів. Однак, як випливає з літературних джерел, питання кінцево-різницевого моделювання хвильових процесів в дальній зоні джерела висвітлені в досить обмеженому об'ємі.

Застосування кінцево-різницевого моделювання хвильового поля дає можливість визначити характер поширення хвиль у середовищі, яке має складну будову, оскільки саме кінцево-різницевий метод дозволяє задавати будь-яку швидкісну модель середовища у дискретному вигляді і тому як градієнтну, так і з контрастними границями розділу.

Необхідно відмітити, що для перевірки коректності того чи іншого розробленого методу обробки сейсмічних даних потрібно дуже ретельно його випробувати в різних умовах будови середовища. Для цієї мети також застосовують моделювання хвильового поля, яке дозволяє відтворити зареєстроване хвильове поле в залежності від глибинної будови району дослідження. При перевірці дієздатності методів обробки поля рефрагованих хвиль необхідно враховувати, що вони реєструються на значних відстанях від джерела. Кінцево-різницеве моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела, яке розроблено в Інституті геофізики НАН України, дозволяє оцінити хвильові поля, що реєструються в умовах різного ступеню складності будови геологічного

середовища, а також впевнитися в інтерпретаційних можливостях розроблених методів міграції при обробці сейсмічного матеріалу, отриманого в цих умовах [61].

Моделювання хвильового поля базується на прямому продовженні хвильового поля від джерела. Задача продовження хвильового поля формулюється як процедура визначення коливань на довільній множині вузлів просторово-часової сітки, при заданому значенні сейсмічного сигналу в точковому джерелі. Для послідовного перерахунку хвильового поля використовується сіткова схема, що відповідає різницевій апроксимації хвильового рівняння, яке в двовимірному декартовому просторі може бути представлено виразом

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{V(x, z)^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \psi(x, z, t), \quad (3.2)$$

де  $u$  - амплітуда коливань,

$V(x, z)$  - функція швидкості,

$t$  - час,

$\psi(x, z, t)$  - зовнішнє джерело коливань.

При розробці моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела необхідно враховувати дві вимоги:

- проста схема подання вихідних даних,
- можливість опису швидкісних характеристик широкого спектру сейсмологічних структур (порушення, виклинювання шарів, складчасті форми, градієнтні середовища і т.п.).

Вихідними даними для процедури моделювання хвильового поля є: опис границь довільної конфігурації, інформація про розподіл швидкості в товщах, утворених заданими границями, а також параметри сейсмічного модельного сигналу.

Для опису швидкісної моделі середовища використовуються чотири дискретні функції: положення сейсмічних границь у вигляді послідовності координат точок, значення швидкості на границях в довільній послідовності точок, опис характеру зміни швидкості в пластах і розподіл градієнтів швидкості в самих пластах пластах. Кожна функція відповідає параметричному файлу.

При цьому до кожної заданої границі прив'язується опис швидкості. Значення швидкості можуть змінюватися вздовж границі. В товщі, що утворюється між двома границями, значення швидкості змінюються з урахуванням вертикального градієнту швидкості, що задається в параметричних даних, або визначається по вертикалі лінійною інтерполяцією значень швидкості на двох сейсмічних границях, що утворюють товщу. Необхідність явного завдання вертикального градієнту пояснюється неможливістю коректного застосування інтерполяції швидкості в варіанті виклинювання границь.

При моделюванні сейсмограм точкового джерела враховується, що функція зовнішнього джерела коливань  $\psi$  в рівнянні (3.2) визначається відповідно до співвідношення:

$$\begin{cases} \psi = 0, X \neq X_0 \\ \psi = \lambda(t), X = X_0 \end{cases}$$

де  $X$  - просторові координати,

$X_0$  - координати точкового джерела,

$\lambda(t)$  - сейсмічний сигнал в джерелі.

Крім того, передбачається, що коливання на границях сіткової області відсутні, тобто  $u = 0$ .

Для моделювання сейсмограм кінцево-різницевим методом з відстанями від джерела збудження, що перевищують в декілька разів глибину до об'єктів сейсмічних досліджень, потрібно багато часу. З метою скоротити об'єми



розрахунків можна виключити з розрахункової косокутної сітки частину просторово-часової області, в якій відсутні коливання або вони не дають необхідної інформації при моделюванні. В такому випадку мова йде про розрахунок модельних сейсмограм з редукцією, що широко застосовується при інтерпретації спостереженого в дальній зоні джерела хвильового поля. При такому моделюванні необхідно, щоб швидкість редукції була більшою за максимальну швидкість поширення коливань в середовищі.

Хвильове рівняння (3.2) для різницевого розрахунку сейсмограм з редукцією трансформується за допомогою заміни системи координат:

$$x' = x; \quad z' = z; \quad t' = t - \left| \frac{x}{V^*} \right|,$$

де  $V^*$  - швидкість редукції,

$x$  - відстань до джерела коливань, причому знаки  $V^*$  і  $x$  повинні співпадати за сенсом швидкісної редукції.

Трансформоване хвильове рівняння завдяки перетворенню диференціальних операторів має вигляд:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z'^2} = \left( \frac{1}{V^2(x', z')} - \frac{1}{V^{*2}} \right) \frac{\partial^2 u}{\partial t'^2} + \frac{2}{V^*} \frac{\partial^2 u}{\partial x' \partial t'}. \quad (3.3)$$

В косокутній системі координат  $x', z', t'$  визначимо рівномірну сітку з кроками  $\Delta x, \Delta z, \Delta t$ , при цьому сіткові координати будуть  $i, j, k$ .

Для різницевої апроксимації диференційного рівняння (3.3) застосуємо факторизовану кінцево-різницеву схему, яка дозволяє представити оператор другого порядку у вигляді добутку операторів першого порядку і звести

вирішення багатовимірної задачі до послідовного розв'язку їх одномірних аналогів:

$$\left( E - \frac{a\Delta t}{2} L_{\dot{x}} - \mu\Delta t^2 L_{\bar{x}x} \right) \left( E - \mu\Delta t^2 L_{\bar{z}z} \right) u_{i,j}^{k+1} = \left( 2E - (2\mu - c)\Delta t^2 (L_{\bar{x}x} + L_{\bar{z}z}) \right) u_{i,j}^k - \left( E + \frac{a\Delta t}{2} L_{\dot{x}} - \mu\Delta t^2 (L_{\bar{x}x} + L_{\bar{z}z}) - \frac{\mu a \Delta t^3}{2} L_{\bar{z}z} L_{\dot{x}} - \mu^2 \Delta t^4 L_{\bar{x}x} L_{\bar{z}z} \right) u_{i,j}^{k-1},$$

де  $E$  - одиничний оператор,

$\mu$  - константа, що забезпечує стійкість різницевого розрахунку, має розмірність квадрату швидкості,

$$a = \frac{2V^* V^2(x,z)}{V^{*2} - V^2(x,z)}, \quad c = \frac{V^2(x,z) V^{*2}}{V^{*2} - V^2(x,z)},$$

$$L_{\dot{x}} u_{i,j}^k = \frac{u_{i+1,j}^k - u_{i-1,j}^k}{2\Delta x},$$

$$L_{\bar{x}x} u_{i,j}^k = \frac{u_{i+1,j}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i-1,j}^k}{\Delta x^2},$$

$$L_{\bar{z}z} u_{i,j}^k = \frac{u_{i,j+1}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i,j-1}^k}{\Delta z^2}.$$

Отримане різницеве рівняння розв'язується за неявною факторизованою схемою, тому для його економічного вирішення необхідно застосовувати розщеплення операторів [22]:

$$\left( E - \frac{a\Delta t}{2} L_{\dot{x}} - \mu\Delta t^2 L_{\bar{x}x} \right) Y_{i,j} = \left( 2E - (2\mu - c)\Delta t^2 (L_{\bar{x}x} + L_{\bar{z}z}) \right) u_{i,j}^k -$$

$$-\left( E + \frac{a\Delta t}{2} L_{\dot{x}} - \mu\Delta t^2 (L_{\bar{x}x} + L_{\bar{z}z}) - \frac{\mu a \Delta t^3}{2} L_{\bar{z}z} L_{\dot{x}} - \mu^2 \Delta t^4 L_{\bar{x}x} L_{\bar{z}z} \right) u_{i,j}^{k-1}, \quad (3.4)$$

$$(E - \mu\Delta t^2 L_{\bar{z}z}) u_{i,j}^{k+1} = Y_{i,j},$$

де  $Y_{i,j}$  - проміжна сіткова функція.

З граничною умовою:

$$u_{i,j} = 0 \text{ при } i = 0, i = n, j = m, u_{i,1} = u_{i,-1};$$

де  $n + 1$  - кількість вузлів вздовж осі  $x$ ;

$m + 1$  - кількість вузлів вздовж осі  $z$ .

Система рівнянь (3.4) забезпечує розрахунок хвильового поля з редукацією на часовому зрізі  $k + 1$  по значенням функції  $u_{i,j}^k$  і  $u_{i,j}^{k-1}$  на часових зрізах  $k$  і  $k - 1$  методом прогонки на шаблонах сітки (рис. 3.9) вздовж осі  $x$  і  $z$ .

Такий підхід до моделювання хвильового поля на косокутній сітці дозволяє значно зменшити як часові витрати на розрахунки, так і завади, які пов'язані з сітковою дисперсією хвиль. Ефективність такого підходу зростає зі збільшенням відстані між джерелом і областю реєстрації коливань, що дає можливість успішно використовувати його для моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела при дослідженні можливостей міграції поля рефрагованих хвиль.

Іншим варіантом вирішення проблеми об'ємних обчислень при моделюванні хвильового поля в дальній зоні джерела є: новий підхід до моделювання хвильового поля з використанням сітки, шаблон якої рухається в напрямку поширення хвиль.

Моделювання хвильового поля з використанням сітки, шаблон якої рухається, розроблено таким чином, що хвильове поле моделюється лише для тієї частини, яка використовується для подальшої обробки з застосуванням міграції

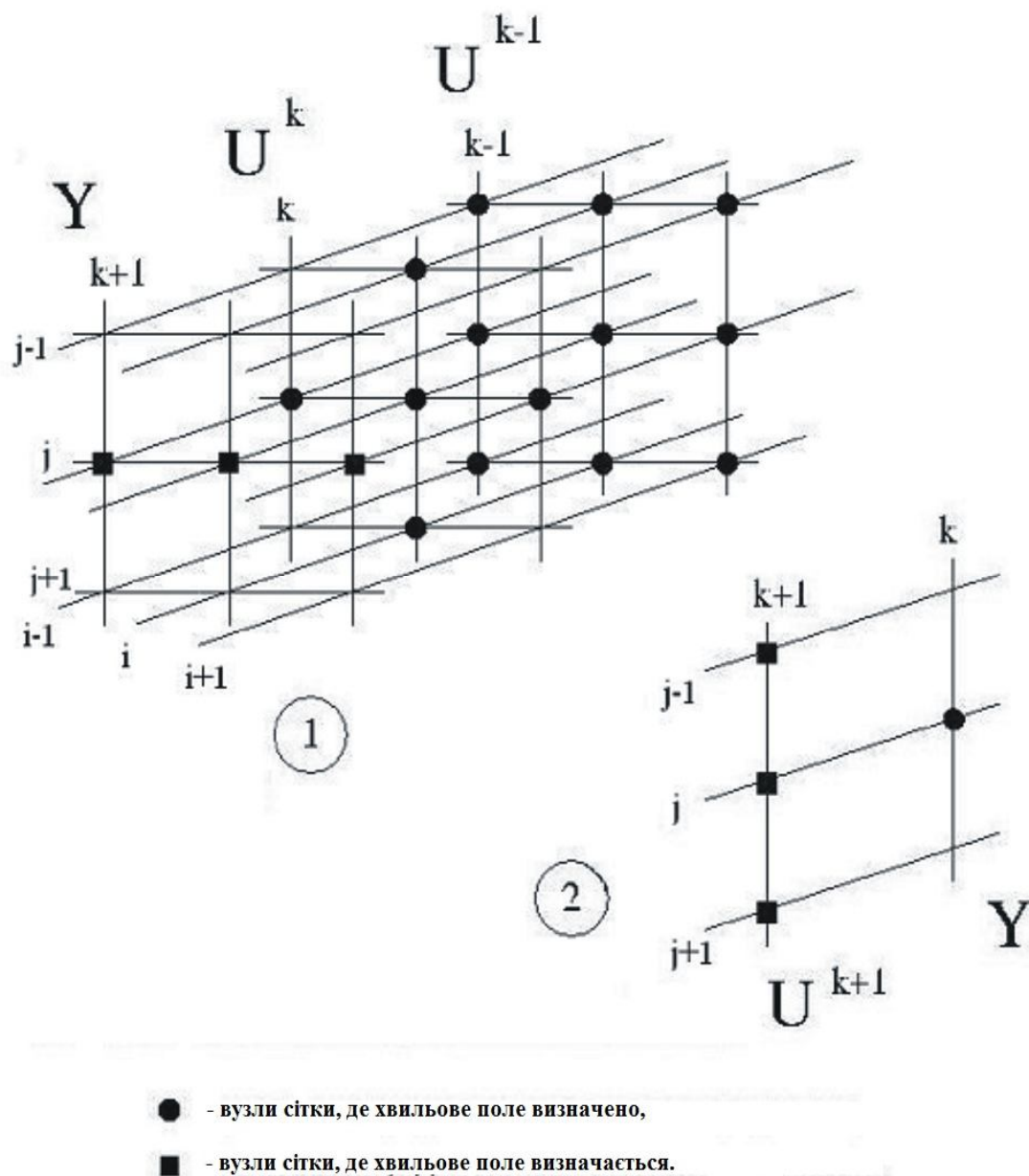


Рис.3.9. Шаблон косокутної просторово-часової сітки для продовження хвильового поля.

поля рефрагованих хвиль. Такий підхід дозволив значно скоротити час обчислень та в той же час виконувати моделювання на значних відстанях від джерела коливань. При цьому використовується розрахункова сітка, проекція якої на

поверхню  $x,t$  показана на рис.3.10. Рух шаблону демонструється за рахунок його виділення різними кольорами.

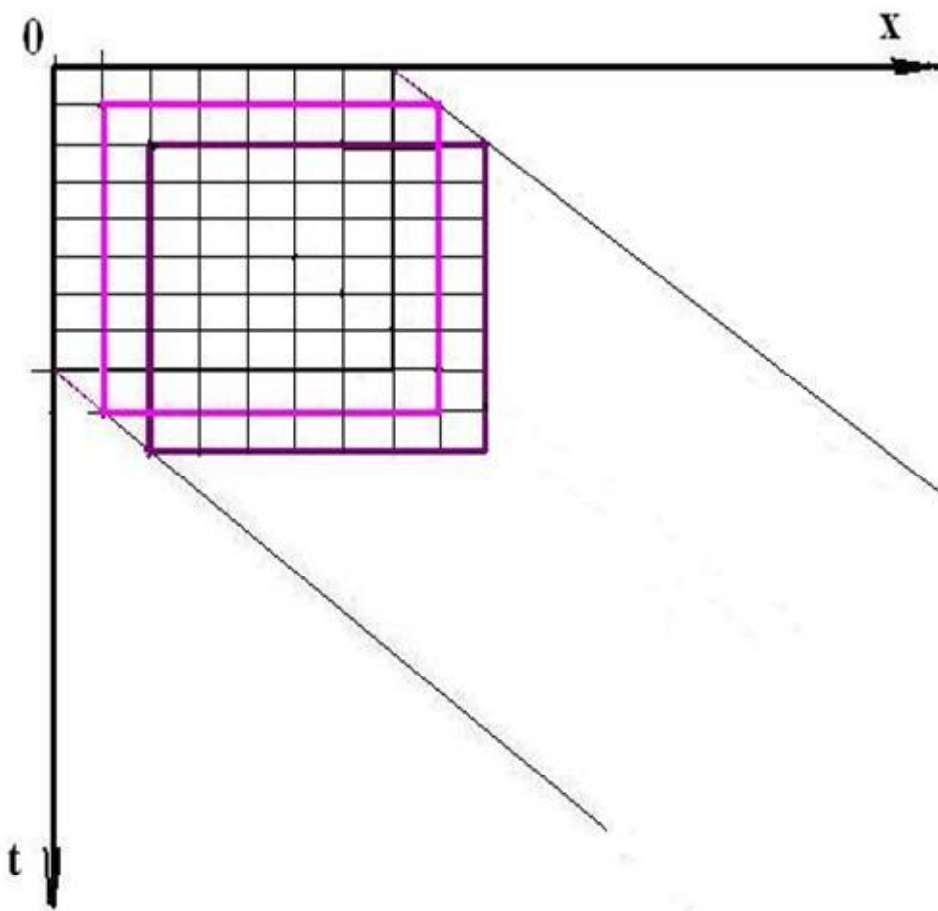


Рис.3.10. Проекція сітки з шаблоном, що рухається на поверхню  $x,t$ .

Принцип моделювання хвильового поля на базі продовження хвильового поля з використанням сітки, шаблон якої рухається, полягає в наступному: від джерела в деякий момент часу (який визначається виходячи з розміщення джерела в сітковій області) сітка починає рухатися разом з хвильовим полем, що дозволяє видаляти під час розрахунку область, в якій хвильові процеси відсутні. Таким чином, протяжність області визначення хвильового поля може значно перевищувати протяжність розрахункової сіткової області. Перевагою такого

підходу є також можливість використання прямокутної різницевої сітки, на якій може бути реалізовано найбільш економічний з широким колом використання явний розв'язок хвильового рівняння.

Продемонструємо ефективність застосування моделювання хвильового поля з сіткою, шаблон якої рухається. На рис.3.11 наведено швидкісну модель, яка повторює будову границі фундаменту в районі профілю *DOBRE*.

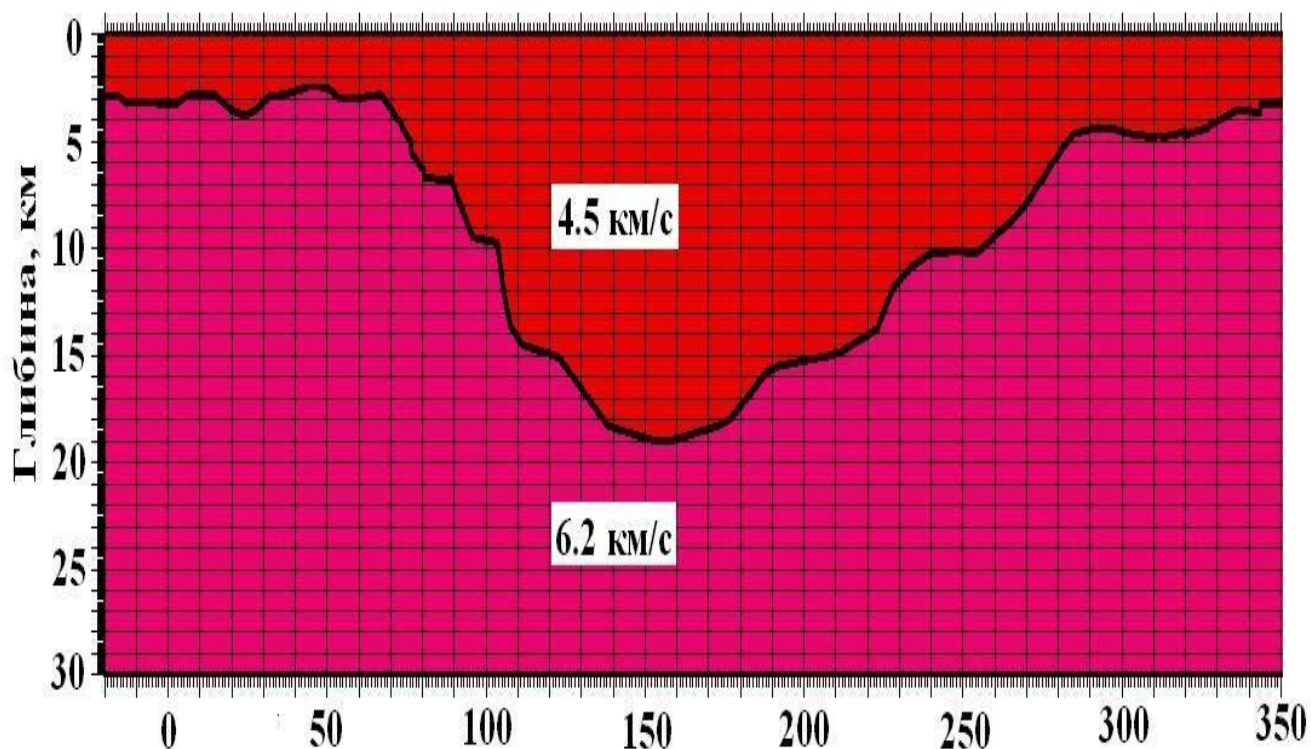
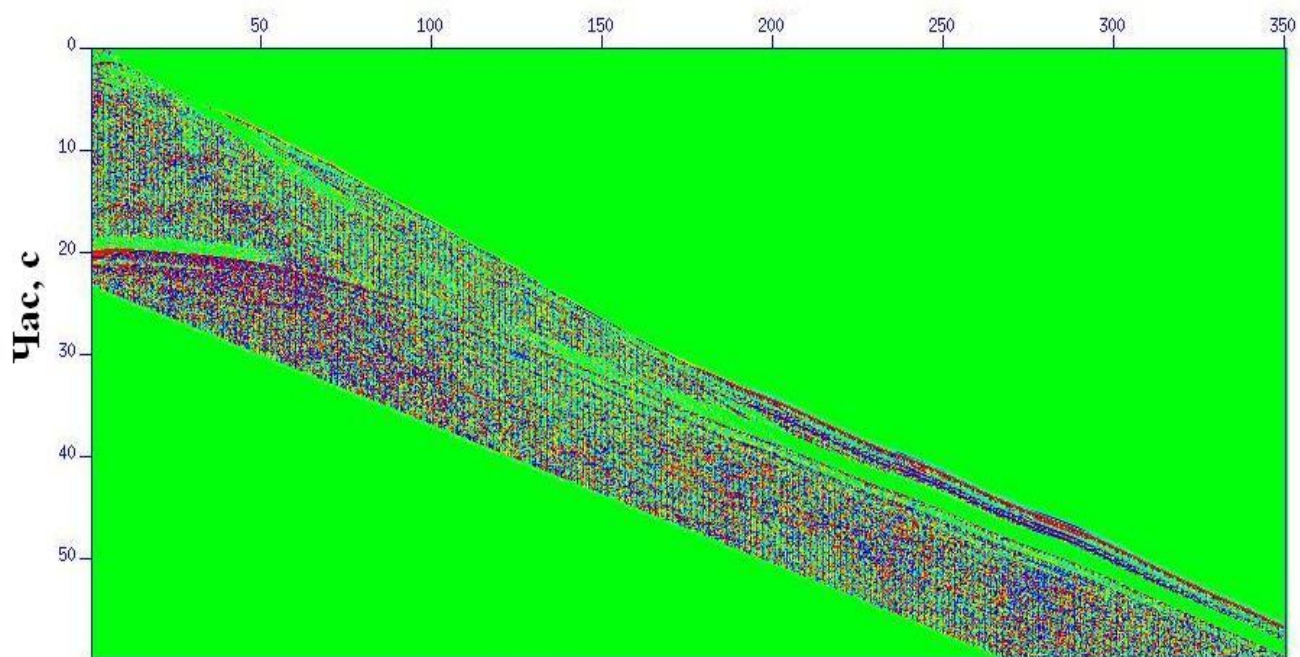


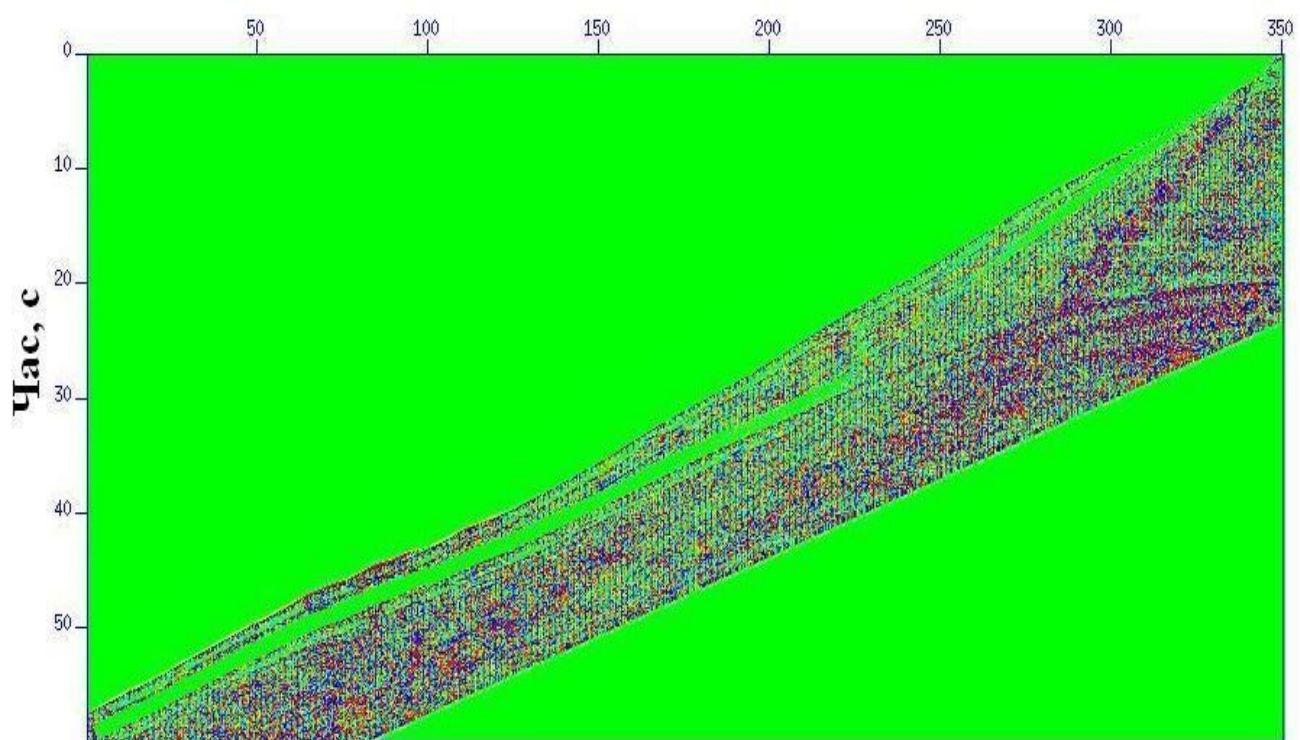
Рис.3.11. Швидкісна модель середовища з границею фундаменту.

Швидкість в покриваючій та в заломлюючій товщах також відповідає реальним значенням, які були визначені для даного району.

Принцип моделювання хвильового поля з сіткою, шаблон якої рухається, наведено на рис.3.12, який показує змодельовані хвильові поля для зустрічних пунктів збудження, які розміщені на 4 км та 350 км моделі.



**ПЗ= 4 км**



**ПЗ=350 км**

Рис.3.12. Приклад хвильових полів, змодельованих з сіткою, шаблон якої рухається для зустрічних пунктів збудження, розташованих на 4 км (а) і 350 км (б) профілю.

Отже, розроблений метод моделювання хвильового поля дозволяє отримати лише необхідну частину хвильового поля без втрати корисної інформації і при цьому значно скоротити час обчислень.

На рис.3.13 показано результат міграції поля рефрагованих хвиль для заданої швидкісної моделі (рис.3.11). Даний результат є сумою двох міграційних зображень для пунктів збудження 4 та 350 км, що є доказом не лише коректності міграції поля рефрагованих хвиль, але й того, що за сприятливих умов розміщення пунктів збудження можливо отримати якісне зображення маючи лише два зустрічні пункти збудження.

Таким чином, виходячи з наведених в розділі результатів досліджень, можна сказати, що важливим етапом при обробці спостереженого хвильового поля є його ретельний аналіз та можливість виділити та прослідкувати визначений тип хвиль, на який орієнтується граф обробки. Для цього необхідно чітко розуміти хвильові процеси, що відбуваються в земних надрах після збудження в них коливань відповідно до швидкісної моделі середовища.

Результати досліджень впливу будови заломлюючої границі на характер реєстрації хвильового поля відносно точок входу рефрагованих хвиль в заломлюючу товщу і виходу з неї показали, що структурна особливість границі в локальній області входу хвилі в заломлюючу товщу проявляється однорідно на всьому інтервалі реєстрації заломленої хвилі. В той же час деталі будови границі в області виходу хвилі з заломлюючої товщі відображаються лише на цьому обмеженому інтервалі спостережень і може служити об'єктом для виконання міграційного перетворення поля заломленої хвилі шляхом зворотного хвильового продовження і фіксації поля в момент виходу хвилі з заломлюючої товщі. Крім того, для отримання якісного результату міграції необхідно проводити попередню оцінку якості спостереженого хвильового поля для кожного окремого пункту збудження і видаляти з обробки ті з них, які несуть спотворену інформацію про будову границь розділу досліджуваного середовища.



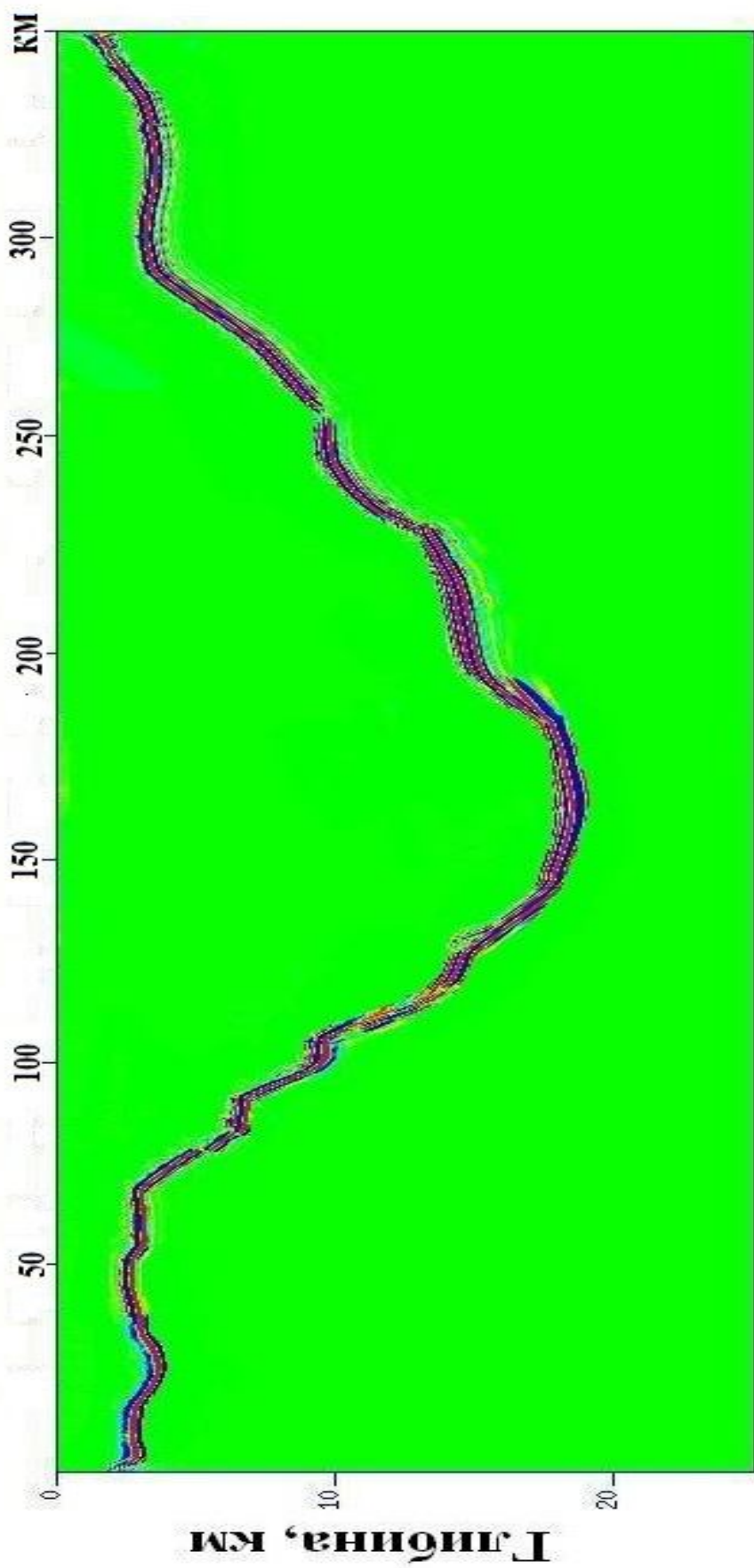


Рис.3.13. Глибинне зображення границі, отримане з застосуванням міграції поля заломлених хвиль для швидкісної моделі, зображеної на рис.3.11.

Для більш коректної обробки зареєстрованого хвильового поля необхідно чітко виділяти початок і кінець слідування заломлених хвиль для окремої досліджуваної границі. З цією метою автором запропоновано спеціальні принципи, що дозволяють поділяти хвильове поле і визначати корисний інтервал спостережень, який відповідає реєстрації рефрагованих хвиль, що відносяться до певної границі заломлення: використовувати редукцію зі швидкістю, яка притаманна досліджуваній заломлюючій товщі та застосовувати кінцево-різницеve моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела, в якій формується поле заломлених хвиль для вибору оптимальних параметрів міграції.

При цьому для скорочення обчислень при моделюванні хвильового поля на відстанях у декілька сотень кілометрів від джерела запропоновано два різні підходи:

- моделювання хвильового поля з редукцією,
- моделювання хвильового поля з сіткою, шаблон якої рухається.

Ефективність запропонованих підходів до визначення певного інтервалу хвильового поля, який відповідає поставленим задачам, доведена на модельних прикладах і практичних даних регіональної сейсморозвідки.

## РОЗДІЛ 4

### МЕТОДИКА ЗАСТОСУВАННЯ КІНЕМАТИЧНОЇ МІГРАЦІЇ ПОЛЯ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ ПРИ ВИРІШЕННІ ЗАДАЧ МАЛОГЛИБИННОЇ ТА РЕГІОНАЛЬНОЇ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

Для формування зображення середовища з застосуванням довільно обраного варіанту міграції спостереженого хвильового поля необхідно мати попередньо визначену швидкісну модель середовища. У випадку кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль вхідною інформацією є: швидкість в покриваючій товщі, швидкість в заломлюючій товщі та глибинне положення заломлюючої границі поблизу пункту збудження коливань. Знання про глибинне положення необхідне для переносу джерела з денної поверхні на границю заломлення в точку входу хвиль в заломлююче середовище. Цей підхід до виконання міграції за полем заломлених хвиль дозволяє уникнути проблеми неоднозначності в задачі формування зображення середовища, оскільки рефраговані хвилі мають дві критичні точки перетину границі, на якій змінюється швидкість поширення хвиль. Швидкість в покриваючій товщі потрібна для зворотного продовження хвильового поля від сейсмічних приймачів, а швидкість в заломлюючій товщі – для прямого продовження часового поля від перенесеного джерела.

Традиційно для отримання первісної інформації про швидкісну модель середовища, про що вже згадувалося, використовують променевий метод або сейсмотомографію. Але це ускладнює процес обробки, оскільки потребує залучення додаткових процедур та програм. Тому необхідно шукати можливі варіанти визначення швидкісних характеристик середовища без застосування сторонніх методів.

Міграція поля рефрагованих хвиль за характеристиками спостереженого хвильового поля, що використовуються при її виконанні поділяється на кінематичну та динамічну. Раніше кінематична міграція була задіяна автором при

вирішенні задачі визначення статичних поправок за зону малих швидкостей (ЗМШ) [15]. В подальшому постало питання дослідження можливості розширення кола прикладних задач з використанням кінцево-різницевої кінематичної міграції, оскільки за допомогою її застосування можна визначати апріорну швидкісну модель для подальшого формування зображення середовища як за даними мало глибинної сейсмозв'язки, так і за даними, спостереженими методом ГСЗ. Таким чином, без включення в граф обробки променевих або томографічних методів є можливість отримати глибинне зображення розрізу досліджуваного району. Однак застосування кінематичної міграції до різного типу даних потребує внесення змін в алгоритм та програмну реалізацію етапів її виконання, відповідно до системи спостережень і характеру зареєстрованого хвильового поля.

В той же час теоретичні основи кінцево-різницевої кінематичної міграції незалежно від типу даних, які будуть оброблятися залишаються незмінними. Тому в даному розділі буде розглянуто теоретичні засади, алгоритм і програмне забезпечення застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для обробки даних як мало глибинної сейсмозв'язки, так і даних ГСЗ з метою визначення швидкісної моделі двошарового середовища.

#### **4.1. Теоретичні основи кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.**

Теоретичним базисом для кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль є кінцево – різницева продовження часового поля з використанням чисельного варіанту методу полів часу для двох зведених зустрічних годографів.

Алгоритм кінематичної обробки даних складається з процедур кореляції годографів заломлених хвиль, побудови зведених годографів, розрахунку швидкості в покриваючому середовищі, визначенні глибинного положення границі заломлення та граничної швидкості. При цьому чисельні розрахунки

базуються на визначенні часу приходу хвилі за заданим, на деякому проміжку профілю, годографом.

Вхідними даними для виконання кінематичної міграції є два зустрічних годографи, отримані по спостереженому хвильовому полю, взаємний час для них, а також розподіл швидкості в покриваючому середовищі.

Процес кореляції годографів зводиться до визначення часу (вибраних екстремумів коливань – мінімальних або максимальних фаз) по координатах профілю на спостереженому хвильовому полі. Якість отриманого результату залежить від того, наскільки точно буде виконана кореляція безпосередньо по зареєстрованому полю. Тому в програмній реалізації процесу кореляції передбачено напівавтоматичний режим. Таким чином, при недостатньо якісному проведенні автоматичної кореляції оператор має можливість самотійно вносити корекцію в отриманий результат. При цьому кількість ітерацій по внесенню поправок може бути довільною.

В якості швидкісної характеристики покриваючого середовища приймають середню швидкість поширення поздовжніх хвиль по вертикалі від поверхні землі ( $z = 0$ ) до довільно заданої глибини  $z$ . З існуючих методів визначення середньої швидкості  $\bar{V}$  в покриваючій товщі [ 1, 7, 85, 114] для даної задачі було обрано метод за точкою перетину годографів заломленої та прямої хвиль [20]. Цей метод обрано автором дисертації для визначення швидкості в покриваючій товщі в розробленій методиці, оскільки такий підхід дозволяє отримати всі необхідні дані без залучення сторонніх даних. В алгоритмі методики обробки даних точкових зондувань передбачено визначення точки перетину для кожного пункту збудження.

Середня швидкість розраховується для кожного пункту збудження окремо і після цього вираховується середнє значення з усіх отриманих:

$$\bar{V}(i) = \frac{\sum_{i=1}^k \frac{|x_{sh}(i) - x_{start}(i)|}{t_{sh}(i) - t_{start}(i)}}{k};$$

де  $i = 1, k$  - кількість наявних пунктів збудження;

$\bar{V}(i)$  – середня швидкість,

$x_{sh}(i)$  – координата пункту збудження на профілі,

$x_{start}(i)$  – координата точки початку рефрагованої хвилі (перетину годографів прямої та рефрагованої хвиль),

$t_{sh}(i)$  – значення часу у пункті збудження,

$t_{start}(i)$  – значення часу в точці початку рефрагованої хвилі.

Ще одним параметром, який необхідно знати для виконання кінематичної міграції, є взаємний час для зустрічних годографів  $T_{vz}$ . Взаємний час визначають для зустрічних годографів відповідно до розміщення їх пунктів збудження. При цьому обираються ті пункти збудження, які будуть використовуватися в подальшій обробці.

Розрахувавши  $\bar{V}$ , отримавши два прокорельовані зустрічні годографи та визначивши взаємний час для них, виконується кінематична міграція рефрагованих хвиль, результатом якої є глибинне положення заломлюючої границі та розрахована гранична швидкість.

Кінематична міграція поля рефрагованих хвиль базуються на продовженні часового поля, в основу якого покладено чисельний варіант методу полів часу, запропонований Пилипенко В.М. [55] як розвиток методу полів часу Ризниченко [68]. Теоретичним базисом чисельного варіанту методу полів часу є кінцево-різницева вирішення рівняння ейконалу. Даний метод гарантує стійкий і точний результат. В подальшому даний підхід було розвинуто для застосування при вирішенні різних задач сейсмозвідки [12, 15].

Рівняння ейконалу встановлює зв'язок між часом приходу хвилі  $t$  в будь-яку точку простору з координатами  $(x, z)$  та швидкістю поширення хвиль в цьому просторі  $V(x, z)$  і є теоретичним базисом для продовження часового поля:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{V^2(x, z)} = 0. \quad (4.1)$$

Розрахунок часового поля виконується на спеціального виду косокутній сітці, яка дозволяє найбільш точно відтворити хвильове поле голографа заломленої хвилі. Область побудови часового поля обмежена граничними променями  $P1$  та  $P2$ , які нахилені, тому для заповнення всієї області необхідно, щоб сітковий шаблон мав вид паралелограму, а також був чотири точковим (рис.4.1) для підвищення точності [12, 238].

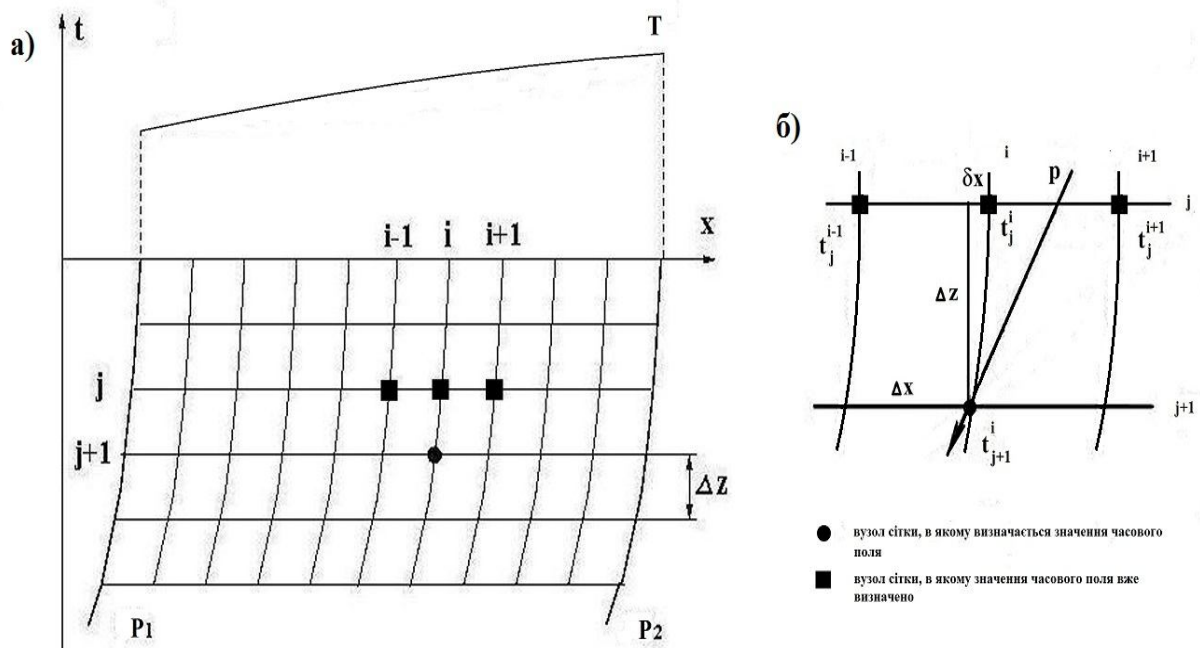


Рис.4.1. Косокутна сітка для кінцево-різницевого продовження часового поля (а) і чотири точковий шаблон (б).

## Задача Коші для системи звичайних диференційних рівнянь

$$\frac{dx}{dz} = -pV \frac{1}{\sqrt{1-p^2V^2}}; \quad \frac{dp}{dz} = \frac{\partial V}{\partial x} \frac{1}{V^2 \sqrt{1-p^2V^2}};$$

$$\frac{dt}{dz} = -\frac{1}{V} \frac{1}{\sqrt{1-p^2V^2}};$$

з початковими умовами

$$x_0 = x_1, \quad t_0 = T(x_1),$$

$$p = \left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=x_1},$$

дозволяє визначити траєкторію променів та розподіл часу на них.

Промені P1 та P2 (рис.4.1) використовуються в якості бокових сторін сітки і обмежують область розрахунку. Точки перетину променів з горизонтальними лініями включаються в сітку як додаткові граничні вузли. При цьому сітка зберігає рівномірність, але стає косокутною та криволінійною по осі z. Кінцево-різницева апроксимація диференційного рівняння ейконалу (4.1) для продовження часового поля на сітці з чотири точковим шаблоном (рис.4.1б) в канонічному вигляді буде:

$$\left[ \frac{1}{\Delta z} \left( t_{j+1}^i - t_j^i - \frac{\delta x}{2\Delta x} (t_j^{i+1} - t_j^{i-1}) - \frac{\delta x^2}{2\Delta x^2} (t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1}) \right) \right]^2 + \left( \frac{1}{2\Delta x} (t_{j+1}^i - t_j^{i-1}) \right)^2 - \frac{1}{V_{i,j}^2} = 0. \quad (4.2)$$

Величину часу в граничних вузлах визначають шляхом екстраполяції, причому розрахунок часового поля у внутрішніх вузлах косокутної сітки виконується згідно явного розв'язку різницевого рівняння:



$$\begin{aligned}
t_{j+1}^i = & \delta x \frac{t_j^{i+1} - t_j^{i-1}}{2\Delta x} + t_j^i + \frac{\delta x^2 (t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1})}{2\Delta x^2} - \Delta z \left[ \frac{1 - 2\delta x V_{i,j}^{-1} \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right)_{i,j}}{V_{i,j}^2} - \right. \\
& - \frac{\Delta z V_{i,j}^{-1} \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)_{i,j}}{V_{i,j}^2} - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2} - \left. \left( 2\delta x - \frac{\Delta z (t_j^{i+1} - t_j^{i-1})}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^{-2} - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2}}} \right) \times \right. \\
& \left. \left. \times \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})(t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1})}{2\Delta x^3} + \frac{\Delta z (t_j^{i+1} - t_j^{i-1})}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^{-2} - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2}}} V_{i,j}^{-3} \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right)_{i,j} \right]^{\frac{1}{2}},
\end{aligned}$$

де  $\Delta z = \lambda \Delta x$ ,

$\lambda$  - константа, яка визначає співвідношення кроків сітки згідно умови стійкості,  
 $\delta x$  - величина відхилення вузла сітки від нормалі по осі  $x$  (см.рис.4.1б).

Різницеві схеми повинні задовольняти двом незалежним вимогам, а саме апроксимація і стійкість або коректність [22]. В даному випадку доведена квадратична ступінь апроксимації диференційного рівняння різницеvim, що відповідає точності

$$\max_{i,j} |L_h t - L t| \leq O(\Delta z + \Delta x + \delta x)^2, \quad (4.3)$$

де  $L$  - диференційний оператор,

$L_h$  - різницевий оператор.

Для перевірки коректності диференційне і різницеве рівняння на деякій сітковій області  $D_h$  представляють у вигляді:

$$Lt = f \quad \text{та} \quad L_h t^{(h)} = f^{(h)}$$

відповідно.

Квадратична апроксимація передбачає виконання нерівності:

$$L_h t - Lt = O(h^2 + \tau^2),$$

де  $h, \tau$  - кроки різницевої схеми.

Для нашої схеми достатньою умовою для того, щоб різницеве рівняння (4.2) апроксимувало диференційне рівняння (4.1) з порядком  $h^k$  є виконання нерівності

$$\|L_h t - Lt\| \leq O h^k.$$

$\| \cdot \|$  - норма для функцій, заданих на сітці з припущенням, що сітка для  $t^{(h)}$  та  $f^{(h)}$  співпадає.

Знайдемо різницю для будь-якої точки простору  $L_h t - Lt$  відповідно до рівнянь (4.1 – 4.2). Потім розклавши функцію часу в ряд Тейлора та виконавши певні скорочення, отримаємо вираз (4.3), який означає, що обрана різницева схема розв'язку хвильового рівняння з використанням сітки (див.рис.4.1) має квадратичну ступінь апроксимації.

Для будь-якої кінцево-різницевої схеми важливим також є дослідження коректності вирішення при її застосуванні. Як правило, явна схема має умовну

коректність або стійкість вирішення [74], яка при кінцево-різницевій апроксимації рівняння ейконалу з використанням різницевої сітки (див. рис.4.1) зводиться до виконання наступної умови:

$$\left| \frac{\delta x}{\Delta z} - \frac{t_j^{i+1} - t_j^{i-1}}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^2 - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2}}} \right| \leq \frac{\Delta x}{\Delta z}. \quad (4.2)$$

Фізичним змістом цієї нерівності є необхідність знаходження променя в межах сіткового шаблону.

Отже, рівняння ейконалу, яке є нелінійним диференціальним рівнянням гіперболічного типу першого порядку розв'язується за явною схемою з застосуванням косокутної сітки з чотири точковим шаблоном і має квадратичну степінь апроксимації та умовну стійкість (4.2) [12].

За даною схемою продовжується часове поле для двох зустрічних годографів, а потім визначають глибину заломлюючої границі за формулою:

$$h(x) = \frac{\Delta h T_{e3} - \Delta h (t_1(x, h_0) + t_2(x, h_0))}{(t_1(x, h_1) - t_1(x, h_0)) + (t_2(x, h_1) - t_2(x, h_0))} + h_0, \quad (4.3)$$

де  $h_0$  і  $h_1 = h_0 + \Delta h$  - глибини верхнього і нижнього рівнів сітки;

$\Delta h$  - крок по глибині при кінцево-різницевому продовженні часового поля,

$t_1(x, z)$  та  $t_2(x, z)$  - часове поле, розраховане за прямим та зворотним годографами відповідно.

$T_{e3}$  - взаємний час.

Формула (4.3) отримана з рівняння кінематичної умови для головних хвиль:

$$T_{\text{вз}} - t_1(x, h) - t_2(x, h) = 0,$$

з врахуванням визначення часу на двох суміжних лініях сітки  $h_0$  і  $h_1$  :

$$t_m(x, h) = t_m(x, h_0) + (h - h_0) \frac{t_m(x, h_1) - t_m(x, h_0)}{\Delta h}. \quad (4.4)$$

Якщо застосувати рівняння (4.4) для прямого і зворотного годографів (в першому випадку  $m=1$ , а в другому  $m=2$ ), то прийдемо до рівняння (4.3), при цьому необхідно виконання умови  $h_0 \leq h \leq h_1$ .

На рис.4.2 схематично показано визначення форми і глибинного положення границі заломлення за зустрічними продовженими часовими полями. При цьому пунктиром показано, що інтервал розрахованої границі буде відповідати інтервалу перетину двох зустрічних годографів. Саме тому в алгоритмі обробки даних точкових зондувань передбачено побудову зведених годографів, що дозволяє збільшити розрахований інтервал границі за рахунок подовження односторонніх годографів.

Гранична швидкість визначається за формулою

$$V_2(x) = \frac{\partial r(x)}{\partial t(x)},$$

де  $\partial r(x)$  - відстань, яка визначається вздовж границі заломлення і дорівнює довжині діагоналі елементарного ромбу, створеного ізохронами зустрічних полів часу,  $\partial t(x)$  - приріст часу за годографом головної хвилі, який дорівнює зрізу ізохрон.

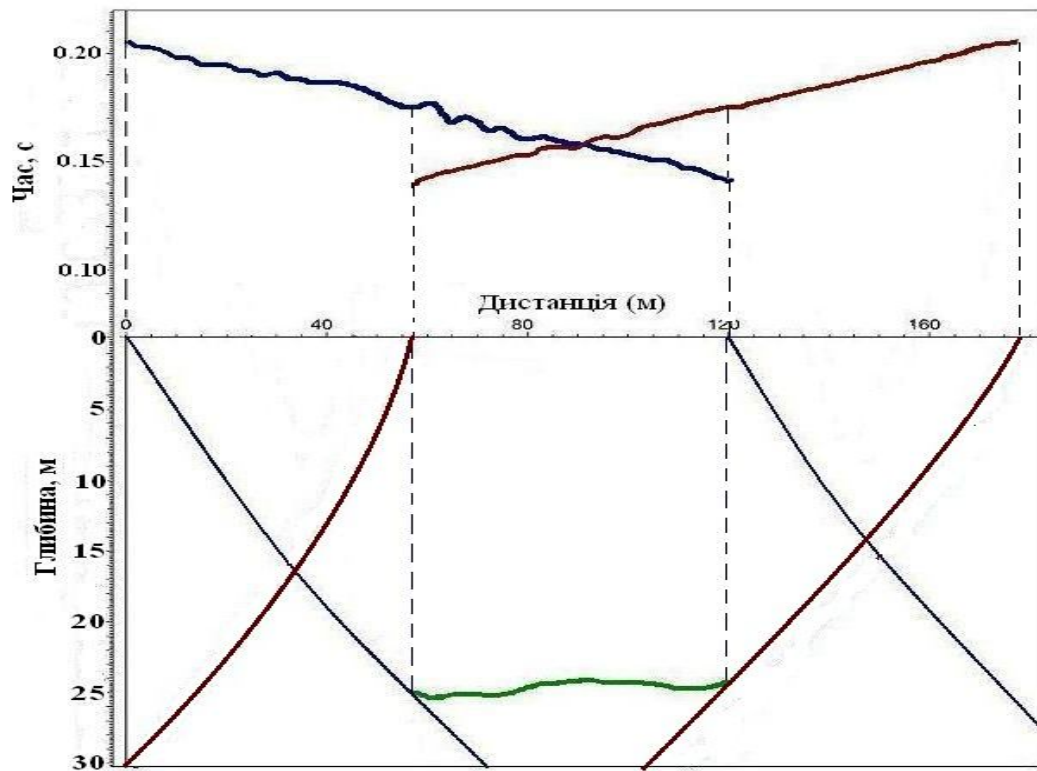


Рис.4.2. Границя заломлення, визначена за продовженими хвильовими полями зустрічних годографів.

Таким чином, за допомогою кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль можуть бути отримані швидкісні параметри двошарового середовища та глибинне положення заломлюючої границі, які є необхідними вхідними даними для формування зображення середовища з застосуванням динамічної міграції.

#### **4.2. Методика обробки даних малоглибинної сейсмозв'язки з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль в задачі визначення статичних поправок.**

В 2002-2004 роках автором було розроблено пакет програм OBRTZ [15], який був призначений для обробки даних точкових зондувань з метою визначення статичних поправок за ЗМШ. Даний пакет був реалізований у діалоговому режимі

з необхідністю вибору напрямку обробки у вигляді відповіді «Так» чи «Ні» (подібні програми мають назву консольні програми), що на той час відповідало стандартному програмному продукту. В той же час зі значними темпами розвитку комп'ютерних технологій та операційних систем необхідно при програмуванні враховувати появу нових сучасних мов програмування, а також зміни у комплектації спеціалізованих бібліотек Unix – систем, що є у наявності. Таким чином, з'явилася нагальна проблема розробки нового програмного комплексу для забезпечення коректного виконання кінематичної міграції незалежно від вхідних сейсмічних спостережень. Поява скриптової мови Tcl/Tk [87] була спрямована на створення графічних інтерфейсів для консольних програм (пакетів програм) і її застосування дозволило автору розробити програмну реалізацію обробки даних малоглибинної сейсмозвідки з використанням кінематичної кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль яка відповідає сучасним вимогам користувачів. Отже з використанням скриптової мови Tcl/Tk автором було розроблено абсолютно нову програму **ProcTOP** (processing of top part – обробка верхньої частини розрізу), яку алгоритм і реалізацію якої розглянемо більш детально.

#### **4.2.1. Алгоритм та програмна реалізація обробки даних малоглибинної сейсмозвідки з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.**

Якщо говорити про алгоритм методики обробки даних малоглибинної сейсмозвідки, то його можна розділити на два основних етапи – підготовка даних та сама обробка. Оскільки етап підготовки сейсмічних даних до подальшої обробки не залежить ні від системи спостережень, ні від типу хвиль, які будуть базовими при детальній обробці, він присутній в кожному графі. А от процедури, що виконуються в подальшій обробці, можуть бути різні і залежати від характеру спостереженого хвильового поля та задач сейсмозвідки. Далі розглянемо складові алгоритму методики обробки даних малоглибинної сейсмозвідки з

застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для визначення статичних поправок, якими є:

1. Підготовка даних:

- переведення файлів польових записів з формату .sgd в загальноприйнятий формат сейсмічних даних .sgy ;
- створення файлу, який містить інформацію про профіль спостережень;
- підготовка польових матеріалів до обробки (переведення даних в формат .su у відповідності до подальшої обробки, редакція паспортів трас);

2. Обробка даних:

- фільтрація та автоматичне регулювання підсилення (АПІ);
- кореляція годографів;
- розрахунок швидкості в покриваючій товщі;
- підготовка двох зведених зустрічних годографів;
- визначення взаємного часу для зустрічних годографів;
- підготовка параметричного файлу для кінематичної міграції;
- підготовка швидкісної таблиці для кінематичної міграції;
- кінематична міграція поля рефрагованих хвиль з урахуванням вдосконалення теоретичного базису кінцево-різницевого продовження часового поля;
- формування результату роботи програми у вигляді таблиці та графічно глибинного положення підшви зони малих швидкостей.

Переведення даних з одного формату в інший дозволяє використовувати файли даних в будь-якій спеціалізованій системі обробки сейсмічних спостережень, Оскільки передбачені формати SEG-Y(.sgy) і SU (.su) є стандартними для багатьох існуючих програмних розробок.

Необхідно пояснити чому є потреба в переведенні даних в формат .su. На сучасному етапі розробки програмного забезпечення автором використовується частина програм, що відповідають за графічний вивід сейсмічних даних, а також фільтрацію та автоматичне регулювання підсилення (АПІ) зі спеціалізованого

пакету Seismic Unix, який для роботи вимагає свій власний формат даних, а саме .su [221].

Оскільки сучасні польові спостереження точковими зондуваннями мають формат даних SEG-D, то відповідно необхідно мати програмні засоби для їх приведення до більш стандартного формату з метою подальшої обробки. Для пояснення актуальності виконання даної процедури є потреба у визначенні різниці між форматами SEG-D і стандартного SEG-Y [96]. Всі роботи по стандартизації форматів сейсмічних спостережень виконуються Комітетом Спільноти геофізиків-розвідників (SEG) по технічним стандартам і відповідна документація опублікована у вільному доступі [242].

Кореляція годографу рефрагованої хвилі за спостереженим хвильовим полем виконується в напівавтоматичному режимі, тобто виконана автоматична кореляція може бути скорегована на деякому інтервалі годографу. Процедура кореляції годографів зводиться до визначення часу (вибраних фаз хвиль – максимальних чи мінімальних значень) відповідно до координат профілю на спостереженому хвильовому полі. Однак особливістю розробленого алгоритму є те, що кореляція виконується для сейсмограми кожної точки збудження окремо і незалежно від їх кількості вздовж профілю.

Ще однією особливістю створеного алгоритму є те, що точка перетину прямої і заломленої хвилі, яку визначає оператор для розрахунку швидкості в покриваючій товщі, є також початковою точкою для виділення частини годографу, яка характеризує поведінку саме рефрагованої хвилі.

Алгоритмом передбачено залучення програмної реалізації кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, яка створена з урахуванням вдосконалення теоретичних засад кінцево-різницевого продовження часового поля, наведеного в попередньому підрозділі.

Запропонований алгоритм є самодостатнім, оскільки спостережені сейсмічні хвильові поля – це єдина вхідна інформація, яка необхідна для застосування кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль, визначення швидкостей в



покриваючій та заломлюючій товщах, глибинного положення границі заломлення, а також розрахунку статичних поправок за наявність в верхній частині розрізу ЗМШ.

Відповідно до створеного алгоритму було виконано розробку програмного забезпечення, яке базувалося на переході на скриптову мову більш високого рівня програмування Tcl/Tk, що дозволило створити абсолютно нову інтерактивну версію програми обробки сейсмічних даних мало глибинної та регіональної сейсмозвідки МЗХ. Програмний комплекс розроблено під операційною системою LINUX.

Запуск програми відбувається з введення її назви **ProcTOP** у командній строчці. Для більшої зручності використання програми було переглянuto незалежність виконання процедур переформатування і кореляції годографів від наявної кількості пунктів збудження. Таким чином, сейсмограма кожної точки збудження на етапах переведення з одного формату в інший і кореляції годографів обробляється окремо, що є більш зручним, оскільки не має потреби повторювати кореляцію всіх записів, внесених у відповідний параметричний файл, що передбачалось раніше в програмі OBRTZ. Однак для деяких етапів обробки даних мало глибинної сейсмозвідки файл з інформацією про профіль спостережень є необхідним, особливо для етапу побудови зведених годографів, а тому першим етапом обробки є створення цього параметричного файлу. Для цього в віконному режимі є спеціально кнопка, що дозволяє його редагувати. На рис.4.3 показано модуль створення файлу RAPORT.txt при використанні програми **ProcTOP**.

Файл RAPORT.txt містить інформацію про наявну кількість точкових зондувань в лінії, а також по кожному точковому зондуванню необхідні дані, а саме: номер зондування в лінії, координату пункту збудження, номер початкової і кінцевої траси у лінії. Ця інформація потрібна для формування як проміжних, так і результативних таблиць і файлів, для виконання основних етапів обробки даних точкових зондувань і можливості зіставлення та зведення результатів кореляції всіх або окремих точкових зондувань у лінії.

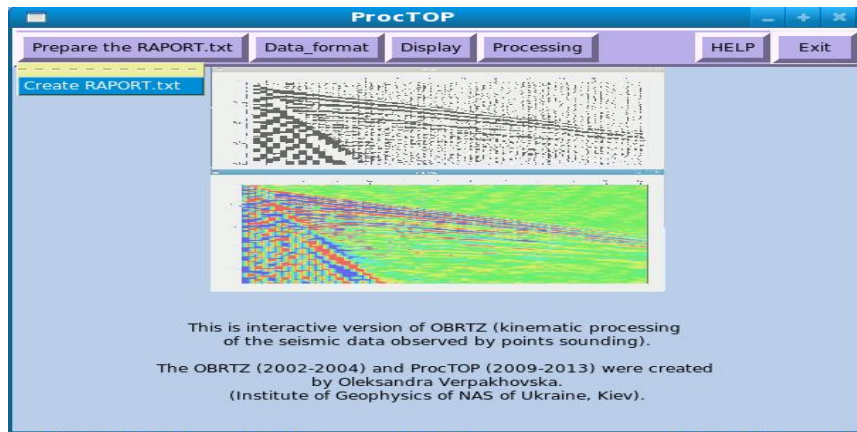


Рис.4.3. Зовнішній вигляд програми **ProcTOP** та створення файлу RAPORT.txt.

Крім того, завдяки наявності файлу RAPORT.txt є можливість вибору зустрічних пунктів збудження, а відповідно і їх прокорельованих годографів, які використовуються для виконання кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль. Прокорельовані годографи різних пунктів збудження завдяки існуванню файлу RAPORT.txt можуть бути зведені в два зустрічні довгі годографи для визначення більшої частини границі ЗМШ, а відповідно і поправок за її наявність в розрізі. Тобто файл RAPORT.txt є сполучною ланкою для об'єднання всіх процедур обробки даних точкових зондувань в єдиний процес.

Віконце “Create RAPORT.txt” відповідає за створення даного файлу. При цьому викликається додаткове вікно (рис.4.4), яке викликає редактор файлу.

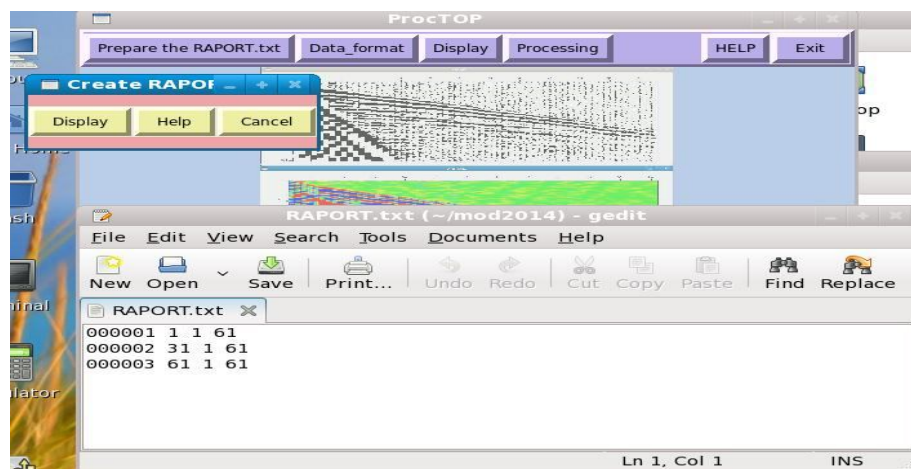


Рис.4.4. Редагування файлу RAPORT.txt.

В редакторі виконуються необхідні зміни в файлі RAPORT.txt.

Модуль програми, що відповідає за переведення даних з одного в інший формат для обробки даних точкових зондувань в програмі **ProcTOP** показано на рис.4.5 (зверху). Нижній рисунок (4.5) демонструє приклад переведення даних з формату SGY в формат SU для залучення стандартних програм фільтрації і візуалізації сейсмічних даних, що входять до пакету Seismic Unix.

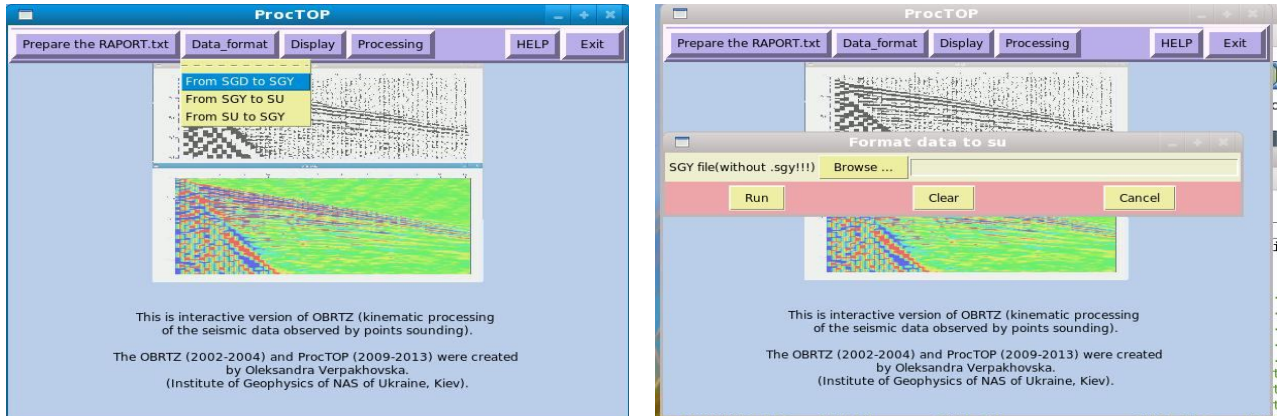


Рис.4.5. Модуль програми, що відповідає за переведення даних з одного формату в інший.

На рис.4.6 показано застосування модулю виводу на екран сейсмічних записів. Даний модуль є окремим і слугує для візуальної оцінки якості будь-яких сейсмічних спостережень.

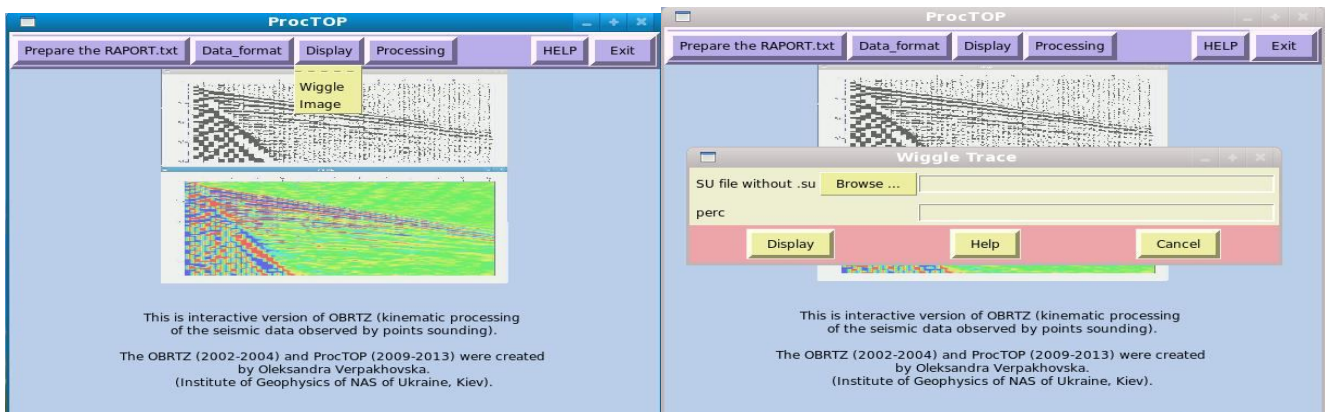


Рис.4.6. Робота модулю графічного виводу сейсмічних записів.

Модуль “Processing” відповідає за основний етап обробки хвильових полів, запуск якого показано на рис.4.7. Розглянемо його складові:

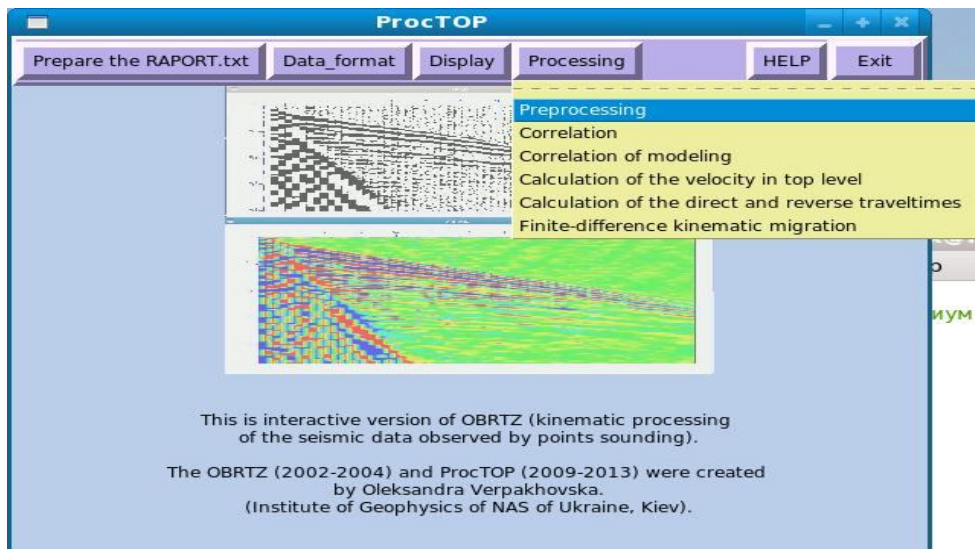


Рис.4.7. Запуск модулю обробки даних.

“Preprocessing” – модуль для виконання фільтрації та АРП. На рис.4.8 показано необхідні параметри для роботи модуля. Для виключення хвиль-завад і збільшення співвідношення сигнал/завада застосовують фільтрацію сейсмічних коливань.



Рис.4.8. Вікно для завдання параметрів попередньої підготовки спостереженого хвильового поля.

Частотну фільтрацію застосовують, якщо завади відрізняються за спектральним складом коливань від корисних хвиль, а фільтрацію просторово-часову використовують, якщо хвилі-завади і корисні хвилі мають різні позірні швидкості. Результат роботи модулю попередньої підготовки спостереженого хвильового поля виводиться у зіставленні зі спостереженим хвильовим полем.

Модуль “*Correlation*” відповідає за виконання кореляції годографів, яка виконується наступним чином: на вихідних сейсмограмах корелюються обрані екстремуми коливань – максимуми чи мінімуми (фази хвиль). Якість результату обробки даних точкових зондувань найбільш залежить від того, наскільки точно буде виконана процедура кореляції годографів. Завдяки напівавтоматичній реалізації процедури кореляції годографів при недостатньо якісній автоматичній кореляції оператор має можливість вносити корекцію в отриманий результат на деякій ділянці годографа.

В результаті виконання процедури кореляції отримуємо годографи для різних пунктів збудження. Час для кожної n-ої траси заноситься в таблицю відповідно до сейсмограми, з якої знято ці дані. Вікно з необхідними параметрами для виконання кореляції годографів показано на рис.4.9.

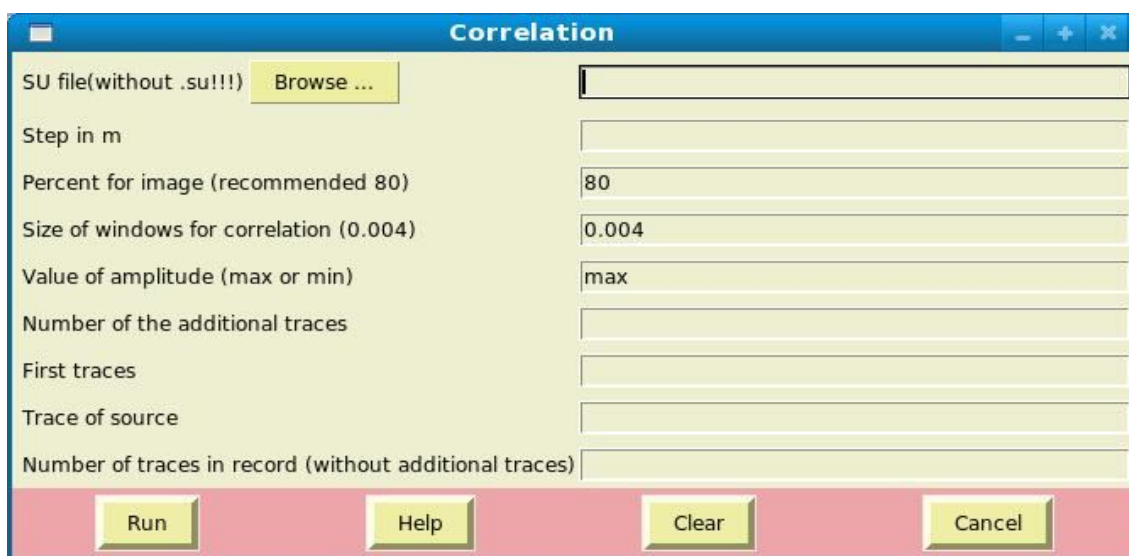


Рис.4.9. Вікно завдання параметрів для виконання кореляції годографів.

Модуль “*Calculation of the velocity in the top level*” дозволяє отримати значення швидкості в покриваючій товщі для кінематичної міграції. Для цього відповідно до файлу RAPORT.txt виводиться кожна сейсмічна сейсмограма, на якій необхідно визначити точку перетину прямої і заломленої хвилі. В даному модулі реалізовано процедуру видалення частин годографів прямої хвилі, тобто виконується підготовка «чистих» годографів заломлених хвиль для виконання кінематичної міграції. На рис.4.10 показано вивід визначених частин годографів заломлених хвиль для одного профілю, що містить три пункти збудження.

Запуск процедури кінематичної міграції відбувається за допомогою кнопки “Finite-difference kinematic migration”. Кінематична міграція поля рефрагованих хвиль базується на кінцево-різницевому продовженні часових полів двох зустрічних годографів, яке виконується шляхом кінцево-різницевого розв'язку рівняння ейконалу. Для продовження часових полів необхідно мати наступні вихідні дані: два зустрічних годографи, отримані по спостереженому хвильовому полю, взаємний час для них, а також розподіл швидкості в покриваючому середовищі. Всі ці параметри, як показано вище, отримують в процесі обробки.

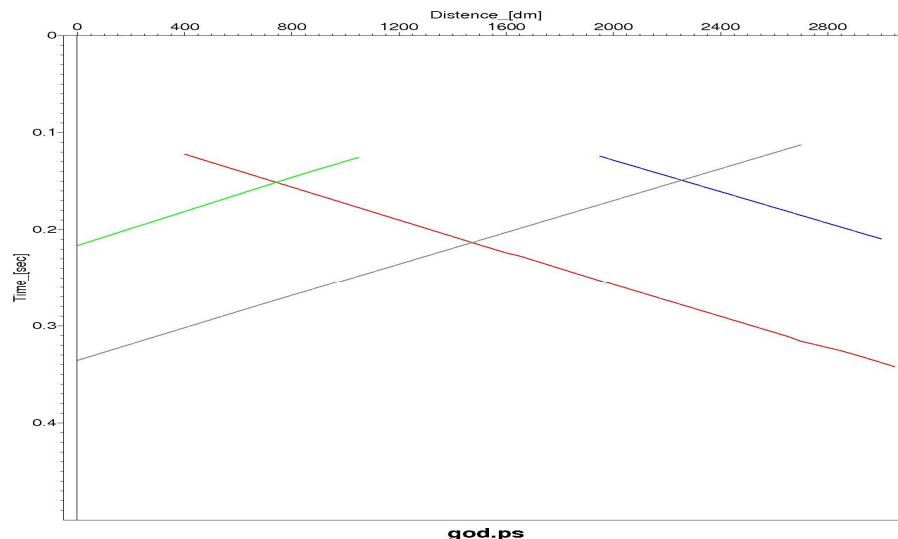


Рис.4.10. Визначені частини всіх наявних годографів заломлених хвиль для одного профілю спостережень.

Взаємний час у вигляді таблиці для всіх наявних сейсмограм у файлі RAPORT.txt виводиться при запуску “Run” після введення параметрів у вікні, показанному на рис.4.11.

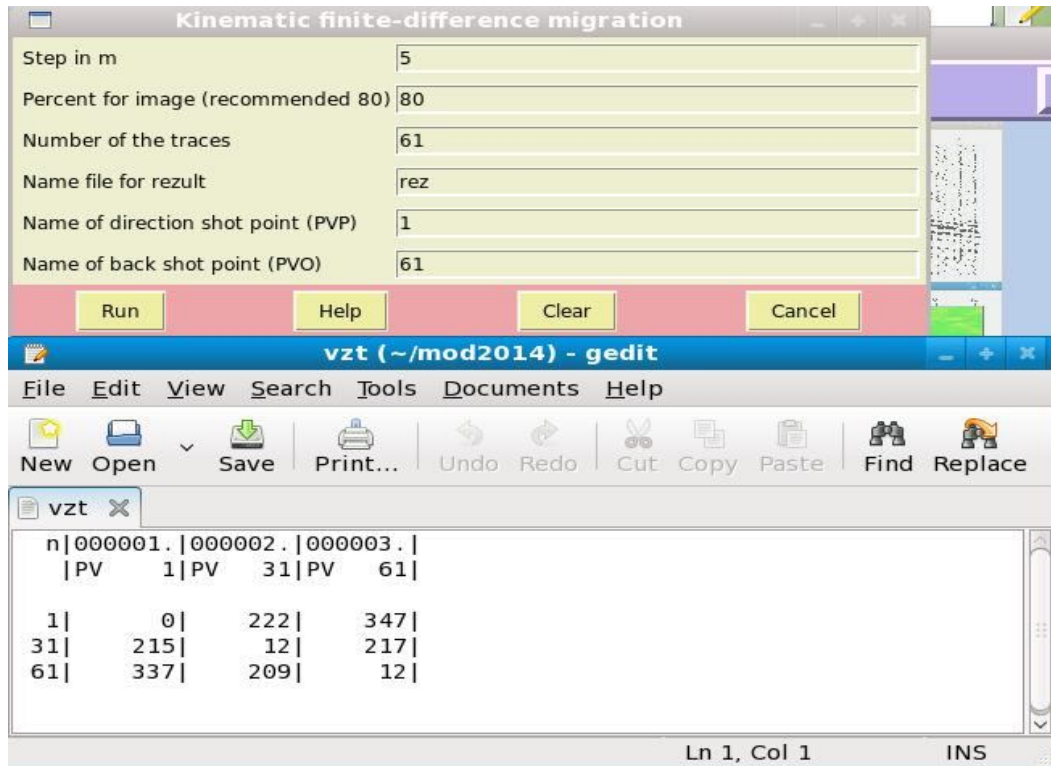


Рис.4.11. Вікно параметрів для виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль і таблиця взаємного часу для всіх точкових зондувань у лінії.

На рис.4.12 наведено файл, який містить всі необхідні параметри для виконання кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, основними з яких є назви вхідних файлів, що містять наступні дані: `xrvc.tmp` - координати зустрічних пунктів збудження, `revt.tmp` – взаємний час, `pr.pic` і `obr.pic` – прямий і зворотний годографи, `veltab.top` – файл з таблицею швидкості в покриваючій товщі. Крім того, необхідними параметрами є максимальна глибина розрахунків, кроки по осям  $x$  і  $z$  для різницевої сітки, значення поправки за фазу, якщо вона потрібна, а також назви файлів для вихідної інформації: `zbou.tmp` – файл зі значеннями глибинного положення подошви ЗМШ, `vel.tmp` – файл зі

```
#KINREFRPAR_1.0
xpvc.tmp /* file with X=Coordinate of the shot for direct and reverse travelttime,
in m */
200.0 /* Z=Coordinate of the botom of the space for boundary searching, in m */
0.5 /* Distance between two solution knots along x, in m */
0.2 /* Distance between two solution knots along z , in m */
0.0 /* Velocity, in m/s */
0.004 /* Phase correction in s */
revt.tmp /* Reciprocal time in s */
10
pr.pic
obr.pic
veltab.top
zbou.tmp
vel.tmp
ray.tmp
```

Рис.4.12. Параметричний файл для виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.

значеннями граничної швидкості, ray.tmp – бокові промені.

Результати розрахунків заносяться у вигляді таблиці в файл, назва якого вказується в параметрах. Результативна таблиця містить:

- номери трас (NK);
- координати трас (X);
- граничну швидкість (V2);
- глибину заломлюючої границі (h1);
- поправки за ЗМШ (zona), розраховані способом полів часу;
- прямий годограф (tpr);
- зворотний годограф (tob);



- різницевий годограф (traz), який використовувався для розрахунку граничної швидкості методом різницевого годографу;
- годограф  $t_0$  ( $t_0$ );
- глибинне положення підшви ЗМШ ( $h_2$ ), розраховане способом  $t_0$  ;
- поправки за ЗМШ ( $z_{\text{zona0}}$ ), розраховані способом  $t_0$  , з урахуванням значення граничної швидкості, отриманого за різницевим годографом.
- Знизу таблиці приведені розраховані всі середні значення параметрів, Крім того, записано граничну швидкість, визначену з застосуванням методу різницевого годографа.

Розмірність величин, які заносяться в таблицю:

- часових (годографи, поправки) – мс.,
- координати і глибина – м,
- швидкість – м/с.

Ще одним результатом роботи програми **ProcTOP** є графічне зображення глибини залягання підшви ЗМШ, що дозволяє побачити конфігурацію розрахованої границі (буде показано нижче на прикладах).

Однак якщо говорити про практичне значення розробки програмного забезпечення для обробки даних точкових зондувань, то при вивченні ЗМШ найбільш необхідним параметром є часова поправка, яка розраховується під час роботи програми і є складовою результативної таблиці. Крім того, розрахована поправка заноситься в окремий файл для зручного застосування в подальшій обробці. На рис.4.13 наведено приклад ефективності використання розрахованих поправок за ЗМШ при обробці тривимірних даних MBX багатократними перекриттями. На рис.4.13а показано зріз кубу даних без введення поправок за ЗМШ, а на рис.4.13б той самий зріз хвильового поля з введеними поправками. Як видно з рисунку, така корекція хвильового поля дозволяє отримати більш чітке слідкування горизонтів, що свідчить про дієспроможність розробленого програмного комплексу ProcTOP.

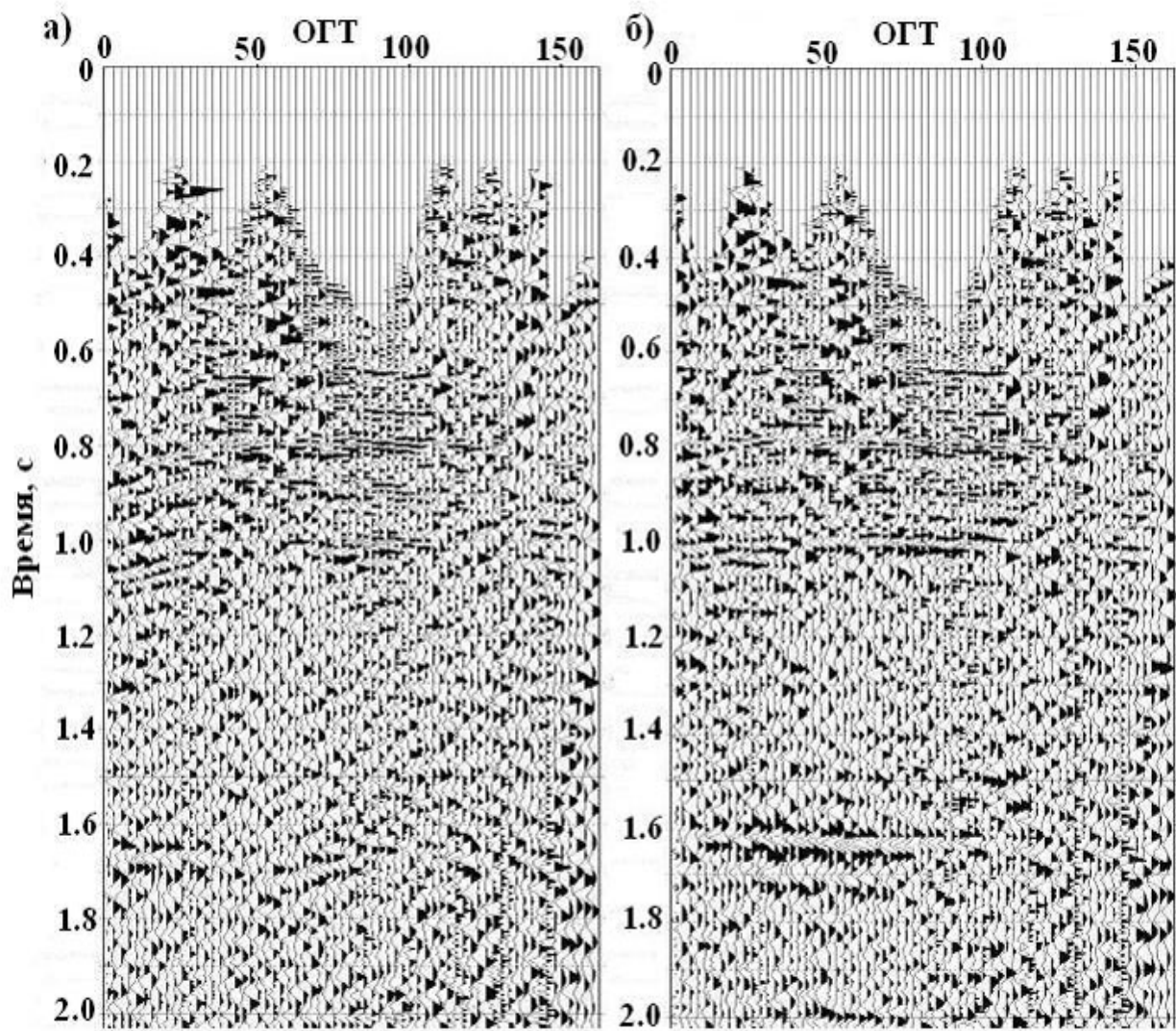


Рис.4.13. Практичний приклад застосування розрахованих поправок за ЗМШ з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль: спостережене хвильове поле без введених поправок за ЗМШ (а) і з введеними поправками (б).

#### 4.2.2. Модельні приклади застосування методики обробки даних малоглибинної сейсморозвідки з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.

Крім перевірки коректності математичних розрахунків кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, необхідним етапом розробки

будь-якого програмного забезпечення є його тестування як на модельних, так і на практичних матеріалах.

У якості модельного прикладу було обрано швидкісну модель двошарового середовища, яка містить границю поділу ускладнену клиновидним порушенням з вертикальним скидом (рис.4.14). При цьому швидкість в покриваючій товщі була задана 300 м/с, а в заломлюючій – 1100 м/с.

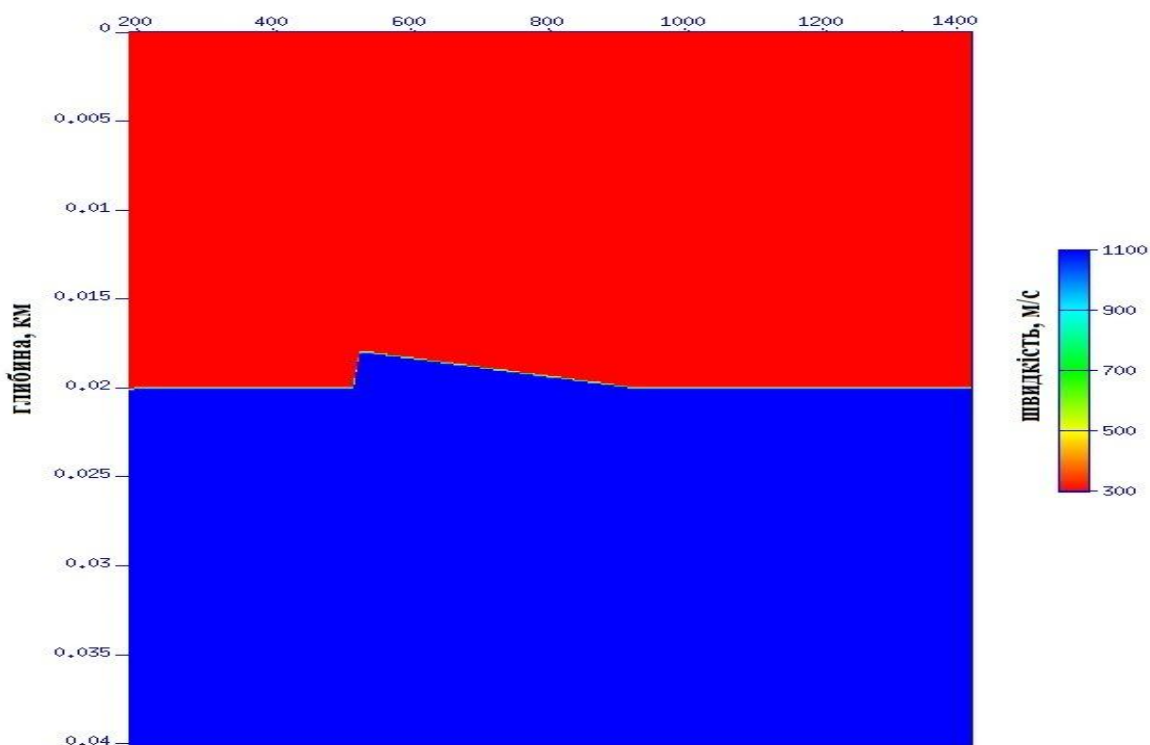


Рис.4.14. Модель двошарового середовища.

Для обраної швидкісної моделі було виконано моделювання хвильового поля з наступною системою спостереження: на профілі довжиною 210 м, розміщено чотири пункти збудження з кроком 70 м, пункти прийому розташовані вздовж профілю з кроком 5 м. Змодельовані хвильові поля для пунктів збудження, що розташовані на 0 м і 210 м профілю показані на рис. 4.15.

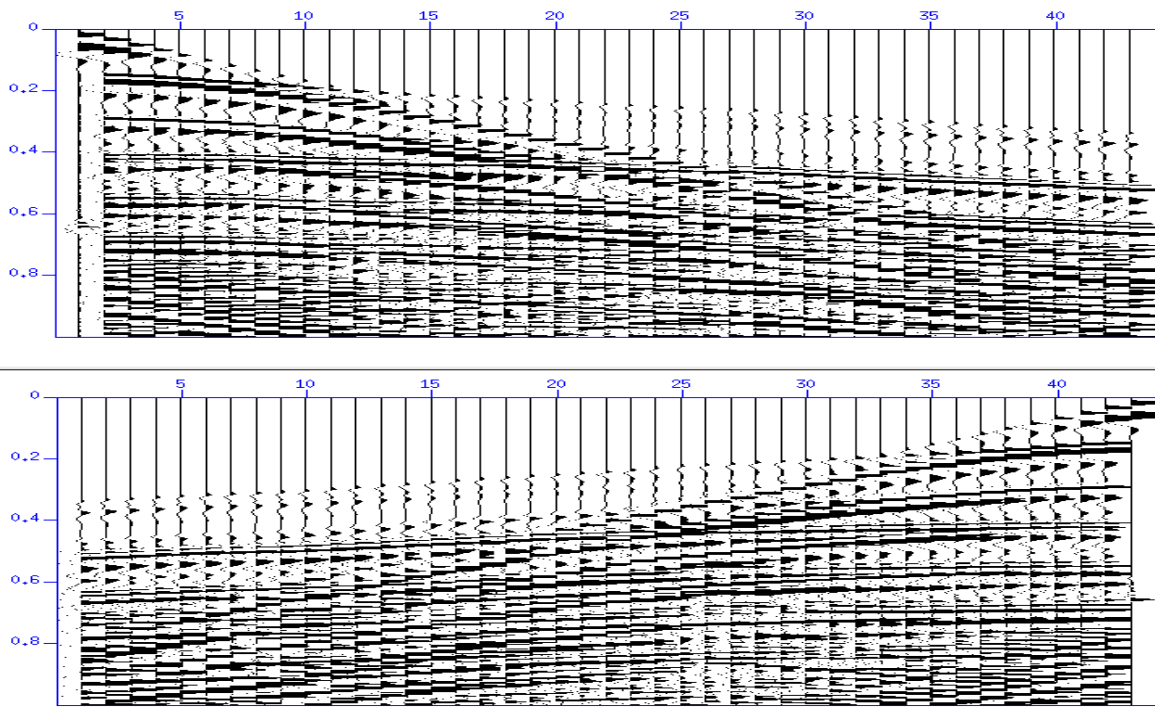


Рис. 4.15. Приклади змодельованих хвильових полів для двох пунктів збудження.

Результати роботи окремих блоків програми обробки даних точкових зондувань показано на рис.4.16. На рис. 4.16а наведено два зустрічні годографи, за якими виконувалася кінематична міграція, а на рис.4.16б зображено глибинне положення заломлюючої границі, яка була розрахована в результаті застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.

Виконане моделювання ще раз підтвердило той факт, що для отримання коректного результату найбільш відповідальним етапом обробки даних точкових зондувань з використанням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль є кореляція годографу заломленої хвилі по спостереженому хвильовому полю. Тобто для кореляції годографу заломленої хвилі необхідно бути впевненим, що обрана фаза кореляції відповідає саме першим вступам заломленої хвилі, яка відноситься до обраної границі заломлення.

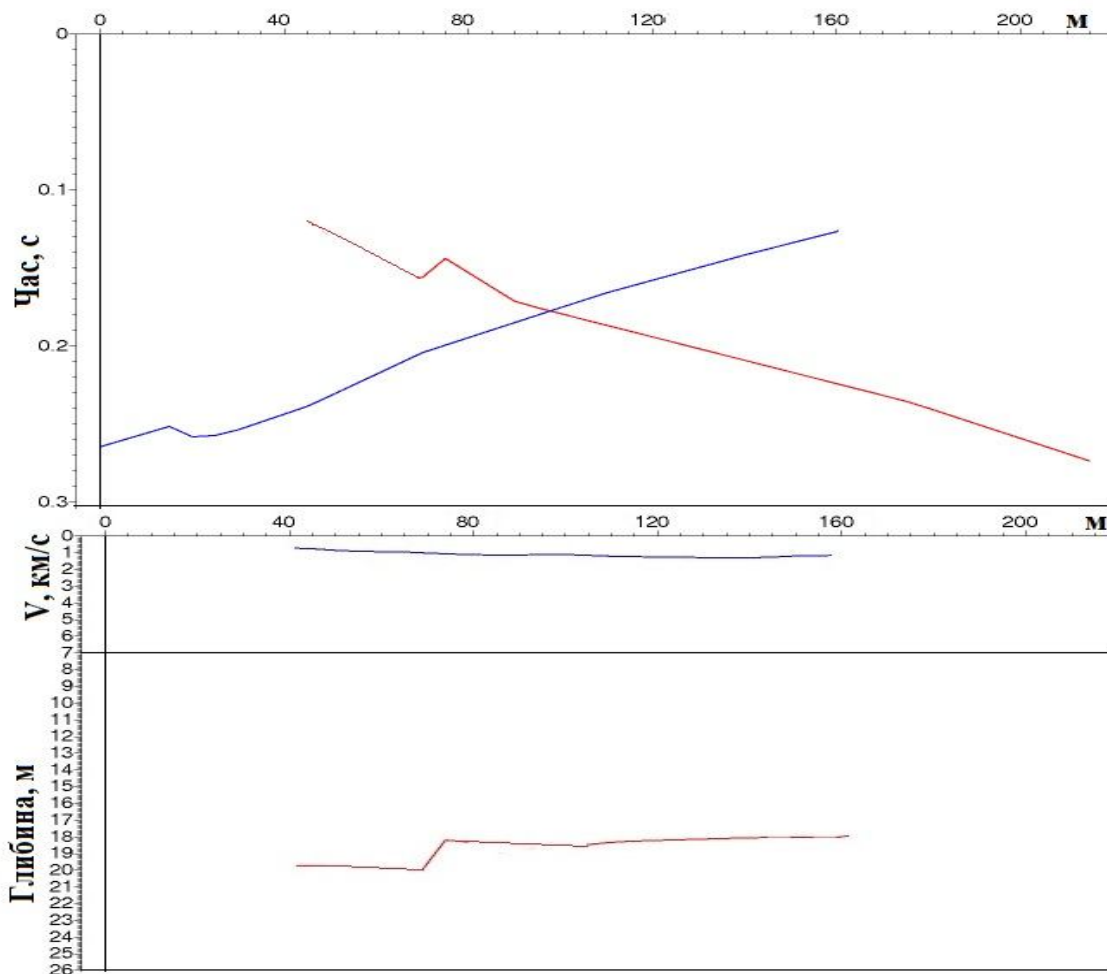


Рис. 4.16. Процес обробки даних мало глибинної сейсмозв'язки: а) два зустрічні годографи для кінематичної міграції; в) глибинне положення підосви ЗМШ.

Для підтвердження ефективності застосування кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для визначення основних параметрів швидкісної будови середовища було виконано експериментальний приклад за швидкісною моделлю, яку запропонував Палмер [178] і яка була використана для порівняння роботи двох окремих програм сейсмічної томографії на базі заломлених хвиль («refraction tomography») з метою відбудови швидкісної моделі середовища, а саме WET інверсії з псевдо-2D початковою моделлю та методом «Automatic Delta-t-V and WET inversion (Автоматична Дельта-t-V інверсія і інверсія ейкональних часів пробігу з урахуванням хвильових траєкторій)» і WET

інверсії з 1D градієнтною початковою моделлю та методом «Smooth inversion (загладжувана інверсія)» [197]. В роботі Шихана [211] проведено дослідження ефективності визначення швидкісної моделі середовища з застосуванням трьох різних комерційних програмних реалізацій томографії заломлених хвиль: Rayfract\_ (version 2.51) (Intelligent Resources Inc), GeoCT-II (version 2.3) (GeoTomo, LLC) і SeisImager/2D (version 2.62) (OYO). Оскільки з основних результатів, що наводяться в двох статтях, формулюються однакові висновки, то зупинимося на першій з них, де порівнюються два методи.

Для даного експерименту було обрано наступну схему спостережень на профілі 125м було розміщено 25 синтетичних пункти збудження і 48 сейсмічних приймача. При цьому було використано моделювання хвильового поля з вирішенням рівняння ейконалу [149] і вже до змодельованих хвильових полів застосовано два різні підходи до визначення швидкісної моделі середовища.

На рис.4.17 зображено швидкісну модель Палмера (рис.4.17а) і результати порівняння двох методів томографії з різною реалізацією WET інверсії з псевдо-2D початковою моделлю та методом «Automatic Delta-t-V and WET inversion (Автоматична Дельта-t-V інверсія і інверсія ейкональних часів пробігу з урахуванням хвильових траєкторій)» (рис.4.17б) і WET інверсії з 1D градієнтною початковою моделлю та методом «Smooth inversion (загладжувана інверсія)» (рис.4.17в). Метод Delta-t-V припускає, що швидкість з глибиною змінюється плавно у вертикальному напрямку. На відміну від багатьох аналітичних методів інтерпретації заломлених хвиль Delta-t-V не вимагає інтерактивного наближення годографу до гіпотетичного і математично ідеалізованого рефрактору. Сортування годографів за загальною середньою точкою (CMP – common middle point) замість загального джерела дозволяє видаляти ефекти занурення шарів на годографах. Поле годографу природно згладжується шляхом підсумовування відсортованих за CMP годографів за кількома прилеглими ЗСТ. Тоді кожна крива CMP незалежно інвертується з методом 1D DeltatV, який базується на "сейсмічній зачистці" передбачуваного додаткового шару з постійним вертикальним градієнтом

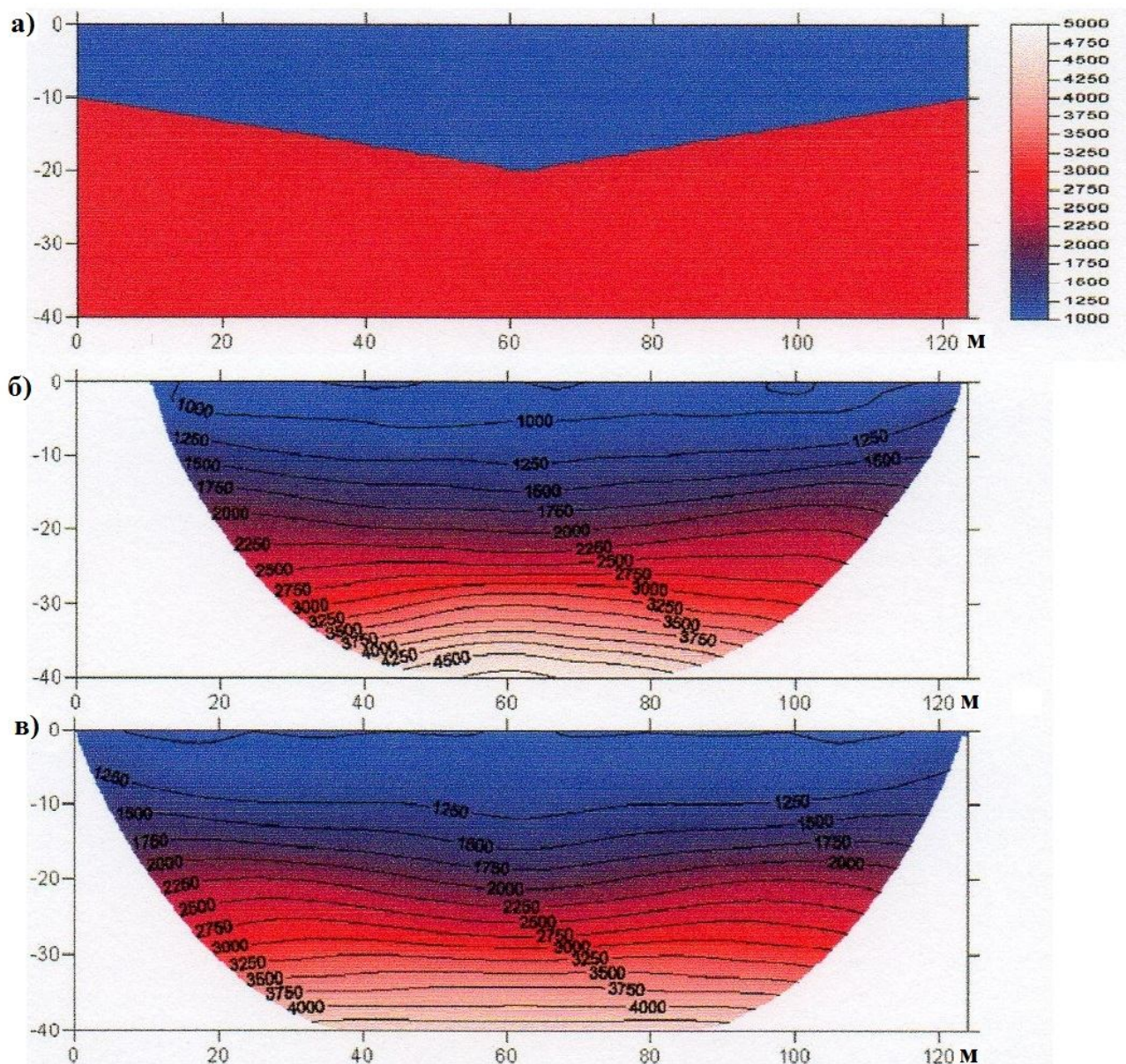


Рис.4.17. Результат застосування двох методів томографії: а) швидкісна модель Палмера; б) результат автоматичної Дельта-t-V інверсії; в) результат методу згладжувальної інверсії [197].

швидкості і позитивних чи негативних кроків швидкості на границях шару. Результат такого згладжування видно на рис.4.17.

У якості експерименту для перевірки роботи авторської програми кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль було обрано три пункти

збудження з розміщенням на 0м, 60м і 120м, а 61 приймач розташовувався з кроком 2 м вздовж заданого уявного профілю. При цьому було використано швидкісну модель, зображену на рис.4.17а. Були змодельовані хвильові поля для обраних пунктів збудження, які показані на рис.4.18.

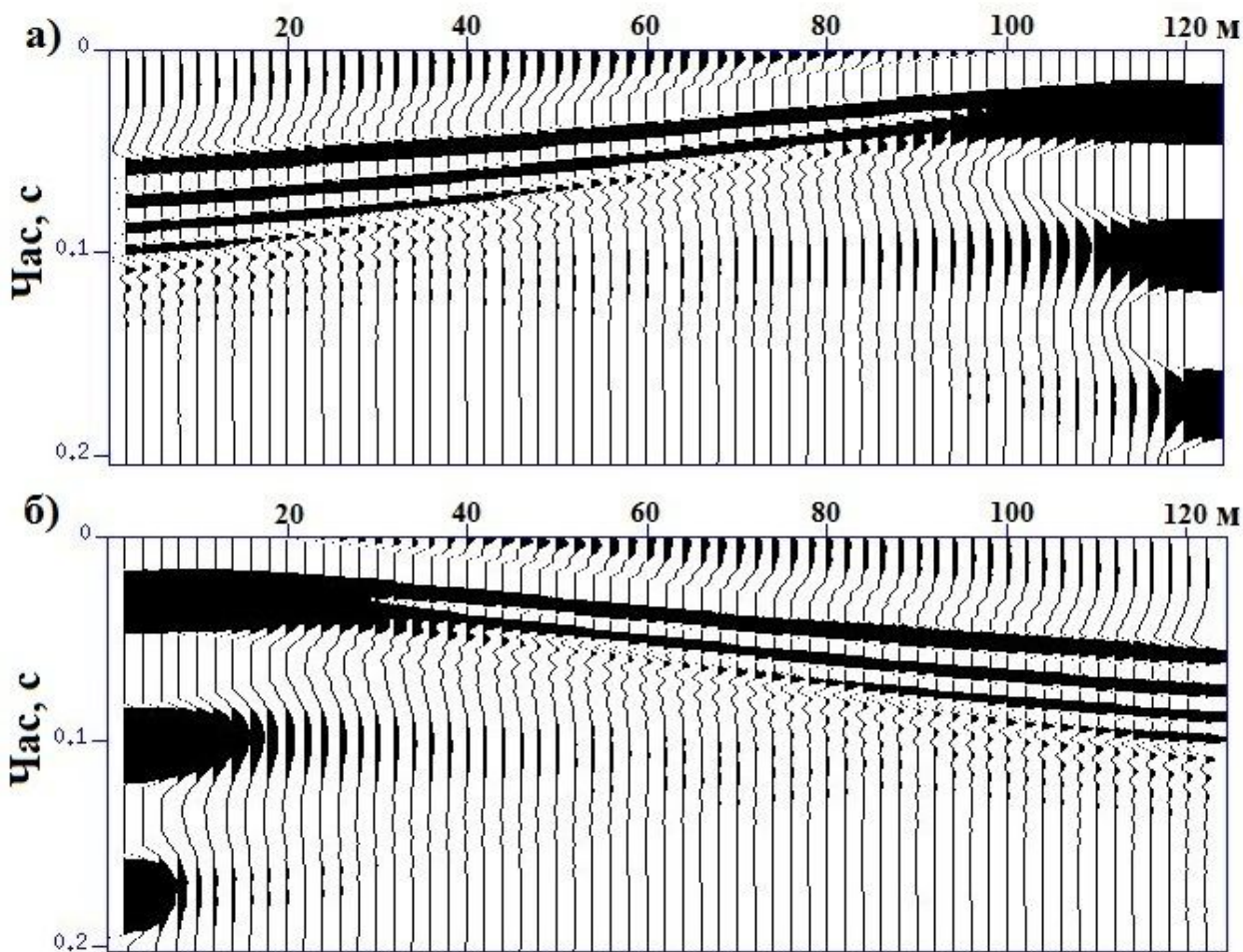


Рис.4.18. Змодельовані хвильові поля для зустрічних пунктів збудження, розташованих на 120 м (а) і 0 м (б) профілю.

За змодельованими хвильовими полями було виконано всі процедури обробки за розробленим алгоритмом і на рис.4.19 показано два зустрічні годографи (рис.4.19а) і глибинне положення границі заломлення, отримане в результаті застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль (рис.4.19б).



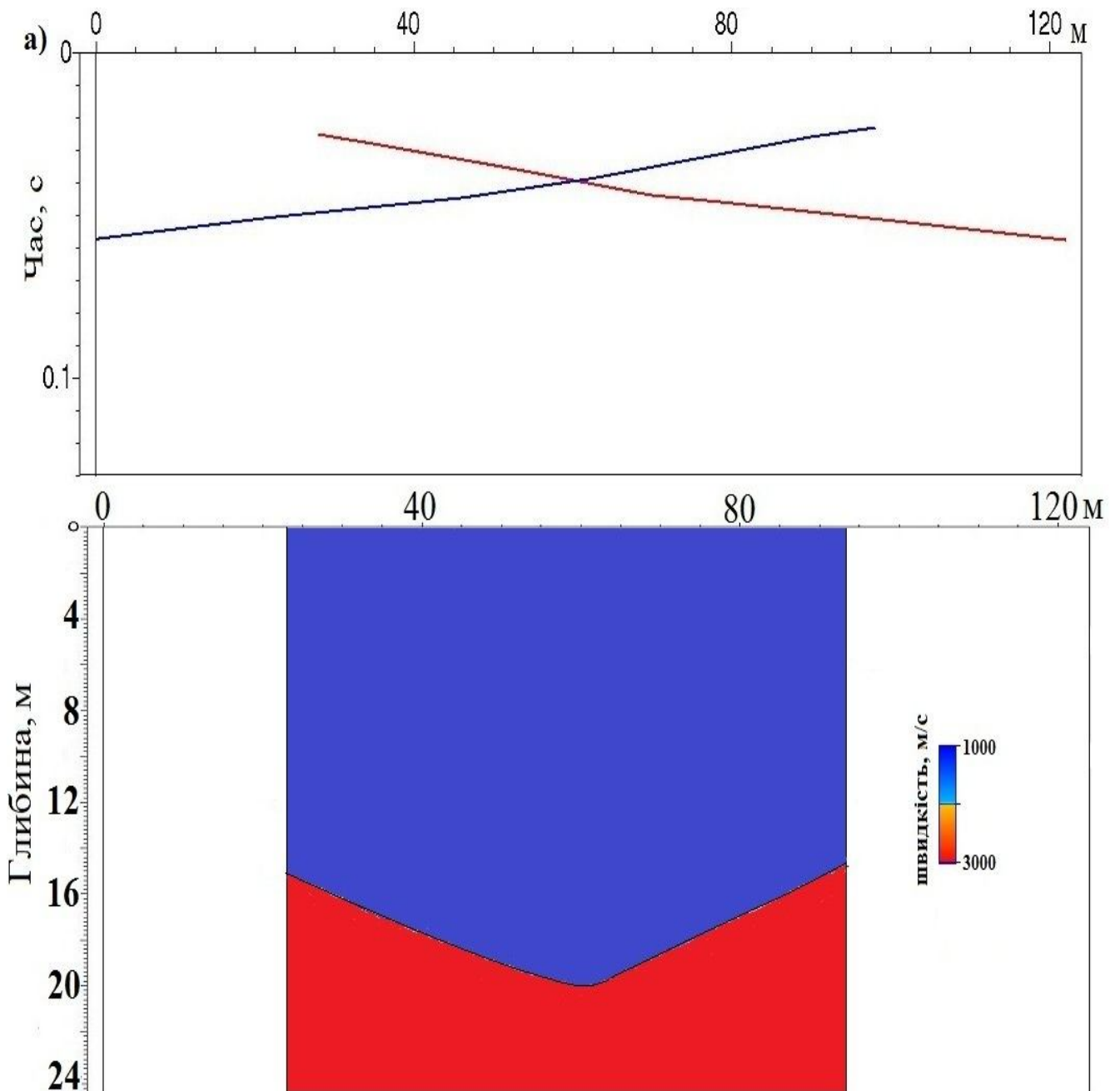


Рис.4.19. Модельний експеримент, що демонструє ефективність застосування розробленого методу кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль: а) два зустрічні годографи; б) границя заломлення, отримана за швидкісною моделлю, зображеною на рис.4.17а.

Даний експеримент підтвердив як коректність розробленого програмного забезпечення та точність методу кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль,

так і його ефективність при складній будові границі заломлення. Якщо порівняти отримані результати, описані в статті [197], з результатом застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, то легко відмітити наскільки чітко останній результат відображує поверхню заломлюючої границі, при цьому не заглажуючи кут порушення, яке на ній присутнє.

#### **4.3. Кінематична міграція поля рефрагованих хвиль в задачі формування зображення середовища за даними ГСЗ.**

Застосування кінематичної міграції до даних, зареєстрованих іншими методами сейсмозв'язки, потребує значних алгоритмічних та програмних доробок. Особливість обробки даних ГСЗ полягає в специфіці системи спостережень, яка, як правило, має нерегулярне та на значних відстанях розміщення одного від іншого джерел та до кількох сотень кілометрів відстані між джерелом та сейсмоприймачами, які до того ж також можуть бути розміщені нерегулярно. Подібні умови спостережень призводять до реєстрації хвильового поля, яке значно відрізняється від регулярних спостережень і як правило потребує більш ретельного аналізу на предмет слідкування корисних для обробки хвиль. В багатьох випадках при ГСЗ хвильові поля для деяких пунктів збудження не містять корисної інформації і їх не включають до обробки.

Все це необхідно враховувати при застосуванні до таких даних кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, зокрема до даних, спостережених методом ГСЗ.

##### **4.3.1. Алгоритм та програмна реалізація обробки даних ГСЗ з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.**

Для застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці

даних ГСЗ було розроблено новий алгоритм, який складається з наступних операцій:

- перевірка якості зареєстрованих сейсмограм, відібраних за пунктом збудження,
- визначення двох зустрічних пунктів збудження для виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль,
- перерахунок зареєстрованих сейсмічних спостережень на рівномірний крок,
- кореляція годографів за вихідними хвильовими полями обраних зустрічних пунктів збудження. У випадку, коли якість спостережених даних не дозволяє отримати достатньої довжини гілки годографів для подальшого визначення їх взаємного часу, передбачається продовження годографів до моменту, коли взаємний час може бути визначений.
- визначення взаємного часу для зустрічних пунктів збудження,
- розрахунок швидкості в покриваючій товщі за точкою перетину годографів прямої і заломленої хвиль,
- продовження часових полів для обраних зустрічних пунктів збудження і визначення глибинного положення заломлюючої границі,
- розрахунок граничної швидкості, яка відповідає швидкості в заломлюючій товщі,
- підготовка отриманих результатів у вигляді двошарової швидкісної моделі середовища для подальшого використання при динамічній міграції поля рефрагованих хвиль.

Алгоритм має в своєму складі операції, які враховують специфіку як системи спостережень, так і характер зареєстрованого хвильового поля. Розглянемо його окремі складові більш детально.

Сейсмічні дані, спостережені ГСЗ, потребують ретельного аналізу, оскільки порівнюючи хвильові поля для різних пунктів збудження, які розташовані вздовж профілю з нерівномірним кроком, дуже часто неможливо визначити і спів ставити

на них зображення одних і тих самих елементів будови досліджуваної заломлюючої границі. Отже, перевірка якості зареєстрованого хвильового поля в даному випадку необхідна для визначення зустрічних пунктів збудження, які мають найбільш чітке хвильове поле, що відображує всі особливості будови заломлюючої границі.

Підготовчим етапом при кінематичній міграції даних ГСЗ є перерахунок спостереженого хвильового поля на регулярний крок по координатній осі  $x$  вздовж профілю. Це необхідно зробити для коректного виконання процедури кореляції годографів.

Наступним етапом виконання кінематичної міграції даних ГСЗ є процес кореляції годографів, який зводиться до визначення часу мінімальних або максимальних фаз по координатам профілю на спостереженому хвильовому полі. Саме від того, наскільки точно буде виконана кореляція по зареєстрованому полю залежить коректність подальшого визначення двошарової моделі середовища. Програма, що реалізує процедуру кореляції годографів заломлених хвиль, як і у випадку обробки даних точкових зондувань, повинна передбачати два режими: автоматичний і ручний, оскільки при недостатньо якісній автоматичній кореляції оператору необхідно мати можливість вносити корекцію в отриманий результат. При цьому процес корекції кореляції в ручному режимі може повторюватися безліч разів, доки результат не буде задовольняти оператора. Для обробки даних ГСЗ це дуже принципове питання, якщо враховувати, що кореляція годографів виконується на відстані декілька сотень кілометрів від джерела коливань і визначити перші вступу заломленої хвилі іноді дуже важко в порівнянні з точковими зондуваннями. На рис.4.20 продемонстровано різницю в кореляції годографів при обробці даних точкових зондувань і спостережень ГСЗ, яка пояснює всю складність виконання кореляції годографів при обробці даних ГСЗ.

Якщо для кореляції годографів на спостереженому методом ГСЗ полі, з переведеними на рівномірний крок трасами, особливих труднощів немає, крім врахування великих до кількох кілометрів відстаней між сусідніми трасами (для

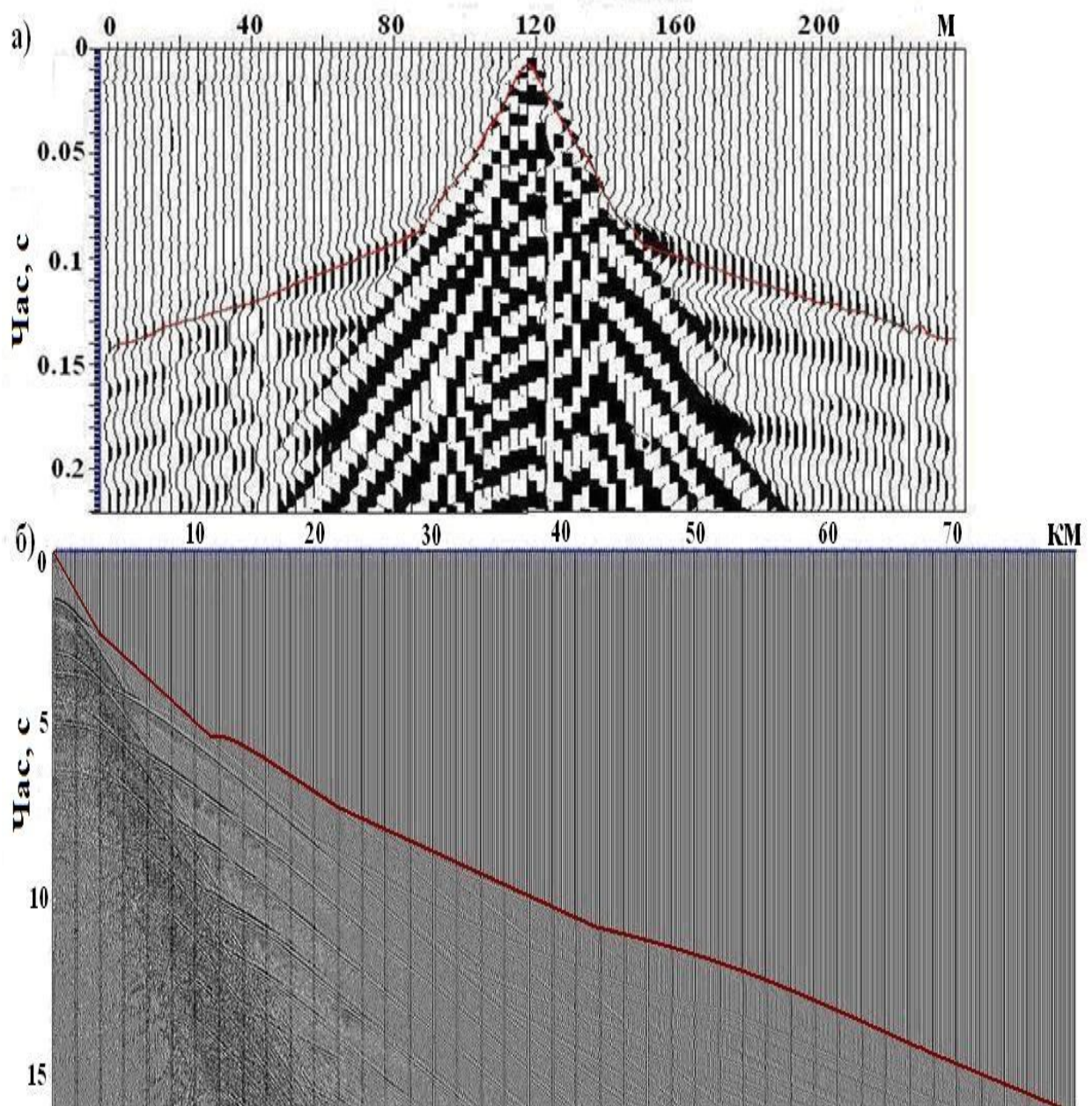


Рис.4.20. Порівняння виконання процедури кореляції годографів при обробці даних (а) малоглибинної сейсмозв'язки і (б) ГСЗ.

порівняння при мало глибинній сейсмозв'язці ця відстань становить 25-50 м), то при визначенні взаємного часу дуже часто виникає проблема недостатньої довжини зустрічних годографів. Це пов'язано з нерегулярністю розміщення джерел на профілі і неможливістю прослідкувати та прокорелювати годограф на значних віддалях від джерела. Тому для визначення взаємного часу для зустрічних

годографів необхідно шляхом екстраполяції виконувати нарощування одного чи обох з них до координати, яка відповідає зустрічному пункту збудження. При цьому подовження годографу можливо виконувати двома способами, перший з яких передбачає визначення взаємного часу на годографі з достатньою довжиною та відповідно до цього значення часу та координати зустрічного пункту збудження виконувати нарощування годографу з недостатньою довжиною. Другий спосіб базується на лінійній екстраполяції з обраним шагом вздовж осі координат до координати зустрічного пункту збудження. Обидва способи подовження годографу в нашій задачі є правомірними, оскільки для подальшої динамічної міграції нам необхідно мати апріорну інформацію про швидкість в покриваючому та заломлюючому шарах, яка в процесі обробки може корегуватися [12]. На рис.4.21 показано етап подовження годографу у випадку, коли один із зустрічних годографів не дотягує до моменту визначення взаємного часу.

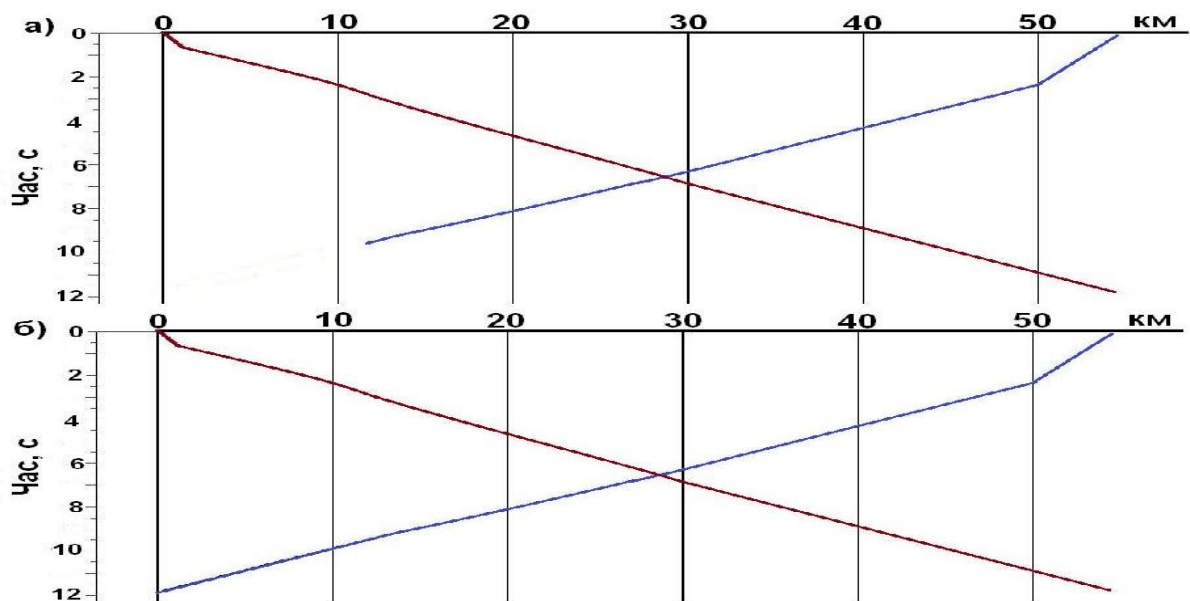


Рис.4.21. Етап подовження годографу при обробці даних ГСЗ з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль: зустрічні годографи до етапу нарощування (а), зустрічні годографи після етапу нарощування (б).

При обробці даних ГСЗ визначення точки перетину годографів прямої і заломленої хвиль ускладнено значними відстанями, тому для більшої надійності необхідно брати середнє значення розрахованої швидкості в покриваючій товщі для кількох пунктів збудження. В цьому випадку потрібно залучати якомога більшу кількість пунктів збудження, на яких є можливість зафіксувати точку перетину годографів прямої і заломленої хвиль.

Маючи швидкість в покриваючій товщі, два зустрічні годографи та взаємний час для них, можемо виконувати кінематичну міграцію заломлених хвиль, а саме продовжувати часові поля для зустрічних годографів. При обробці даних ГСЗ теоретичний базис продовжень часових полів не відрізняється від описаного вище, тобто основою є кінцево-різницева вирішення рівняння ейконалу. Далі за зустрічними хвильовими полями розраховується глибинне положення границі заломлення і швидкість на заломлюючій границі.

Ще однією особливістю при застосуванні кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль до даних ГСЗ є оформлення результатів обчислень. В даному випадку всі обчислення визначають двошарову швидкісну модель середовища, яка подається для подальшої динамічної міграції поля рефрагованих хвиль. В той час як при обробці даних точкових зондувань з застосуванням кінематичної міграції основним результатом є поправки за ЗМШ, які використовуються для корекції часу зареєстрованого хвильового поля сейсмозв'ідки.

Згідно розробленого алгоритму кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для даних ГСЗ було вдосконалено програмне забезпечення з урахуванням їх специфіки і з метою отримання попередньої інформації про швидкісну модель двошарового середовища. Програмне забезпечення ProcTop було доповнено відповідним блоком, який виконує етапи описаного вище алгоритму.

Тестування вдосконаленого програмного забезпечення було проведено на модельних і практичних матеріалах.

### 4.3.2. Модельні приклади застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль до даних ГСЗ.

На рис.4.22 показано модель двошарового середовища, яку було обрано для демонстрації ефективності розробки методу кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль і ефективності використання його результату, тобто швидкісної моделі двошарового середовища для подальшої динамічної міграції.

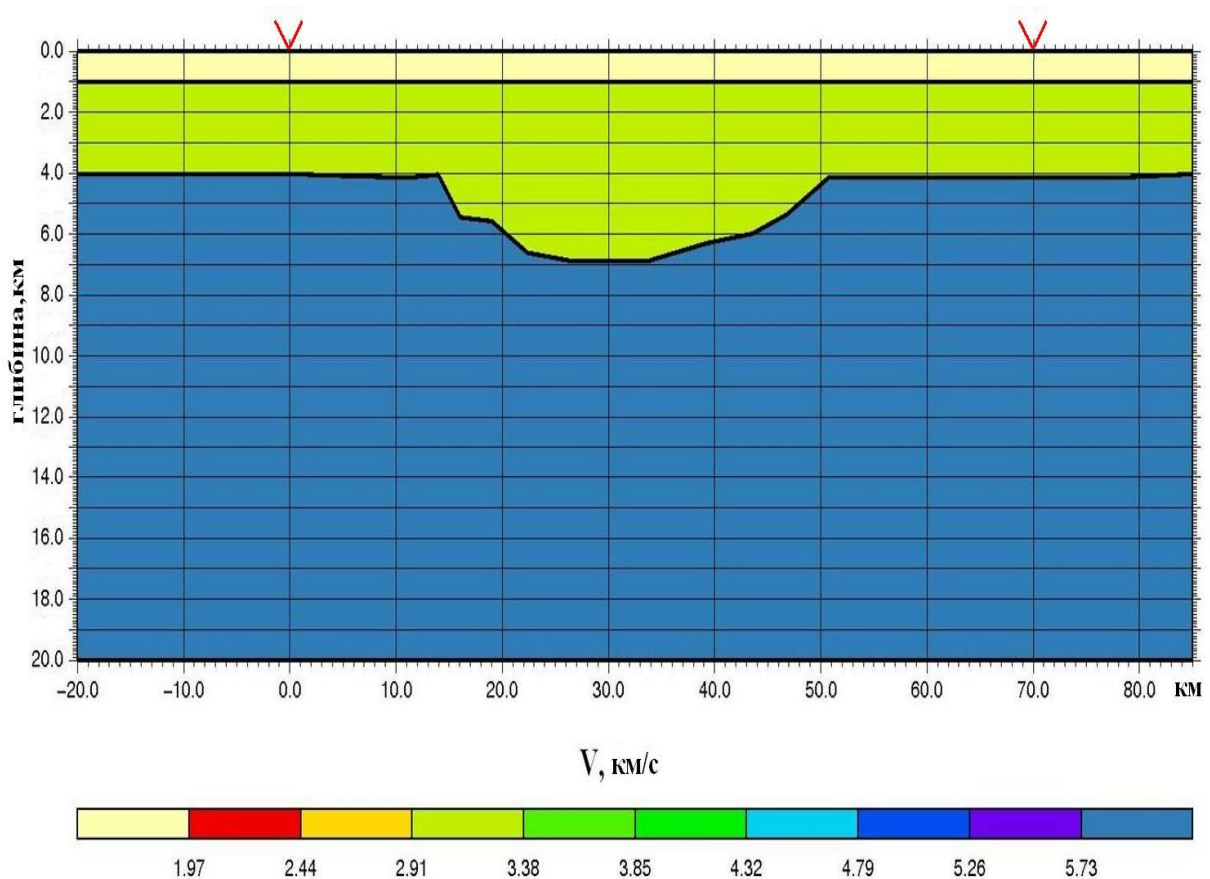


Рис.4.22. Швидкісна модель середовища.

В покриваючому шарі обраної моделі значення швидкості становило 4.0 км/с, а в заломлюючому – 6.0 км/с. Дана модель відтворює типові умови будови границі фундаменту. Для виконання кінцево-різницевого моделювання хвильового поля було довільно обрано два пункти збудження коливань, які розташовано на 0.0 та 70.0 км профілю, що показано на рис.4.22 червоними позначками зверху на осі координат профілю.



Результат кінцево-різницевого моделювання для двох обраних пунктів збудження коливань наведено на рис.4.23. Моделювання виконувалось на відстань до 70 км від джерела. Треба відмітити, що пункти збудження було обрано таким чином, щоб всі особливості будови заломлюючої границі було відображено на хвильовому полі з обох боків.

Як відмічалось раніше, для кінематичної міграції необхідно мати два зустрічні годографи. Після процедури автоматичної кореляції годографів

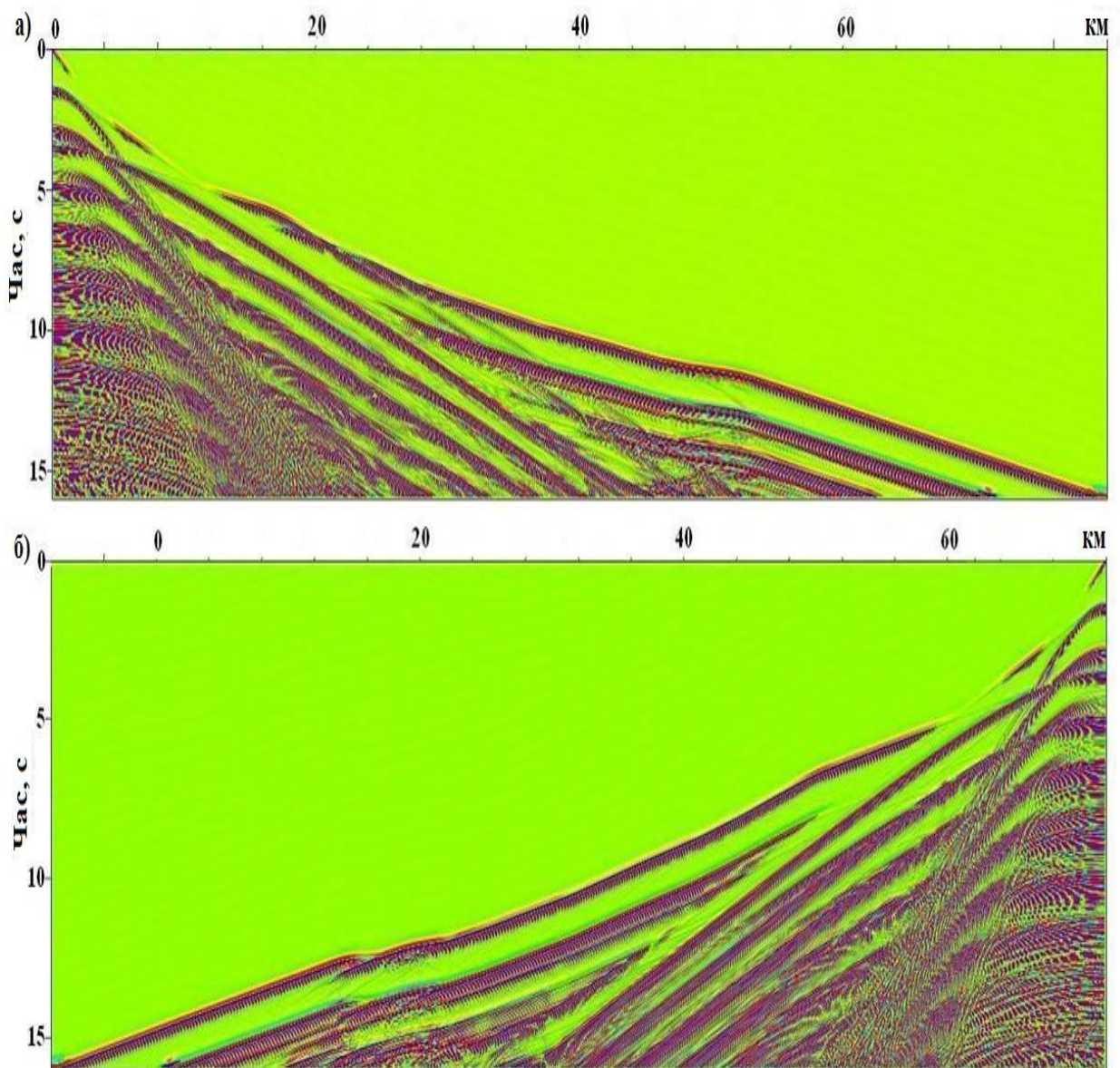


Рис.4.23. Результат моделювання хвильових полів для пунктів збудження, розміщених на 0.0 км (а) та 70.0 км (б) профілю.

обирають два зустрічні годографи для виконання кінематичної міграції, у нашому випадку для пунктів збудження 0.0 та 70.0 км профілю. На рис.4.24 показано два прокорельованих годографи (рис.4.24а) та результат кінематичної міграції для них, а саме глибинне положення границі заломлення (рис.4.24б).

Як видно з рис.4.24б, форма границі та її глибина, отримані в результаті застосування кінематичної міграції повністю відповідають заданій моделі. Необхідно сказати, що розрахунки швидкості в покриваючій та заломлюючій

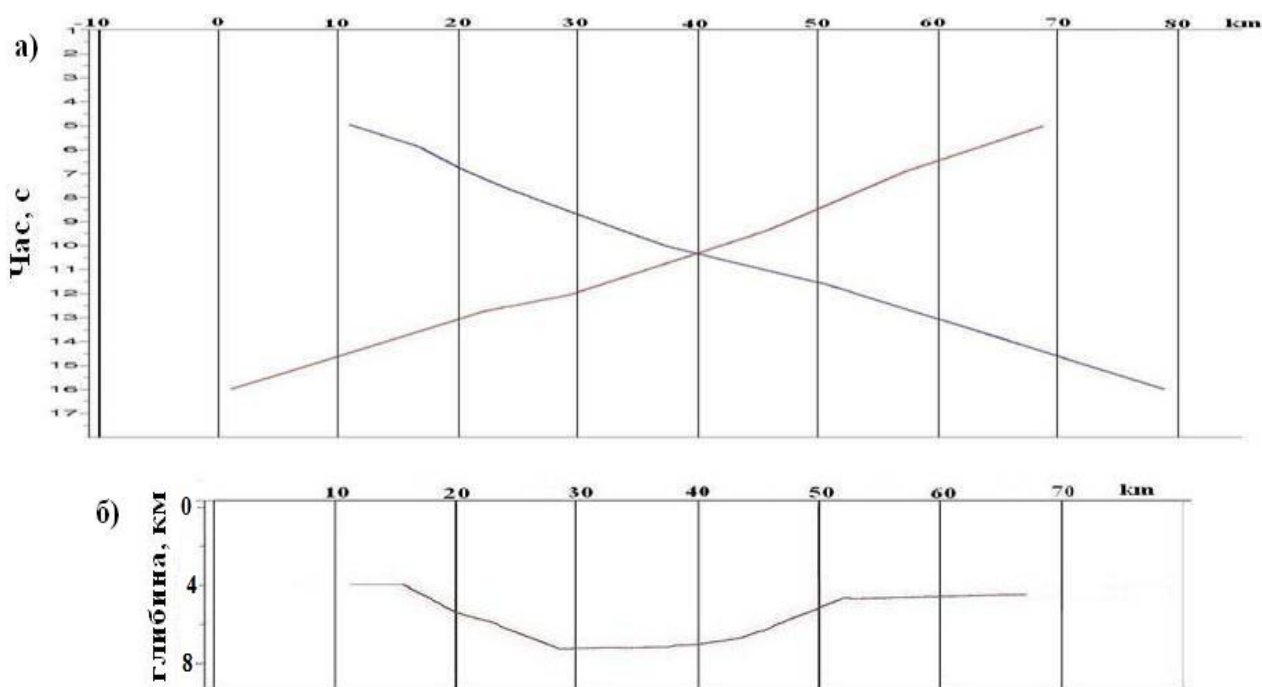


Рис.4.24. Застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль до даних ГСЗ: а) два зустрічні прокорельовані годографи, б) глибинне положення границі заломлення, отримане в результаті кінематичної міграції.

товщах, результати яких були занесені у відповідні файли, також відповідають заданій моделі.

Розроблена методика передбачає на основі отриманої в результаті кінематичної міграції інформації про швидкості та глибинне положення границі

розділу в двошаровому середовищі виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль. На рис.4.25 показані результати застосування динамічної

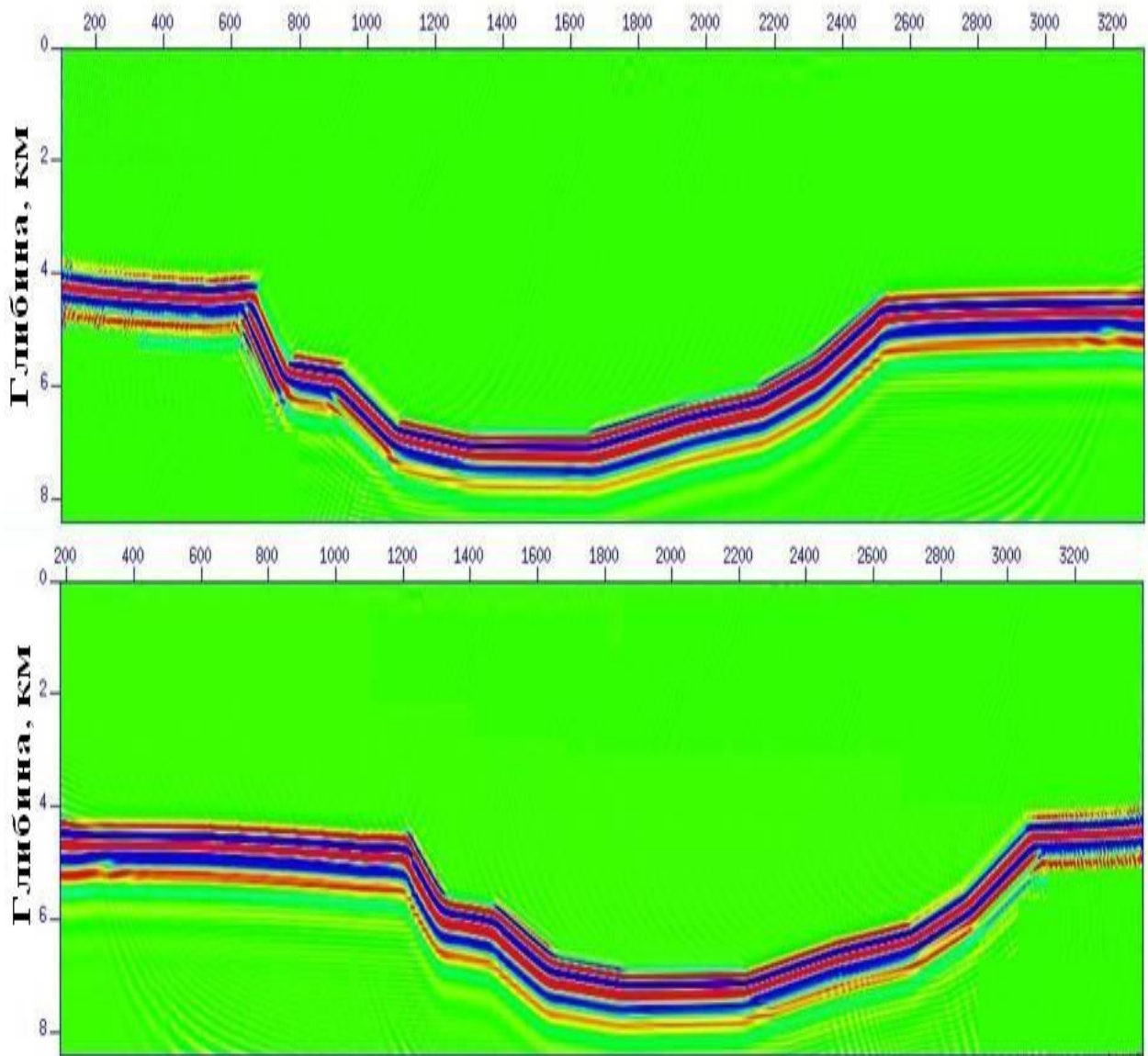


Рис.4.25. Міграційні зображення границі заломлення для пунктів збудження, розташованих на 0 км і 70 км профілю.

міграції для окремих пунктів збудження, які розміщено з різних боків від обраного інтервалу профілю. Як вже пояснювалось раніше, це дозволяє перевірити коректність заданих параметрів міграції.

Як видно з порівняння двох зображень, границя знаходиться на одній і тій самій глибині та має однакові кути падіння та підйому порушення. Таким чином, можна зробити висновок, що задані параметри, що були розраховані в процесі застосування кінематичної міграції, є правильними, а також що вдосконалений варіант завдання швидкості спрощує моделювання. На рис.4.26 показано результат динамічної міграції поля рефрагованих хвиль, тобто суму з двох окремих зображень.

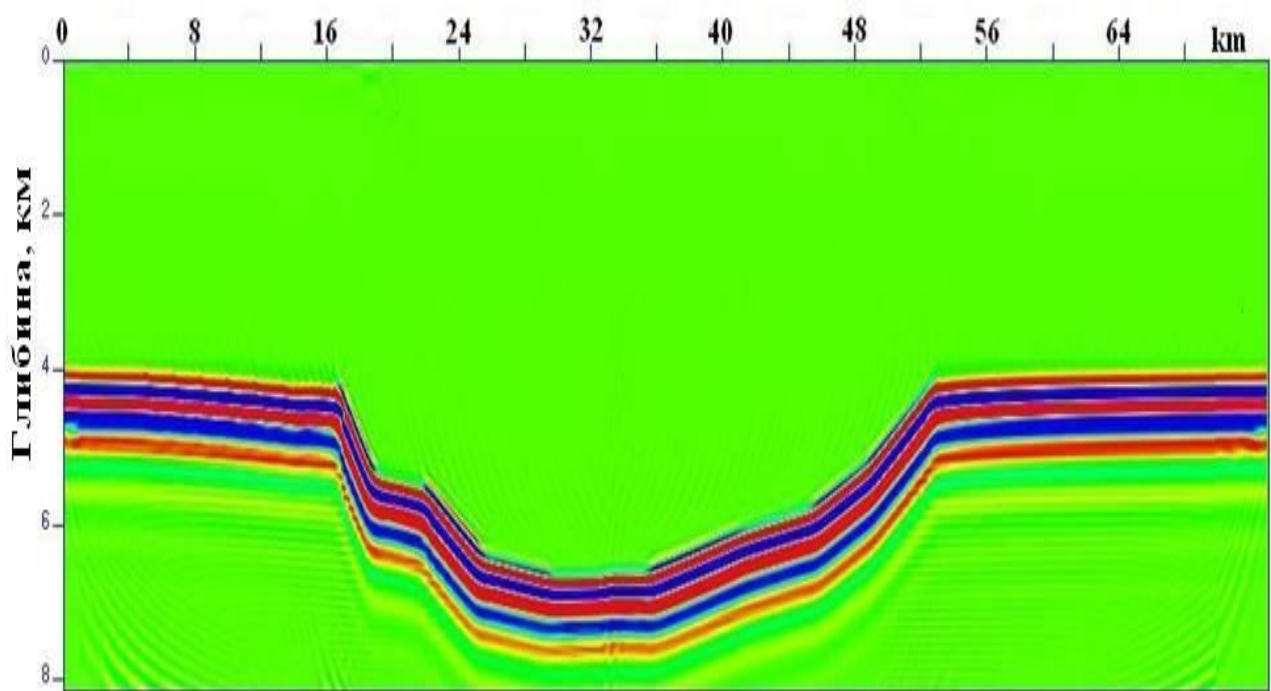


Рис.4.26. Зображення границі заломлення, отримане в результаті динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

#### **4.3.3. Практичні приклади застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль до обробки даних ГСЗ.**

Для тестування на практичному прикладі було обрано як морські, так і наземні сейсмічні спостереження, виконані МЗХ.

Розроблене програмне забезпечення для застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль було випробувано при обробці даних ГСЗ на

практичному сейсмічному матеріалі. Для прикладу було обрано профіль регіональної сейсмозвідки DOBRE, загальною довжиною біля 350 км. [116], який був відпрацьований в 1999 році міжнародною групою з метою вивчення глибинної будови та геодинамічної еволюції літосфери Дніпровсько-Донецької западини в районі Західного Донбасу та областей його примикання до Українського щиту і Воронежського масиву [29]. На рис.4.27 наведено карту з розташуванням профілю DOBRE і системою спостережень з розміщенням пунктів збудження.

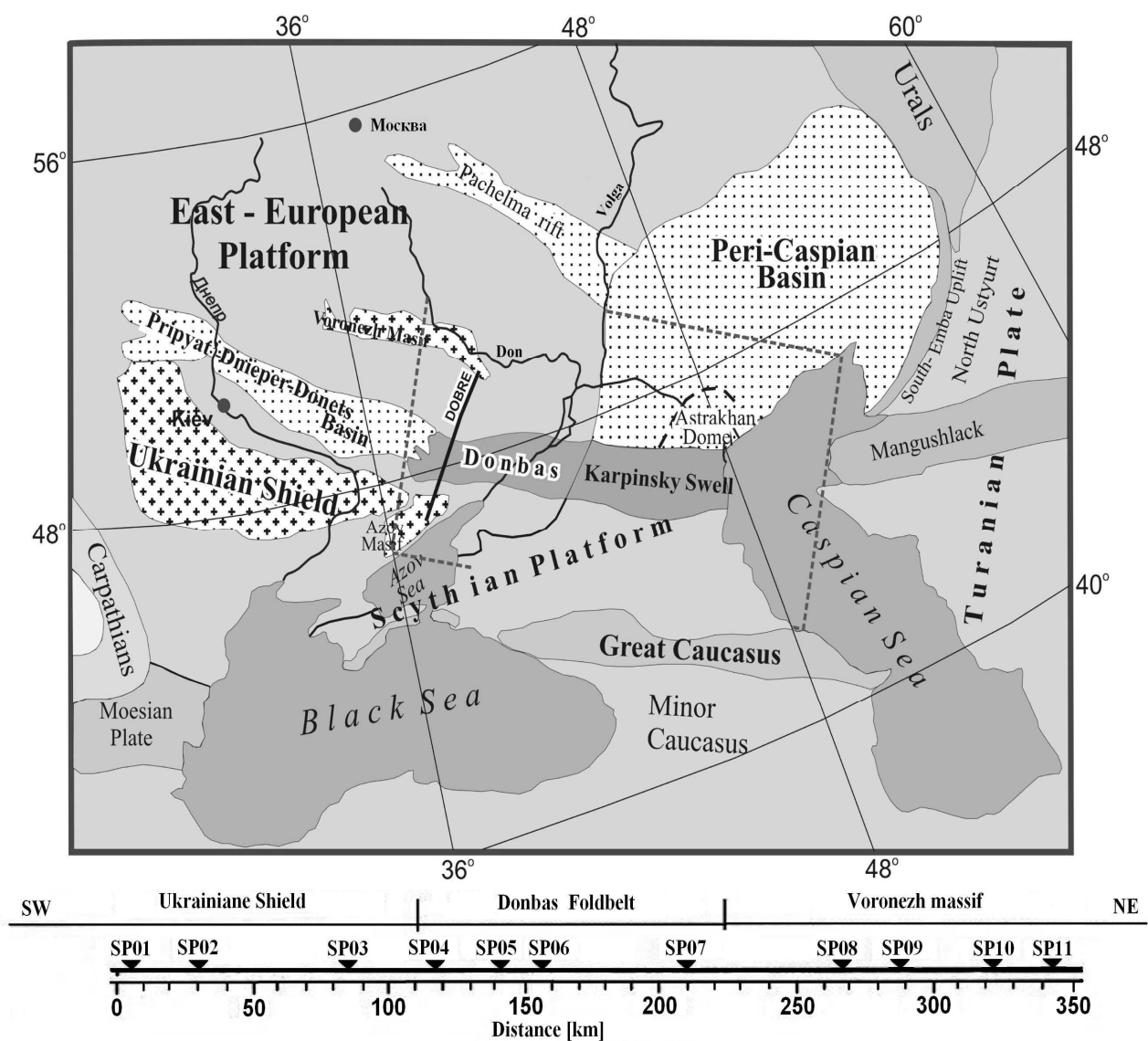


Рис.4.27. Карта розміщення профілю DOBRE [29].

Вибір профілю обумовлений тим, що раніше була виконана його обробка з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль [182], де в якості апріорної швидкісної моделі середовища використовувалися результати променевого моделювання [26].

Вздовж профілю DOBRE було нерівномірно розташовано 11 пунктів збудження (рис.4.27 знизу) з дистанцією від 15 до 57 км між ними. Реєстрація хвильового поля проводилась 245 сейсмостанціями з нерегулярним кроком біля 1.5 км. Алгоритмом передбачено, як показано вище, переведення спостережених хвильових полів на регулярний крок для подальшої обробки. На рис.4.28 показано два зустрічних зареєстрованих хвильових полів для пунктів збудження SP01 і SP05 з регулярним кроком 1500 м по трасам в інтервалі профілю 150 км, який був обраний для застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль. Спостережені хвильові поля були оброблені з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль у відповідності до описаного алгоритму.

Не дивлячись на складність виконання кореляції годографів з урахуванням такої розрідженої системи спостережень, процедура виконувалась в автоматичному режимі. Таким чином, були отримані два зустрічних годографи (рис.4.29а), необхідні для виконання кінематичної міграції. За цими годографами було виконано продовження часових полів і визначено глибинне положення границі заломлення (рис.4.29б), а також розраховано значення швидкості для заломлюючої товщі. При цьому значення швидкості для покриваючої товщі були розраховані в процесі кореляції годографів за точками перетину прямої і заломленої хвиль. Тобто в результаті виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль була отримана швидкісна модель двохшарового середовища для частини профілю, яку показано на рис.4.30.

Як видно з рисунку, за хвильовими полями обраних пунктів збудження швидкісна модель побудована для границі фундаменту в інтервалі профілю від 30 до 110 км. Дана модель може бути використана для подальшої обробки даних з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

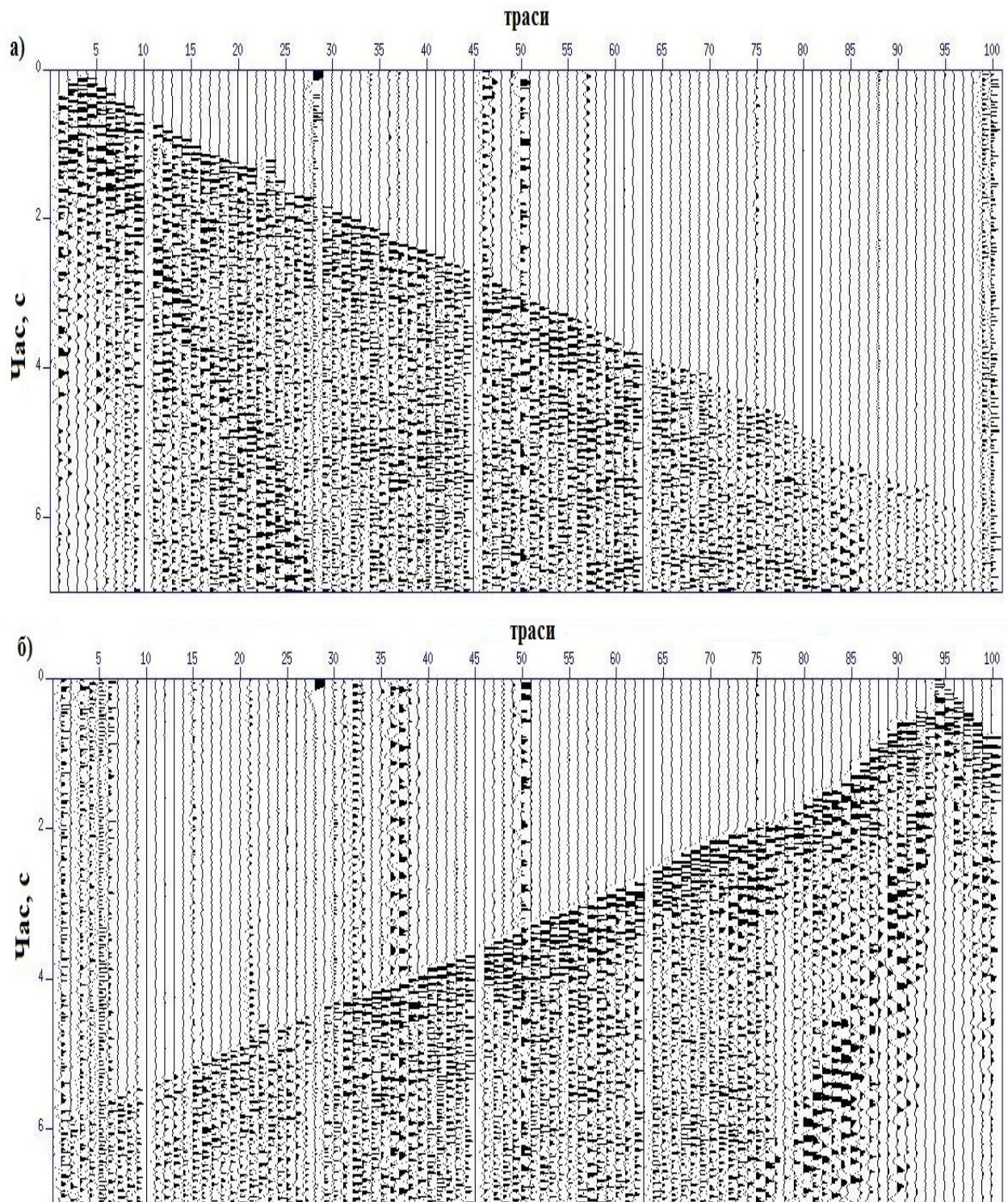


Рис.4.28. Фрагменти спостережених хвильових полів (0-150 км профілю) для двох зустрічних пунктів збудження SP01(а) та SP05 (б) після переведення на регулярний крок по трасам – 1500 м.

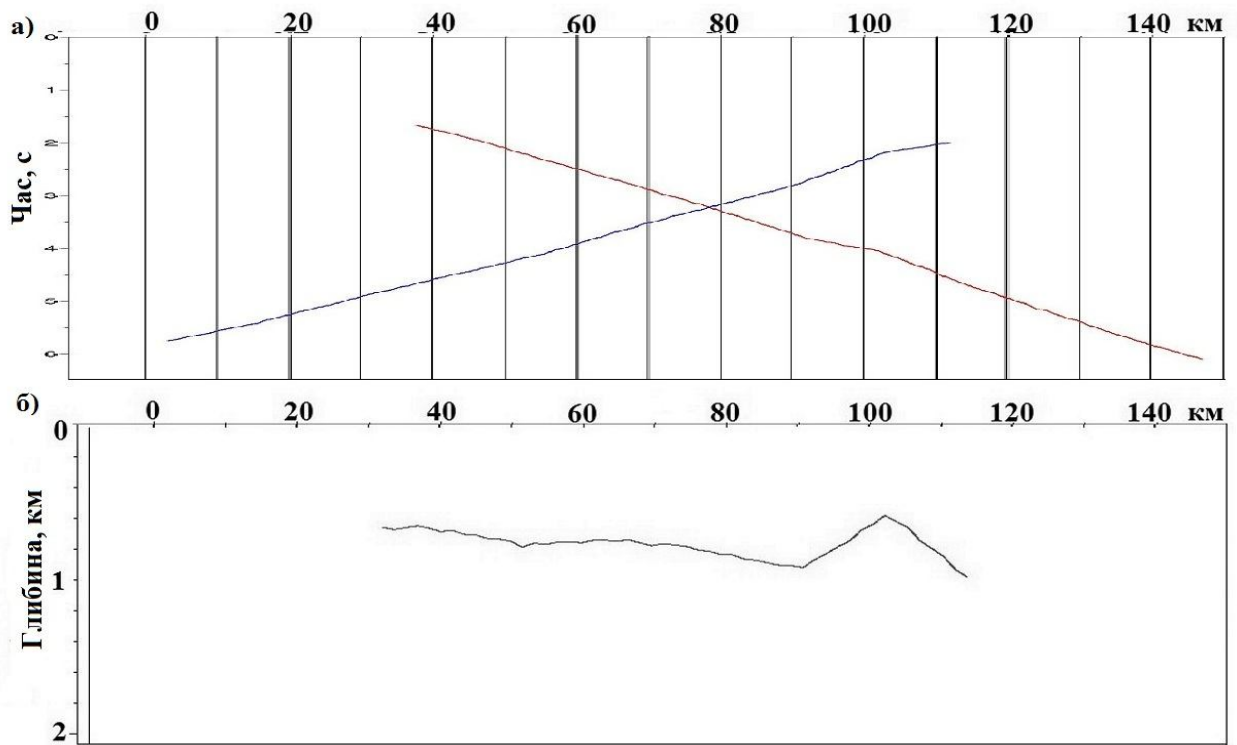


Рис.4.29. Два зустрічні годографи, отримані в результаті кореляції (а) і глибинне положення границі, розраховане в результаті застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль (б).

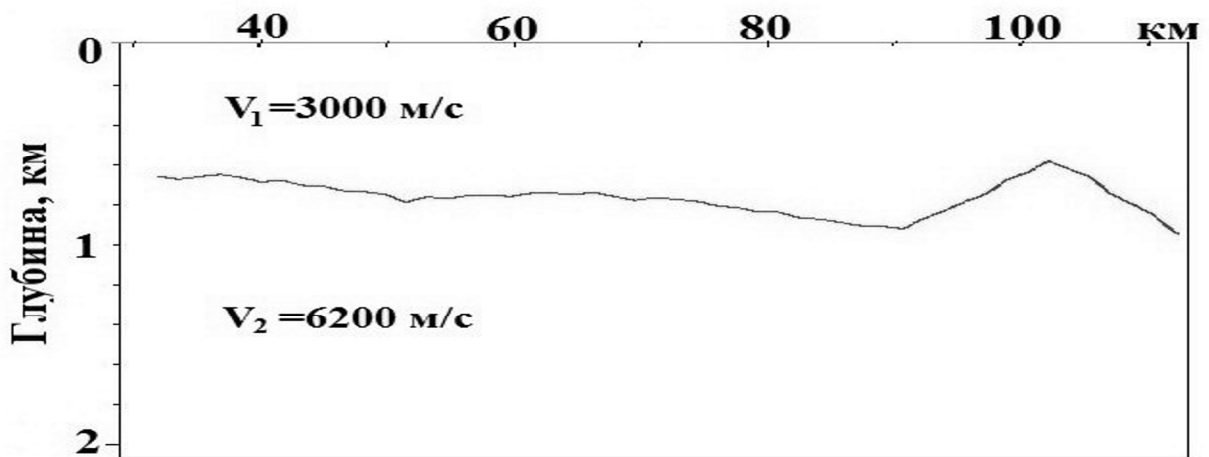
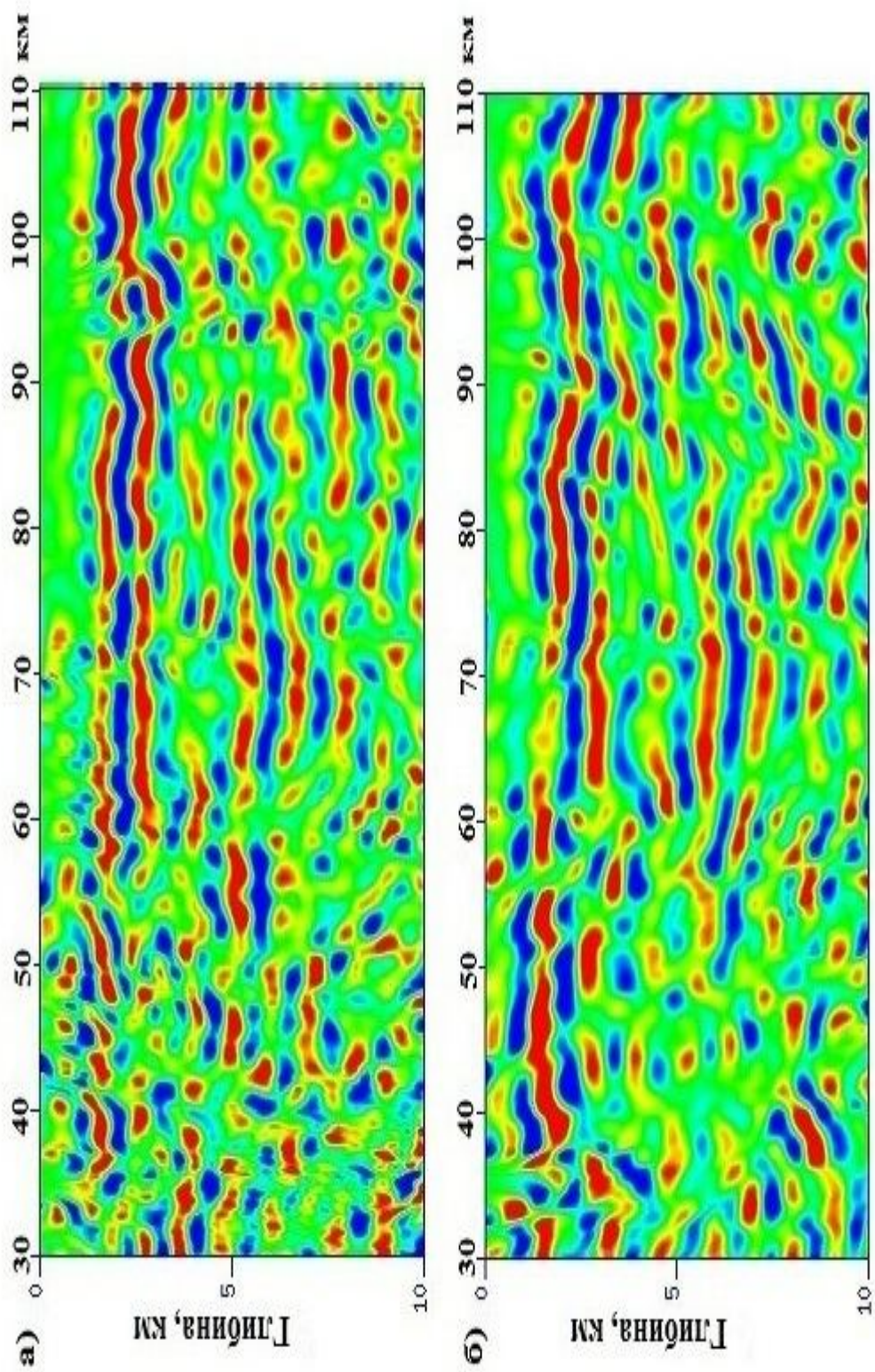


Рис.4.30. Швидкісна модель двохшарового середовища, отримана з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для подальшого використання при динамічній міграції.

На рис.4.31 показано порівняння фрагменту зображення границі фундаменту в інтервалі 30-100 км, отриманого з використанням швидкісної моделі,





**Рис. 4.31.** Зображення фрагменту границі фундаменту, отримане з застосуванням швидкісної моделі, розрахованої: а) променевим моделюванням; б) кінематичною міграцією поля заломлених хвиль.

розрахованої променевим моделюванням (рис.4.31а) і з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль (рис.4.31б).

Як видно з порівняння, наведене на рисунку 4.31, в основних рисах зображення границі фундаменту на обох результатах схожі, відмінність полягає в деяких деталях, що пояснюється різницею в параметрах швидкісної моделі [10]. Таким чином, підтверджена ефективність як запропонованого алгоритму, так і створеного додаткового блоку програмного комплексу «ProcTOP».

Для тестування розробленого варіанту кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці даних морської сейсмозвідки було обрано частину регіонального профілю «Добре-2». Морський профіль «Добре-2» був відпрацьований в рамках міжнародного проекту в районі Чорного і Азовського морів [219]. Для тестування розробленого програмного комплексу кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль був задіяний інтервал профілю, який відноситься до спостережень в акваторії Азовського моря. Інтервал профілю, що реєструвався в Азовському морі, має загальну довжину 176 км і містить 7 донних станцій. Лише чотири донні станції зареєстрували хвильове поле, яке може бути використано для отримання інформації про глибинну будову досліджуваного району і яке відповідає вимогам обробки як з застосуванням кінематичної, так і динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

На рис.4.32 показано два зустрічні пункти збудження з профілю, які за якістю хвильового поля було обрано для виконання кінцево-різницевої кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль. Як видно обидва поля дозволяють прослідкувати рефраговані хвилі вздовж всього профілю.

На рис.4.33 показано результат виконаної кореляції годографів по спостереженому хвильовому полю для обраних пунктів збудження, а саме їх сумісне зображення. Для виконання кореляції годографів нерегулярний крок між трасами було переведено у регулярний, який наближено відповідає дійсному і дорівнює 160 м. На рисунку чітко видно, що в даному випадку перекриття ліній годографів дозволяє визначити взаємний час для обох пунктів збудження.

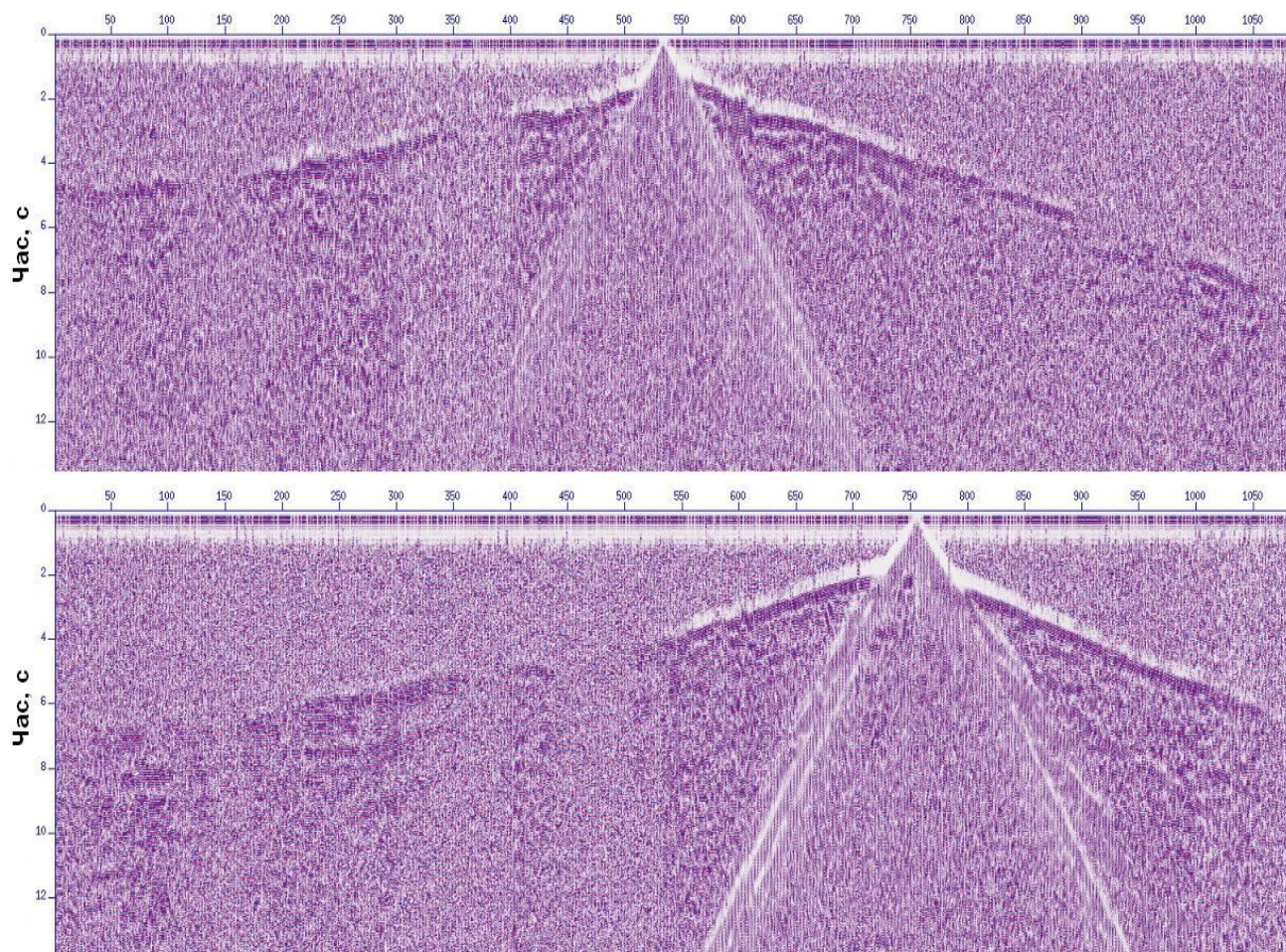


Рис.4.32. Хвильові поля, зареєстровані при морських сейсмічних спостереженнях методом ГСЗ.

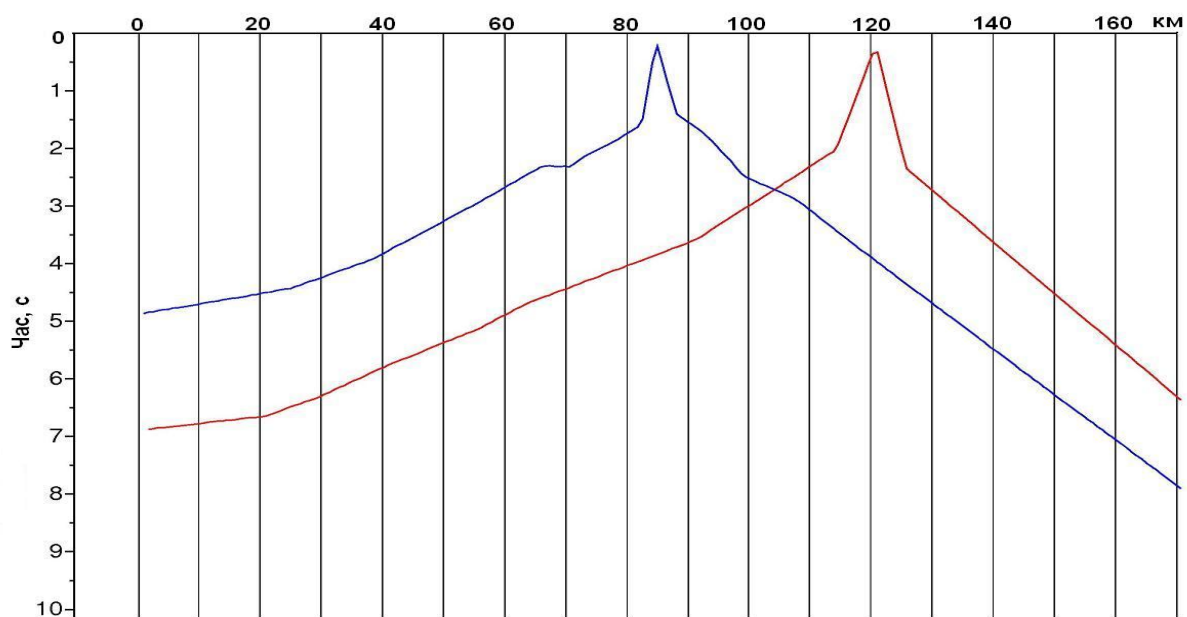


Рис.4.33. Сумісне зображення двох зустрічних годографів.

На рис. 4.34 показано один з результатів кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль, а саме глибинне положення границі заломлення. При виконанні

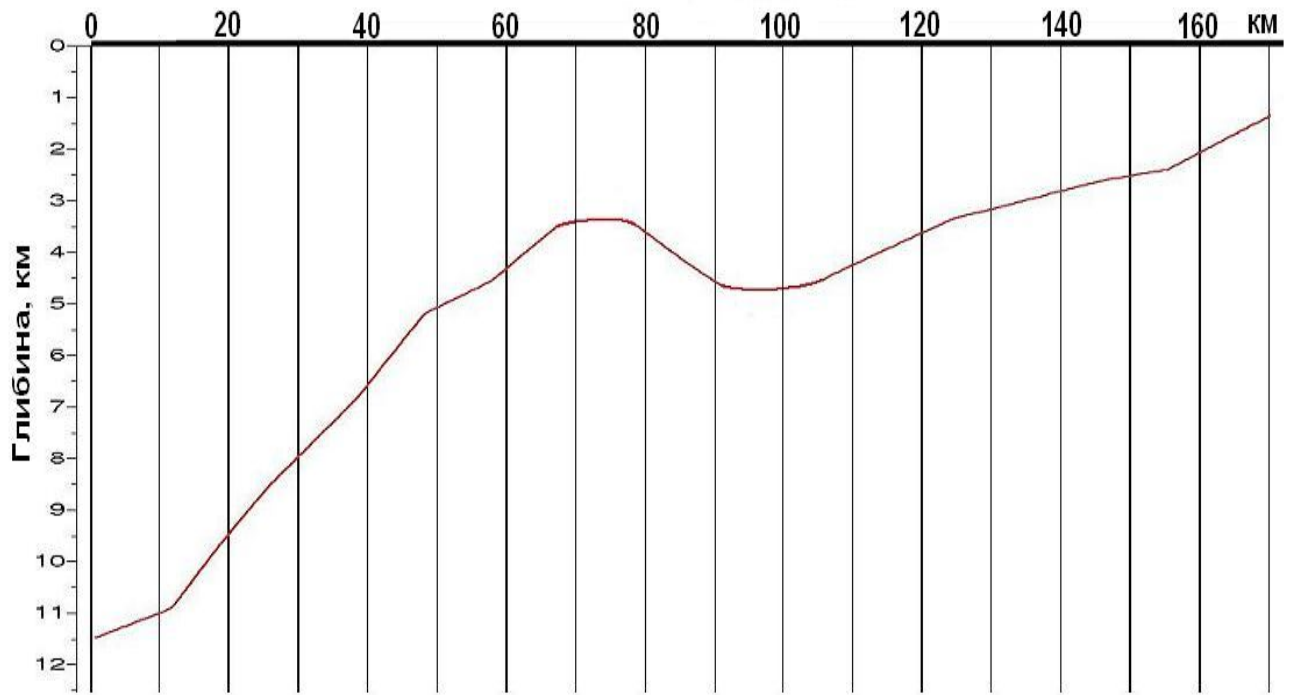


Рис.4.34. Глибинне положення границі заломлення, визначене кінцево-різницевою кінематичною міграцією поля рефрагованих хвиль.

міграції було розраховано швидкість в покриваючій товщі, яка становить 3200 м/с і граничну швидкість вздовж границі, значення якої внесено у таблицю, що містить відстань вздовж профілю і відповідні значення граничної швидкості. Оскільки даний профіль вже був раніше оброблений з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль і швидкісна модель середовища відома, була можливість перевірити коректність виконаних кінцево-різницевою кінематичною міграцією розрахунків. Порівняння результатів дозволяють підтвердити працездатність і коректність розроблених алгоритмів і програмних реалізацій для визначення швидкісної моделі двошарового середовища при обробці даних ГСЗ.

Таким чином, кінематична кінцево-різницева міграція поля рефрагованих хвиль дозволяє отримати апріорну інформацію про двошарову швидкісну модель середовища, яка є необхідною для виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль. Представлена в даній роботі кінематична міграція виконується з використанням кінцево-різницевого розв'язку рівняння ейконалу для продовження часових полів двох зустрічних годографів. При цьому продовження часового поля відбувається однозначно за явною різницевою схемою, що гарантує стійкість визначення глибинного положення і форми досліджуваної границі.

Методика сумісного виконання кінематичної і динамічної міграції поля рефрагованих хвиль є самодостатньою. Такий підхід дозволяє уникнути залучення до обробки спостережених хвильових полів регіональної сейсмозвідки додаткових методів.

Розроблене авторське програмне забезпечення ProсTop з залученням до програмування скриптової мови Tcl/Tk дає змогу застосовувати кінематичну міграцію до обробки як даних мало глибинної сейсмозвідки, так і даних, спостережених методом ГСЗ.

Для застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці даних ГСЗ розроблено спеціальний алгоритм, який враховує всю специфіку системи спостереження і характер зареєстрованого хвильового поля. Алгоритмом передбачено наступні особливі процедури: визначення двох зустрічних пунктів збудження для виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, перерахунок зареєстрованих сейсмічних спостережень на рівномірний крок для кореляції годографів, подовження гілки годографів у випадку їх недостатньої довжини для визначення взаємного часу, виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль і підготовка отриманих результатів у вигляді двошарової швидкісної моделі середовища для подальшого її використання при динамічній міграції поля рефрагованих хвиль.

В програмний пакет ProcTop внесено додатковий блок, який передбачає обробку даних регіональної сейсморозвідки з урахуванням всіх перерахованих процедур, які є необхідними при обробці даних, зареєстрованих нерегулярною системою спостережень і на значних відстанях від джерела коливань.

Всі авторські розробки випробувано на ряді модельних прикладів і реальних даних регіональної сейсморозвідки, результати яких підтверджують висновки автора про коректність і ефективність застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль при визначенні швидкісної моделі двошарового середовища. Використання розрахованої швидкісної моделі для динамічної міграції поля рефрагованих хвиль, як продемонстровано прикладами, дозволяє отримати більш детальне зображення досліджуваної границі заломлення.

## РОЗДІЛ 5

### МЕТОДИКА ФОРМУВАННЯ ГЛИБИННОГО ЗОБРАЖЕННЯ СЕРЕДОВИЩА З ЗАСТОСУВАННЯМ КІНЦЕВО-РІЗНИЦЕВОЇ ДИНАМІЧНОЇ МІГРАЦІЇ ПОЛЯ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ

Сформульовано два підходи до реалізації міграції поля рефрагованих хвиль: на основі кінематики головних хвиль та на основі кінематики заломлених проникаючих хвиль. За першим підходом вважається, що заломлена хвиля безпосередньо поширюється вздовж поверхні заломлюючого середовища. За другим – враховується ефект проникнення хвильового поля в заломлюючу товщу, що більше відповідає фізиці поширення заломлених хвиль. Дуже часто в літературі рефраговані проникаючі хвилі називають рефрагованими [32, 39, 59, 60], тому в даному розділі, щоб уникнути конфлікту у назвах хвиль і для більшого розуміння міграцію поля заломлених проникаючих хвиль будемо називати міграцією рефрагованих хвиль.

Формування зображення границі заломлюючого середовища на основі кінематики головних хвиль є динамічним аналогом визначення границі заломлення за допомогою продовження двох часових полів, граничною умовою для яких є зустрічна система годографів заломлених хвиль [12, 15] або кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль, описаної в четвертому розділі даної роботи. У випадку формування зображення одне з продовжень часового поля замінюється на зворотне продовження хвильового поля. В результаті процедури міграції лінія границі, що мала місце при кінематичній інтерпретації, замінюється на хвильове зображення заломлюючої границі. Принциповою відмінністю від міграції поля рефрагованих хвиль є використання однієї швидкісної моделі, оскільки вважається, що хвилі проходять лише в покриваючому середовищі, що значно спрощує постановку задачі міграції.

При формуванні зображення заломлюючої границі за кінематикою рефрагованих хвиль передбачено використання хвильового поля окремого пункту збудження. Кінематичну умову формування зображень при цьому, як і у випадку міграції за полем відбитих хвиль, забезпечує пряме продовження часового поля від джерела коливань.

Необхідність використання при формуванні зображень за кінематикою головних хвиль зустрічної системи спостережень із застосуванням кореляції годографів для продовження часового поля суттєво обмежує можливості цього підходу випадком границь заломлення, неускладнених значними дислокаціями. На відміну від цього, у випадку міграції за полем рефрагованих хвиль не існує обмежень на поведінку заломлюючої границі.

Формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль більш складний процес порівняно з міграцією, яка базується на відбитих або головних хвилях. Це пов'язано саме з особливостями траєкторії рефрагованих хвиль, які проникають в товщу з більшою швидкістю.

На відміну від міграцій поля відбитих і поля головних хвиль при формуванні зображення середовища за полем рефрагованих хвиль необхідно мати дві різні швидкісні моделі окремо для покриваючої та заломлюючої товщ, що пов'язано з їх поширенням в обох товщах.

На рис.5.1 схематично показано траєкторії головної і рефрагованих хвиль в двошаровому середовищі і область формування зображення границі заломлення за рефрагованими хвилями.

З рисунку видно, що на відміну від відбитих хвиль, коли промінь характеризується однією точкою зміни напрямку руху хвилі – точкою відбиття, промінь рефрагованої хвилі має дві такі точки, які відповідають моментам перетину хвилею границі розділу двох товщ. Ця обставина є основним ускладненням при постановці задачі міграції поля рефрагованих хвиль, оскільки порушується одна з вимог коректності вирішення – необхідність однозначності пошуку точки заломлення. Щоб вирішити цю проблему необхідно звернути увагу



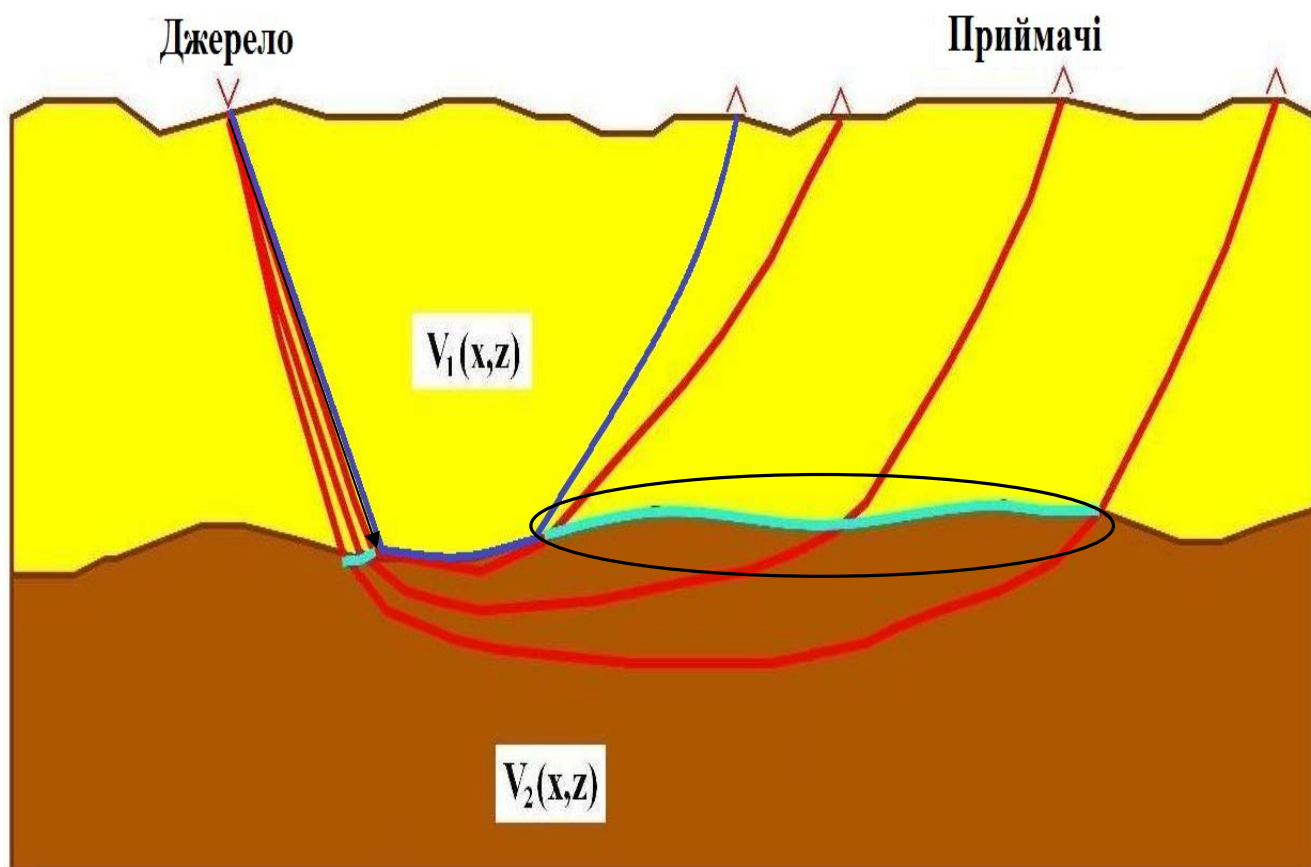


Рис. 5.1. Схема траєкторій головної (синій колір ліній) і рефрагованих хвиль (червоний колір ліній) при проходженні двошарового середовища. Еліпсом показано область формування зображення границі за рефрагованими хвилями.

на те, що дві характерні точки заломлення променів впливають на поведінку хвильового поля на інтервалі реєстрації коливань по різному.

Дослідження впливу цих двох точок на характер зареєстрованого хвильового поля, яке наведено в розділі 3 даної роботи, дозволило автору дисертації зробити висновок про глобальний вплив області точки входу заломленої хвилі в заломлюючу товщу на характер хвильового поля і локальний вплив на нього області точки виходу. Відповідно було вирішено проблему неоднозначності формування зображень за кінематикою рефрагованих хвиль в процедурі

динамічної міграції поля рефрагованих хвиль шляхом виконання додаткової операції по переміщенню джерела коливань з його фізичного розміщення на денній поверхні в точку, яка розташована на заломлюючій границі і відповідає точці входу хвиль у заломлюючу товщу.

Таким чином, задача формування зображення заломлюючої границі вирішується за моментом виходу хвилі із заломлюючого середовища і дозволяє відтворити образ заломлюючої товщі у всіх її деталях. Отже, така постановка задачі формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль гарантує однозначність її вирішення. Область формування зображення границі заломлення за рефрагованими хвилями виділено на рис.5.1 чорним контуром у вигляді еліпсу.

Кінцево-різницева міграція поля рефрагованих хвиль базується на принципі міграції до процедури підсумовування трас, тому виконується для кожного пункту збудження коливань окремо. При цьому необхідними є наступні основні елементи обчислювального процесу міграції: перенесення джерела на границю заломлення, пряме продовження часового поля з врахуванням швидкості поширення хвиль у заломлюючій товщі і зворотне продовження хвильового поля від денної поверхні в глибину за швидкісною моделлю покриваючої товщі. Відповідно добірці значень продовженого хвильового поля в значеннях часу, які відповідають часу виходу рефрагованої хвилі з заломлюючої товщі, формується хвильове зображення досліджуваної границі.

Оскільки рефрагована хвиля проходить дві товщі з різними швидкісними характеристиками, то для виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль необхідно мати окремі швидкісні моделі для покриваючої і для заломлюючої товщ, а також повинна бути інформація про глибину залягання границі заломлення в районі пункту збудження для коректного його перенесення.

Ця відмінність від методики міграції поля відбитих хвиль, в якій використовується швидкісна функція, що визначає розподіл швидкості за глибиною для всього розрізу, пов'язана з ефектом проникання рефрагованих хвиль в заломлюючу товщу і з формуванням зображення окремої границі

заломлення. Ретельне дослідження впливу зміни значень параметрів виконання міграції поля рефрагованих хвиль, а саме значень швидкості в покриваючій і заломлюючій товщах, а також глибинного положення границі заломлення в околі джерела, куди необхідно його переміщувати, дозволило виконувати їх оцінку і корегувати в процесі обробки даних.

Чисельна реалізація основних елементів обчислювального процесу при формуванні зображень за полем заломлених хвиль, а саме прямого продовження часового поля та зворотного продовження хвильового поля, здійснюється кінцево-різницеvim методом вирішення диференційних рівнянь. В першому випадку розв'язується хвильове рівняння, а в другому – рівняння ейконалу. Кінцево-різницеvий метод дозволяє використовувати змінну в просторових координатах функцію швидкості, яка безпосередньо в обчислювальному процесі фігурує в табличній, матричній формі. Дане завдання швидкості дає змогу формувати динамічне зображення середовища будь-якого ступеню складності.

Необхідність розрахунку часового та хвильового полів в області, віддаленій від джерела коливань, визначає певну специфіку обчислювального процесу, що буде розглянуто нижче.

### **5.1. Теоретичні основи продовження часового та хвильового полів кінцево-різницеvим методом у двовимірному просторі**

Кінцево-різницеvа міграція поля рефрагованих хвиль базується на продовженнях часового і хвильового полів, які виконуються шляхом вирішення диференційних рівнянь ейконалу та хвильового відповідно з застосуванням спеціального виду різницеvих сіток, які забезпечують коректність результатів розрахунків [60, 61, 65, 182, 238]. В запропонованому підході використовуються різницеvі сітки, лінії координат яких найбільше відповідають природі поширення сейсмічних хвиль у середовищі.

Однією з задач даної роботи є вдосконалення динамічної міграції поля рефрагованих хвиль з метою вивчення складно побудованого геологічного розрізу та з урахуванням особливостей рельєфу району досліджень. Для цього було переглянуто підходи до кінцево-різницевих продовжень часового та хвильового полів, а також принципи завдання швидкісної моделі.

Врахування особливостей рельєфу району досліджень відбувається при формуванні опису швидкісних характеристик середовища. Для цього задається перша товща з максимальною потужністю, яка відповідає найбільшому підвищенню у рельєфі. Значення швидкості в цій товщі задається відповідно значенню швидкості поширення хвиль у повітрі, тобто приблизно 340 м/с. Відповідно дана товща враховується при зворотному продовженні хвильового поля і при переміщенні джерела на границю заломлення.

### **5.1.1. Кінцево-різницеве продовження часового поля у двовимірному просторі.**

Часове поле, що визначає час приходу хвилі в довільну точку середовища, є неодмінною складовою як міграції відбитих, так і міграції заломлених хвиль. Часове поле, як у першому, так і у другому випадках визначає умову вибору амплітуд продовженого хвильового поля для зображення, що формується. Теоретичною базою продовження часового поля є кінцево-різницевий розв'язок диференційного рівняння ейконалу (4.1) з застосуванням спеціальної сітки, яка найбільш повно відповідає природі поширення рефрагованих хвиль у середовищі.

Кінцево-різницевий метод продовження часового поля покладено в основу багатьох прийомів обробки та інтерпретації завдяки високому ступеню стійкості і можливості використання широкого класу неоднорідних моделей середовища, що можуть бути подані на просторовій сітці. З урахуванням необхідності виконувати продовження часового поля на значній віддалі від джерела коливань для різницевого наближення рівняння ейконалу була використана просторова сітка, що являє собою взаємно ортогональну систему ізохрони  $\tau$  і променів  $\gamma$ , які

відповідають точковому джерелу при лінійній зміні швидкості з глибиною  $z$ :  $V = V_0(1 + \beta z)$ , де  $V_0$  - швидкість на денній поверхні,  $\beta$  - константа, яка відповідає градієнту швидкості з глибиною [238].

На рис.5.2 показано сітку і її шаблон для кінцево-різницевого продовження

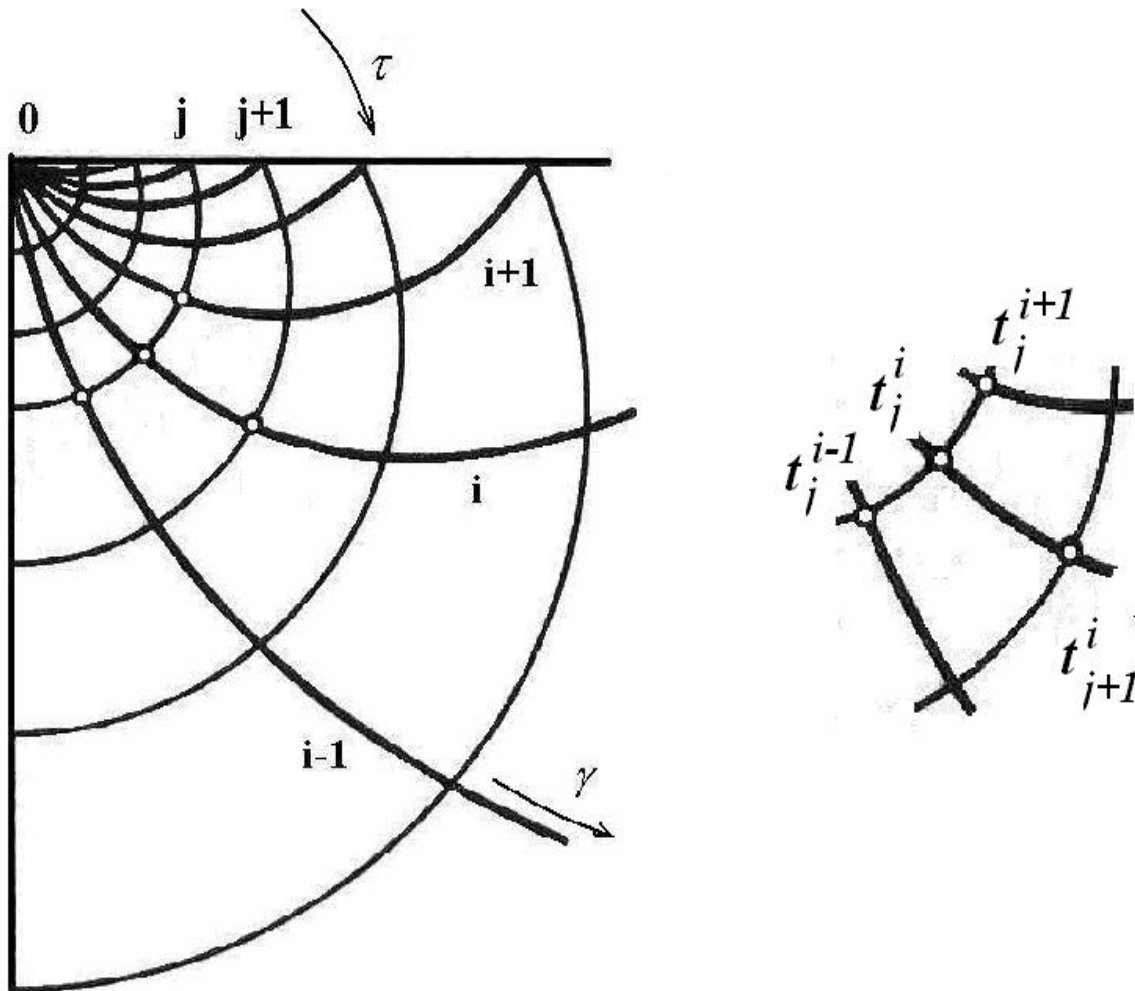


Рис. 5.2. Кінцево-різницева сітка і чотириточковий шаблон для продовження часового поля.

часового поля від точкового джерела, розташування якого показано зверху  $O$ . Зв'язок системи ізохрон і променів з декартовою системою визначається

$$\gamma = \operatorname{arctg} \frac{2x}{\beta(x^2 + z^2) + 2z}; \quad \tau = \operatorname{arch} \left[ \frac{\beta^2(x^2 + z^2)}{2(\beta z + 1)} + 1 \right], \quad (5.1)$$

а рівняння ейконалу в цій системі координат відповідатиме виразу:

$$\frac{1}{V^2(\gamma, \tau)\beta^2(ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} + \left[ \frac{\partial t(\gamma, \tau)}{\partial \tau} \right]^2 + \frac{1}{sh^2\tau} \left[ \frac{\partial t(\gamma, \tau)}{\partial \gamma} \right]^2 = 0. \quad (5.2)$$

Для кінцево-різницевого розв'язку рівняння (5.2) використовується рівномірна сітка з кроками  $\Delta\gamma$  та  $\Delta\tau$  в замкнутій області, де передбачається формування зображення середовища. При цьому сіткові координати по осям  $\gamma$  і  $\tau$  будуть відповідати  $i$  та  $j$ , а час у вузлі сітки  $t_j^i$ . Розрахунок часового поля ведеться послідовно на лініях  $\tau = \text{const}$  в напрямку зростання координати  $\tau$ . Продовження часового поля виконується за явною схемою, тобто значення хвильового поля розраховується в кожній точці простору:

$$t_{j+1}^i = \Delta\tau \sqrt{\frac{1}{V^2\beta^2(ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \frac{1}{sh^2\tau} \frac{b^2}{4\Delta\gamma^2}} + t_j^i + \frac{\Delta\tau^2}{2} \times$$

$$\times \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{V^2\beta^2(ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \frac{1}{sh^2\tau} \frac{a^2}{4\Delta\gamma^2}}} \left\{ \frac{b^2 ch\tau}{4\Delta\gamma^2 sh^3\tau} - \frac{\partial V}{\partial \tau} \frac{1}{\beta^2 V^3 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \right.$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{sh\tau - \cos i_0 ch\tau}{\beta^2 V^2 (ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^3} - \frac{1}{2\Delta\gamma sh^2\tau \sqrt{\frac{1}{V^2\beta^2 (ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^2} - \frac{b^2}{4\Delta\gamma^2 sh^2\tau}}} \times \\
& \times \left\{ \frac{sh\tau \sin \gamma}{\beta^2 V^2 (ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^3} + \frac{\frac{\partial V}{\partial \gamma}}{\beta^2 V^3 (ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^2} + \frac{bc}{2\Delta\gamma^3 sh^2\tau} \right\}, \quad (5.3)
\end{aligned}$$

де

$$\begin{aligned}
a &= t_j^{i+1} - t_j^i; \\
b &= t_j^{i+1} - t_j^{i-1}; \\
c &= t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1};
\end{aligned}$$

з умовною стійкістю, яка полягає у вимозі знаходження променя, який приходить у вузол сітки з координатами  $(i, j + 1)$  в межах сіткового шаблону [59, 238].

Оскільки продовження часового поля здійснюється для швидкісної моделі, яка описує виключно заломлюючу товщу, і в реальній ситуації переважно характеризується зростанням швидкості з глибиною, то при відповідності константи  $V_0\beta$  осередненому значенню вертикального градієнту швидкості, реальні траєкторії променів будуть близькі до радіальних ліній сітки. Ця обставина сприяє вирішенню проблеми продовження часового поля у віддаленій зоні джерела при застосуванні кінцево-різницевої апроксимації диференційного рівняння (5.2).

Як показали дослідні роботи по міграційним перетворенням та моделюванню часового поля, при плавних змінах швидкості в середовищі не виникає ніяких проблем з визначенням часу на регулярній сітці за допомогою різницевого наближення рівняння (5.2). Проте, при значній диференціації швидкості виникає ймовірність розриву часового поля в процесі його розрахунку.

В цьому випадку розрахунок часу з використанням різницевого рівняння може виявитись некоректним. В реальній ситуації поширення хвильового поля, фронт хвилі згладжується за рахунок не променевих ефектів або ефектів дифракції, які не враховуються рівнянням ейконалу, що описує поведінку часового поля при необмеженій протяжності коливань. Однак дана проблема була вирішена шляхом пропуску при розрахунку часового поля на окремій лінії різницевої сітки вузлів, в яких розв'язок рівняння ейконалу (5.3) є некоректним. В той же час визначення часу в пропущених вузлах відбувається при повторному кроці. При цьому значення часу розраховуються за схемою інтерполяції або екстраполяції відповідно до значень часу в тих вузлах, де різницевий рахунок на першому кроці був успішний. Таким чином, відбувається згладжування дефектів часового поля подібно тому, як це має місце при реальному поширенню хвиль у середовищі. Важливо, що таке згладжування носить локальний характер і є правомірним при продовженні часового поля, що підтверджено для складних швидкісних моделей середовища при співставленні часового поля, розрахованого кінцево-різницевим методом, з часовим полем, визначеним прямим продовженням безпосередньо хвильового поля з автоматичною кореляцією перших вступів прямої хвилі для отримання часу у вузлах сітки.

На рисунку 5.3 наведено приклад неоднорідної моделі середовища (рис.5.3а), для якої було розраховано часове поле точкового джерела кінцево-різницевим методом розв'язку рівняння ейконалу (5.2) та часове поле, яке було отримано в тих же вузлах сітки, але після розрахунку хвильового поля та кореляції по ньому перших вступів. Розподіл різниці в часі при співставленні цих двох часових полів подано на рис.5.3б. Як свідчить аналіз рисунку, отримана різниця в часі значно менша ніж точність, яку слід вимагати від сейсмічних побудов зображення середовища.



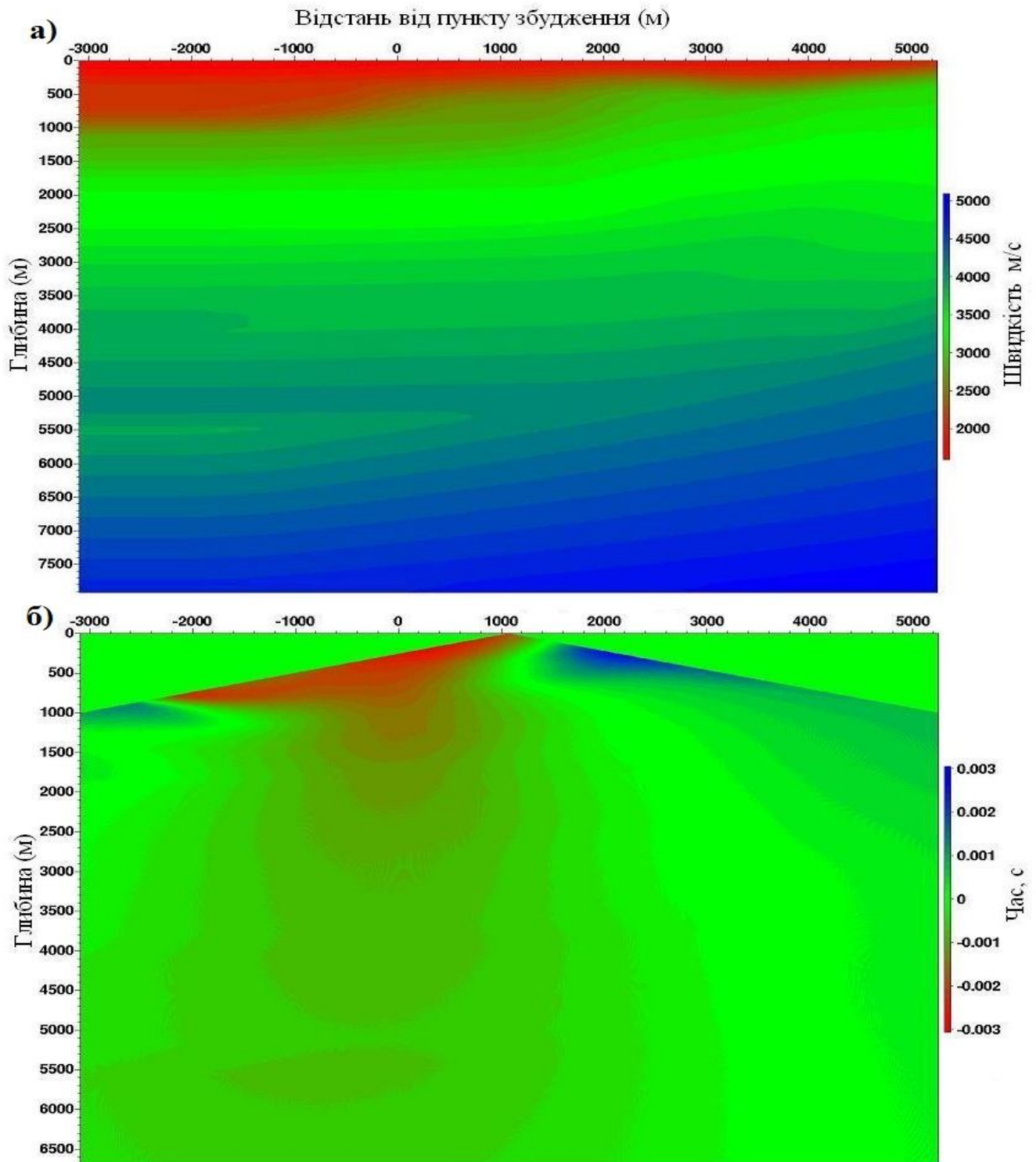


Рис.5.3. Швидкісна модель неоднорідного середовища (а) і розподіл різниці в часі для поля, розрахованого кінцево-різницеvim розв'язком рівняння ейконалу та для поля, отриманого після розрахунку хвильового поля і кореляції по ньому перших вступів (б).

### 5.1.2. Кінцево-різнцеве продовження хвильового поля у двовимірному просторі.

Зворотнє продовження хвильового поля є найбільш важливим елементом в обчислювальному процесі формування зображень за своєю складністю та вимогами до комп'ютерних ресурсів і базується на кінцево-різницевій апроксимації скалярного диференційного хвильового рівняння, яке в двовимірному варіанті має вигляд:

$$\frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2(x, z)} \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2}, \quad (5.4)$$

де  $x, z$  – просторові координати,

$V$  – швидкість,

$t$  – час,

$u(x, z, t)$  – розподіл амплітуд коливань в середовищі.

Довгий час для апроксимації хвильового рівняння використовувалась просторово-часова косокутна сітка, що наближено відтворювала напрямок поширення поля заломленої хвилі [59]. Дана різницева схема відповідала односторонньому продовженню хвильового поля. При цьому припускалося, що хвильове поле редуковане, а рівняння (5.4) трансформувалося за допомогою системи координат, яка визначала поведінку ліній різницевої сітки:

$$x' = x - \frac{t}{z_m^2} \left( \int_0^{z_m} V(\zeta) d\zeta \right)^2; \quad z' = z;$$
$$t' = t - \frac{x}{V_r} + \frac{1}{V_r} \int_0^z \frac{\sqrt{V_r^2 - V^2(\zeta)}}{V(\zeta)} d\zeta; \quad (5.5)$$

$$\text{де } V(\zeta) = \frac{1}{x_f - x_s} \int_{x_s}^{x_f} V(\xi, \zeta) d\xi,$$

$V_r$  - швидкість редукції хвильового поля,

$$\xi \in [x_s, x_f],$$

$$\zeta \in [0, z_m],$$

$x_s$  - координата початку інтервалу спостережень,

$x_f$  - координата кінця інтервалу спостережень,

$z_m$  - максимальна глибина.

Заміна координат (5.5) в хвильовому рівнянні (5.4) призводить до диференційного рівняння:

$$\begin{aligned} & \frac{2}{V_r} \left[ \frac{\bar{V}^2}{V^2(x', z', t')} - 1 \right] \frac{\partial^2 u}{\partial x' \partial t'} + \frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} - \frac{\bar{V}^4}{V_r^2 - V^2(x', z', t')} \times \\ & \times \frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} + 2 \sqrt{\frac{1}{V^2(z')} - \frac{1}{V_r^2}} \frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} + \left[ \frac{1}{V^2(z')} - \frac{1}{V^2(x', z', t')} \right] \frac{\partial^2 u}{\partial t'^2} + \\ & + \frac{\partial^2 u}{\partial z'^2} - \frac{V_r V(z')}{V^2(z') \sqrt{V_r^2 - V^2(z')}} \frac{\partial u}{\partial t'} = 0 \end{aligned} \quad (5.6)$$

де  $V(x', z', t')$  - швидкість  $V(x, z)$  трансформована на косокутну систему координат  $x', z', t'$ ;

$$\bar{V} = \frac{1}{z_m} \int_0^{z_m} V(\zeta) d\zeta.$$

При умові, що швидкість мало змінюється в горизонтальному напрямку, рівняння (5.6) пропонувалось спростити шляхом вилучення частини рівняння,

яка пов'язана з похідними  $\frac{\partial^2 u}{\partial z'^2}$  та  $\frac{\partial u}{\partial t}$ :

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z' \partial t'} + d \frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} + p \frac{\partial^2 u}{\partial x' \partial t'} + s \frac{\partial^2 u}{\partial t'^2} = 0 \quad (5.7)$$

$$\begin{aligned} \text{де } d &= \frac{V(z') \left| V_r^2 V^2(x', z', t') - \bar{V}^4 \right|}{2V_r^2 V^2(x', z', t') \sqrt{V_r^2 - V^2(z')}}; \\ p &= \frac{V(z') \left| \bar{V}^2 - V^2(x', z', t') \right|}{V^2(x', z', t') \sqrt{V_r^2 - V^2(z')}}; \\ s &= \frac{V_r \left| V^2(x', z', t') - V^2(z') \right|}{2V(z') V^2(x', z', t') \sqrt{V_r^2 - V^2(z')}}. \end{aligned}$$

При використанні рівномірної сітки за координатами  $x', z', t'$  здійснювався послідовно перерахунок вниз хвильового поля, спостереженого на денній поверхні, однак продовження хвильового поля з використанням рівняння (5.7) обмежується для випадків, коли існує значна диференціація швидкості в покриваючій товщі.

Проте, в процесі розвитку міграції поля рефрагованих хвиль виникла потреба формувати зображення середовища за матеріалами морських сейсмічних спостережень з різкою зміною глибини моря, а, отже, і зі значною горизонтальною неоднорідністю швидкості при продовженні хвильового поля. Ця обставина змусила відмовитись від спрощеного продовження хвильового поля згідно рівняння (5.7) та застосувати до трансформації диференційного хвильового рівняння (5.4) іншу систему координат:

$$x' = x; z' = z; t' = t - \frac{x}{V_r}; \quad (5.8)$$

де  $x$  - відстань до джерела збудження коливань.

У відповідності до зміненої системи координат (5.8) ми отримали хвильове рівняння, яке в класичному вигляді диференціальних рівнянь гіперболічного типу [22] буде записано:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t'^2} + \frac{2V^2(x', z')V_r}{(V_r^2 - V^2(x', z'))} \frac{\partial^2 u}{\partial x' \partial t'} - \frac{V^2(x', z')V_r^2}{(V_r^2 - V^2(x', z'))} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z'^2} \right) = 0. \quad (5.9)$$

На основі системи координат (5.9) була визначена різницева сітка з кроками  $\Delta x', \Delta z', \Delta t'$ . Сіткові координати відповідно до осей координат  $x' - i, z' - j, t' - k$ . Продовження хвильового поля здійснюється в обмеженій сітковій області і максимальні координати  $I, J, K$  для змінних сіткових координат  $i, j, k$  визначаються межами області, де передбачається формувати зображення заломлюючої товщі. Шаблон обраної різницевої тривимірної просторово-часової сітки наведено на рис.5.4.

Кінцево-різницева наближення рівняння (5.9) виконується на сітці  $i, j, k$  у відповідності з різницеvim рівнянням:

$$\begin{aligned} & \left( E - \frac{2V^2(x, z)V_r}{(V_r^2 - V^2(x, z))} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_{\dot{x}} - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta x^2} L_{\bar{x}x} - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta z^2} L_{\bar{z}z} \right) \tilde{U} = \\ & = \left[ 2E - \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x, z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x, z)} \right) L_{\bar{x}x} - \frac{\Delta t^2}{\Delta z^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x, z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x, z)} \right) L_{\bar{z}z} \right] U - \end{aligned}$$

$$-\left( E + \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_{\dot{x}} - \frac{\sigma\Delta t^2}{\Delta x^2} L_{\ddot{x}x} - \frac{\sigma\Delta t^2}{\Delta z^2} L_{\ddot{z}z} \right) \hat{U}; \quad (5.10)$$

де  $\check{U} = U_{i,j}^{k-1}$ ,

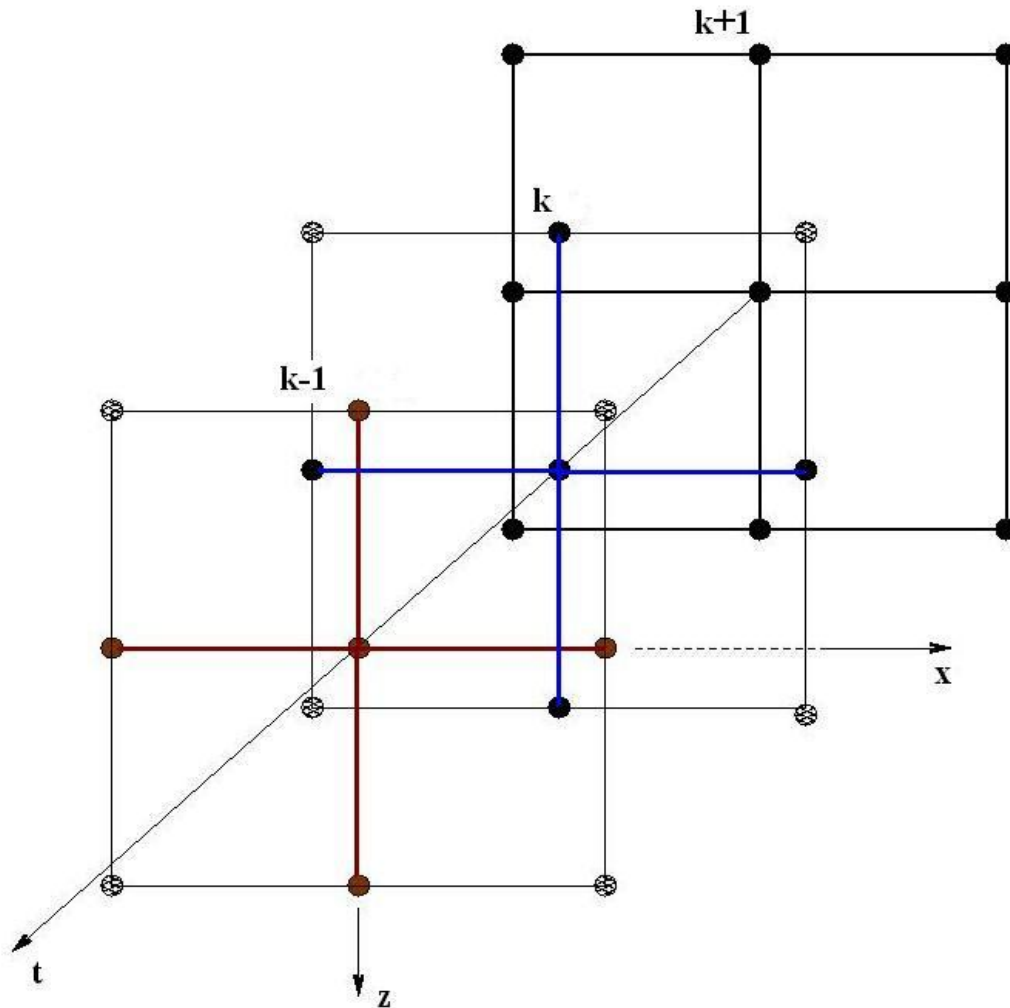


Рис.5.4 Шаблон кінцево-різницевої тривимірної просторово-часової сітки для оберненого продовження хвильового поля.

$$U = U_{i,j}^k,$$

$$U = U_{i,j}^{k+1};$$

$i, j$  - кроки по координатам  $x$  і  $z$ , а  $k$  - крок по координаті часу  $t$ ;

$$L_{\dot{x}} = u_{i+1,j}^k - u_{i-1,j}^k;$$

$$L_{\bar{x}x} = u_{i+1,j}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i-1,j}^k;$$

$$L_{\bar{z}z} = u_{i,j+1}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i,j-1}^k;$$

$E$  - одиничний оператор;

$\sigma$  - постійна величина, яка забезпечує стійкість кінцево-різницевого розрахунку;

$\Delta t, \Delta x, \Delta z$  - сіткові кроки.

Різницева схема (5.10) апроксимує диференційне рівняння (5.9) з квадратичною точністю і є неявною факторизованою економною схемою [73, с.464], яка передбачає розщеплення оператора при  $u_{i,j}^{k-1}$  на добуток двох операторів, які відповідають окремим осям координат. Таким чином, зворотне продовження хвильового поля відбувається на кожному часовому рівні  $k$  послідовно в двох напрямках  $i$  та  $j$ :

$$\begin{aligned} & \left( E - \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_{\dot{x}} - \frac{\sigma\Delta t^2}{\Delta x^2} L_{\bar{x}x} \right) \left( E - \frac{\sigma\Delta t^2}{\Delta z^2} L_{\bar{z}z} \right) = \\ & = \left[ 2E - \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x,z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x,z)} \right) L_{\bar{x}x} - \frac{\Delta t^2}{\Delta z^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x,z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x,z)} \right) L_{\bar{z}z} \right] U - \\ & - \left( E + \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_{\dot{x}} - \frac{\sigma\Delta t^2}{\Delta x^2} L_{\bar{x}x} - \frac{\sigma\Delta t^2}{\Delta z^2} L_{\bar{z}z} - \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t^3}{4\Delta x\Delta z^2} L_{\dot{x}}L_{\bar{z}z} + \right. \end{aligned}$$

$$+ \frac{\sigma^2 \Delta t^4}{\Delta x^2 \Delta z^2} L_{\bar{x}x} L_{\bar{z}z} \Big) \hat{U}; \quad (5.11)$$

Розв'язок рівняння (5.11) здійснюється в два кроки за допомогою методу прогонки, спочатку розраховуються коефіцієнти прогонки, а потім проводиться рекурентний розрахунок невідомих в зворотному напрямку, тобто у випадку хвильового поля від  $u_N, u_{N-1}$  до  $u_1, u_0$  [22], що відповідає системі рівнянь гіперболічного типу другого порядку:

$$\begin{aligned} & \left( E - \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_{\dot{x}} - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta x^2} L_{\bar{x}x} \right) Y_{i,j} = \\ & = \left[ 2E - \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x,z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x,z)} \right) L_{\bar{x}x} - \frac{\Delta t^2}{\Delta z^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x,z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x,z)} \right) L_{\bar{z}z} \right] U - \\ & - \left( E + \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_{\dot{x}} - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta x^2} L_{\bar{x}x} - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta z^2} L_{\bar{z}z} - \frac{2V^2(x,z)V_r}{V_r^2 - V^2(x,z)} \frac{\Delta t^3}{4\Delta x \Delta z^2} L_{\dot{x}} L_{\bar{z}z} + \right. \\ & \left. + \frac{\sigma^2 \Delta t^4}{\Delta x^2 \Delta z^2} L_{\bar{x}x} L_{\bar{z}z} \right) \hat{U}; \quad (5.12) \end{aligned}$$

$$Y_{i,j} = \check{U} \left( E - \frac{\sigma \Delta t}{\Delta z^2} L_{\bar{z}z} \right);$$

де  $Y_{i,j}$  - проміжна сіткова функція.

Два останні диференційні члени в рівнянні (5.10) введені для збереження квадратичного наближення різницевого розв'язку до диференційного.

Кінцево-різницева схема продовження хвильового поля в зворотному напрямку формулюється як розв'язок системи рівнянь (5.12) з початковими та крайовими умовами:



$$u_{i,j}^k = u_{i,j}^{k-1} = 0; \quad u_{i,0}^k = U_{i,k}; \quad u_{0,j}^k = u_{I,j}^k = 0; \quad u_{i,J}^k = 0, \quad (5.13)$$

де  $U_{i,k}$  - спостережене на денній поверхні хвильове поле.

Для успішного використання вдосконаленої кінцево-різницевої схеми необхідно переконатися в її коректності. Коректність має місце при виконанні двох умов: задовільної апроксимації скінчено-різницеvim рівнянням диференційного, а також стійкості кінцево-різницевого розрахунку. Перша умова може бути виконана завдяки введенню додаткових членів в рівняння (5.10), що компенсують пониження ступеню апроксимації, яке має місце в результаті процедури факторизації. Таким чином, зберігається бажана квадратична ступінь апроксимації диференційного рівняння (5.9) скінчено-різницеvim (5.10).

Було виконано дослідження стійкості кінцево-різницевого розрахунку за запропонованою різницевою схемою (5.12-5.13) [240] і визначено умову, за якої розрахунки будуть стійкими:

$$\sigma > \frac{1}{4} \frac{V_r^2 V^2(x,z)}{(V_r^2 - V^2(x,z))}. \quad (5.14)$$

Кінцево-різницеve рівняння (5.9) не накладає жодних обмежень на поведінку функції швидкості  $V_{i,j}$ . Але при цьому обчислення за різницевою системою (5.9) вимагає приблизно в п'ять раз більше обчислювальних ресурсів ніж за різницеvim наближенням рівняння (5.7).

Як показали випробування на модельних та реальних матеріалах сейсмозвідки продовження хвильового поля за схемою 5.12-5.13 коректно здійснюється навіть при дуже складному розподілі швидкості в середовищі.

## **5.2. Динамічна міграція поля рефрагованих хвиль на основі комбінації продовжень часового та хвильового полів.**

Динамічна міграція поля рефрагованих хвиль відноситься виконується за окремим пунктом збудження коливань. При цьому у відмінність від міграції поля відбитих хвиль за допомогою міграції поля рефрагованих хвиль формується окрема границя і заломлююча товща, яка до неї прилягає.

Алгоритм міграції поля рефрагованих хвиль для окремого пункту збудження коливань складається з наступних кроків:

- 1) перенос джерела з денної поверхні на заломлюючу границю,
- 2) пряме продовження часового поля від перенесеного джерела в глибину з урахуванням швидкісної моделі для заломлюючої товщі,
- 3) зворотне продовження хвильового поля від приймача в часі з залученням швидкісної моделі для покриваючої товщі,
- 4) формування зображення окремої заломлюючої границі.

Даний алгоритм передбачає формування глибинного зображення двохшарового середовища з однією границею розділу. Якщо в розрізі існує дві (чи більше) заломлюючі границі, то для кожної послідовно виконується описаний алгоритм, а загальний глибинний розріз формується їх підсумовуванням. Крім того, необхідно враховувати, що при формуванні зображення середовища за полем заломлених хвиль міграція відбувається так би мовити зі сторони входження заломлених хвиль у середовище. Тому при наявності в структурі поверхні границі порушень, їх зображення необхідно формувати виходячи з окремих зображень, отриманих для пунктів збудження, що розміщені по різні боки від цих порушень.

Як вже доведено [59], для перевірки коректності сформованого зображення середовища існує принцип, за яким необхідно порівняти два зустрічні зображення окремого інтервалу профілю, які отримані з пунктів збудження, розміщених з різних боків від даного інтервалу. При цьому границі, що на них присутні, повинні мати однаковий кут нахилу і глибину залягання. Виходячи з цього принципу, для

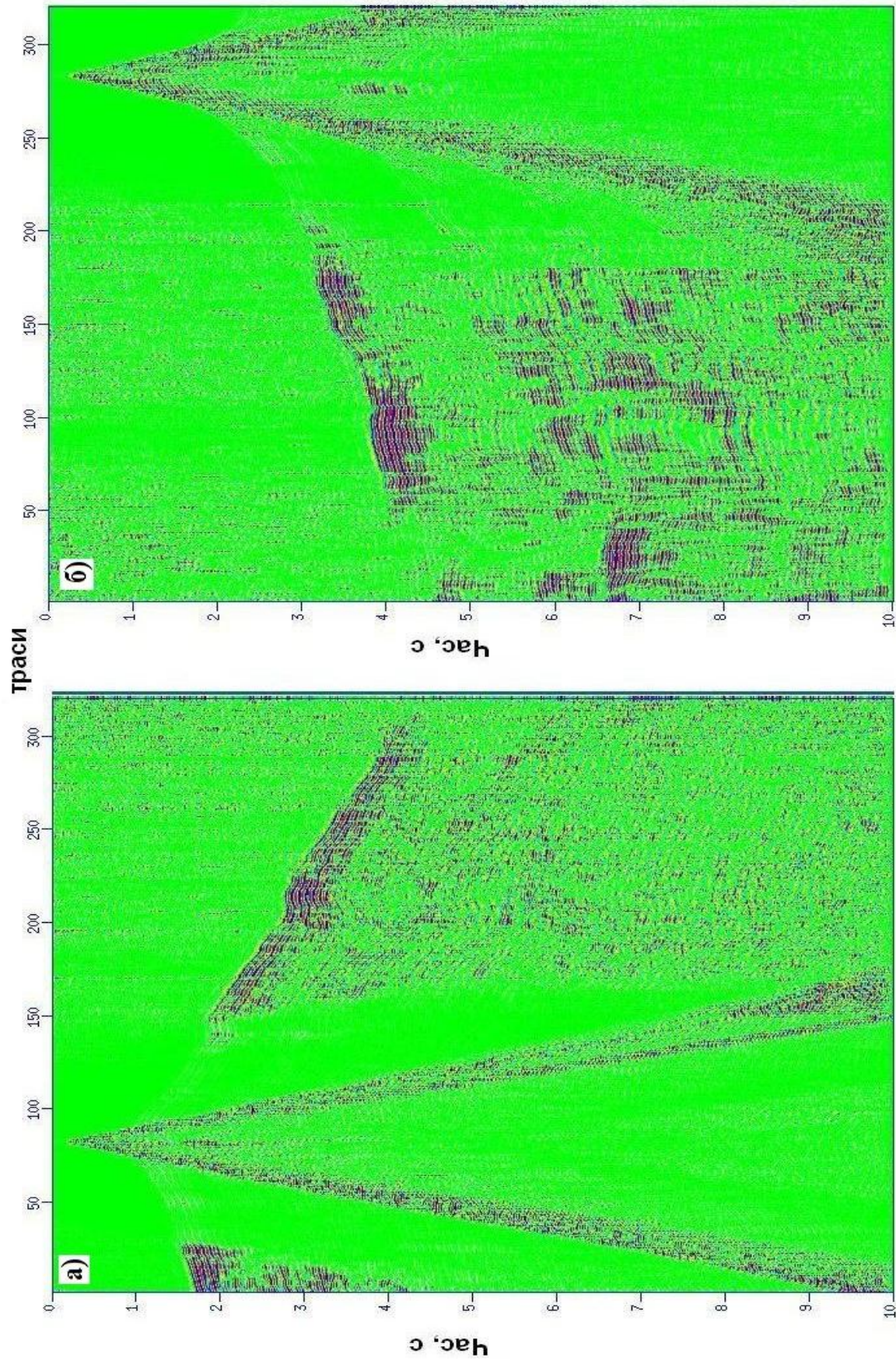
прикладу було обрано інтервал морського профілю з 28 км до 52 км і два пункти збудження, що розташовані на 70 км і 10 км профілю.

На рис.5.5 показано спостережене хвильове поле для обраних пунктів збудження з внесеною швидкістю редукції, яка в даному випадку становить 8.0 км/с.

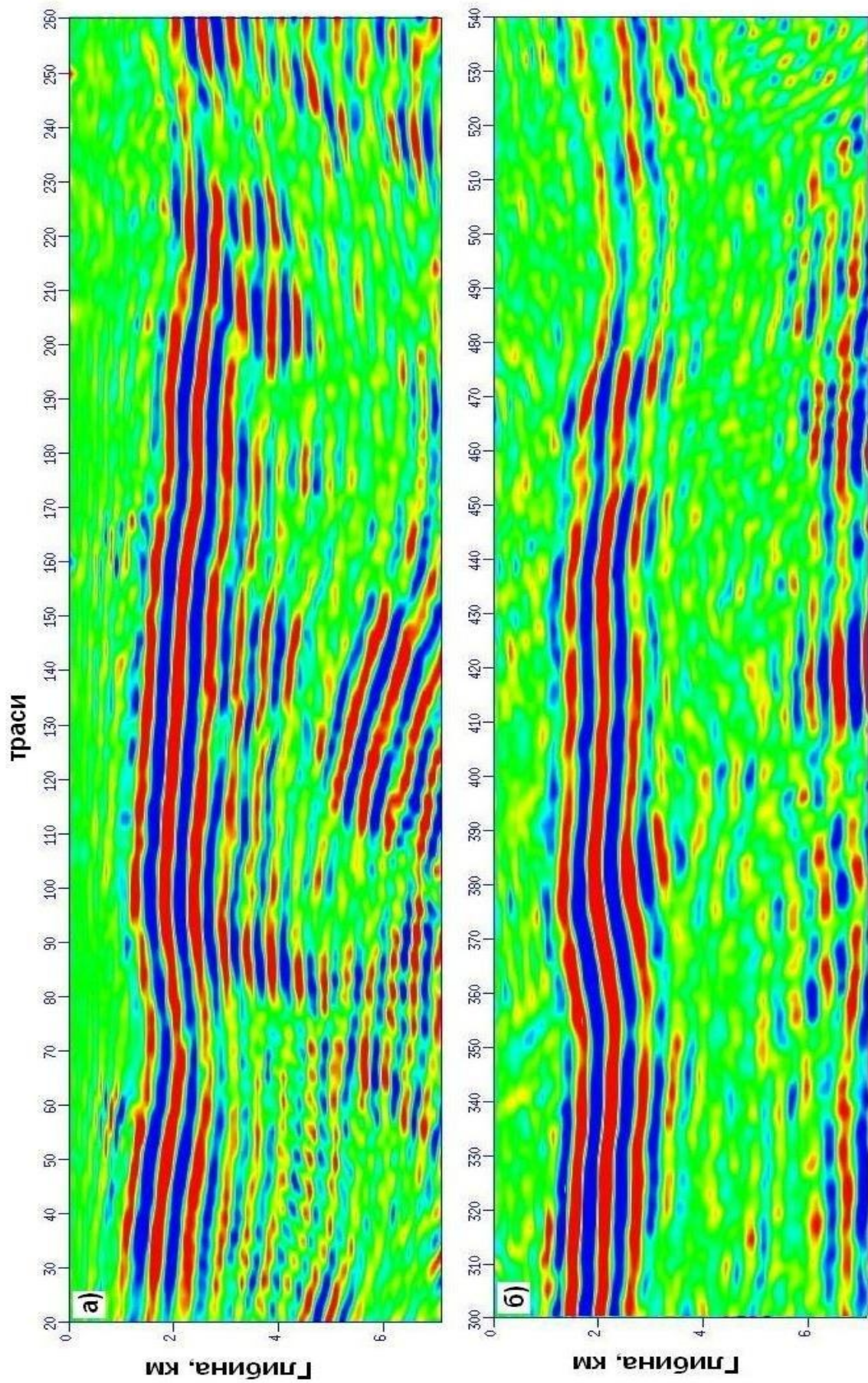
На рис.5.6 наведено результат застосування міграції поля рефрагованих хвиль до наведених на рис.5.5 хвильових полів. Як видно з рисунку 5.6, зображення інтервалу профілю в обох випадках співпадають. Отже, можна говорити про не лише точно підібрані параметри міграції, а й коректність розробленого методу динамічної міграції поля рефрагованих хвиль в цілому.

Сформоване зображення інтервалу профілю з 28 км до 52 км за двома зустрічними пунктами збудження показано на рис.5.7. Необхідно відзначити, що проведені дослідження показали, що глибинна будова платформної частини України та зон переходу одного типу земної кори в іншу має дуже складний характер і для її вивчення необхідно використовувати методи, що гарантують коректний результат обробки. Зокрема це стосується обробки даних сейсмозвідки. Кінцево-різницеві методи міграції і моделювання дозволяють отримати коректний результат обробки сейсмічних хвильових полів у вигляді глибинного зображення присутніх в середовищі границь і структурних порушень.

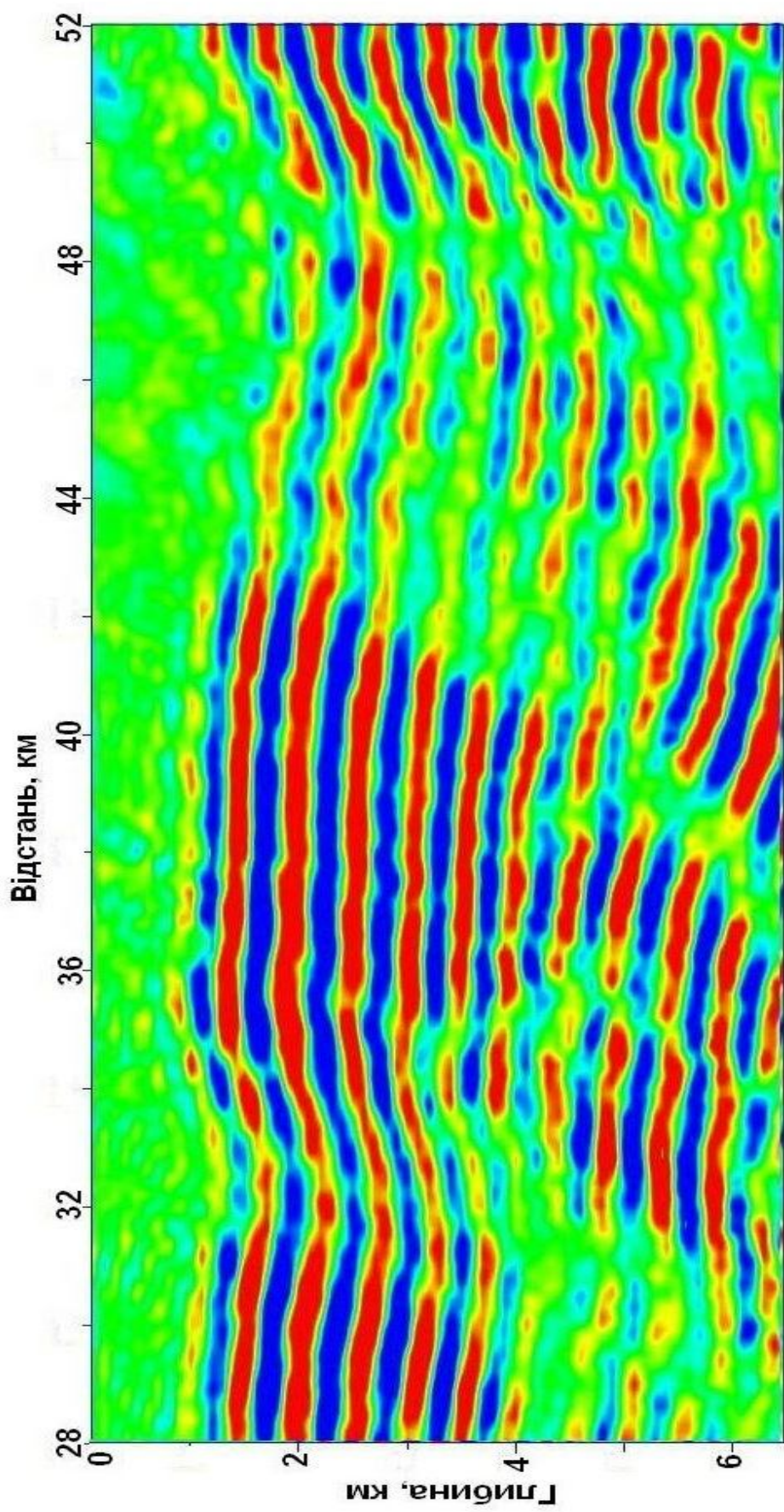
Оскільки вхідними параметрами при виконанні міграції поля рефрагованих хвиль є швидкості в заломлюючій і покриваючій товщах, а також глибина заломлюючої границі в області точки, куди необхідно перемістити джерело для коректного виконання міграції. Отже, від точності заданих вхідних параметрів безпосередньо залежить результат міграції поля рефрагованих хвиль, тому важливим питанням є вплив зміни швидкісних параметрів середовища, а також глибинного розташування заломлюючої границі на формування її зображення. Було виконано дослідження з цього питання на модельних прикладах [11]. Продемонструємо основні результати досліджень впливу зміни швидкісних параметрів середовища на прикладі обробки реального хвильового поля.



**Рис. 5.5. Зарєстроване хвильове поле для пунктів збудження, розташованих на 10 км (а) і 70 км (б) морського сейсмічного профілю**



**Рис. 5.6.** Міграційне зображення границі фундаменту, отримане за хильовими полями двох пунктів збудження, розташованих на 10 км (а) і 70 км (б) профілю, які показані на рис. 5.5.



**Рис. 5.7.** Зображення границі фундаменту на інтервалі профілю 28 - 52 км, отримане за двома пунктами збудження, розташованими на 10 км і 70 км профілю.

Особливістю міграції поля рефрагованих хвиль є використання двох різних швидкісних моделей, які окремо характеризують покриваючу і заломлюючу товщі. При цьому вплив заданих значень швидкісних параметрів у двох моделях на результат міграції є неоднаковий. Так при неправильному визначенні швидкості в покриваючій товщі зображення заломлюючої границі буде зміщено за глибиною і при цьому нахил самої границі змінюватися не буде.

На рис.5.8 показано результат формування зображення частини фундаменту зі зміною значень швидкості в покриваючому середовищі: 4600 м/с, 4900 м/с і 5100 м/с. При цьому реальна швидкість в покриваючій товщі в районі дослідження становить 4900 м/с. При цьому якщо більш досконало проаналізувати результат, зображений на рисунку 5.8, то можна відмітити, що різкі порушення також змінюють форму на зображенні границі зі зміною значення швидкості в

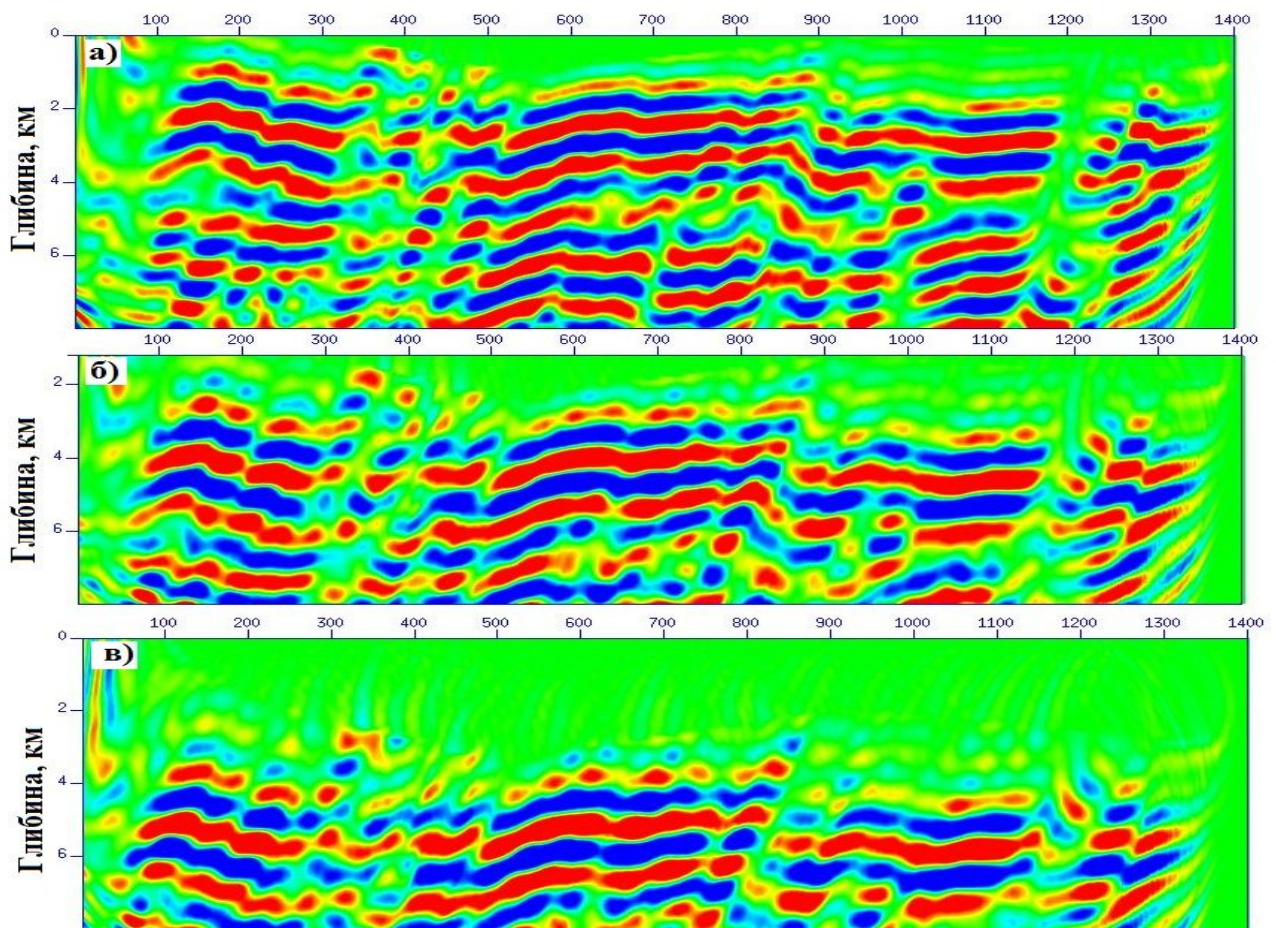


Рис.5.8. Вплив зміни швидкості в покриваючому середовищі: а) 4600 м/с, б) 4900 м/с, в) 5100 м/с.

покриваючій товщі.

Зміна значень швидкості в заломлюючій товщі впливає не лише на глибинне положення границі на міграційному зображенні, але також і на її нахил. На рис.5.9 показано вплив зміни значень швидкості для заломлюючої товщі, реальна швидкість в якій для даного профілю становить 6200 м/с.

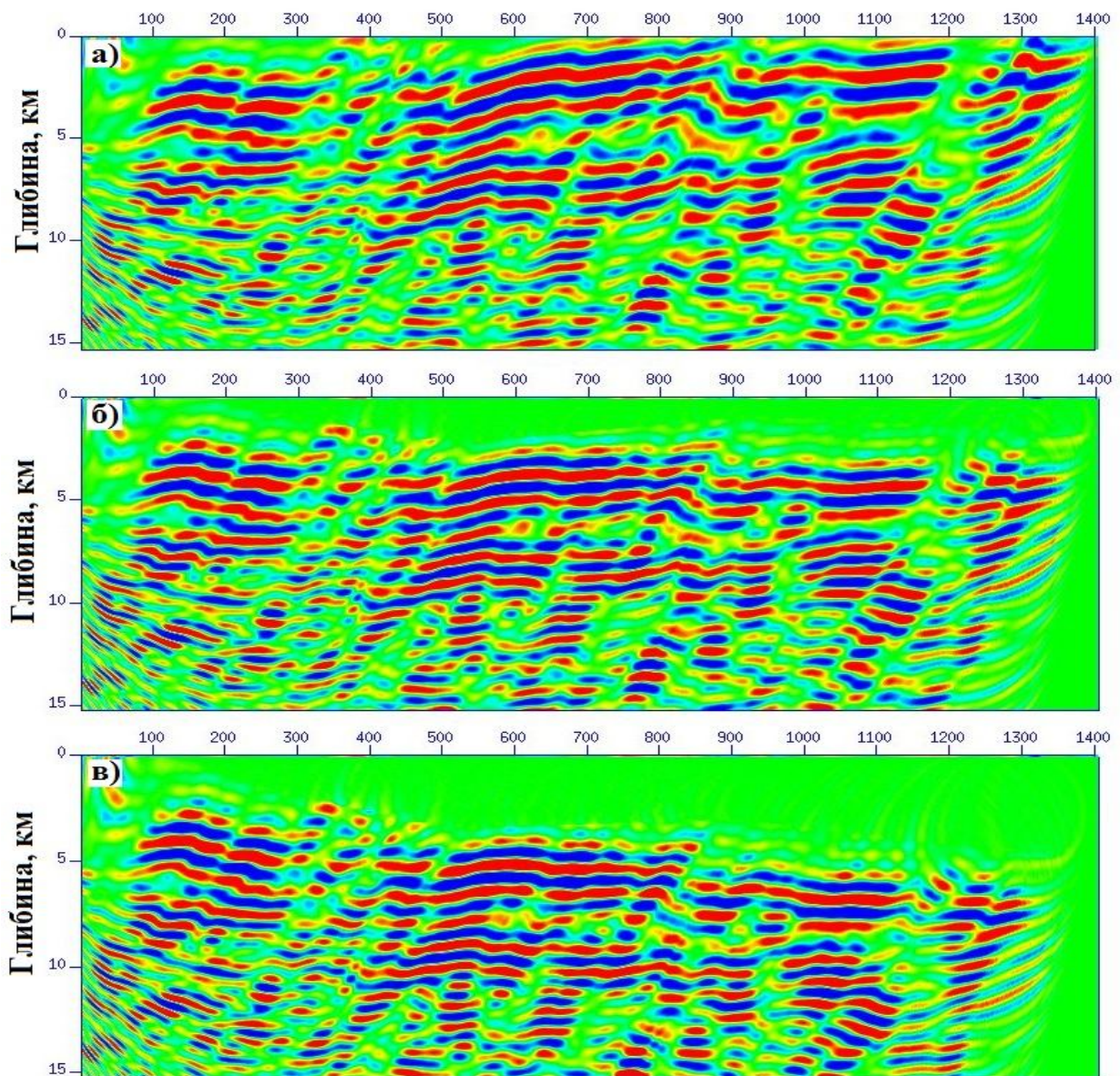


Рис.5.9. Вплив зміни швидкості в заломлюючій товщі: а) 6000 м/с, б) 6200 м/с, в) 6400 м/с.



Якщо говорити про вплив різного значення глибини границі заломлення для перенесення джерела збудження коливань, то відбуваються наступні зміни в результаті міграції: збільшення глибини призводить до зменшення глибини зображення заломлюючої границі, а зменшення глибини викликає на зображенні опускання границі на більшу глибину. При цьому величина зміни позиції точки перенесення джерела відповідає величині глибинного переміщення границі заломлення на зображенні, тільки в протилежному напрямку. Таким чином, проведенні дослідження показали наскільки важливим є вплив вибору параметрів швидкісної моделі двошарового середовища на результат міграції.

Для перевірки коректності застосування вдосконаленого методу кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль було залучено сейсмічні дані, отримані в 2008 році в районі Азовського моря. Це частина профілю Міжнародного проекту “DOBRE-2”, який проходить, крім Азовського моря через Кримський півострів і Чорне море [219].

Даний вибір профілю пов'язаний з тим, що спостережені на ньому хвильові поля були оброблені також і односторонньою міграцією поля рефрагованих хвиль, що створило сприятливі умови для порівняння ефективності виконаних в теоретичному базисі вдосконалень у реалізації динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

На рис.5.10 показано карту розміщення різних профілів, які були спостережені в рамках виконання Міжнародного проекту DOBRE у різні роки. Зокрема на карті показано і профіль “DOBRE-2”, частина якого виконувалася в Азовському морі.

На профілі “DOBRE-2” загальною довжиною в частині Азовського моря близько 176 км було розміщено шість OBS з нерегулярним кроком від 17 до 40 км та виконано 1084 збудження коливань з кроком приблизно 160 м. При цьому до обробки з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль можна було залучити лише три з наявних OBS, оскільки інші не можуть бути оброблені у зв'язку з поганою якістю.

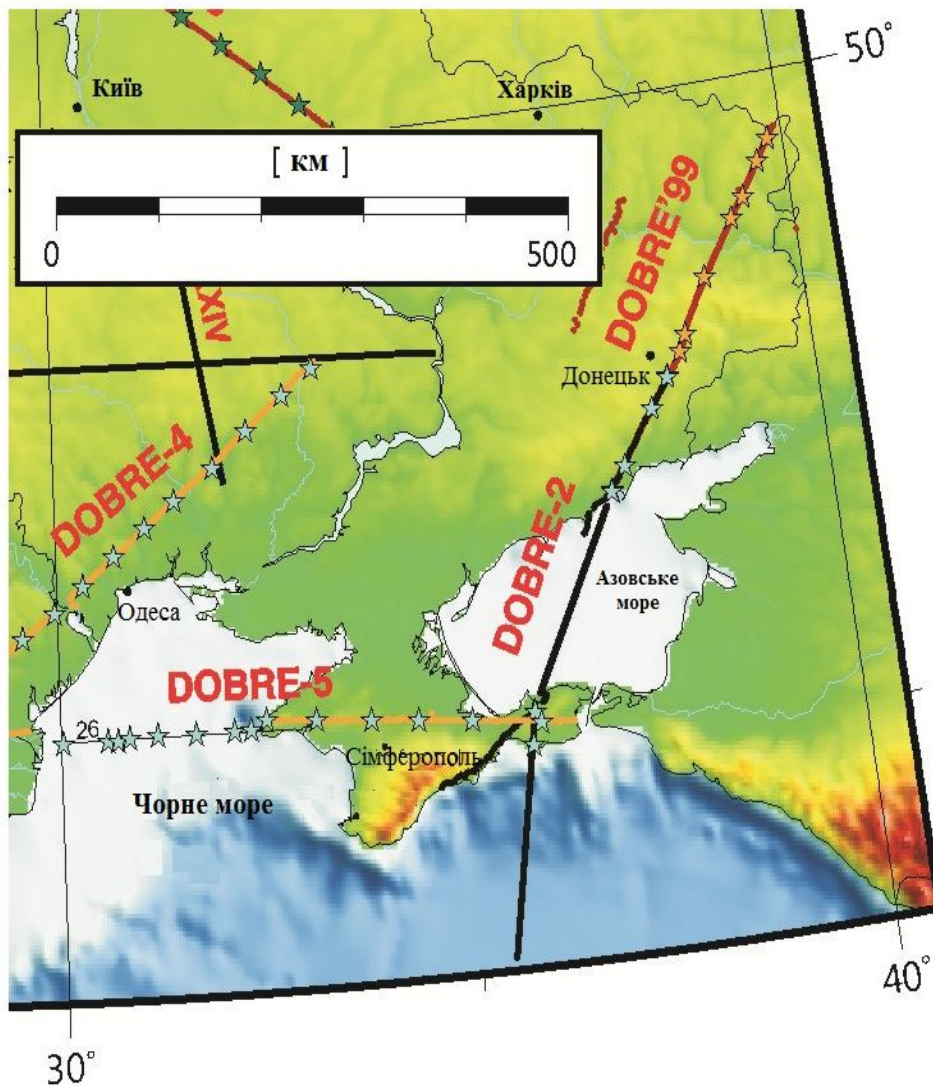


Рис.5.10. Карта розміщення профілів DOBRE, зокрема DOBRE-2 (в районі Азовського моря).

На рис.5.11 наведено сейсмограми, зведені для окремих OBS — для 27 (рис.5.11а), розміщеного на 148625м профілю, та 24 (рис.5.11б), який розміщено на 89507м. Даний рисунок демонструє різницю в якості зареєстрованого хвильового поля. Рисунок чітко показує, що хвильове поле, зареєстроване OBS27, не містить ніякої корисної інформації і не дасть результату при обробці, в той час як хвильове поле OBS24 містить інформацію про будову границі заломлення майже вздовж всього профілю. Для ділянки, яка знаходиться біля джерела

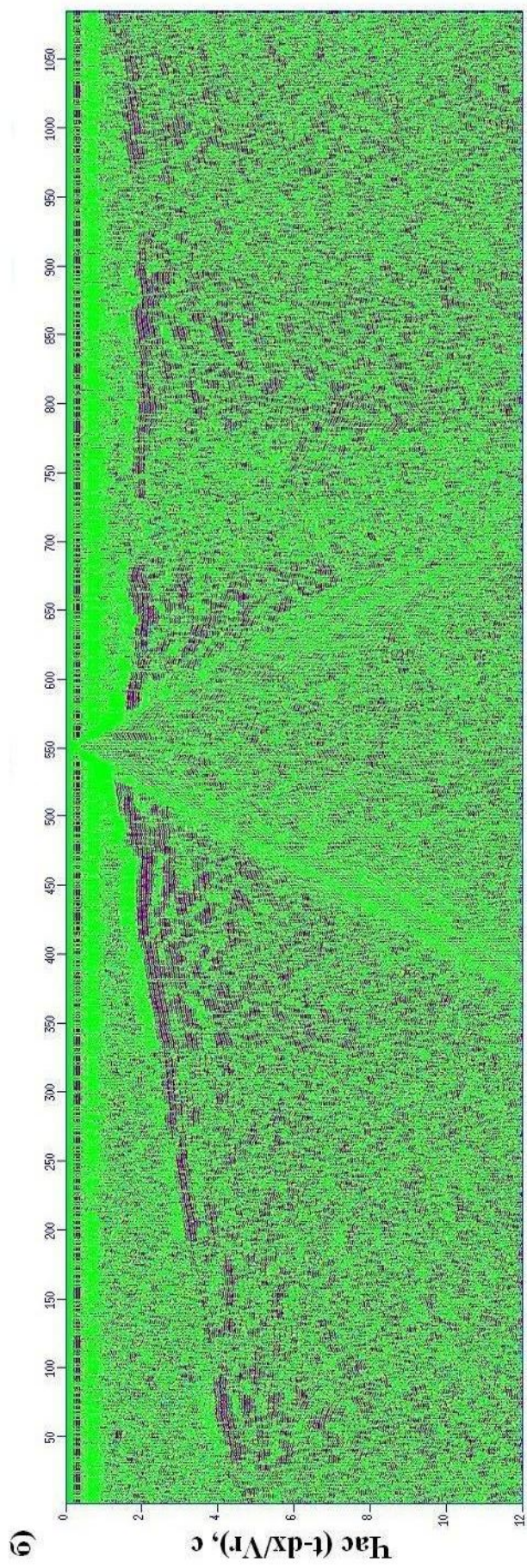
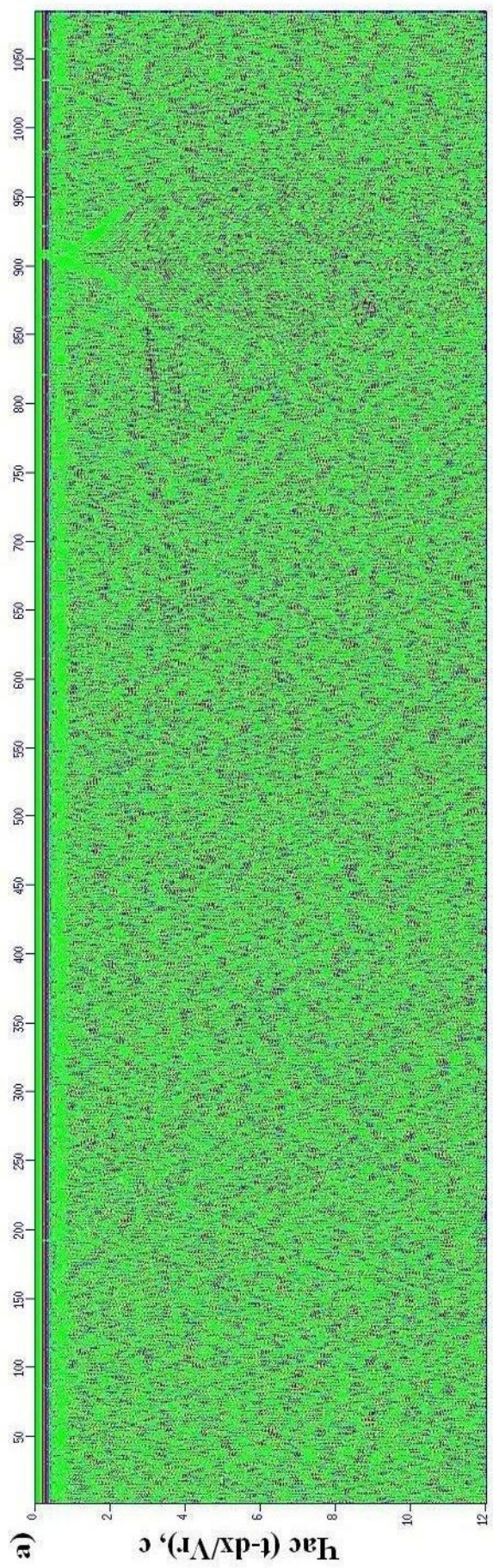


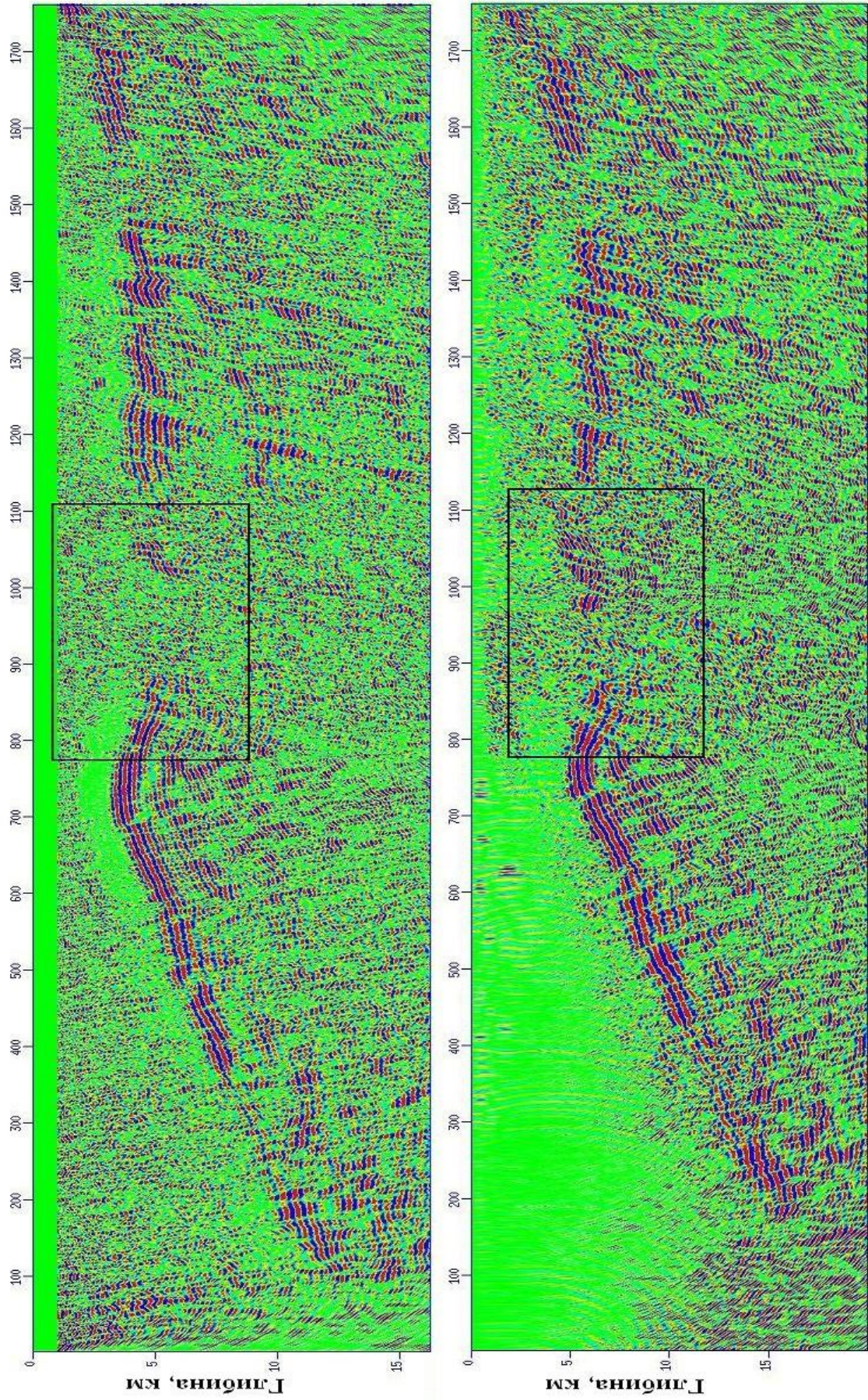
Рис.5.11. Хвильове поле, зареєстроване різними донними сейсмічними станціями: а) OBS27; б) OBS24.

збудження, можна отримати міграційне зображення при обробці сусіднього OBS22, розташованого на 129101м профілю, який також має якісне хвильове поле. Отже, в даному випадку сформувати зображення границі заломлення для всього профілю було можливо за хвильовим полем лише двох донних сейсмічних станцій.

На рисунку 5.12 наведено результати обробки частини сейсмічних спостережень профілю “DOBRE-2”, яка відноситься до Азовського моря, з застосуванням різних варіантів міграції поля рефрагованих хвиль. Раніше для обробки даних матеріалів було застосовано односторонню міграцію, яка передбачає одностороннє продовження хвильового поля і дозволяє отримати глибинне зображення границі заломлення та товщі навколо неї, якщо є достатньо якісних пунктів збудження і будова границі не має крутих кутів нахилу. Результат односторонньої міграції поля рефрагованих хвиль показано на рис.5.12а.

В процесі випробування вдосконаленої програми міграції поля рефрагованих хвиль було виконано обробку тих самих спостережень. Оскільки даний підхід базується на повно хвильовому продовженні, він немає обмежень на кути нахилу границь в досліджуваному середовищі. На рис.5.12б показано результат застосування повно хвильового варіанту міграції поля рефрагованих хвиль до даних частини профілю “DOBRE-2”, яка відноситься до Азовського моря.

Якщо звернути увагу на виділений чотирикутником інтервал зображення на рис.5.12, то можна помітити значну різницю на двох зображеннях відносно деталей будови заломлюючої границі. Так на рис.5.12а границя між 90-110 км профілю відсутня, а на рис.5.12б зображення дозволяє прослідкувати її на цьому інтервалі. В той же час, коли уважно придивитися до рисунку, то всі деталі, зображені на рис.5.12б можна розгледіти і на рис.5.12а, тільки не так чітко. Це підтверджує коректність і правомірність виконаного вдосконалення кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль, яке дозволяє отримати більш точне і, що важливіше, більш детальне зображення досліджуваної границі при вивченні



**Рис.5.12. Порівняння результатів застосування двох варіантів міграції поля заломлених хвиль:**  
**а) одностороння міграція; б) повнохвильова міграція.**

складної будови середовища за морськими сейсмічними спостереженнями, зареєстрованими методом ГСЗ.

Отже, застосування динамічної міграції поля рефрагованих хвиль в районах зі складною будовою границь розділу потребує особливо ретельного підбору параметрів швидкісної моделі середовища, оскільки від них залежить, за якими хвилями буде сформовано зображення. На рис.5.13 наведено два зображення границі фундаменту і відповідні швидкісні моделі середовища, параметри яких враховувалися при міграційних перетвореннях поля рефрагованих хвиль. В першому випадку (рис.5.13б) для міграції використовувалися значення швидкості в покриваючій товщі 4.8 – 5.2 км/с з вертикальним градієнтом, згідно швидкісній моделі рис.5.13а, яка була розрахована групою інтерпретаторів Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України, і при цьому границя фундаменту на міграційному зображенні плавно піднімалася на поверхню з правої сторони профілю, що викликало протиріччя з боку загальноприйнятого уявлення про її форму, згідно інтерпретації, виконаної методами променевого моделювання [26].

На рис.5.13г показано міграційне зображення тієї самої границі фундаменту, отримане з використанням швидкості в покриваючій товщі, яка відповідає швидкісній моделі середовища, розрахованій групою інтерпретаторів Копенгагенського університету (рис.5.13в) [26].

Другою моделлю було обрано саме швидкісну модель Копенгагенського університету, тому що її відмінною рисою в порівнянні з іншими є значення швидкості в покриваючій товщі з правого боку профілю, в його північно-східній частині, яке становить біля 2.9 км/с. Раніше дана зміна швидкості в цій частині профілю не враховувалася при обробці даних з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль. Як видно з зіставлення на рис.5.13 двох сформованих зображень границі рис.5.13б і 5.13г форма границі фундаменту змінилася, але лінія границі рис.5.13б також присутня, хоча не така чітка на рис.5.13г. Це дозволяє говорити про її наявність в реальному глибинному розрізі і

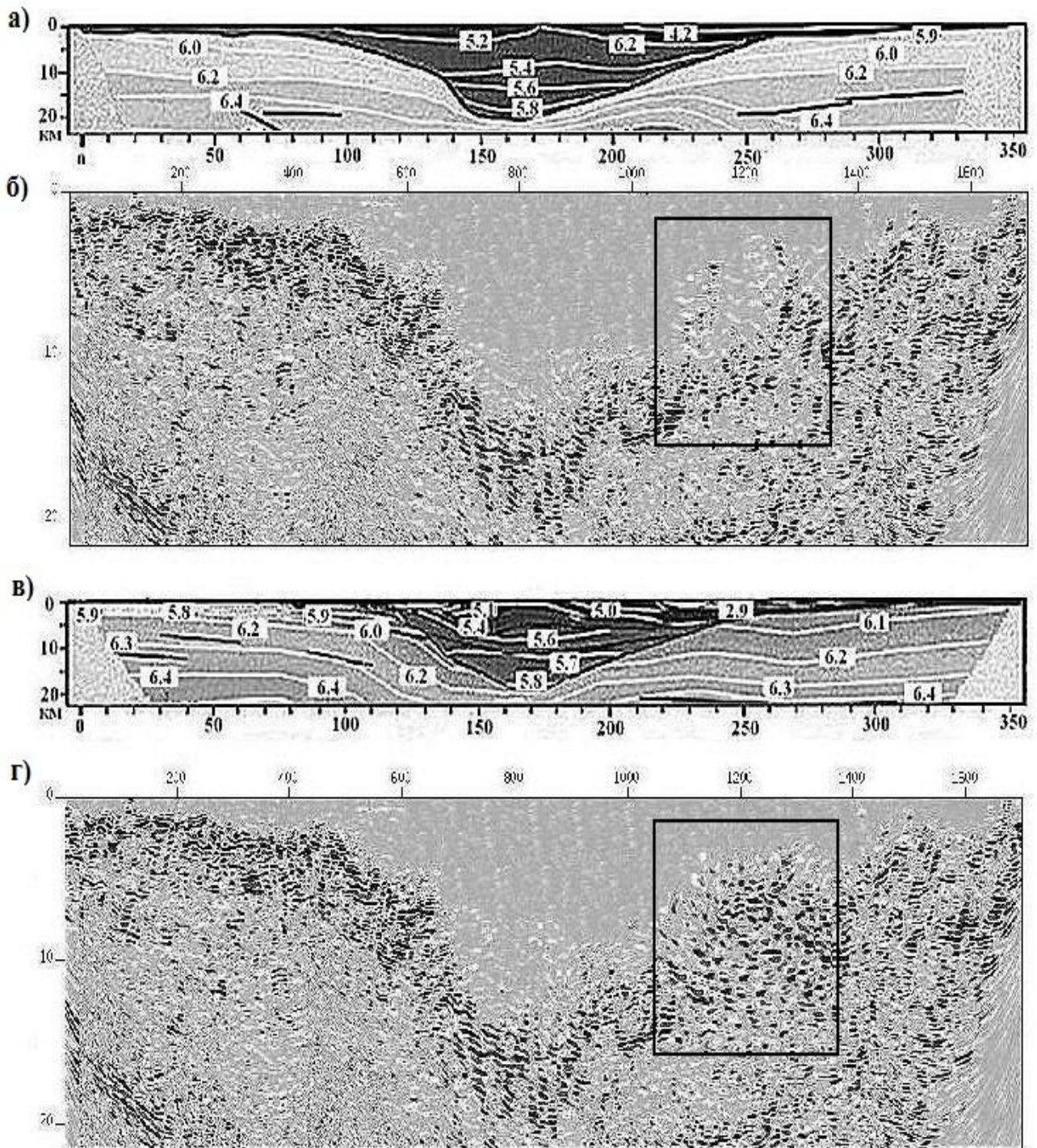


Рис.5.13. Вплив швидкості в покриваючій товщі на зображення границі заломлення: а) швидкісна модель, розрахована в Інституті геофізики НАНУ; б) результат міграції з врахуванням швидкісної моделі (а); в) швидкісна модель, розрахована в Копенгагенському університеті; г) результат міграції з врахуванням швидкісної моделі (в).

це необхідно враховувати при інтерпретації даних профілю DOBRE.

Новий результат глибинного зображення границі фундаменту дозволяє говорити про необхідність враховувати неоднорідність покриваючої товщі при формуванні зображення границі заломлення.

Розглянемо ще один приклад обробки даних морської сейсмозв'язки з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль. Сейсмічний профіль 5-AP загальною довжиною 560 км було виконано в Східно-Сибірському морі ФГУНПП «Севморгео» в 2008-2010 роках [72].

Профіль 5-AP виконувався з метою вивчення глибинної геологічної будови континентального шельфу в зоні зчленування підняття Менделєєва і Чукотської складчастої області [72], а також виявлення потенційних покладів вуглеводнів [66]. На рис.5.14 подано карту розташування профілю 5-AP [72].

Особливістю системи спостережень в даному випадку була не характерна для ГСЗ щільність розміщення донних станцій загальною кількістю 55 з кроком між ними – 10 км, який був до того ж рівномірним вздовж всього профілю. При цьому крок між збудженнями коливачь становив 250 м, що також є незвичним при виконанні робіт МЗХ за методикою ГСЗ. Максимальні віддалення від джерела, на яких виконувалася реєстрація хвильового поля в середньому складали 200 км, а на деяких зондуваннях досягали 300-400 км.

Оскільки профіль 5-AP було виконано за достатньо щільною системою спостережень ГСЗ, то з'явилися додаткові можливості у автора дисертації перевірити якість і точність розроблених підходів до виконання міграції поля рефрагованих хвиль. Зокрема описану вище методику сумісного застосування кінематичної і динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

На рис.5.15 показано хвильове поле для чотирьох окремих OBS, які розташовані на 30 км, 220 км, 340 км і 450 км. Як видно з зареєстрованих хвильових полів, незважаючи на досить щільну систему спостережень, якість спостережень не завжди відповідає поставленим задачам. В той же час рефраговані



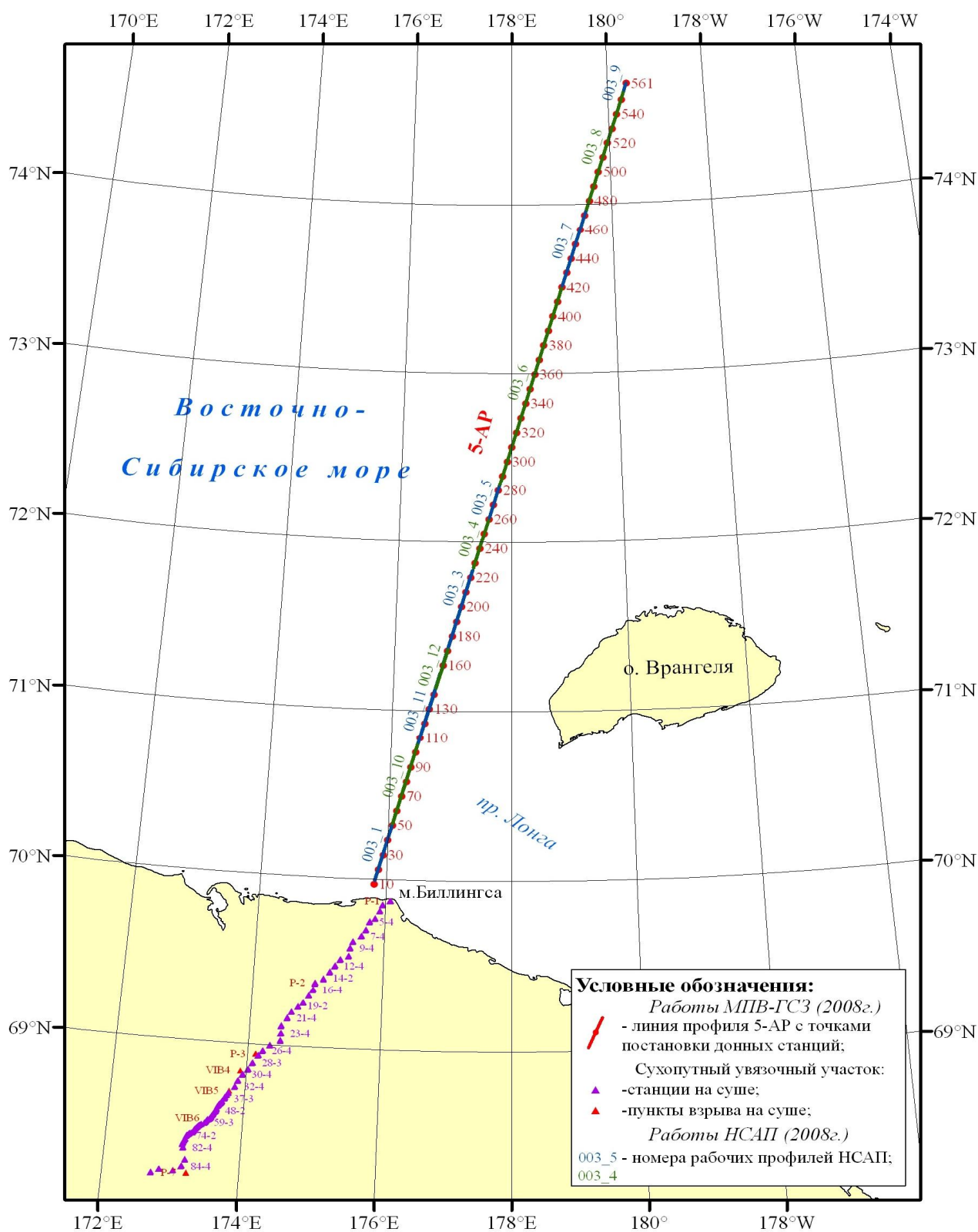


Рис.5.14. Карта розміщення сейсмічного профілю 5-АР [72].

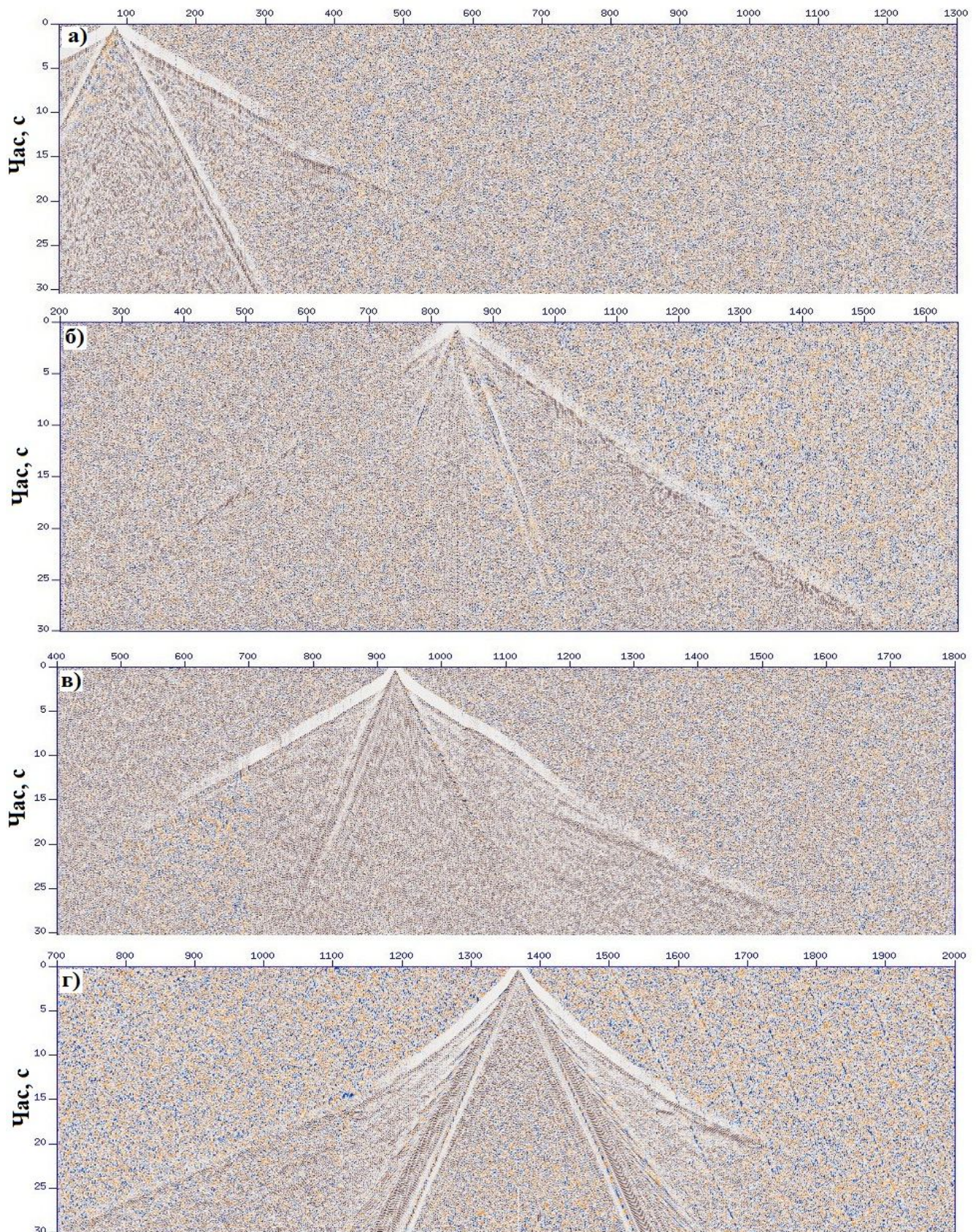


Рис.5.15. Хвильові поля для OBS, які розташовані на 30 км, 220 км, 340 км і 450 км профілю.

хвилі від фундаменту чітко слідкуються на всіх зареєстрованих вздовж профілю хвильових полях, тому обробка за даними профілю була зосереджена саме на формування зображення границі фундаменту, яка в районі досліджень має дуже складну будову.

В «Севморгео» побудова глибинного швидкісного розрізу земної кори виконувалася з використанням різних підходів: сейсмотомографією за годографами перших вступів, яка була в подальшому задіяна у якості початкового наближення для моделювання шаруватого розрізу, і променевим моделюванням хвильових полів. В роботі використовувався пакет програм SeisWide, в основу якого покладено алгоритм променевого моделювання [256]. Крім того, для даного профілю було отримано розріз миттєвих амплітуд (перетворення Гілберта) земної кори за даними MBX СГТ для опорного профілю 5-AP.

Глибинний швидкісний розріз земної кори за даними ГСЗ разом з сейсмічним розрізом за даними MBX СГТ стали базою для геологічних побудов для профілю 5-AP. На рис.5.16 показані результати обробки даних по опорному профілю 5-AP, отримані в «Севморгео», а саме розріз миттєвих амплітуд (перетворення Гілберта) земної кори за даними MBX СГТ і глибинну швидкісну модель земної кори, яка побудована на основі моделювання годографів як заломлених, так і відбитих хвиль.

Глибинна будова досліджуваного регіону, як видно зі швидкісної моделі середовища, зображеної на рис.5.16б, має складний характер, що пов'язано з різким переходом земної кори від континентального до океанічного типу, тому для більш ретельної обробки морського сейсмічного профілю 5-AP було застосовано вдосконалену динамічну міграцію поля рефрагованих хвиль. При цьому, було перевірено значення швидкості для покриваючої і заломлюючої товщ за рахунок застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для обробки даних ГСЗ, про розробку якої говорилося в розділі 4.

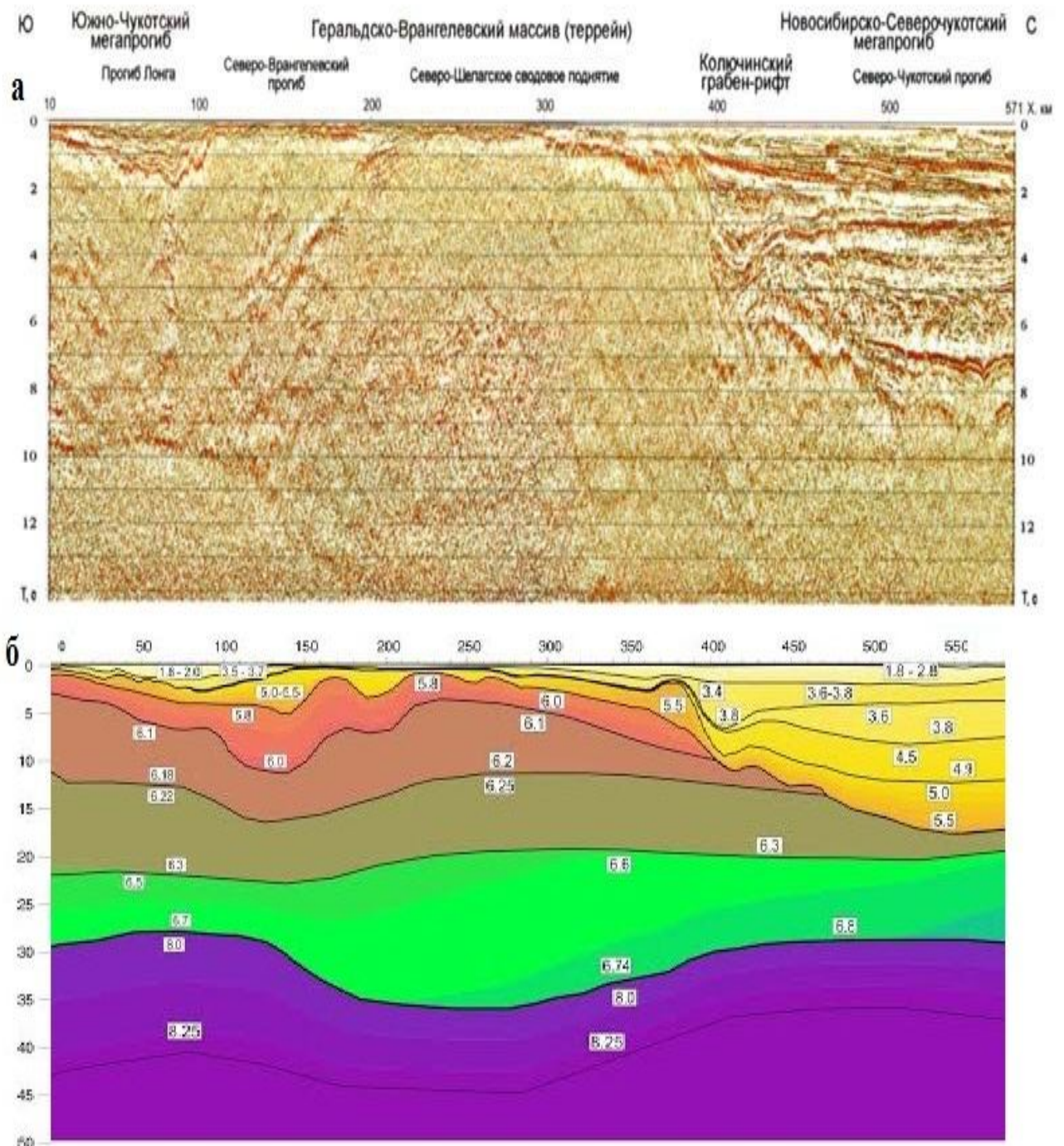


Рис.5.16. Розріз миттєвих амплітуд (перетворення Гілберта) земної кори за даними MBX СГТ (а) і глибинна швидкісна модель земної кори, побудована на основі моделювання годографів як заломлених, так і відбитих хвиль (б). Результати обробки профілю 5-АР в «Севморгео» [72].

На рис.5.17 показано два зустрічні хвильові поля для OBS, розташованих на 20 км і 70 км профілю, які було обрано для виконання кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.

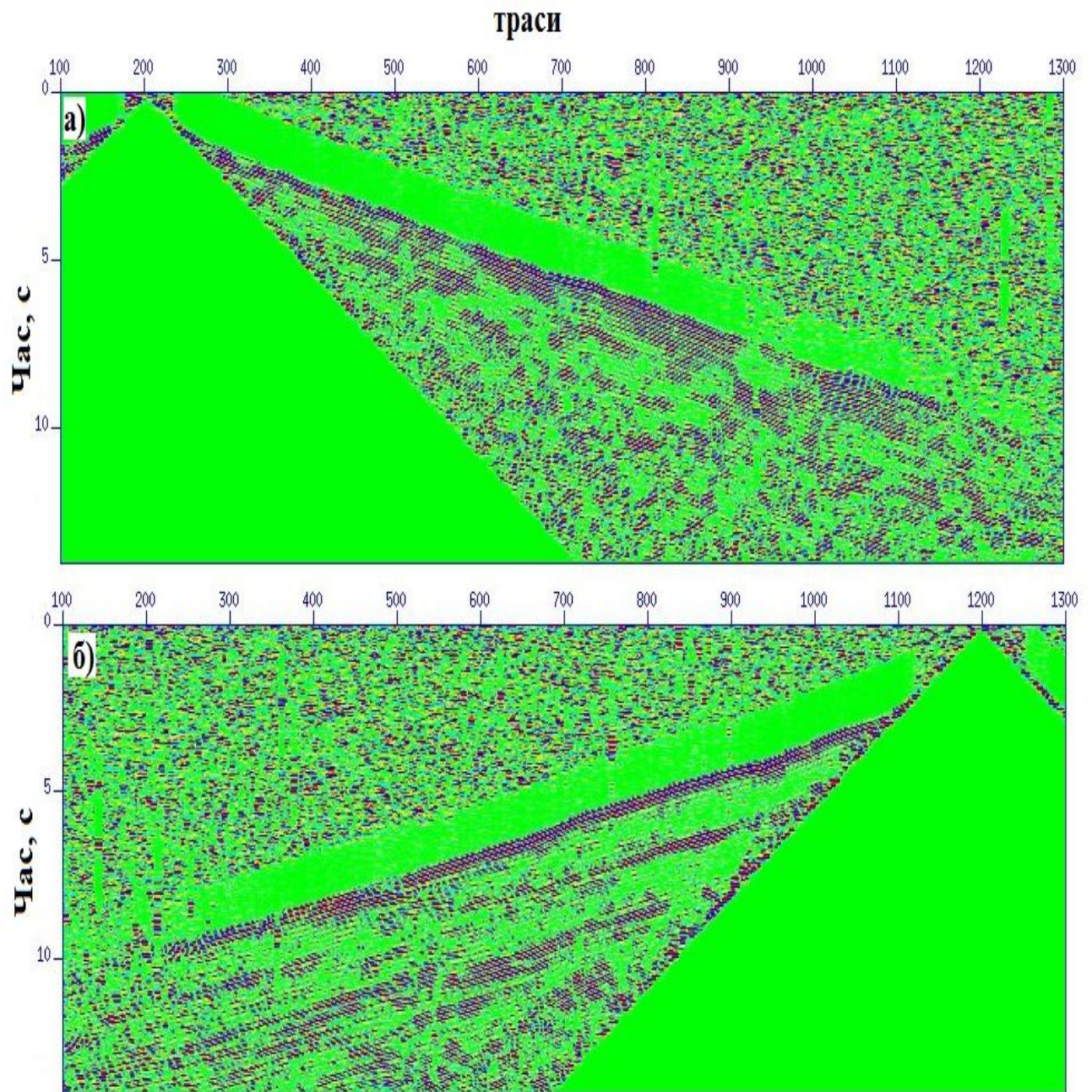


Рис.5.17. Зустрічні хвильові поля для OBS, розташованих на 20км (а) і 70км (б) профілю.

В результаті застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для інтервалу профілю 30-60 км було визначено значення швидкості в заломлюючій товщі, що показано на рис.5.18. Як видно з рисунку, швидкість змінюється від 5.8 км/с до 6.0 км/с.

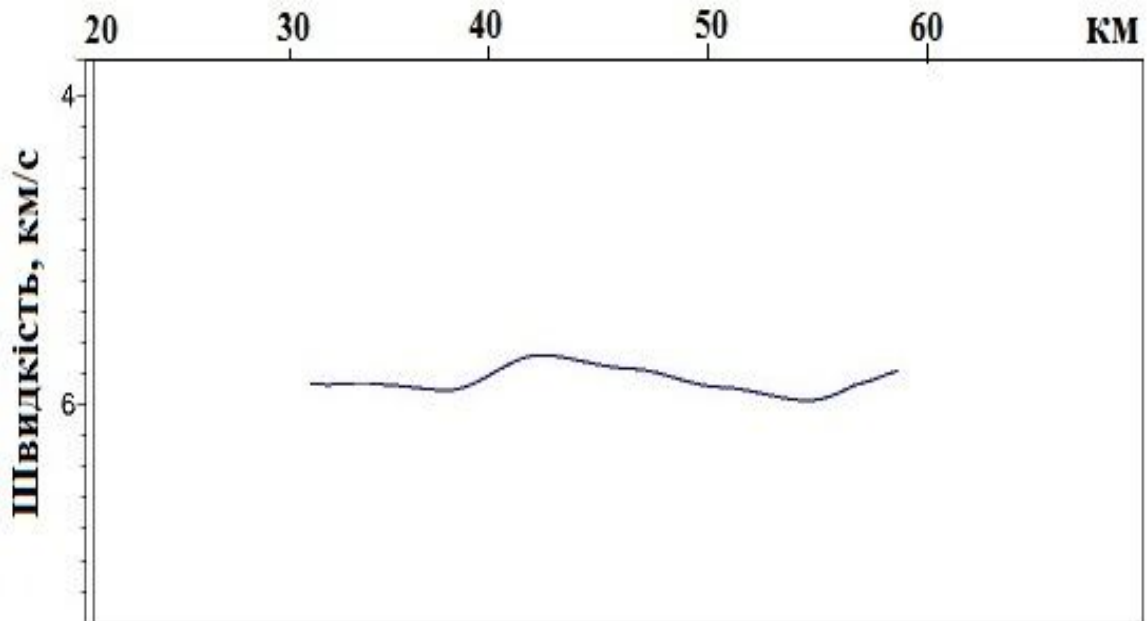


Рис.5.18. Графік зміни значень швидкості в заломлюючій товщі, розрахований з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.

Оскільки швидкість змінна в середовищі, а для обробки з застосуванням динамічної міграції необхідне введення в хвильове поле редукції, то для визначення швидкості редукції спробуємо наближені до 6 км/с значення. На рис.5.19 показані хвильові поля з різними значеннями швидкості редукції для OBS, розташованої на 20км профілю. Як видно з рисунку, якщо швидкість редукції змінюється в межах 0.1 – 0.3 км/с, то на хвильове поле це мало впливає. Однак якщо ретельно проаналізувати рисунок, то можна помітити різницю в нахилі досліджуваної границі і відповідно в глибинному її розташуванні вздовж профілю.

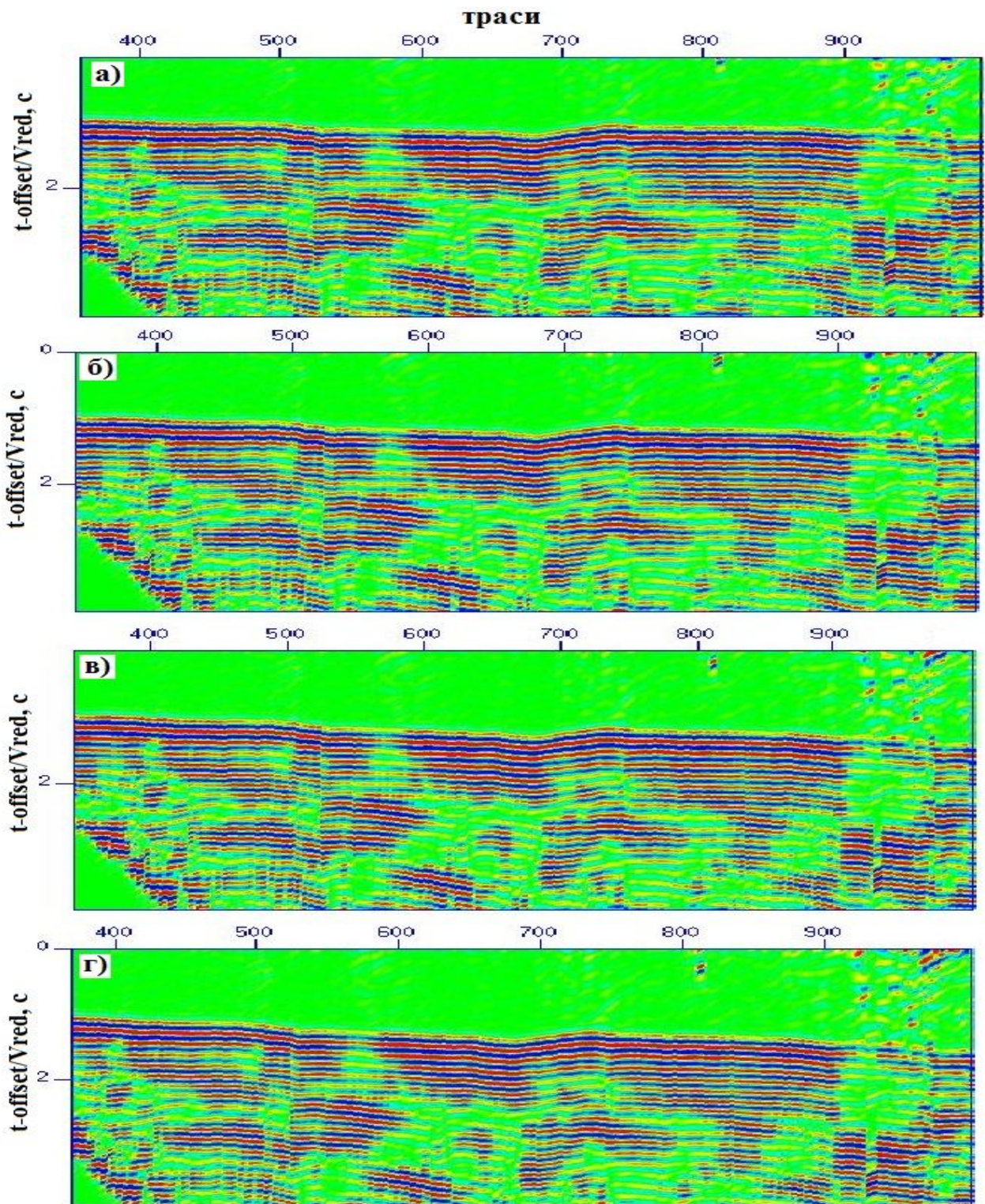


Рис.5.19. Хвильове поле з введеною редукцією з різним значенням швидкості ( $V_{red}$ ) для OBS, розташованої на 20км профілю: а) 5.8 км/с; б) 5.9 км/с; в) 6.0 км/с; г) 6.1 км/с.

Для застосування подальшої динамічної міграції поля рефрагованих хвиль необхідно порівнювати зустрічні хвильові поля з введеною редуцією, щоб впевнитися в однаковому зображенні елементів внутрішньої будови середовища. Так, на рис.5.20 представлені два зустрічні хвильові поля на одному і тому самому інтервалі профілю з введеною редуцією зі швидкістю 5.9 км/с, де чітко видно, що

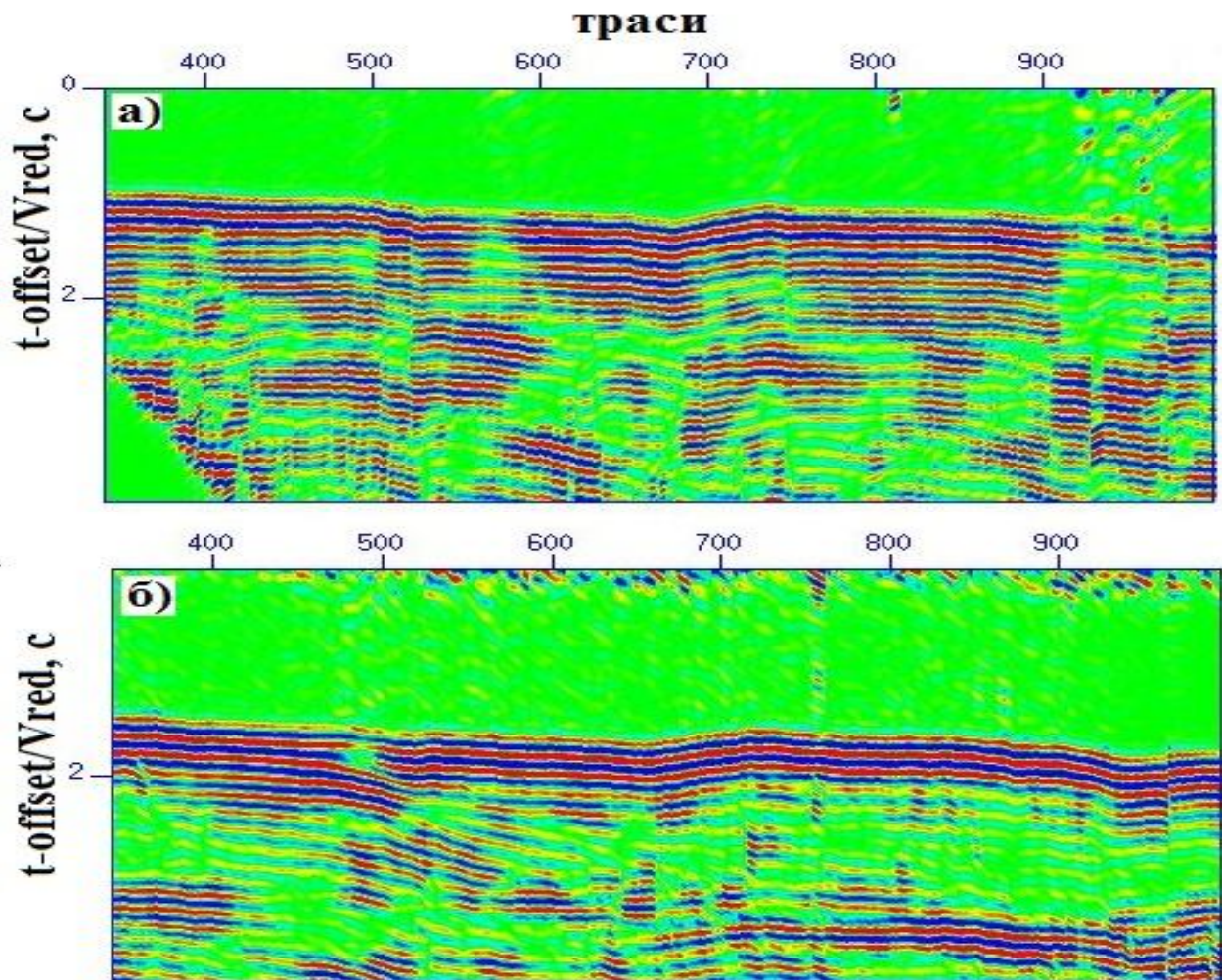


Рис.5.20. Хвильові поля для зустрічних OBS, розташованих на 20км (а) і 70 км (б) профілю з введеною редуцією зі швидкістю 5.9 км/с.

всі елементи форми границі співпадають і це є підтвердженням того, що швидкість редуції обрана правильно. Те, що границі знаходяться на різній глибині пов'язано зі специфікою сейсмічних спостережень.



Для цих двох хвильових полів було виконано динамічну міграцію поля рефрагованих хвиль, результат якої наведено на рис.5.21. Як видно з зіставлення двох сформованих зображень границі заломлення, її глибинне положення і нахил однакові, що, виходячи з принципу перевірки коректності формування зображення, свідчить про вірно підібрані параметри міграції.

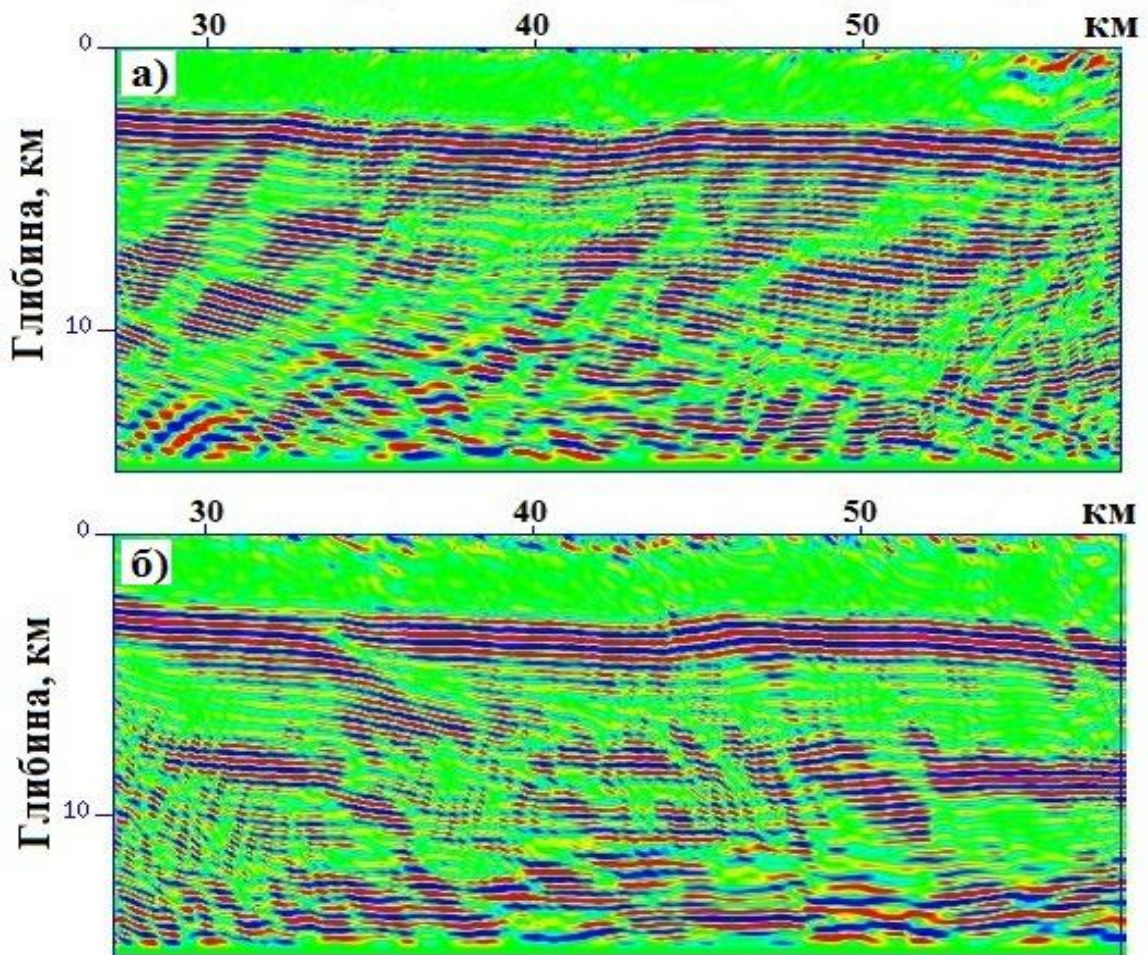


Рис.5.21. Зображення границі фундаменту, сформовані з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для зустрічних хвильових полів, зображених на рис.5.20.

Таким чином, було сформовано зображення границі фундаменту для даного профілю з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль, частину якого показано на рис.5.22б. Для порівняння результатів обробки сейсмічних даних з застосуванням різних методів і демонстрації переваги міграційного

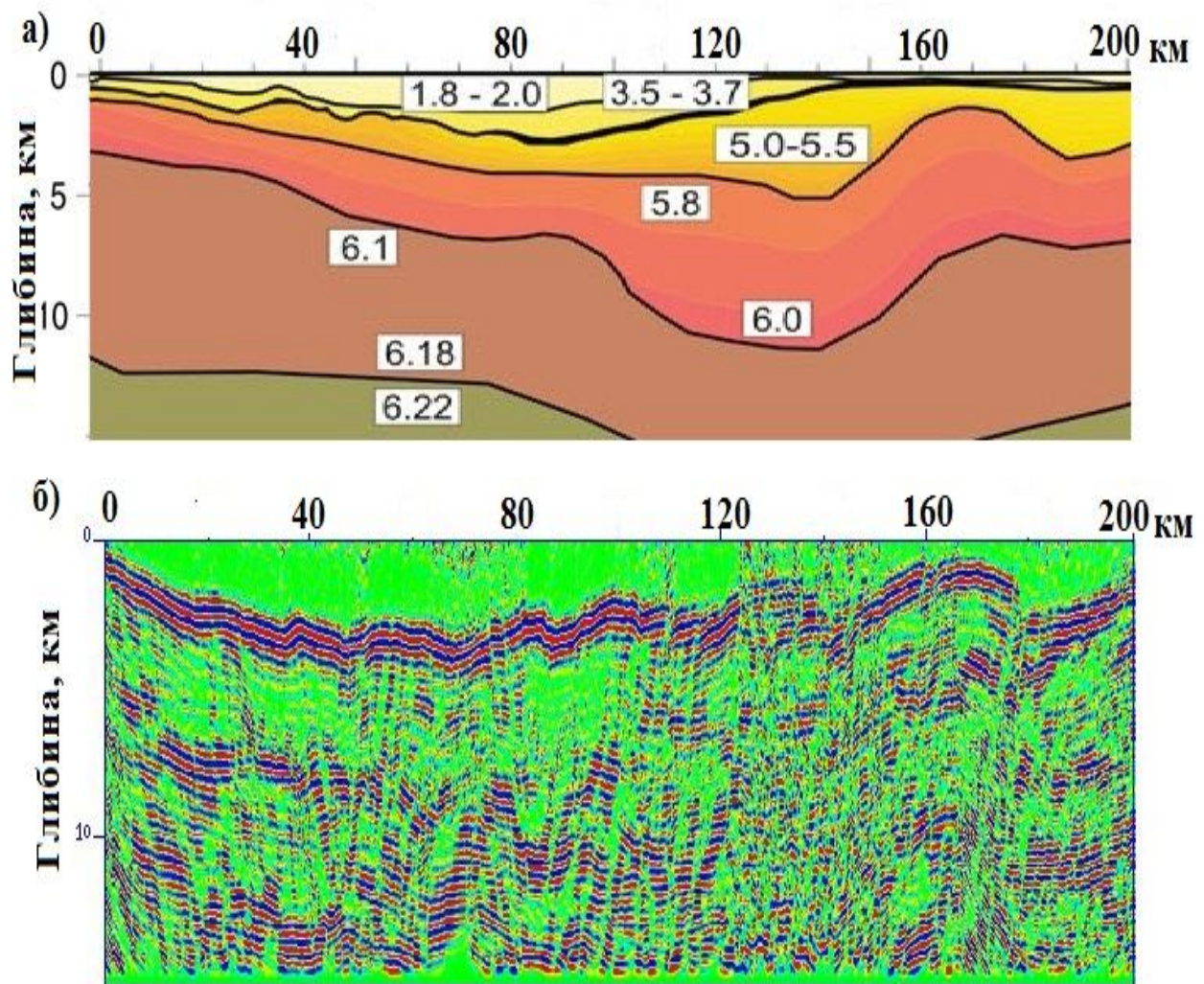


Рис.5.22. Порівняння результатів обробки частини морського профілю з застосуванням: а) моделювання променями («Севморгео»); б) динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

зображення, на рис.5.22а наведено частину швидкісної моделі, розрахованої в «Севморгео».

Принцип перевірки коректності формування зображення границі заломлення призводить до ще одного висновку щодо відображення окремих різких за кутами нахилу структурних елементів. Хвильове поле, що реєструється з різних боків від порушення з різкими кутами нахилу, буде мати різний характер, тому для

коректного відображення таких порушень необхідно застосовувати спеціальні підходи. Розглянемо більш детально методику застосування динамічної міграції поля рефрагованих хвиль у випадку формування зображення окремих структурних елементів границі заломлення.

### **5.3. Методика формування зображення складних структурних елементів досліджуваної границі за полем рефрагованих хвиль.**

Теоретичні основи кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль були подані вище, тому більше уваги приділимо методичним питанням застосування динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для вивчення структурних особливостей складно побудованих середовищ.

Для утворення рефрагованих хвиль на границі розділу двох товщ повинна існувати значна зміна швидкості, оскільки без виконання цієї умови, за законами фізики, рефраговані хвилі не можуть з'явитися. Завдяки цьому стрибку швидкості рефраговані хвилі чітко фіксуються на спостереженому хвильовому полі в перших вступках і слідкуються на значних відстанях від пункту збудження. При цьому для врахування стрибка швидкості при обробці даних ГСЗ краще за все застосовувати кінцево-різницевий метод динамічної міграції, який дозволяє задавати швидкісні моделі зі зміною значень швидкості в будь-якому напрямку і будь-якої диференціації, що пов'язано з їх дискретним поданням. Такий підхід до подання швидкостей дозволяє застосовувати метод кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль в умовах будови середовища з різним ступенем складності.

На відміну від існуючих методів міграції для міграції поля рефрагованих хвиль, як вже було сказано, необхідно мати окремі швидкісні моделі покриваючої і заломлюючої товщ. Однак реальне положення і форма заломлюючої границі при цьому невідомі і не задаються, оскільки задача міграції саме і полягає в їх визначенні на динамічному зображенні.

Для коректного зображення структурних елементів будови досліджуваної границі і прилеглої до неї товщі необхідно ретельно аналізувати і порівнювати отримані для окремих пунктів збудження результати міграції та поступово відтворювати загальну картину будови заломлюючої товщі вздовж профілю. При цьому для формування зображення кожної окремої деталі важливо мати її зображення з різних боків від інтервалу спостереження, оскільки для відтворення її реальної форми необхідно підсумовувати частини зображення обраного інтервалу границі саме з різних сторін. Це пов'язано з тим, що принцип формування зображення середовища за областю виходу заломлених хвиль у покриваючу товщу, який був описаний вище, примушує дивитися на границю під кутом заломлення з боку джерела. Тому для реальної форми порушення необхідно зіставляти зустрічні для цього порушення міграційні зображення. Отже, для формування зображення границі заломлення вздовж всього профілю необхідним є відбір і підсумовування найбільш чітких зображень всіх інтервалів границі вздовж профілю з урахуванням окремо сформованих структурних деталей, які на ній присутні. При цьому динамічні характеристики зареєстрованого хвильового поля лишаються незмінними, що особливо важливо для подальшого етапу інтерпретації сейсмічних спостережень.

Продемонструємо формування зображення складних структурних елементів границі заломлення з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль на модельних прикладах і при обробці реальних даних сейсморозвідки.

### **5.3.1. Модельні приклади формування зображення складних структурних елементів за полем рефрагованих хвиль.**

Для модельного прикладу формування складних деталей будови границі заломлення з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль було обрано швидкісну модель середовища з границею, ускладненою порушенням у вигляді значної синкліналі, на якій видно невелику сходинку. За формою задане порушення повторює елемент будови границі фундаменту вздовж профілю

DOBRE [116]. Такий вибір дозволяє продемонструвати можливість вирішення двох проблем: відображення такого виду порушення у хвильовому полі і можливість формування його зображення за полем заломлених хвиль.

На рис.5.23 показано швидкісні моделі середовища і відповідні їм

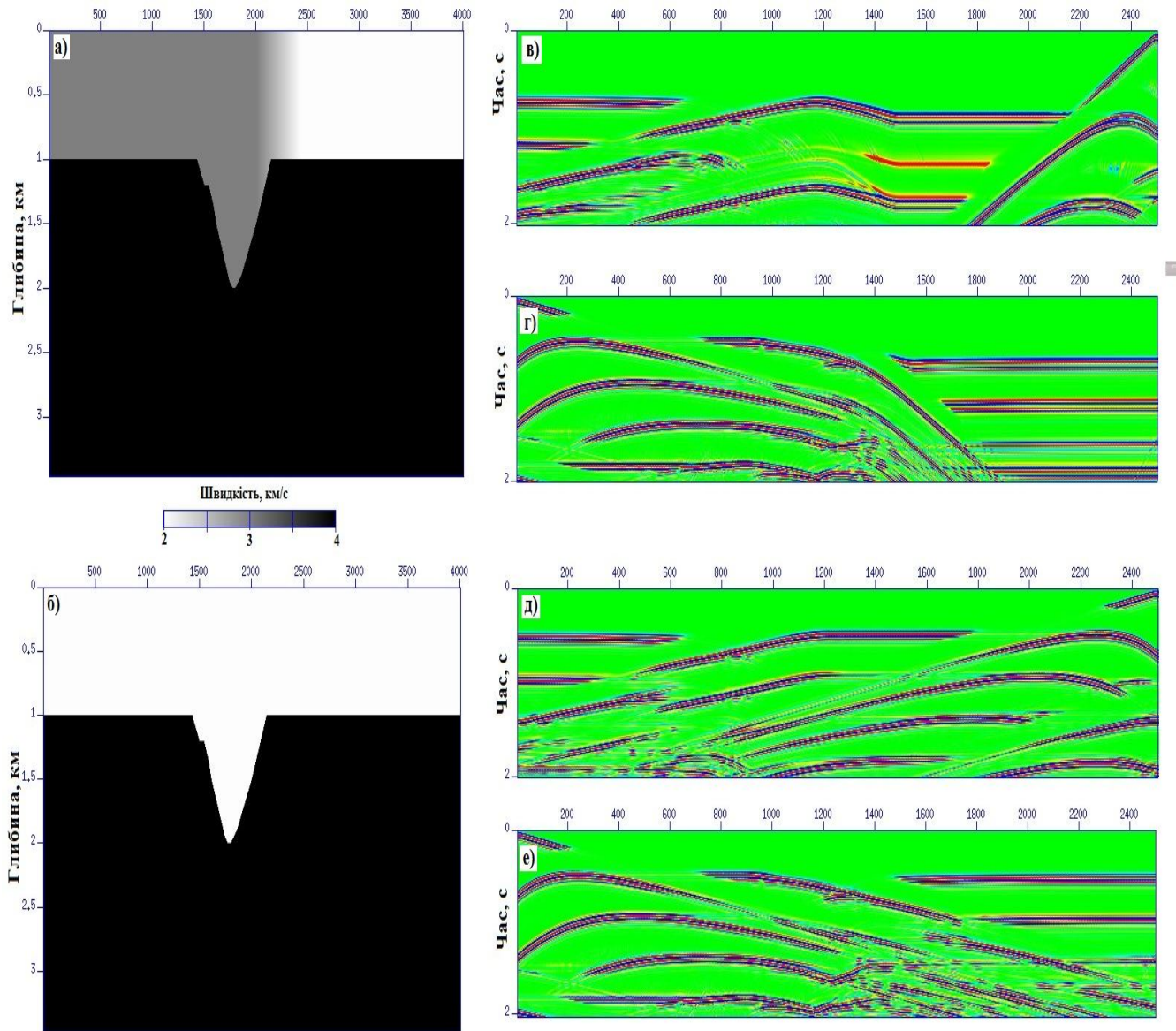


Рис.5.23. Вплив наявності градієнту швидкості в горизонтальному напрямку в покриваючій товщі на характер зареєстрованого хвильового поля: а) швидкісна модель середовища з наявним градієнтом швидкості в покриваючій товщі; б) швидкісна модель без градієнту швидкості в покриваючій товщі. Змодельовані хвильові поля для зустрічних пунктів збудження, розміщених на 22 км і -3 км профілю зі швидкістю редукції 4 км/с: в і г – для моделі (а); д і е – для моделі (б).

змодельовані хвильові поля для двох зустрічних пунктів збудження, розташованих на -3 км і 22 км профілю.

Швидкісні моделі відрізняються значеннями швидкості в покриваючій товщі. Модель, яка зображена на рис.5.23а, має градієнтну покриваючу товщу, швидкість в якій змінюється в горизонтальному напрямку від 3.0 км/с на координатах (-3 – 15км), потім на координатах 15 – 17 км швидкість змінюється з 3.0 км/с до 2.0 км/с і до координати 35 км швидкість залишається незмінною зі значенням 2.0 км/с. В той же час модель, яка показана на рис.5.23б має постійну швидкість в покриваючій товщі – 3.0 км/с. При цьому в обох моделях швидкість в заломлюючій товщі не змінюється і складає 4.0 км/с. Як пояснювалося вище, для виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль необхідно в хвильові поля вводити редукцію, швидкість якої повинна відповідати швидкості в заломлюючій товщі.

На рис.5.23в-5.23г наведені хвильові поля для зустрічних пунктів збудження з введеною редукцією, швидкість якої становить 4.0 км/с, змодельовані для швидкісної моделі, зображеної на рис.5.23а, а на рис.5.23д-5.23е – хвильові поля також з редукцією для тих самих пунктів збудження, але для швидкісної моделі, зображеної на рис.5.23б. Порівнюючи результати моделювання, можна сказати, що градієнт швидкості спотворює хвильове поле і, оскільки в реальних середовищах він завжди присутній, це необхідно враховувати при обробці сейсмічних спостережень.

На рис.5.23а спостерігається різний стрибок швидкості на границі розділу вздовж профілю за рахунок наявності градієнта швидкості в горизонтальному напрямку в покриваючій товщі. При цьому на рис.5.23в при значенні стрибка швидкості – 2 км/с чітко видно перші вступу хвиль на відстані біля 3 км від джерела коливань, в той же час на рис.5.23г там, де значення стрибку швидкості складає всього 1 км/с вступ хвиль розмитий і початок їх реєстрації складає біля 5 км від джерела. В загальному плані, ці відстані відрізняються від тих, які для заданих параметрів моделі середовища можуть бути розраховані за формулою

(3.1), але ці розбіжності незначні і можуть бути пов'язані з наявністю градієнту швидкості в покриваючій товщі.

Виходячи з наведеного аналізу змодельованих хвильових полів, можна впевнено сказати лише те, що чим більше значення має стрибок швидкості, тим чіткіше і ближче до пункту збудження будуть зареєстровані перші вступи заломлених хвиль, але не ближче, ніж подвійна глибина до границі заломлення, а все інше залежить від складності будови швидкісної моделі середовища.

На рис.5.24 демонструється результат застосування міграції поля рефрагованих хвиль для швидкісних моделей, наведених на рис.5.23а і 5.23б. Обидва

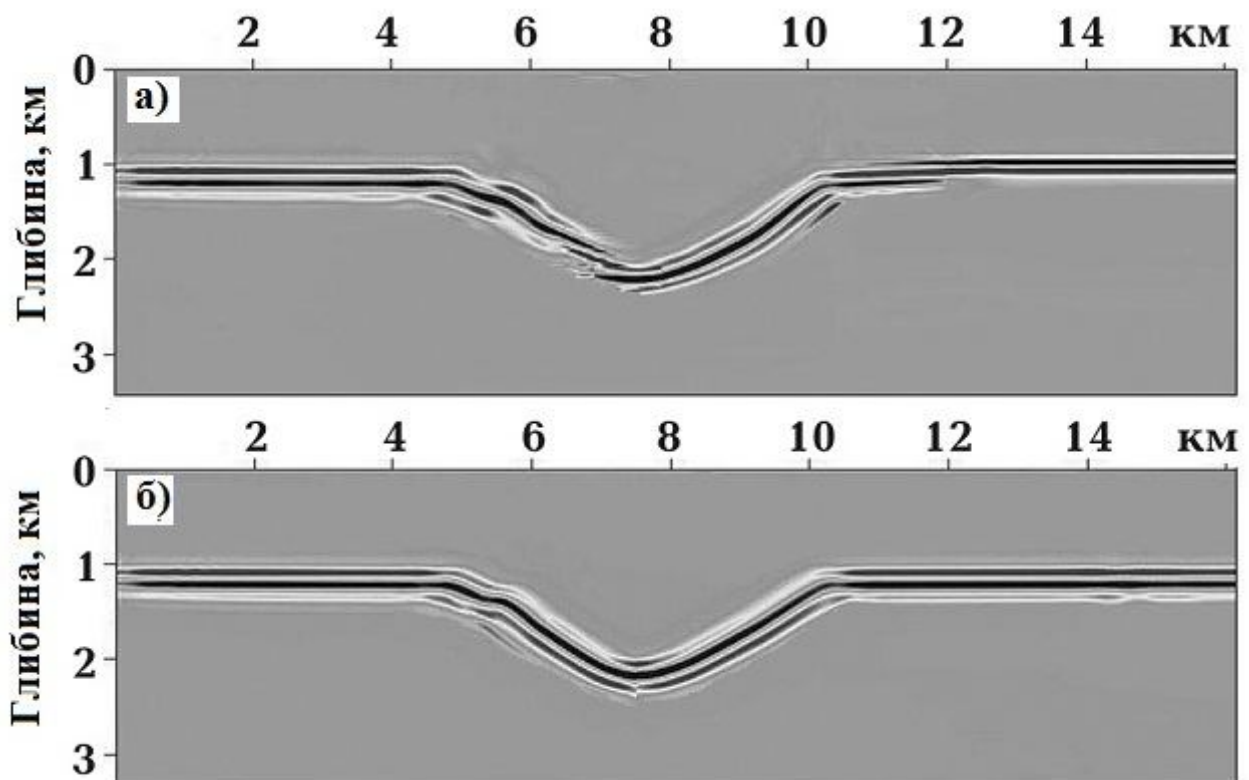


Рис.5.24. Міграційні зображення заломлюючої границі, отримані: а) для швидкісної моделі рис.5.23а за хвильовими полями рис.5.23в-г; б) для швидкісної моделі рис.5.23б за хвильовими полями рис.5.23д-е.

зображення відображують всю форму порушення. Включно з окремою деталлю будови заломлюючої границі – невелику сходинку, яка розташована на 6.0 км профілю. В той же час, як видно з рисунку 5.23а, при незмінній швидкості в покриваючій товщі всі особливості будови заломлюючої границі чітко слідкуються на міграційному зображенні з реальним положенням їх за глибиною. При цьому для отримання чіткого зображення необхідно підсумовувати частини окремих зображень для зустрічних пунктів збудження, оскільки краще зображення спуску можна отримати при міграції хвильового поля для пункту збудження, розташованого зі сторони спуску. Так, на рис.5.25 показано два зустрічні зображення спуску, шляхом підсумовування яких було сформовано зображення,

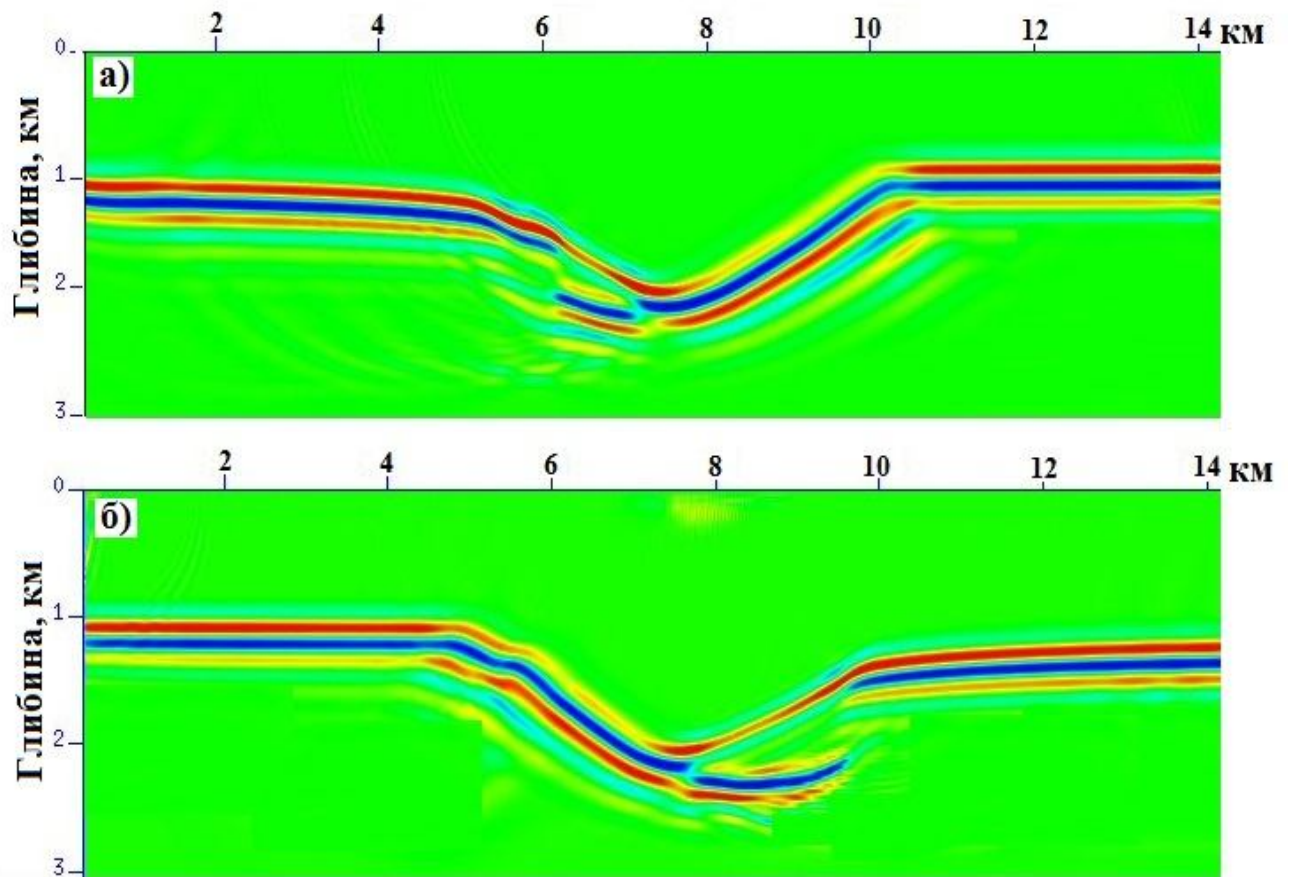


Рис.5.25. Зображення синкліналі для швидкісної моделі без градієнту рис.5.23а моделі, отримане з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для зустрічних пунктів збудження, розташованих: а) -3 км; б) 22 км.



представлене на рис.5.23а. Даний рисунок демонструє особливість зображення порушення у вигляді синкліналі, коли пункти збудження розташовані з різних боків від нього.

На рис.5.24а наведено зображення границі, отримане для швидкісної моделі середовища з границею, ускладненою порушенням у вигляді синкліналі, з градієнтною покриваючою товщею, показаної на рис.5.23а. Тут необхідно відмітити, що при формуванні зображення границі для моделі середовища, яка має градієнтну покриваючу товщу, бажано мати окремі зображення, сформовані за даними як для більш віддалених від порушення пунктів збудження, так і з більш наближених до нього.

На рис.5.26а-5.26в наведені міграційні зображення границі для трьох різних пунктів збудження, розташованих - на 22 км (рис.5.26а), на 15 км (рис.5.26б) і на -3 км (рис.5.26в) профілю. Як видно з рисунку, у випадку, коли значення швидкості в покриваючій товщі від джерела зменшується, тоді зображення фіксує всі елементи будови границі, хоча сам підйом зображено не зовсім чітко (рис.5.26в). В той же час, коли значення швидкості від джерела збільшується (рис.5.26а-5.26б), тоді чітко зображується границя на спуск, але лише на визначеному інтервалі від джерела. Тому що на підйомі, як можна замітити на рисунку, зображення границі не відповідає глибинному її положенню на моделі рис.5.23а.

Таким чином, за умов складної будови середовища необхідно мати хвильові поля від пунктів збудження, розташованих на різних відстанях і з різних сторін від наявних на досліджуваній границі порушень, для отримання чіткого зображення їх правильної форми на міграційному розрізі. Це для реальних даних ГСЗ дуже проблематична вимога, тому що, як правило, для здешевлення систем спостережень використовують мало пунктів збудження на профілях значної довжини. До того ж, як показує практика їх обробки, а також наведені в даній роботі хвильові поля, їх якість не завжди відповідає задачам сейсморозвідки.

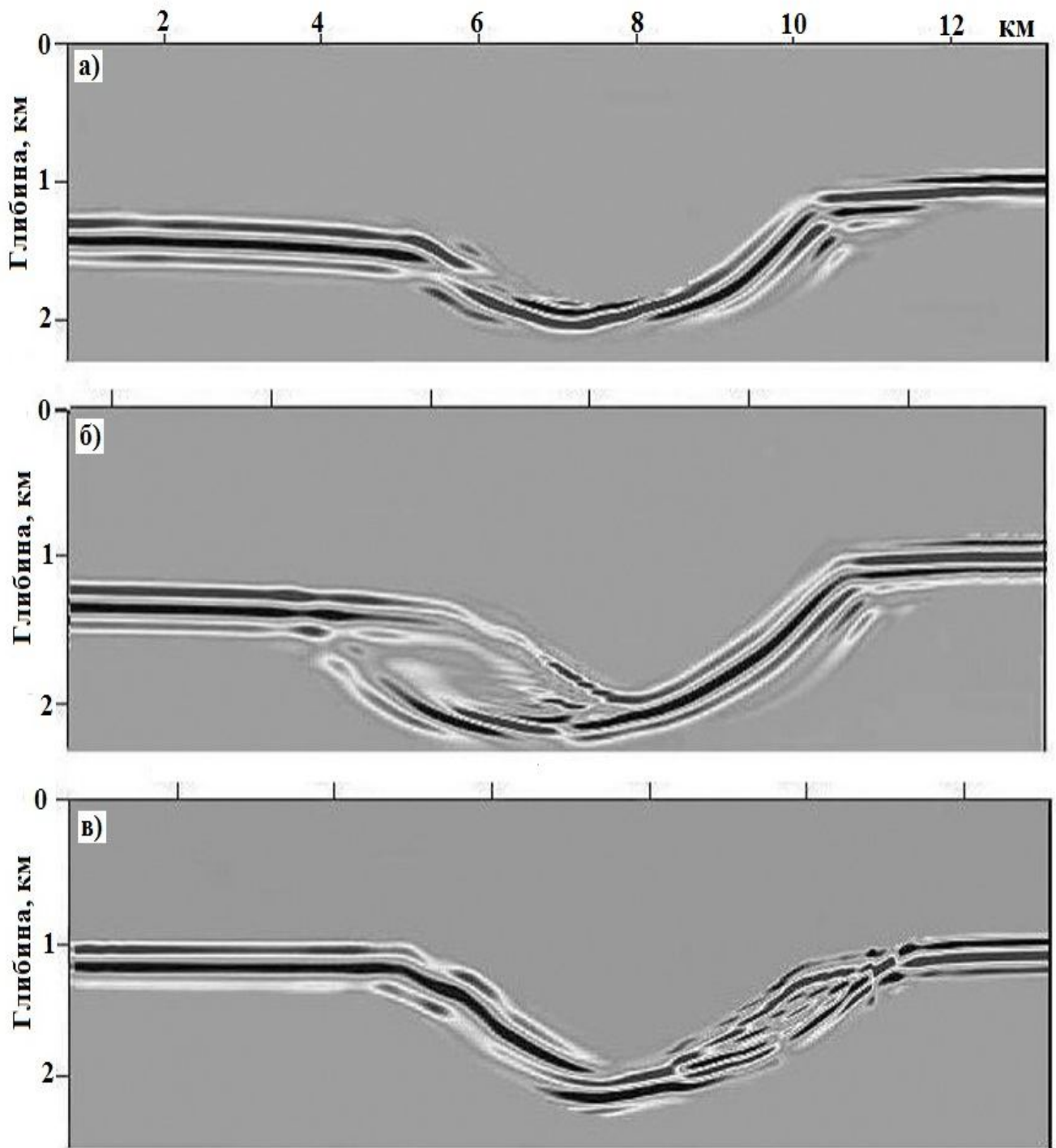


Рис.5.26. Зображення заломлюючої границі, отримане з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для швидкісної моделі з градієнтною покриваючою товщею рис.5.23а для окремих пунктів збудження, розташованих на: а) 22 км; б) 15 км; в) -3 км профілю.

Звичайно, моделювання не може реалістично відтворити всі глибинні умови будови геологічного середовища, тому важливим моментом розробки будь-якого методу або запропонованого підходу є випробовування його ефективності на реальних даних сейсмозвідки.

### **5.3.2. Практичні приклади формування зображення складних структурних елементів за полем рефрагованих хвиль.**

Для практичного прикладу візьмемо дані профілю DOBRE, оскільки границя фундаменту в районі Дніпровсько-Донецької западини (карту розташування профілю показано на рис.4.28) має дуже складну будову і це дозволить розглянути методичні питання, пов'язані з особливостями застосування кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль при вивченні окремих деталей складно побудованої границі. До того ж модельний приклад, показаний на рис.5.22, має границю розділу, яка за формою частково відповідає будові границі фундаменту в районі спостереження профілю DOBRE. Складність форми границі фундаменту пояснюється тим, що профіль перетинає три великі структури: Український кристалічний щит, Дніпровсько-Донецьку западину і Воронезький масив [116].

Формування зображення заломлюючої границі потребує при відображенні окремих порушень звертати увагу на те, з якого боку від пункту збудження коливань зареєстровано хвильове поле, для коректної передачі форми даного порушення.

Для прикладу наведемо формування окремої деталі у вигляді антикліналі, яка присутня на границі фундаменту профілю DOBRE. На рис.5.27а і 5.27б демонструються міграційні зображення інтервалу границі, отримані для пунктів збудження, розташованих з різних боків даного інтервалу профілю. Так, на рис.5.27а показано зображення, сформоване за даними для пункту збудження, який знаходиться справа від обраного інтервалу, а на рис.5.27б – зображення для пункту збудження, який розміщений зліва від інтервалу. Аналіз результатів

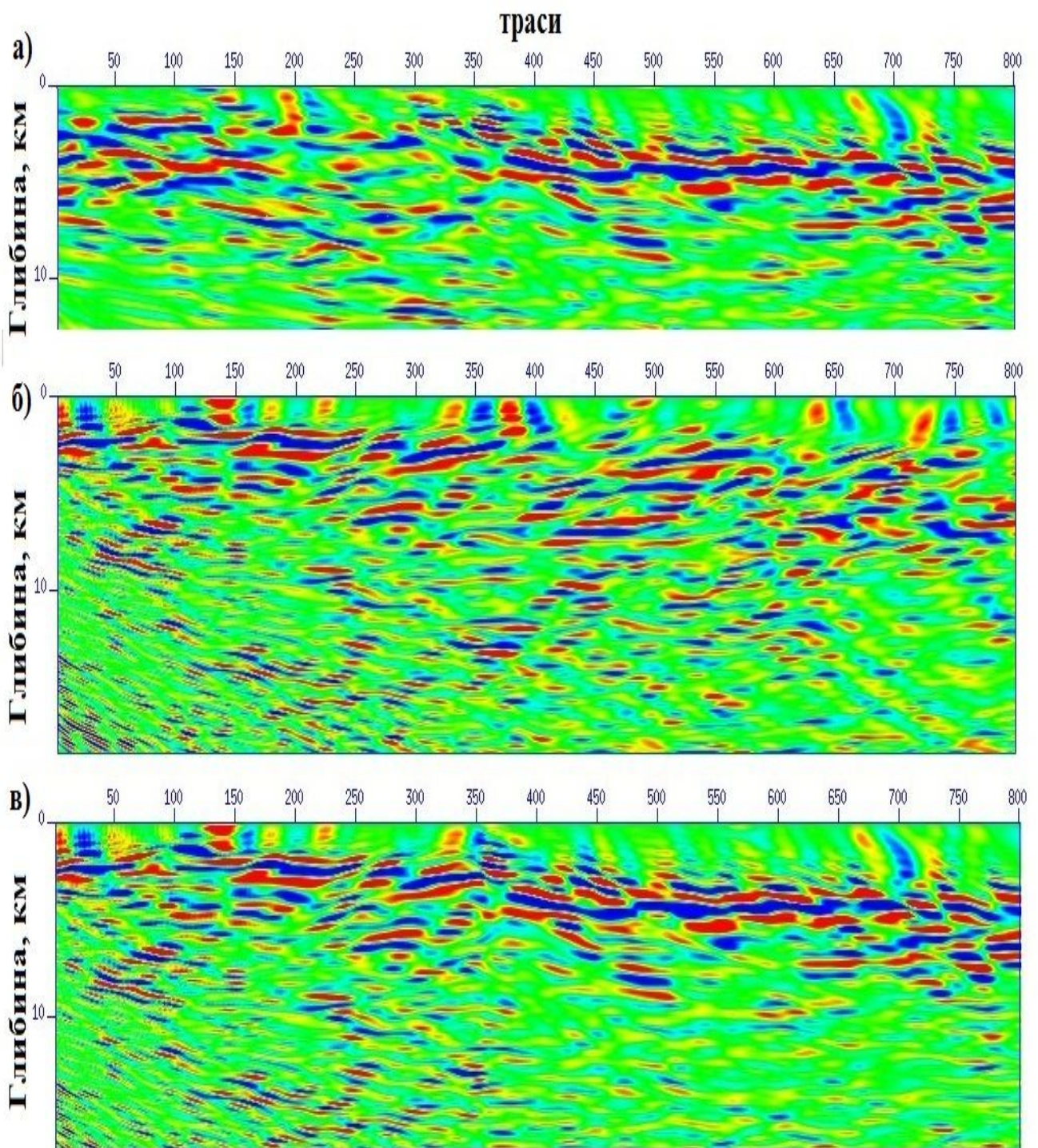


Рис.5.27. Формування окремої деталі будови границі заломлення: а) зображення деталі, сформоване для пункту збудження, розташованого справа від деталі; б) зображення деталі, сформоване для пункту збудження, розташованого зліва від деталі; в) сумарне зображення, яке повністю відображує форму деталі.

формування окремого порушення на границі заломлення у вигляді антикліналі дозволяє відмітити, що зі сторони пункту збудження добре відображується підняття, в той час як спуск порушення спостерігається значно гірше. Тому для коректного зображення порушень необхідно підсумовувати два зустрічні зображення, що показано на рис.5.27в.

Виконані дослідження дозволили зробити наступні методичні висновки, для якісного результату необхідно аналізувати не тільки всі наявні спостережені хвильові поля, а й міграційні зображення, отримані для окремих пунктів збудження. Для формування границі в області синкліналі краще відбирати зображення для пунктів збудження, які розміщені зі сторони спуску порушення, а для зображення антикліналі – пункти збудження повинні розташовуватися зі сторони підйому. Крім того, для більш чіткого відображення окремих елементів будови досліджуваної границі необхідно використовувати міграційні зображення для пунктів збудження, які розташовані з різних боків і на різних відстанях від даного елемента.

#### **5.4. Методика формування зображення середовища за полем рефрагованих хвиль з урахуванням нерегулярності системи спостережень та наявності в розрізі двох і більше контрастних границь розділу.**

На відміну від міграції поля відбитих хвиль, міграція поля рефрагованих хвиль дозволяє сформуванню зображення окремої границі розділу та прилеглої до неї товщі, а не цілого розрізу, як це відбувається при міграції поля відбитих хвиль. Для формування зображення всього розрізу з кількома границями розділу, залежно від системи спостережень, можна застосовувати: для кожної окремої границі міграцію поля рефрагованих хвиль; або для верхньої міграцію поля рефрагованих хвиль, а для нижньої міграцію поля відбитих хвиль. Після

формування зображень окремих частин є можливість будувати сумарний глибинний розріз району досліджень.

Для прикладу застосування методики формування глибинного розрізу за окремими міграційними зображеннями кількох границь заломлення наведемо знову обробку сейсмічного регіонального профілю DOBRE. Те, що автор дисертації постійно звертається до даних профілю DOBRE, пояснюється по-перше тим, що спостереження виконувалися методом ГСЗ [26, 78, 116] і був частиною великої міжнародної програми “EUROPROBE” [127], а, по-друге, складна будова району і наявність кількох границь заломлення дозволяє продемонструвати всі методичні особливості застосування динамічної міграції поля рефрагованих хвиль.

В обробці сейсмічних спостережень приймали участь вчені та виробничники України (Інститут геофізики Національної академії наук України, ДГП “Укргеофізика”), Польщі (Інститут геофізики Польської академії наук), Данії (Копенгагенський Університет), Нідерландів (Вільний Амстердамський Університет) та США (Техаський Університет). Метою робіт було вивчення глибинної будови і геодинамічної еволюції літосфери Дніпровсько-Донецької западини в районі Західного Донбасу і областей його примикання до Українського щиту і Воронезького масиву [29]. Отже, оскільки в спостереженні і обробці сейсмічних даних профілю DOBRE приймали участь різні наукові групи, була можливість порівнювати результати незалежної обробки і враховувати різницю в результатах променевого моделювання, що частково показано на рис.5.13.

На рис.5.28 наведено окремо сформовані зображення для трьох наявних в розрізі району досліджень заломлюючих границь. Всі зображення отримані з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль. На рис.5.29 показано сумарний глибинний розріз, який сформовано з урахуванням трьох окремих результатів міграції (рис.5.28).

Зіставлення отриманого з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль хвильового зображення земної кори Донбасу (рис.5.29) з її швидкісним розрізом, наведеним на рис.5.30, свідчить, в цілому, про їх принципову узгодженість.

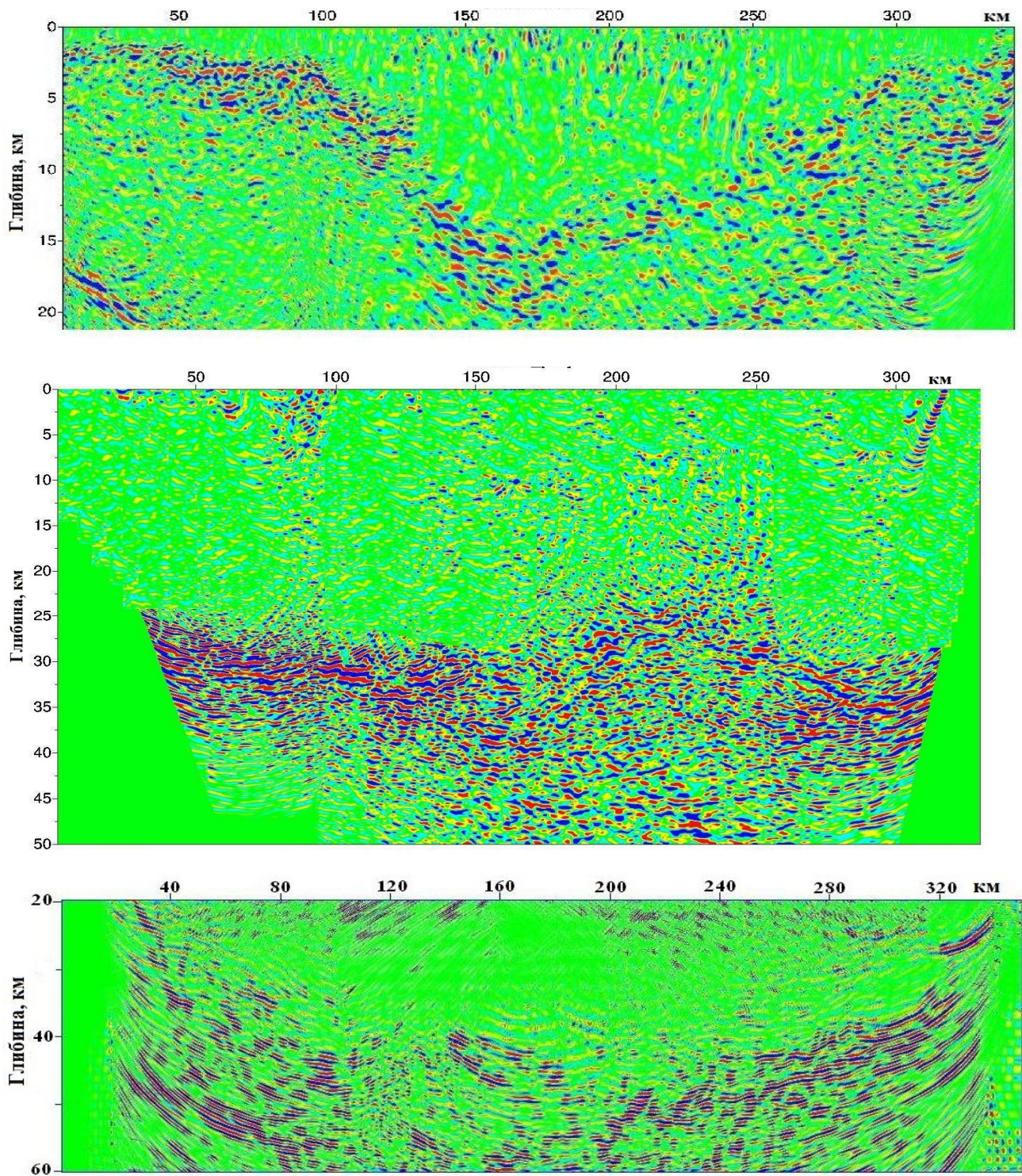


Рис.5.28. Зображення окремих границь заломлення за даними профілю DOBRE з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль: а) границя фундаменту; б) внутрішньокорова границя; в) границя Мохо.

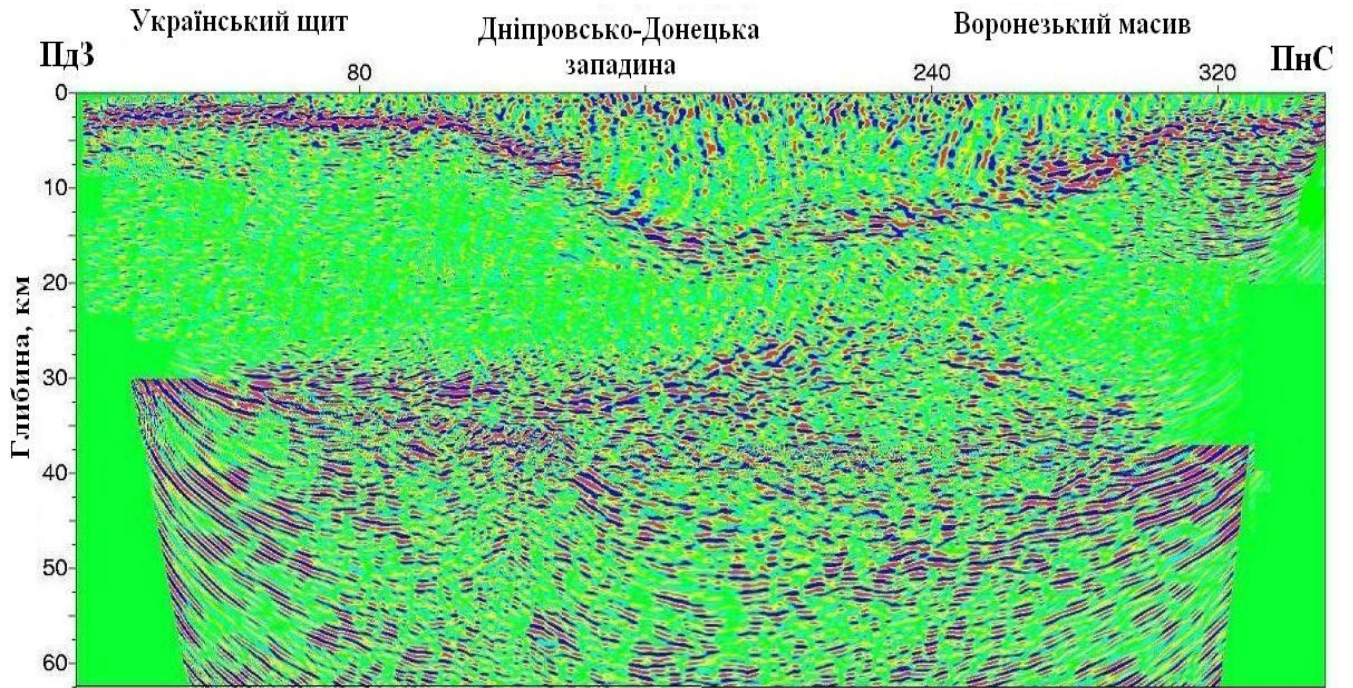


Рис. 5.29. Сумарний глибинний розріз, сформований за трьома окремими міграційними зображеннями заломлених границь, що наведені на рис.5.27.

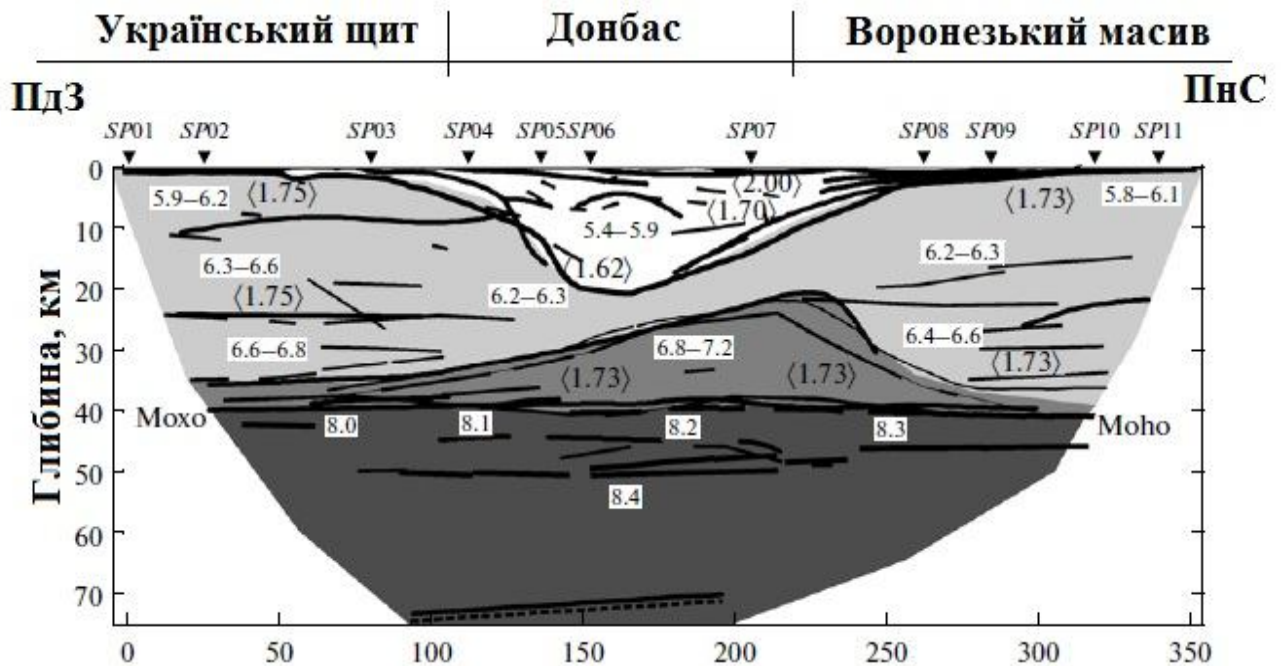


Рис.5.30. Узагальнена швидкісна модель земної кори і верхньої мантії для профілю DOBRE, побудована на базі методів математичного моделювання трасуванням променів [26]: *SP* – пункти збудження; 6.3–6.8 – інтервал зміни швидкості поздовжніх хвиль (км/с) від кривлі до підшови кожної товщі.



Швидкісний розріз, показаний на рис.5.30, є узагальненим результатом роботи трьох груп інтерпретаторів: Копенгагенського університету, Інституту геофізики НАН України і Інституту геофізики Польської академії наук. Ними було отримано три різні швидкісні моделі з застосуванням трьох різних програм моделювання променями [26]. Оскільки за швидкісними характеристиками отримані три швидкісні моделі мало різнилися між собою, головним чином відмінності полягали у кількості і формі окремих відбиваючих границь, особливо в зоні переходу від кори до мантії, була побудована одна зведена швидкісна модель для профілю DOBRE, яка показана на рис.5.30.

Якщо говорити про різницю між хвильовим зображенням розрізу і швидкісною моделлю, то необхідно відмітити те, що підтверджують всі інтерпретатори, що хвильове зображення структур поверхні фундаменту і зони переходу кора-мантія більш детальне в порівнянні з їх відтворенням на швидкісній моделі. Так, під час інтерпретації зображення фундаменту (рис.5.28а), отриманого з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль, можливо виділити декілька крупних скидів, які свідчать про складну історію формування Дніпровсько-Донецької западини. Результат інтерпретації показано на рис.5.31.

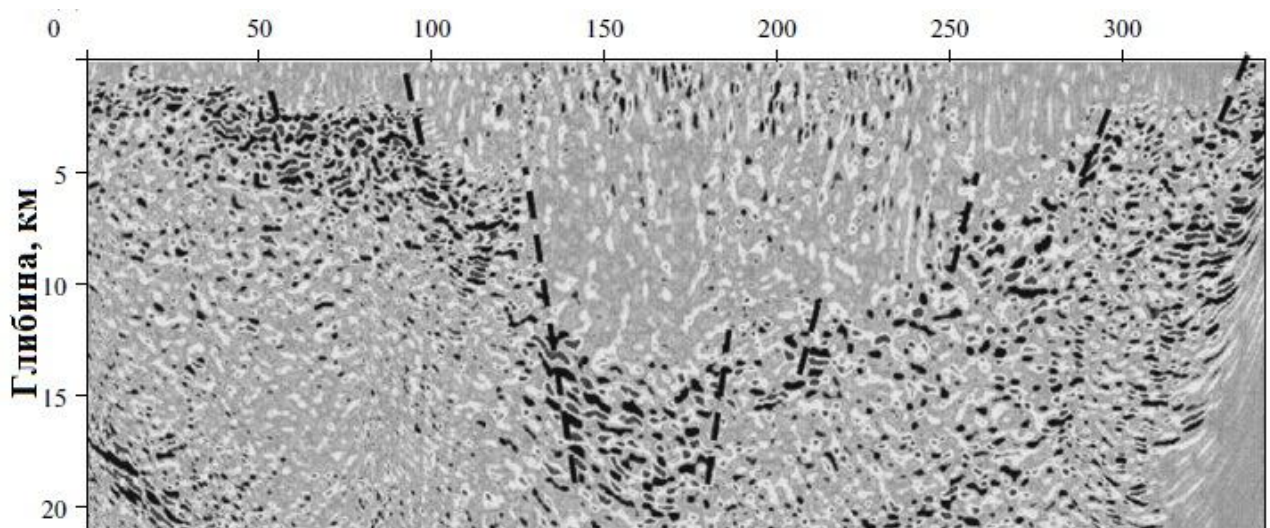


Рис.5.31. Інтерпретація будови границі фундаменту профілю, отриманого з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль з виділеними на зображенні скидами [182].

В зоні переходу кора–мантія на швидкісному розрізі під Донбасом виділені дві субгоризонтальні границі відбиття, в той час як на хвильовому розрізі окремі чіткі границі не виділяються, а зона переходу кора–мантія представлена у вигляді неоднорідного лінзоподібного тіла. Таку різницю між швидкісним розрізом і хвильовим зображенням можна пояснити тим, що виділені на хвильових полях різних пунктів збудження відбиття, які сформовані на окремих відбиваючих об'єктах в зоні Мохо, не завжди горизонтальні і часто перетинаються. В результаті такі відбиття накладаються одне на одне не синхронно і таким чином руйнують своє відображення на хвильовому розрізі [182].

В результаті інтерпретації оброблених з застосуванням динамічної міграції поля рефрагованих хвиль сейсмічних спостережень були отримані додаткові дані про структуру земної кори за профілем DOBRE. Інтерпретація міграційного розрізу дає змогу висловити деякі міркування щодо характеру тектонічних рухів під час утворення Дніпровсько-Донецького авлакогену і відносно процесів формування основних сейсмічних границь [182], що неможливо було б зробити без застосування міграції поля рефрагованих хвиль.

Ще однією проблемою при формуванні зображення всього розрізу за полем рефрагованих хвиль з наявністю більше однієї границі розділу є недостатність системи спостережень, за яких неможливо прослідкувати рефраговані хвилі від нижніх границь. В той же час за відбитими хвилями немає можливості сформувати зображення верхньої частини розрізу. При обробці даних, зареєстрованих за недостатньою системою спостережень, виникає потреба в комбінуванні обробки різних типів хвиль [39, 60, 69]. Таким чином, при формуванні зображення всього глибинного розрізу в даному випадку можна використовувати міграцію поля рефрагованих хвиль для формування верхньої частини розрізу і міграцію поля відбитих хвиль для зображення нижньої частини. При цьому необхідно враховувати різну частотну характеристику зображень, отриманих з застосуванням міграцій поля відбитих і поля рефрагованих хвиль.

У візуальному плані міграційний глибинний розріз рефрагованих хвиль виглядає більш низькочастотним, ніж звичайний міграційний глибинний розріз відбитих хвиль, що пов'язано з різною роздільною здатністю цих двох методів міграції. Оцінка роздільної здатності сейсмічного зображення є одним з найбільш принципових питань при вивченні особливостей будови геологічного середовища. У випадку застосування міграції рефрагованих хвиль мова йде про мінімальні розміри об'єктів на заломлюючій границі, які можуть бути відтворені шляхом трансформації спостереженого хвильового поля. Наближену оцінку роздільної здатності можемо отримати, якщо зіставити деякий інтервал хвильового поля з відповідним йому інтервалом на зображенні. Були виконані дослідження з цього питання [59], які показали, що роздільна здатність тим вища, чим більша різниця між швидкістю в покриваючій товщі  $V_1$  та в заломлюючій товщі  $V_2$ . Так при рівності цих швидкостей на границі розділу міграція взагалі неможлива. В той же час роздільна здатність міграції за кінематикою головних хвиль вдвічі вища, ніж за кінематикою рефрагованих хвиль. При цьому роздільна здатність міграції поля відбитих хвиль зменшується зі збільшенням кута відбиття, а при критичному куті дорівнює роздільній здатності міграції за кінематикою головних хвиль. В закритичній області роздільна здатність міграції поля відбитих хвиль ще більше зменшується, а при наближенні кута відбиття до  $90^\circ$  міграція відбитих хвиль взагалі неможлива.

Таким чином, за роздільною здатністю міграція рефрагованих хвиль значно поступається міграції відбитих хвиль у докритичній області кутів підходу хвиль. Проте, при застосуванні відбитих хвиль для міграції в зоні, віддаленій від джерела, ця різниця в роздільній здатності для відбитих та рефрагованих хвильових полів зменшується.

Для демонстрації різниці в динамічній характеристиці результатів міграції в залежності від обраного для обробки типу хвиль на рис.5.32 показано зображення границі Мохо, що отримано міграцією поля відбитих (рис.5.32а) і міграцією поля

рефрагованих хвиль (рис.5.32б). Хоча зображення границі схожі за формою самої границі, чітко видно різницю в їх частотних характеристиках.

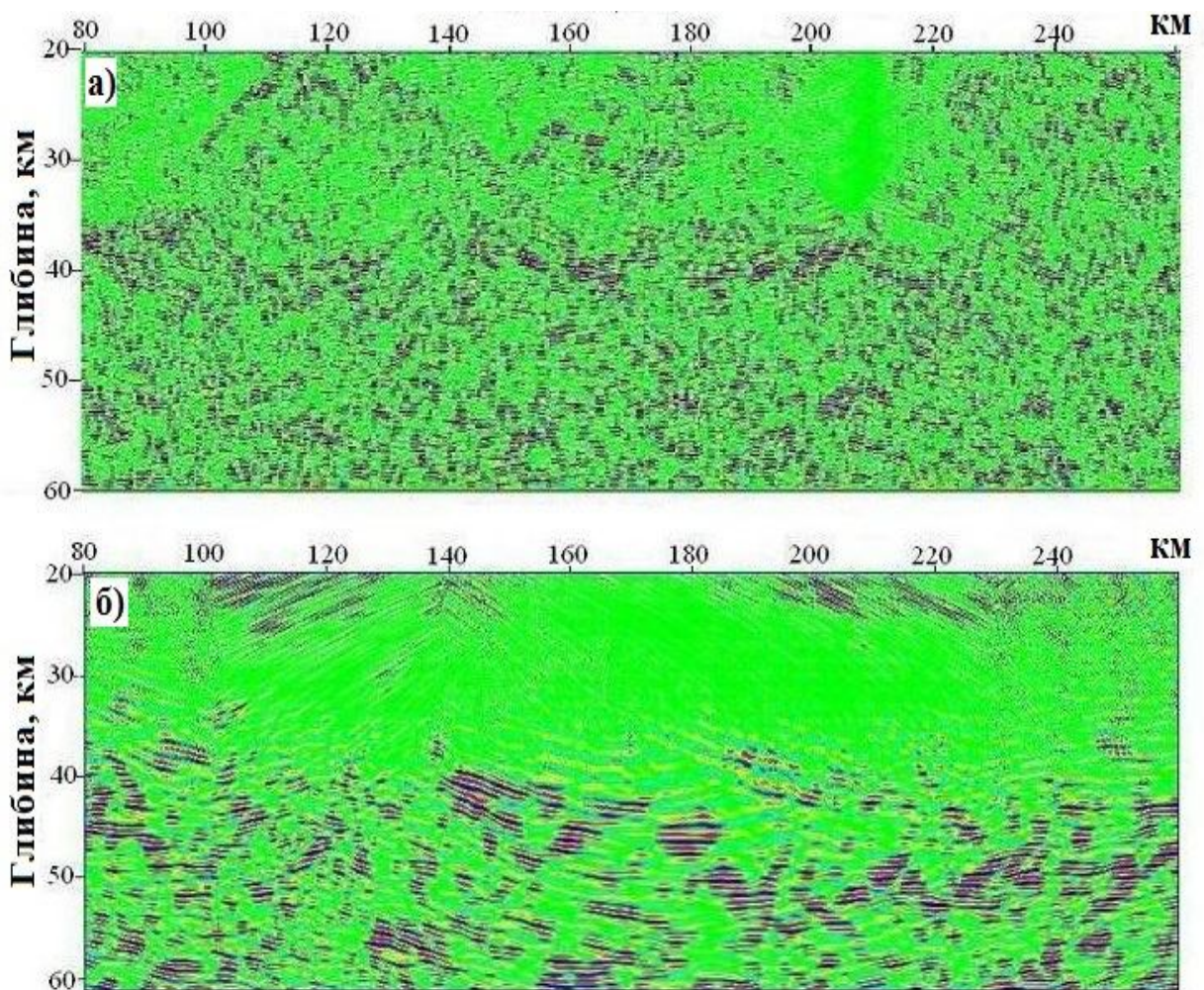


Рис.5.32. Зіставлення сформованих зображень фрагменту границі Мохо, отриманих з застосуванням міграції поля відбитих хвиль (а) і міграції поля рефрагованих хвиль (б).

Отже, у випадку недостатньої системи спостережень, яка не дозволяє сформувати повний глибинний розріз з застосуванням міграції поля одного типу хвиль, єдиним виходом є комбінований підхід формування зображення всього розрізу, при якому верхня його частина формується за полем рефрагованих хвиль,

а нижня – за полем відбитих хвиль [10, 237]. Продемонструємо даний підхід на модельному прикладі.

Для прикладу використання комбінованого підходу до формування зображення розрізу була обрана модель середовища з двома границями розділу, на яких швидкість змінюється на першій – з 3.2 км/с до 6.0 км/с і на другій границі – з 6.8 км/с до 8.0 км/с. На рис.5.33 показана задана модель середовища, зверху на осі координат показано два пункти збудження коливань, обраних для прикладу.

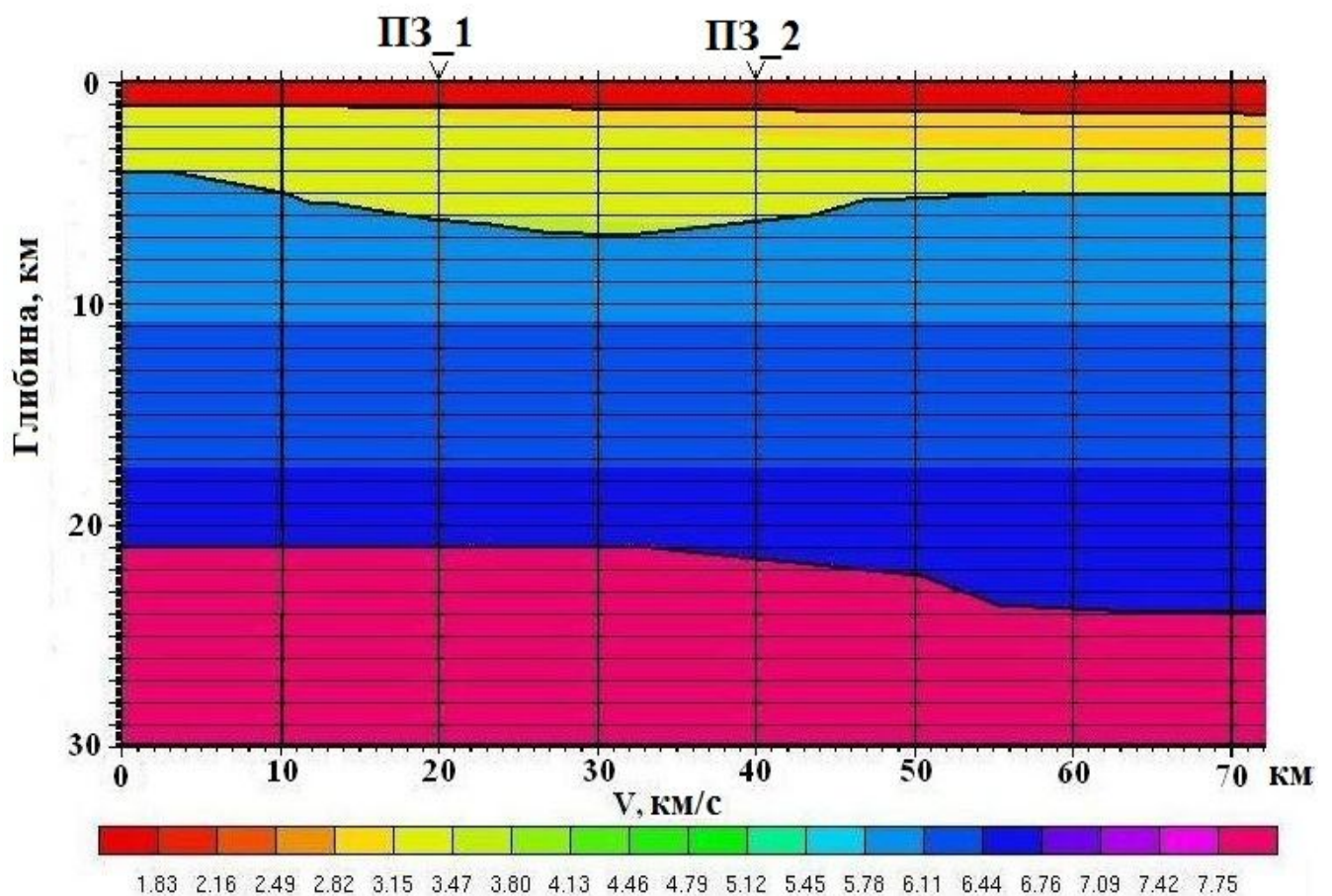


Рис.5.33. Швидкісна модель середовища.

Результати кінцево-різницевого моделювання хвильового поля для обраних пунктів збудження, розміщених на 20 км (ПЗ\_1) і 40 км (ПЗ\_2) профілю, показані на рис.5.34. При моделюванні хвильового поля були використані максимальні

відстані джерело-приймач, які склали 40 км, а загальна довжина профілю – 60 км. Моделювання виконувалося з довжиною запису 12 с, сейсмоприймачами, які розміщені вздовж профілю з кроком 100 м.

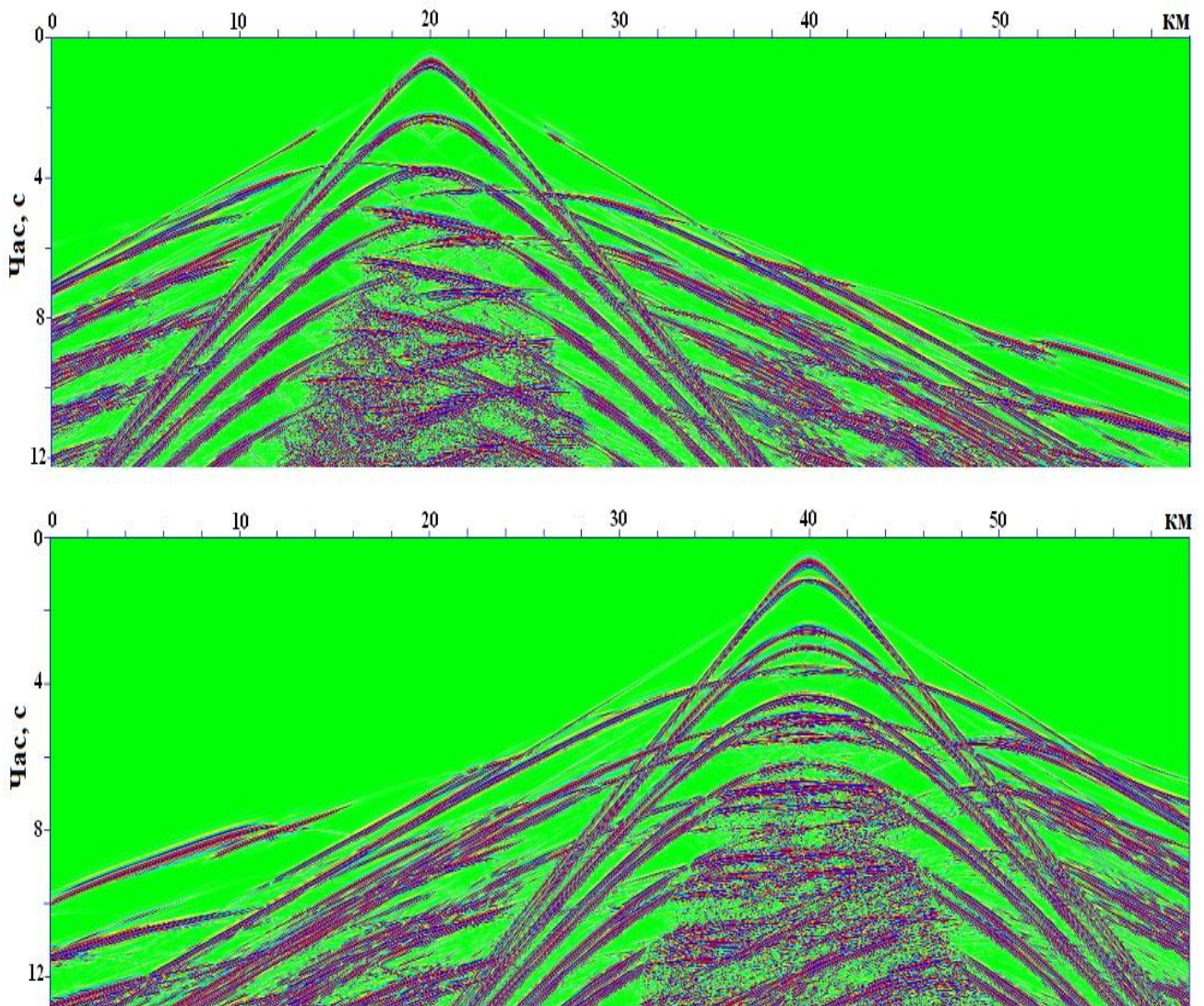


Рис.5.34. Змодельовані хвильові поля для пунктів збудження, розташованих на 20 км (а) і 40 км (б) профілю.

До змодельованих хвильових полів був застосований комбінований підхід формування зображення глибинного розрізу, а саме для зображення верхньої границі була використана динамічна міграція поля рефрагованих хвиль, а для зображення нижньої – міграція поля відбитих хвиль. В результаті комбінованого

підходу було сформовано зображення середовища, яке показано на рис.5.35 і яке повністю відповідає глибинній будові границь розділу, заданої швидкісної моделі (рис.5.33).

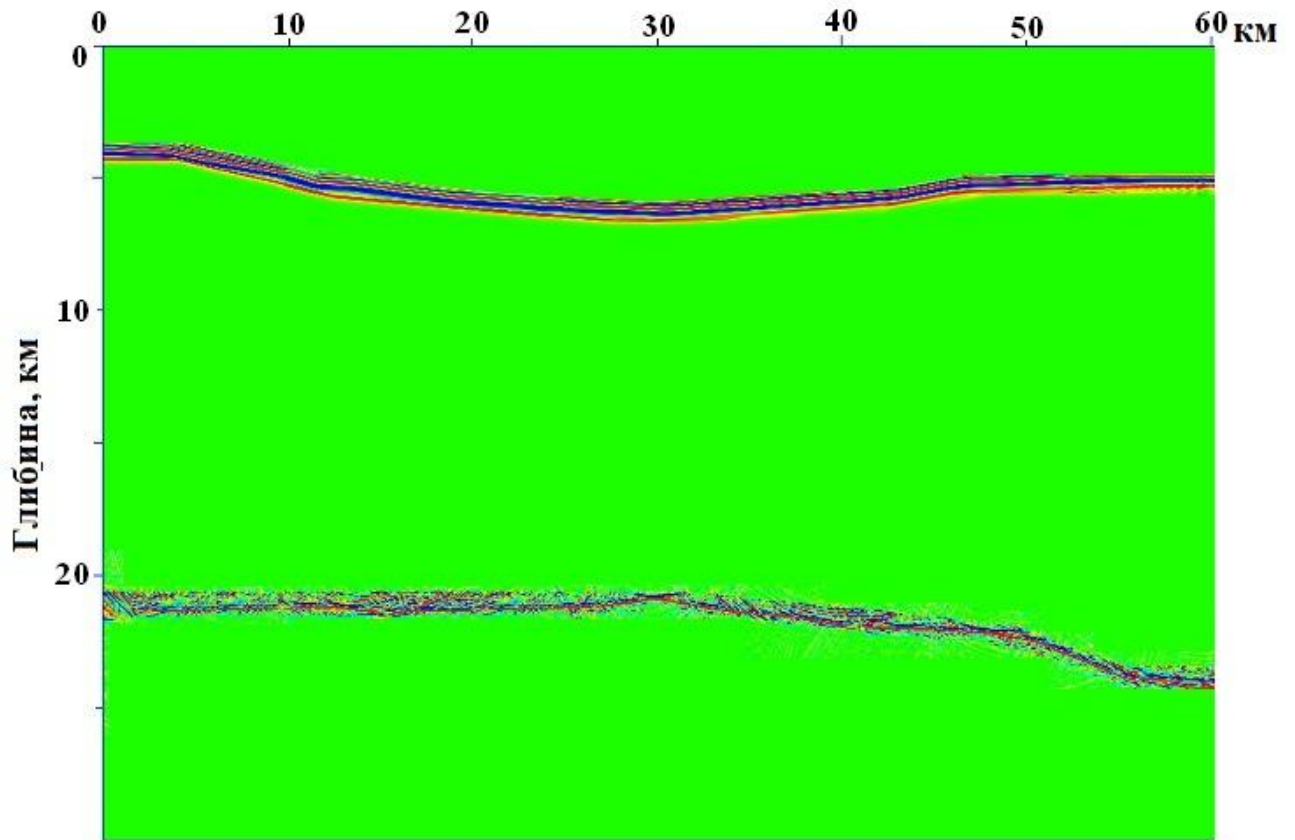


Рис.5.35. Глибинний розріз, отриманий з застосуванням комбінованого підходу з використанням міграції поля рефрагованих (верхня границя) і поля відбитих хвиль (нижня границя).

### **5.5. Особливості обробки даних МЗХ і МВХ з застосуванням міграції і порівняння отриманих зображень.**

Розглянемо одне з проблемних питань інтерпретаторів, яке пов'язано з можливістю порівнювати результати міграції даних МЗХ і МВХ. Ця проблема

безпосередньо впливає з різниці в системах спостереження і відповідно характері зареєстрованого хвильового поля.

При порівнянні сформованих зображень за полем відбитих і заломлених хвиль необхідно враховувати, що існує суттєва різниця між ГСЗ (WARRP) і MBX багатократними перекриттями, зокрема різні щільність і регулярність систем спостережень.

Крім того, існують особливості хвильового поля, зареєстрованого ГСЗ і MBX, які полягають в принципі відбору трас при обробці: в методі ГСЗ запис відбувається одним приймачем від багатьох пунктів збудження, тобто є сейсмограмою пункту прийому, в той же час як в методі MBX багатократних перекриттів використовуються сейсмограми пункту збудження.

Безумовно всі відмінності в системах спостережень і характері зареєстрованого хвильового поля призводять до необхідності вибору найбільш ефективних процедур обробки в кожному конкретному випадку. Особливо це стосується міграції, яка є заключною процедурою обробки сейсмічних даних і в результаті якої отримують зображення глибинної будови району дослідження в динамічних характеристиках спостереженого хвильового поля для подальшої інтерпретації.

При обробці даних ГСЗ метод кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль є єдиним інструментом на сьогоднішній день для формування глибинного зображення середовища за даними, зареєстрованими на відстанях в кілька сотень кілометрів від джерела. Складність розробки методики перш за все полягає в постановці задачі міграції, необхідності врахування проникнення заломлених хвиль в товщу з більшою швидкістю при проходженні границі розділу, а також впливу розміщення пункту збудження відносно порушень, які є на границі заломлення, на характер зареєстрованого хвильового поля [60]. В результаті подібного впливу частина спостережених хвильових полів має недостатню якість для обробки, що, враховуючи нерегулярність системи розміщення приймачів, може призвести до недостатності окремих міграційних



фрагментів для формування повного зображення заломлюючої границі вздовж всього профілю. Тому дуже часто для отримання інформації про будову досліджуваного середовища виникає потреба в порівнянні результатів обробки даних, спостережених ГСЗ і МВХ багатократними відбиттями.

Однак існує деяка розбіжність результатів міграції даних ГСЗ і МВХ багатократними перекриттями, яка потребує ретельного пояснення, оскільки всі описані раніше особливості і відмінності цих двох методів сейсморозвідки, зокрема в системах спостережень і характері зареєстрованого хвильового поля, відіграють в цій розбіжності вирішальне значення.

Міграція поля рефрагованих хвиль фіксує на зображенні область однієї контрастної за швидкістю границі, а не весь розріз, як при міграції поля відбитих хвиль. У зв'язку з цим на зображенні, сформованому за полем рефрагованих хвиль, як правило, немає присутніх проміжних границь, а тільки та границя, швидкість на якій різко змінюється. Тому при наявності двох або більше заломлюючих границь в досліджуваному середовищі необхідно виконувати міграцію окремо для кожної з них і потім будувати сумарний глибинний розріз [65, 182].

Крім того, різний частотний склад зображень, про що вже говорилося, отриманих за даними ГСЗ і МВХ багатократними перекриттями, дозволяє на зображенні, сформованому за полем рефрагованих хвиль, виділяти більш чітко окремі деталі будови досліджуваної границі. Це призводить до ефекту відчуття ніби різного масштабу глибин на міграційних розрізах, отриманих за даними ГСЗ і МВХ багатократними перекриттями.

Також необхідно враховувати, що при обробці поля відбитих і рефрагованих хвиль зображення фіксується з різних кутів підходу хвиль до точки, за якою формується зображення. При міграції даних МВХ багатократними перекриттями хвиля падає зверху на контрастну границю, а при міграції поля рефрагованих хвиль - збоку від пункту збудження і в глибину заломлюючої товщі, що пов'язано

з переносом джерела на границю заломлення. Однак саме різний погляд на границю дозволяє отримати додаткову інформацію про будову середовища.

На рис.5.36 показано порівняння результатів обробки частини морського сейсмічного профілю, який був спостережений методами ГСЗ і МВХ багатократними перекриттями паралельно [12]. При цьому до даних було

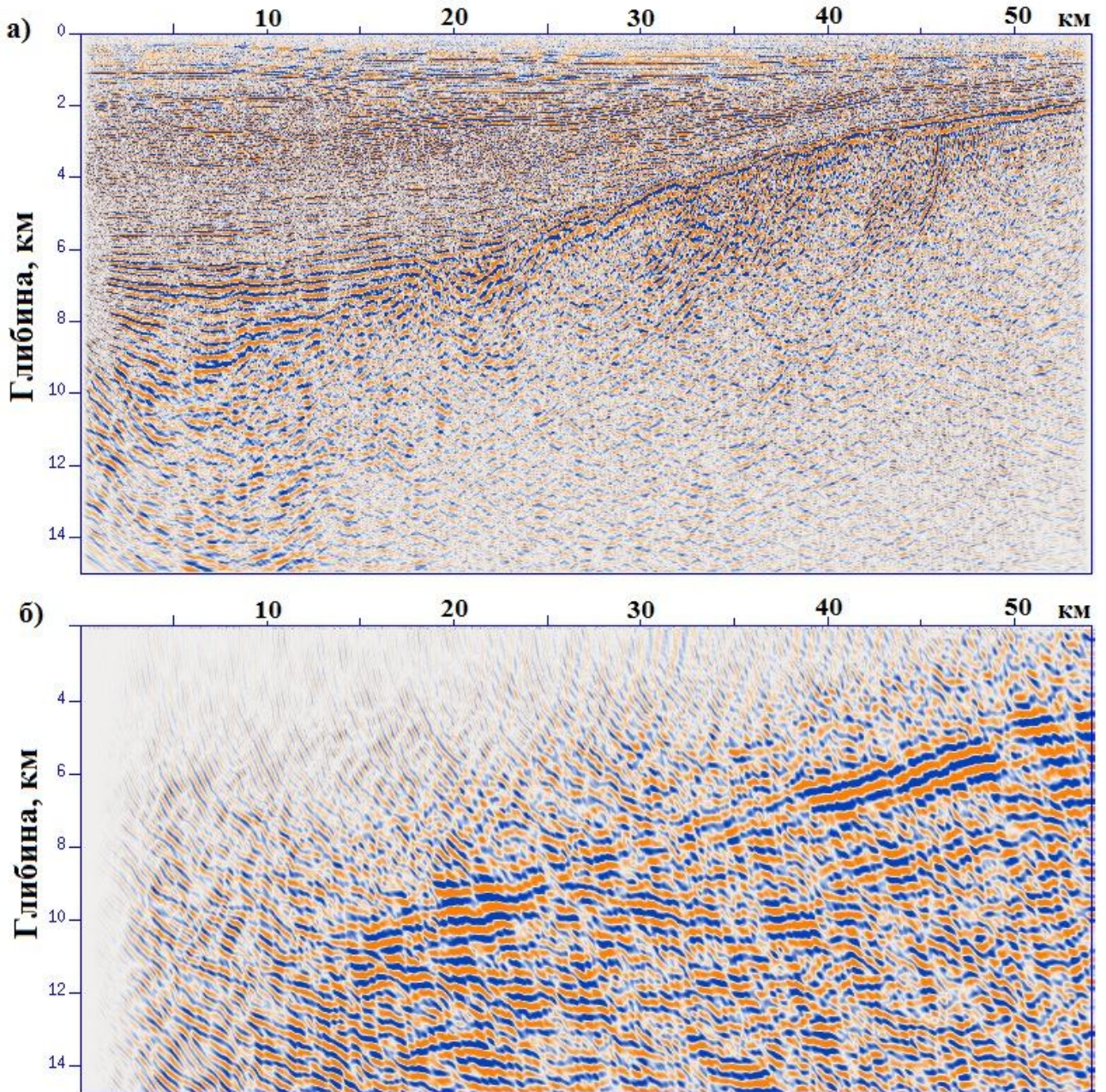


Рис.5.36. Результати обробки сейсмічних спостережень з застосуванням кінцево-різницевої міграції поля відбитих хвиль даних МВХ багатократними перекриттями (а) і поля рефрагованих хвиль даних ГСЗ (б).

застосовано різні варіанти кінцево-різницевої міграції. При обробці даних МВХ багатократними перекриттями використовувалася міграція поля відбитих хвиль до суми (рис.5.36а), а до даних ГСЗ була застосована міграція поля рефрагованих хвиль (рис.5.36б).

Рис.5.36 показує ще одну відмінність в зображенні середовища за полем рефрагованих хвиль, яка полягає в відображенні границі фундаменту і заломлюючої товщі, яка до неї прилягає, в той час як міграція відбитих хвиль дозволяє добре відобразити саме осадову товщу, яка перекриває границю фундаменту. Таким чином, дані зображення доповнюють одне одного і дозволяють отримати більше інформації про загальну будову розрізу.

Для ще одного прикладу порівняння зображень, сформованих за даними, спостереженими МЗХ і МВХ багатократними перекриттями використано морський сейсмічний профіль 5-AP [72], обробка якого з застосуванням кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль була описана вище.

На рис.5.37 показано порівняння частин зображення фундаменту, отриманих

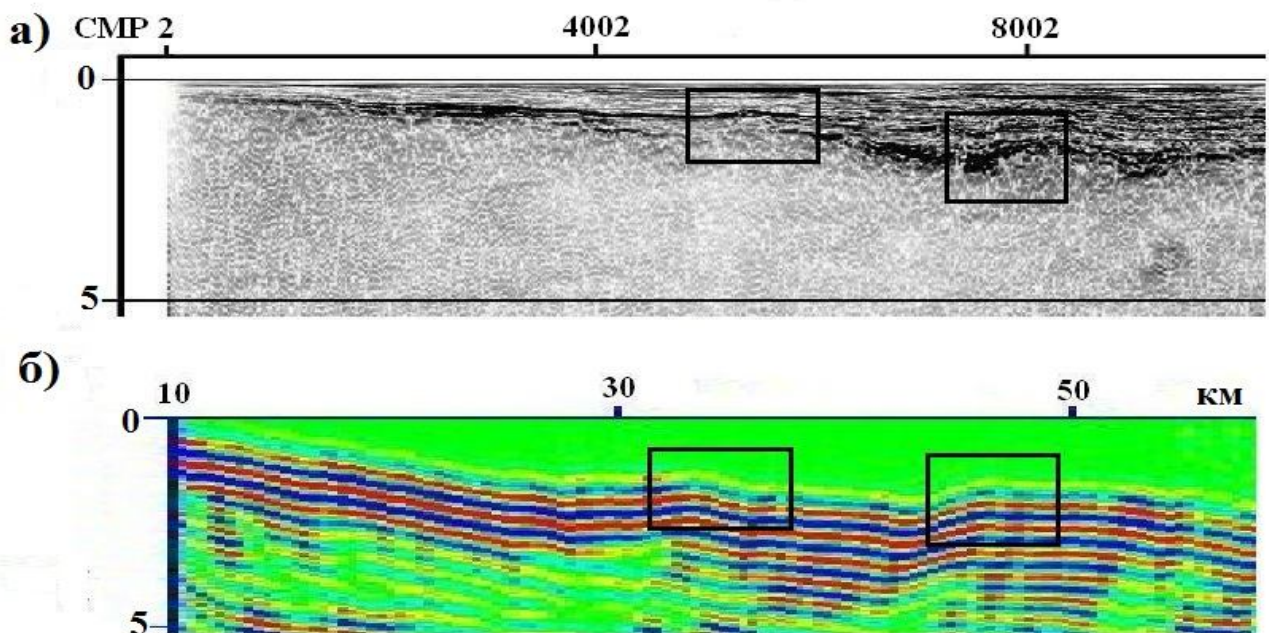


Рис.5.37. Порівняння частин зображення фундаменту, отриманих з застосуванням міграції суми СГТ з залученням заломлених хвиль (а) і кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль (б).

з застосуванням міграції суми СГТ з залученням заломлених хвиль і кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль. Для більш зрозумілого зіставлення на обох зображеннях чорними прямокутниками виділено деталі будови фундаменту за якими вони співпадають. З даного прикладу чітко видно всі описані вище особливості зображень, що отримані за даними, спостереженими MBX і MZX. Також знову чітко видно, що міграція поля рефрагованих хвиль дозволяє визначити внутрішню будову заломлюючої товщі, в той час як міграція даних MBX зображує товщу, яка знаходиться вище границі розділу.

Таким чином, для сейсмозв'язки важливим є не стільки порівняння результатів застосування міграції до даних MBX багатократними перекриттями і ГСЗ, скільки поєднання їх для більш якісної інтерпретації і отримання більш повної інформації про глибинну будову середовища з просторовим положенням цільових об'єктів розвідки.

Оскільки кінцево-різницева міграція даних ГСЗ дає можливість формувати зображення середовища за хвильовим полем, зареєстрованим на таких відстанях від пункту збудження, для яких альтернативних методів отримати зображення розрізу просто не існує, її результат тільки виграє у поєднанні з результатом міграції полі відбитих хвиль. В той же час необхідно усвідомлювати, що міграція поля рефрагованих хвиль не є універсальним методом обробки сейсмічних даних. Вона скоріше є додатковим методом, який дозволяє уточнювати структурні особливості розрізу для даних, зареєстрованих на значних відстанях від джерела.

Отже, формування зображення середовища або динамічна міграція є інструментом наглядної демонстрації глибинної будови розрізу в динамічних характеристиках спостереженого хвильового поля. Кінцево-різницева міграція поля рефрагованих хвиль виконується для кожного пункту збудження коливань окремо і потім формується за окремими зображеннями сумарне зображення окремої границі заломлення і прилеглої до неї заломлюючої товщі.

Основними елементами обчислювального процесу при цьому є: перенесення джерела на границю заломлення в області точки переходу заломлених хвиль в заломлюючу товщу, пряме продовження часового поля з врахуванням швидкості поширення хвиль у заломлюючій товщі і зворотнє продовження хвильового поля від денної поверхні в глибину за швидкісною моделлю покриваючої товщі. Шляхом вибору значень продовженого хвильового поля в значеннях часу, які відповідають часу виходу рефрагованої хвилі з заломлюючої товщі, формується хвильове зображення досліджуваної границі. Теоретичними основами для продовження часового і хвильового полів є кінцево-різницевий розв'язок рівняння ейконалу і хвильового рівняння відповідно з застосуванням спеціального виду різницевих сіток, які найбільш наближені до реального поширення хвиль у середовищі.

Вхідними параметрами при виконанні міграції поля рефрагованих хвиль є швидкості в заломлюючій і покриваючій товщах, а також глибина заломлюючої границі в області переміщення джерела. Досліджено вплив зміни цих параметрів на результат міграції і визначено критерії перевірки їх точності. Показано, що найбільше на глибинне положення і нахил границі на зображенні впливає значення швидкості в заломлюючій товщі.

Для перевірки коректності сформованого зображення використовується зіставлення зображень інтервалу границі, сформованих за зустрічними хвильовими полями. При цьому глибинне положення і нахил границі повинні співпадати на обох зображеннях.

Отже, особливо гостро стоїть питання про правильний вибір параметрів швидкісної моделі середовища при дослідженні границь, ускладнених структурними порушеннями, такими як: синкліналі, антикліналі, скиди, надвиги, складки і ін., Оскільки значення швидкості в таких умовах можуть змінюватися вздовж профілю, як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках.

При формуванні зображення складних структурних елементів виникає потреба особливого підходу при виконанні міграції поля рефрагованих хвиль. Для

відображення на міграційному розрізі окремих деталей будови середовища необхідно мати зображення порушень для пунктів збудження, розміщених з різних боків і на різних відстанях від нього.

При наявності в розрізі кількох границь розділу для формування глибинної будови середовища необхідно формувати зображення кожної заломлюючої границі окремо і тільки потім формувати сумарний глибинний розріз.

У випадку недостатньої і розрідженої системи спостережень і наявності кількох границь розділу у середовищі, для формування його зображення, як показано на модельних і практичних прикладах, бажано верхню границю формувати за полем рефрагованих хвиль, а нижньої – за полем відбитих.

Таким чином, можна описати алгоритм виконання кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль в наступному вигляді:

- Визначення апріорної швидкісної моделі з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль.
- Виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль, тобто перенесення джерела на границю заломлення в область точки переходу рефрагованих хвиль в заломлюючу товщу, пряме продовження часового поля від перенесеного джерела зі швидкістю, яка притаманна заломлюючій товщі і зворотне продовження хвильового поля від денної поверхні в глибину за швидкісною моделлю покриваючої товщі. Шляхом вибору значень продовженого хвильового поля, які відповідають часу виходу рефрагованої хвилі з нижньої товщі, формується хвильове зображення досліджуваної границі.
- Перевірка коректності отриманого результату міграції, тобто зіставлення міграційних зображень по зустрічним пунктам збудження і перевірка наявності окремих деталей будови досліджуваної границі.
- Формування глибинного зображення контрастної за швидкістю границі, з побудовою окремих складних елементів її будови.

- Формування зображення кожної контрастної границі розділу. У випадку недостатньої системи спостережень, зображення верхньої частини розрізу формувати за полем рефрагованих хвиль, а нижньої – за полем відбитих хвиль.
- Формування результативного глибинного зображення всього розрізу.
- Для більш ретельної перевірки отриманого результату глибинного зображення розрізу виконання моделювання з використанням визначеної з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль швидкісної моделі двошарового середовища.

Результати спільного застосування кінцево-різницевих методів моделювання і міграції поля рефрагованих хвиль дозволяють говорити про високу ефективність представленого алгоритму і методичних підходів при визначенні складних структурних елементів заломлюючої товщі. Кінцево-різницеві методи міграції і моделювання дозволяють отримати коректний результат обробки сейсмічних хвильових полів у вигляді глибинного зображення присутніх в середовищі границь і структурних порушень.

Результати застосування міграції поля рефрагованих хвиль до сейсмічних даних, спостережених в різних регіонах світу, дозволяють стверджувати, що розроблена автором методика дає змогу сформувавши безперервне, стійке зображення середовища навіть в умовах обмеженої системи спостережень. Проведені дослідження глибинної будови платформної частини України та зон переходу одного типу земної кори в іншу дозволили завдяки застосуванню кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль визначити структурні деталі, які відсутні на швидкісних моделях побудованих для даних районів.

Результати проведених досліджень показали, що для вивчення складно-побудованих середовищ необхідно використовувати методи, що гарантують коректний результат обробки, і розроблений метод динамічної міграції поля рефрагованих хвиль повністю відповідає цим вимогам.

Порівнюючи результати стандартної інтерпретації даних ГСЗ у вигляді швидкісних розрізів з зображенням, отриманим з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль, можна відмітити наступне. Міграційне зображення – це не просто модель середовища з лінійним представленням границь розділу, а реальний образ будови геологічного середовища, сформований безпосередньо за зареєстрованим хвильовим полем без зміни його динамічних характеристик. Перевагою міграції поля рефрагованих хвиль, на думку автора, є детальність глибинного зображення, яка дозволяє отримати більш повну інформацію про структуру середовища при подальшій інтерпретації даних, зареєстрованих в умовах складної тектоніки. Крім того, при неоднорідній системі спостережень і недостатньо повних сейсмічних даних ГСЗ міграція поля рефрагованих хвиль є ефективним інструментом отримання необхідної інформації про глибинну будову не лише земної кори, а також і верхньої мантії.

Вирішуючи проблему порівняння зображень, сформованих за даними ГСЗ і MBX багатократними перекриттями, можна відзначити, що при обробці поля відбитих і заломлених хвиль зображення фіксується з різних кутів підходу хвиль до точки, за якою формується зображення. Саме погляд на границю під різними кутами дозволяє отримати додаткову інформацію про будову середовища. Таким чином, міграційні зображення, сформовані за даними ГСЗ та MBX багатократними перекриттями при вивченні глибинної будови дозволяють отримати різні і в той же час доповнюючі зображення глибинного розрізу. І важливо не стільки їх порівнювати, скільки об'єднувати для кращої інтерпретації сейсмічних даних.



## РОЗДІЛ 6

### ФОРМУВАННЯ ТРИВИМІРНОГО ЗОБРАЖЕННЯ СЕРЕДОВИЩА ЗА ПОЛЕМ РЕФРАГОВАНИХ ХВИЛЬ

При пошуку та вивченні геологічних об'єктів складної не ізометричної будови застосування просторових спостережень та тривимірна їх інтерпретація є єдиним радикальним методом підвищення об'єктивності та точності розвідки.

Ефективність тривимірної сейсморозвідки в значній мірі залежить від того, наскільки методика і техніка спостережень, а також прийоми обробки та інтерпретації отриманих даних, відповідають сейсмогеологічним умовам та геологічним задачам, що потребують розв'язку. Тому розробка методів обробки та інтерпретації, які здатні стійко і ефективно працювати в умовах широкого діапазону наявних в розрізі об'єктів розвідки та сейсмогеологічних параметрів середовища при різноманітні схем і щільності спостережень, є безперечно актуальним напрямком досліджень.

Формування тривимірних зображень за полем рефрагованих хвиль пропонується з урахуванням основних засад двовимірного, які сформульовано в попередньому розділі [10, 11, 59, 60]. Однак необхідно зазначити, що теоретичні основи, як і алгоритм та програмна реалізація тривимірного варіанту міграції поля рефрагованих хвиль, значно складніші ніж у двовимірному варіанті, тому потребують і більш ретельної розробки, опису, перевірки коректності та всебічного тестування. В той же час недостатній об'єм практичних матеріалів тривимірної сейсморозвідки МЗХ призводить до необхідності при розгляді більшості методичних проблем та пошуку шляхів їх вирішення використовувати тривимірне моделювання хвильового поля, яке б дозволяло отримати хвильове поле, що реєструється в різному діапазоні відстаней від джерела коливань.

Отже, як і в двовимірному варіанті, міграція поля рефрагованих хвиль при обробці даних тривимірної сейсморозвідки передбачає послідовне виконання

наступних етапів для кожного окремого пункту збудження: перенесення джерела на поверхню границі заломлення, пряме продовження часового поля від перенесеного пункту збудження та обернене продовження хвильового поля з площини спостережень в середовище [14]. Подібно до двовимірного варіанту, як у випадку часового, так і у випадку хвильового продовження застосовується метод кінцево-різницевого розв'язку диференціальних рівнянь (рівняння ейконалу у випадку часового продовження та скалярного хвильового рівняння – у випадку хвильового продовження). Цей вибір зумовлений тим, що кінцево-різницевий розв'язок порівняно з іншими методами (інтегралу Кірхгофа, спектральними) є значно ближче по своїй суті до фізичного процесу поширення хвиль в середовищі, що гарантує як високу стійкість, так, і в цілому, коректність розв'язку задач продовження полів.

Отже, в основу розрахунків часового та хвильового полів, які складають базис представленого в роботі варіанту тривимірної міграції поля рефрагованих хвиль, покладено кінцево-різницевий метод розв'язку диференціальних задач на тривимірних та чотиривимірних сітках різної конфігурації. Зупинимось більш детально на розв'язку цих задач.

### **6.1. Теоретичні основи продовження часового поля кінцево-різницевим методом в тривимірному середовищі.**

Оскільки було визначено, що для однозначного вирішення задачі формування зображення заломлюючої границі за полем рефрагованих хвиль необхідно перенести джерело на границю заломлення в момент входження хвиль в товщу з більшою швидкістю, то за аналогією до двовимірного варіанту (див. розділ четвертий), продовження часового поля в тривимірному просторі також виконується в два етапи. На першому етапі розраховується час проходження хвилями покриваючої товщі до моменту їх переходу в заломлюючу товщу (в

тривимірному варіанті – множина таких точок створює кільце), а на другому етапі виконується продовження часового поля для проникаючих заломлених хвиль з урахуванням швидкості в заломлюючій товщі.

Для визначення часу  $t$  проходження хвилі з точки джерела до кільця, що відповідає стартовій позиції рефрагованої хвилі,

$$z = z_a$$

$$x = x_0 + a \cos \varphi_a$$

$$y = y_0 + a \sin \varphi_a,$$

де  $z_a$  - глибина до кільця,

$x_0, y_0$  - координати пункту збудження,

$\varphi_a$  - кутова координата кільця,

$a$  – радіус кільця,

необхідно розв'язати наступну диференціальну задачу:

$$\left( \frac{\partial t}{\partial \tau} \right)^2 + \frac{1}{sh^2 \tau} \left( \left( \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right)^2 + \frac{1}{\sin^2 \gamma} \left( \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right)^2 \right) = \frac{1}{V^2 \beta^2 (ch \tau - \cos \gamma sh \tau)^2}, \quad (6.1)$$

з початковою умовою:

$$t = 0 \text{ при } \tau = 0. \quad (6.2)$$

(6.1) – рівняння ейконалу в ортогональній системі координат, яка відповідає базовій системі променів та ізохронів при лінійній зміні швидкості з глибиною  $V_0(1 + \beta z)$ :

$$\gamma = \operatorname{arctg} \frac{2\sqrt{x^2 + y^2}}{\beta(x^2 + y^2 + z^2) + 2z};$$

$$\tau = \operatorname{arch} \left( \frac{\beta^2(x^2 + y^2 + z^2)}{2(\beta z + 1)} + 1 \right); \quad (6.3)$$

$$\varphi = \operatorname{arctg} \frac{y}{x};$$

або

$$x = \frac{1}{\beta} \frac{\sin \gamma \operatorname{sh} \tau}{\operatorname{ch} \tau - \cos \gamma \operatorname{sh} \tau} \cos \varphi;$$

$$y = \frac{1}{\beta} \frac{\sin \gamma \operatorname{sh} \tau}{\operatorname{ch} \tau - \cos \gamma \operatorname{sh} \tau} \sin \varphi;$$

$$z = \frac{1}{\beta} \left( \frac{1}{\operatorname{ch} \tau - \cos \gamma \operatorname{sh} \tau} - 1 \right);$$

де  $\tau = V_0 \beta t$ ,

$\gamma$  - кут падіння променя,

$\varphi$  - азимут променя,

$V$  – швидкість в покриваючій товщі,  $V = V(\tau, \gamma, \varphi)$ .

При цьому

$$z_{\max} = \frac{1}{\beta} \left( \frac{1}{\sin \gamma} - 1 \right);$$

$$x_{\max} = \frac{2 \sin \varphi}{\beta t g \gamma};$$

$$y_{\max} = \frac{2 \cos \varphi}{\beta t g \gamma}.$$

Якщо на базовій системі координат  $\tau, \gamma, \varphi$  визначити вузли сітки з відповідними сітковими кроками  $\Delta\tau, \Delta\gamma, \Delta\varphi$ , то сформується ортогональна сітка ізохрон і променів, яка при умові  $0 < \gamma_{\min} < \gamma \leq \frac{\pi}{2}$  не буде включати центральну вісь системи координат (6.3), де має місце виродження.

Було використано заміщення диференційного рівняння (6.1) кінцево-різницеvim рівнянням, яке має квадратичну степiнь наближення [14]:

$$t_{i,j}^{k+1} = t_{i,j}^k + \Delta\tau \left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right] + \frac{\Delta\tau^2}{2} \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau^2} \right]; \quad (6.4)$$

$$\text{де } \left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right] = \left\{ \frac{1}{\beta^2 V_{i,j,k}^2 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \frac{1}{sh^2\tau} \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right]^2 + \frac{1}{\sin^2\gamma} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right]^2 \right) \right\}^{\frac{1}{2}},$$

$$\left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] = \frac{1}{2\Delta\gamma} (t_{i+1,j}^k - t_{i-1,j}^k);$$

$$\left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] = \frac{1}{2\Delta\varphi} (t_{i,j+1}^k - t_{i,j-1}^k);$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau^2} \right] = \frac{1}{\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right]} \left\{ \frac{-\frac{\partial V}{\partial \tau}}{\beta^2 V_{i,j,k}^3 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \frac{sh\tau - \cos\gamma ch\tau}{\beta^2 V_{i,j,k}^2 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^3} + \right. \\ \left. + \frac{1}{sh^3\tau} \left[ \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \right)^2 + \frac{1}{\sin^2\gamma} \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \right)^2 \right] - \frac{1}{sh^2\tau} \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \tau} \right] + \frac{1}{\sin^2\gamma} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau \partial \varphi} \right] \right) \right\};$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \tau} \right] = \frac{1}{\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right]} \left\{ \frac{-\frac{\partial V}{\partial \gamma}}{\beta^2 V_{i,j,k}^3 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \frac{sh\tau \sin\gamma}{\beta^2 V_{i,j,k}^2 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^3} - \right. \\ \left. - \frac{1}{sh^2\tau} \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma^2} \right] - \frac{\cos\gamma}{\sin^3\gamma} \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \right)^2 + \frac{1}{\sin^2\gamma} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right] \right) \right\};$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \varphi \partial \tau} \right] = \frac{1}{\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right]} \left\{ \frac{-\frac{\partial V}{\partial \gamma}}{\beta^2 V_{i,j,k}^3 (ch\tau - \cos\gamma sh\tau)^2} - \frac{1}{sh^2\tau} \left( \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right] + \right. \\ \left. + \frac{1}{\sin^2\gamma} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right] \right) \right\};$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma^2} \right] = \frac{1}{\Delta\gamma^2} \left( t_{i+1,j}^k - 2t_{i,j}^k + t_{i-1,j}^k \right);$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \varphi^2} \right] = \frac{1}{\Delta\varphi^2} \left( t_{i,j+1}^k - 2t_{i,j}^k + t_{i,j-1}^k \right);$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right] = \frac{1}{4\Delta\gamma\Delta\varphi} \left( t_{i+1,j+1}^k + t_{i-1,j-1}^k - t_{i+1,j-1}^k - t_{i-1,j+1}^k \right);$$

$i$  – сіткова координата по осі  $\gamma$ ;

$j$  – сіткова координата по осі  $\varphi$ ;

$k$  – сіткова координата по осі  $\tau$ .

Розміри сіткової області підбираються таким чином, щоб коло, або дуга стартової позиції заломленої хвилі були повністю в межах сітки. Різницеве рівняння (6.4) визначає значення поля в одній точці, а, отже, є явним і для нього є характерною умовна стійкість. Стійкість має місце, коли сейсмічний промінь, що приходить у вузол з координатами  $(i, j, k + 1)$ , не виходить за межі сіткового шаблону [14]. У випадку значної неоднорідності швидкісної функції  $V(\tau, \gamma, \varphi)$  може бути застосоване локальне двомірне згладжування часового поля, що відповідає фізичній природі поширення хвиль [40] і дозволяє досягнути необхідної стійкості розрахунку часового поля.

На другому етапі прямого продовження часового поля точкового джерела поширюється часове поле від стартової позиції заломленої хвилі на всю область визначення зображення. Оскільки початковою умовою є розподіл часового поля на колі, або дузі, то для його продовження розглядається тороїдальна система координат, де в якості координатних ліній також використовуються промені і ізохрони, властиві середовищу з лінійним законом зміни швидкості з глибиною  $V_0(1 + \beta z)$ .

Тороїдальна система координат у цьому випадку має вигляд:

$$\tau = \operatorname{arch} \left[ \frac{\beta^2 \left( \left( \sqrt{x^2 + y^2} - a \right)^2 + z^2 \right)}{2(\beta z + 1)} + 1 \right];$$

$$\gamma = \operatorname{arctg} \frac{2\left(\sqrt{x^2 + y^2} - a\right)}{\beta \left[ \left(\sqrt{x^2 + y^2} - a\right)^2 + z^2 \right] + 2z}; \quad (6.5)$$

$$\varphi = \operatorname{arctg} \frac{y}{x};$$

де  $\tau = V_0 \beta t_l$ ;

$t_l$  – час поширення хвилі при лінійному законі зміни швидкості  $V_0(1 + \beta z)$ ;

$a$  – радіус центрального кола тора;

$\varphi$  – кутова координата ортогонального перерізу тора;

$\tau$  – радіальна координата на перерізі тора;

$\gamma$  – кутова координата на перерізі тора.

Або при прямій зміні координат:

$$x = \left( a + \frac{\sin \gamma sh \tau}{\beta (ch \tau - \cos \gamma sh \tau)} \right) \cos \varphi;$$

$$y = \left( a + \frac{\sin \gamma sh \tau}{\beta (ch \tau - \cos \gamma sh \tau)} \right) \sin \varphi;$$

$$z = \frac{1}{\beta} \left( \frac{1}{ch \tau - \cos \gamma sh \tau} - 1 \right).$$

Отже, рівняння ейконалу в тороїдальній системі координат (6.5) має наступний вигляд:



$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial t}{\partial \tau}\right)^2 + \frac{1}{sh^2 \tau} \left(\frac{\partial t}{\partial \gamma}\right)^2 + \frac{1}{[a\beta(ch\tau - \cos \gamma sh\tau) + \sin \gamma sh\tau]^2} \left(\frac{\partial t}{\partial \varphi}\right)^2 = \\ & = \frac{1}{V^2 \beta^2 (ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^2}, \end{aligned} \quad (6.6)$$

де  $t(\tau, i_0, \varphi)$  – час поширення хвилі в неоднорідному середовищі  $V \equiv V(\tau, \gamma, \varphi)$

$$\left(\frac{\partial t}{\partial \tau}\right)^2 = \beta^2 (ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^2;$$

$$\left(\frac{\partial t}{\partial \gamma}\right)^2 = \beta^2 \frac{(ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^2}{sh\tau};$$

$$\left(\frac{\partial t}{\partial \varphi}\right)^2 = \frac{(ch\tau - \cos \gamma sh\tau)^2}{[a\beta(ch\tau - \cos \gamma sh\tau) + \sin \gamma sh\tau]^2}.$$

Розглянемо сітку для різницевої апроксимації диференційного рівняння (6.6) з кроками  $\Delta\varphi, \Delta\gamma$  і  $\Delta\tau$ . Осям  $\varphi, \gamma$  та  $\tau$  відповідають сіткові координати  $i, j, k$ . На рис.6.1 показана різницева сітка для тривимірного продовження часового поля.

Явне різницеве наближення рівняння (6.6) з квадратичною степеню точності будемо шукати у вигляді :

$$\begin{aligned} t_{i,j}^{k+1} = t_{i,j}^k + \Delta\tau \left\{ \frac{1}{V^2 \beta^2 \lambda^2} - \frac{1}{sh^2 \tau} \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right]^2 - \frac{1}{\omega^2} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} + \frac{\Delta\tau^2}{2} * \\ * \frac{1}{\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right]} \left\{ - \frac{\frac{\partial V}{\partial \tau}}{V^3 \beta^2 \lambda^2} - \frac{sh\tau \cos \gamma ch\tau}{V^2 \beta^2 \lambda^3} - \frac{1}{\omega^2} \left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \varphi \partial \tau} \right] \right\} + \end{aligned}$$

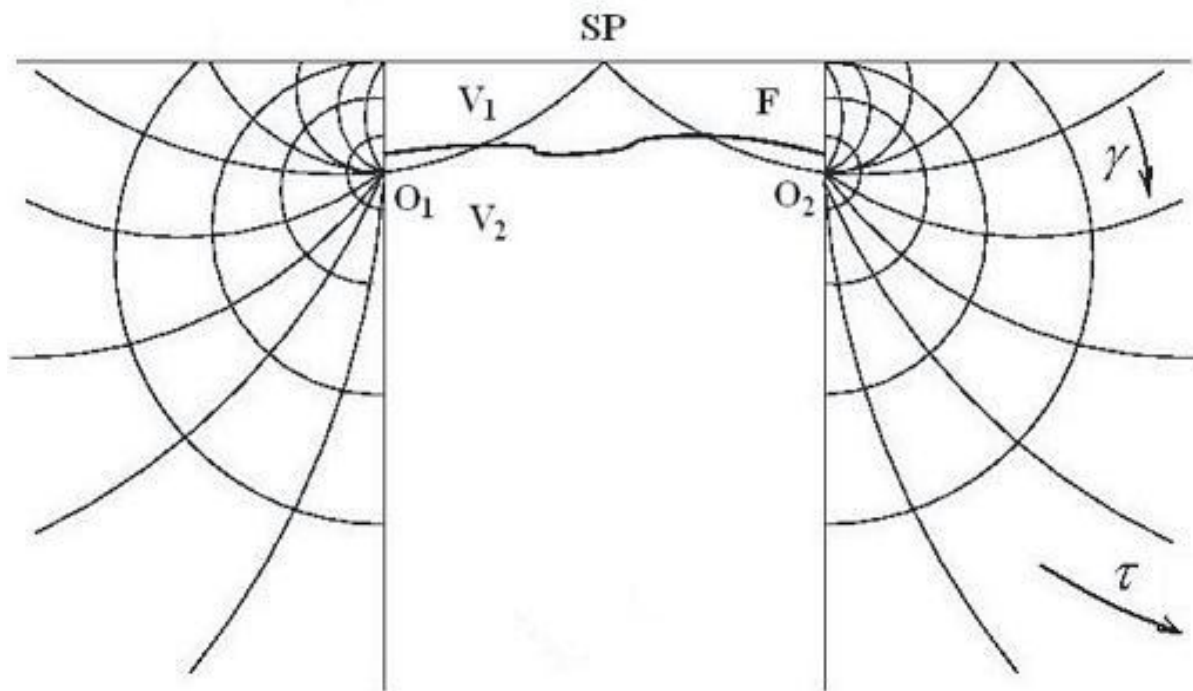


Рис.6.1. Різницева сітка для тривимірного продовження часового поля.

$$+ \frac{1}{\omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial \tau} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right]^2 - \frac{1}{sh^2 \tau} \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \tau} \right] + \frac{ch \tau}{sh^2 \tau} \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right]^2 \left. \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (6.7)$$

де різницеві оператори:

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau \partial \varphi} \right] = \frac{1}{\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right]} \left\{ - \frac{\frac{\partial V}{\partial \varphi}}{V^3 \beta^2 \lambda^2} - \frac{1}{sh^2 \tau} \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right] - \frac{1}{\omega^2} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \varphi^2} \right] \right\};$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau \partial \gamma} \right] = \frac{1}{\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right]} \left\{ \frac{-\frac{\partial V}{\partial \varphi}}{V^3 \beta^2 \lambda^2} - \frac{\sin \gamma sh \tau}{V^2 \beta^2 \lambda^3} - \frac{1}{sh^2 \tau} \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma^2} \right] - \frac{1}{\omega^2} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right] \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right] + \frac{1}{\omega^3} \frac{\partial \omega}{\partial \gamma} \left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right]^2 \right\};$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \tau} = a\beta(sh \tau - \cos \gamma ch \tau) + \sin \gamma ch \tau;$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \gamma} = sh \tau (a\beta \sin \gamma + \cos \gamma);$$

$$\omega = a\beta \lambda + \sin \gamma sh \tau;$$

$$\lambda = ch \tau - \cos \gamma sh \tau.$$

Кінцево-різницеві оператори  $\left[ \frac{\partial t}{\partial \varphi} \right], \left[ \frac{\partial t}{\partial \gamma} \right], \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma^2} \right], \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \varphi^2} \right], \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \gamma \partial \varphi} \right]$  співпадають з відповідними операторами рівняння (6.4).

Як диференційне рівняння (6.6), так і його різницеве наближення (6.7) не є лінійними рівняннями і є імовірність існування вузлів сітки, де не можливе визначення часу за виразом (6.7). В цьому випадку передбачено використання для визначення часу в такому вузлі процедуру двомірної інтерполяції часу по сусіднім вузлам сітки, де розрахунок можливий за формулою (6.7). Така процедура відповідає локальному згладженню часового поля.

Крім початкової умови (6.2) різницевої задачі прямого продовження часового поля, в якості крайової умови розглядається екстраполяція часу в крайових вузлах за полем, визначеним у внутрішніх вузлах двомірної сітки (сіткові координати  $i, j$ ).

Таким чином, кінцево-різницеві рівняння (6.4), (6.7), початкова умова (6.2)

та краєві умови екстраполяції формують кінцево-різницеву задачу, яка забезпечує розрахунок часового поля  $t_{i,j}^k$  ділянки простору, де передбачається отримати тривимірне зображення заломлюючого середовища.

Незважаючи на доволі складний вираз різницевих рівнянь визначення часового поля, його розрахунок вимагає відносно малих обчислювальних ресурсів порівняно з реалізацією процедури продовження хвильового поля.

## **6.2. Теоретичні основи продовження тривимірного хвильового поля кінцево-різницевим методом.**

Розглянемо кінцево-різницеве зворотне продовження хвильового поля, що має на меті формування тривимірного зображення середовища за полем рефрагованих хвиль. Продовження хвильового поля в задачі формування зображення є основою для оцінки необхідних обчислювальних ресурсів. Це зумовлено тим, що розрахунок поля виконується на чотиривимірній просторово-часовій сітці. Отже, потреба в кількості числових операцій та об'ємах комп'ютерної пам'яті незрівнянно вища, ніж при виконанні продовження часового поля на лише тривимірних просторових сітках.

Для просторової апроксимації хвильового поля звернемося до циліндричної сітки, вибір якої зумовлений тим, що поле рефрагованих хвиль від певної заломлюючої товщі реєструється головним чином в прогнозованому інтервалі відстані від пункту збудження коливань. Якщо циліндрична система координат має вигляд:

$$r = \sqrt{x^2 + y^2};$$

$$\varphi = \operatorname{arctg} \frac{y}{x}; \tag{6.8}$$

$$z = z,$$

де пункт збудження розташований в точці з координатами  $x = 0, y = 0, z = 0$ , або  $r = 0, z = 0$ , то координатна вісь  $r$  визначає віддаль від пункту збудження і за нею може бути визначений інтервал сіткової області, який необхідно використати для продовження хвильового поля, а також відібрати ту частину площинного спостереженого хвильового поля, яку доцільно долучити до процедури формування зображення.

Циліндрична сітка на лінії  $r = 0$  вироджується, але це не стоїть на заваді використання її у випадку продовження поля рефрагованих хвиль (рис.6.2). Цей висновок зумовлений тим, що область інтерпретації рефрагованих хвиль перебуває на значній віддалі від пункту збудження і область, наближена до нього, може бути взагалі вилучена з розгляду.

Скалярне хвильове рівняння, яке в декартовій системі координат у тривимірному варіанті має вигляд:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2(x, y, z)} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (6.9)$$

в системі координат (6.8) трансформується у диференційне рівняння:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial r} = \frac{1}{V^2(r, \varphi, z)} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (6.10)$$

де  $V(r, \varphi, z)$  є швидкість сейсмічних хвиль, яка може мати довільний розподіл в тривимірному просторі.

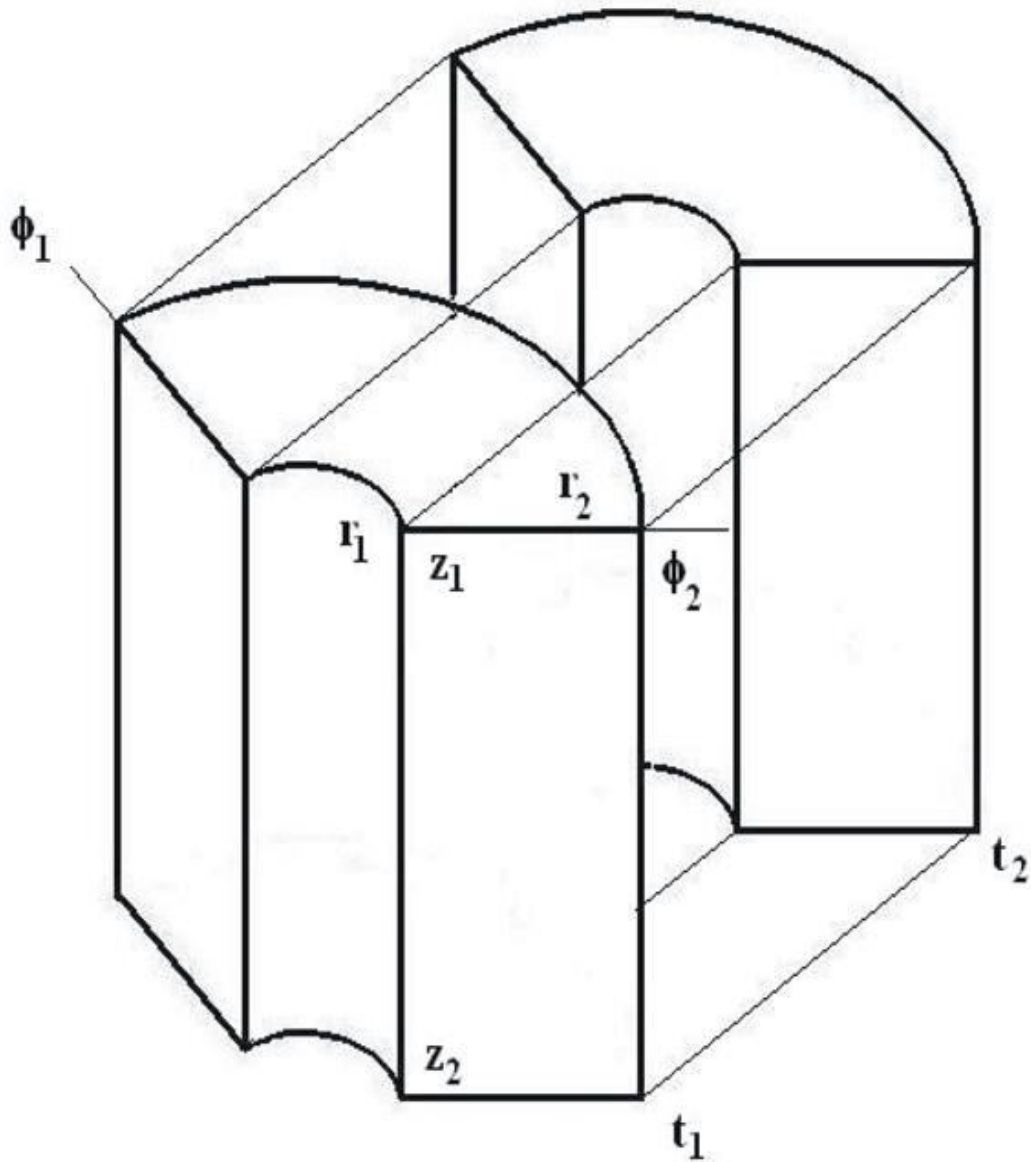


Рис.6.2. Циліндрична сітка для тривимірного продовження хвильового поля.

Розглянемо циліндричну сітку, вузли якої розташовані з кроками  $\Delta r$  по осі  $r$ ,  $\Delta z$  по осі  $z$  та  $\Delta \varphi$  по осі  $\varphi$ . Доповнимо її ще однією сітковою віссю часу з кроком сітки  $\Delta t$ . Розміри сітки обмежуються такими величинами:

$$r_{\min} \leq r \leq r_{\max}, \text{ де } r_{\min} \neq 0;$$

$$0 \leq z \leq z_{\max};$$

$$\varphi_{\min} \leq \varphi \leq \varphi_{\max};$$

$$t_{\min} \leq t \leq t_{\max},$$

$(r_{\min}, r_{\max})$  та  $(\varphi_{\min}, \varphi_{\max})$  – площа в полярній системі координат, де виконувались спостереження поля рефрагованих хвиль і яка залучається до формування зображення середовища. Таким чином, область продовження хвильового поля являє собою певну секцію циліндричної області в межах кутових координат  $\varphi_{\min}, \varphi_{\max}$  (див.рис.6.2). У випадку використання повної циліндричної області (спостереження навколо пункту збудження) обмеження за кутовою координатою  $\varphi$  відсутні.

Параметр  $z_{\max}$  відповідає максимальній глибині формування зображення.  $t_{\min}$  відповідає мінімальному значенню часу в області формування зображення, яке отримане при попередньому прямому продовженню часового поля від пункту збудження.  $t_{\max}$  є максимальним часом на сейсмограмах, які трансформуються в зображення середовища.

Виконаємо апроксимацію диференційного рівняння (6.10) на чотиривимірній сітці з сітковими координатами:  $i$  по вісі  $\varphi$ ,  $j$  по вісі  $z$ ,  $l$  по вісі  $r$  та  $k$  по вісі  $t$ :

$$\begin{aligned} (E - \sigma L_{\varphi\varphi}) u_{i,j}^{k-1,l} = & \left[ 2E + \frac{V^2 \Delta t^2}{\Delta r^2} L_{rr} + \frac{V^2 \Delta t^2}{2r \Delta r} L_r + \frac{V^2 \Delta t^2}{\Delta z^2} L_{zz} - \right. \\ & \left. - \left( 2\sigma - \frac{V^2 \Delta t^2}{r^2 \Delta \varphi^2} \right) L_{\varphi\varphi} \right] u_{i,j}^{k,l} - (E - \sigma L_{\varphi\varphi}) u_{i,j}^{k+1,l} \end{aligned} \quad (6.11)$$

де  $E$  – одиничний оператор;

$V \equiv V_{i,j,l}$  – значення швидкості в  $(i, j, l)$  – вузлі циліндричної просторової сітки;

$\sigma$  – коефіцієнт, що залучається для забезпечення стійкості різницевого розв'язку;

$u_{i,j}^{k,l}$  – значення амплітуди хвильового поля у сітковому вузлі з координатами  $(i, j, l, k)$ .

$$L_{\bar{\varphi}\varphi}u = u_{i+1,j}^{k,l} - 2u_{i,j}^{k,l} + u_{i-1,j}^{k,l};$$

$$L_{\bar{r}r}u = u_{i,j}^{k,l+1} - 2u_{i,j}^{k,l} + u_{i,j}^{k,l-1};$$

$$L_{\bar{z}z}u = u_{i,j+1}^{k,l} - 2u_{i,j}^{k,l} + u_{i,j-1}^{k,l};$$

$$L_{\bar{t}t}u = u_{i,j}^{k,l+1} - u_{i,j}^{k,l-1}.$$

Інтервал сіткових координат в рівнянні (6.11):

по осі  $\varphi$  від  $i=1$  до  $i=i_{\max}-1$ ;  $i=1$  відповідає значенню  $\varphi_{\min}$ , а  $i_{\max}-1$  – значенню  $\varphi_{\max}$ ;

по осі  $z$  від  $j=1$  до  $j=j_{\max}-1$ ;  $j=1$  відповідає денній поверхні, а  $j_{\max}-1$  – максимальній глибині  $z_{\max}$ ;

по осі  $r$  від  $l=1$  до  $l=l_{\max}-1$ ;  $l=1$  відповідає  $r_{\min}$ , а  $l_{\max}-1$  – значенню  $r_{\max}$ ;

по осі  $t$  від  $k=k_{\max}-2$  до  $k=0$ ;  $k_{\max}-2$  відповідає  $t_{\max}$ , а  $k=0$  – значенню  $t_{\min}$ .

Кінцево-різницеve рівняння зворотного продовження хвильового поля (6.11) забезпечує визначення амплітуди поля на часовому рівні сітки  $k-1$  по значенню його на двох часових рівнях  $k$  і  $k+1$ . Таким чином, здійснюється послідовно



визначення поля на сітці при зміні часової сіткової координати у зворотному порядку від максимального значення  $k_{\max} - 2$ , яке відповідає часу  $t_{\max}$ . Для формулювання повної кінцево-різницевої задачі передбачається початкова умова розв'язку у вигляді нульових значень поля на двох часових рівнях:  $k_{\max} - 1$  та  $k_{\max}$ . В якості крайових умов приймаються нульові значення хвильового поля у вузлах, що відповідають сітковим координатам  $i = 0$  та  $i = i_{\max}, j = j_{\max}, l = 0$  та  $l = l_{\max}$ . Спостережене хвильове поле розглядається також у якості крайової умови розв'язку кінцево-різницевої задачі у вузлах, які мають координату  $j = 0$ .

Рівняння (6.11) відносно значень хвильового поля у вузлах кінцево-різницевої сітки має вигляд:

$$\begin{aligned}
& -\sigma u_{i+1,j}^{k-1,l} + (1+2\sigma)u_{i,j}^{k-1,l} - \sigma u_{i-1,j}^{k-1,l} = u_{i,j}^{k,l} \left[ 2 - \frac{2V^2\Delta t^2}{\Delta r^2} - \frac{2V^2\Delta t^2}{\Delta z^2} + \right. \\
& \left. + 2 \left( 2\sigma - \frac{V^2\Delta t^2}{r^2\Delta\varphi^2} \right) \right] + \frac{V^2\Delta t^2}{\Delta r^2} \left( u_{i,j}^{k,l-1} + u_{i,j}^{k,l+1} \right) + \frac{V^2\Delta t^2}{2r\Delta r} \left( u_{i,j}^{k,l+1} - u_{i,j}^{k,l-1} \right) + \\
& + \frac{V^2\Delta t^2}{\Delta z^2} \left( u_{i,j-1}^{k,l} + u_{i,j+1}^{k,l} \right) - \left( 2\sigma - \frac{V^2\Delta t^2}{r^2\Delta\varphi^2} \right) \left( u_{i+1,j}^{k,l} + u_{i-1,j}^{k,l} \right) - (1+2\sigma)u_{i,j}^{k+1,l} + \\
& + \sigma \left( u_{i-1,j}^{k+1,l} + u_{i+1,j}^{k+1,l} \right) \quad ; \tag{6.12}
\end{aligned}$$

та, після згрупування членів рівняння (6.12), може бути приведене до наступного вигляду:

$$-\sigma u_{i-1,j}^{k-1,l} - (-1-2\sigma)u_{i,j}^{k-1,l} - \sigma u_{i+1,j}^{k-1,l} = - \left\{ u_{i,j}^{k,l} \left[ 2 \left( -1 - 2\sigma + V^2\Delta t^2 \left( \frac{1}{\Delta z^2} + \right. \right. \right. \right.$$

$$\begin{aligned}
& + \left( -\frac{V^2 \Delta t^2}{\Delta z^2} \right) \left( u_{i,j-1}^{k,l} + u_{i,j+1}^{k,l} \right) + \left( 2\sigma - \frac{V^2 \Delta t^2}{r^2 \Delta \varphi^2} \right) \left( u_{i+1,j}^{k,l} + u_{i-1,j}^{k,l} \right) + \\
& + (1 + 2\sigma) u_{i,j}^{k+1,l} + (-\sigma) \left( u_{i-1,j}^{k+1,l} + u_{i+1,j}^{k+1,l} \right) \}
\end{aligned} \tag{6.13}$$

Кінцево-різницеве рівняння (6.13) має явний вигляд відносно осей  $z$  та  $r$  і неявний відносно осі  $\varphi$ . Цей вибір зумовлений тим, що рівномірний крок по  $\varphi$  пов'язаний зі зміною довжини дуги при зміні радіусу циліндра  $r$ . Таким чином, при виборі стійкого режиму різницевих розрахунків необхідно було б орієнтуватися на мінімальний крок по  $\varphi$ , а, отже, і відповідно зменшений крок по часу  $\Delta t$ , що вимагало б нераціонального збільшення обчислень при великих значеннях радіусу  $r$ . У випадку ж неявної апроксимації диференціальних операторів, що пов'язані з координатою  $\varphi$ , гарантується абсолютна стійкість за цією координатою і крок  $\Delta \varphi$  може бути довільним, але за умови правильного вибору константи  $\sigma$ . Що стосується кроків  $\Delta r$  і  $\Delta z$ , то вони постійні для всієї сіткової області і оцінка стійкості, яка з ними пов'язана, не викликає труднощів.

Вибір параметра сітки  $\sigma$  диктується умовою абсолютної стійкості за координатою  $\varphi$  [75]:

$$\sigma \geq \frac{1}{4} \left( \frac{V^2 \Delta t^2}{r^2 \Delta \varphi^2} \right) \tag{6.14}$$

Ця умова має виконуватись у всіх вузлах просторової сітки.

Вибір сіткових кроків  $\Delta r, \Delta \varphi$  та  $\Delta z$  продиктований необхідністю задовільної апроксимації хвильового поля в процесі його продовження. Крок  $\Delta t$  продовження поля необхідно визначити у відповідності з задоволенням нерівності, яка гарантує стійкість різницевих розрахунків для двомірної схеми “хрест” [73]:

$$\Delta t^2 V^2 \left( \frac{1}{\Delta r^2} + \frac{1}{\Delta z^2} \right) \leq 1. \quad (6.15)$$

Ця умова повинна виконуватись для всієї сіткової області.

Доведемо стійкість розрахунків за запропонованою схемою (6.13), для цього подамо його у вигляді:

$$au_{i-1,j}^{k-1,l} - cu_{i,j}^{k-1,l} + bu_{i+1,j}^{k-1,l} = -f_{i,j}^{k,l}, \quad (6.16)$$

де  $a = -\sigma$ ,  $b = -\sigma$ ,  $c = -1 - 2\sigma$ ;

$$\begin{aligned} f_{i,j}^{k,l} = & u_{i,j}^{k,l} \left[ 2 \left( -1 - 2\sigma + V^2 \Delta t^2 \left( \frac{1}{\Delta z^2} + \frac{1}{\Delta r^2} + \frac{1}{r^2 \Delta \varphi^2} \right) \right) \right] + \\ & + \frac{V^2 \Delta t^2}{\Delta r} \left( \frac{1}{2r} - \frac{1}{\Delta r} \right) u_{i,j}^{k,l-1} + \frac{V^2 \Delta t^2}{\Delta r} \left( -\frac{1}{2r} - \frac{1}{\Delta r} \right) u_{i,j}^{k,l+1} + \\ & + \left( \frac{-V^2 \Delta t^2}{\Delta r^2} \right) \left( u_{i,j-1}^{k,l} + u_{i,j+1}^{k,l} \right) + \left( 2\sigma - \frac{V^2 \Delta t^2}{r^2 \Delta \varphi^2} \right) \left( u_{i+1,j}^{k,l} + u_{i-1,j}^{k,l} \right) + \\ & + (1 + 2\sigma) u_{i,j}^{k+1,l} + (-\sigma) \left( u_{i-1,j}^{k+1,l} + u_{i+1,j}^{k+1,l} \right) \end{aligned}$$

Значення амплітуди на часовому рівні  $k-1$  в лівій частині рівняння (6.16) визначаються за значенням поля у вузлах часових рівнів  $k$  і  $k+1$  у правій частині рівняння  $f$ . Неявне рівняння (6.16) розв'язується за допомогою методу прогонки [22]. Для її застосування розраховуються додаткові функції:

$$\alpha_{i+1} = \frac{b}{c - \alpha_i a},$$

$$\beta_{i+1} = \frac{a\beta_i + f_{i,j}^{k,l}}{c - \alpha_i a}; \quad (6.17)$$

$$\alpha_1 = 0; \beta_1 = 0; \text{ для } i = 1, 2, \dots, i_{\max} - 1.$$

Значення амплітуди хвильового поля визначається за формулою:

$$u_{i,j}^{k-1,l} = \alpha_{i+1} u_{i+1,j}^{k-1,l} + \beta_{i+1}; \quad (6.18)$$

$$\text{де } i = i_{\max} - 1, \dots, 2, 1;$$

$$u_{i_{\max},j}^{k-1,l} = 0.$$

Умова стійкості прогонки [22] визначається як  $a \neq 0, b \neq 0$  та  $|c| \geq |a| + |b|$ . Вона задовольняється у всіх вузлах сіткової вісі  $i$ , а, отже, ми маємо справу з стійким процесом розв'язку рівнянь (6.17) та (6.18).

Розглянуті кінцево-різницеві задачі продовження часових та хвильових полів були втілені в комп'ютерні програми, що дозволило завершити розробку міграційного методу формування тривимірних зображень середовища за полем рефрагованих хвиль. Дієздатність методу була перевірена на модельних прикладах.

### **6.3. Алгоритм та програмна реалізація міграції поля рефрагованих хвиль у тривимірному варіанті.**

Відмінність міграції рефрагованих хвиль від міграції за полем відбитих хвиль зумовлена самою природою відбитих та рефрагованих хвиль. У випадку

відбитих хвиль промінь має одну точку відбиття на границі і ця точка є об'єктом зображення при трансформації хвильового поля з області реєстрації до середовища. У випадку рефрагованих хвиль ми маємо справу з двома особливими точками, де промінь заломлюється: при вході в середовище і при виході з нього. Кожен промінь несе одночасно інформацію про два факти заломлення, що означає неможливість однозначного вирішення задачі формування зображення за полем рефрагованих хвиль в порівнянні з такою ж задачею для поля відбитих хвиль. Про шлях вирішення проблеми неоднозначності було викладено в четвертому розділі. Отже, джерело збудження коливань переноситься в позицію точки входу рефрагової хвилі в заломлююче середовище. Таким чином, задача формування зображення стає однозначною і формулюється як переміщення хвильового поля в область, де рефрагована хвиля покидає заломлююче середовище і переходить в перекриваючу товщу. По аналогії з двомірною міграцією рефрагованих хвиль зображення розраховується за формулою:

$$I(x, y, z) = u[x, y, z, T(x, y, z)]; \quad (6.19)$$

де  $T(x, y, z)$  – часове поле точкового джерела, визначене в області формування зображення,

$u(x, y, z, t)$  – хвильове поле, що отримано зворотним продовженням поля

$U(x, y, z)$ , спостереженого на денній поверхні.

Як і у двомірному випадку розрахунок часового поля має два етапи: визначення часу в області входу хвилі в заломлююче середовище (розподіл швидкості відомий в області джерела) та розрахунок часового поля  $T(x, y, z)$  в області пошуку зображення (розподіл швидкості у всій області формування зображення за швидкісним законом заломлюючого середовища). У випадку

тривимірного середовища область входу в заломлююче середовище визначається для точкового джерела як коло, або відрізок дуги на позиції заломлюючої границі.

Зворотне продовження хвильового поля  $u(x, y, z, t)$  від денної поверхні здійснюється для всієї області пошуку зображення за розподілом швидкості, який властивий середовищу, що покриває границю заломлення. В процесі продовження хвильового поля визначається зображення згідно формули (6.13).

Таким чином, тривимірне зображення  $I(x, y, z)$  є образом заломлюючої товщі для одного точкового джерела. Область існування зображення пов'язана з площею спостережень поля рефрагованих хвиль.

За розглянутим принципом визначено алгоритм формування зображення заломлюючої товщі, який подано на рис.6.3. Розглянемо послідовно його окремі складові.

#### Підготовка вхідних даних та визначення параметрів обробки.

У якості вхідних даних розглядається наступна інформація:

- Спостережене на площі робіт хвильове поле  $U(x, y, z)$  для кожного окремого джерела.
- Розподіл швидкості для моделі середовища поблизу джерела  $V(x, y, z)$ .
- Розподіл швидкості для покриваючого заломлюючу товщу середовища  $V_t(x, y, z)$ .
- Розподіл швидкості для заломлюючої товщі  $V_e(x, y, z)$ .

Параметри сіткового продовження хвильового та часового полів, що повинні відповідати вимогам стійкості та необхідної кінцево-різницевої апроксимації хвильового рівняння та рівняння ейконалу.

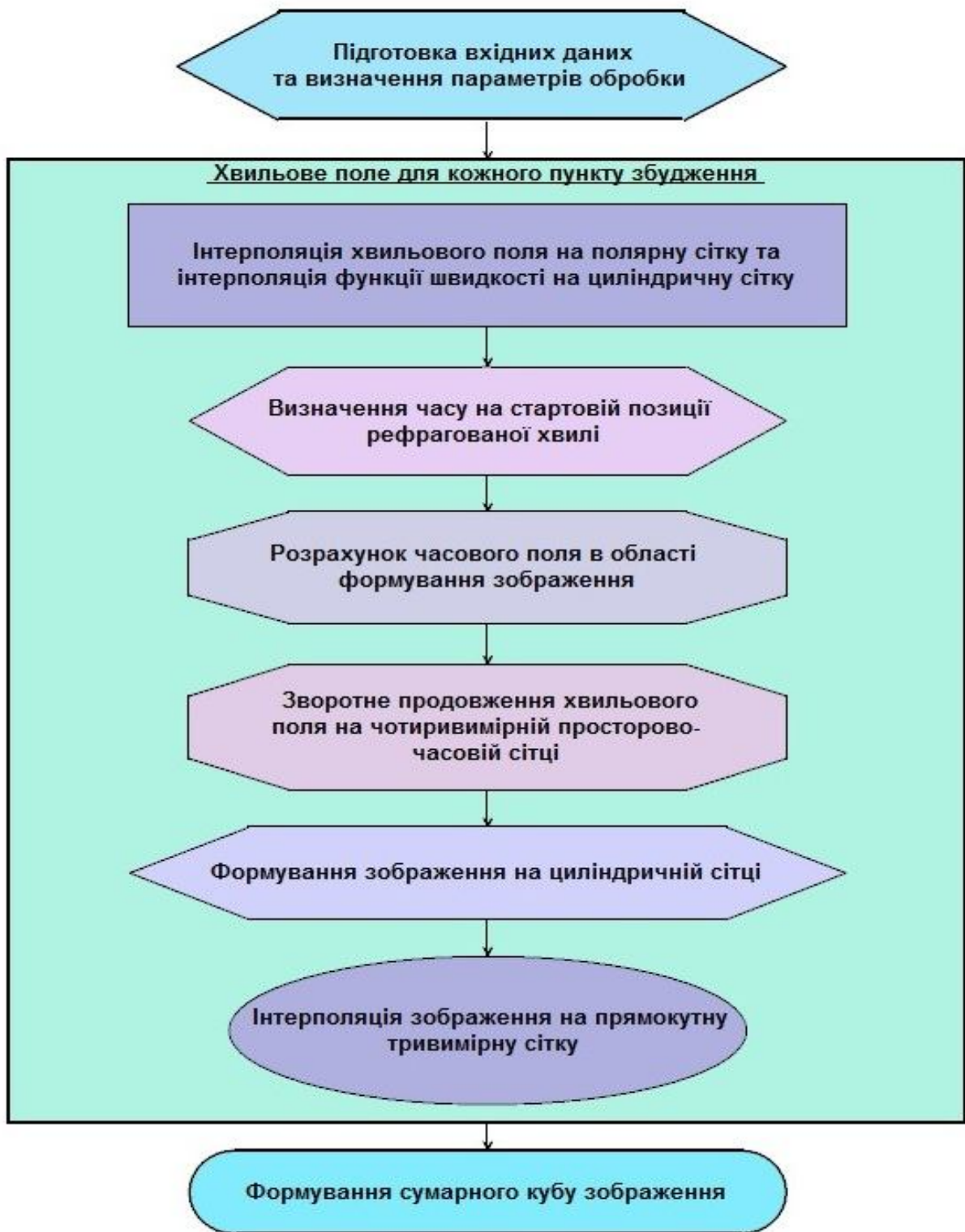


Рис.6.3. Алгоритм формування зображень за полем рефрагованих хвиль в тривимірному середовищі.

- Параметри, що визначають, яку частину області спостереження слід залучати до формування зображення.

Перераховані параметри задаються у вигляді параметричного файлу. Сіткові кроки визначаються з урахуванням умови коректності обчислень.

Всі наступні етапи до сумарного формування кубу зображення середовища виконуються для хвильових полів кожного наявного пункту збудження.

#### Інтерполяція хвильового поля на полярну сітку.

Необхідність інтерполяції хвильового поля на полярну сітку та швидкісної функції на циліндричну сітку пов'язана з використанням циліндричної просторової сітки для продовження в середовище спостереженого хвильового поля  $U(x, y, t)$ , трансформованого в  $U(\zeta, \varphi, t)$  з використанням змінної швидкості в покриваючій товщі порід  $V_t(x, y, z)$ , трансформованої в  $V_t(\zeta, \varphi, z)$  ( $\zeta, \varphi, z$  - циліндричні координати). Розміри області інтерполяції, яка буде залучена до формування зображення, визначаються тією частиною спостереженого поля, де домінують рефраговані хвилі від заломлюючої товщі, зображення якої необхідно сформувати. У відповідності до застосованої схеми спостережень в якості циліндричної області продовження поля може бути задіяний як повний циліндр, так і його окремий сектор.

#### Визначення розподілу часу на стартовій позиції рефрагованої хвилі.

Для забезпечення розрахунку часового поля, яке є базовим для виділення зображення, попередньо визначається час на колі, або частині кола, що розглядається як стартова позиція рефрагованої хвилі. Стартова позиція задається безпосередньо на заломлюючій границі, позиція якої в області пункту збудження вважається відомою. Для визначення часу на стартовій позиції застосовується розрахунок часового поля точкового джерела з використанням сферичної сітки.

#### Розрахунок часового поля в області формування зображення.



Від стартової позиції рефрагованої хвилі розрахунок часового поля для області формування зображення виконується на тороїдальній тривимірній сітці. Отримані значення часу інтерполюються на циліндричну просторову сітку продовження хвильового поля у вигляді  $T(\zeta, \varphi, z)$ .

#### Зворотне продовження хвильового поля.

Зворотне продовження хвильового поля  $u(\zeta, \varphi, z, t)$  здійснюється на чотиривимірній просторово-часовій сітці. Просторова частина її являє собою циліндр. В якості крайової умови задачі продовження хвильового поля розглядається задане на полярній сітці верхньої поверхні циліндра спостережене хвильове поле  $U(\zeta, \varphi, t)$ .

#### Визначення тривимірного зображення.

На основі розрахованих на циліндричній сітці хвильового поля  $u(\zeta, \varphi, z, t)$  та часового поля  $T(\zeta, \varphi, z)$  здійснюється формування тривимірного образу заломлюючого середовища  $I(\zeta, \varphi, z)$  згідно виразу :

$$I(\zeta, \varphi, z) = u[\zeta, \varphi, z, T(\zeta, \varphi, z)].$$

#### Трансформація зображення на прямокутну сітку.

Розрахунок зображення для окремого пункту збудження завершується перерахунком його на прямокутну тривимірну сітку, що дає змогу накопичувати сумарне зображення для всієї системи пунктів збудження на площі спостережень.

#### Формування сумарного кубу зображення середовища.

Після трансформації зображень для окремих пунктів збудження на прямокутну сітку виконується їх підсумовування в цілий куб зображення досліджуваного середовища. Таким чином, формується загальний глибинний розріз за площинними сейсмічними спостереженнями.

Звісно, що практичного матеріалу з тривимірних реальних спостережень сейсмозв'язки МЗХ існує поки що досить обмежений об'єм. Однак на думку автора необхідність розробки методів, що дозволяють якісно обробляти такі дані, очевидна. Оскільки при наявності подібних спостережень, методів для їх обробки до цього часу немає.

#### **6.4. Тривимірне кінцево-різницеве моделювання хвильового поля точкового джерела з урахуванням значних відстаней реєстрації від нього.**

В порівнянні з двовимірним варіантом задача моделювання хвильового поля в тривимірному середовищі в дальній зоні джерела постає не тільки теоретично складнішою, але й потребує значно більшого об'єму розрахунків. Багато проблем виникає при створенні, візуалізації і корекції тривимірної швидкісної моделі для складно-побудованого середовища. З літературних джерел відомо успішне вирішення проблем кінцево-різницевого моделювання хвильового поля в тривимірній декартовій системі координат для джерела, розташованого на відносного невеликих відстанях від області реєстрації коливань [240]. При цьому простір пропонувалося розбивати прямокутною сіткою. Однак у випадку тривимірного моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела особливо гостро стоїть питання про підпорядкованість розрахункової сіткової області поширенню хвиль в середовищі з метою виключення сіткового розрахунку на інтервалах, де поширення опорних рефрагованих хвиль не передбачається. Досягнути цього ефекту значно легше, якщо замість декартової прямокутної сітки використати циліндричне сіткове розбиття тривимірного простору.

Такий підхід дозволяє виконати необхідне обмеження розрахункової сітки, а, отже, і області обчислень найбільш природним чином. Так, при необхідності визначити хвильове поле в деякій замкнутій області, віддаленій від джерела,

можна вести розрахунок в секторі, який вміщує цю область і який є частиною циліндричної сітки, на центральній осі якої знаходиться джерело.

Хвильове рівняння у тривимірній системі декартових координат (6.1) використовується у якості теоретичної основи як для зворотного, так і для прямого продовження хвильового поля. У відповідності до циліндричної системи координат

$$\begin{aligned} r &= \sqrt{x^2 + y^2}; \\ \varphi &= \arcsin\left(\frac{y}{\sqrt{x^2 + y^2}}\right); \\ z &= z; \end{aligned}$$

хвильове рівняння (6.1) трансформується наступним чином

$$\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial r} = \frac{1}{V^2(r, z, \varphi)} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}. \quad (6.20)$$

Для чисельного вирішення рівняння (6.20) необхідно його записати в кінцево-різницевого наближенні. Для цього виконаємо заміну диференціальних операторів різницевами.

Для скорочення об'єму обчислень обмежимося неявною апроксимацією в рівнянні (6.20) лише відносно диференціального оператора  $\frac{\partial^2 u}{\partial \varphi^2}$ , пов'язаного з координатною віссю  $\varphi$ . Інші кінцево-різничеві оператори будуть передбачати явну схему вирішення.

Таким чином, кінцево-різничеве рівняння, яке забезпечує квадратичне наближення рівняння (6.20), буде мати вигляд:

$$(E - \sigma L_{\bar{\varphi}\varphi})u_{i,j,l}^{k+1} = \left[ 2E + \Delta t^2 V_{i,j,l}^2 L_{\bar{r}r} + \frac{\Delta t^2 V_{i,j,l}^2}{r_l} L_{\dot{r}} + \Delta t^2 V_{i,j,l}^2 L_{\bar{z}z} - \left( 2\sigma - \frac{\Delta t^2 V_{i,j,l}^2}{r_l^2} \right) L_{\bar{\varphi}\varphi} \right] u_{i,j,l}^k - (E - \sigma L_{\bar{\varphi}\varphi})u_{i,j,l}^{k-1}, \quad (6.21)$$

де  $i, j, l, k$  – сіткові координати вздовж осей  $\varphi, z, r$  і  $t$ , відповідно;

$$L_{\bar{\varphi}\varphi} u_{i,j,l}^k = \frac{1}{\Delta\varphi^2} (u_{i+1,j,l}^k - 2u_{i,j,l}^k + u_{i-1,j,l}^k);$$

$$L_{\bar{r}r} u_{i,j,l}^k = \frac{1}{\Delta r^2} (u_{i,j,l+1}^k - 2u_{i,j,l}^k + u_{i,j,l-1}^k);$$

$$L_{\bar{z}z} u_{i,j,l}^k = \frac{1}{\Delta z^2} (u_{i,j+1,l}^k - 2u_{i,j,l}^k + u_{i,j-1,l}^k);$$

$$L_{\dot{r}} u_{i,j,l}^k = \frac{1}{2\Delta r} (u_{i,j,l+1}^k - u_{i,j,l-1}^k);$$

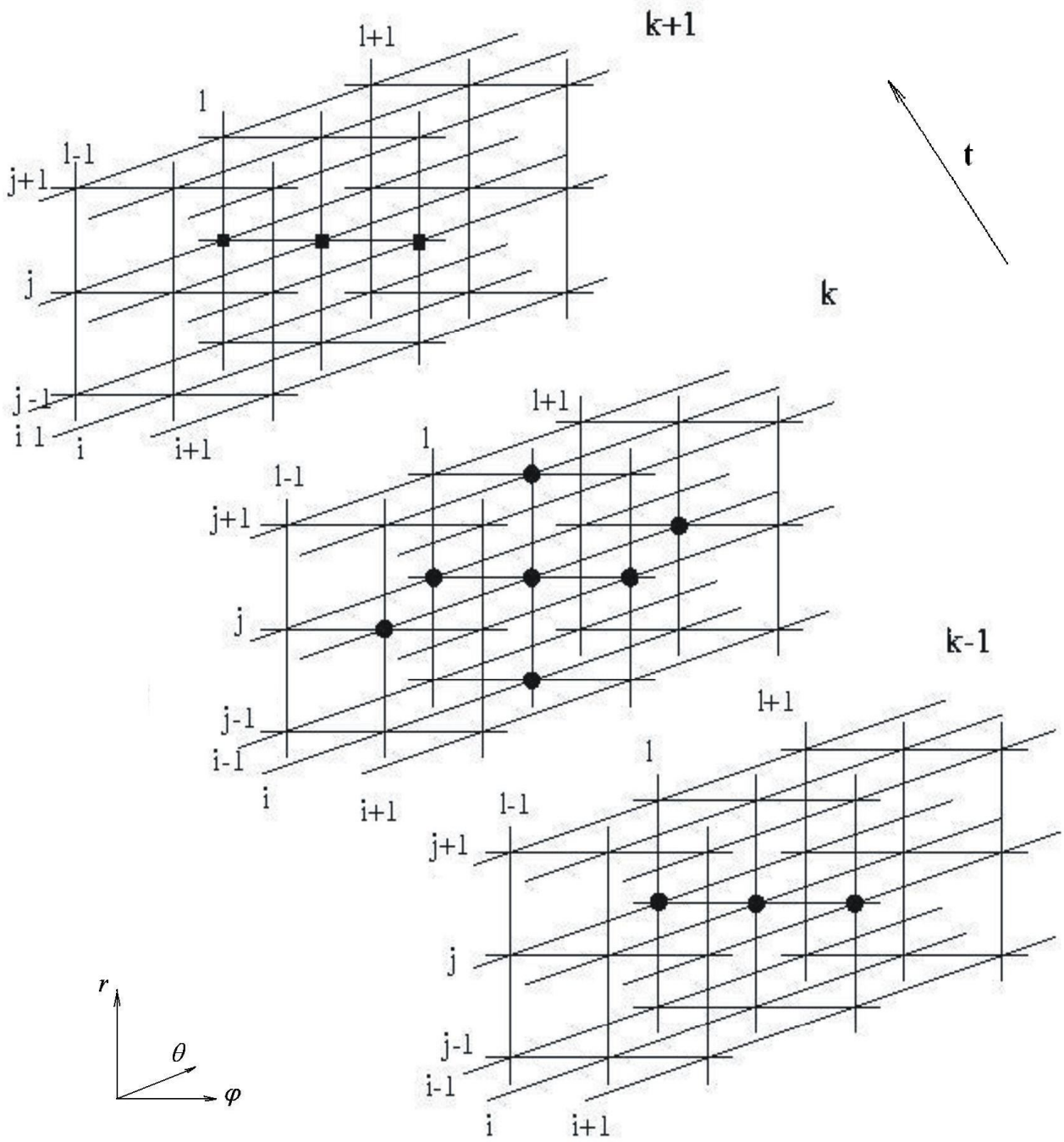
$\sigma$  - константа, яка визначається згідно нерівності:

$$\sigma \geq \frac{1}{4} \max_{i,j,l} \frac{\Delta t^2 V_{i,j,l}^2}{r_l^2},$$

при цьому  $r_l = l\Delta r$ .

Чотиривимірний шаблон просторово-часової сітки, який відповідає кінцево-різницевому рівнянню (6.21), показаний на рис.6.4. Передбачається, що точкове джерело, для якого виконується розрахунок поля, розміщено на центральній осі циліндра.

Кінцево-різницеве рівняння (6.21) вирішується методом однократної прогонки вздовж осі  $\varphi$ . Для осей  $r$  і  $z$  зберігається явний характер апроксимації.



$i, j, l, k$  - сіткові координати, що відповідає осям  $\varphi, r, \theta, t$ .

- - вузли сітки, де хвильове поле визначено
- - вузли сітки, де хвильове поле визначається

Рис.6.4. Чотиривимірний шаблон просторово-часової сітки для тривимірного прямого продовження хвильового поля.

При продовженні хвильового поля на циліндричній сітці має місце умовна стійкість розрахунків. Умовою стійкості в даному випадку є виконання нерівності [61]:

$$\max V_{i,j,l} \Delta t \leq \frac{\Delta r \Delta z}{\sqrt{\Delta r^2 + \Delta z^2}}. \quad (6.22)$$

Маючи тривимірний розподіл швидкості у середовищі  $V_{i,j,l}$ , можна відтворити хвильове поле в циліндричному секторі за допомогою рівняння (6.21) в напрямку зростання сіткової часової координати  $k$ , починаючи зі значення  $k=2$ . Значення  $u_{i,0,l}^k$  розглядаються як відліки розрахованого тривимірного хвильового поля.

На основі розглянутої теорії прямого продовження хвильового поля в тривимірному середовищі було розроблено алгоритм та складено комплекс програм, який дозволяє вести розрахунки хвильового поля для складних за розподілом сейсмічної швидкості тривимірних моделей середовища, включно з довільними блоковими структурами. Зупинимося більш детально на можливостях тривимірних кінцево-різницевого методів моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела і міграції поля рефрагованих хвиль на модельних і практичних прикладах.

### **6.5. Моделювання тривимірного хвильового поля і формування кубу зображення із заданою швидкісною моделлю складнобудованного середовища.**

Продемонструємо можливість моделювання тривимірного хвильового поля в умовах складнобудованного середовища, що містить різного роду структурні і тектонічні геологічні об'єкти.

Для прикладу була обрана тривимірна швидкісна модель середовища, для якої контакт двох відмінних за швидкістю шарів має складну тривимірну конфігурацію. На рис. 6.5 показано тривимірну модель двошарового середовища, границя якого містить локальне підняття та порушення у вигляді грабену з протяжним заглибленням з крутими схилами. При цьому швидкість в покриваючому шарі становить 2000 м/с, а в заломлюючому - 5000 м/с.

Автором було поставлено задачу продемонструвати вплив на хвильове поле наявності порушення на заломлюючій границі. З цією метою границю контакту двох шарів було ускладнено протяжним вертикальним порушенням, яке перекриває інші структурні елементи границі. Загальний розмір моделі по площі складає 9.0 км \* 10.0 км у відповідності з координатними осями  $x$  та  $y$ . Максимальна глибина моделі - 3.2 км. Середня глибина розташування першого шару складає 860 м, а мінімальна та максимальна глибини відповідно дорівнюють 550 м та 1160 м. Значення амплітуди порушення - 100 м і при цьому перепади глибин на границі значні з великою крутизою на схилах. Модель тривимірного середовища з ускладненою вертикальним порушенням границею розділу двох шарів показана на рис.6.6.

Для вказаних моделей (рис.6.5 – 6.6) було проведено обчислення хвильового поля за серією пунктів збудження, довільно розташованих на поверхні моделі. Розрахунки для кожного пункту виконувалися в окремому циліндричному секторі (розміром 0.6 радіан) з довільним вибором напрямку сектора відносно пункту збудження.

Параметри для чотиривимірної просторово-часової різницевої сітки при моделюванні хвильового поля, а саме сіткові кроки, були обрані наступними:

$\Delta z = 7$  м,  $\Delta r = 10$  м,  $\Delta \varphi = 0.004$  рад,  $\Delta t = 0.00114$  с. Сітковий крок по осі часу  $\Delta t$  для забезпечення стійкості визначався за нерівністю (6.22) автоматично, що враховано при створенні програмної реалізації.

Всього для розрахунків були задіяні 13 пунктів збудження довільно розташованих на площі робіт, місця їх розміщення показано на рис.6.7. Як видно з

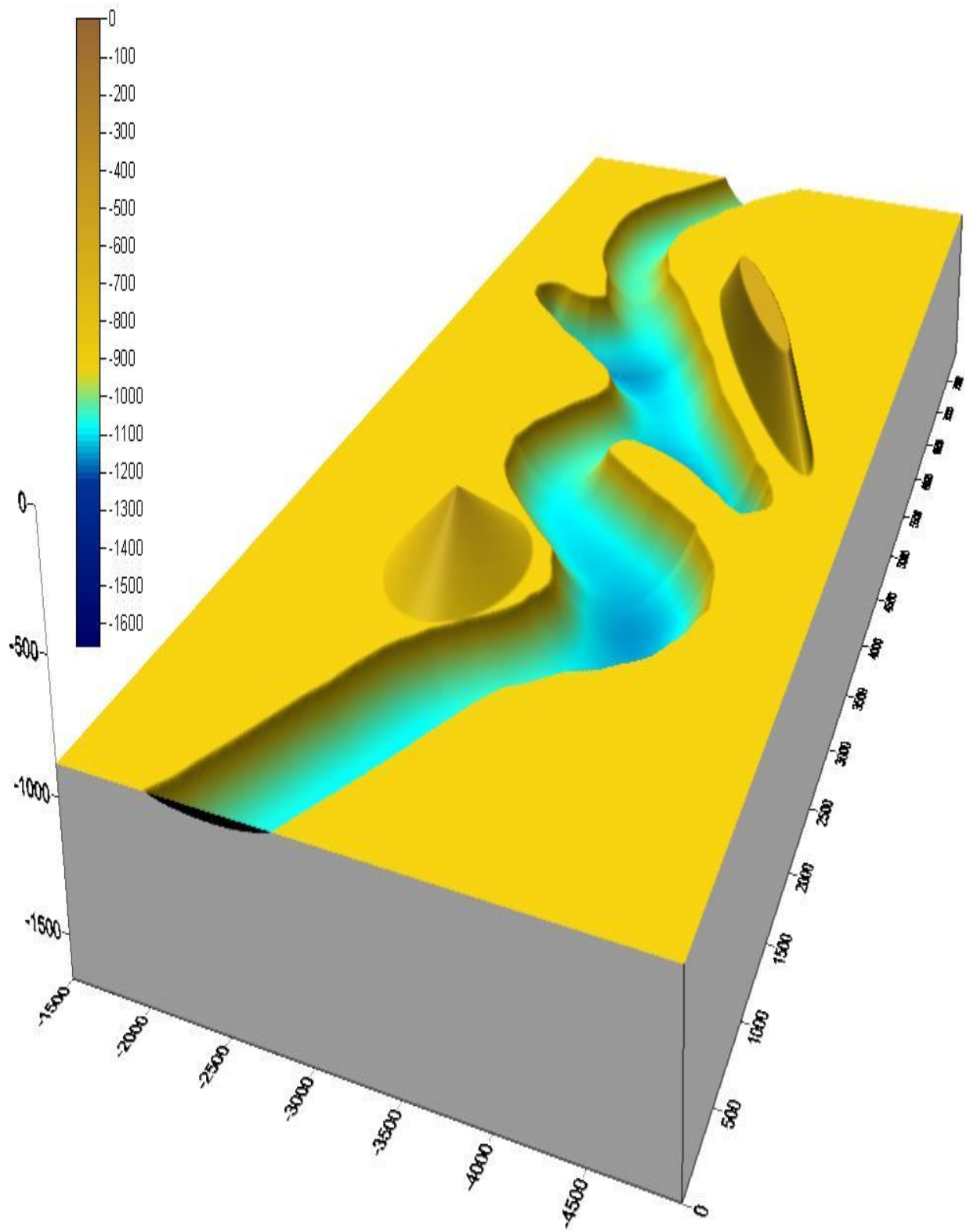


Рис.6.5. Тривимірний модель середовища без вертикального порушення на границі розділу двох шарів.



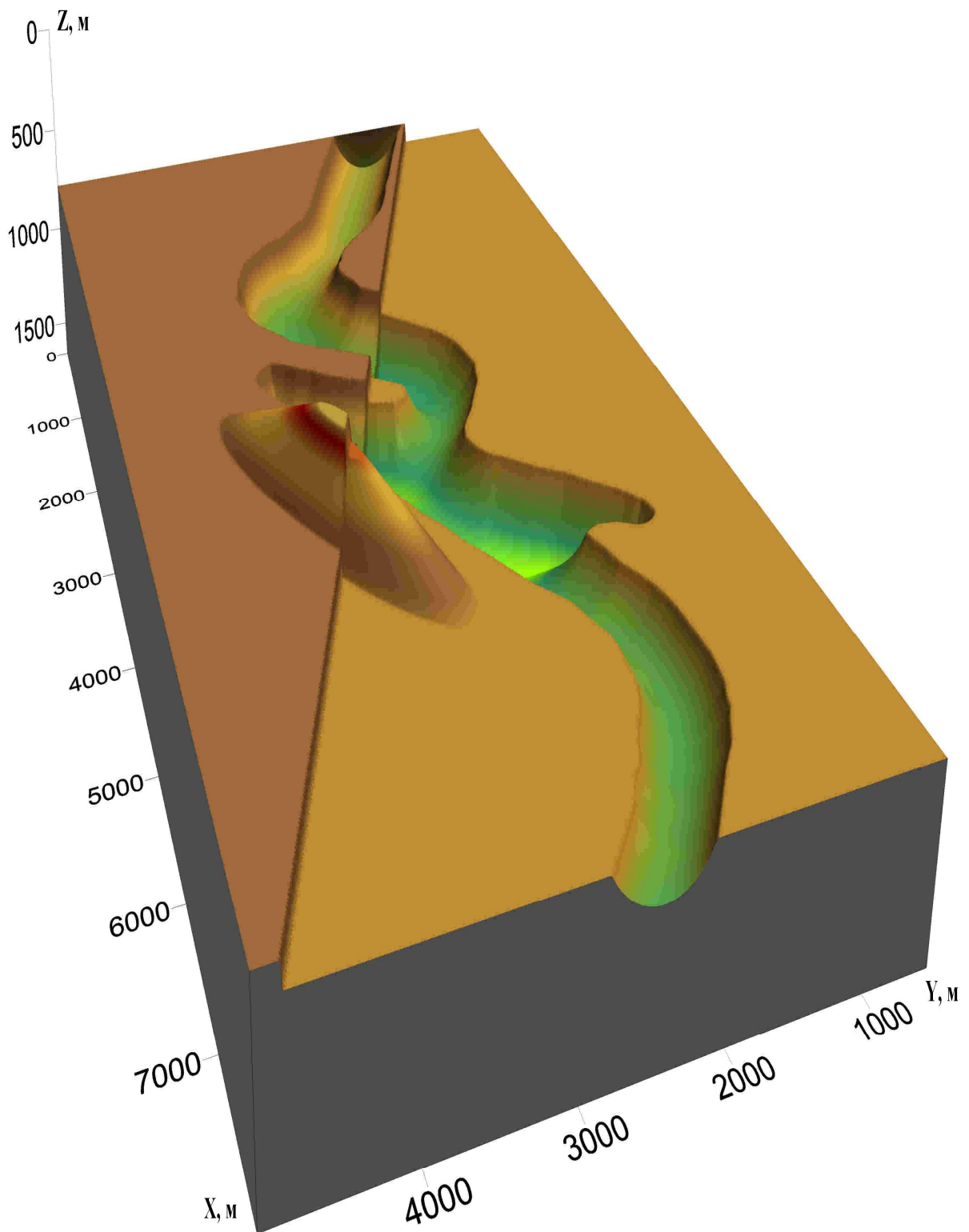


Рис. 6.6. Тривимірний модель середовища з границею контакту двох шарів, ускладненою вертикальним порушенням.

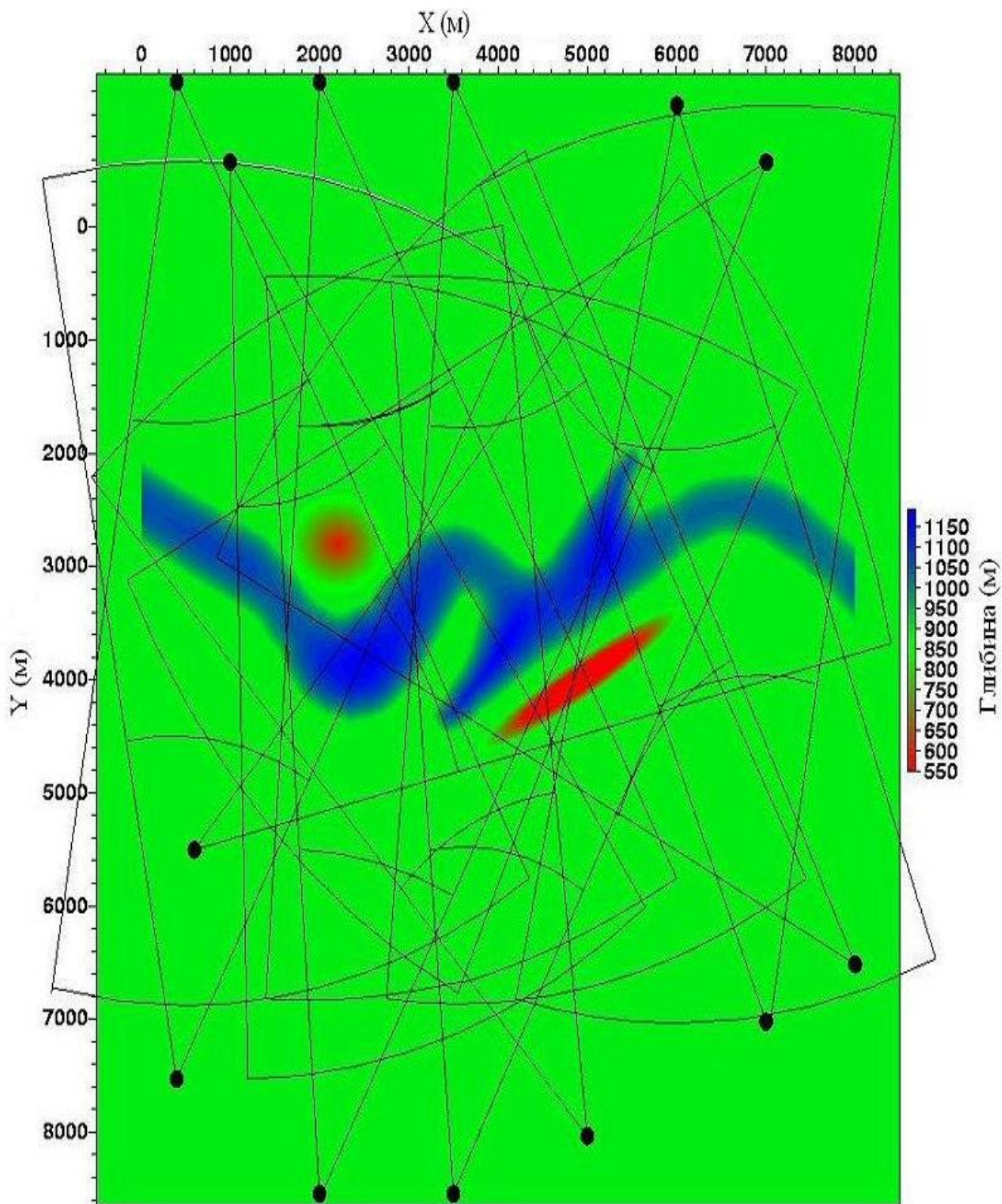


Рис.6.7. Область площинних спостережень для модельного прикладу і розташування пунктів збудження.

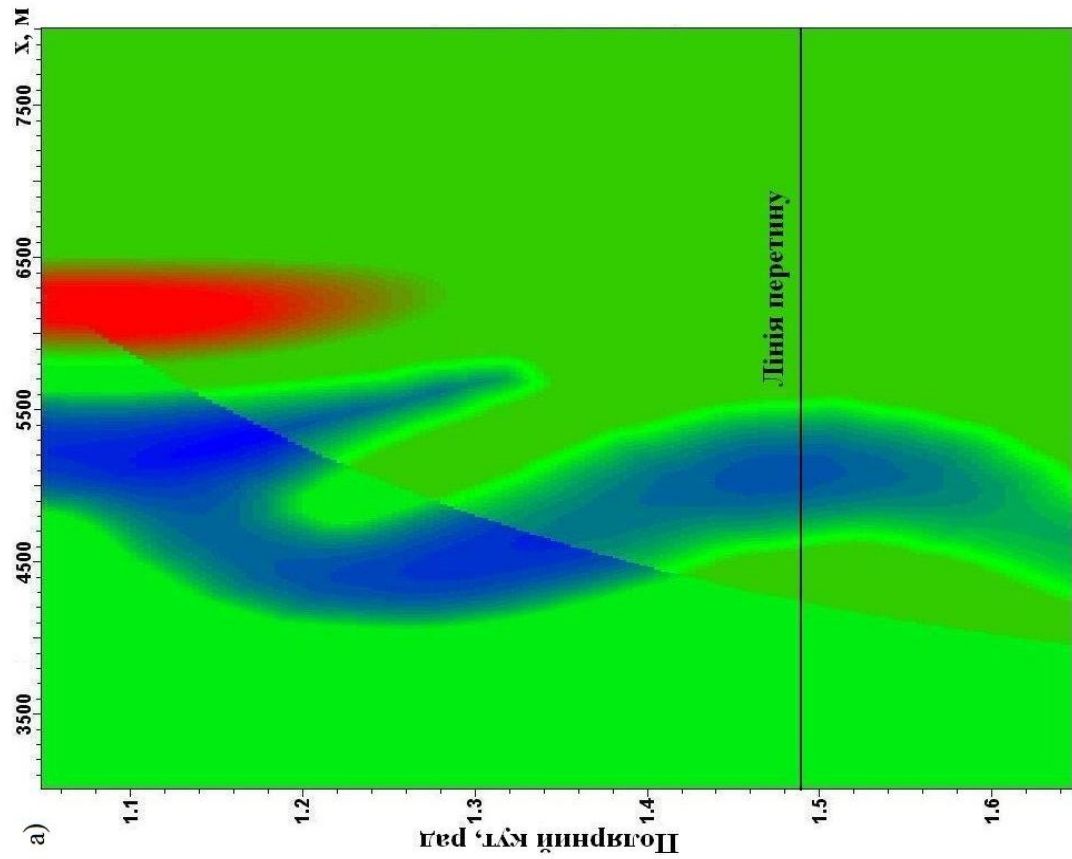
рисунку, сектори спостережень були розташовані таким чином, щоб мало місце покриття ними всього планшету побудови зображення. При цьому ступінь покриття була нерівномірною. Максимальна віддаль спостережень від пункту збудження при моделюванні хвильового поля складала 8 км. Для всіх пунктів збудження було отримано чітке змодельоване хвильове поле, що дає можливість оцінити вплив наявних в середовищі структурних та тектонічних геологічних об'єктів на реальне хвильове поле, що реєструється при тривимірній сейсморозвідці.

Для прикладу на рис.6.8а та рис.6.8б наведено рельєф границі (зрізи швидкісної моделі, зображеної на рис.6.6) в секторах для двох пунктів збудження, що розташовані в точках  $x=2.0$  км,  $y=-1.2$  км та  $x=2.0$  км,  $y=8.5$  км відповідно.

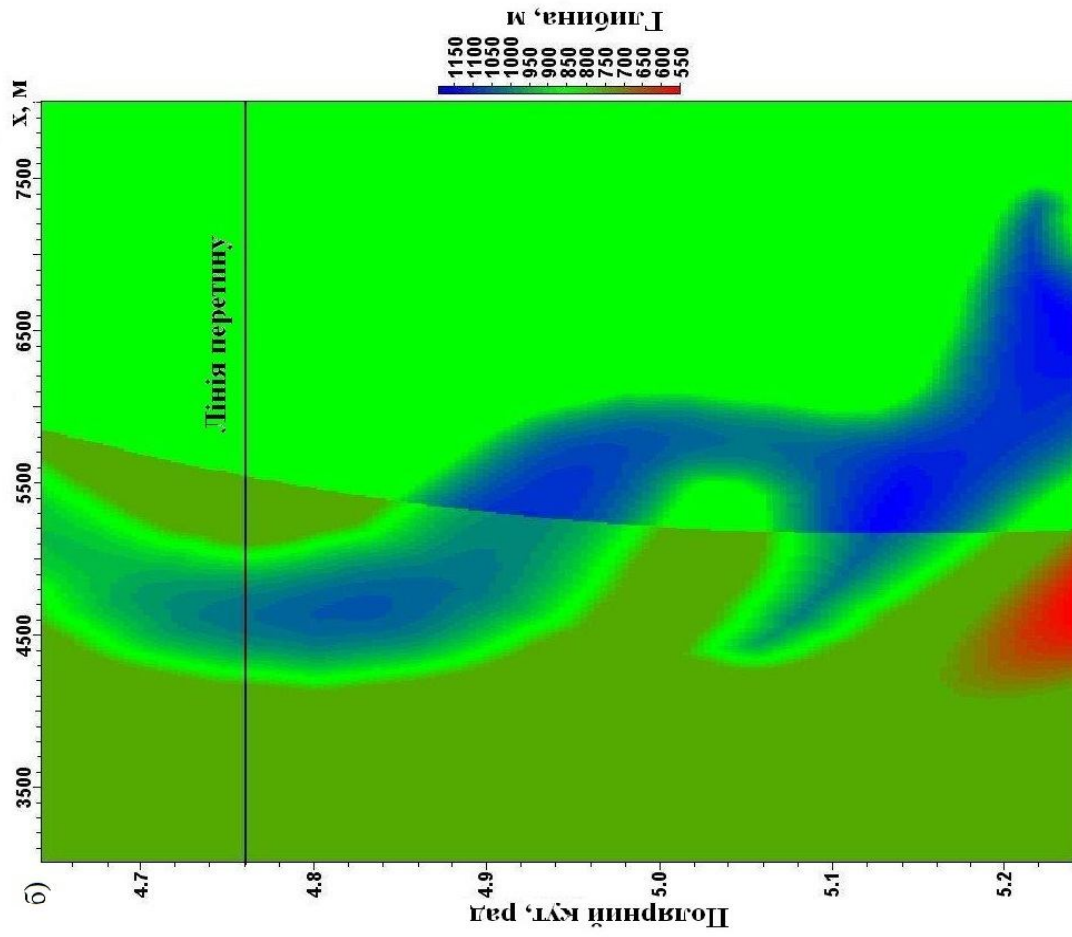
На рис.6.9 і рис.6.10 подано сейсмограми, що відповідають двом прямолінійним перетинам (зрізам) об'ємних хвильових полів, отриманих на поверхні секторів двох пунктів збудження при моделюванні. Місця перетинів, що відповідають зрізам хвильових полів, показані на рис.6.8а та рис.6.8б. Два пункти збудження, зрізи хвильових полів яких демонструються на рис.6.9 і рис.6.10, розташовані по різні боки від вертикального порушення.

Незважаючи на відносно невелику амплітуду порушення, реакція на нього в хвильових полях цих пунктів суттєво різна. Вплив наявності даного порушення на характер хвильового поля можна оцінити порівнявши рис.6.9а і рис.6.9б, а також рис.6.10а з рис.6.10б. Рисунки демонструють хвильові поля для двох обраних пунктів збудження і в тих самих місцях перетину, але при використанні швидкісних моделей середовища за наявності на границі контакту двох шарів порушення (рис.6.6) і за його відсутності (рис.6.5).

Так реакція на наявність в середовищі порушення на хвильове поле для пункту збудження (01), що розташований на опущеному крилі (рис.6.9), є більш помітною, ніж з протилежного боку, для пункту збудження (02), який розташовується на припіднятому крилі даного порушення (рис.6.10). Такі особливості хвильових полів, які можуть спостерігатися при сейсморозвідці в зоні



Пункт збудження\_01



Пункт збудження\_02

Рис.6.8. Рельєф границі для: а) пункту збудження 01, який розміщено в точці  $x=2.0\text{км}$ ,  $y=1.2\text{км}$ ;

б) пункту збудження 02, який розміщено в точці  $x=2.0\text{км}$ ,  $y=8.5\text{км}$ .

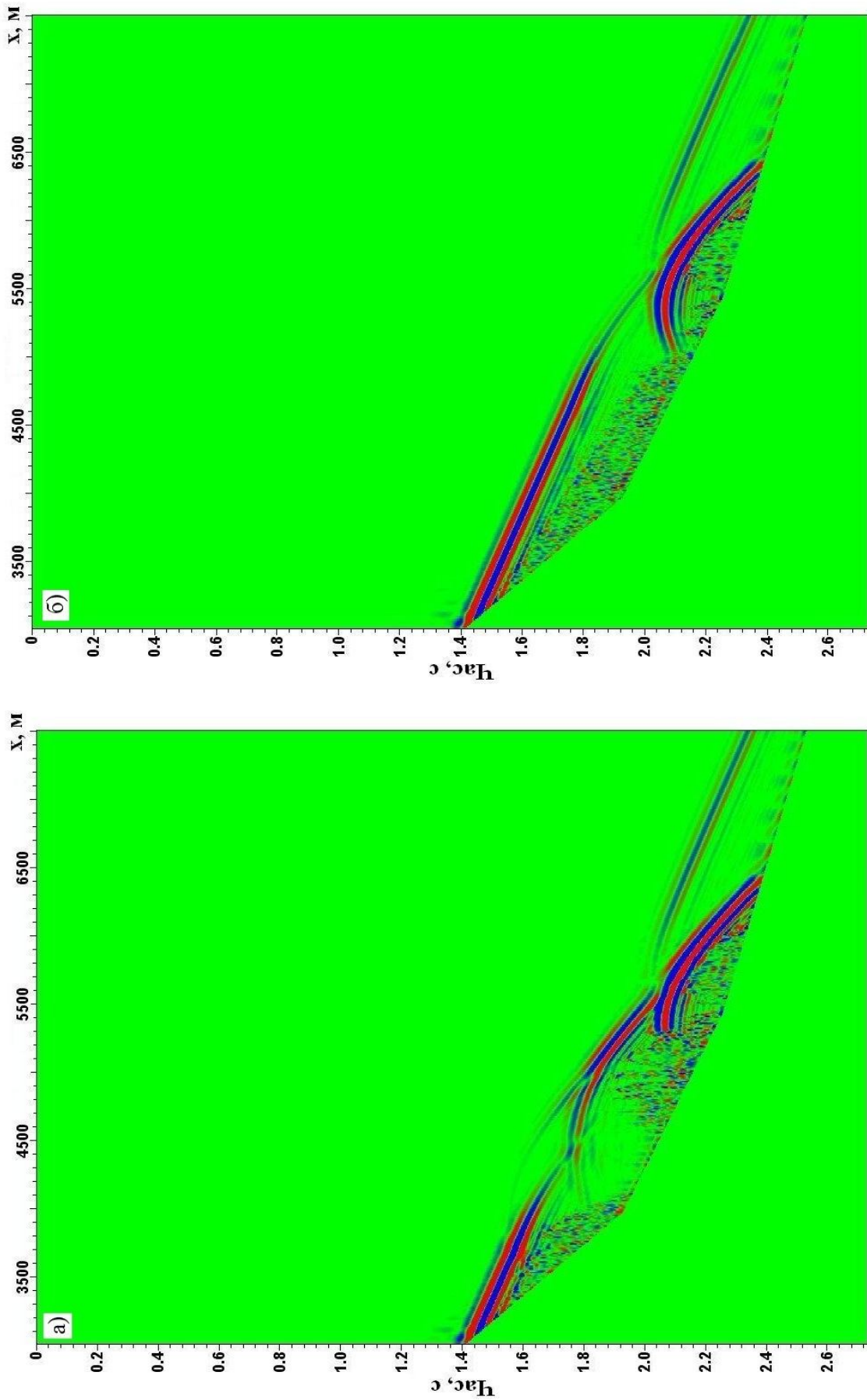


Рис. 6.9. Вплив наявності у середовищі порушення на змодельоване хвильове поле для пункту збудження\_01: а) з порушенням; б) без порушення.

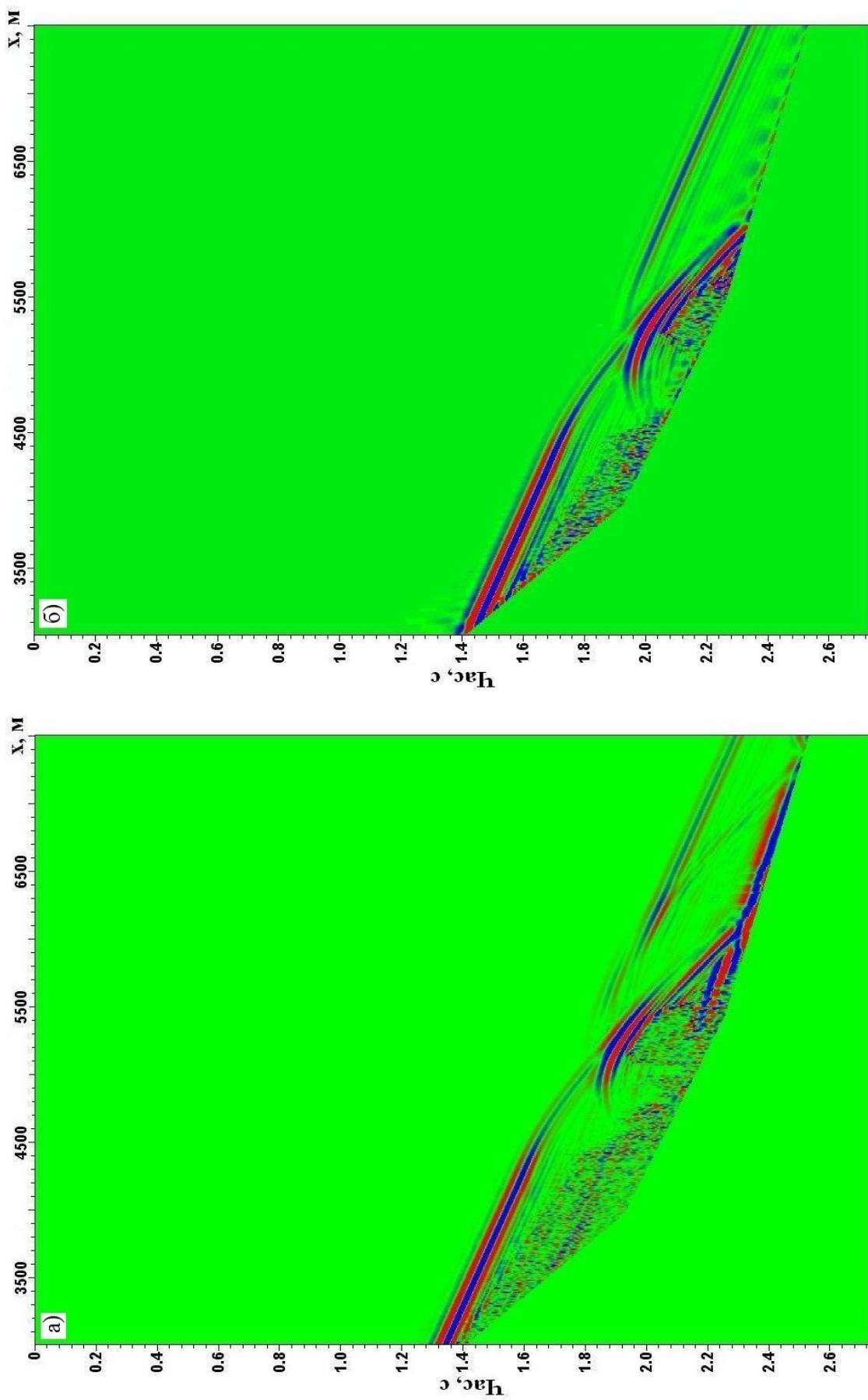


Рис. 6.10. Вплив наявності порушення у середовищі на змодельоване хвильове поле для пункту збудження 02: а) з порушенням; б) без порушення.

розвитку блокових структур, слід мати на увазі при обробці та інтерпретації реальних сейсмічних спостережень.

Таким чином, завдяки обраній для прикладу швидкісній моделі середовища, була зімітована проблема пошуків неоднорідностей будови кристалічного фундаменту, перекритого товщею низько швидкісних осадових порід. Для розрахунку хвильового поля за даною моделлю середовища була сформована тривимірна матриця швидкості  $V(x, y, z)$ . Результат моделювання зберігався у вигляді сейсмічних трас, які належать заданому сектору площинних спостережень.

Розраховане з застосуванням кінцево-різницевого тривимірного моделювання поле заломлених хвиль для 13 пунктів збудження було трансформоване в куб зображення середовища з застосуванням повного комплексу програм, які відповідають алгоритму, наведеному на рис.6.3.

При завершенні обробки змодельованих хвильових полів було сформовано тривимірний куб зображення середовища для всієї модельної області площинних спостережень. Оскільки зображення цілого кубу не дозволяє оцінити деталі глибинної будови середовища, сформованої з застосуванням тривимірної кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль, то продемонструємо деякі моменти на окремих його перерізах у порівнянні з відповідними перерізами швидкісної моделі (рис.6.11-6.12).

На рис.6.11а подано поперечний переріз кубу швидкісної моделі на лінії, що перетинає грабен та симетричне підняття. Переріз кубу зображення середовища, сформованого з застосуванням кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль, показано на рис.6.11б. Як видно з рисунку, зріз кубу міграційного зображення середовища повністю відповідає зрізу його швидкісної моделі. Такий самий результат можемо спостерігати і на повздовжньому перетині кубу швидкісної моделі та відповідному йому зрізі кубу сформованого зображення середовища, показаних на рис.6.12.

Аналізуючи результати кінцево-різницевих тривимірних моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела та формування кубу зображення

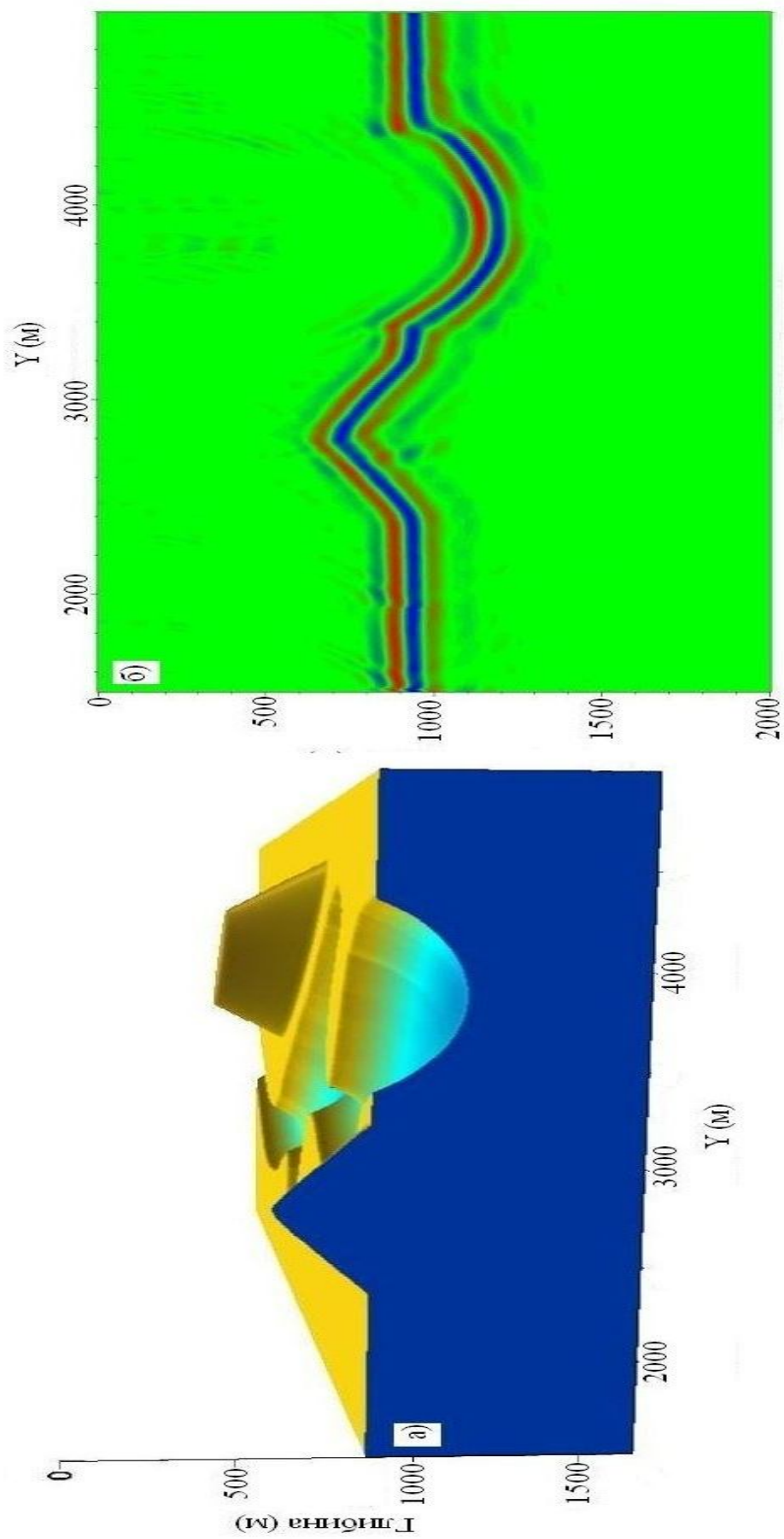


Рис.6.11. Поперчний переріз кубу: а) швидкісної моделі середовища; б) сформованого зображення середовища.



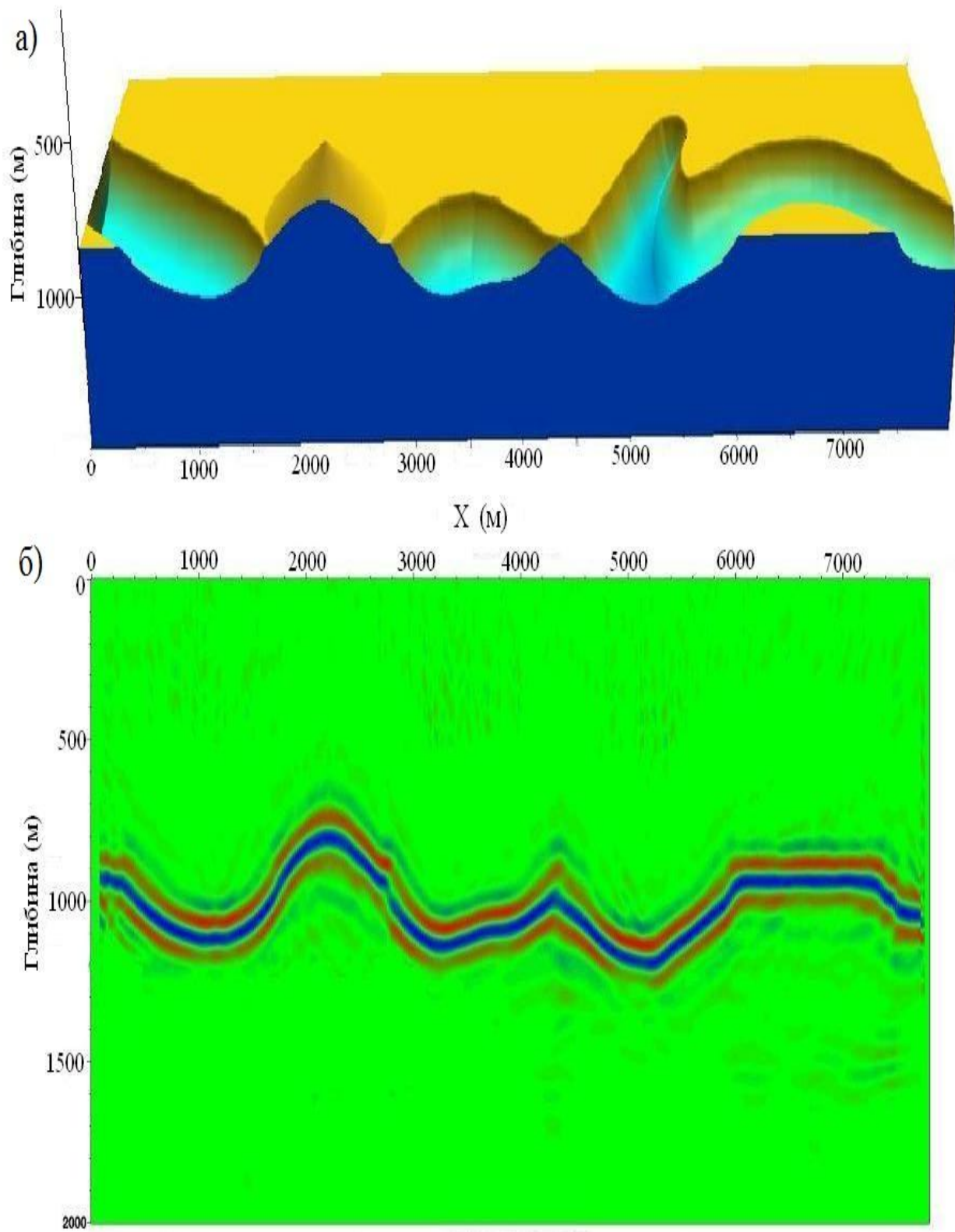


Рис.6.12. Повздовжній перетин кубу: а) швидкісної моделі середовища; б) сформованого зображення середовища.

середовища за полем рефрагованих хвиль, можна відмітити, що на отриманому кубі зображень відтворені характерні деталі модельного образу границі заломлюючого середовища.

Отже, розроблено теоретичний базис, складено алгоритм і створено програмну реалізацію тривимірної кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль. Доведено математичну коректність теоретичних засад кінцево-різницевого продовження часового і хвильового полів в тривимірному варіанті.

Для перевірки практичної коректності всіх розробок при вивченні складно-побудованих середовищ у зв'язку з недостатністю реальних даних площинної сейсмозвідки розроблено кінцево-різницеве моделювання хвильового поля у тривимірному варіанті.

На основі модельних та практичних досліджень підтверджено обґрунтованість тривимірного міграційного перетворення рефрагованих хвиль, яка в основному співпадає з двовимірним варіантом. Головними принциповими положеннями при застосуванні кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль є:

- міграція рефрагованих хвиль може ефективно застосовуватись лише у випадку досліджень геологічних об'єктів зі значною швидкісною диференціацією;
- перевага формування зображень середовища за полем рефрагованих хвиль полягає в залученні для обробки хвильового поля зони перших вступів з мінімальним фоном завад;
- зображення середовища, сформоване за полем рефрагованих хвиль, поступається в роздільності зображенню, сформованому міграцією поля відбитих хвиль у докритичній області;
- якість міграційного перетворення поля рефрагованих хвиль для кожного окремого пункту збудження в значній мірі залежить від поведінки досліджуваної границі у ближній зоні збудження;

- при сприятливих сейсмогеологічних умовах міграція поля рефрагованих хвиль може суттєво доповнити дослідження поля відбитих хвиль, особливо у випадку використання схем спостережень недостатньої щільності.

Завершена теоретична розробка нового методу – тривимірної кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль. Обґрунтованість та ефективність його застосування доведена на модельних прикладах.

## ВИСНОВКИ

Виконані автором дисертаційної роботи дослідження дозволили розробити метод формування глибинного зображення як двовимірного, так і тривимірного середовища на базі використання кінцево-різницевого варіанту міграції поля рефрагованих хвиль. Метод є дієвим інструментом при вивченні детальної глибинної будови середовища довільного ступеню складності за даними, зареєстрованими в різному діапазоні відстаней від джерела, що характерно для систем спостережень регіональної сейсмозвідки. Розроблений метод формування глибинного зображення середовища, як доведено автором на модельних і практичних прикладах, гарантує коректний результат і не має аналогів у світовій практиці.

При виконанні досліджень автором отримано наступні основні результати:

1. На базі теоретичних основ поширення сейсмічних хвиль у середовищі виконано аналіз та дослідження кінематичних і динамічних характеристик хвильового поля, зареєстрованого на значних віддальх від джерела коливань. Автором запропоновано спеціальні підходи, що дозволяють визначати корисний інтервал хвильового поля, який відповідає реєстрації рефрагованих хвиль від певної контрастної за швидкістю границі розділу: визначати приблизний початок інтервалу за координатою точки входу в нижню товщу, яка відповідає подвійній глибині розміщення границі; використовувати редукцію зі швидкістю, яка притаманна товщі з більшою швидкістю; застосовувати кінцево-різницеве моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела, в якій формується поле рефрагованих хвиль з урахуванням швидкісної моделі досліджуваного середовища.
2. З урахуванням сучасних системних бібліотек та інструментів програмування розроблено алгоритм та програмне забезпечення кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль. Створено принципово нову інтерактивну версію

програмного пакету обробки даних мало глибинної сейсморозвідки з залученням мов об'єктного програмування TCL/TK – програму ProcTOP. В даний час ProcTOP знаходиться в дослідній експлуатації в ТОВ НГДК «Кумран» (Київ, Україна), що підтверджено актом впровадження.

3. Розширено область застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль з метою визначення апріорної швидкісної моделі двошарового середовища, необхідної для виконання динамічної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці даних регіональної сейсморозвідки (ГСЗ або WARRP). Для цього розроблено відповідний алгоритм та програмну реалізацію кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль для обробки даних, спостережених за нерегулярною системою і на значних відстанях від джерела коливаль. Програмні розробки включено окремим блоком до програмного комплексу ProcTOP. Доведено на модельних і практичних прикладах правомірність визначення двошарової швидкісної моделі середовища з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль за даними регіональної сейсморозвідки для її подальшого використання при динамічній міграції.
4. Запропоновано спеціальну сітку з шаблоном, що рухається, для кінцево-різницевого моделювання хвильового поля у віддаленій зоні джерела. З застосуванням даного підходу до моделювання хвильового поля перевірена практична коректність та ефективність застосування кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль при обробці даних сейсморозвідки, спостережених ГСЗ за умов складнопобудованих середовищ.
5. Розроблено методику формування зображення середовища з застосуванням кінематичної та динамічної міграції поля рефрагованих хвиль для обробки даних регіональної сейсморозвідки. Даний підхід гарантує самодостатність методики формування зображення середовища за даними МЗХ, оскільки необхідна апріорна швидкісна модель середовища розраховується завдяки застосуванню кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль. Всі необхідні

для даної методики параметри розраховуються безпосередньо зі спостереженого хвильового поля. Продемонстровано вплив зміни значень швидкості в покриваючій товщі і товщі з більшою швидкістю на результат формування зображення досліджуваної границі. Доведено, що найбільший вплив на глибинне положення і нахил границі на міграційному зображенні мають значення швидкості в нижній товщі, але незначні їх зміни порядку 100-200 м/с, на зображення границі не впливають. Тому апріорна швидкісна модель середовища, визначена з застосуванням кінематичної міграції поля рефрагованих хвиль може бути використана в подальшому при динамічній міграції для формування зображення середовища за даними регіональної сейсмозвідки. Розроблену методику випробувано на модельних та практичних прикладах і доведено її ефективність при складній будові двошарового середовища.

6. Вдосконалено теоретичний базис, алгоритм та програму динамічної міграції поля рефрагованих хвиль з метою вивчення складно побудованого геологічного розрізу та з урахуванням особливостей рельєфу району досліджень. В алгоритмі використовується повнохвильове продовження, а не одностороннє, як це було раніше. Такий підхід, як показано на реальних і модельних прикладах гарантує більш точне відтворення окремих деталей будови заломлюючої границі.
7. Розроблено методичні підходи застосування кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих та закритичних відбитих хвиль: формувати зображення кожної контрастної за швидкістю границі окремо; формувати зображення окремих деталей будови досліджуваної границі з урахуванням зіставлення міграційних зображень, отриманих для зустрічних пунктів збудження; при системах спостережень з нерівномірним розміщенням джерел і приймачів, верхню частину розрізу формувати за полем рефрагованих хвиль, а нижню – за полем відбитих; аналізуючи всі отримані попередні окремі зображення, формувати повний глибинний розріз району досліджень. Ефективність

- кожного запропонованого підходу продемонстровано на модельних і практичних даних сейсмозвідки.
8. Доведено на модельних та реальних даних, спостережених в різних регіонах світу, що застосування розробленого методу формування зображення середовища з використанням кінцево-різницевої міграції поля рефрагованих хвиль дозволяє отримати більш детальний глибинний розріз, який є більш інформативним у порівнянні з швидкісною моделлю середовища, отриману з застосуванням сейсмотомографії або променевого моделювання.
  9. Показано на реальних даних, що завдяки обробці з застосуванням міграції хвильових полів, спостережених методами ГСЗ і MBX багатократними перекриттями, з'являється можливість сформувати різні зображення глибинного розрізу, які доповнюють одне одного. Такий підхід гарантує отримання більш повної інформації про глибинну будову району досліджень.
  10. У зв'язку з переходом сейсмозвідки з профільних на просторові спостереження з'явилася необхідність розробки методів і відповідних їм програмних реалізацій для обробки тривимірного поля рефрагованих хвиль. Розроблено теоретичний базис кінцево-різницевої продовжень часового і хвильового полів у тривимірному варіанті з урахуванням реєстрації поля у віддаленій зоні джерела. Доведено математичну коректність розв'язку рівняння ейконалу і хвильового рівняння на спеціального виду сітках у тривимірних та чотиривимірних системах координат.
  11. Розроблено метод тривимірного моделювання хвильового поля зі значними відстанями від пункту збудження. Метод базується на прямому продовженні хвильового поля, шляхом вирішення хвильового рівняння кінцево-різницевою методом з використанням циліндричної чотиривимірної просторово-часової сітки. Оскільки реальних даних тривимірної регіональної сейсмозвідки поки існує не дуже багато, то

завдяки розробленому методу тривимірного моделювання хвильового поля в дальній зоні джерела з'явилася можливість довести коректність і ефективність розробленого методу кінцево-різницевої тривимірної міграції поля рефрагованих хвиль при формуванні кубу зображення середовища.

Безумовно як кінематична, так і динамічна міграції поля рефрагованих хвиль мають свою область застосування, однак їх поєднання, як доведено автором роботи, може значно розширити коло геологічних задач, які можна вирішити з їх використанням, а також дозволяє отримати в результаті обробки сейсмічного хвильового поля якісне зображення середовища без залучення сторонніх процедур і методів. Такий підхід є правомірним при вирішенні поставлених автором задач, Оскільки при виконанні кінцево-різницевої міграції необхідно мати апріорну швидкісну модель двошарового середовища, яка при необхідності може бути скорегована під час обробки.

Необхідно відмітити, що розроблена автором методика формування зображення середовища з застосуванням міграції поля рефрагованих хвиль не є універсальним методом обробки даних сейсмозвідки. Однак, на сьогоднішній момент, він є єдиним дієздатним інструментом для формування зображення середовища у віддаленій зоні джерела, що особливо актуально при обробці даних регіональної сейсмозвідки, зокрема спостережених ГСЗ (WARRP) з використанням нерегулярної системи спостережень.



## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Авербух, А.Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами/ А.Г. Авербух – М.: : Недра, 1975. – 223 с.
2. Аки, К. Количественная сейсмология: теория и методы: в 2 т./ К. Аки, П. Ричардс. – М.: Мир, 1983.  
Т.1 – 1983. – 520 с.
3. Алексеев, А.С. Лучевой метод определения амплитуд в неоднородных средах с криволинейными границами/ А.С. Алексеев, Б.Я. Гельчинский. – В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Л.: изд.ЛГУ, 1958. – вып.Ш. – с.107-161.
4. Алексеев, А.С. О кинематических и динамических свойствах глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры/ А.С. Алексеев. – В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. – М. : Гостоптехиздат, 1962. – с.320-322.
5. Ампилов, Ю. П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа/ Ю.П. Ампилов – М., Геоинформмарк, 2008. – 384 с.
6. Берзон, И.С. Строение Земли по динамическим характеристикам сейсмических волн / И.С. Берзон, И.П. Пасечник – М. : Наука, 1976. – 236 с.
7. Бондарев, В.И. Анализ данных сейсморазведки: Учебное пособие для студентов вузов/ Бондарев В.И., Крылатков С.М. – Екатеринбург : Изд.УГГГА, 2002. – 212с.
8. Бреховских, Л.М. Волны в слоистых средах/ Л.М. Бреховских. – М. : Изд-во АН СССР, 1956. – 502 с.
9. Бурмаков, Ю.А. Сейсмические лучи и годографы в трехмерно-неоднородных средах/ Ю.А. Бурмаков, Т.И. Облогина // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1971. – №1. – с.37-45.
10. Верпаховская, А.О. Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля

преломленных волн/ А.О. Верпаховская // Геофиз.журнал. – 2011. – 33, № 6. – с. 96-108.

11. Верпаховская, А.О. Формирование изображения сложных структурных деталей строения преломляющей границы/ А.О. Верпаховская // Геофиз.журнал. – 2012. – т.34, №5. – с.150-160.

12. Верпаховская, А.О. Кинематическая миграция поля преломленных волн при формировании изображения среды по данным ГСЗ/ А.О. Верпаховская // Геофиз.журнал. – 2014. – 36, №6. – с.153-164.

13. Верпаховская А.О. Конечно-разностная миграция волнового поля при изучении глубинного строения морских акваторий / А.О. Верпаховская, В.Н. Пилипенко, Е.В. Пилипенко, Г.Д. Сидоренко / 5-я Международная научно-практическая конференция «Современные сейсмические и другие геолого-геофизические методы при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур (Сейсмо-2014)», г. Одесса (Украина) с 7 по 13 сентября 2014 года. – Расширенные тезисы. – с. 1-4.

14. Верпаховская А.О. 3D конечно-разностная миграция поля преломленных волн / Верпаховская А.О., Пилипенко В.Н., Будкевич В.Б. // Геофиз.журнал. – 2015. – 37, №3. – с.50-65.

15. Верпаховская, А.О. Исследование зоны малых скоростей обработкой точечных зондирований с использованием численного метода полей времен/ А.О. Верпаховская, В.Ю. Шиманский // Геофиз. журнал. – 2005. – 27, №5. – с. 895–901.

16. Воскресенский, Ю.Н. Построение сейсмических изображений/ Ю.Н. Воскресенский – М. : Изд. РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, 2001. – 68 с.

17. Гальперин, Е.И. Вертикальное сейсмическое профилирование/ Е.И. Гальперин. – М. : Недра, 1971. – 264 с.

18. Гальперин, Е.И. О значении некоторых типов волн в формировании сейсмограммы/ Е.И. Гальперин; «Разведочная геофизика». – М : Недра, 1967. – вып.22. – с.3-2.

19. Гальперин, Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований/ Е.И. Гальперин. – М. : Недра, 1977. – 277 с.
20. Гамбурцев, Г.А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры/ Г.А. Гамбурцев; Проблемы прогноза землетрясений – М. : Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1954. – №25. – с. 124-133.
21. Гамбурцев, Г.А. Корреляционный метод преломленных волн/ Г.А. Гамбурцев, Ю.В. Резниченко, И.С. Берзон и др. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – 150с.
22. Годунов, С.К. Разностные схемы/ С.К. Годунов, В.С. Рябенский. – М. : Наука, 1977. – с.440.
23. Гольдин, С.В. Интегральные продолжения волновых полей / С.В.Гольдин // Геология и геофизика. – Новосибирск, 1985. – № 4. – с. 103-112.
24. Гольдин, С.В. Двумерная кинематическая интерпретация сейсмограмм в слоистых средах/ С.В. Гольдин, Л.Г. Киселева, В.Г. Пашков, В.С. Черняк – Новосибирск : Наука, 1993. – 209 с.
25. Гольдин, С.В. К теории преобразования сейсмограмм в глубинные и временные разрезы/ С.В.Гольдин // Методы расчёта и интерпретации сейсмических волновых полей. – Новосибирск : Наука, СО РАН, 1991. – с. 5-44.
26. Град, М. Работа методом глубинного сейсмического зондирования по профилю DOBRE. Строение и динамика литосферы Восточной Европы / М. Град, А. Гутерх, Р. Келлер, В.Д. Омельченко, В.И. Старостенко, Р.А. Стифенсон, С.Н. Стомба, Г. Тибо, А.П. Толкунов / Под ред. Морозова А.Ф., Межеловского Н.Ф., Павленковой Н.И. – М. : ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. – с. 321–327.
27. Гурвич, И.И. Сейсмическая разведка/ И.И. Гурвич, Г.Н. Боганик – М. : Недра, 1980. – 551с.
28. Денисов, М.С. Способы реализации алгоритмов продолжения волновых полей в сложнопостроенных средах/ М.С. Денисов, П.В. Патрикеев, Д.Б. Фиников // Геофизика, ЕАГО. – 2011. – №2. – с.3-11.

29. Егорова, Т.П. Геолого-геофизическая изученность Днепровско-Донецкого авлакогена. Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Т.П. Егорова, В.И. Старостенко / Под ред. Морозова А.Ф., Межеловского Н.Ф., Павленковой Н.И. – М. : ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. – с. 296–306.
30. Еманов, А.Ф. Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки/ А.Ф. Еманов, В.С. Селезнев, Н.А.Коршик // Геология и геофизика (Россия, Новосибирск). – 2008. – т.49, №10. – с.1031-1045.
31. Епинатьева, А.М. Сейсмическое волны в осадочных средах с большим вертикальным градиентом скорости/ А.М. Епинатьева, О.Г. Попова – «Геофизический сборник АН УССР» – К. : Наукова думка, 1971. – вып.43. – с.12-22.
32. Епинатьева, А.М. Метод преломленных волн/ А.М. Епинатьева, Г.М. Голошубин, А.Л. Литвин, А.Д. Павленкин, Г.И. Петрашань, А.Е. Старобинец, М.Б. Шнеерсон – М. : Недра, 1990. – 297с.
33. Заборовский, А.И. К теории кривых времен пробега/ А.И. Заборовский // Журнал прикладной физики. – М.-Л.,1926. – 3, вып.3-4. – с.12-16.
34. Завьялов, В.Д. О применимости принципов голографии в сейсморазведке/ В.Д. Завьялов // Серия: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. – М. : ВИЗМС, 1969. – № 24. – 23 с.
35. Зверев, С.М. Сейсмические исследования на море/ С.М. Зверев – М.: изд-во МГУ, 1964. – 187 с.
36. Иродов, И.Е. Волновые процессы. Основные законы/ И.Е. Иродов – М: Бинум, Лаборатория знаний. – Серия: Технический университет. Общая физика, 2002. – 263 с.
37. Колесников, Ю.И. Отражение и преломление сейсмических волн на границе раздела поглощающих сред/ Ю.И. Колесников // Исследования по многоволновой сейсморазведке в акустическом диапазоне частот. – Новосибирск : СО АН СССР, 1978. – с. 30 – 37.

38. Кондратьев, О.К. Сейсмические волны в поглощающих средах/ О.К. Кондратьев – М. : Недра, 1986. – 176 с.
39. Кондратьев, О.К. Проблемы совместной обработки и интерпретации отраженных и преломленных волн в региональной сейсморазведке/ О.К. Кондратьев // Геофизика. – 2002. – №3 – с.31-49.
40. Кравцов, Ю.А. Геометрическая оптика неоднородных сред/ Ю.А. Кравцов, Ю.И. Орлов – М. : Наука, 1980. – 306 с.
41. Крылов, С.В. Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки/ С.В. Крылов, В.Н. Сергеев // Геология и геофизика. – 1985. – №4. – с. 92-102.
42. Левин, А.Н. Годограф проходящих преломленных волн и его интерпретация при наличии криволинейной границы раздела/ А.Н. Левин; В кн.: Прикладная геофизика. – М. : Недра, 1974. – вып.75. – с.16-21.
43. Левшин, А.Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны/ А.Л. Левшин – М. : Наука, 1973. – 176 с.
44. Лесной, Г.Д. Построение сейсмического изображения анизотропной среды / Г.Д. Лесной // Вестник Киевского национального университета имени Тараса Шевченко. – Серия «Геология». – К.: ВПЦ «Киевский университет», 1989. – № 8. –с.47-51.
45. Лесной, Г.Д. Применение параллельных вычислений с использованием графических процессоров при обработке сейсморазведочной информации/ Г.Д.Лесной, В.В.Мерций, А.С. Опанасенко // Збірник наукових праць Інституту Тутковського. – К., 2012, – № 1 (3). – с. 28 – 35.
46. Маловичко, Д.А. Сравнительный анализ методов математического моделирования сейсмических волновых полей/ Маловичко Д.А.// Геофизика и математика: Материалы Второй Всероссийской конференции, Пермь, 10-14 декабря 2001 г. – Пермь : ГИ УрО РАН, 2001. – с. 206-214.

47. Масюков, А.В. Борновское приближение как основание теории сейсмических изображений/ А.В. Масюков // Технологии сейсморазведки. – М., 2008. – №3. – С.103-105.
48. Мешбей, В.И. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке/ В.И. Мешбей – М. : Недра, 1985. - 264 с.
49. Орленок, В.В. Морская сейсмоакустика / В.В. Орленок. – Учеб. пособие. Калининград. ун-т. – Калининград, 1997. – 150 с.
50. Павленкова, Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы/ Н.И. Павленкова // Физика Земли. – 1999. – №7-8. – с.3-29.
51. Павленкова, Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях/ Н.И. Павленкова // Геология и геофизика. – 2006. – 47, № 5. – с. 630–645.
52. Павленкова, Н.И. Методика составления скоростных разрезов земной коры./ Н.И. Павленкова, В.Н. Пилипенко, В.И. Роман – К. : Изд.«Наукова думка», 1972. – 215 с.
53. Петрашень, Г.И. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн/ Г.И. Петрашень – М. : Наука, 1979. – 199с.
54. Петрашень, Г.И. Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки / Г.И. Петрашень, С.А. Нахамкин –Л. : Наука, Ленинградское отделение. – 1973. – 170 с.
55. Пилипенко, В.Н. Численный метод полей времен для построения сейсмических границ/ В.Н. Пилипенко – В кн.: Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. – М. : Наука, 1979. – с.124-181.
56. Пилипенко, В.Н. Преобразование сейсмической записи в изображение среды/ В.Н. Пилипенко, Д.И. Сидорак. – В кн.: Сейсмические методы поиска и разведки полезных ископаемых. – К. : Знание, 1973. – 48 с.

57. Пилипенко, В.Н. Формирование изображений преломляющих границ конечно – разностным методом / В.Н. Пилипенко, Т.П. Соколовская // Геофиз. журнал. – 1990. – 5. – с.48-54.
58. Пилипенко, В.Н. Разностное продолжение временных и волновых полей в задачах формирования изображений среды/ В.Н. Пилипенко // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1991. – № 9. – с. 96-104.
59. Пилипенко, В.Н. Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн/ В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская // Геофиз. журнал. – 2003. – 25, №1. – с.42-55.
60. Пилипенко, В.М. Формування зображення сейсмічного середовища з використанням поля рефрагованих хвиль/ В.М. Пилипенко, О.О. Верпаховська // “Збірник наукових праць УкрДГРІ”. – К., 2005. – №3. – с.64-70.
61. Пилипенко, В.Н. Исследование особенностей миграционных преобразований поля преломленных волн с использованием 2D и 3D конечно-разностного моделирования сейсмограмм/ В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская // Геофиз. журнал. – 2008. – 30, №1. – с.84-96.
62. Пилипенко, В.Н. Конечно-разностная волновая миграция исходных сейсмограмм общего пункта взрыва во временной области/ В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, В.В. Гневуш // Геофиз. журнал. – 2012. – 34, №3. – с.40-48.
63. Пилипенко, В.Н. Интерпретация данных 3D сейсморазведки с применением конечно-разностной кинематической миграции/ В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, Д.А. Кекух // Геофиз. журнал. – 2009. – 31, №1. – с.16-27.
64. Пилипенко, В.Н. Продолжение временного поля в трехмерной неоднородной среде в процедурах обработки и интерпретации сейсмических данных/ В.Н. Пилипенко, А.О. Верпаховская, Д.А. Кекух, Е.В. Пилипенко // Геоинформатика. – К., 2011. – №4. – с.32-43.
65. Пилипенко, В.Н. Возможности применения миграции рефрагированных волн/ В.Н. Пилипенко, Я. Макрис, Х. Тибо, А.О. Верпаховская // Физика Земли. – 2003. – №6. – с.94-101.

66. Половков, В.В. Выявление залежи углеводородов в Восточно-Сибирском море с помощью совместного использования отраженных и преломленных сейсмических волн/ В.В. Половков // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – Санкт-Петербург, 2011. – 6, №4. – с.1-17. Режим доступа до журн.: [http://www.ngtp.ru/rub/5/39\\_2011.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/5/39_2011.pdf).
67. Пузырев, Н.Н. Сейсмические зондирования преломленными волнами для региональных геологических исследований/ Н.Н. Пузырев, С.В. Крылов, С.В. Потапьев, Ю.А. Трескова – АН Сибирское отделение – Серия геология и геофизика. – 1963. – №8. – с. 55-66.
68. Ризниченко, Ю.В. Применение метода полей времен на практике/ Ю.В. Ризниченко // Прикладная геофизика. – М.:Госпомтехиздат, 1945. – вып. I. – 243с.
69. Рослов, Ю.В. Комплексная обработка сейсмических записей отражённых и преломленных волн с получением динамических разрезов/ Ю.В. Рослов, Т.С. Сакулина, А.Н. Телегин, И.М. Тихонова // Разведка и охрана недр. – М., 2001. – №10. – с. 8-11.
70. Рябой, В.З. Пересчет годографов сейсмических волн при интерпретации материалов ГСЗ и КМПВ/ В.З. Рябой, Л.В. Егорова – В кн.: Разведочная геофизика. – М. : Недра, 1973. – вып. 59. – с.22-29.
71. Саваренский, Е.Ф. Сейсмические волны/ Е.Ф. Саваренский – М. : Недра, 1972. – 296 с.
72. Сакулина, Т.С. Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море/ Т.С. Сакулина, М.Л. Верба, Т.В. Кашубина, Н.А. Крупнова, С.Н. Табырца, Г.И. Иванов // Разведка и охрана недр. – М., 2011. – № 10. – с. 17-23.
73. Самарский, А.А. Теория разностных схем/ А.А. Самарский – М. : Наука, 1983. – 616 с.
74. Самарский, А.А. Устойчивость разностных схем/ А.А. Самарский, А.В. Гулин – М.: Наука, 1973. – 416 с.



75. Самарский, А.А. Разностные методы решения задач газовой динамики/ А.А. Самарский, Ю.П. Попов – М. : Наука. – 1980. – 352 с.
76. Сейсмическая томография с приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике: [Пер. с англ./Под ред. Т. Нолета]. – М. : Мир, 1990. – 415 с.
77. Словарь по геологии нефти и газа/ Под редакцией Черникова К.А. – Л. : Недра, 1988. – 683 с.
78. Старостенко, В.И. Проект GEOPIFT: Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкой впадины и вала Карпинского. Строение и динамика литосферы Восточной Европы / В.И. Старостенко, Р.А. Стифенсон / Под ред. Морозова А.Ф., Межеловского Н.Ф., Павленковой Н.И. – М. : ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. – с. 291–342.
79. Степанов, А.В. Полевой этап получения сейсмических данных/ А.В. Степанов – Учебно-методическое пособие к курсам повышения квалификации «Петрофизика и геофизика в нефтяной геологии». – Казань : Казанский университет, 2013. – 35 с.
80. Телегин, А.Н. Обработка сейсмических записей преломленных волн на основе миграции/ А.Н. Телегин, И.М. Тихонова, Т.С. Сакулина // Доклады РАН. – 2003. – 390, №1. – с. 106-108.
81. Телегин, А.Н. Сейсморазведка методом преломленных волн/ А.Н. Телегин – СПб. : изд. СПбГУ, 2004. – 187с.
82. Тимошин, Ю.В. Импульсная сейсмическая голография. / Ю.В. Тимошин. – М., 1978. – 86 с.
83. Тимошин, Ю.В. Сейсмическая голография сложнопостроенных сред. / Ю.В. Тимошин, С.А.Бирдус, В.В. Мерший. – М., 1989. – 255 с.
84. Тяпкина, А.Н. Усовершенствованные методы построения сейсмических изображений при картировании ловушек углеводородов, связанных с соляными куполами/ А.Н. Тяпкина, Ю.К. Тяпкин, А.И. Окрепкий // Геофиз. журнал. – 2014. – 36, №3. – С. 86-104.

85. Урупов, А.К. Изучение скоростей в сейсморазведке/ А.К. Урупов – М. : Недра, 1966. – 224 с.
86. Урупов А.К. Основы трехмерной сейсморазведки/ А.К. Урупов – М. : Изд-во Нефть и газ РГУ нефти и газа им.И.М. Губкина, 2004. – 584 с.
87. Уэлш, Б. Практическое программирование на Tc1 и Tk, 4-е издание. : [ Пер. с англ.] / Б. Уэлш, К. Джонс, Д. Хоббс – М. : Издательский дом «Вильямс», 2004. – 1136 с.
88. Хаттон, Л. Обработка сейсмических данных. Теория и практика: [ Пер. с англ.]/ Л. Хаттон, М. Уэрдингтон, Дж. Мейкин – М. : Мир, 1989. – 216 с.
89. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка: в 2 т. [Пер. с англ.]/ Р. Шерифф, Л. Гелдарт – М. : Мир, 1987.  
Т1. – 1987. – 448 с.
90. Alen, S.J. Seismic method/ S.J. Alen // Geophysics. – 1980. – 45. – P. 1619-1633.
91. Ali, Ak M. An analytical raypath approach to the refraction wavefront method/ Ak M. Ali // Geophysical Prospecting. – 1990. – 38. – pp. 971-982.
92. Arenrin, B. Application of turning-ray tomography to Hussar 2D seismic line from central Alberta/ B. Arenrin, G.Margrave, J. Bancroft // 84th Ann. Internat. Mtg, SEG, 2014. – 90224geo.
93. Audebert, F. Review of travelttime computation methods/ Audebert,F., D. Bevc, B. Biondi, D. Lumley, D. Nichols, G. Palacharla, T. Rekdal & H. Urdaneta // Stanford Exploration Project. – Report 80, May 15, 2001. – pp. 1–48.
94. Bancroft, J.C. A Practical Understanding of Pre- and Poststack migration. Volume 1 (Poststack)/ J.C. Bancroft – Issue 13 of Course notes series. SEG Books. – Science, 2007 – 486 p.
95. Baysal, E. Reverse time migration/ E. Baysal, D. Kosloff, and J.W.C. Sherwood // Geophysics. – 1983. – 48. – pp.1514-1524.
96. Barry, K.M. Recommended standards for digital tape formats/ K.M. Barry, D.A. Cavers, C.W. Kneale // Geophysics. – 1975. – 40. – p.344-352.

97. Belfer, I. Shallow velocity-depth model imaging by refraction tomography/ I. Belfer, E. Landa // *Geophysical Prospecting*. – 1996. – v.44, No.5. – P.859-870.
98. Bery, A. High Resolution in Seismic Refraction Tomography for Environmental Study/ A. Bery // *International Journal of Geosciences*. – 2013. – vol. 4, No. 4. – pp. 792-796.
99. Berry, M.I. An interpretation of the first-arrival data of the Lake Superior Experiment by the time term method/ M.I. Berry, G.F. West – *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1966. – vol.56, No1. – p.114-171.
100. Beylkin, G. Imaging of discontinuities in the inverse scattering problem by inversion of a causal generalized Radon transform / G. Beylkin // *Journal of Mathematical Physics*. – 1985. – 37. – P.579-599.
101. Biondi, B. Amplitude preserving prestack imaging of irregularly sampled 3D data/ B. Biondi and I. Vlad – 72nd Ann. Internat. Mtg, SEG, 2002. – Expanded Abstracts. – 2170–2173.
102. Bohnhoff, M. Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data/ M. Bohnhoff and J. Makris // *Journal of Geodynamics*. – 2004. – 37. – pp.233–252.
103. Bonomi, E. Prestack imaging of compressed seismic data: a Monte Carlo approach/ E. Bonomi and L. Cazzola // 69th Ann. Internat. Mtg., SEG, 1999. – Expanded Abstracts. – 189-190.
104. Bridle, R. Delay-time refraction methods applied to a 3D seismic block/ R. Bridle // *The Leading Edge*. – 2009. – 28, № 2. – P. 228-239.
105. Červený, V. Theory of seismic head waves/ V. Červený and R. Ravindra – Toronto : University of Toronto Press, 1971. – 312 p.
106. Červený, V. Seismic Ray Theory/ V. Červený – Cambridge University Press, 2005. – 724 p.
107. Chauris, H. Seismic wave-equation demigration/migration / H. Chauris, M. Benjema // *Geophysics*. – 2010. – 75. – S111–S119.

108. Chun, J. H. Fundamentals of frequency-domain migration/ J.H. Chun and C. Jacewitz // Geophysics. – 1981. – 46. – pp. 717-732.
109. Claerbout, J.F. Fundamentals of geophysical data processing: with applications to petroleum prospecting/ J.F. Claerbout – McGraw-Hill, 1976. – Science. – 274 p.
110. Claerbout, J.F. Imaging the Earth's interior/ J.F. Claerbout – Oxford : Blackwell, 1985. – 398 p.
111. Clayton, R. W. Inversion of refraction data by wavefield continuation/ R.W. Clayton and G.A. McMechan // Geophysics. – 1981. – 46. – P.860-868.
112. Crampin, S. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic/ S. Crampin // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1984. – No76. – p.135-145.
113. Dai, N. 3D wave equation PSDM optimizes and improves imaging of subsalt prospects/ N. Dai, C.N. Willacy, R.V. Pascual, L.M. Gochioco, Y. Sun, B.B. Mechem// The Leading Edge. – 2002. – №12. – P. 1224 – 1226.
114. Dampney, C.N.G. Velocity determination and error analysis for the shallow seismic refraction method/ C.N.G. Dampney and R.J. Whiteley // Geophysical Prospecting. – 1980. – 18. – p.2–17.
115. Ditmar, P.G. Tomographic inversion of 2-D WARP data based on Tikhonov regularization/ P.G. Ditmar, J. Makris // 66th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1996. – Expanded Abstracts. – P. 2015-2018.
116. DOBREFraction'99 Working Group. "DOBREFraction'99", velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine)/ Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S.B., Omelchenko V., Starostenko V.I., Stephenson R.A., Stovba S.M., Thybo H., Tolkunov A. // Tectonophysics. – 2003. – 371. – P.81-110.
117. Duquet, B. 3D multiarrival Kirchhoff versus wave equation migration: SEG/EAGE salt model case study/ B.Duquet, S. Xu, G. Lambare // The Leading Edge. – 2003. – № 10. – P.969 – 972.

118. Edge, A.B. Principles and Practice of Geophysical Prospecting/ A.B. Edge and T.H. Laby – London : Macmillan – 1931. – P.339-340.
119. Etgen, J. An overview of depth imaging in exploration geophysics/ J. Etgen, S.H. Gray, Y. Zhang // Geophysics. – 2009. – 74. – P. WCA5–WCA17.
120. Farmer, P.A. Application of reverse time migration to complex imaging problems/ P.A. Farmer, I.F. Jones, H. Zhou, R.I. Bloor, M.C. Goodwin // First Break. – 2006. – 24. – P.65-73.
121. Fowler, P. Finite-differences solutions of the 3D Eikonal equation in spherical coordinates / P. Fowler // 64th Ann. Internat. Mtg, SEG,1994. – Expanded Abstracts. – P.1394-1397.
122. Fowler, P. J. The importance of anisotropy and turning rays in prestack time migration/ P.J. Fowler, E. Mobley, B. Hootman // 74th Ann. Internat. Mtg, SEG, 2004. – Expanded Abstracts. – P.1013–1016.
123. Franco, R. D. Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section / R.D. Franco // Geophysical Prospecting. – 2005. – 53. – P.335-348.
124. Furumura, T. Parallel 3-D pseudospectral simulation of elastic wave propagation/ T. Furumura, B. Kennet, and H. Takenara // J. Geophys. – 1998. – 63. – P. 279–288.
125. Gao, X.J. Spectral options to improve the paraxial narrow Gaussian beam algorithm for critical reflection and head waves/ X.J. Gao, L.B. Felsen and I.T. Lu / in Computational Acoustics (eds. D. Lee, A Cakmak and R. Vichnevetsky). – Elsevier. – 1990. – P.149-166.
126. Gazdag, J. Wave equation migration with phase-shift method/ J. Gazdag // Geophysics. – 1978. – 43. – P.1342-1351.
127. Gee, D.G. EUROPROBE – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents/ D.G. Gee, H.J. Zeyenю – EUROPROBE Secretariat : Uppsala University, 1996. – 138 p.
128. Geoltrain, J. Can we image complex structures with first-arrival travelttime?/ J. Geoltrain, and S. Brac // Geophysics. – 1993. – 58. – P.564–575.

129. Gray, S. H., 1997, True-amplitude seismic migration: a comparison of three approaches/ S.H. Gray // *Geophysics*. – 1997. – 62. – P. 929-936.
130. Hagedoorn, J.G. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections / J.G. Hagedoorn // *Geophys. Prosp.* – 1959. – № 2 – P. 158-182.
131. Hale, D. Imaging salt with turning seismic waves/ D. Hale, N. R. Hill, and J. Stefani // *Geophysics*. – 1992. – 57. – 1453–1462.
132. Han, B. A comparison of four depth-migration methods/ B. Han / 68th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1998. – Expanded Abstracts. – P.1104-1107.
133. Hawkins, L.V. Seismic investigations on the foundation conditions at the Royal Mint site, Canberra / L.V. Hawkins // *Proc. R. Soc.: N.S.W.* – 1963. – 96. – P.133-139.
134. Heiland, C.A. Modern instruments and methods of seismic prospecting/ C.A. Heiland // *A.I.M.E. Geophys. Prosp.* – 1929. – 81. – P. 625-653.
135. Hill, R. Downward continuation of refracted arrivals to determine shallow structures/ R. Hill // *Geophysics*. – 1987. – 52. – P.1188-1198.
136. Hoffe, B. H. Comparison of 2D pre-stack and 3D post-stack migrations from the Matagami mining camp, Québec/ B.H. Hoffe, A.J. Burton, L.R. Lines // *CREWES Research Report*. – 1997. — vol. 9. – p.36-1 – 36-11.
137. Hu, Z. The wide angle seismic wave field analysis and imaging method below the high velocity shield layers/ Z. Hu, L. Guan, L. Gu, L. Wang, D. Wu, Y. Dong, Q. Zhao // *Chinese Journal of Geophysics*. – 2004. – vol.47, No.1. – p.102-109.
138. Iwasaki, T. Extended time-term method for identifying lateral structural variations from seismic refraction data/ T. Iwasaki // *Earth Planets Space*. – 2002. – 54. – P. 663–677.
139. Jones, I.F. Tutorial: migration imaging conditions/ I.F. Jones // *First break*. – 2014. – 32. – P.45-55.
140. Kaelin, B. Imaging condition for reverse time migration / B. Kaelin, A. Guitton // 76th Ann. Internat. Mtg, SEG, 2006. – Expanded Abstracts. – 25, no. 1. – pp. 2594–2598.

141. Kaufman, H. Velocity functions in seismic prospecting/ H. Kaufman // Geophysics, 1953. – vol.XVIII. – p289-297.
142. Kaufman, A.A. Acoustic and elastic wave fields in geophysics. Part II, 37/ A.A. Kaufman, A.L. Levshin, K.L. Larner. – Hardbound : ELSEVIER, 2002. – 630 p.
143. Kelly, K.R. Synthetic seismograms: a finite-difference approach/ K.R. Kelly, R.W. Ward, Sven Treitel, R.M. Alford // Geophysics. – 1976. – 41. – P. 2 – 27.
144. Kennett, B. L. N. 2001.The Seismic Wavefield. Volume 1: Introduction and Theoretical Development/ B.L.N. Kennett. – Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press., 2001. – 370 p.
145. Kennett, B. L. N. The Seismic Wavefield. Volume II: Interpretation of Seismograms on Regional and Global Scales./ B.L.N. Kennett. – Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press., 2003. – 534 p.
146. Kiyashchenko, D. A modified imaging principle for true-amplitude wave-equation migration/ D. Kiyashchenko, R.-E. Plessix, B. Kashtan, V. Troyan // Geophysical Journal International. – 2007. – 168. – P. 1093–1104.
147. Landa, E. Determination of shallow velocity-depth model from seismic refraction data by coherence/ E. Landa, S. Keydar, A. Kravtsov // Geophysical Prospecting. – 1995. – 43. – P.177-190.
148. Landro, M. Seismic critical-angle reflectometry: A method to characterize azimuthal anisotropy?/ Landro, M. and I. Tsvankin // Geophysics. – 2007. – 72. – D41-D50.
149. Lecomte, I. Improving modeling and inversion in refraction seismics with a first-order Eikonal solver/ I. Lecomte, H. Gjoystdal, A. Dahle, O.C. Pedersen // Geophysical Prospecting. – 2000. – 48. – P. 437-454.
150. Levin, F.K. Head waves from a layer of finite thickness/ F.K. Levin, J.D. Ingram // Geophysics. – 1962. – 27. – P.753-765.
151. Levin, S. A. Principles of reverse time migration/ S. A. Levin // Geophysics. – 1984. – 49. – P.581-583.

152. Leung, T.M., 2003, Controls of travelttime data and problems of the generalized reciprocal method/ T.M. Leung // *Geophysics*. – 2003. – 68. – P. 1626-1632.
153. Li, Z. Wave-field extrapolation by the linearly transformed wave equation / Z. Li // *Geophysics*. – 1986. – 51. – P.1538-1551.
154. Loewenthal, D. The wave equation applied to migration/ D. Loewenthal, L. Lu, R. Roberson, and J. Sherwood // *Geophysical Prospecting*. – 1976. – 24. – P. 380-399.
155. Loewenthal, D. Reversed time migration in spatial frequency domain. / D. Loewenthal, I.R. Mufti // *Geophysics*. – 1983. – 48. – P627 – 635.
156. Luo, Y. Wave equation travelttime inversion/ Y. Luo and G.T. Schuster // *Geophysics*. – 1991. – 56. – P. 645-653.
157. Ma, Y. Seismic depth image with the Gabor transform/ Y. Ma, G.F. Margrave // *Geophysics*. – 2008. – 73. – P. S91-S97.
158. Maeland, E. Seismic migration in stratified media/ E. Maeland // *Geoscience and Remote Sensing*. – 1991. – 29. – Issue 5 – P.798 – 800.
159. Makris, J. WARRP (Wide Aperture Reflection and Refraction Profiling): The principle of successful data acquisition where conventional seismic fails/ J. Makris, R. Rihm, F. Egloff // 69th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1999. – P. 989-992.
160. Manukov, V. Virtues of VSP highlighted at Galparin Readings/ V. Manukov // *First Break*. – 2008. – 26,N4. – P. 63-68.
161. Mari, J.L.O. 3D Near Surface Imaging Thanks to Refraction Tomography and Delay Method/ J.L.O. Mari, M. Mendes // 72<sup>nd</sup> EAGE Conference & Exhibition, 2010. – Extended abstract. – M034.
162. Mayne, W. H. Horizontal data stacking techniques/ W.H. Mayne // *Supplement to Geophysics*. – 1962. – 27. – P. 927-938.
163. Mendes, M. A hybrid fast algorithm for first arrivals tomography/ M. Mendes // *Geophysical Prospecting*. – 2009. – 57. – P. 803-809.
164. Mintrop, L. On the stratification of the Earth's crust according to seismic studies of a large exploration and of earthquakes/ L. Mintrop // *Geophysics*. – 1949. – 14. – P. 321-336.



165. Morton, S. A. Faster shot-record depth migration using phase encoding/ S.A. Morton, C.C. Ober // 68th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1998. – Expanded Abstracts. – M028.
166. Moser, T.J. Shortest path calculation of seismic rays/ T.J. Moser // Geophysics. – 1991. – 56. – P. 59-67.
167. Mufti, I. R. Finite-difference depth migration of exploration-scale 3-D seismic data/ I.R. Mufti, J.A. Pita, R. W. Huntley // Geophysics. – 1996. – 61. – P. 776–794.
168. Muscat, M. The theory of refraction shooting/ M. Muscat // Physics. – 1933. – 4. – P.14-38.
169. Musgrave, A.W. (ed.). Seismic Refraction Prospecting/ A.W. Musgrave – Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, Okla, 1967. – 604 p.
170. Müller, S. Reverse Time Migration: A Seismic Imaging Technique Applied to Synthetic Ultrasonic Data/ S. Müller, E. Niederleithinger, T. Bohlen // International Journal of Geophysics. – 2012. – vol.2012 (Article ID 128465) – p.1-7.
171. Nakanishi, I. A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two dimensional island structure/ I. Nakanishi, K. Yamaguchi // J. Phys. Earth. – 1986. – 34. – P. 195–201.
172. Nemeth, B. Benefits of 3D poststack depth migration: Case study from the Potash Belt of Saskatchewan Corporation of Saskatchewan Steve Halabura - North Rim Exp/ B. Nemeth, T. Danyluk, A. Prugger // CSEG Geophysics. – 2002. – P.4.
173. Novotny, M. The ray interpretation of the DSS data from the VI/70 seismic transect across the Bohemian Massif/ M. Novotny / In: Vrana S., Stedra V., Eds.: Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany, J. Geol. Sci., 1997. – 47. – P. 131-139.
174. Nowack, R.L. Frame-based Gaussian beam summation and seismic head waves/ R.L. Nowack – Proceedings of the Project Review, Geo-Mathematical Imaging Group. – Purdue University : West Lafayette, IN, 2008. – P. 113-119.
175. Operto, S. Can we quantitatively image complex structures with rays?/ Operto, S., Xu, S. & Lambaré, G. // Geophysics. – 2000. – 65. – P. 1223–1238.

176. Orłowski, D. Combination of common-midpoint-refraction seismic with the generalized reciprocal method/ D. Orłowski, H. Ruter, L. Dresen // *Journal of Applied Geophysics*. – 1998. – 39. – P.221-235.
177. Palmer, D. An introduction to the Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation/ D. Palmer // *Geophysics*. – 1981. – 46. – P.1508-1518.
178. Palmer, D. Integrating Amplitudes and Traveltimes with High Resolution Refraction Methods/ D. Palmer / *SAGEEP, Proceedings*. – 2006. – P. 1222-1240.
179. Pavlović, V. Measurement of the seismic waves propagation velocity in the real medium/ V. Pavlović, Z. Veličković // *Facta Universitatis, Series: Physics, Chemistry and Technology*, 1998. – vol.1, No5. – P.63-73.
180. Peraldi, R. Digital processing of refraction data-study of first arrivals/ R. Peraldi, A. Clement // *Geophysical Prospecting*. – 1972. – 20. – P.529.
181. Pilipenko, V.N. Application of migration to the interpretation of WARP data/ V.N. Pilipenko, J. Makris / *67<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg, SEG, 1997*. – Expanded Abstracts. – 1. – P. 56.
182. Pilipenko, V.M. Wave images of the crustal structure from refractions and wide-angle reflections migration along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift)/ V.M. Pilipenko, O.O. Verpakhovska, V.I. Starostenko, N.I. Pavlenkova // *Tectonophysics*. – 2011. – 508. – P.96-105.
183. Podvin, P. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: A massively parallel approach and its associated tools/ P. Podvin, I. Lecomte // *Geophys. J. Internat.* – 1991. – 105. – P. 271–284
184. Popovici, A. M. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes/ A.M. Popovici, J.A. Sethian // *Geophysics*. – 2002. – 67. – P.604–609.
185. Pylypenko, V. Seismic migration in near vertical and wide – angle reflection and refraction studies: Towards a unified approach/ V. Pylypenko, A. Goncharov // *Exploration Geophysics*. – 2000. – 31. – P.461-468.

186. Qin, F. Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts/ F. Qin, Y. Luo, K. Olsen, W. Cai, G. Schuster // *Geophysics*. – 1992. – 57. – P. 478–487.
187. Qin, F. Headwave suppression in travelttime computation / F. Qin, P. Zhang / EAGE 66<sup>th</sup> Conference& Exhibition, 2004. – France. – Z99.
188. Rajasekaran, S. Prestack processing of land data with complex topography/ S. Rajasekaran, G.A. McMechan // *Geophysics*. – 1995. – 60. – P.1875-1886.
189. Rawlinson, N. Inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes for three-dimensional layered crustal structure/ N. Rawlinson, G.A. Houseman, C.D.N. Collins // *Geophys.J.Int.* – 2001. – 145. – P.381-400.
190. Rawlinson, N. The fast marching method: an effective tool for tomographics imaging and tracking multiple phases in complex layered media/ N. Rawlinson, M. Sambridge // *Exploration Geophysics*. – 2005. – 36. – P. 341–350.
191. Rawlinson, N. Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media / N. Rawlinson, J. Hauser, M. Sambridge // *Advances in Geophysic*. – 2007. – 49. – P.203-273.
192. Ren, H. Wave equation least square imaging using the local angular Hessian for amplitude correction/ H. Ren, R.-S. Wu, H. Wang // *Geophysical Prospecting*. – 2011. – 59. – P. 651–661.
193. Reshef, M. Practical implementation of three-dimensional poststack depth migration/ M. Reshef, D. Kessler // *Geophysics*. – 1989. – 54. – P.309-318.
194. Reshef, M. Prestack depth imaging of three-dimensional shot gathers/ M. Reshef // *Geophysics*. – 1991. – 56. – P.1158–1163.
195. Reshef, M., 1991, Depth migration from irregular surfaces with depth extrapolation methods/ M.Reshef // *Geophysics*. – 1991. – 56. – P. 119–122.
196. Ristow, D. Fourier finite-difference migration/ D. Ristow, T. Ruhl // *Geophysics*. – 1994. – 59. – P. 1882-1893.
197. Rohdewald, S.R.C. Optimized Interpretation Of Sageep 2011 Blind Refraction Data With Fresnel Volume Tomography And Plus-Minus Refraction/ S.R.C. Rohdewald

- / 27th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), 2014. – Extended abstracts. – S1.
198. Ruhl, T. Determination of shallow refractor properties by 3D-CMP refraction seismic techniques / T. Ruhl // *First Break*. – 1995. – vol.13, No.2. – P.69-77.
199. Saeger, E. Finite-difference modelling of viscoelastic and anisotropic wave propagation using the rotated staggered grid/ E. Saeger and T. Bohlen // *Geophysics*. – 2004. – 69. – P. 583–591.
200. Sava, P. 3-D travelttime computation using Huygens wavefront tracing/ P. Sava, S. Fomel // *Geophysics*. – 2001. – 56. – P.119–122.
201. Sava, P. Wave-equation migration velocity analysis by focusing diffractions and reflections/ P. Sava, B. Biondi, and J. Etgen // *Geophysics*. – 2005. – 70. – U19-U27.
202. Sava, P. Time-shift imaging condition in seismic migration/ P. Sava, S. Fomel // *Geophysics*. – 2006. – 71. – S209-S217.
203. Scheidegger, A. The use of a least square method for the interpretation of data from seismic surveys/ Scheidegger, A. and P. L. Willmore // *Geophysics*. – 1957. – 17. – P. 9-22.
204. Schleicher, J. A comparison of Imaging Conditions for Wave-Equation Shot-Profile Migration/ J. Schleicher, J.C. Costa, A. Novais // 77<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg, SEG, 2007. – Expanded Abstracts. – P.2393-2397.
205. Schneider, W. A. Integral formulation for migration in two and three dimensions/ W.A. Schneider // *Geophysics*. – 1978. – 43. – P. 49-76.
206. Schneider, W. Robust, efficient upwind finite-difference travelttime calculations in 3D/ W. Schneider / 63th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1993. – Expanded Abstracts. – P.1402-1405.
207. Schuster, G.T. Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory/ G.T. Schuster, A. Quintus-Bosz // *Geophysics*. – 1993. – 58. – P. 1314-1323.
208. Scott, P.W. Travelttime tomography: A comparison of popular methods/ P.W. Scott, M.C. Fehler // *Geophysics*. – 1991. – 56. – P.1639-1649.

209. Seisa, H.H. Migration and interpretation of first arrival inflection points due to lateral variations/ H.H. Seisa // *Near Surface Geophysics*. – 2010. – 8. – P.55-63.
210. Sethian, J.A. 3-D travelttime computation using the fast marching method/ J.A. Sethian, A.M. Popovici // *Geophysics*. – 1999. – 64. – P.516-523.
211. Sheehan, J.R. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis/ J.R. Sheehan, W.E. Doll, W.A. Mandell // *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. – 2005. – 10. – P. 21–34.
212. Sheriff, R. E. *Exploration Seismology*. 2nd Ed./ R.E. Sheriff, L.P. Geldart – New York : Cambridge University Press, 1995. – 628 p.
213. Shragge, J. Wave-equation migration from topography/ J. Shragge, P. Sava // 75th Ann. Internat. Mtg, SEG, 2005. – Expanded abstracts. – P.1842-1845.
214. Shtivelman V. Kinematic inversion of first arrivals of refracted waves; a combined approach/ V. Shtivelman // *Geophysics*. – 1996. – 61. – P.509-519.
215. Sinha, D.P. A brief comparison of the efficacy of four migration algorithms – a sub-basalt example / D.P. Sinha, D.K. Vishnoi, S. Basu & V.P. Singh// *Geohorizons*, SPG. – India, 2009. – P.24 – 27
216. Sjogren, B. A brief study of the generalized reciprocal method and some limitations of the method/ B. Sjogren // *Geophysical Prospecting*. – 2000. – 48. – P. 815–834.
217. Sollner, W. Fast time-to-depth mapping by first-order ray transformation in a 3-D visualization system/ W. Sollner, E. Andersen, J. Lima / 74<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg, SEG, 2004. – Expanded Abstracts. – P.1081-1084.
218. Spenser, T.W. Refraction along a layer/ T.W. Spenser // *Geophysics*. – 1965. – vol. XXX. – P.367-388.
219. Starostenko, V. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect/ V.Starostenko, T.Janik, R.Stephenson, D.Gryn, A.Tolkunov, W.Czuba, P.Sroda, D.Lysynchuk, V.Omelchenko, M.Grad, K.Kolomiyets,

- H.Thybo, O.Legostaeva // The 15<sup>th</sup> International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins, Seismix 2012. – Programme and Abstracts: Beijing (China) September 16-20, 2012. – p.85.
220. Stefani, J. P. Turning-ray tomography/ J. P. Stefani // *Geophysics*. – 1995. – 60. – P.1917-1929.
221. Stockwell, Jr. J. W. The CWP/SU: Seismic Unix Package/ Jr. J. W. Stockwell // *Computers and Geosciences*. – 1999. – vol.25, №4. – P. 415-419.
222. Stoffa, P.L. Split-step Fourier migration/ P.L. Stoffa, J.T. Fokkema, R.M. de Luna Freire, W.P. Kessinger // *Geophysics*. – 1990. – 55. – P. 410-421.
223. Stolk, C. C. Kinematic artifacts in prestack depth migration/ C.C. Stolk, W. W. Symes // *Geophysics*. – 2004. – 69. – P. 562-575.
224. Stolt, R.H. Migration by Fourier transform / R.H. Stolt // *Geophysics*. – 1978. – 43. – P. 23-48.
225. Stolt, R. H. Seismic data mapping and reconstruction/ R.H. Stolt // *Geophysics*. – 2002. – 67. – P. 890–908.
226. Stolt, R.H. Seismic Imaging and Inversion: Volume 1: Application of Linear Inverse Theory/ R.H. Stolt,A.B. Weglein – New York : Cambridge University Press, 2012. – 404 p.
227. Sun, H. Wavepath migration versus Kirchhoff migration/ H.Sun, G.T. Schuster // 69th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1999. – Expanded Abstracts. – P. 1138-1141.
228. Sun, J G. WARRP - an effective imaging tool for seeing through seismically difficult rocks unconventionally/ J.G. Sun – In: Department of Marine Geology and Geophysical, Tongji University ed. A Collection of the Reflective Seismic Theses. – Shanghai: Tongji University Publishing House, 2000. – P. 127-140.
229. Suyehiro, K. Airgun – OBS Seismic Refraction Profiling Experiment (1)/ K. Suyehiro, H. Inatani, T. Yamada, H. Shimamura // *Tohoku Geophys. Journ. (Sci. Rep. Tohoku Univ.)*, 1981. – Ser.5 – vol.28. – P.143-159.

230. Telegin, A.N. Processing of seismic records of refracted waves on the basis of migration/ A.N. Telegin, I.M. Tikhonova, T.S. Sakulina // Doklady Earth Sciences, Pleiades Publishing, Ltd. – 2003. – t.380,N.4. – P.538-540.
231. Thierry, P. 3-D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation/ P. Thierry, G. Lambare, P. Podvin // Geophysics. – 1999. – 64. – P. 222–229.
232. Thralls, H.M. Relation of seismic corrections to surface geology/ H.M. Thralls, R.W. Mossman // Geophysics. – 1952. – 17. – P.218-228.
233. Thornburgh, H. Wave-front Diagrams in Seismic Interpretation/ H. Thornburgh // Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists. – 1930. – 14, №2. – P.234-238.
234. Van Avendonk, H.J.A. Hybrid shortest path and ray bending method for traveltimes and raypath calculations/ H.J.A. Van Avendonk, A.J. Harding, J.A. Orcutt, W.S. Holbrook // Geophysics. – 2001. – 66. – P.648–653.
235. VanSchuyver, C. J., Hilterman, F. J. 3D refraction migration for depth imaging of West Africa salt walls/ C.J. VanSchuyver, F.J. Hilterman // 73<sup>rd</sup> Ann. Internat. Mtg, SEG, 2003. – Expanded Abstracts. – 22. – P.1020-1022.
236. Van Trier, J. Upwind finite-difference calculation of traveltimes/ J. Van Trier, W. Symes // Geophysics. – 1991. – 55. – P.521-526.
237. Verpakhovska, A. Possibilities of seismic migration for interpretation of wide-angle reflection-refraction profiles/ A. Verpakhovska, V.M. Pylypenko, O. Pylypenko // Геофиз. журнал. – 2010. – 32, №4. – с.202-203.
238. Verpakhovska, O. Application of finite-difference refraction migration to study of the Earth crust structure/ O. Verpakhovska, V. Pylypenko, O. Pylypenko // SGEM 2012. – Conference Proceedings (Болгария), 2012. – Vol. 2. – P. 545 – 554.
239. Vidale, J. Finite-difference calculation of travel times/ J. Vidale // Bull. Seis.Soc. Am. – 1988. – 78. – P. 2062–2076.
240. Vidale, J. E. Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions/ J. E. Vidale // Geophysics. – 1990. – 55. – P.521–526.

241. Wang, B. Comparison of velocity sensitivity of kinematic migration in common-shot and common-offset domains/ B. Wang, K. Pann // 65<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg, SEG, 1995. – Expanded Abstracts. – P.1193-1196.
242. Weigand, J.A. SEG-D—Digital field tape format standards, in Digital Tape Standards/ J.A. Weigand / Society of Exploration Geophysicists. – 1980. – P.31-65.
243. Wen, J. Three-Dimension Kinematic Migration in Variable Velocity Media/ J. Wen, G.A. McMechan // Geophysical prospecting. – 1987. – 35. – P.250-266.
244. Whiteley, R.J. Comparison of shallow seismic refraction interpretation methods of regolith mapping / R.J. Whiteley, P.J. Eccleston // Exploration Geophysics. – 2006. – 37. – P.340-347.
245. Williamson, P. Full wave-equation methods for complex imaging challenges/ P. Williamson, B. Wang, D. Bevc, I.F. Jons // The leading Edge, 2010. – 29. – P.264-268.
246. Willmore, P. L. The time-term method approach to refraction seismology/ P.L. Willmore and A. M. Bancroft // Geophys. J. – 1960. – 3. – P. 419–432.
247. Woodward, M. Wave-equation tomography/ M. Woodward, F. Rocca / 58th Ann. Internat. Mtg, SEG, 1988. – Expanded Abstracts. – P. 1232-1235.
248. Xu, S. Wave equation migration of turning waves/ S. Xu, and S. Jin // 76<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg, SEG, 2006. – Expanded Abstracts. – P. 2328–2332.
249. Xu, S. 3D angle gathers from reverse time migration/ S. Xu, Y. Zhung, B. Tang // Geophysics. – 2011. – 76. – P. 577–592.
250. Yilmaz, O. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data (Vols. 1 & 2)/ O. Yilmaz – Society of Exploration Geophysicists, Tulsa (Oklahoma), 2001. – 2027 p.
251. Yoon, K. 3d reverse-time migration using the acoustic wave equation: An experience with the seg/eage data set/ K. Yoon, C. Shin, S. Suh, L. R. Lines, S. Hong // The Leading Edge. – 2003. – 22. – P. 38-41.
252. Yoshii, T. Time-term analysis of explosion seismic data/ T. Yoshii, S. Asano // J. Phys. Earth. – 1972. – 20. – P. 47–57.



253. Yuan, Y. Prestack Kirchhoff time migration of 3D coal seismic data from mining zones/ Y. Yuan, Y. Gao, L. Bai, Z. Liu // *Geophysical Prospecting*. – 2011. – 59. – P. 455-463.
254. Zanzi, L. Inversion of refracted arrivals: a few problems/ L. Zanzi // *Geophysical Prospecting*. – 1990. – 38. – P. 339-364.
255. Zelt, C. A. 3D seismic refraction travelttime tomography at a groundwater contamination site/ C.A. Zelt, A. Azaria, A. Levander // *Geophysics*. – 2006. – 71. – P.H67-H78.
256. Zelt, C.A. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travelttime and amplitude forward modeling/ C.A. Zelt, R.M. Ellis // *Canadian Journal of Exploration Geophysics*. – 1988. – 24. – P. 16-31.
257. Zelt, C.A. Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography/ C.A. Zelt, K. Sain, J.V. Naumenko, D.S. Sawyer // *Geophys. J. Int.* – 2003. – 153. – P. 609–626.
258. Zhao, H. A fast sweeping method for eikonal equations/ H. Zhao // *Mathematics of Computation*. – 2004. – 74. – P. 603–627.
259. Zhang, J. Refraction migration: imaging multiple refractors automatically/ J. Zhang // 76th Ann. Internat. Mtg, SEG, 2006. – Expanded Abstracts. – P.2426-2429.
260. Zhang, J. Practical issues of reverse-time migration: True amplitude gathers, noise removal and harmonic-source encoding/ J. Zhang, and J. Sun // *First break*. – 2009. – 26. – P.19-25.
261. Zhang, J. Non-linear refraction travelttime tomography/ J. Zhang, M.N.Toksoz // *Geophysics*. – 1998. – 63. – P.1726-1737.
262. Zhang, Y. Imaging complex salt bodies with turning-wave one-way wave equation/ Y. Zhang, S. Xu, and G. Zhang /76th Ann. Internat. Mtg, SEG, 2006. – Expanded Abstracts. – P.2323–2327.
263. Zhou, H. A comparative analysis of deformable layer tomography and cell tomography along the LARSE lines in southern California/ H. Zhou, L. Li, T. Bjorklund, M. Thornton // *Geophys. J. Int.* – 2010. – 180.– P.1200-1222.

264. Zhou, Z.Z. Use of RTM full 3D subsurface angle gathers for subsalt velocity update and image optimization. Case of study at Shenzi field/ Z.Z. Zhou, M. Howard, C. Mifflin // Geophysics. – 2011. – 76. – WB27-WB39.