

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

РУСАЧЕНКО НАТАЛІЯ ВАЛЕРІЇВНА

УДК 550.3

ДИСЕРТАЦІЯ

**ПОБУДОВА СЕЙСМІЧНИХ ЗОБРАЖЕНЬ СОЛЯНО-КУПОЛЬНИХ
СТРУКТУР ЗА ДАНИМИ ГЛИБИННОЇ МІГРАЦІЇ ТА
СЕЙСМОАТРИБУТНОГО АНАЛІЗУ**

Спеціальність 103 - «Науки про Землю»

Галузь знань 10 – Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ Наталія РУСАЧЕНКО

Науковий керівник: Вижва Сергій Андрійович, доктор геологічних наук,
професор

Київ – 2025 рік

АНОТАЦІЯ

Русаченко Н.В. «Побудова сейсмічних зображень соляно-купольних структур за даними глибинної міграції та сейсмоатрибутного аналізу». Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії в галузі знань 10 «Природничі науки» за спеціальністю 103 «Науки про Землю». – Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, 2025.

Дисертаційна робота присвячена розробці комплексного підходу до обробки та інтерпретації сейсмічних даних в зонах, екранованих розломами, чи крутопадаючими геологічними границями, пов'язаними з соляним діапїризмом, для покращення зображень горизонтів та отримання геологічного розрізу, максимально наближеного до реального середовища, що призводить до зниження ризиків під час буріння.

У вступі обґрунтовано актуальність дисертаційної роботи у контексті загальнодержавної програми розвитку мінерально-ресурсної бази України на період до 2030 року. Автором встановлено мету, завдання, предмет, об'єкт, методи дослідження, описано наукову новизну отриманих результатів, їх практичне значення. Надано відомості щодо апробації результатів дисертаційного дослідження та особистий внесок здобувача.

У першому розділі наведено огляд історії розвитку сейсморозвідки в частині побудови часових та глибинних зображень геологічного середовища за сейсмічними даними. З початку 20-го століття наземні методи сейсмічних досліджень швидко розвивалися, зокрема 2D та 3D сейсмічні дослідження. Розроблені алгоритми для обчислення синтетичних сейсмограм, удосконалена асимптотична теорія променів для обчислення високочастотних синтетичних сейсмограм. Широко використовується метод кінцево-різнецевого моделювання, який дозволяє отримувати повне сейсмічне хвильове поле, включаючи всі типи хвиль. Подальший розвиток сейсмічних методів полягав у

вдосконаленні алгоритмів обробки сейсмічних даних та удосконаленні методики методики розрахунку сейсмічних швидкостей. Томографія відбитих хвиль використовується для оновлення швидкісної моделі та корекції статичних поправок як частина графу базової обробки. В той же час сучасні технології спеціалізованої обробки сейсмічних даних (RTM – reverse time migration) і променеве моделювання для покращення якості візуалізації таких складних об'єктів як соляні купола практично не використовуються в практиці геофізичних сервісних компаній, які працюють на території України.

У другому розділі охарактеризовано граф процедур обробки, основним акцентом якого є побудова чіткого зображення геологічного середовища. На початку, описано розташування, геологічну будову площі досліджень та параметри сейсмозвільдувальних досліджень. До авторського графу обробки увійшли не тільки алгоритми базової обробки, алгоритми PSTM міграції з ізотропним і анізотропним аналізом швидкостей, а також пре-стек глибинна міграція та міграція зворотного часу. У розділі детально описано процедури та параметри кожного алгоритму, який було застосовано. Поетапно демонструється як обробка сейсмічних даних покращує співвідношення сигнал/завада та сприяє кращому зображенню структурних елементів, в тому числі, соляних тіл. Оскільки в межах площі досліджень значні зміни швидкостей по латералі, то було застосовано пре-стек глибинну міграцію. Швидкісна модель містила контур соляного тіла. Вперше застосовано метод RTM на наземних 3D WAZ даних на об'єктах Дніпровсько-Донецького басейну. Алгоритм RTM у поєднанні з широко-азимутальною системою спостережень дозволив виділити «ніжку» штока і надійніше закартувати відбиття від геологічних горизонтів у приштоковій зоні. Не зважаючи на використання високотехнологічних алгоритмів, контур соляного тіла залишався невизначеним і в наступних розділах розглянуто методики вирішення цієї проблеми.

У третьому розділі розглянуто алгоритм трасування сейсмічних променів в межах площі досліджень. Розділ розпочинається історією розвитку променевого

методу та описом найважливіших здобутків науковців. Охарактеризовано теоретичні основи методу та алгоритм виконання процедури трасування променів. Було створено геологічну модель для моделювання впливу соляних куполів на сейсмічне зображення та для дослідження впливу товщини соляного купола на сейсмічне зображення. Використана інтервальна швидкісна модель, отримана автором в результаті виконання обробки сейсмічних даних. Під час візуалізації отриманих результатів застосовано ітеративний процес аналізу променів довкола соляного тіла, а також тих що заломлювалися всередині діапіру. Аналіз виконувався окремо на кожному відбиваючому горизонті, починаючи від верхнього. Соляний купол спричинив спотворення сейсмічних відбиттів під ним через велику різницю швидкості проходження хвилі між соляним тілом та оточуючими породами. В ітеративному форматі було обрано геометрію сольового тіла та визначено розміри «тіньової зони» довкола штоку. Як показали результати трасування сейсмічних променів, розміри діапіру набагато менші, ніж раніше було прогнозовано. Відповідно, приштокові горизонти погано візуалізуються на сейсмічному кубі через багатократне заломлення сейсмічних хвиль, яке не дає сигналу пройти повний шлях «джерело-сейсмоприймач». Подальше підтвердження гіпотези можливе за рахунок аналізу динамічних характеристик сейсмічного сигналу.

У четвертому розділі наведені результати застосування сейсмоатрибутного аналізу для оконтурення соляних тіл. Застосовано ряд сейсмічних атрибутів, серед яких аналіз кореляційної матриці між усіма атрибутами показав найкращу збіжність для: Chaos, Dip illumination, Consistent curvature, Iso frequency, Instantaneous phase, Ant tracking, Amplitude contrast, Variance. З цього було зроблено висновок, що для ділянок із слабким сейсмічним сигналом, в даному випадку довкола діапіру, найкращий результат показують атрибути, що при розрахунку використовують порівняння із середніми/медіанними значеннями, а також ті, що підкреслюють локальні зміни сигналу, а не використовують окремі елементи сейсмічного сигналу. Оскільки результати сейсмоатрибутного аналізу

були взаємодоповнюючими то було використано комплексний підхід для аналізу динамічних параметрів хвильового поля.

Наукова новизна дослідження полягає у тому, що розроблений оригінальний граф обробки та інтерпретації сейсмічних даних для зон ускладнених соляним діпіризмом. Вперше було застосовано алгоритм RTM для оконтурення окремих об'єктів Машівсько-Шебелинської зони і результати були підтверджені бурінням. Вперше проведено променеве моделювання в комплексі з обробкою та інтерпретацією для об'єктів Машівсько-Шебелинської зони. Знайшло подальший розвиток застосування атрибутного аналізу в середовищі ускладненому крутопадаючими розломами.

Ключові слова: Сейсморозвідка, обробка, трасування променів, інтерпретація, швидкість пружних хвиль, сейсмоатрибутний аналіз, породи-колектори, кореляційні залежності, нафта, газ, Східно-Європейська платформа, Дніпровсько-Донецька западина, Україна.

ABSTRACT

Rusachenko N.V. “Construction of seismic images of salt dome structures based on depth migration and seismic attribute analysis”. Qualification scientific work in the form of a manuscript.

Dissertation for obtaining the scientific degree of Doctor of Philosophy in the field of knowledge 10 “Natural Sciences ” in the specialty 103 “Earth Sciences”. – Taras Shevchenko Kyiv National University of Kyiv, Kyiv, 2025.

The dissertation is devoted to the development of a comprehensive approach to the processing and interpretation of seismic data in areas shielded by faults or steeply dipping geological boundaries associated with salt diapirism. For improving the horizons’ image and obtaining a geological data that represents and as close as possible to the real environment the complex approach have been used, which leads to a minimizing risks during drilling.

The introduction substantiates the relevance of the dissertation work in the context of the national program for the development of the mineral resource base of Ukraine for the period up to 2030. The author established the main goal, objectives, subject, object, research methods, describes the scientific novelty of the results obtained, their practical significance. Information on the approbation of the results of the dissertation research and the personal contribution of the applicant are provided.

The first chapter provides an overview of the history of the development of seismic exploration in terms of time and depth imaging of the geological environment based on seismic data. Since the beginning of the 20th century, ground-based seismic research methods have developed rapidly, in particular 2D and 3D seismic research. Algorithms have been developed for calculating synthetic seismograms, and the asymptotic ray theory for calculating high-frequency synthetic seismograms has been improved. The finite-difference modeling method is widely used, which allows obtaining a complete wave field, including all types of waves. Further development of seismic methods consisted in improving the algorithms for processing seismic data and improving the methodology for calculating seismic velocities. Tomography of reflected waves is used to update the velocity model and correct static corrections as

part of the basic processing graph. At the same time, modern technologies of specialized seismic data processing (RTM – reverse time migration) and ray modeling to improve the quality of visualization of such complex objects as salt domes are practically not used in the practice of geophysical service companies operating in Ukraine.

The second chapter describes the graph of processing procedures, the main emphasis of which is to build a high resolution seismic image of the geological environment. At the beginning, the location, geological structure of the research area and the parameters of seismic acquisition are described. The author's processing graph includes not only basic processing algorithms, pre-stack time migration algorithms with isotropic and anisotropic velocity analysis, as well as pre-stack depth migration and reverse time migration. The chapter contains detailed description of the procedures and parameters of each algorithm that was applied. It is demonstrated step by step how seismic data processing improves the signal-to-noise ratio and contributes to better imaging of structural elements, including salt bodies. Since there are significant lateral velocity changes within the research area, pre-stack depth migration was applied. The velocity model contained the salt body contour. The RTM method was first applied to onshore 3D WAZ data at fields in the Dnieper-Donetsk basin. The RTM algorithm in combination with a wide-azimuth acquisition system allowed to identify salt dome and more reliably map reflections from geological horizons in the near-salt zone. Despite the use of high-tech algorithms, the salt body contour remained uncertain, and the following sections consider methods for solving this problem.

The third chapter discusses the algorithm for seismic ray tracing within the research area. The chapter begins with a history of the development of the ray method and a description of the most important scientists' achievements. The theoretical foundations of the method and the algorithm for performing the ray tracing procedure are described. A geological model was created to simulate the impact of salt dome on seismic image and to analyze the impact of salt dome thickness on seismic image. An interval velocity model obtained as a result of seismic data processing was used. When analyzing the results obtained, an iterative process of analyzing rays around the salt

body, as well as those refracted inside the diapir, was applied. The analysis was performed separately on each reflective horizon, starting from the upper one. The salt dome caused distortion of the seismic reflection below it due to the large difference in wave velocity between the salt body and the surrounding horizons. In the iterative format, the geometry of the salt body was chosen and the size of a "shadow zone" have been identified. Accordingly, the shaft horizons are poorly visualized on the seismic cube due to multiple refraction of seismic waves, which does not allow the signal to pass the full path from the source to the seismograph. Further confirmation of the hypothesis is possible by analyzing the dynamic characteristics of the seismic signal.

The fourth section provides an analysis of the results of seismic attribute analysis for contouring salt bodies. A number of seismic attributes were used, among which the analysis of the correlation matrix between all attributes showed the best convergence for: Chaos, Dip illumination, Consistent curvature, Iso frequency, Instantaneous phase, Ant tracking, Amplitude contrast, Variance. From this it was concluded that for areas with a weak seismic signal, in this case around the diapir, the best result is shown by attributes that use comparison with average/median values in the calculation, as well as those that emphasize local changes in the signal, and do not use separate elements of seismic signal. Since the results of seismic attribute analysis were complementary, a comprehensive approach was used to analyze the dynamic parameters of the wave field.

The scientific novelty of the study is that an original graph of seismic data processing and interpretation was developed for zones complicated by salt diapirism. For the first time, the RTM algorithm was used to outline individual objects of the Mashivsko-Shebelinska area and the results were confirmed by drilling. For the first time, ray modeling was carried out in combination with processing and interpretation for objects of the Mashivsko-Shebelinska area. The application of attribute analysis in an environment complicated by steeply dipping faults was further developed.

Keywords: seismic exploration, processing, ray tracing, interpretation, elastic wave velocity, seismic attribute analysis, reservoir rocks, correlation dependences, oil, gas, East European Platform, Dnieper-Donetsk Basin, Ukraine.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

Rusachenko N., Pastushenko T., Vyzhva S., (2024). Salt-dome structures modeling in depth domain using ray tracing and seismic attribute analysis. *Том 3 № 106 (2024): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.106.05>

Русаченко Н., Кузьменко П., (2024). Високотехнологічні алгоритми візуалізації соляно-купольної тектоніки за сейсмічними даними. *Том 2 № 105 (2024): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <https://doi.org/10.17721/1728-2713.105.06>

Русаченко Н., Вижва С., Кузьменко П., (2025). Аналіз швидкісних аномалій та результати динамічної інтерпретації сейсмічних даних при дослідженні складнопобудованих газових покладів. *Том 1 № 108 (2025): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.108.06>

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

Kuzmenko, P., **Rusachenko, N.** et al. (2021). Some aspects of seismic data reverse time migration for salt tectonics geology of the Dnieper-Donets Basin. *SPE Eastern Europe Subsurface Conference, November 23–24, 2021, Kyiv, Ukraine.* DOI: <https://doi.org/10.2118/208531-MS>

Rusachenko N., Vyzhva S. (2022) Stages of Formation Seismic Ray Tomography as a Method of Studying the Subsurface in Oil and Gas Industry. Modern Modifications. *16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*, Nov 2022, Volume 2022, p.1 – 5. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580258>

Rusachenko N., Vyzhva S. (2023) High-Tech Algorithms for Visualization of Salt-Dome Tectonics at Seismic Data. *17th International Conference Monitoring*

of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2023, Volume 2023, p.1 – 5. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520171>

Eldeeb M., Kuzmenko P., Hoecht G., **Rusachenko N.**, Rost F., Schweizer L. (2024) Data enhancement using advanced CRS on complex data from the Carpathians. *AAPG Europe Region Conference Energy Transition. Is the European approach different?*, 28-29 May, 2024, Krakow, Poland. <https://erc.aapg.org/2024/Technical-Program/Program/May-28-Program>

Rusachenko N., Bilous Y., Bugriy V., Kuzmenko P. (2024) Salt-dome structures modeling in depth domain using ray tracing, processing algorithms and seismic attribute analysis. *AAPG Europe Region Conference Energy Transition. Is the European approach different?*, 28-29 May, 2024, Krakow, Poland. <https://erc.aapg.org/2024/Technical-Program/Program/Posters>

ВСТУП	14
Список використаних скорочень та абревіатур	18
РОЗДІЛ 1 ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ СЕЙСМІЧНИХ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА	19
1.1 Хронологія розвитку методів сейсмічного хвильового поля	19
1.2 Алгоритми удосконалення швидкісної моделі під час обробки сейсмічних даних	29
1.3. Удосконалення алгоритму міграції сейсмічних даних	34
Висновки до розділу 1	42
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 1	43
РОЗДІЛ 2 РОЗРОБКА ГРАФУ ОБРОБКИ СЕЙСМІЧНИХ ДАНИХ ДЛЯ ГЕОЛОГІЧНИХ СЕРЕДОВИЩ УСКЛАДНЕНИХ СОЛЯНИМ ДІАПРИЗМОМ	46
2.1 Опис об’єкта досліджень	46
2.2. Граф базової обробки	49
2.3. Пре-стек часова міграція	61
2.4. Пре-стек глибинна міграція	67
2.5. Зворотня часова міграція сейсмічних даних	76
Висновки до розділу 2	80
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 2	81
РОЗДІЛ 3 ТРАСУВАННЯ СЕЙСМІЧНИХ ПРОМЕНІВ В УСКЛАДЕНИХ СОЛЯНИМ ДІАПРИЗМОМ СЕРЕДОВИЩАХ	83
3.1 Історія розвитку променевого моделювання в приштокових зонах .	84
3.2. Теоретичні основи методу променевого моделювання	88
3.3. Розробка алгоритму трасування променів	95
Висновки до розділу 3	104
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 3	105
РОЗДІЛ 4 ЗАСТОСУВАННЯ СЕЙСМОАТРИБУТНОГО АНАЛІЗУ ДЛЯ ОКОНТУРЕННЯ СОЛЯНИХ ТІЛ	106
4.1 Історія розвитку методу сейсмоатрибутного аналізу при оконтуренні складнобудованих середовищ	107

4.2. Типізація сейсмічних атрибутів	110
4.3. Аналіз найбільш інформативних сейсмічних атрибутів.....	113
4.4. Комплексування сейсмічних атрибутів для більш ефективного оконтурення соляних тіл	127
Висновки до розділу 4	132
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 4	133
ВИСНОВКИ	134

ВСТУП

Актуальність роботи зумовлена тим, що нарощення ресурсної бази та збільшення видобутку вуглеводнів є одним із головних завдань державної програми розвитку мінерально-ресурсної бази України до 2030 року. Сейсморозвідувальні роботи є основними при пошуках покладів вуглеводнів, особливо в складних геологічних умовах в приштокових зонах діапирів та соляних куполів Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), які на сьогодні детально вивчаються щодо можливих перспектив їх нафтогазоносності.

При наявності в геологічному середовищі скидів, підкидів, насувів та інших порушень на розрізах з'являються характерні особливості запису – розрив суцільності фаз. Залежно від характеру тектонічного порушення осі синфазності простежуються по обидва боки від нього, вони можуть перекриватися, або утворювати зону відсутності відбиттів хвильового поля. Іноді зони порушень виділяються по загасанню коливальних хвиль. Часто в подібних зонах взагалі не вдається простежити відбиваючі горизонти.

У зв'язку з цим актуальною є розробка комплексного підходу до моделювання сейсмічних характеристик та розробка оригінальної методики аналізу сейсмічного хвильового поля в ускладненому соляно-купольною тектонікою геологічному розрізі.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Робота виконана на кафедрі геофізики ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Вона пов'язана з науковими дослідженнями, що проведені в рамках держбюджетної теми «Петрофізичні та геохімічні критерії виділення та оцінки продуктивності ущільнених порід-колекторів нафти і газу» (номер держреєстрації 0121U109843) та НДР №24БП049-01 «Геофізичні критерії виділення та оцінки продуктивності ущільнених порід-колекторів нафти і газу, як критичних для України корисних копалин», яка виконується за замовленням МОН України в рамках Комплексної

наукової програми «Надра» Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Метою даного дослідження є розробка комплексного підходу до обробки та інтерпретації сейсмічних даних в зонах, екранованих розломами, чи крутопадаючими контактами, пов'язаними з соляним діпіризмом, для покращення візуалізації горизонтів та отримання геологічного розрізу, максимально наближеного до реального середовища.

Для досягнення поставленої мети необхідно було розв'язати наступні завдання:

1. Аналіз наукової літератури щодо застосування сейсмічних методів при дослідженні нафтогазоносності приштокових зон.
2. Тестування параметрів і процедур обробки сейсмічних даних для отримання сейсмічного куба, який є максимально наближеним до реального геологічного середовища.
3. Моделювання структурно-тектонічного каркасу родовища на основі сейсмічних даних, включаючи усі можливі варіації контуру діпіру.
4. Трасування сейсмічних променів, відповідно до наявної розстановки сейсмоприймачів та джерел, а також визначення ділянок зі слабким сейсмічним сигналом. Підбір контуру діпіру, який підтверджує результати трасування сейсмічних променів.
5. Валідація сейсмічного зображення методами інтерпретації та для окремих об'єктів, пов'язаних із соляно-купольною тектонікою.

Об'єктом дослідження є приштокові зони, перспективні як пастки вуглеводнів, Машівсько-Шебелинської зони Дніпровсько-Донецької западини.

Предметом дослідження є геолого-геофізичні та динамічні характеристики сейсмічного хвильового поля в межах розрізів ускладнених соляним діпіризмом.

Методи дослідження. В роботі застосовані кількісні та якісні методи обробки та інтерпретації даних 3Д сейсморозвідки. Для експериментального дослідження розломів було використано метод променевого моделювання геологічного середовища з подальшим трасуванням сейсмічних променів. Сейсмоатрибутивний аналіз застосовувався для більш точного оконтурення приштокових зон.

Наукова новизна полягає у розробці комплексного підходу для отримання геологічно змістовних контурів соляних штоків, а саме:

- Розроблений оригінальний граф обробки та інтерпретації сейсмічних даних для зон ускладнених соляним діапїризмом.
- Вперше було застосовано алгоритм RTM для оконтурення окремих об'єктів Машівсько-Шебелинського блоку і результати були підтвержені бурінням.
- Вперше проведено променеве моделювання в комплексі обробки та інтерпретації для об'єктів Машівсько-Шебелинської зони.
- Знайшло подальший розвиток застосування атрибутивного аналізу в середовищах ускладнених крутопадаючими горизонтами.

Практичне значення одержаних результатів. Отримані результати застосування комплексного підходу до аналізу сейсмічної інформації дозволяють прогнозувати контури соляних штоків у межах ділянок екранованих розломами. Встановлені закономірності щодо поведінки сейсмічних хвиль у геологічному середовищі з наявними соляними діапїрами, що можуть бути використані під час геолого-геофізичної фази вивчення родовища. Також результати можуть бути корисними для розробки спеціалізованого програмного забезпечення та ефективного графу обробки сейсмічних даних, завданням якого є оконтурення геологічних тіл в складних умовах. Розроблений підхід апробований на 5 родовищах Машівсько-Шебелинської зони та підтверджений бурінням.

Особистий внесок здобувача. Основні результати дисертаційного дослідження отримані автором особисто. У публікаціях, які написані у співавторстві, дисертанткою проведено аналіз наукової літератури, моделювання структурно-тектонічного каркасу родовища, трасування променів у різних варіаціях геометрії діапіру, вибір процедур та параметрів обробки сейсмічних даних, валідація результатів методами кількісної інтерпретації. Постановка задач, планування експериментальних досліджень, аналіз даних, обговорення отриманих результатів та висновків було проведено спільно з науковим керівником д.г.н., проф. Вижвою С.А.

Апробація результатів дисертації. Основні результати роботи були представлені на міжнародних конференціях:

- SPE Eastern Europe Subsurface Conference, November 23–24, 2021, Kyiv;
- 16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2022, Kyiv;
- 17th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2023, Kyiv;
- AAPG Europe Region Conference Energy Transition. Is the European approach different?, 28-29 May, 2024, Krakow, Poland.

Публікації. Основні результати дисертаційного дослідження відображено у 8 публікаціях, серед яких: три статті у журналі Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія, який входить до міжнародних наукометричних баз Web of Science та Scopus; п'ять матеріалів та тез виступів на міжнародних конференціях.

Структура та обсяг роботи. Дисертація складається з анотації, змісту, вступу, переліку умовних позначень, чотирьох розділів, висновків, списку використаних джерел (58 найменувань). Загальний обсяг дисертації становить 135 маш. пис. сторінок. Науковий рукопис містить 8 таблиць та 70 рисунків.

Список використаних скорочень та аббревіатур

- ADCIG – сейсмограми зі спільною точкою відбиття на сейсмічному горизонті.
- ART – асимптотичне променеве трасування.
- FCT – томографія обмежена розломами.
- GBM – міграція пучка Гауса.
- GBRTM – міграція гаусового пучка зі зворотним часом.
- IL – сейсмічний розріз у напрямку розсташування пунктів збудження.
- NMO – кінематичні поправки.
- PSDM – пре-стек глибинна міграція.
- PSTM – пре-стек часова міграція.
- RMS – середньоквадратичне значення.
- RPS – файл із інформацією про розсташування пунктів прийому.
- RTM – міграція зворотнього часу.
- SEG-D – формат запису сейсмічних даних, отриманих у результаті проведення сейсморозвідувальних досліджень.
- SEG-Y – формат запису сейсмічних даних, адаптований до обробки та інтерпретації.
- SMART – послідовна міграція за допомогою томографії відбитих хвиль.
- SPS – файл із інформацією про розсташування пунктів збудження.
- S-хвилі – поперечні сейсмічні хвилі.
- XL – сейсмічний розріз у напрямку розсташування пунктів прийому.
- XPS – файл із інформацією про взаємне розсташування пунктів прийому та пунктів збудження.
- ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина
- ПЗ – пункт збудження.
- ПП – пункт прийому.
- P-хвилі – повздовжні сейсмічні хвилі.
- СГТ – спільна глибинна точка.

РОЗДІЛ 1 ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ СЕЙСМІЧНИХ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Основний метод сейсмозвідки – метод відбитих хвиль, заснований на реєстрації сейсмоприймачами, які розташовані на поверхні землі, акустичних коливань, збуджених штучними сейсмоджерелами, так само розташованими на поверхні. Гірські породи відрізняються пружними властивостями і, отже, відрізняються швидкістю поширення пружних хвиль. Як наслідок, на межах горизонтів, де швидкості змінюються, можуть утворитися відбиті, заломлені та інші хвилі, що досягають поверхні землі. Дослідження відбитих хвиль для пошуку корисних копалин є ефективним але трудомістким і неоднозначним процесом. З середини 70-х років для підвищення якості сейсмозвідки використовуються технології, засновані на моделюванні синтетичних сейсмограм. Це дає можливість обчислювати розв'язки як прямої так і оберненої задач.

З початку 20-го століття, коли основні моделі глибоких надр Землі були створені на основі спостережень за сейсмічними хвилями, що генеруються землетрусами та проходять через землю (Dziewonski et al., 1981), використання наземних методів (2D та 3D сейсмічних досліджень) для дослідження надр Землі швидко розвивалося. Можливість отримання та обробки 2D сейсмічних даних була детально розроблена в 1950-х роках, а потім у 1980-х роках з'явилися 3D сейсмічні дослідження (Liner et al., 1999).

1.1 Хронологія розвитку методів сейсмічного хвильового поля

Властислав Червені вивів рівняння, що контролюють промені, час проходження, амплітуди, функції Гріна, синтетичні сейсмограмми та рух частинок землі, а також запропонував відповідні чисельні алгоритми. Подальші дослідження мали на меті удосконалити алгоритм двоточкового трасування променів, який був запропонований Властиславом Червені (Vlastislav Cerven'ý) у 1977 році.

Інтерпретації заломлених хвиль, які перетинають латерально змінні швидкісні структури, заважає відсутність практичного алгоритму для обчислення синтетичних сейсмограм для порівняння з реальними. Однак модифікація асимптотичної теорії променів нульового порядку для включення амплітуд променів, які обертаються в градієнті швидкості, а також відбитих хвиль, дозволяє обчислювати високочастотні синтетичні сейсмограми для латерально змінних структур швидкості. Саме розробкою даного алгоритму присвячена робота Джорджа МакМехана та Уолтера Муні «Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures».

Цей метод є загальним, оскільки синтетичні сейсмограми можуть бути обчислені для будь-якої структури, через яку можна простежити промені.

Хоча асимптотичне наближення точного розв'язку хвильового рівняння є лише приблизним і має низку обмежень, це найдоступніший на даний момент метод, який може конкурувати у вивченні поширення об'ємної хвилі в середовищах, що змінюються в поперечному напрямку.

Оскільки інтерес в першу чергу представляють короткоперіодичні сейсмограми, ми вважаємо ART нульового порядку адекватним наближенням для більшості практичних застосувань. Однією групою зареєстрованих хвиль, які походять із членів вищого порядку, є головні хвилі. У неоднорідних середовищах із викривленими поверхнями розділу рідко існують чисті головні хвилі (Cerveni et al., 1977), тому застосування нульового порядку не є серйозним обмеженням.

Це виключення головних хвиль є перевагою у тому що нескінченні амплітуди, передбачені класичним ART для головних хвиль у критичних точках, більше не становлять труднощів. Апроксимація головних хвиль з поворотними променями обговорюється нижче.

Алгоритм ART нульового порядку можна просто виразити (Мей і Хрон, 1978)

$$A_T = A_o L^{-1} \prod_j K_j,$$

де A_T = загальна комплексна амплітуда, пов'язана з променем;

A_0 = початкова амплітуда;

L = геометричний розкид;

Π = добуток всіх j комплексні коефіцієнти пропускання та відбиття плоскої хвилі (K) уздовж шляху променя.

З моменту розробки та використання метод сейсмічного відбиття компресійних або РР-хвиль для розвідувальної сейсморозвідки, став прийнятим у нафтовій промисловості. А за даними Stewart et al., (2003), використання РР-хвильових сейсмічних даних у розвідувальній сейсморозвідці, найімовірніше, залишатиметься домінуючим інструментом протягом тривалого часу. Фізичні властивості гірських порід Землі тепер ефективно та точно оцінюються за допомогою методу сейсмічного відбиття РР-хвиль. Також тепер можна передбачити, зробити висновки про розміри мінеральних та природних резервуарів Землі та геологічні структури, що їх містять, а також оцінити їхнє положення з певною точністю (Hudson, 1992). В результаті це принесло користь геологам, академічним установам, різним галузям промисловості та урядам світу.

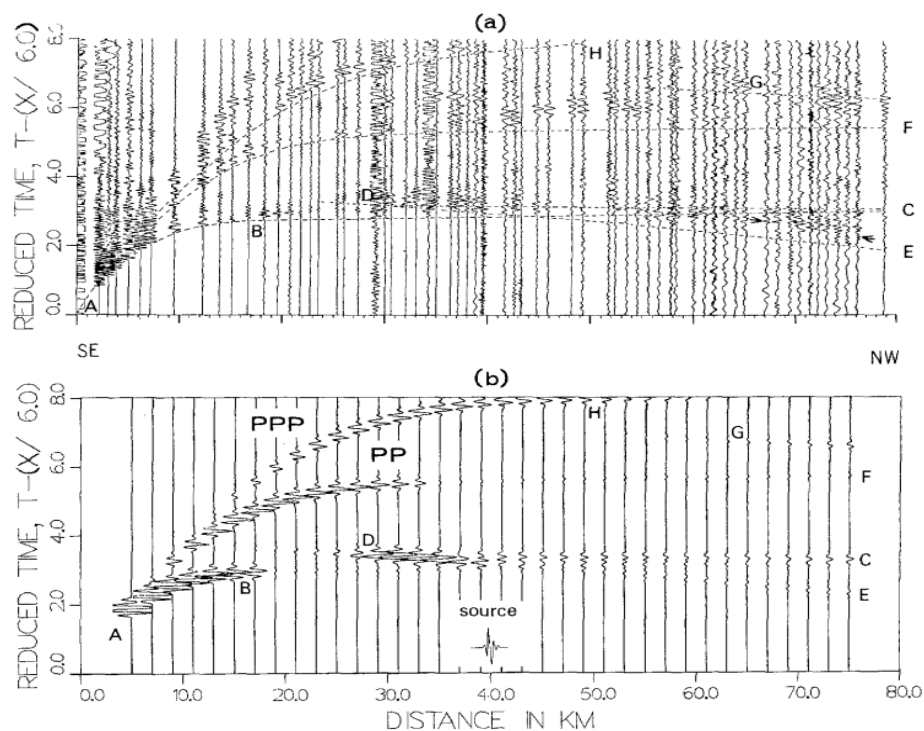


Рисунок 1.1.1 Порівняння спостережуваної (а) і синтетичної (б) сейсмограми (за Hudson, 1992)

Це дослідження демонструє доцільність моделювання синтетичної сейсмограми даних рефракції та відбиття у двовимірних структурах (рис.1.1.1). Техніка є загальною в тому сенсі, що синтетичну сейсмограму можна обчислити для будь-якої двовимірної структури, через яку можна простежити промені. Незважаючи на те, що в формулюванні авторів використовується кілька наближень, отримані високочастотні сейсмограми вигідно відрізняються від сейсмограм, створених іншими методами. Дійсно, відмінності між синтетичними профілями, обчисленими різними методами, невеликі порівняно з впливом бокових коливань швидкості земної кори. Таким чином, наближений метод генерації синтетичних сейсмограм для моделей латерально змінних середовищ має більшу цінність у вивченні бічних змін, ніж більш точний метод, який може мати справу лише з вертикально змінною швидкістю.

Одним із неврахованих Джорджем МакМеханом та Уолтером Муні факторів, який може пояснити деякі локальні коливання амплітуди та частоти, що спостерігаються в даних, є непружне затухання. Включення затухання, ймовірно, не змінить загальні риси представленої у науковій роботі моделі, але може допомогти в дослідженні детальних властивостей матеріалу. Оскільки в даному науковому дослідженні не розглядалися кінцеві частоти, справжні амплітуди або затухання, то це і стало предметом подальших досліджень науковцями.

Вирішенням задачі проходження сейсмічних хвиль через різні швидкісні структури займався Джон Відейл (John Vidale) у своїй статті «Finite-difference calculation of travel times». Автор використовував методику кінцево-різницевої екстраполяції. У той час як трасування променів використовує асимптотичний розв'язок хвильового рівняння, кінцево-різницевий метод моделювання базується на прямій дискретизації основних диференціальних рівнянь. Для підвищення точності параметрів моделі, хвильові поля та компоненти напруженості відбираються на біах у шаховому порядку (Virieux, 1984; Virieux, 1986). Довжина просторових диференціальних операторів може варіюватися від

однієї точки з кожного боку від точки, де потрібно оцінити похідні (схема 2-го порядку), до будь-якої кількості точок (Holberg, 1987). Диференціальний оператор у домені часу зазвичай 2-го порядку. Хвильове поле, отримане шляхом кінцево-різницевого моделювання, може зберігатися на певній ітерації часу для всієї сітки, або як сейсмограми на наборі приймачів, маючи на увазі, що хвильове поле записується крок за кроком у певному місці.

Кінцево-різницеві обчислення обмежені двома умовами. Умова стабільності контролює, щоб дискретизація часу Δt не була надто великою відносно найменшої дискретизації сітки Δh за правилом форми:

$$\frac{V_{max}\Delta t}{\Delta h} \leq \alpha$$

де V_{max} — найбільша швидкість у моделі, зазвичай це швидкість Р-хвилі. Іншим обмеженням є умова дисперсії, яка гарантує, що найменша довжина хвилі не накладається через занадто грубу сітку, тобто визначено мінімальну кількість точок сітки на довжину хвилі:

$$\frac{V_{min}}{v_{max}\Delta h} \leq N_{min}$$

де V_{min} є найменшою швидкістю в моделі, як правило, швидкістю S-хвилі, якщо розрахунок є еластичним, а v_{max} є найвищою частотою сигналу. Як α , так і N_{min} залежать від скінченно-різницевої схеми і, зокрема, від довжини просторових диференціальних операторів.

Кінцево-різницеве моделювання просте у використанні та завжди забезпечує повне хвильове поле, включаючи всі типи хвиль. Основним недоліком є вартість такого моделювання, яке потребує як великої пам'яті комп'ютера, так і великого навантаження процесора, особливо для 3D. Окрім вартості кінцево-різницевого моделювання, однією з можливих проблем є представлення моделі в сітці, яка може не відобразити належним чином детальну геологічну структуру. Це особливо вірно, коли довгі просторові диференціальні

оператори використовуються для підвищення ефективності обчислень шляхом вибору більш грубої сітки вибірки. Реальні відбиваючі границі моделі матимуть вигляд «сходинок», і це може викликати штучні дифракції. Класичним прикладом є морська сейморозвідка з помірними коливаннями морського дна. Штучні дифракції, створені на цьому рівні, можуть бути дуже сильними порівняно з глибше розсіяними хвильовими полями. Існують кілька кінцево-різницевих схем, які враховують даний ефект, але це значно ускладнює алгоритм і збільшує час розрахунку. Межі ґриду також невпорядковані через генерацію штучних відбиттів. Зазвичай дані відбиття апроксимуються як поглинаючі або застосовується рівняння односторонньої параксіальної хвилі (Clayton and Enquist, 1977) або комбінації цих двох методів. Але зони ослаблення значно збільшують розмір сітки, що особливо шкідливо в 3D. Рівняння односторонньої параксіальної хвилі, які використовуються для компенсації відбитків на сторонах, потребують менше пам'яті, але поглинання залежить від кута падіння. Навіть з хорошими границями поглинання штучні відбиття, створені прямою хвилею, можуть мати той самий порядок величини, що й поля розсіяних хвиль, особливо для глибинних структур.

З іншого боку, метод кінцевих елементів дозволяє використовувати модель-решітку будь-якої складності та дає якісний результат, але потребує значних обчислювальних ресурсів. У варіанті 2D-моделювання час розрахунку синтетичної сейсмограми вдесятеро перевищує час розрахунку променевим методом. У варіанті 3D показники звичайно різницевого методу ще гірші. Стійкість кінцево-різницевого методу залежить від кроку матриці конкретної моделі, що вносить у алгоритм елемент невизначеності. Крім того, кінцево-різницевий метод не дає інформації про шлях проходження променя між джерелом і приймачем (найважливіше завдання сейсмічної розстановки).

Ветль Віне та Ейнар Іверсен у 1993 році розробили та впровадили новий метод для оцінки часу проходження та амплітуд у загальній згладженій двовимірній (2D) моделі. Свої дослідження автори опублікували у статті

«Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction» (Ветль Віне та Ейнар Іверсен, 1993). Методи хвильового фронту для трасування променів є дуже ефективними та дієвими для вирішення проблеми двоточкового трасування променів, особливо в гладких моделях із великою кількістю приймачів. У цьому методі промені випускаються одночасно для формування хвильового фронту. Коли промені розходяться, нові промені інтерполюються таким чином, що хвильовий фронт регулярно відбирається. Висока щільність променів є обов'язковою, коли модель містить високоамплітудні розломи та складні структурні елементи, що знижує ефективність обчислення та ефективність алгоритмів інтерполяції для виявлення швидких змін швидкості.

Основна ідея методу полягає у тому що хвильовий фронт визначається як крива (у 2D) постійного часу подорожі від джерела. Тоді напрямок і амплітуда променя будуть залежати від s , відстані вздовж фронту (рис 1.1.2). Щоб підтримувати достатньо малу відстань вибірки вздовж хвильового фронту, вона сканується на кожному кроці за часом, і нові промені інтерполюються щоразу, коли відстань між двома променями стає більшою за попередньо визначену межу. Оскільки хвильові фронти будуються, дані (тобто час проходження, амплітудні коефіцієнти тощо) передаються до приймачів шляхом інтерполяції в бінах променя.

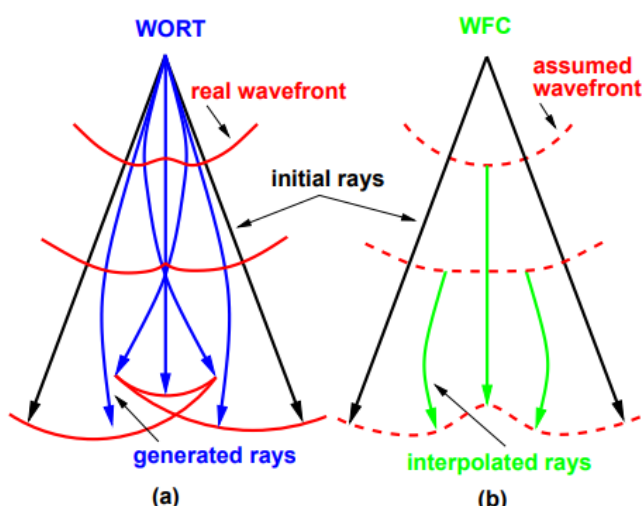


Рисунок 1.1.2 Хвильовий фронт (пунктирна лінія) будується шляхом трасуванням променів від попередньої (суцільної лінії) (за Ветль Віне та Ейнар Іверсен, 1993)

Метод побудови хвильового фронту ефективно знаходить усі поверхні відбиття в загальній 2D згладженій безперервній моделі. Процедура пошуку не потрібна. Якщо використовується точкове джерело, вся модель буде охоплена хвильовим фронтом, і всі відбиті/заломлені/дифраговані хвилі будуть зареєстровані на ПП з високою точністю за обмежених обчислювальних витрат.

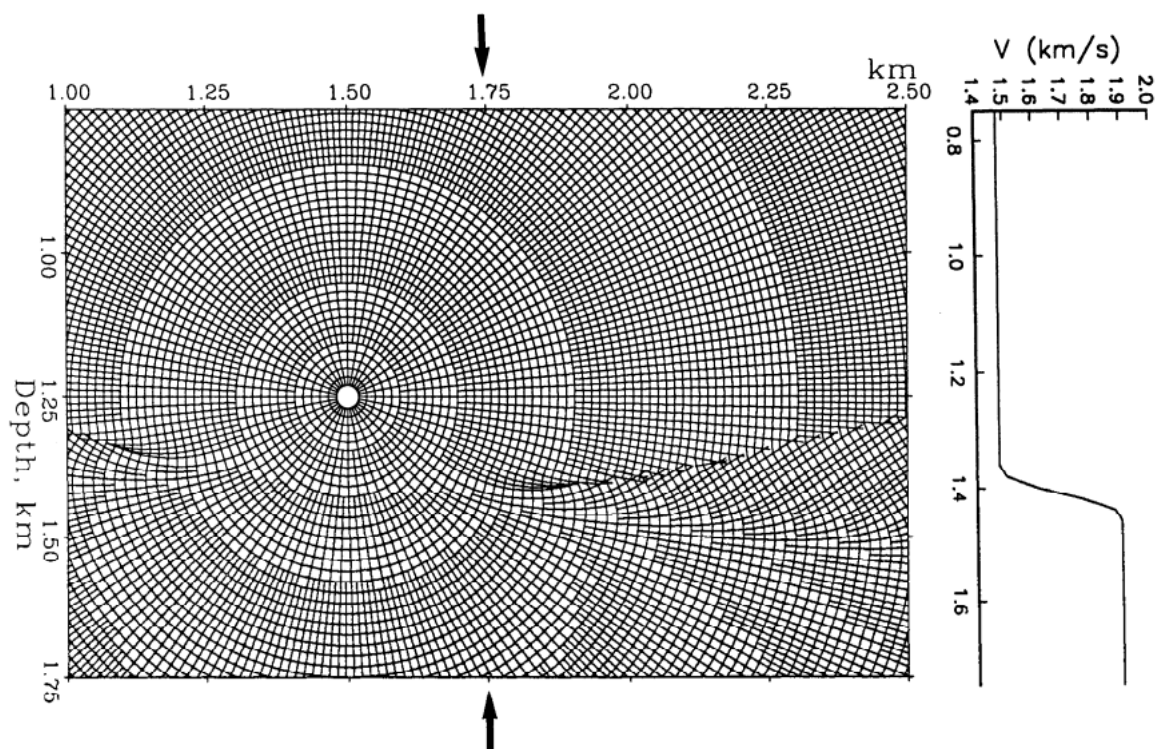
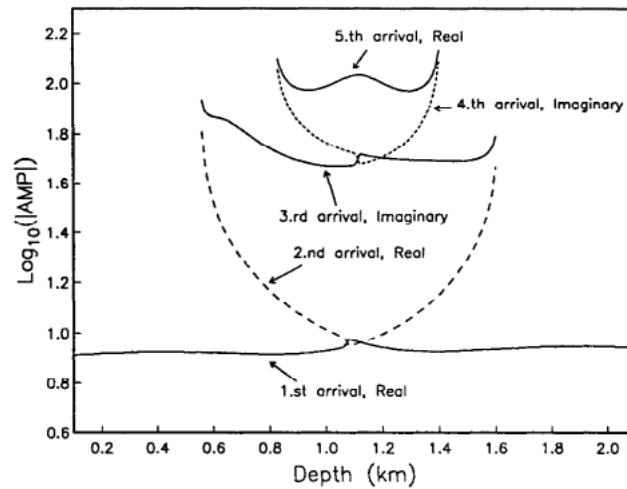


Рисунок 1.1.3 Алгоритм побудови хвильового фронту, який заповнює весь простір моделі променями. Профіль вертикальної швидкості між стрілками показаний у правій частині малюнка (за Ветль Віне та Ейнар Іверсен, 1993)

Хвильовий фронт будь-якої форми або розміру може служити для моделювання «вибухових» точок збудження або поширення плоских хвиль (рис.1.1.3). Метод здатний обчислювати всі типові параметри трасування променів, такі як час проходження, вектор повільності, коефіцієнт амплітуди та кривизна променів (рис.1.1.4). Адаптивність методу дозволяє оцінювати хвильове поле навіть у областях дуже великого геометричного розкиду. У багатьох відношеннях метод побудови хвильового фронту виявився інформативнішим, ніж звичайне трасування променів. Це викликано тим

фактом, що будуються повні хвильові фронти, а не промені, що, як правило, призводить до набагато кращого покриття середовища.



(a)

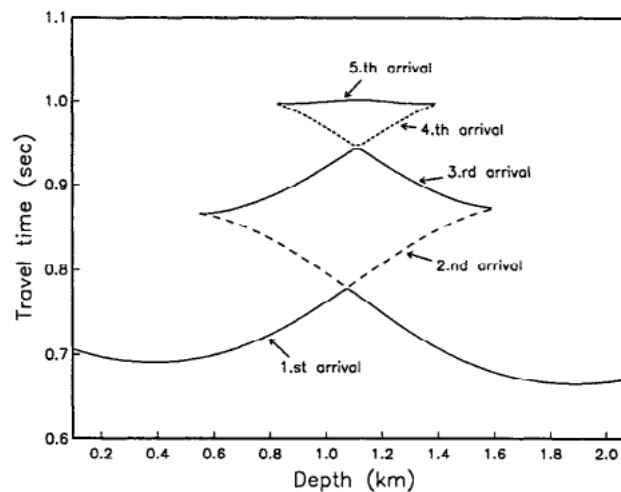


Рисунок 1.1.4 Коефіцієнт амплітуди (a) і час проходження (b) у лінії приймача вище. Коефіцієнт амплітуди є або чисто уявним, або чисто реальним (за Ветль Віне та Ейнар Іверсен, 1993)

Перевагами методу побудови хвильового фронту є його гнучкість, надійність і точність. Перші, другі та наступні надходження можна знайти в будь-якій точці моделі. Можлива будь-яка форма початкового хвильового фронту. Недоліки методу такі ж, як і для звичайного трасування променів: великі контрасти швидкості, каустика та майже критичний кут падіння променів на межі поділу дадуть менш точні рішення. У роботах Vinje et al. виствітлено просте

та ефективно числове представлення тривимірного хвильового фронту. У 3D це зробити дещо складніше, ніж у 2D, де промені розташовані послідовно уздовж 2D хвильового фронту. Сусідній або «adjacent» промінь складніше визначити на 3D хвильовому фронті, де промені розподіляються у двох напрямках. Має бути визначена якась мережа, що з'єднує промені на такому хвильовому фронті. Це внутрішнє впорядкування точок (тобто точок перетину між променями та фронтом хвилі) та їхніх внутрішніх сполучних ліній можна назвати топологією хвильового фронту. Саме у цьому напрямку були подальші дослідження Vinje. І у 1996 році автором була представлена стаття «Estimation of multivalued arrivals in 3D models using wavefront construction» де представлена коміркова модель середовища. Модель з трикутними комірками має як просту топологію, так і здатність пристосовуватися до розтягування та скручування хвильового фронту під час поширення через середовище (Рис.1.1.5). За допомогою цієї топології процеси перевірки, інтерполяції та оцінки параметрів приймача досить спрощені.

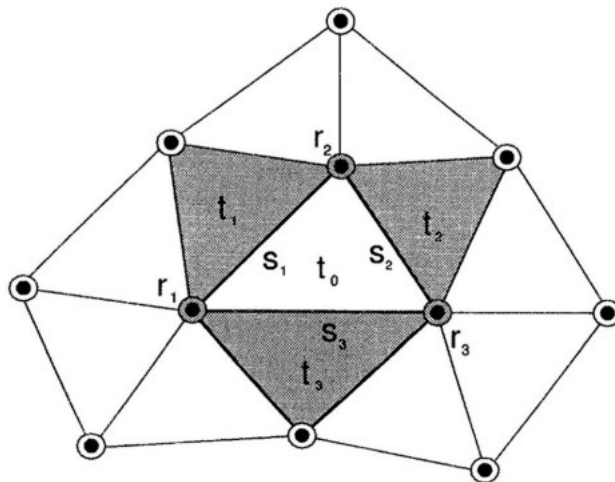


Рисунок 1.1.5 Трикутник мережі, що з'єднує точки (вузли) променями в 3D (за Vinje, 1996)

Хвильові фронти, що складаються з променів, розташованих у трикутній мережі, поширюються ступінчасто через модель. На кожному часовому проміжку перевіряються відмінності в ряді параметрів між кожною парою

променів на хвильовому фронті. Нові промені інтерполюються щоразу, коли ця різниця між парами променів перевищує певне заздалегідь визначене максимальне значення. Таким чином виходить контрольована вибірка хвильового фронту на всіх кроках часу. Приймачі отримують значення кількох відбиттів шляхом інтерполяції, коли хвильові фронти проходять через них. Сильна сторона методу побудови хвильового фронту полягає в тому, що він надійний і ефективний.

Таким чином, відстеження хвильового фронту є чудовим методом для розрахунку часу проходження та інших величин. Надійність і ефективність трасування хвильового фронту сильно залежить, особливо в блокових моделях з розломами, від детальних числових алгоритмів для оновлення триангуляції області параметрів променя при переході від одного хвильового фронту до іншого.

Одночасно із розвитком алгоритмів трасування променів, вчені працювали над удосконаленням швидкісної моделі, адже це є ключовим фактором для алгоритмів обробки, інтерпретації та моделювання.

1.2 Алгоритми удосконалення швидкісної моделі під час обробки сейсмічних даних

Активний розвиток геофізичної томографії почався у 80-і роки ХХ ст. Adam M. Dziewonski та Don L. Anderson у своїй монографії «Seismic Tomography of the Earth's Interior» вперше запропонували використати метод томографії для дослідження надр. Учені теоретично обґрунтували доцільність використання сейсмічної томографії для візуалізації оболонок Землі. У тому числі верхньої та нижньої мантії. Джерелом збудження коливань були землетруси, а приймачем – сейсмометр. На основі кількарічних спостережень за землетрусами Adam M. Dziewonski та Don L. Anderson консолідували сейсмічні сигнали та провели порівняльний аналіз реальних і змодельованих сейсмограм. Вперше було анонсовано швидкісну аномалію на границі поділу ядро-мантія, описано конвективні потоки в мантії. Результатом стало припущення щодо будови та

властивостей (анізотропія) оболонок Землі, а також її перша 3D модель. Дане дослідження стало фундаментальним адже вперше за допомогою сейсмічних коливань стало можливим візуалізувати внутрішню будову Землі.

Подальший розвиток сейсмічної томографії сприяв інтересу до її застосування як інструмента отримання додаткової інформації щодо будови родовищ. У Guiziou та ін. (1991), розробили трасування променів на основі апроксимації прямолінійного променя в межах шару та інверсії даних після підсумування. Автори розробили тривимірні схеми трасування променів, які мають визначений набір параметрів та реєструються визначеною кількістю точок.

Ehinger and Lailly (1995), показали можливості застосування томографії відбитих променів для обчислення швидкісних моделей, які використовуються для сейсмічного зображення складних геологічних структур. Визначення швидкісної моделі все ще є складною проблемою для тогочасних геофізиків. Однак у таких ситуаціях класичний аналіз швидкості на основі аналізу кінематичних поправок в сейсмограмах СМР більше неможливий. Завдяки складній швидкості та складній геометрії відбиті хвилі не є гіперболічними й можуть лишитися повністю неінтерпретованими, оскільки сейсмічна хвиля втратила свою латеральну когерентність, і, отже, жодні безперервні відбиття не можуть бути інтерпретовані на сейсмограммах у часовій області. Вирішенням цієї проблеми став алгоритм SMART (Sequential migration aided reflection tomography) розроблений Andreas Ehinger та Patrick Lailly. Він базується на методі томографії відбитих хвиль та припущенні що глобальна обробка кінематичної інформації, що міститься в даних часового домену, є необхідною та достатньою для визначення складних структур швидкості. А у глибинному домені відбиття краще інтерпретуються, ніж у часовій області, навіть якщо міграція була виконана лише з моделлю наближеної швидкості. Це відбувається тому, що міграція усуває ефекти розповсюдження з даних і, таким чином, підвищує узгодженість відбиттів.

Однією з останніх модифікацій методу томографії є використання В-сплайнового представлення (Рис. 1.2.1) для геометрії розділу та розподілу бічної швидкості в межах шару. Weijian Mao і Graham W. Stuart були першими, хто представив модифікований метод кубічного В-сплайну для моделювання розривів. Вони назвали свій алгоритм швидким багатохвильовим трасуванням променів. Ця схема параметризації моделі полегшує томографічну інверсію часу подорожі та може представляти будь-яку реалістичну геологічну структуру, яка постійно змінюється з вбудованими розривами. Багато типів хвиль, таких як відбиті, заломлені, пропущені, дифраговані, перетворені моди та поворотні хвилі, необхідні для складних геологічних моделей (Weijian Mao and Graham W. Stuart, 1997).

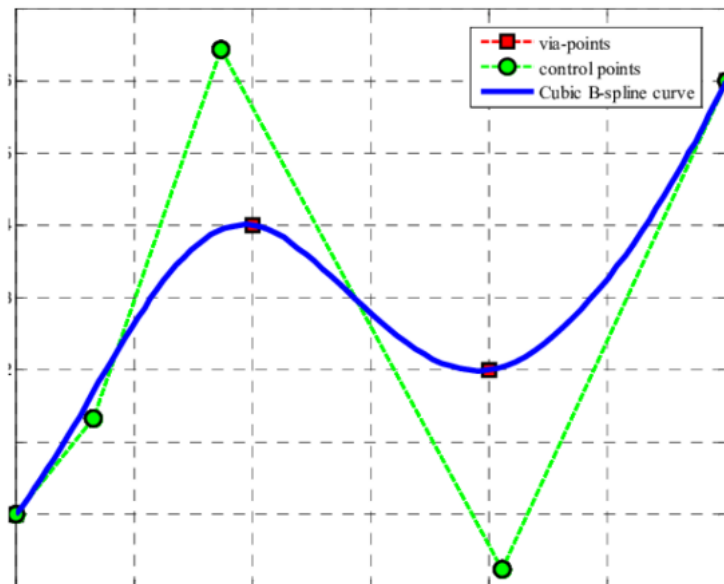


Рисунок 1.2.1 Приклад кубічної В-сплайнової кривої (за Weijian Mao and Graham W. Stuart, 1997)

Алгоритм вибирає промені різних типів хвиль шляхом вибору початкових шляхів і уточнює їх, застосовуючи принцип мінімального часу Ферма. У той час як траекторія променя є лінійною між границями поділу середовищ, метод розв'язує систему лінійних рівнянь шляхом ітерації, щоб відобразити фактичний шлях променя між джерелом і приймачем. Цей метод є швидким і об'єднує

процедуру трасування променів для різних типів хвиль і кількох траєкторій між парою джерело-приймач.

Фабріс Журадо та ін. (1996) модифікували цей метод. Слід підкреслити, що в їх дослідженні обмежено зміну вертикальної швидкості постійним градієнтом. Автори пропонують розв'язувати задачу трасування променів методом згину з апроксимацією кругового променя всередині пластів порід. У роботі запропоновано ідею, що трасування променів покладається на метод вигину, який здатний обчислювати численні надходження за умови, що ми ініціалізуємо процес надійними кутами зйомки (перші похідні даних нульового зсуву).

Експеримент дає цінну інформацію про те, що метод вигину в поєднанні з апроксимацією кругового променя дозволяє швидко обчислювати та дає достатню точність навіть із великими коливаннями швидкості. Більше того, у ньому описано стратегічне значення правильного визначення структури сейсмічної швидкості для ефективного використання тривимірної пре-стек глибинної міграції.

Для інверсії автор використовує упорядковане формулювання томографії відбитих хвиль, яка згладжує шорсткість моделі. Оптимізація базується на формулюванні квадратичного програмування, а обмеження моделі обробляються за допомогою розширеної техніки Лагранжа (Фабріс Джурадо та ін., 1996). Автори підтверджують гіпотезу, демонструючи результати трасування променів та інверсії на досить складній синтетичній моделі. Модель створена за мотивами справжнього соляного купола.

Опрацьовані дані дозволяють зробити висновок, що 3D томографія відбитих хвиль, описана в цій статті, виявилася ефективною для геологічної синтетичної структури (Lailly, P. and Sinoquet, D., 1996). Використання B-сплайнового представлення меж поділу середовищ та швидкості забезпечує необхідну регулярність для трасування променів та інверсії. Для отримання сейсмічних зображень геологічних структур із сильними варіаціями бічної швидкості потрібна глибинна міграція сейсмічних даних перед сумуванням. Така обробка

вимагає точного визначення розподілу швидкостей поширення. Досить привабливою для задачі визначення розподілу швидкостей виявляється томографія відбитих хвиль. Для виконання цих методів можна використовувати два різних підповерхневих представлення: блокове представлення моделі та згладжене представлення моделі (рис.1.7). У томографії відбитих хвиль використання блокових моделей зі скінченними стрибками швидкості може створити тіньові зони та можливу невизначеність прямої задачі. Згладжені моделі, з іншого боку, створюються таким чином, що вони не мають таких тіньових зон, але вимагають спеціальних методів для інтеграції апріорної геологічної інформації. Крім того, використання блокових моделей для міграції привносить, загалом, штучні розриви до мігрованих сейсмічних відбиттів, таким чином роблячи майже неможливою їх інтерпретацію, яка є основою аналізу швидкості міграції. Якщо використовувати згладжені моделі, така інтерпретація стає можливою. Таким чином, незважаючи на деякі властиві обмеження, згладжені моделі добре пристосовані для виконання томографії відбитих хвиль в поєднанні з аналізом швидкості міграції для зображення складних геологічних структур.

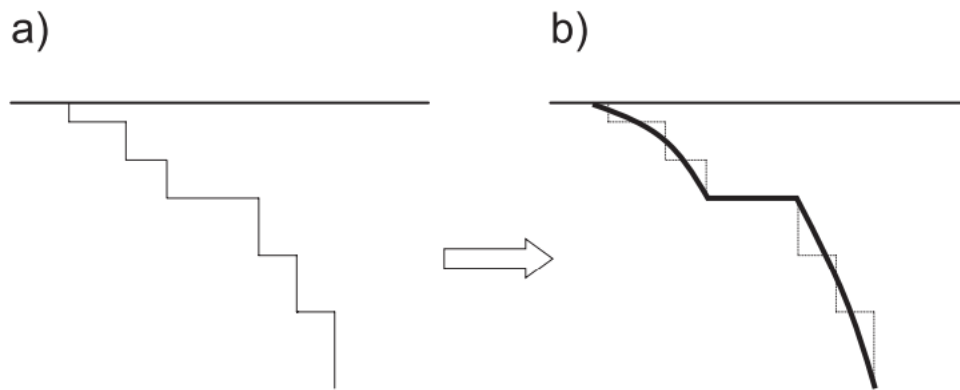


Рисунок 1.7 Приклад апроксимації швидкісної моделі: ступінчасту структуру (a) слід замінити її згладженою апроксимацією (b), щоб уникнути тонкого розшарування в моделі. Найбільший розрив в моделі зберігається (Lailly, P. and Sinoquet, D., 1996)

Подальший розвиток томографії був приурочений вирішенню проблеми відсутності неоднозначності між глибиною відбиття та швидкістю в томографії відбитих хвиль. Подібно до того, як томографія відбитих хвиль може бути використана для оновлення початкової оцінки моделі сейсмічних швидкостей геологічного середовища в домені глибини, нова методика томографії поворотних променів може бути використана для оновлення початкової оцінки моделі сейсмічних швидкостей геологічного середовища в домені глибини. Томографія поворотних променів є інверсійною технікою, яка використовує поворотні промені для ітераційного визначення швидкості проходження променів між джерелами та приймачами (Stefani, 1995). Глибина зондування поворотних променів становить приблизно одну п'яту від розстановки джерело-приймач, за умови, що загальне поле швидкості задовольняє достатньому викривленню променів для їх повернення на поверхню (Zhu et al, 1992). Остаточна швидкісна модель, отримана в результаті ітераційного застосування томографії поворотних променів, потім використовується для необхідних корекцій статички джерела та приймача до даних до підсумування.

Таким чином, трасування променів за методикою томографії знайшло своє практичне застосування у корекції швидкісної моделі та статичних поправок.

Процес галокінезу призводить до утворення соляних структур складної форми, що створює проблеми для побудови сейсмічної швидкісної моделі та відповідно для алгоритму сейсмічної міграції. Для вирішення поставленої задачі було розроблено ряд нових алгоритмів міграції (McMechan, G. A., 1983; Hale et al., 1992; Jones, 2010; Мармалевський Н.Я., 2013). Однак, незважаючи на прогрес в алгоритмах міграції, створення реалістичної моделі геологічного середовища залишається актуальною задачею (Jones, 2010; McCann et al., 2010) тощо.

1.3 Удосконалення алгоритму міграції сейсмічних даних

Прагнення геофізиків зменшити ризики буріння привело до необхідності удосконалення візуалізації геологічного середовища. Першим кроком стало використання алгоритму глибинної міграції для даних Мексиканської затоки

(Ratcliff та ін., 1991). Було протестовано два алгоритми глибинної міграції. Перший підхід використовував тривимірне рішення рівняння Ейконала. Другий підхід використовує динамічне трасування променів для їх відстеження у тривимірній моделі. Результати тестування на синтетичних та реальних сейсмічних даних показали що використання структурно-тектонічної моделі підвищує точність алгоритму.

Автори публікації «Target-oriented Gaussian beam migration using a modified ray tracing scheme» Rui Zhang, Jian-Ping Huang, Su-Bin Zhuang, Zhen-Chun Li (2019) висловили теорію що для великих 3D-сейсмічних зйомок орієнтованих на виявлення перспективних ділянок, окунтування колектора є більш доцільним, ніж звичайна повнооб'ємна міграція, з точки зору ефективності обчислень.

Міграція пучка Гауса (GBM) є одним із найнадійніших методів глибинного зображення, який не тільки зберігає переваги променевих методів, такі як висока ефективність і гнучкість, але також дозволяє нам вирішувати проблеми каустики та багатопроменевості. Але звичайна міграція пучка Гауса вимагає похилого стека для даних до сумування та трасування променів від центру розходження променів до поверхні відбиття у нижньому напівпросторі, що нелегко застосувати безпосередньо для орієнтованого на конкретну ціль зображення.

У цій статті модифіковано звичайну схему міграції пучка Гауса, направляючи промені від точок відбиття променів у нижньому напівпросторі до приймачів для реалізації зворотного поширення хвильового поля. Ця модифікація допомагає досягти кращої підземної візуалізації в середовищах із складними структурами та дозволяє легко реалізувати зображення цільового колектора. Важливо, що в порівнянні з GBM на основі хвильового поля, наш метод не реконструює subsurface snapshots, which has higher efficiency. Але запропонований метод не такий ефективний, як звичайна міграція пучка Гауса. Приклади синтетичних і польових даних демонструють валідність і можливість цільового зображення нашого методу.

Стаття починається коротким екскурсом в історію відкриття методу Міграції пучка Гауса. Автори наводять ланцюг взаємодоповнюючих статей та

наукових відкриттів, але основоположником методу Міграції пучка Гауса є Huang et al. (2017). Вони розраховували розв'язані хвильові поля, що поширюються у зворотному напрямку, вводючи пружні функції Гріна S- і P-хвиль, які виражаються підсумовуванням еласто-динамічного пучка Гаусса. Крім того, враховуючи в'язкість нижнього напівпростору, Bai et al. (2016) запропонували багатокomпонентну міграцію гаусового пучка зі зворотним часом (GBRTM) для реалізації компенсації сейсмічних записів для залежного від частоти поглинання та дисперсії.

Досить детально у статті описано теорію та математичну основу методу. Функція Гріна — це хвильове поле, створене точковим джерелом (імпульсна або дельта-функція). Автори висловили припущення, що функція Гріна $G(x_0; x_g; \omega)$ описує хвильове поле в точці x_0 , яке утворилося внаслідок генерації хвилі у точці x_g .

Відповідно до теореми про взаємність між полями та джерелом встановлюється наступне співвідношення:

$$G^*(x_0; x_g; \omega) = G^*(x_g; x_0; \omega), \quad (1.2.1)$$

де $G^*(x_0; x_g; \omega)$ побудовано променями від точки відбиття x_0 до місцеположення геофона x_g , протилежного $G^*(x_g; x_0; \omega)$. Очевидно, що функція Гріна $G^*(x_0; x_g; \omega)$ є відповідним вибором у цільово-орієнтованому зображенні.

Одночасно, припускаючи, що нижній напівпростір це Ω , а цільовий горизонт - Ω_i , ми отримуємо формулу міграції, орієнтованого на цільовий горизонт, пучка Гауса (TOGBM) наступним чином:

$$I(x_0; x_s) \Big|_{x_0 \in \Omega_i} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} dx_g \int_0^{2\pi} d\theta_s \int_0^{2\pi} d\theta_g \frac{\cos\theta_s \cos\theta_g}{V_s V_g} [A_{re} \bar{W}(x_g; x_s; T_{re}, T_{im}) - A_{im} \bar{W}_H(x_g; x_s; T_{re}, T_{im})] \Big|_{x_0 \in \Omega_i}. \quad (1.2.2)$$

Робочий процес звичайного GBM можна коротко описати у чотири етапи: (1) визначення розташування центрального променя; (2) локальне підсумування

із серією вікон Гауса; (1.2.1) трасування променів; (1.2.2) компоненти плоских хвиль під різним кутом поширюються до геофона. Однак, як показано на рис. 1.3.1, метод використовує схему трасування висхідних променів, яка вимагає, щоб промені від точки відбиття у нижньому напівпросторі до сейсмоприймача проходили під різними кутами α_g .

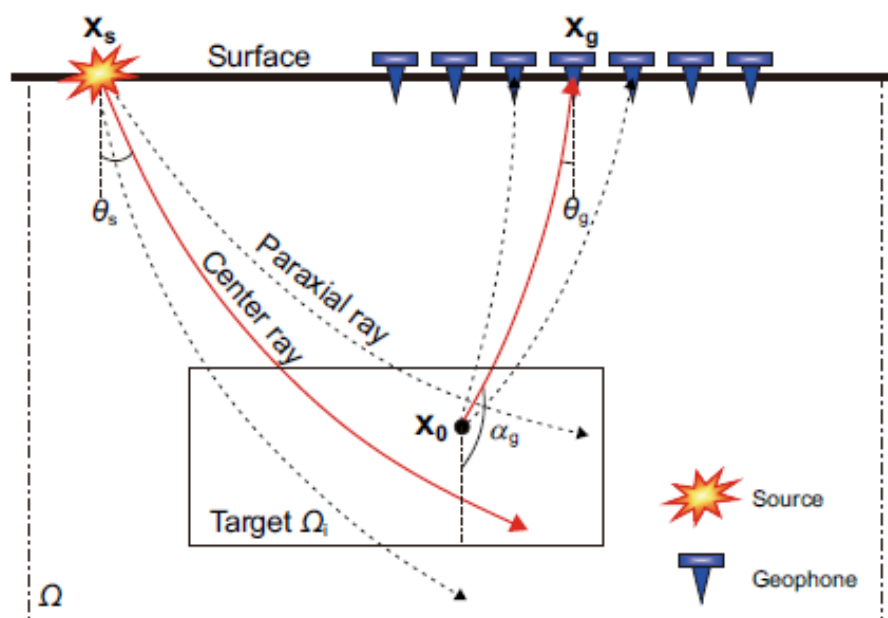


Рисунок 1.3.1 Схема трасування променів (за Zang R. et al, 2019)

Автори від теоретичних основ переходять до практичних прикладів. Із трьох прикладів найбільш інформативним був останній. Модель характеризується наявністю соляних діапирів. Міграція за алгоритмом Гауса не дає можливості оконтурити шток, тому був використаний алгоритм, розроблений авторами статті - target-oriented imaging.

Результат міграції зображено на рис. 1.3.2. Очевидно, що шари, які ближче до поверхні, краще візуалізуються, ніж більш глибокі шари, і можна розпізнати контур соляного тіла.

На жаль, структура під соляним тілом майже невидима, що, ймовірно, є результатом недостатньої щільності променів під сіллю. Крім того, щоб проілюструвати проблему традиційного методу, автори з усіх ПЗ виконували трасування променів на поверхні сейсмічних горизонтів та обчислювали

кратність відповідно до координат точок перетину траєкторій променів (Рис.1.3.3).

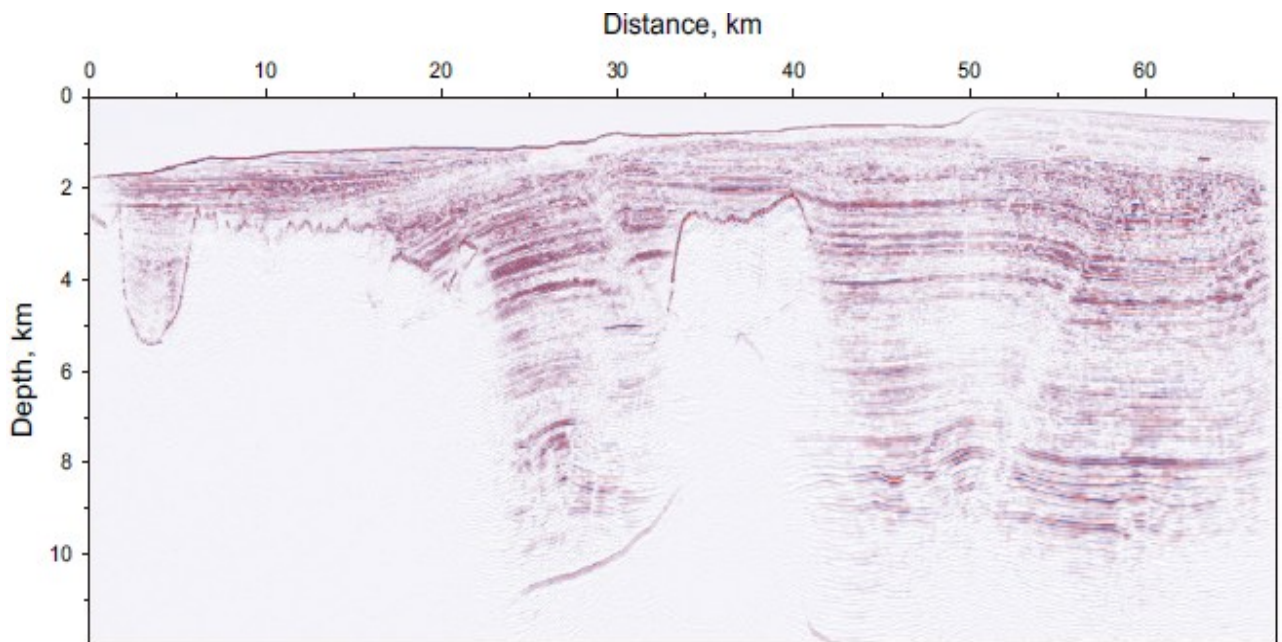


Рисунок 1.3.2 Результат виконання GBM за традиційним алгоритмом (за Zang R. et al, 2019)

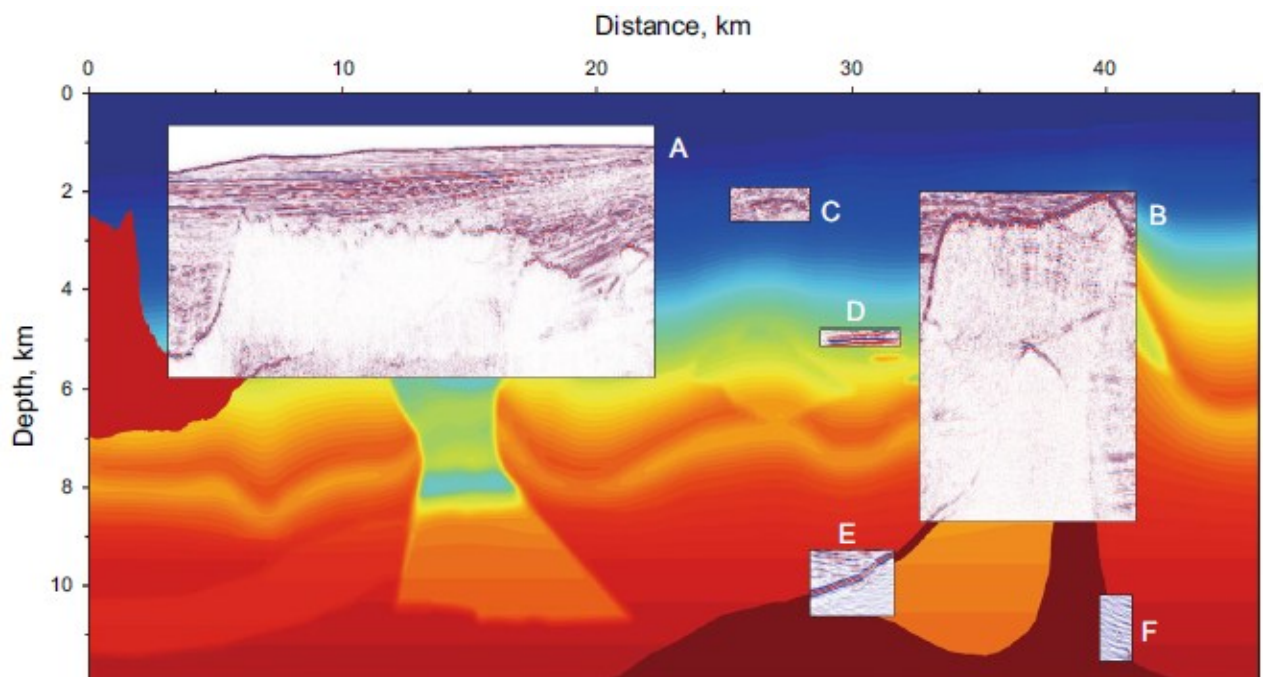


Рисунок 1.3.3 Результати міграції за алгоритмом target-oriented. Результати міграції більш чітко візуалізують комплексне соляне тіло зліва (область A), глибоко вкорінене соляне тіло в центральній частині (область B) і чотири невеликі цільові області (C, D, E та F) (за Zang R. et al, 2019)

Здатність зменшувати рівень завад у алгоритмі міграції target-oriented не така хороша, як в класичному алгоритмі. Також слід зазначити, що розроблений авторами статті метод потребує більше часу для обчислень, ніж звичайний, у випадку наявності комплексних структур, оскільки відбиті промені потрібно трасувати з кожної точки відбиття в цільовій області, що вимагатиме величезної кількості обчислень.

Приклади змодельованих і реальних геологічних середовищ підтверджують достовірність і цільову здатність методу отримати зображення нижнього напівпростору.

Серед основних переваг інноваційної методики: адаптованість до складної цільової структури та нерегулярної топографії за допомогою варіативної сітки; перспективне застосування під час реальних проектів з обробки даних завдяки більшій ефективності в порівнянні з GBM на основі хвильового поля. Слід також зазначити, що міграція target-oriented більш часозатратна, ніж класичний метод, у випадках коли потрібна міграція для даних з великою довжиною запису.

Крім того, автори неодноразово наголошували, що їх метод має високий потенціал для використання в ітераційній побудові моделі швидкості, оскільки вилучення ADCIG (angle domain common image gathers) – сейсмограм зі спільною точкою відбиття на сейсмічному горизонті - за допомогою запропонованого методу є надзвичайно зручним та ефективним. Тим часом ADCIG із збереженням амплітуди мають важливе значення для AVA та літологічного аналізу. У майбутньому можна буде запровадити метод істинної амплітуди та систему найменших квадратів, щоб покращити точність.

Вітчизняні науковці також займалися удосконаленням алгоритму томографії. У 2014 році К. Тройніч, та С. Вижва у статті «Ефективний алгоритм сейсмічної променевої томографії при обробці великих масивів сейсмічних даних» описали теоретичні засади обчислювального алгоритму, розробили оригінальне програмне забезпечення для реалізації сейсмічної променевої томографії та провели ряд апробацій на модельних прикладах.

Для реалізації розробленого авторами програмного забезпечення було обрано променеву томографію, що базується на інверсії із попереднім моделюванням (forward modeling). В основі алгоритму лежить схема, зображена на рис. 1.3.4, яка удосконалена тим, що після обчислення геофізичних полів виконується оновлення моделі для мінімізації нев'язки між обчисленим та спостереженим полями.



Рисунок 1.3.4 Принципова різниця між розв'язанням прямої та оберненої задачі (за Тройніч К. та Вижва С., 2014)

Причому, обчислення геофізичного відгуку та оновлення моделі відбувається ітеративно. Для того, щоби мати можливість закінчити ітеративне оновлення моделі після отримання обчислених геофізичних даних на основі поточної моделі, перевіряється величина нев'язки зі спостереженими даними. Якщо нев'язка задовольняє вимогам точності розв'язання оберненої задачі – поточна модель вважається правильним розв'язком задачі та виводиться як результат. Для більш ефективної реалізації обчислювальних процедур авторами пропонується нерегулярна мережа комірок зі згущеннями в центрі та розрідженнями на периферії, а також введення одночасної поправки в траси всіх променів, що пересікають модель під різними кутами. За алгоритм для побудови дерева найкоротших відстаней обрано L-deque, що зарекомендував себе як один з найбільш швидких та стійких алгоритмів при роботі зі значними обсягами даних. Алгоритм та програмне забезпечення апробовані на модельних прикладах, що підтвердило високу ефективність з точки зору швидкості обчислювальних процедур.

Вітчизняні науковці займалися вивченням комплексних підходів для отримання максимально змістовного сейсмічного зображення. А. Н. Тяпкіна, Ю. К. Тяпкін, Е. Ю. Тяпкіна у статті «Сочетание усовершенствованной системы наблюдения, обработки, скоростной модели и миграции для построения сейсмических изображений в районах с интенсивной соляной тектоникой» доводили, що сучасні методи широко- і повноазимутальної зйомки у поєднанні із графом обробки, який включає застосування похилої трансверсально-ізотропної моделі геологічного середовища, міграції у зворотному часі та спеціальних процедур обробки, створюють передумови для отримання достовірної моделі геологічного середовища та її подальшої поглибленої інтерпретації.

Над питанням удосконалення графу обробки для побудови сейсмічних зображень соляних штоків працював Мармалевський Н.Я. (Мармалевський, 2013). Його робота присвячена виявленню та простеженню субвертикальних відбиваючих границь. Автор застосовував міграцію дуплексних хвиль, яка може використовуватися як складова комплексного підходу для вирішення задач вивчення соляно-купольної тектоніки.

Висновки для розділу 1

1. Метод відбитих хвиль є основним при побудові часових та глибинних зображень геологічного середовища за сейсмічними даними. З середини 70-х років для підвищення якості результатів сейсморозвідки використовуються технології моделювання синтетичних сейсмограм, що дозволяє розв'язувати як пряму, так і обернену задачу.

2. З початку 20-го століття наземні методи сейсмічних досліджень швидко розвивалися, зокрема 2D та 3D сейсмічні дослідження. Розроблені алгоритми для обчислення синтетичних сейсмограм, удосконалена асимптотична теорія променів для обчислення високочастотних синтетичних сейсмограм. Широко використовується метод кінцево-різницевого моделювання, який дозволяє отримувати повне хвильове поле, включаючи всі типи хвиль.

3. Томографія відбитих хвиль та поворотних променів використовується для оновлення швидкісної моделі та корекції статичних поправок як частина графу базової обробки.

4. Розвиток методів сейсморозвідки та геофізичної томографії сприяв більш точному та ефективному дослідженню надр Землі, що має важливе значення для пошуку корисних копалин та оцінки геологічних структур.

5. Сучасні технології спеціалізованої обробки сейсмічних даних (RTM) і променеве моделювання для покращення якості візуалізації таких складних об'єктів як соляні купола практично не використовуються в практиці геофізичних сервісних компаній, які працюють на території України. Їх впровадження в граф обробки і є завданнями, які розв'язуються автором в наступних розділах.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 1

1. Červený, V., Molotkov, I. A., & Pšenčík, I. (1977). Ray tracing algorithms in three-dimensional laterally varying layered structures. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*.
2. Clayton, R. W., & Enquist, B. (1977). Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(6), 1529–1540. DOI: 10.1785/BSSA0670061529
3. Dziewonski, A. M., Hales, A. L., & Lapwood, E. R. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
4. Ehinger, A., Lailly, P. (1995). Velocity model determination by the SMART method, part 1: Theory. *Geophysics*, 60(2), 601–611. DOI: <https://doi.org/10.1190/1.1887376>
5. Guiziou, J. L., Mallet, J. L., & Nobili, P. (1991). 3-D Raytracing through Complex Triangulated Surfaces. *61st Annual SEG Meeting Expanded Abstracts*, 1497–1500. DOI: 10.1190/1.1889009
6. Hale, D., Gray, S. H., & MacKay, S. (1991). Imaging Salt with Turning Seismic Waves. *Society of Exploration Geophysicists, 61st Annual Meeting*, Houston, SM 3.3, p. 1171-1174.
7. Holberg, O. (1987). Computational aspects of the choice of operator and sampling interval for numerical differentiation in large-scale simulation of wave phenomena. *Geophysical Prospecting*, 35(6), 629–655. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1987.tb00841.x
8. Hudson, J. A. (1992). *Seismic wave propagation in anisotropic media*. Oxford University Press.
9. Jones, I. F. (2010). An introduction to velocity model building. *EAGE Publications*. DOI: 10.3997/9789073834958.
10. Jurado, F., & Sinoquet, D. (1996). 3D reflection tomography designed for complex structures. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 15(1), 1525–1528. DOI: 10.1190/1.1826748

11. Lailly, P., Sinoquet, D. (1996). Smooth velocity models in reflection tomography for imaging complex geological structures. *Geophysical Journal International*, 124(2), 349–362. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb07025.x
12. Liner, C. L. (1999). Elements of 3D Seismology. *PennWell Books*.
13. Mao, W., & Stuart, G. W. (1997). Rapid multi-wave-type ray tracing in complex 2-D and 3-D isotropic media. *Geophysics*, 62(1), 298–308. DOI: DOI: 10.1190/1.1444131
14. McCann, C., Sothcott, J., Best, A. I. (2010), "7. Prediction of Pore Fluid Viscosity Effects on P-Wave Attenuation in Reservoir Sandstones," *Geophysical Developments Series* : 113-119. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802235.ch7>
15. McMechan, G. A. (1983). Migration by extrapolation of time-dependent boundary values. *Geophysical Prospecting*, 31(3), 413–420. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1983.tb01060.x
16. McMechan, G. A., Mooney, W. D. (1980). Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(6), 2021–2035. DOI: 10.1785/BSSA0700062021
17. P. Zhu and H. (1992) Saravanamuttoo, Simulation of an Advanced Twin-Spool Industrial Gas Turbine, *Collection of open conferences in research transport*. Vol. 1992, 7 URL https://www.scipedia.com/public/Zhu_Saravanamuttoo_1992a
18. Stefani, J. P. (1995). Turning-ray tomography. *Geophysics*, 60(6), 1917–1929. DOI: 10.1190/1.1443923
19. Vidale, J. E. (1988). Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 2062–2076. DOI: 10.1785/BSSA0780062062
20. Vinje, V., & Iversen, E. (1993). Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction. *Geophysics*, 58(8), 1157–1166. DOI: 10.1190/1.1443499
21. Vinje, V., & Iversen, E. (1996). Estimation of multivalued arrivals in 3D models using wavefront construction. *Geophysical Prospecting*, 44(4), 819–842. DOI: DOI:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00175.x

22. Virieux, J. (1984). SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 49(11), 1933–1957. DOI: 10.1190/1.1441605
23. Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51(4), 889–901. DOI: 10.1190/1.1442147
24. Мармалевский, Н. Я. (2013). Совершенствование графа обработки при построении сейсмических изображений соляных штоков. *Науковий вісник ЧНУ*.
25. Тройніч, К., Вижва, С.А. (2014). Ефективний алгоритм сейсмічної променевої томографії при обробці великих масивів сейсмічних даних. *Геофізичний журнал*, 36(2), 123–130.
26. Тяпкіна, А. Н., Тяпкін, Ю. К., Туаркіна, Е. Ю. (2017) Сочетание усовершенствованной системы наблюдения, обработки, скоростной модели и миграции для построения сейсмических изображений в районах с интенсивной соляной тектоникой. *Геофизический журнал*, 39(2), 3–21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97347>

РОЗДІЛ 2 РОЗРОБКА ГРАФУ ОБРОБКИ СЕЙСМІЧНИХ ДАНИХ ДЛЯ ГЕОЛОГІЧНИХ СЕРЕДОВИЩ УСКЛАДНЕНИХ СОЛЯНИМ ДІАПРИЗМОМ

Основні здобутки розділу наведено в публікаціях:

Русаченко Н., Кузьменко П., (2024). Високотехнологічні алгоритми візуалізації соляно-купольної тектоніки за сейсмічними даними. *Том 2 № 105 (2024): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <https://doi.org/10.17721/1728-2713.105.06>

Русаченко Н., Вижва С., Кузьменко П., (2025). Аналіз швидкісних аномалій та результати динамічної інтерпретації сейсмічних даних при дослідженні складнопобудованих газових покладів. *Том 1 № 108 (2025): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.108.06>

Kuzmenko, P., Rusachenko, N. et al. (2021). Some aspects of seismic data reverse time migration for salt tectonics geology of the Dnieper-Donets Basin. *SPE Eastern Europe Subsurface Conference, November 23–24, 2021, Kyiv, Ukraine.* DOI: <https://doi.org/10.2118/208531-MS>

Rusachenko N., Vyzhva S. (2023). High-Tech Algorithms for Visualization of Salt-Dome Tectonics at Seismic Data. *17th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2023, Volume 2023, p.1 – 5.* DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520171>.

2.1 Опис площі дослідження

Метою обробки сейсмічних даних є деталізація геологічної моделі окремих об'єктів перспективних на наявність пасток Машівсько-Шебелинської ділянки, а також уточнення меж соляних штоків. Об'єкти знаходяться у теригенних та карбонатних відкладах нижнього пермського та верхньо-кам'яновугільного періодів.

Процес досліджень розташований на території Полтавської області України (рис.2.1.1).

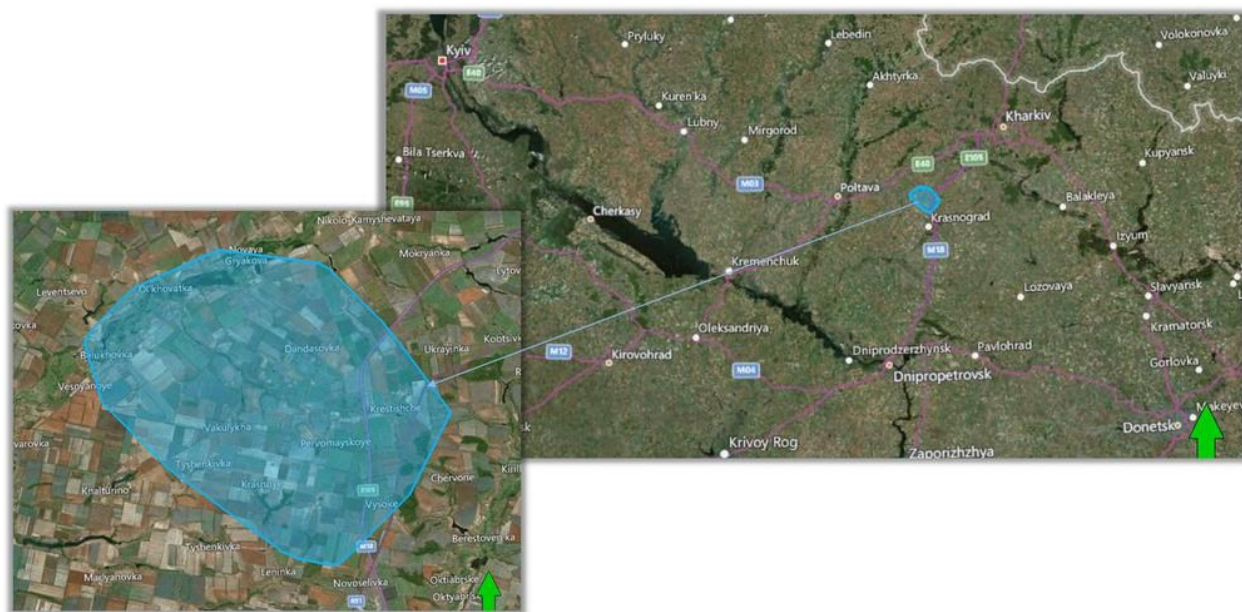


Рисунок 2.1.1 Оглядова карта ділянки досліджень

У тектонічному плані ділянка приурочена до асиметричної брахіантикліналі північно-західного простягання розмірами 11,0x5,2 км по відкладах верхнього карбону і амплітудою 800 м. Периклінальні частини структури ускладнюють соляні штоки, що обумовлює її віднесення до числа міжкупольних. Підняття порушене радіальними скидами амплітудою від 100 до 150 м.

Ділянка досліджень представлена породами-колекторами, складеними теригенними відкладами, які переважають в літології цього родовища, і які перекриваються дещо тріщинуватими вищезалягаючими карбонатними породами та евапоритами. Вуглеводневі поклади наявні в араукаритовій та авилівській світах верхньо-кам'яновугільного відділу, картамишській світі нижньо-пермського та верхньо-кам'яновугільного відділів та слов'янській світі нижньо-пермського відділу.

Відклади араукаритової та авилівської світ представлені пісковиками з перешаруваннями алевролітів та глинистих мінералів. Продуктивні відклади картамишської світи складені пісковиками, алевролітами та аргілітами. За

літологією та фаціальним розподілом, породи-колектори характеризуються незгідним заляганням по площі розповсюдження.

Відклади нижньо-пермського відділу складені карбонатними породами - вапняками та доломітами. В межах площі досліджень розсташовані 2 діапіри в ПнЗх та ПдСх частині; загалом сейсмічний сигнал під аллохтонною сіллю є дуже слабким й стінки діапірів неможливо проінтерпретувати належним чином. Площа 3D досліджень охоплює приблизно 260 кв. км (рис.2.2.1). Сейсморозвідувальні дослідження проводилось у 2017 р. Номінальні параметри дослідження представлені у табл. 2.1.

Таблиця 2.1. Параметри сейсморозвідувальних досліджень.

Параметри	Значення
Відстань між лініями збудження	350 м
Відстань між лініями приймання	350м
Відстань між точками збудження	50 м
Відстань між точками приймання	50 м
Розмір бінів	25x25 м
Площа досліджень [кв.км]	255 км ²
Площа повної кратності	111 км ²
Тип джерела збудження сейсмічних хвиль	Сейсмовібратори та вибухові джерела
Частота свіп-сигналу	8-96 Гц
Загальна кількість точок збудження	14231
Максимальна кількість активних каналів	4732
Довжина запису	7 с
Крок дискретизації	2 мс
Формат запису	SEG-D

Результати виконання широко-азимутальних сейсморозвідувальних досліджень було використано для проведення обробки сейсмічних даних.

2.2 Граф базової обробки

Обробка сейсмічних даних, в умовах складної соляно-купольної тектоніки Дніпровсько-Донецького басейну, вимагає особливої уваги до оконтурення тіла соляного штока. З цією метою було розроблено оптимальний граф для отримання сейсмічного куба, який є максимально наближеним до реального геологічного середовища.

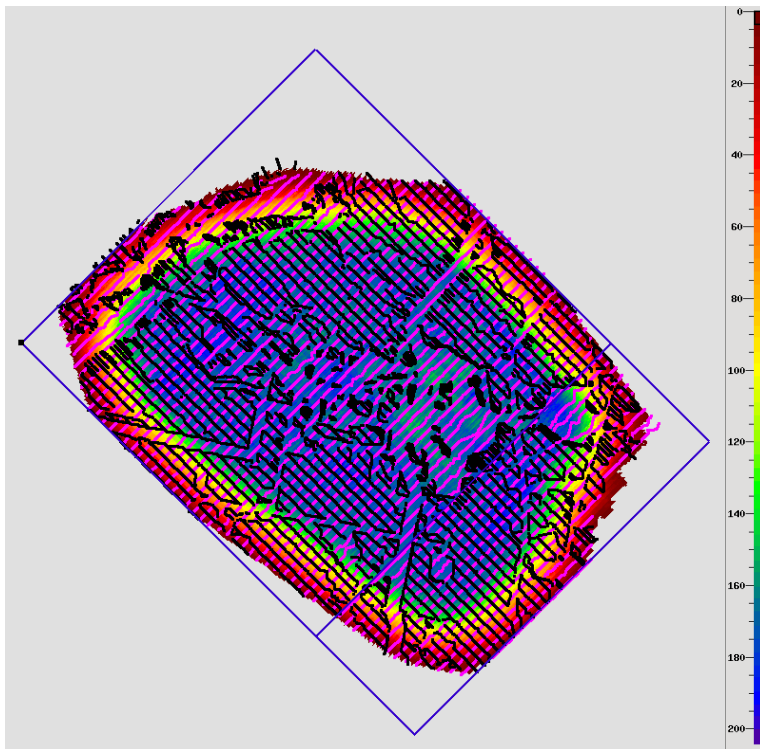


Рисунок 2.2.1 Схема відпрацювання куба 3D та розподілу кратності. Умовні позначення: чорним – пункти збудження; рожевим – пункти прийому.

Обробка сейсмічних даних - сукупність послідовних процедур перетворення інформації та побудови моделі геологічного середовища на основі кінематичних і динамічних характеристик зареєстрованого сейсмічного поля. Однією із основних задач обробки сейсмічних даних є виділення корисного сигналу та послабити хвилі завади (Yilmaz O., 1986). Автором розроблений оригінальний граф обробки сейсмічних даних для геологічних об'єктів ускладнених соляним діапїризмом (рис. 2.2.2). Після обробки сейсмічні дані придатні для інтерпретації.

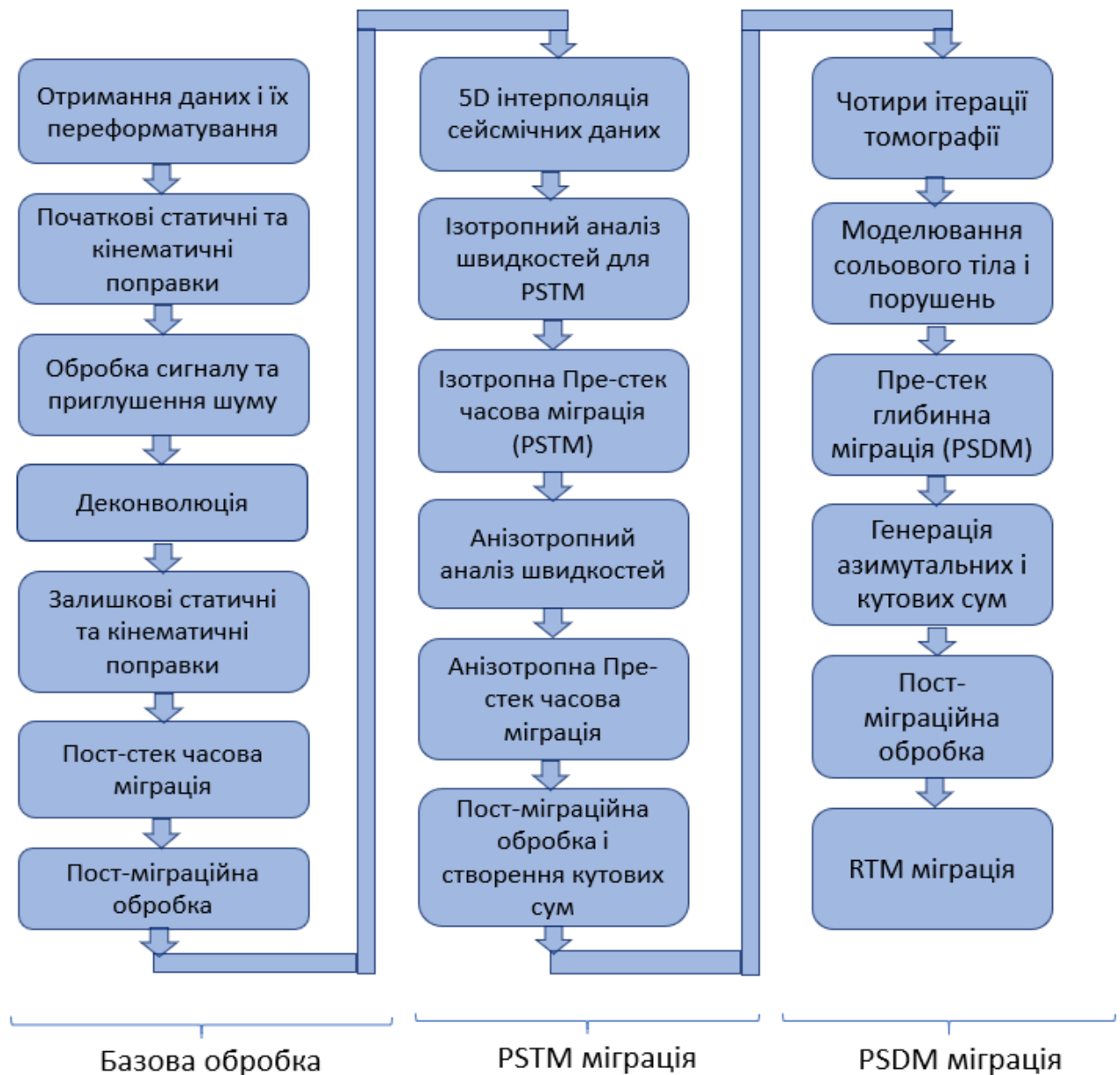


Рисунок 2.2.2 Блок-схема алгоритмів обробки сейсмічних даних для геологічних об'єктів ускладнених соляним діапїризмом

На першому етапі обробки польові записи у форматі SEG- D були успішно прочитані та переформатовані в формат SEG Y. Ретельна перевірка координат та рельєфу була виконана у порівнянні із супутниковими та топографічними даними із незначними корекціями неточностей, застосованими до даних SPS-файлів. Всі доступні дані були належним чином прочитані, а геометрія застосована. Наступним етапом було редагування трас, а саме: записів без вхідної інформації у файлах SPS; пустих трас; приймачів із завадами та

приймачів із змішаною полярністю. Заключним етапом очищення даних було усунення аномальних значень на сейсмограмах (рис.2.2.3).

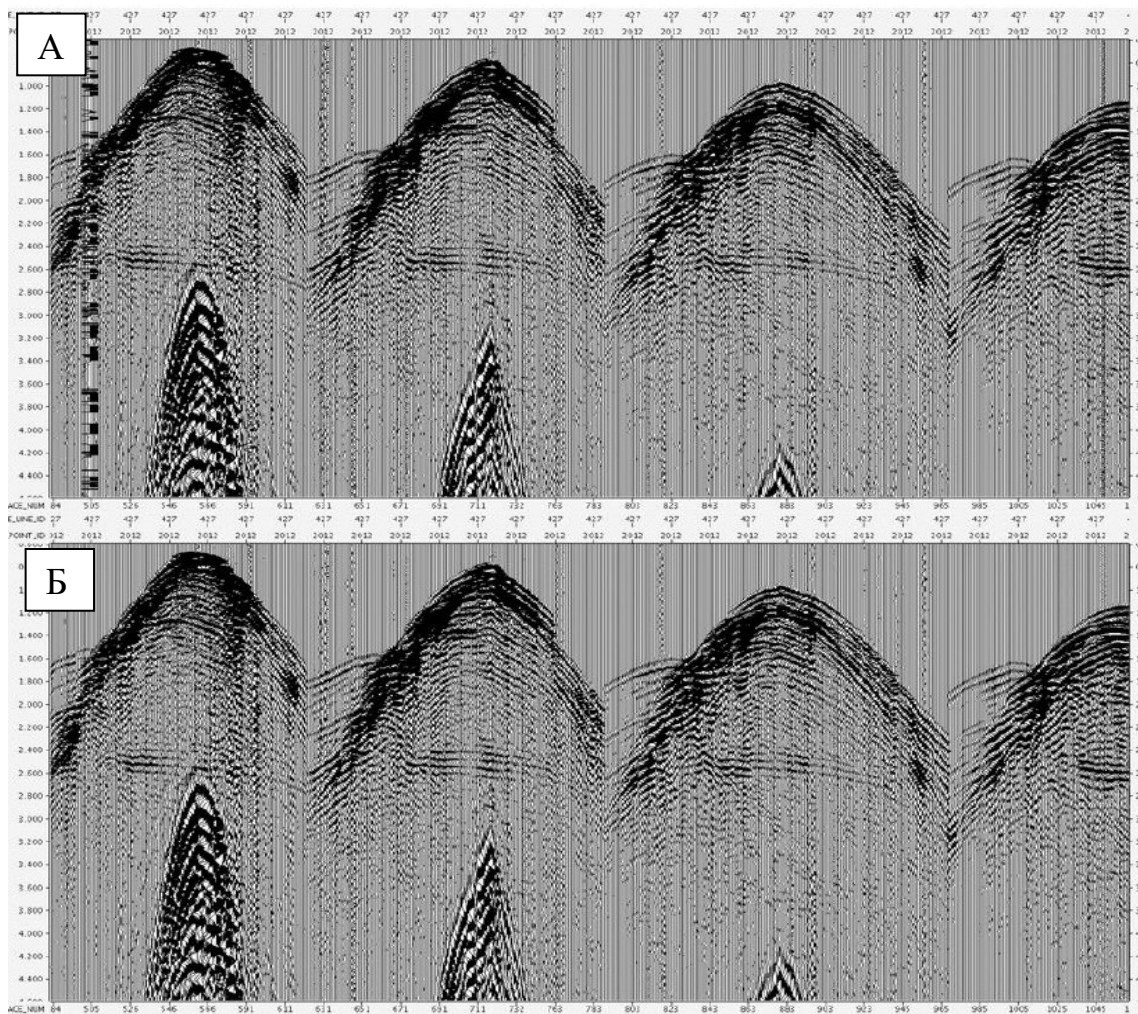


Рисунок 2.2.3 Приклад сейсмограм від вибухових джерел збудження до (зверху) та після (знизу) усунення імпульсних спотворень

На етапі попередньої обробки в усьому дослідженні було вибрано тренд лінійних кінематичних поправок (LMO) для зсуву перших вступів до рівня нульового часу. Поріг автовідбору дав стабільні вибірки до 2500 м (Рисунок 2.2.4). Вибірки пройшли контроль якості шляхом візуальної перевірки.

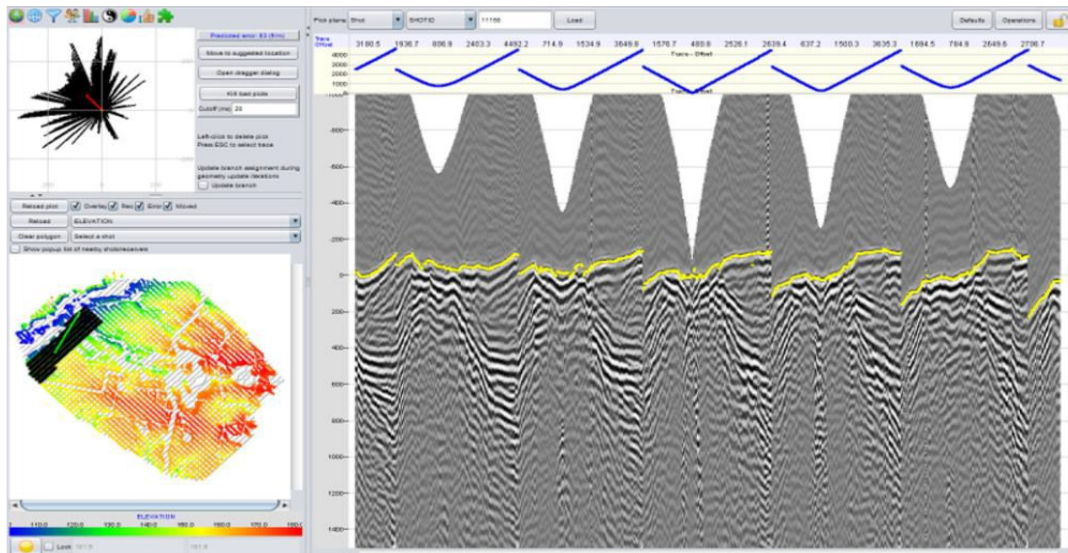


Рисунок 2.2.4 Приклад простеження перших вступів

На подальшому етапі базової обробки було виконано побудову зони малих швидкостей та підсумовання. Априорний сейсмічний куб після вищеперерахованих процедур виглядав наступним чином:

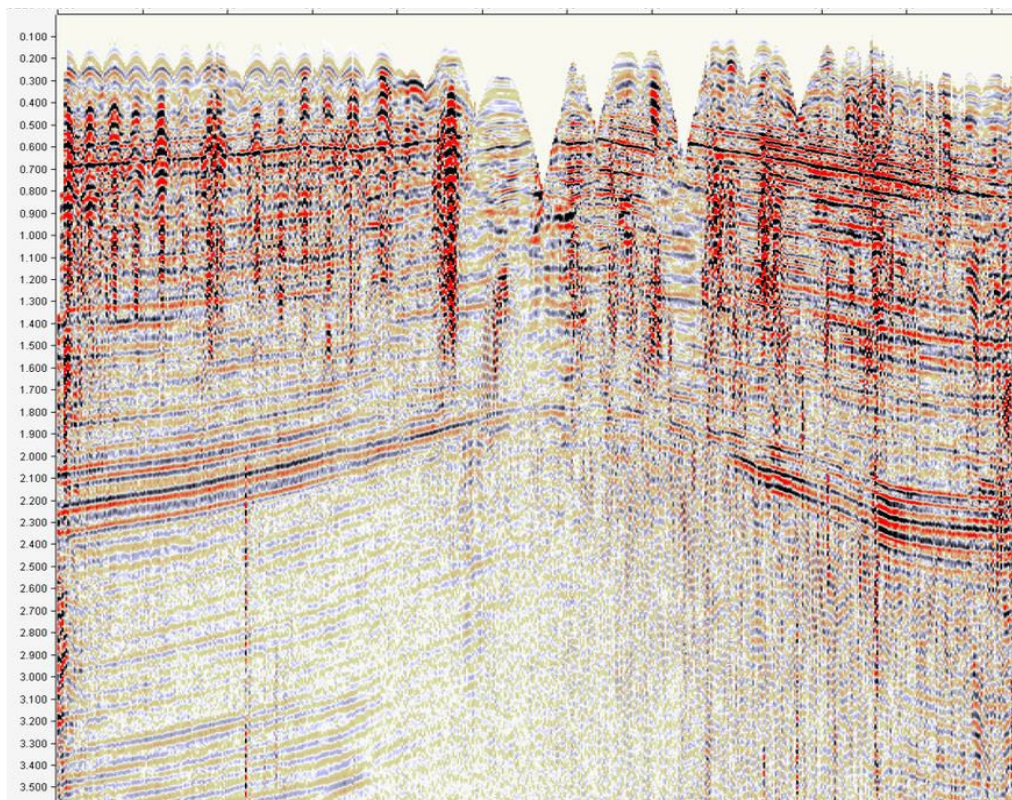


Рисунок 2.2.5 Априорний сумарний розріз зі статичними поправками за рельєф (IL500), посилення амплітуди часового розрізу після підсумовування

Основну увагу під час етапу базової обробки було приділено послабленню сейсмічного шуму, а також вирівнювання амплітуд і деконволюції з урахуванням неідентичності умов збудження та приймання.

Виконано процедуру з послаблення шуму в області поперечної розстановки сейсмоприладів, послаблення аномальних амплітуд, просторовий медіанний фільтр. Результати контролю якості до та після підсумовування СГТ показали, що співвідношення «сигнал – завада» було покращено та водночас не спостерігалось явних втрат сигналу. Послаблення аномальних амплітуд часто проводиться у всіх частотних смугах для заглушення будь-яких високочастотних сплесків завад, а також низькочастотних ревербераційних шумів (Godfrey B. et al., 1993). Прямі неспотворені поверхневі хвилі були усунені з використанням техніки, яка називається нерівномірне усунення хвиль-завад (NUNCS). Це підхід до локального моделювання хвиль-завад на основі техніки мінімізації методом найменших квадратів FX. Ця техніка розв’язує проблему нерівномірності трас, яка є типовою для наземної сейсміки внаслідок наявних перешкод та є удосконаленим підходом до заглушення завад, де модель хвиль-завад оцінюється та вилучається з оригінальних вхідних даних (Русаченко Н. та ін., 2025). Приклад розрізу з результатами комплексного усунення завад наведено на рис. 2.2.6.

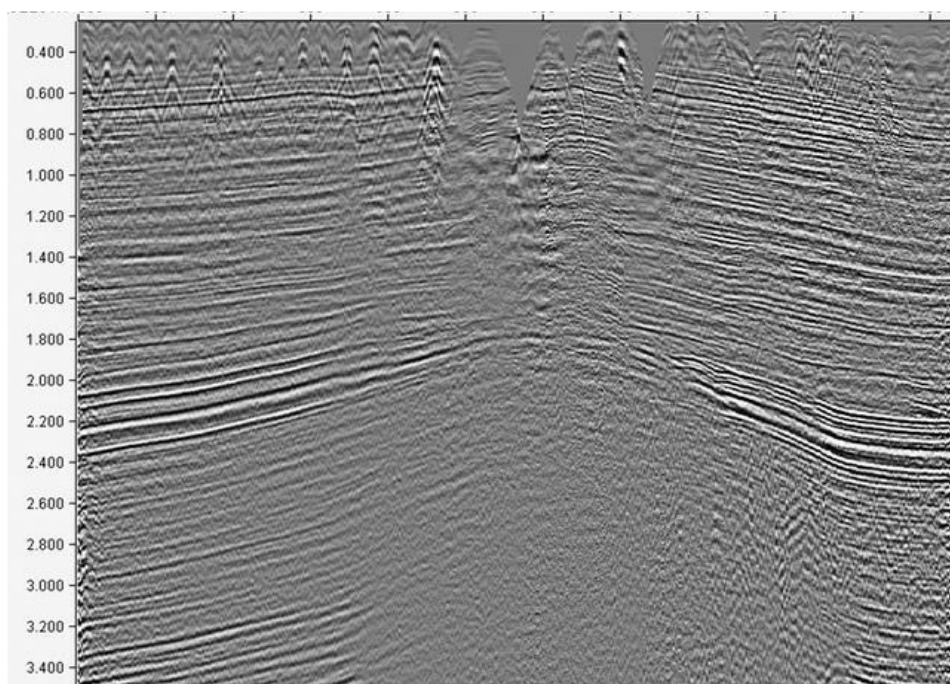


Рисунок 2.2.6 Сейсмічний розріз (IL 500) після приглушення шуму

Дані вибухових та вібраційних джерел були приведені для нуль-фази із застосованим раніше у процесі обробки приведенням форми імпульсу. Фільтр залишкового зіставлення джерел було розраховано шляхом кореляції двох (підсумованих) масивів даних та накладання секції СМР із високим співвідношенням сигналу до завад (рис. 2.2.7). Розсіяні дані вибухового джерела (3.5%) були зіставлені із основним фоновим масивом даних вібратора. Приклади даних спектру амплітуд для вібратора та вибухового джерела наведено на рис. 2.2.8.

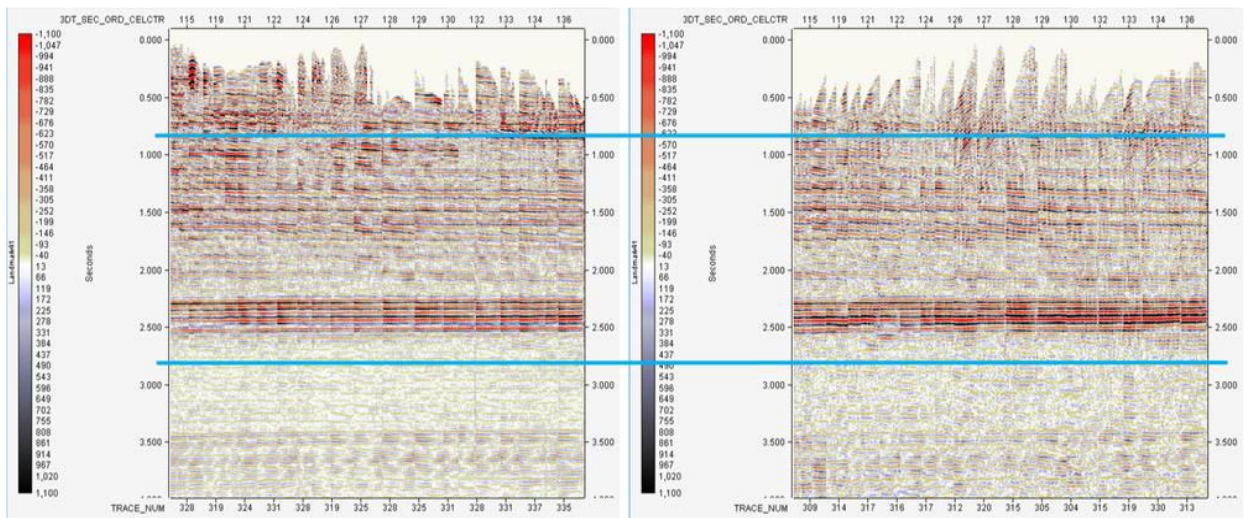


Рисунок 2.2.7 Частина підсумованих даних та часове вікно, обрані для розрахунку оператора зіставлення досліджень

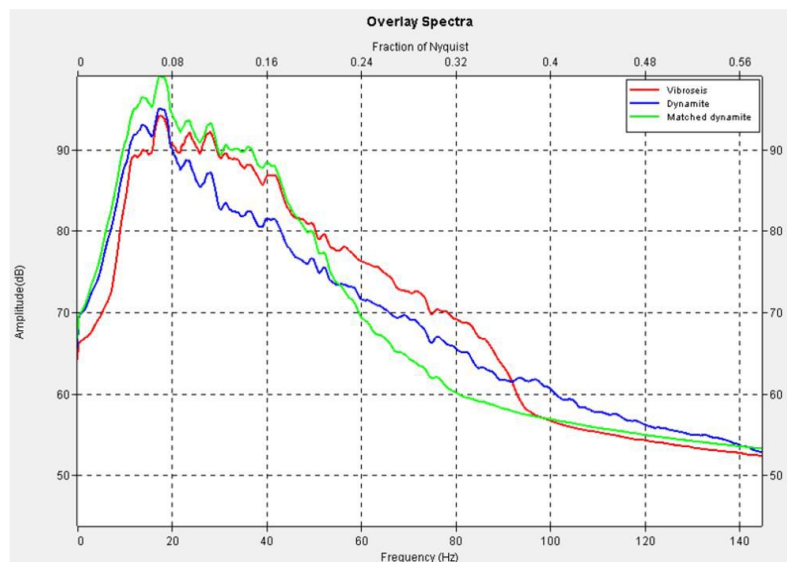


Рисунок 2.2.8 Приклад спектру зіставлення досліджень. Червоний: дані вібраційного джерела. Синій: дані вибухового джерела до фільтрування. Зелений: дані вибухового джерела після фільтрування

Приклади вибірок до та після фільтрування наведено на рис. 2.2.9.

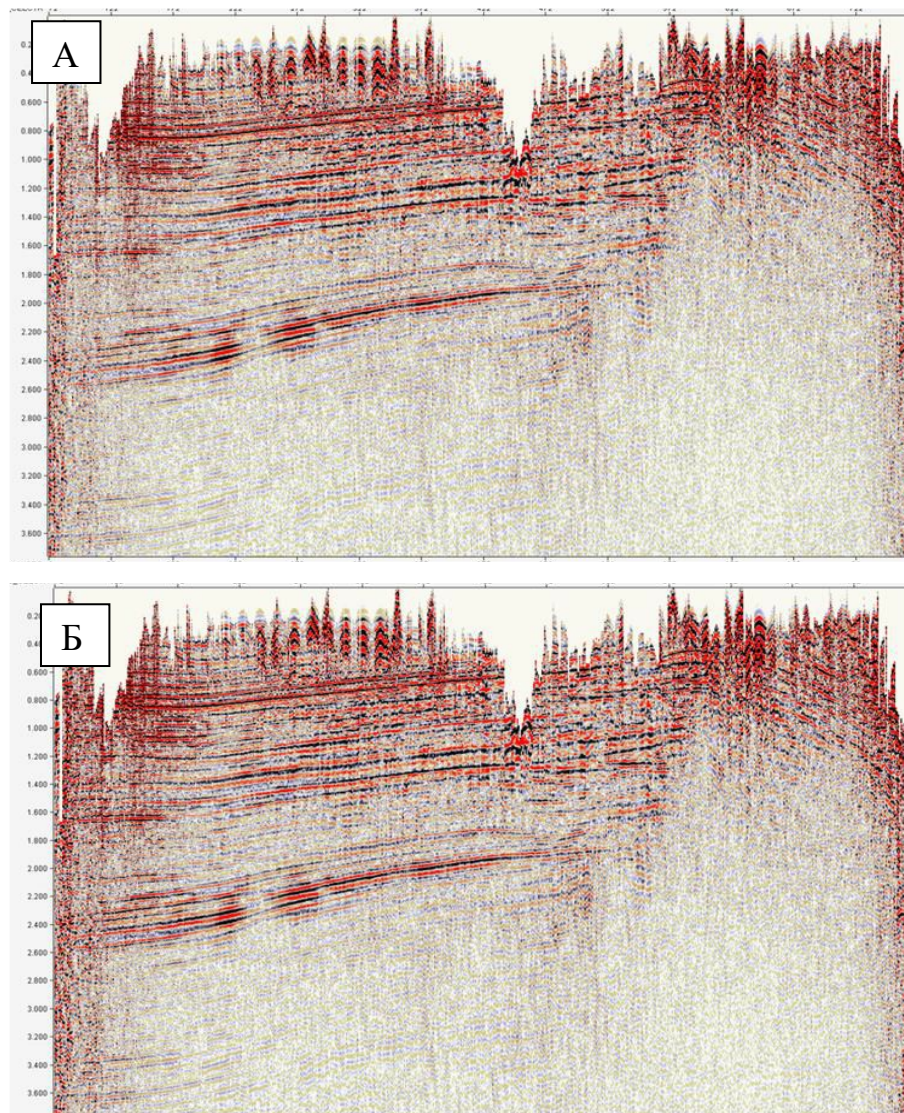


Рисунок 2.2.9 Розріз сумування до (А) та після (Б) зіставлення досліджень (XL 400)

Застосування зворотного Q фільтра привносить більшу узгодженість до ефективної форми імпульсу даних (рис.2.2.10). Зворотна величина Q – це міра енергії, яку поглинає середовище в одній довжині хвилі. Для компенсації Q-фільтра середовища заглушення вищих частот та залежних від частот змін швидкості розповсюдження була випробувана змінна в часі компенсація з використанням алгоритму, який базується на постійно частотній Q моделі Футтермана затухання енергії сейсмічних хвиль у середовищі. Величина Q спочатку була оцінена через спектральний коефіцієнт обрахована в вікні малої

та більшої глибини, розробленому на основі частин підсумування з хорошим співвідношенням завад та сигналу, а контроль якості був виконаний із застосуванням амплітуд після підсумування.

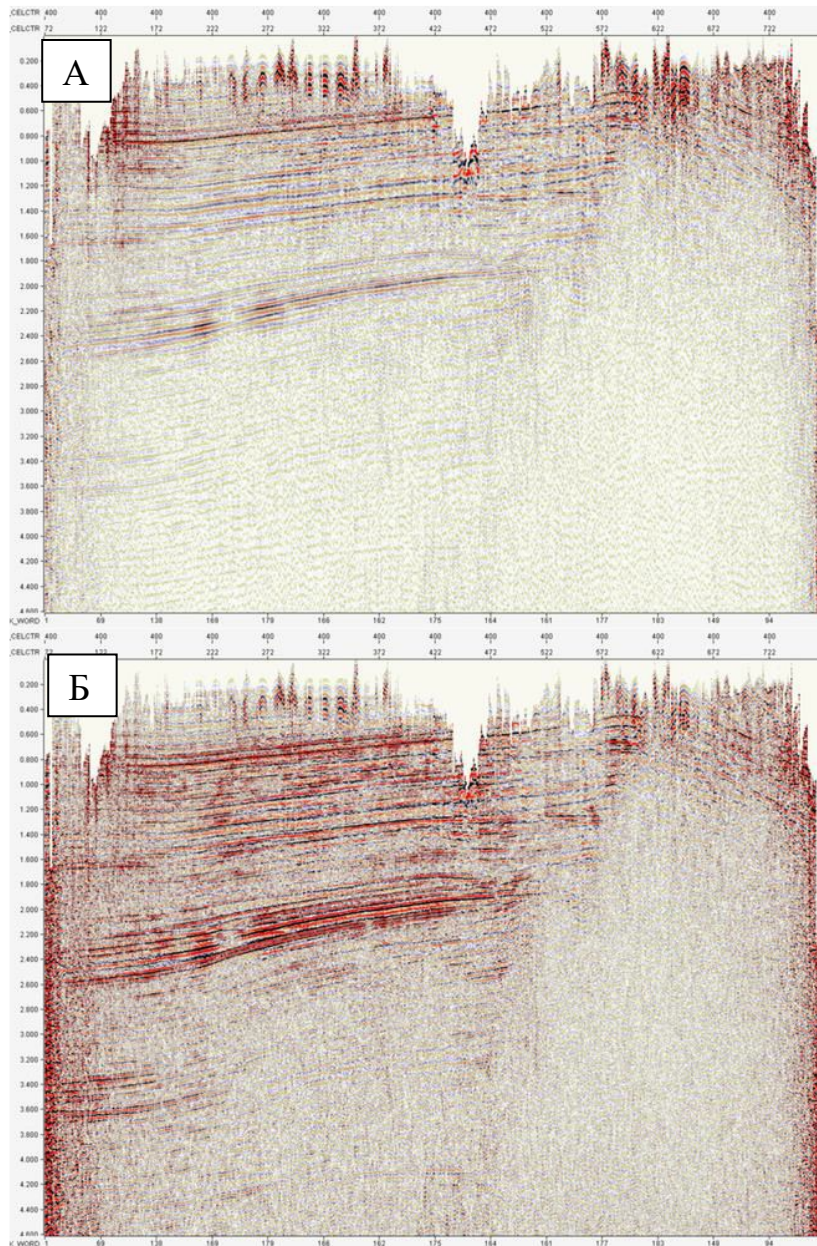


Рисунок 2.2.10 Приклади секцій розрізів сумування (XL 400) до (А) та після (Б) Q-компенсації

Наступним кроком є деконволюція, що являє собою процес, який покращує роздільну здатність сейсмічних даних стискаючи основний сейсмічний імпульс (рис.2.2.11). Метою деконволюції є збільшення часової роздільної здатності даних з одночасним збільшенням амплітудно-частотних характеристик і

збереженням форми сигналу, а також ослаблення короткоперіодних кратних хвиль (Ian F. Jones, Davison I., 2014).

Поверхнево узгоджена деконволюція є надзвичайно ефективною в боротьбі з різними типами завад, особливо з ревербераційними хвилевими пакетами або кратно відображеними хвилями та надає можливість надійної статистичної оцінки ключових геофізичних атрибутів. Деконволюція також стискає сейсмічні імпульси для надання сейсмічним відбиттям кращої роздільності (Li J. et al., 2017).

Параметри поверхнево-узгодженої деконволюції, які було використано:

- Інтервал передбачення: 2 мс;
- Довжина оператора: 252 мс;
- Кількість вікон: 2.

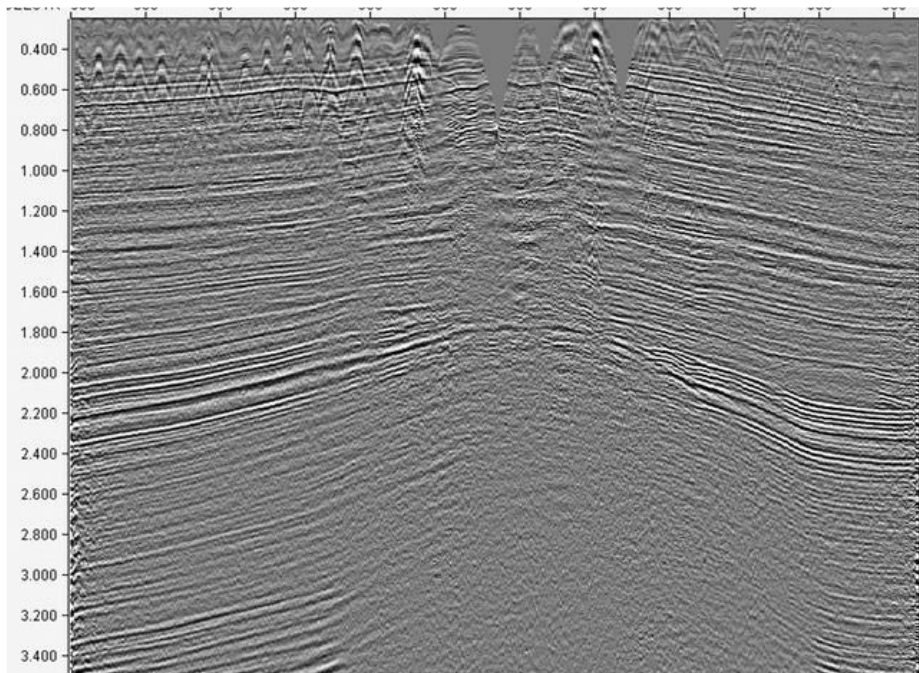


Рисунок 2.2.11 Сейсмічний розріз (IL 500) після поверхнево-узгодженої деконволюції

Суттєве покращення відбиваючої здатності та якості сейсмічного зображення було досягнуто завдяки аналізу швидкості, проведеному в три етапи, і введенню залишкових статичних і кінематичних поправок (рис. 2.2.12.).

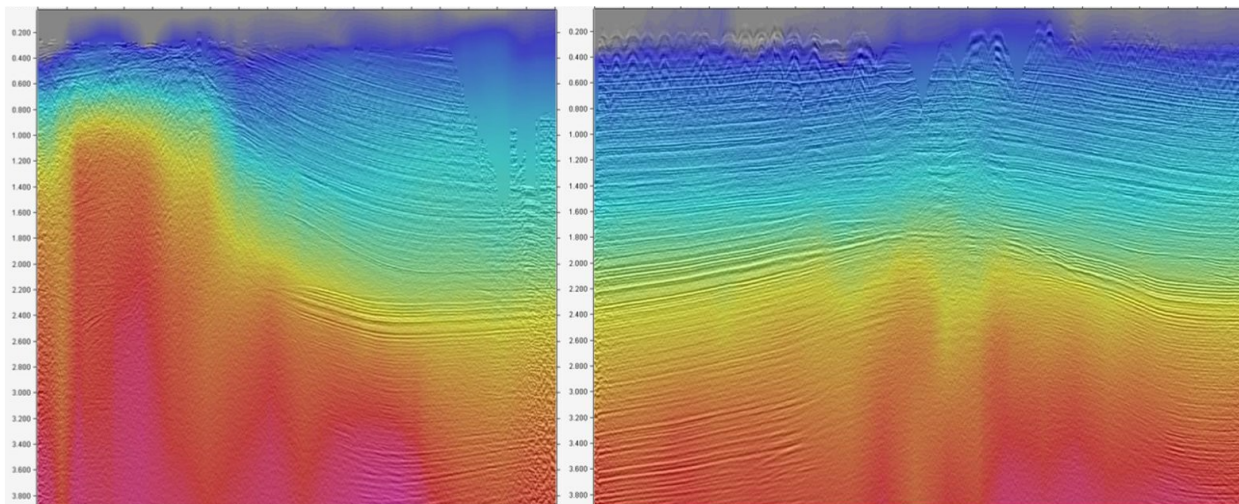


Рисунок 2.2.12 Сейсмічний розріз після третьої ітерації швидкісного аналізу з накладанням середньоквадратичної швидкості (IL120, 500)

Послаблення енергії кратних сейсмохвиль було однією з головних проблем. Задовільні результати були отримані за допомогою застосування деконволюції кратних хвиль τ - p перед регуляризацією (рис.2.2.13), що дало змогу використати прийнятну прогнозованість хвиль відбиття у лінійній області хвиль τ - p та застосувати її до геометрично неправильних форм.

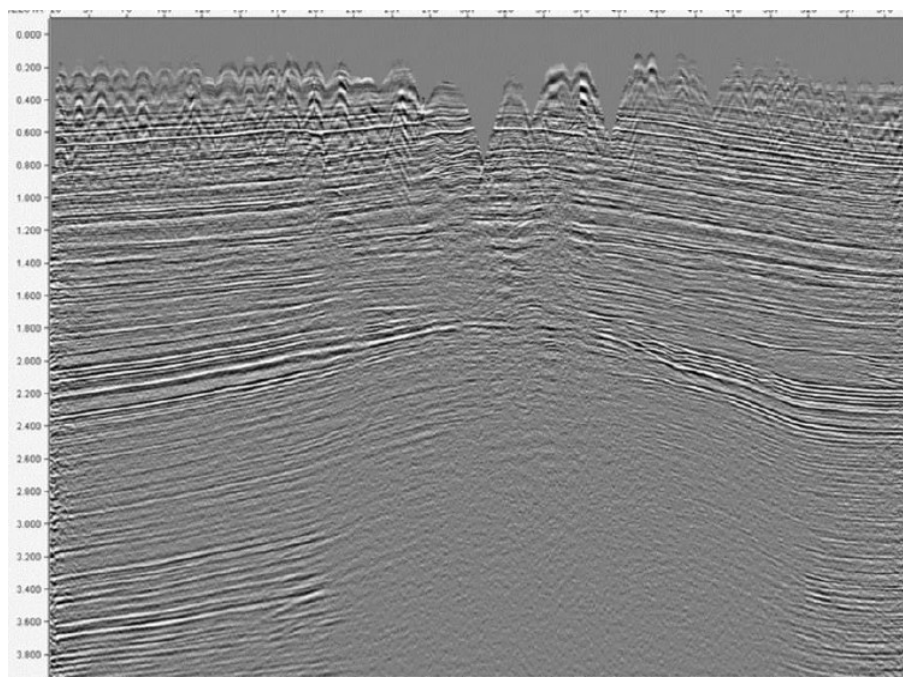


Рисунок 2.2.13 Сейсмічний розріз після приглушення залишкового шуму (IL500)

З-поміж різних підходів для часової міграції після підсумовування було обрано метод Кірхгофа, який забезпечив кращі результати в порівнянні з іншими методами роботи (рис.2.2.14).

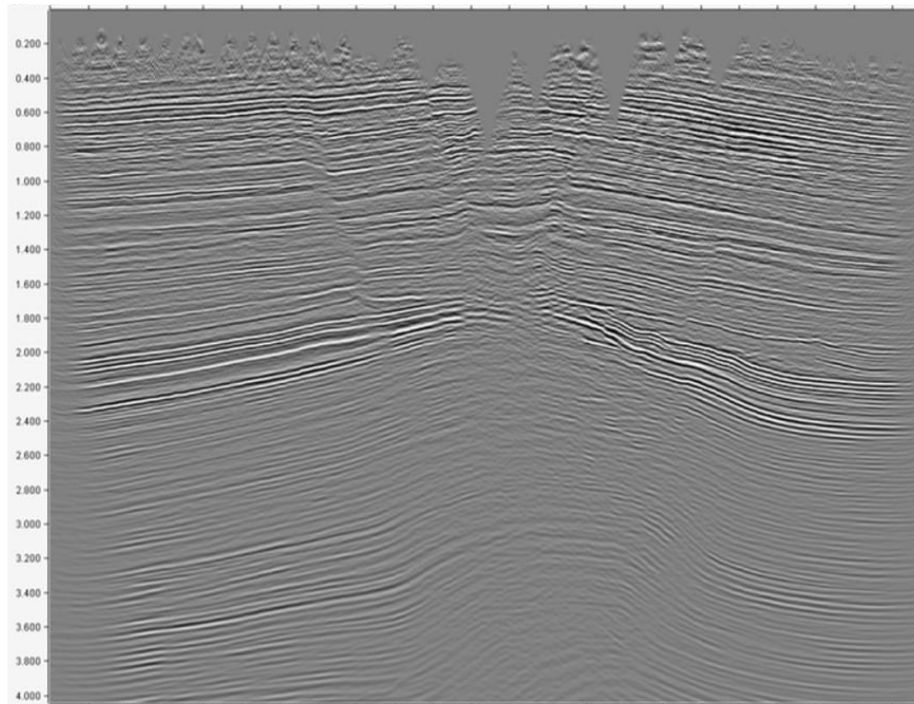


Рисунок 2.2.14 Сейсмічний розріз *post-stack* часової міграції Кірхгофа (IL500)

Найпершим процесом, що застосовувався після *post-stack* часової міграції для проведення пост-міграційної обробки, було розширення смуги частот (BWXT). Найкращим визначенням для «збільшення ширини смуги частот» є змінна в часі спектрально обмежена операція з деконволюції нульової фази, що застосовується до сейсмічних даних. Метою цього процесу є моделювання набору змінних у часі операторів нульової фази, які розширюють і згладжують смугу частот вхідних спектрів (Тіаркіна, А. N., et al., 2017).

Приклад сейсмічного розрізу після збільшення ширини смуги частот і вплив на амплітудні спектри продемонстровані на рис. 2.2.15-2.2.16.

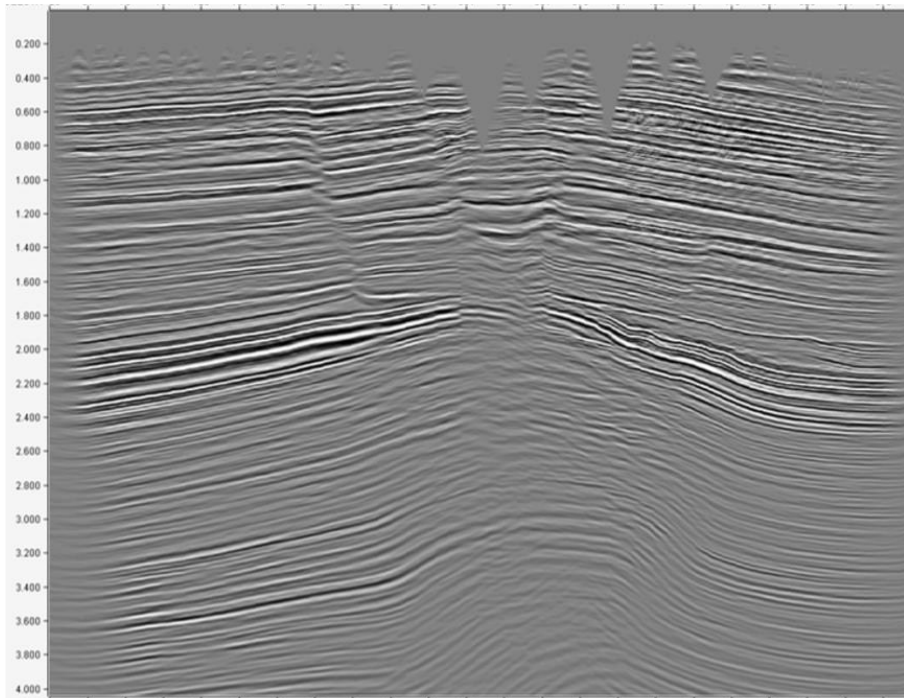


Рисунок 2.2.15 Сейсмічний розріз після збільшення ширини смуги частот (IL500)

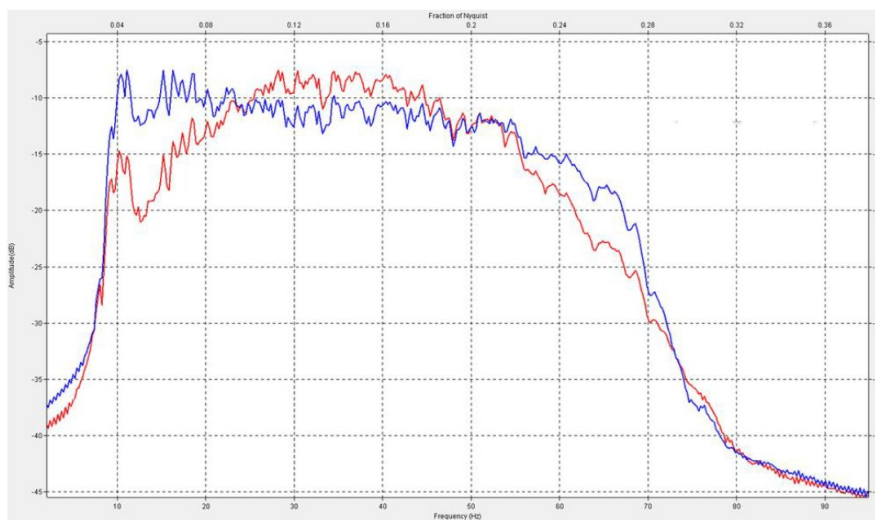


Рисунок 2.2.16 Амплітудні спектри до (червоний) та після (синій) збільшення ширини смуги частот (BWXT)

Подальша обробка даних пост-стек часової міграції полягала у змінній в часі фільтрації з метою зменшення впливу розтягування сигналів на короткі часові проміжки та приглушення шуму методом узгодженого переслідування (MPNA,

рис.2.2.17), спрямованого на покращення когерентності сигналу та видалення залишкового шуму на сейсмограмах.

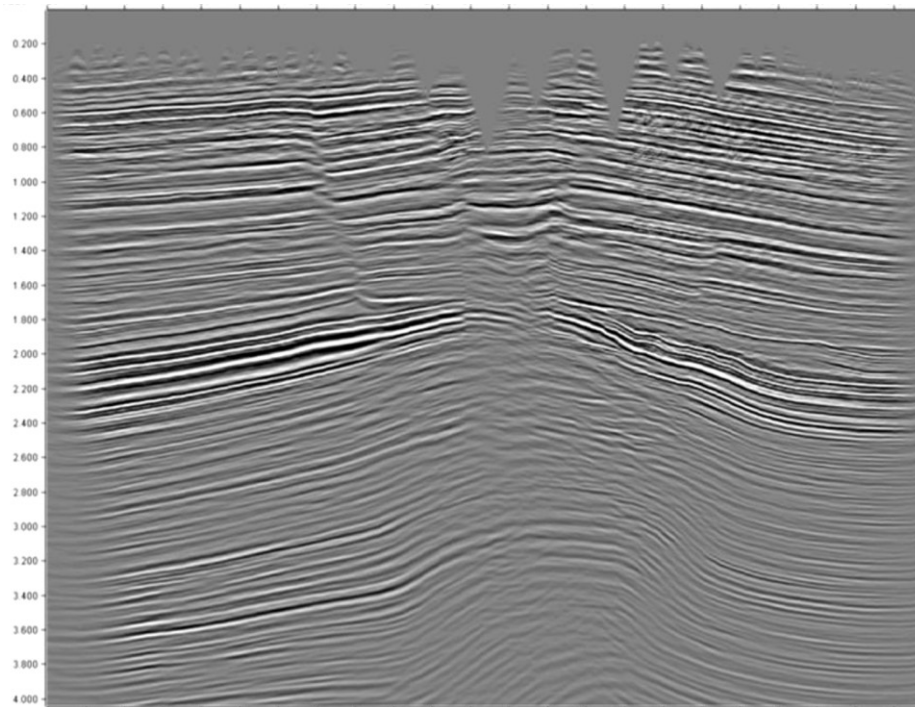


Рисунок 2.2.17 Сейсмічний розріз після MPNA (IL500)

2.3. Пре-стек часова міграція

Для пре-стек міграційних перетворень було отримано сейсмограми відсортовані по СГТ після всіх етапів стандартної обробки. На початку перетворень для упорядкування геометрії даних було застосовано вдосконалений метод 5D інтерполяції Фур'є з апроксимацією з переслідуванням (Matching Pursuit Fourier Interpolation, MPFI), що забезпечує належну попередню підготовку даних для міграції у часовому розрізі до підсумування в умовах наявності отримання неточних чи неповних даних (рис.2.3.1-2.3.2). Параметри процедури наведено в таблиці 2.3.1:

Таблиця 2.3.1 Параметри сейсмозвідувальних досліджень до і після 5D інтерполяції.

Параметр	Геометрія отриманих даних	Кінцева геометрія
Інтервал ліній джерел	350 м	200 м
Інтервал точок джерел	50 м	50 м

Інтервал ліній приймачів	350 м	200 м
Інтервал точок приймачів	50 м	50 м
Крок СГТ	25 × 25 м	25 × 25 м
Максимальна кратність	242	484

Крім того, реалізація MPFI як надійний інструмент зменшення завад також дозволив послабити залишкові завади, які впливали на набір даних, особливо у приповерхневій зоні.

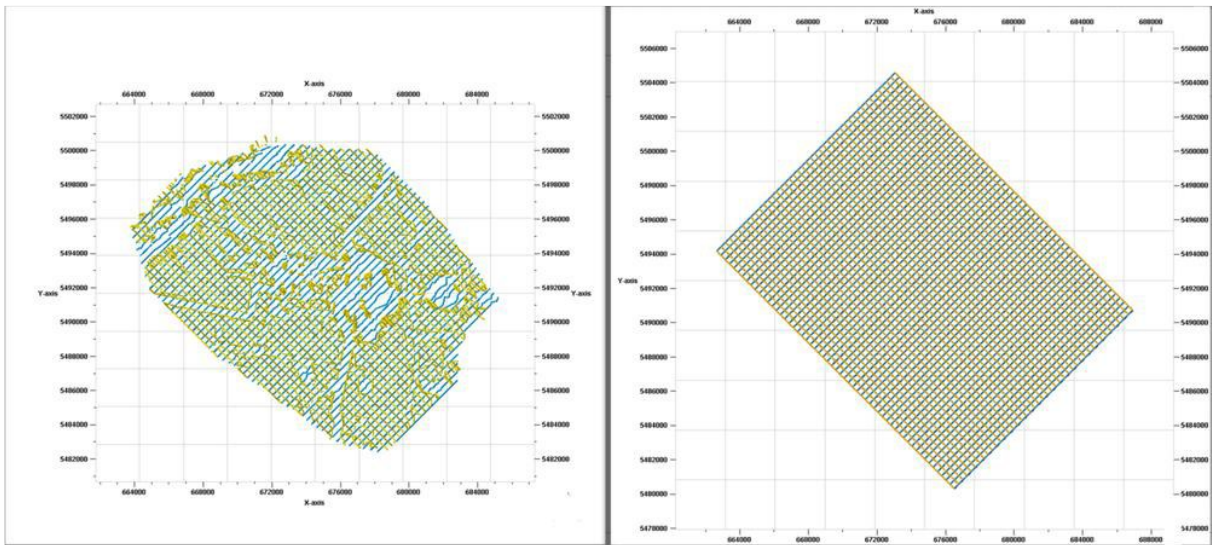


Рисунок 2.3.1 Вихідна (ліворуч) та цільова (праворуч) геометрія. Джерела збудження зображено жовтим кольором, приймачі синім

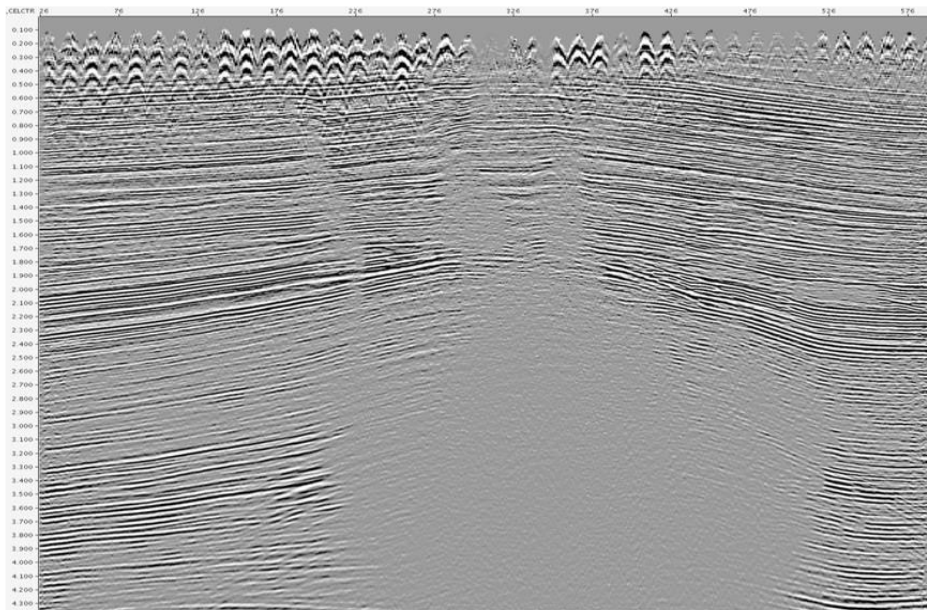


Рисунок 2.3.2 Інлайн 400 мігрованого куба після процедури 5D регуляризації

У випадку складної геологічної будови ділянки досліджень, аналізи кінематичних поправок на окремих ділянках (наприклад, на сітці аналізів густиною 350×500 м) можуть гарантувати оптимальну реєстрацію даних підсумовування лише локально. Для оптимізації даних, а отже, і частотного спектру для всього розрізу, бажано мати аналіз швидкості для кожної СГТ. Саме тому було виконано просторовий безперервний аналіз швидкості (SCVA, Spatially Continuous Velocity Analysis), який включає автоматичний механізм вибору швидкості та побудови моделі для досягнення цієї мети (рис.2.3.3).

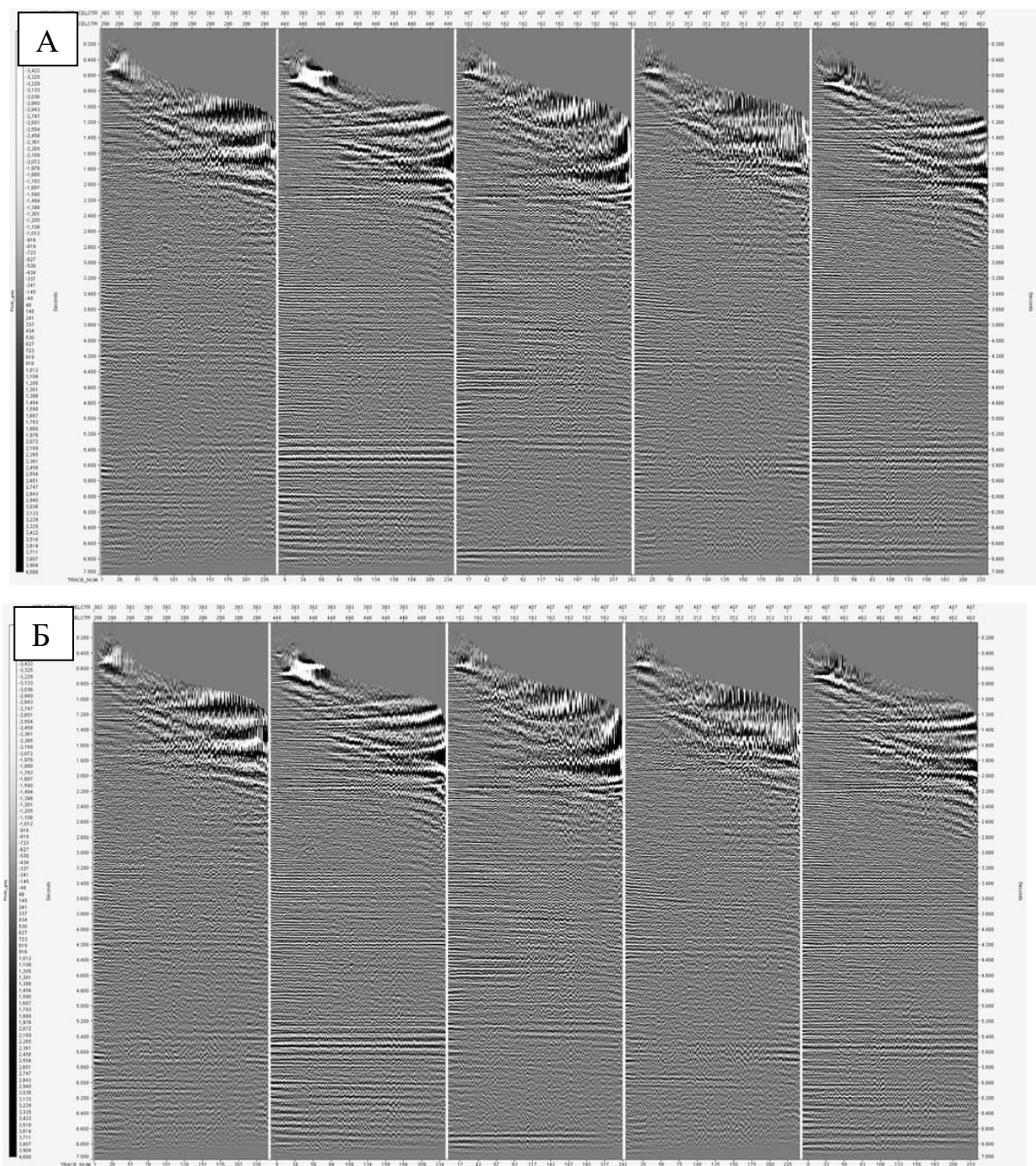


Рисунок 2.3.3 Сейсмограми до аналізу швидкості SCVA (а) та після (б)

Час відбиття сейсмічної хвилі може змінюватися між трасами в межах сейсмограми СГТ через затримки часу пробігу хвилі, пов'язаної з коливанням просторової швидкості в зоні малих швидкостей (Yilmaz O., 1987). Процес узгодження сейсмограми (Coherency Stack) динамічно зміщує та додає траси задля покращення візуалізації підсумованих відбиттів.

На основі типового розрізу NMO, з наявною СГТ та визначеною користувачем кількістю прилеглих точок СГТ з кожного боку, побудовано модель траси. Зсуви, знайдені в результаті взаємних кореляцій між складовими СГТ та моделлю, потім було застосовано до трас за допомогою змінної у часі функції розтягування та стиснення. Відносну амплітуду збережено.

М'ютинг даних було остаточно проаналізовано з метою максимізації відношення сигнал/завада на сумарному розрізі і вибрано наступний діапазон кутів: 0-45°.

Кінцева анізотропна PreSTM міграція (Рис.2.3.4) виконувалася з остаточною узгодженою параметризацією (таб.2.3.2):

Таблиця 2.3.2. Таблиця параметрів PreSTM міграції

Параметр	Значення
Алгоритм часу пробігу хвилі	Анізотропна кінцева різниця
Метод визначення часу пробігу хвилі	Анізотропний, променевий (криволінійний промінь)
Обмеження кута падіння	70°
Максимальна апертура	5000 м

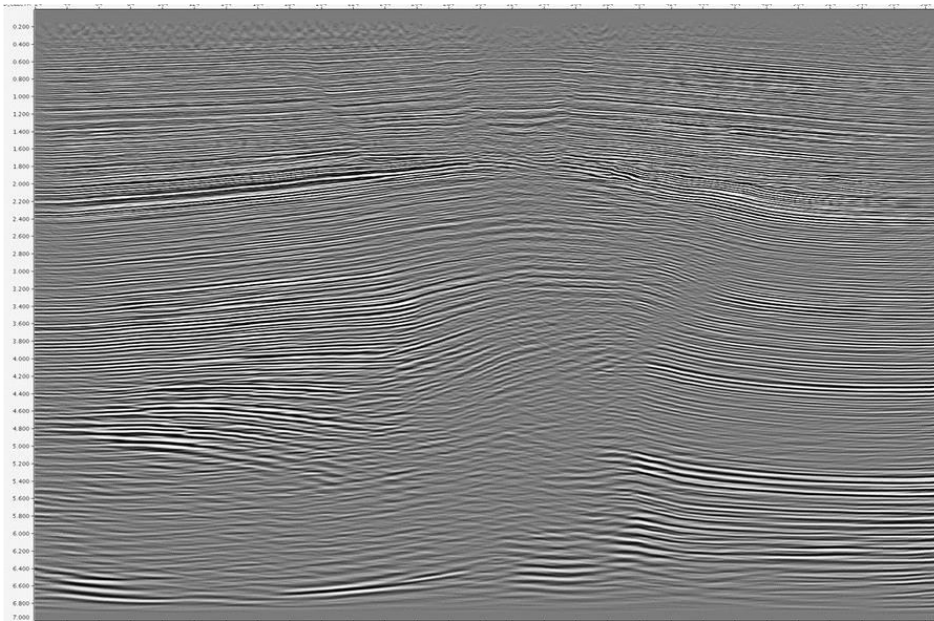
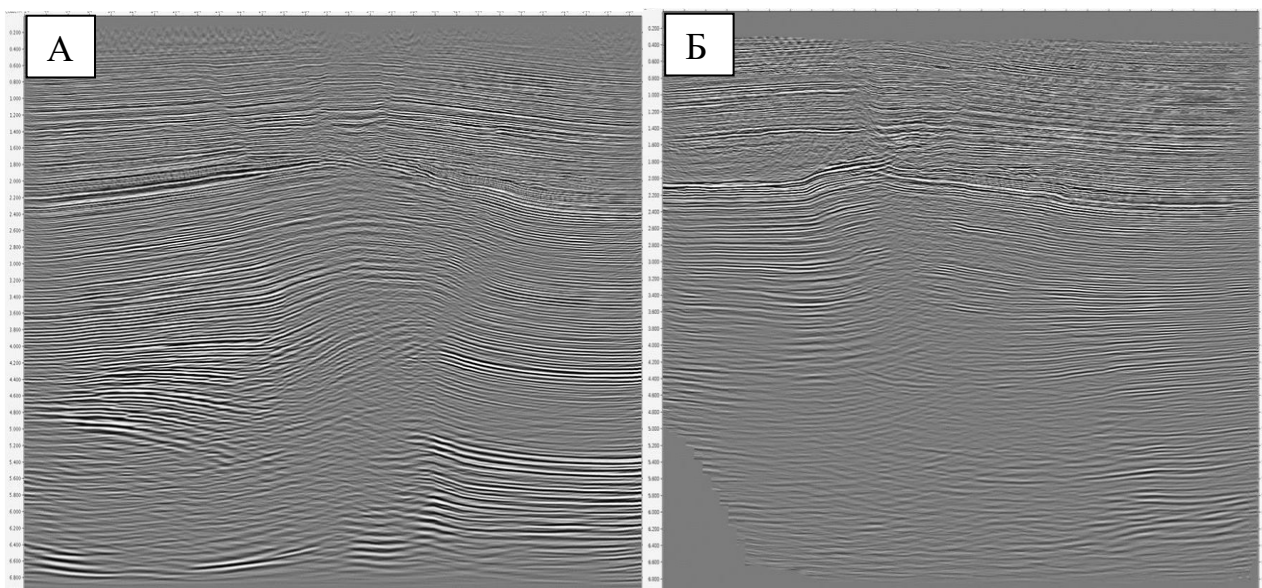


Рисунок 2.3.4 Сейсмічний розріз до пост-обробки (інлайн 500)

Зрештою, для подальшої динамічної інтерпретації було виконано створення азимутальних і кутових сум (рис.2.3.5) з параметризацією вказаною в таб. 2.3.3

Таблиця 2.3.3 Діапазони кутових сум.

Діапазон кутових сум	Значення
Ближній діапазон	0-15°
Середній	15-30°
Дальній	30-45°



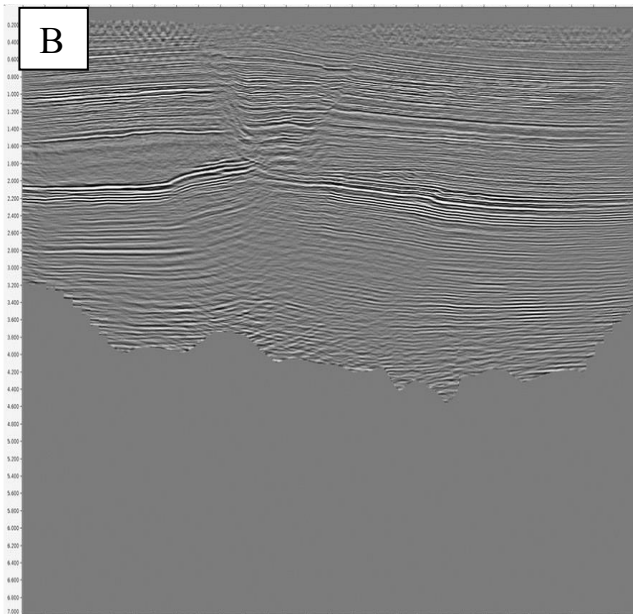


Рисунок 2.3.5 Приклади кутових сум: а) ближній діапазон; б) середній діапазон; в) дальній діапазон

Насамкінець, до сейсмічного куба даних після розширення смуги частот були застосовані такі процеси:

- 1) Смуговий (K-notch) фільтр у часовому/просторовому частотному доменах (f - k_x - k_y) використовується для видалення спектральних піків, що виникають уздовж осей k_x - k_y .
- 2) Далі після підсумування було застосовано змінний у часі фільтр для зменшення впливу розтягування сигналу на коротких часових проміжках.
- 3) Остання стадія це застосування процесу подавлення завад з апроксимацією з переслідуванням, який здійснює апроксимацію даних із переслідуванням для ітеративного моделювання сейсмічних даних у будь-якому домені, де можливо легко та ефективно розділити сигнал та завади.

Дія цих трьох завершальних процесів зображена на рисунку 2.3.6

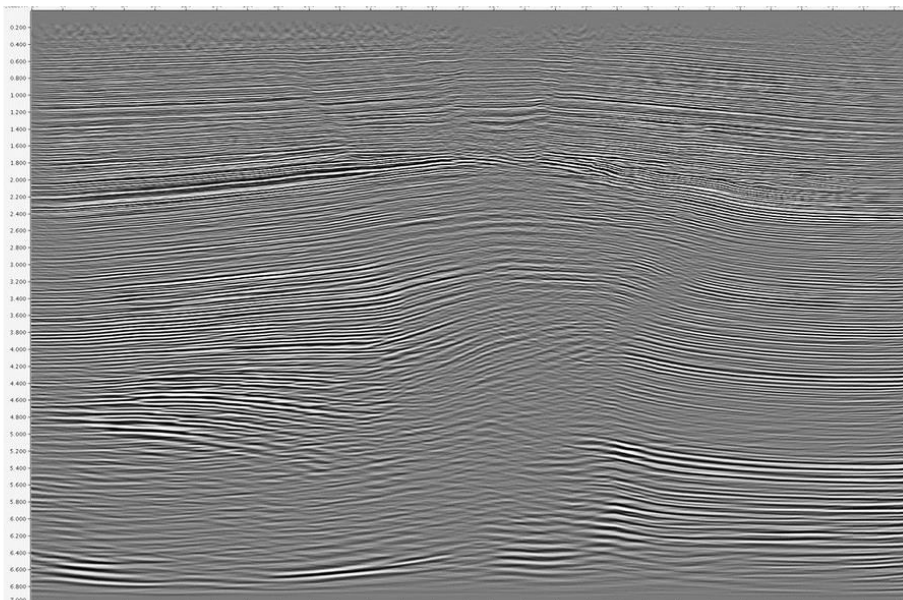


Рисунок 2.3.6 Сейсмічний розріз після пост-обробки (інлайн 500).

2.4 Пре-стек глибинна міграція

Для проміжної та остаточної повної міграції з використанням регуляризованих вхідних даних з подавленням шуму, отриманих в результаті часової обробки, було застосовано глибину міграції до підсумування за методом Кірхгофа. Престек-міграцію у глибинному домені за методом Кірхгофа проведено з постійною максимальною апертурою 5000 м і довжиною згладжувального фільтра 12,5 м (як за напрямками інлайнів, так і крослайнів), що відповідає половині розміру біна (параметри вказано в таб.2.4.1).

Табл. 2.4.1 Параметри престек-міграції у глибинному домені за методом Кірхгофа

Параметр	Значення
Максимальна апертура міграції	5000 м
Максимальний кут падіння	70°
Крок фільтра згладжування (за напрямком інлайнів, крослайнів)	12,5 м, 12,5 м

Престек-міграція у глибинному домені застосовується у випадках зі значною мінливістю швидкостей по латералі на відміну від престек-міграції у часовому домені (Rusachenko N., Vyzhva S., 2023). Але дуже важливо використати правильну швидкісну модель. Оптимізація швидкісної моделі

шляхом аналізу «неспрямлених» годографів (залишкових кінематичних поправок), відіграє ключову роль під час виконання глибинної міграції (рис.2.4.1). Коли всі сейсмограми здебільшого спрямлені на всіх віддаленнях (тобто всі сигнали відображаються на однаковій глибині для всіх віддалень), то швидкісна модель вважається коректною в межах роздільної здатності сейсмічних даних.

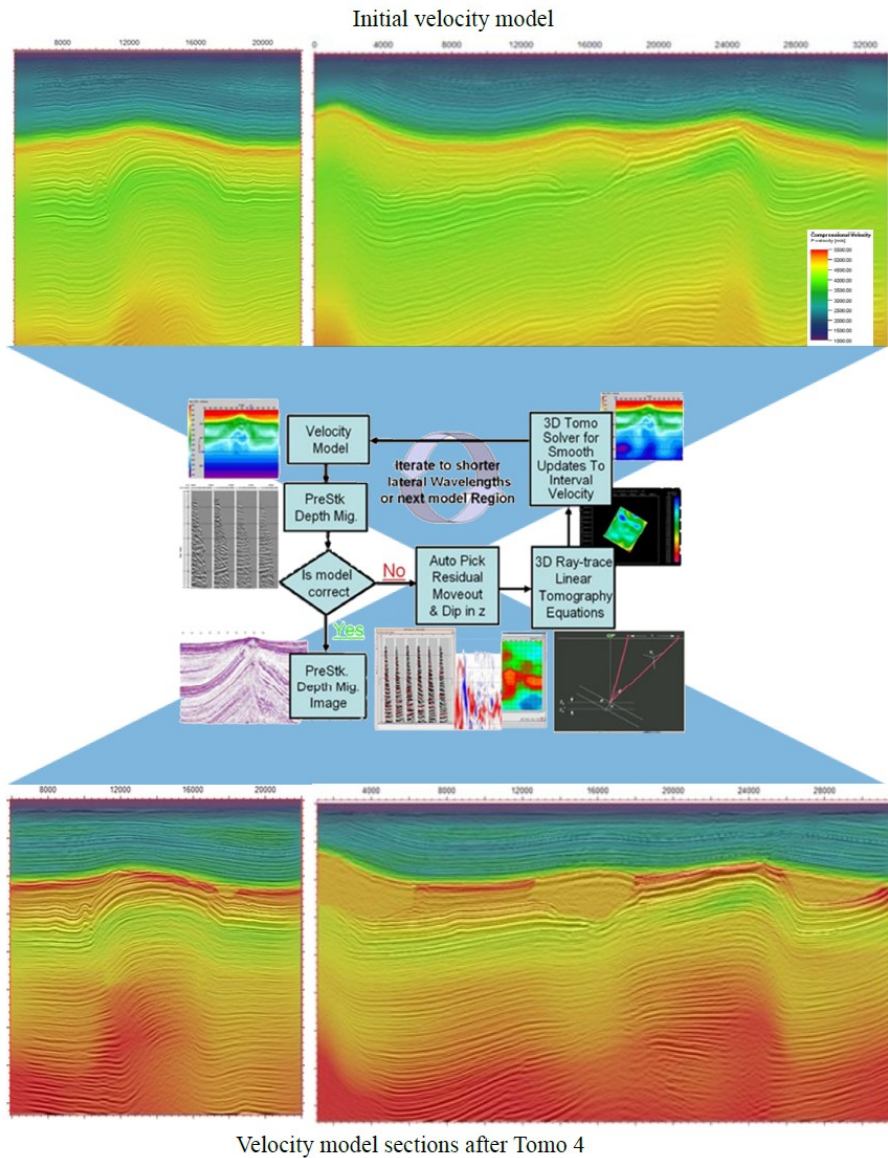


Рисунок 2.4.1 Схематичне зображення алгоритму томографії

У сейсмограмах виділяються залишкові кінематичні поправки, які використовуються для виведення лінійних томографічних рівнянь, що пов'язують зміни в затримках зі змінами швидкісної моделі. Рівняння розв'язуються для кількох варіацій довжин хвиль, розв'язки використовуються

для уточнення наявної моделі. Припущення лінійності в методі означають, що протягом кількох ітерацій до моделі вносяться незначні інкрементні зміни, при цьому в перших ітераціях зазвичай шукається розв'язок для хвиль з більшою довжиною, а в пізніх ітераціях для хвиль із меншою довжиною (Oezsen, R., 2004).

Скільки загалом потрібно ітерацій для уточнення моделі, дуже залежить від початкової моделі і складності даних. Хороша початкова модель буде досить швидко сприяти сходженню до оптимального рішення.

Для даної конкретної зйомки наявність потужних девонських соляних тіл ускладнює алгоритм, але підходить для належного моделювання соляного тіла. Цей спеціальний алгоритм складається з трьох основних етапів. Перший етап полягає в ітерації томографії в ізотропному та вертикально-поперечному ізотропному (VTI) середовищі для уточнення швидкості. Наступний етап полягає в ітерації томографії в ізотропному та нахилено-поперечному ізотропному (TTI) середовищі для уточнення швидкості в надсоляних відкладах з використанням методу соляної маски. Першочергово розрізи престек-міграції у глибинному домені за методом Кірхгофа було порівняно в процесі контролю якості та перевірки. Модель анізотропного (з нахилено-поперечною ізотропією TTI) середовища дає задовільну сейсмічну прив'язку із сейсмічними горизонтами на обраних свердловинах. Приклади розрізів контролю якості (QC) за профілями, які перетинають свердловини, використані для аналізу, показано на рис. 2.4.2.

Стратиграфічні маркери свердловин 503 та 527 демонструють збіг зі сейсмічним горизонтом P1km на стеках глибинної міграції до підсумування за методом Кірхгофа для VTI-середовища.

Наступний крок алгоритму побудови глибинного зображення складається з моделювання геометрії соляного тіла (покрівлі та підшви) і побудови швидкісної моделі соляного тіла для останньої ітерації томографії для уточнення швидкостей у підсольовій товщі (рис.2.4.3).

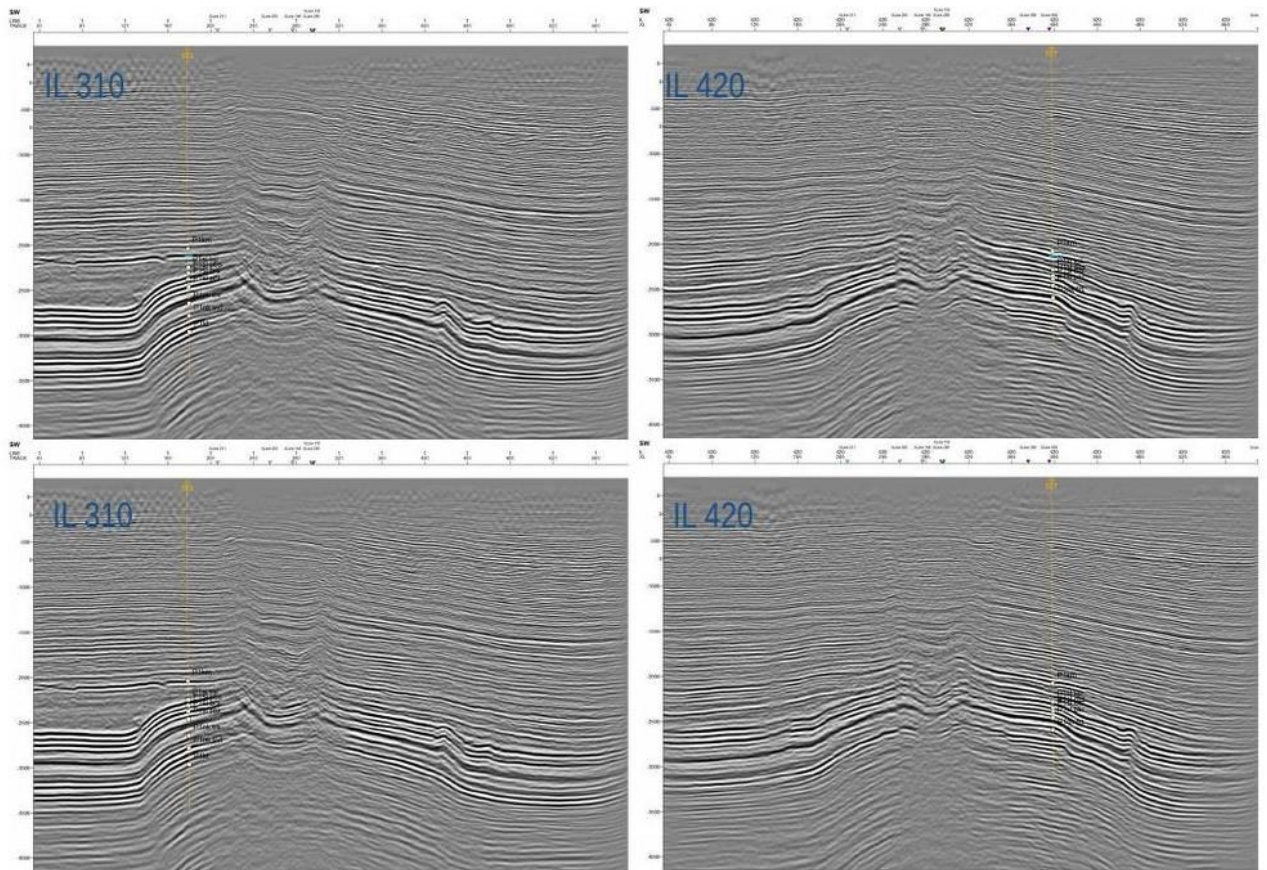


Рисунок 2.4.2 Приклади сейсмічних розрізів. Ізотропна модель (вгорі) та вертикально-поперечно-ізотропна модель (VTI) після калібрування параметрів анізотропії (внизу) для інлайнів 310 (ліворуч) та 420 (праворуч)

Для моделювання соляного тіла використовується метод соляного заповнення, оскільки розріз престоєк-міграції у глибинному домені за методом Кірхгофа із соляним заповненням дає кращу візуалізацію підшови соляної товщі, а тому забезпечує більш достеменну інтерпретацію геометрії соляного тіла. Стратегію моделювання соляного тіла можна розділити на такі етапи:

Інтерпретація покрівлі соляного тіла на KPSDM-розрізі після третьої ітерації томографії у нахилено-поперечному ізотропному (TTI) середовищі.

Заповнення соляного тіла (швидкість 4500 м/с).

Престек-міграція у глибинному домені за методом Кірхгофа у нахилено-поперечному ізотропному (ТТІ) середовищі зі швидкістю заповнення соляного тіла.

1. Інтерпретація соляної підшви та автохтонного соляного тіла.
2. Швидкісна модель соляного тіла (швидкість 4500 м/с).
3. Престек-міграція у глибинному домені за методом Кірхгофа у ТТІ середовищі зі швидкісною моделлю соляного тіла.

Геометрію моделі соляного було перевірено за допомогою престек-міграції у глибинному домені за методом Кірхгофа.

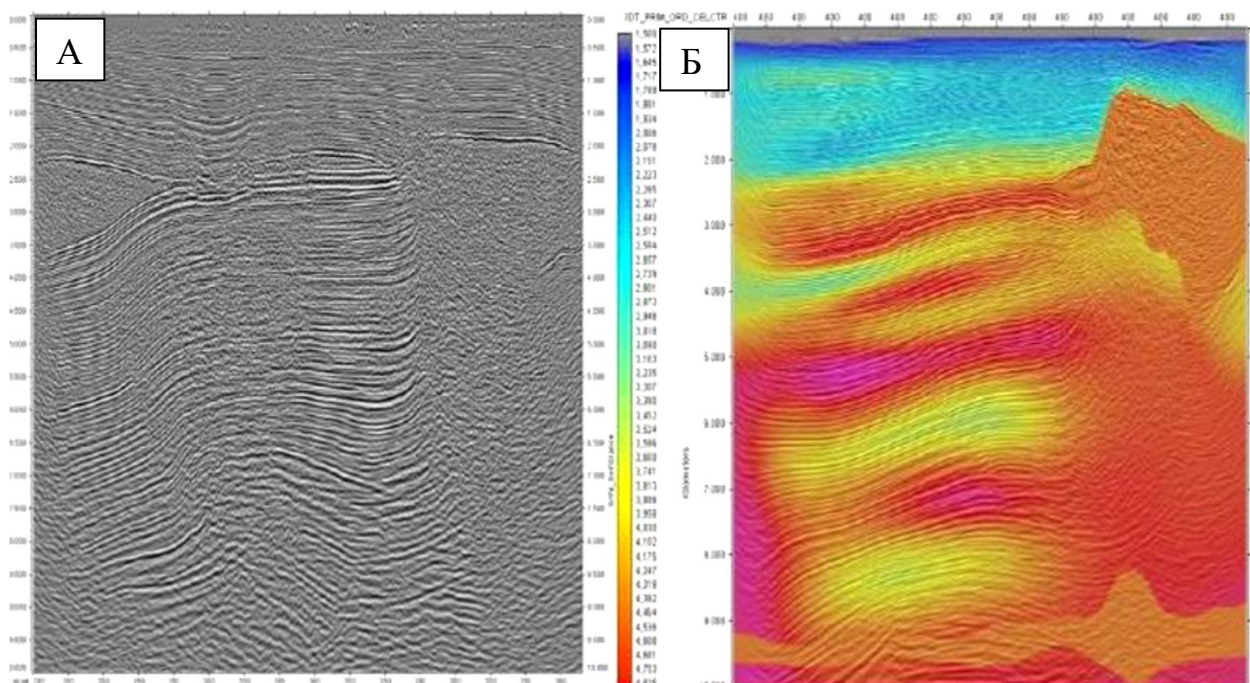


Рисунок 2.4.3 Сейсмічний розріз глибинної міграції до підсумування (А), з накладенням швидкості та моделлю соляного тіла за методом заповнення (salt-flood) (Б) вздовж 500 інлайну

Моделювання формування сольових відкладів за допомогою сольових потоків (salt-flood) для кращої візуалізації підшви соляного тіла та більш надійної інтерпретації алохтонної соляної підшви та автохтонного соляного тіла, за наявності. Заповнення соляного тіла перешкоджає використанню хвиль,

відбитих від внутрішньо-соляних структур, для яких масивні соляні тіла створюють перешкоди (Vain, R. С., 2010).

Остання частина алгоритму полягає в заключній ітерації томографії для уточнення структури під сіллю. У цьому випадку застосовувався метод FCT (fault-constrained tomography томографія, обмежена розломом), результати якого порівнювалися з результатами стандартної томографії (рис.2.4.4).

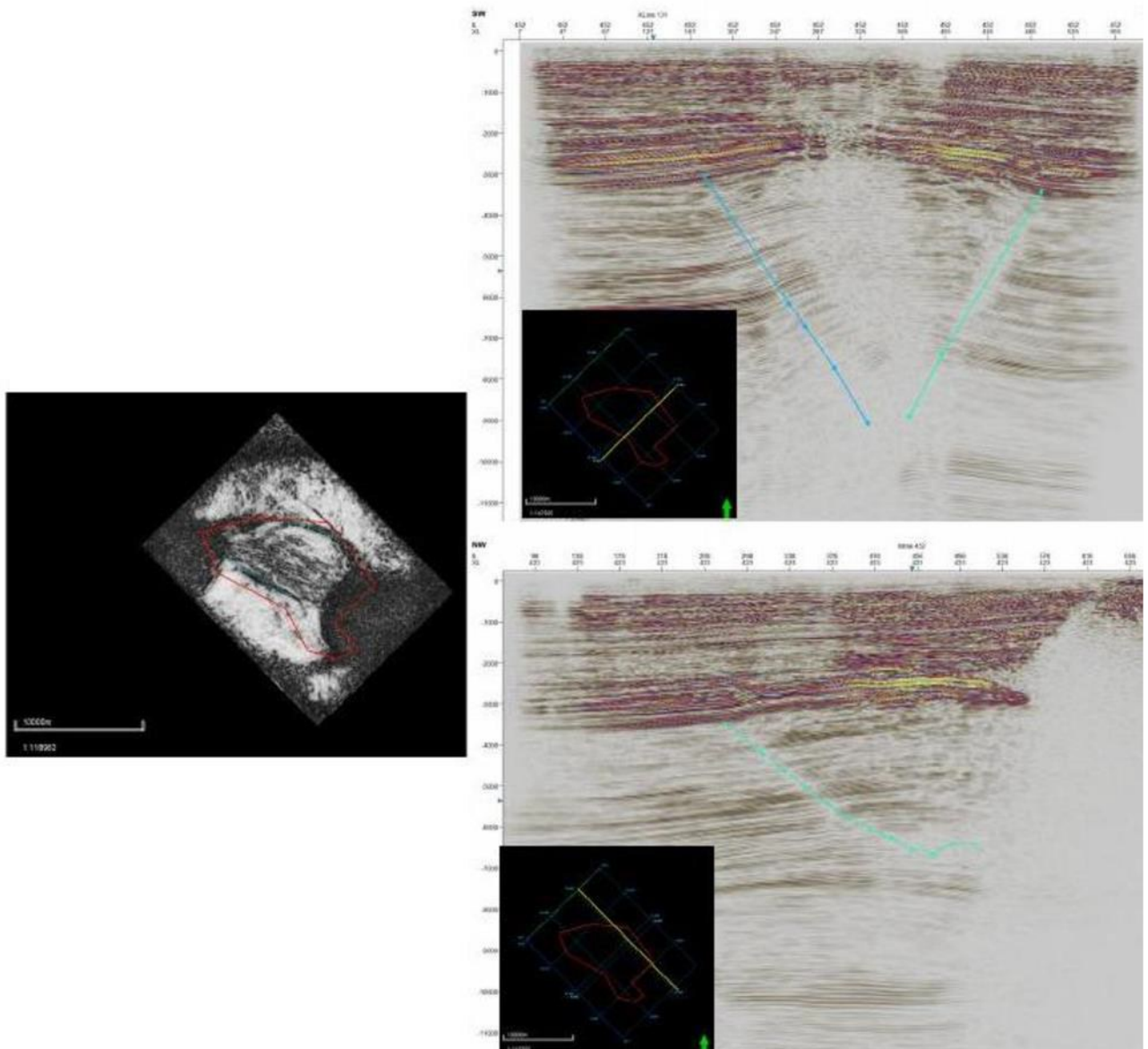


Рисунок 2.4.4 Приклади виявлення розломів на інлайні 452 (вгорі) та крослайні 423 (внизу). Зріз за глибиною (-5000 м) структурного атрибуту амплітудного контрасту з виявленими розломами (пунктирна лінія ліворуч)

В обох тестах томографічні швидкості та їх уточнення (розраховані як відношенням між швидкостями до і після томографії) мали прийнятний збіг з геологічними структурами. Глибинна міграція до підсумування за методом Кірхгофа томографії FCT глобально покращує візуалізацію підсоляних відкладів відносно третьої ітерації томографії. FCT та стандартна томографія не сильно відрізняються одна від одної, зображення розломів не містить явних тіней. Однак, метод FCT успішно змодельював розломи, забезпечуючи кращі глобальні результати побудови глибинного зображення (рис. 2.4.5). Томографія за методом FCT успішно виділяє розриви по виявлених розломах.

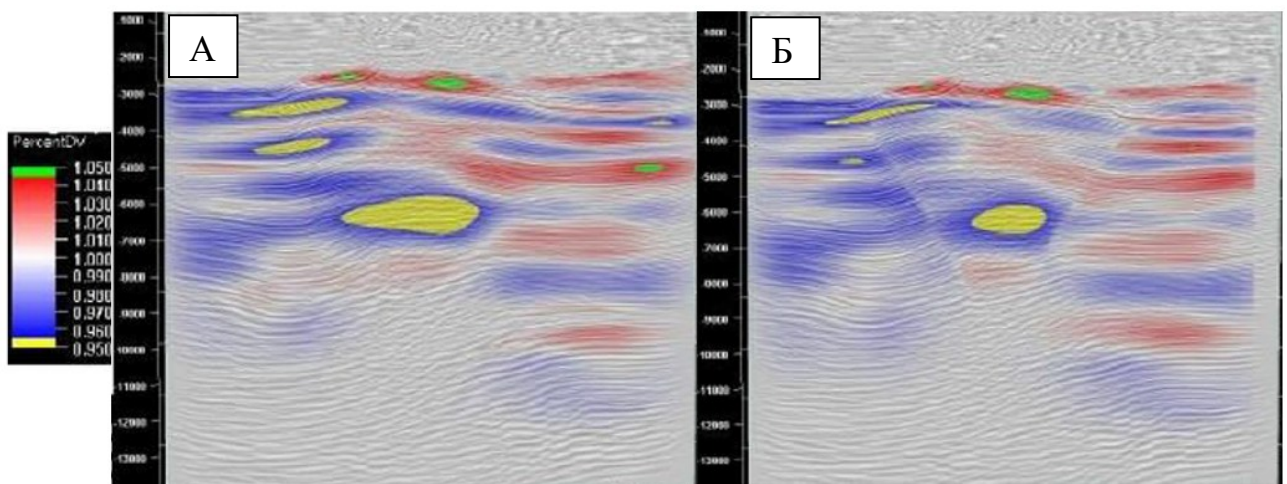


Рисунок 2.4.5 Уточнення швидкості на четвертій ітерації томографії (А) та швидкість за методом FCT (Б) уздовж інлайну 278

Загальний алгоритм для глобального застосування в процесі глибинної міграції з метою поліпшення структурної візуалізації був таким, як зображено на Блок-схемі. 2.4.6.



Блок-схема.2.4.6 Граф обробки у глибинному домені

Кінцеву швидкісну модель престек-міграції у глибинному домені за методом Кірхгофа було використано для повторного перетворення глибинних даних СГТ на часові. Наступним кроком м'ютинг даних було остаточно переглянуто з метою підвищення відношення сигнал-завади підсумованого зображення. Згідно з наведеною нижче параметризацією було застосовано м'ютинг кутів (таб.2.4.2).

Таблиця 2.4.2 Параметризація м'ютингу

Параметр	Значення
Повний кут	0° – 37,5°
Ближній кут	0° – 12,5°
Середній кут	12,5° – 25°
Дальній кут	25° – 37,5°

Сейсмограми ССТ з накладеним м'ютингом кутів наведено на рис. 2.4.7.

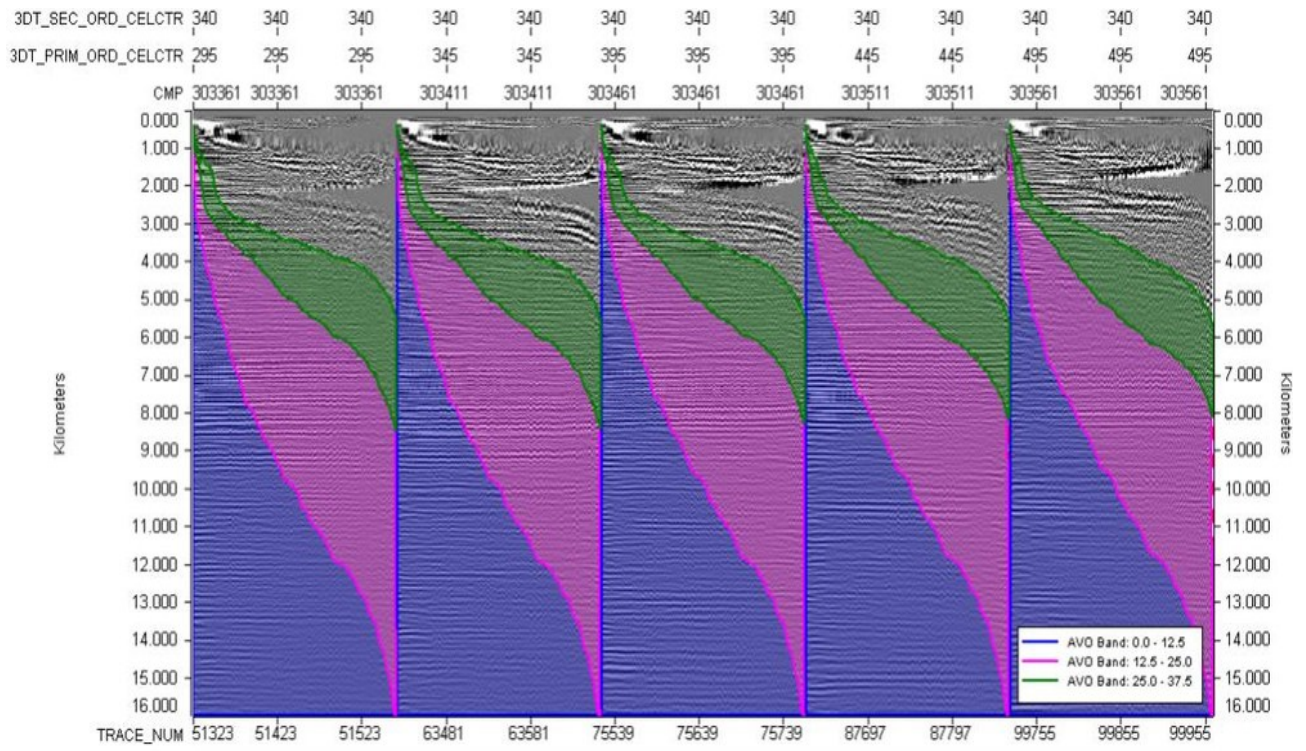
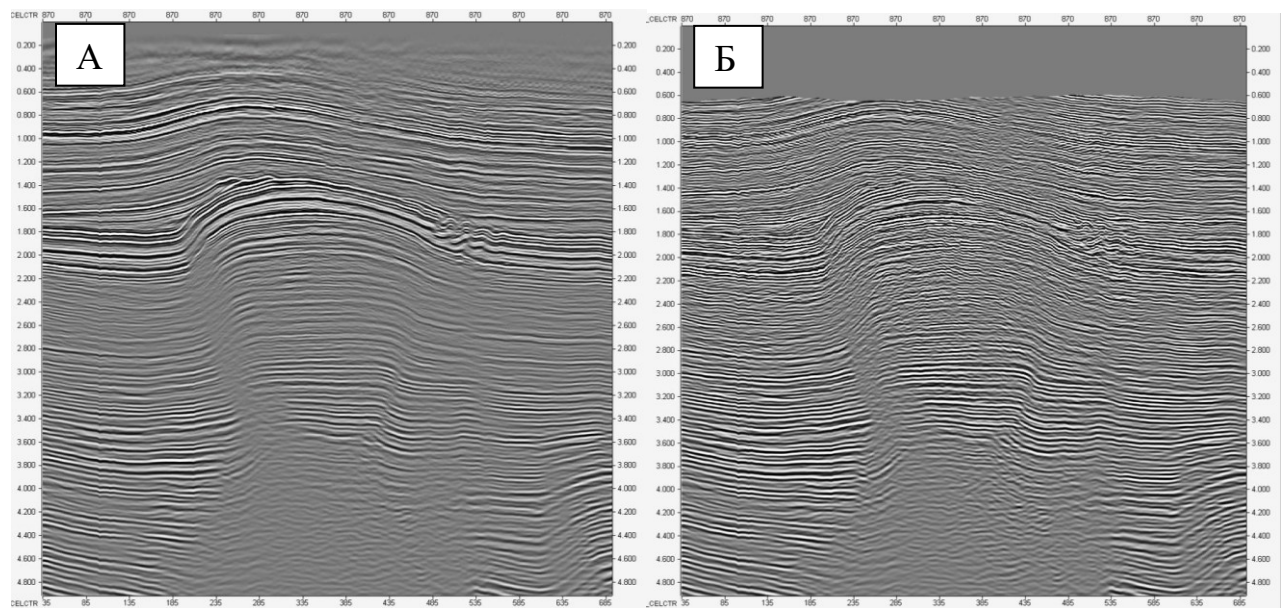


Рис. 2.4.7 Приклад накладення м'ютингу кутів на сейсмограму СГТ

Приклади кутових сум наведено на Рис. 2.4.8.



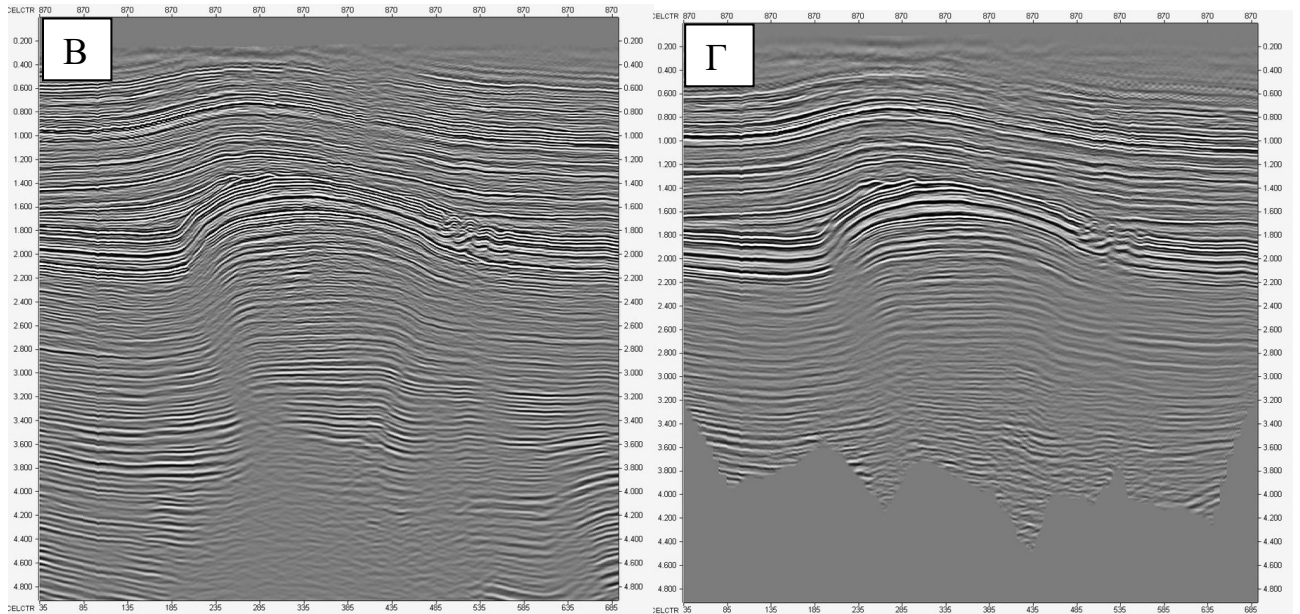


Рисунок 2.4.8 Розріз кутової суми а) повного діапазону, б) по ближнім кутам, в) по середнім кутам, г) по дальнім кутам

Пост-стек обробка

Зрештою до наборів сейсмограм після розширення смуги частот було застосовано три процеси: 3D-вужькосмуговий фільтр, TVF, MPNA.

Для видалення спектральних піків, що виникають уздовж осей k_x - k_y , використовувався смуговий (K-notch) фільтр у просторовому та частотному доменах (f - k_x - k_y). Остання стадія це застосування процесу MPNA.

2.5. RTM міграція

Нарешті, щоб максимізувати точність розрізу і знизити невизначеність, застосовувався алгоритм зворотно-часової міграції (Reverse Time Migration, RTM). На розрізі куба після зворотно-часової міграції можна спостерігати цікаві деталі, особливо на рівні соляної підосви, де структура є складнішою. Вони підтверджують результати пре-стек глибинної міграції за методом Кірхгофа (KPSDM) та локально виділяють деякі особливості сейсмічних даних у кубі (Русаченко Н., Кузьменко П., 2024).

RTM міграція - це надвисокоточна міграція до підсумовування на основі розв'язання повного хвильового рівняння, що використовується для побудови точних зображень всередині та під зонами, що характеризуються як складні у структурному і швидкісному сенсі, такі як насуви, розломи та соляні товщі (Kuzmenko P., Rusachenko N., 2021). Метод зворотно-часової міграції добре зарекомендував себе у задачах створення фінальних зображень і дедалі частіше використовується для уточнення структурних меж при побудові швидкісних моделей. Параметри процедури RTM, які було обрано для площі досліджень наведено у таб. 2.5.1

Таблиця 2.5.1. Параметри процедури RTM.

Параметр	Значення
RTM вихідні результати	Крос-кореляційне зображення
Хвильове рівняння	Анізотропне (TTI)
Максимальна частота	48 Гц
Нормалізація вихідних амплітуд	Гібридне
Тип ослаблення зворотного розсіювання	Гауссове

Метод зворотно-часової міграції призначено для знаходження чисельних розв'язків повного хвильового рівняння. Як такий, він не має обмежень за кутами падіння та може використовуватись для обробки усіх траєкторій складних хвиль, у тому числі каустичних і призматичних хвиль. Він є цілком сумісним з широкоазимутальними та повноазимутальними конфігураціями геометрії.

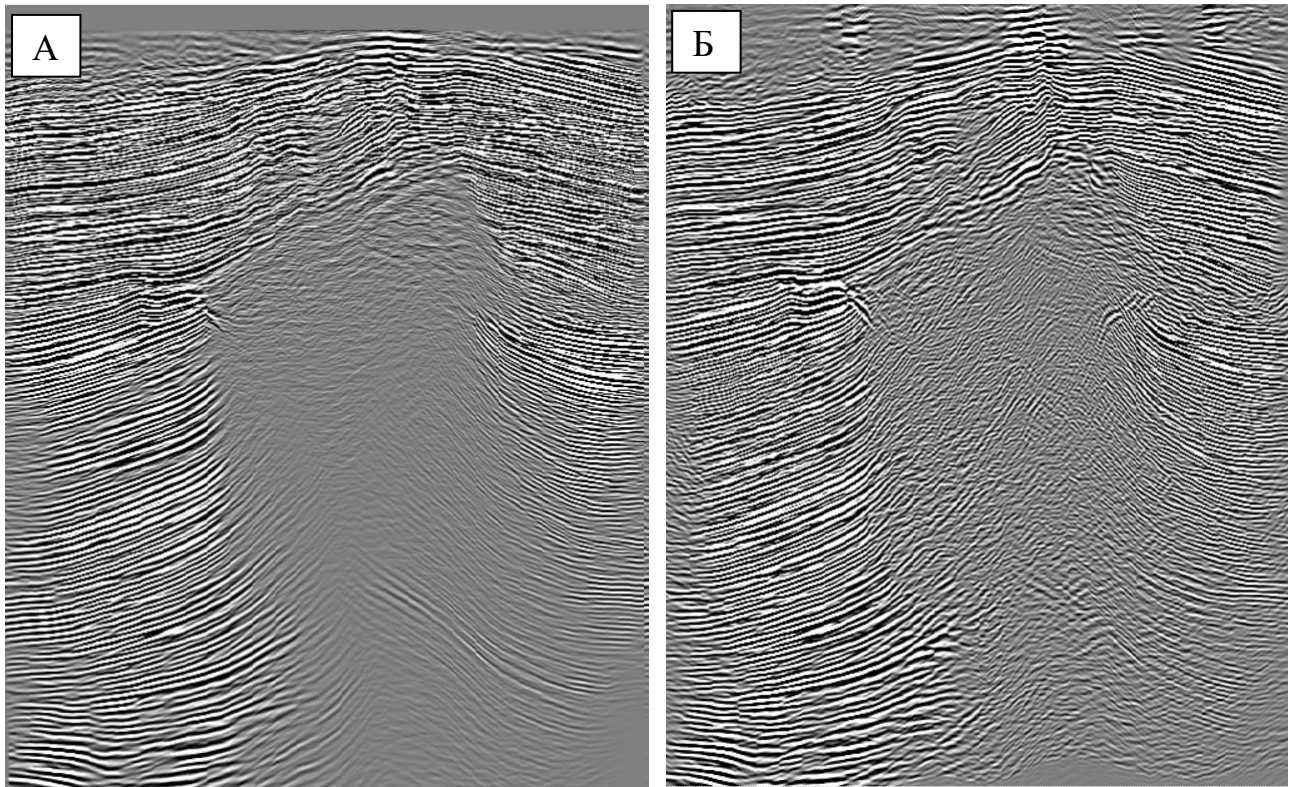


Рис.2.5.1 Сейсмічний розріз після а) PSDM; б) RTM

Результати міграції RTM дають більш реалістичну геологічну структуру досліджуваної території (рис.2.5.1). Горизонти з крутим падінням не вдалося візуалізувати за допомогою глибинної міграції Кірхгофа. Оскільки алгоритм міграції RTM не має обмежень по куту нахилу горизонту, йому вдалося виявити горст і горизонти, підняті тектонічними рухами. Даний алгоритм може обробляти складні поля швидкості, змінні як по латералі, так і по вертикалі. Оконтурені межі розломів і соляне тіло. Отримані результати слід використовувати під час побудови моделей геологічних об'єктів, оскільки це покращує якість сейсмічних даних, що призводить до зниження ризиків під час буріння (рис.2.5.2).

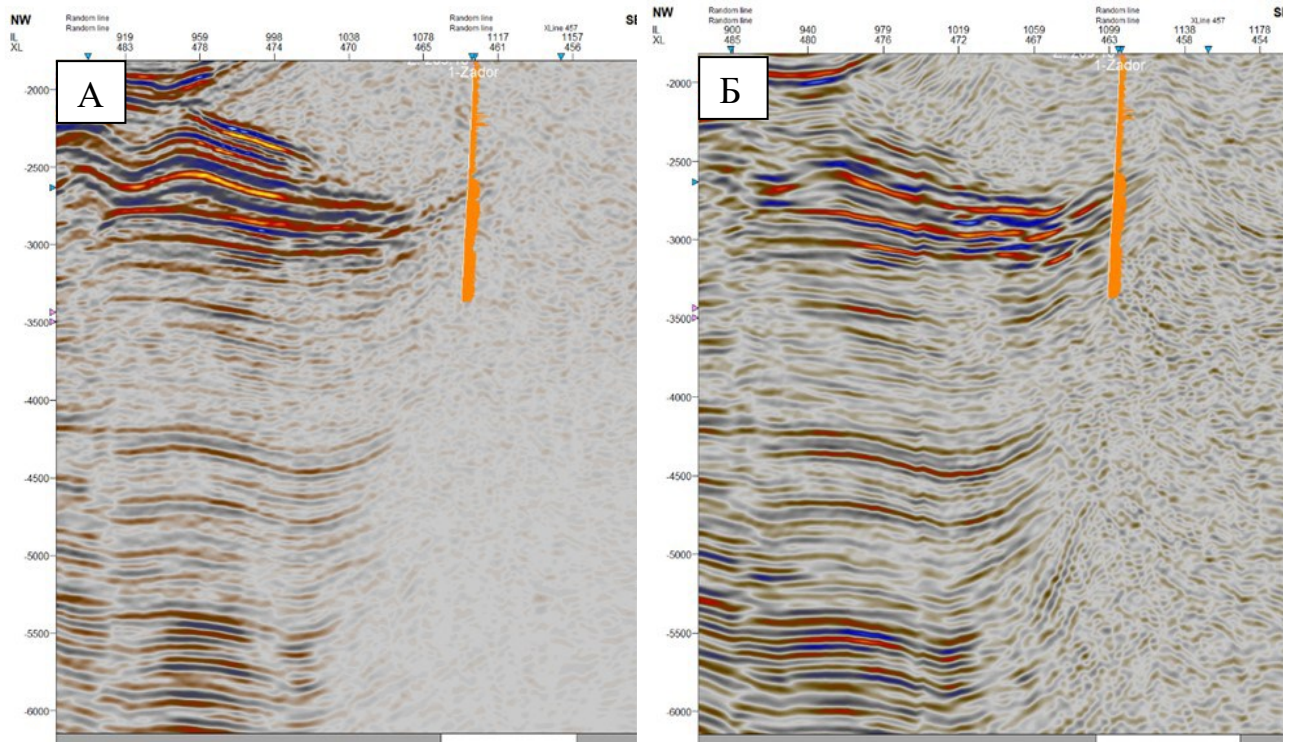


Рис.2.5.2 Результати буріння на сейсмічному розрізі після а) PSDM; б) RTM

Міграція RTM 3D сейсмічних даних показала геологічно змістовні результати та її застосування має потенціал до відкриття, ще невивчених вуглеводневих пасток та дозволить уточнити оконтурення соляних штоків в умовах складної геології Дніпровсько-Донецького басейну.

Незважаючи на використання сучасних алгоритмів обробки, цього виявилось недостатньо для оконтурення соляного штоку в районах, перспективних на поклади вуглеводнів. Тому актуальною є розробка комплексного підходу до моделювання сейсмологічних характеристик та методів аналізу поля сейсмічних хвиль у геологічному розрізі, ускладненому соляно-купольною тектонікою.

Висновки до розділу 2

1. Для відтворення реального геологічного середовища розроблено граф процедур обробки, основним акцентом якого є побудова чіткого зображення геологічного середовища. До авторського графу обробки увійшли пре-стек глибинна міграція та міграція зворотного часу. Для перетворення часового розрізу в глибинний побудована пластова швидкісна модель. Розроблений алгоритм придатний як для вертикальних, так і бічних варіацій швидкості. Даний алгоритм за участі автора за останні п'ять років став вітчизняним стандартом роботи із даними ускладненими соляно-купольною тектонікою.

2. Вперше застосовано метод RTM на наземних 3D WAZ даних на об'єктах Дніпровсько-Донецького басейну. Ці дослідження раніше не були ефективні через погану якість даних з низьким співвідношенням сигнал/завада та нерегулярну просторову вибірку через пропуски в розстановці та відсутність трас.

3. Частотно-обмежений алгоритм RTM виявився ефективним, особливо на рівні сольових та підсольових відкладів для покращення сейсмічного зображення у порівнянні з більш простим алгоритмом міграції Кірхгофа, що підтверджено на об'єктах Машівсько-Шебелинської ділянки.

4. Алгоритм RTM у поєднанні з широко-азимутальною системою спостережень дозволив виділити ніжку штока і надійніше закартувати відбиття від геологічних горизонтів у приштоковій зоні ділянки досліджень у Машівсько-Шебелинській зоні.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 2

1. Yilmaz O. (1987), Seismic data processing, *Society of Exploration Geophysicists*.
2. Ian F. Jones, Davison I., (2014), "Seismic imaging in and around salt bodies: Problems and pitfalls," *SEG Technical Program Expanded Abstracts* : 3684-3688. <https://doi.org/10.1190/segam2014-0047.1>
3. Тиapkina, A. N., Tyapkin, Y. K., & Тиapkina, E. Y. (2017). Combination of improved acquisition system, processing, velocity model and migration for seismic imaging in areas of intense salt tectonics. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 39(2), 3–21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97347>
4. Godfrey B., Pieprzak A., Berg K., Yilmaz Öz (1993) 3-D Salt and Subsalt Imaging Strategy: A Case History from the Gulf of Mexico, *Exploration Geophysics*, 24:3-4,509-511, DOI: 10.1071/EG993509
5. Bain, R. C., 2010, Hidden structure revealed by a Simple 3D Velocity Model — McAllen Ranch Field, Hidalgo County, Texas: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 60, 39-55.
6. Oezsen, R., 2004, Velocity modelling and prestack depth imaging below complex salt structures: a case history from on-shore Germany: *Geophysical prospecting*, **52(6)**, 693-705.
7. Li J., Fan Z., Shuqin W. (2017). Salt Dome Caused Distortion of Seismic Reflection and Approaches to Eliminate Its Effects. 10.2991/iceesd-17.2017.80.
8. Kuzmenko, P., Rusachenko, N. et al. (2021). Some aspects of seismic data reverse time migration for salt tectonics geology of the Dnieper-Donets Basin. *SPE Eastern Europe Subsurface Conference*, November 23–24, 2021, Kyiv, Ukraine. DOI: <https://doi.org/10.2118/208531-MS>
9. Русаченко Н., Кузьменко П., (2024). Високотехнологічні алгоритми візуалізації соляно-купольної тектоніки за сейсмічними даними. Том 2 № 105 (2024): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. DOI: <https://doi.org/10.17721/1728-2713.105.06>

10. Русаченко Н., Вижва С., Кузьменко П., (2025). Аналіз швидкісних аномалій та результати динамічної інтерпретації сейсмічних даних при дослідженні складнопобудованих газових покладів. Том 1 № 108 (2025): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.108.06>

11. Rusachenko N., Vyzhva S. (2023). High-Tech Algorithms for Visualization of Salt-Dome Tectonics at Seismic Data. 17th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment, Nov 2023, Volume 2023, p.1 – 5. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520171>.

РОЗДІЛ 3 ТРАСУВАННЯ СЕЙСМІЧНИХ ПРОМЕНІВ В УСКЛАДЕНИХ СОЛЯНИМ ДІАПРИЗМОМ СЕРЕДОВИЩАХ

Основні здобутки розділу наведено в публікаціях:

Rusachenko N., Pastushenko T., Vyzhva S., (2024). Salt-dome structures modeling in depth domain using ray tracing and seismic attribute analysis. *Том 3 № 106 (2024): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.106.05>

Rusachenko N., Vyzhva S. (2022). Stages of Formation Seismic Ray Tomography as a Method of Studying the Subsurface in Oil and Gas Industry. Modern Modifications. *16th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*, Nov 2022, Volume 2022, p.1 – 5. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022580258>.

Rusachenko N., Bilous Y., Bugriy V., Kuzmenko P. (2024) Salt-dome structures modeling in depth domain using ray tracing, processing algorithms and seismic attribute analysis. *AAPG Europe Region Conference Energy Transition. Is the European approach different?*, 28-29 May, 2024, Krakow, Poland. <https://erc.aapg.org/2024/Technical-Program/Program/Posters>

За останні двадцять років тривимірне трасування сейсмічних променів перетворилося з дослідницького інструменту на більш оперативний інструмент у нафтогазовій промисловості. Змодельовані промені можна використовувати для створення атрибутів променів і синтетичних сейсмограм для реальних 3D-зйомок із великою кількістю пунктів збудження та прийому. Теорія променів належить до методів, які найчастіше використовуються в сейсмології та сейсморозвідці для прямого та оберненого моделювання високочастотних сейсмічних хвиль, а також для вивчення поширення сейсмічних хвиль у геологічному середовищі із змінними пружними параметрами (Virieux J., Farra V., 1991). У разі застосування точкового джерела в початковій точці променя

можуть бути обчислені атрибути: час проходження, амплітуда, геометричне поширення тощо як атрибути функції Гріна. Як правило, кожен промінь повинен бути перевірений на перетин з деякою підмножиною всіх об'єктів у моделі.

3.1 Алгоритм променевого моделювання при вирішенні задач нафтогазової геології в ускладнених середовищах

Основоположником променевого методу для анізотропних середовищ можна вважати В.М. Бабича. Його робота (Babich V.M., 1956), присвячена побудові короткохвильових асимптот дифракційних задач. Варто також відмітити значний його вклад в розв'язування задач, пов'язаних з описом хвильових полів в межах нульового наближення променевого методу. Роботи В.М. Бабича дали поштовх практичному застосуванню теоретичних основ динаміки хвиль в анізотропних пружних середовищах для сейсмологічних досліджень, за рахунок доведення розв'язків задач до чітких алгоритмів і можливістю застосування обчислювальної техніки. Незалежно від В.М. Бабича описали метод променевих рядів для ізотропних середовищ, Карал і Келлер (Karal F., Keller J. 1959). Автори розробили загальний метод розв'язку лінеаризованих рівнянь пружності як для однорідних, так і для неоднорідних середовищ. Цей метод дає рішення, які описують хвилі, що поширюються, які можуть бути імпульсами, швидко мінливими формами хвиль або періодичними хвилями.

Фундаментальні розрахунки та формули теорії трасування променів було представлено у книзі «Seismic Ray Theory», написаної Властиславом Червені (Vlastislav Cervený) у 1977 році. У книзі представлено послідовне трактування методу сейсмічних променів, заснованого на асимптотичному високочастотному розв'язку рівняння еластодинаміки:

$$(c_{ijkl}u_{k,l}),j = \rho\ddot{u}_i \quad (3.1.1),$$

де $c_{ijkl}(x_n)$ – тензор модулів пружності (тензор жорсткості), що задовольняє співвідношенням симетрії $c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{ijlk} = c_{klij}$. При виведенні рівняння

еластодинаміки враховувалося рівняння руху без джерела для плавно змінюваних пружних середовищ: $\tau_{ij,j} = \rho \ddot{u}_i$.

В даному рівнянні $\tau_{ij}(x_n, t)$ і $u_i(x_n, t)$ Декартові компоненти тензора напружень і вектора переміщень відповідно. В анізотропних середовищах тензор напружень τ_{ij} і нескінченно малий тензор деформацій $e_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i})$ пов'язані законом Гука $\tau_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} = c_{ijkl}\partial u_k/\partial x_l$.

На даний момент це найбільш загальний і часто використовуваний підхід до розробки методу сейсмічних променів. Високочастотні сейсмічні об'ємні хвилі, що поширюються в складних тривимірних, латерально змінних, ізотропних або анізотропних, шаруватих і розглядаються блокові конструкції. Формальний променевий розв'язок рівняння еластодинаміки (3.1.1) для вектора переміщення $u(x_n, t)$ шукається у вигляді асимптотичного ряду за оберненими степенями кругової частоти ω ,

$$u(x_n, t) = \exp[-i\omega(t - T(x_n))] \left[U^{(0)}(x_n) + \frac{U^{(1)}(x_n)}{(-i\omega)} + \frac{U^{(2)}(x_n)}{(-i\omega)^2} + \dots \right]. \quad (3.1.2)$$

Тут $T(x_n)$ — дійсний час проходження, $U^{(k)}$, $k = 0, 1, 2, \dots$ — векторні амплітудні коефіцієнти комплексного значення. Поверхні $T(x_i) = \text{const.}$ називаються хвильовими фронтами. В ідеально пружних середовищах функції $T(x_n)$ і $U^{(k)}(x_n)$ не залежать від частоти. Велика перевага променевого методу полягає в тому, що він дозволяє працювати з незалежними від частоти величинами (Cerveny V. et al., 1977).

Значний внесок у розвиток методів променевого трасування, особливо у сфері сейсмозвідки зробив Томас Мозер. Його роботи зосереджені на розробці алгоритмів для обчислення найкоротших шляхів сейсмічних променів, що є основою для сучасних методів трасування. Однією з ключових робіт Мозера є розробка алгоритму для трасування променів у неоднорідних середовищах, в тому числі з соляними структурами. Автор у статті «Найкоротший шлях пробігу сейсмічних променів» (1991) використовує ідею апроксимації траєкторій

променів найкоротшими шляхами та досліджує методи підвищення ефективності пошуку мінімального часу пробігу хвилі та показує, як можна таким же чином обробляти відбиті промені.

Хоча пошук, який ігнорує диференціальні рівняння та навіть закон Снеліуса, здається неефективним на перший погляд, трасування сейсмічних променів може зробити пряме практичне використання підвищення ефективності алгоритмів найкоротшого шляху (Moser T. J., 1991). За останні 30 років ефективність підвищилася на кілька порядків завдяки впровадженню складних структур даних (Gallo and Pallottino, 1986). Метод найкоротшого шляху призначений для знаходження наближення мінімального часу та відстані проходження променя. Тому він особливо підходить для застосування в *traveltime* томографії. Інші типи променів (відбиті, дифраговані) можна обчислити, лише якщо їх можна апроксимувати як найкоротші шляхи пробігу променя.

Надійність методу найкоротшого шляху проявляється при наявності розривів у полі швидкостей. На рисунку 3.1.1 змодельована структура соляного штока з двома однорідними шарами зі швидкостями 1,0 і 4,0 м/с, розділених вигнутою поверхнею розділу. Заломлення можна побачити у верхній частині соляного купола, а дифраговані промені – на флангах.

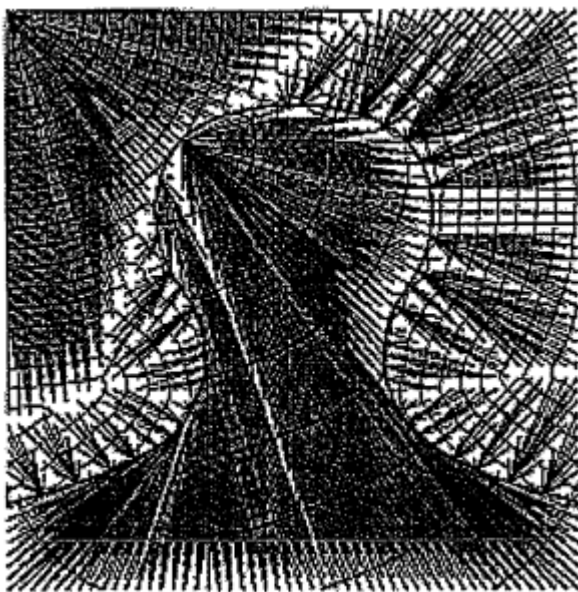


Рисунок 3.1.1 Найкоротші шляхи та ізохрони в комірковій моделі середовища, що складається з двох однорідних шарів зі швидкостями 1,0 (верхній шар) і 4,0 (нижній шар) м/с, розділених вигнутою межею розділу (жирна лінія) і покритих сіткою 50×50 комірок, кожна з яких пов'язана щонайбільше зі 120 сусідніми

Томас Мозер (Moser T. J., 1991) констатує, що коміркова організація мережі може бути не найкращим вибором для представлення конкретної моделі швидкості. Особливо коли швидкість змінюється латерально, методи уточнення сітки можуть бути застосовані для оптимізації розрахунків та доступного простору пам'яті. Наприклад, латеральні зміни швидкості можуть бути невраховані через завеликі комірки моделі, а також деталізація моделі може змінити шлях пробігу хвилі.

Вирішенню питання трасування присвячена стаття вітчизняного вченого Тульчинського (Тульчинський М. Ю. 2009). У ній пропонується алгоритм променевого трасування, заснований на побудові траси променя за швидкісною моделлю розрізу будь-якої складності. Оскільки не ставиться завдання отримати якісне сейсмічне зображення, а лише простежити трасу променя від джерела до приймача, то алгоритм, що розвиває метод, запропонований Тульчинським є доцільним. Алгоритм розроблено та реалізовано у програмі повнохвильового кінцеворізницевого моделювання Tesseract Pro.

Для складних геологічних структур таких як соляно-купольна тектоніка оконтурення соляного штока є першочерговим завданням. Для цього широко застосовується трасування сейсмічних променів: від вибору швидкісної моделі та статичних поправок до сучасних алгоритмів міграції. Останні описані у статті «Target-oriented Gaussian beam migration using a modified ray tracing scheme» Rui Zhang, Jian-Ping Huang, Su-Bin Zhuang, Zhen-Chun Li (2019). Автори публікації висловили теорію що для великих 3D-сейсмічних зйомок орієнтованих на виявлення перспективних ділянок, оконтурення колектора є більш доцільним, ніж звичайна повнооб'ємна міграція, з точки зору ефективності обчислень.

3.2 Теоретичні основи методу

Властислав Червені вивів рівняння, що контролюють промені, час проходження, амплітуди, функції Гріна, синтетичні сейсмограми та рух частинок землі, а також запропонував відповідні чисельні алгоритми. Включено багато нових концепцій, які розширюють можливості та підвищують ефективність методу сейсмічних променів.

«У методі сейсмічних променів матрицю 3×3 $\Gamma_{ik}(x_m, p_n)$ зазвичай називають матрицею Крістоффеля, хоча вона не відповідає строго загальноприйнятому визначенню матриці Крістоффеля, в якій вектор повільності \mathbf{p} замінюється дійсним одиничним вектором \mathbf{n} , орієнтованим у напрямку \mathbf{p} . У цьому розділі аргументи p_i матриці Крістоффеля завжди представляють компоненти вектора повільності. Зауважимо, що (x_m, p_n) є симетричною позитивно визначеною матрицею в недисипативних пружних середовищах, а її елементи є однорідними функціями другого степеня за p_i .

Матриця Крістоффеля $\Gamma_{ik}(x_m, p_n) = a_{ijkl} p_j p_l$ (3.2.1) має три власні значення $G_m(x_k, p_n)$ і три відповідні власні вектори $g^{(m)}(x_k, p_n)$, $m = 1, 2, 3$. Вони відповідають трьом елементарним хвилям, що поширюються в неоднорідних анізотропних середовищах, а саме S1, S2 і P. Оскільки матриця Γ є симетричною та додатною, усі три власні значення G_1, G_2, G_3 є дійсними та додатними. Крім того, вони є однорідними функціями другого ступеня за p_i . Власні значення матриці Крістоффеля, як правило, відрізняються, і їх можна обчислити, розв'язавши відповідне алгебраїчне рівняння третього ступеня. Якщо два з них збігаються, то говорять про вироджений випадок. Власні вектори $g^{(m)}$ вважаються нормованими (одиничними) векторами. Для заданої кількості $g^{(m)}$ представляють три взаємно перпендикулярні одиничні вектори. Зауважте, що власне значення G_m і власний вектор $g^{(m)}$ задовольняють співвідношення $G_m = \Gamma_{ik} g_i^{(m)} g_k^{(m)}$ (без підсумовування по m).

Розглянемо елементарну хвилю з порядковим номером m . Власне значення G_m повинно задовольняти рівняння $G_m(x_i, p_j) = 1$,

$$(3.2.2)$$

і що векторна амплітуда U виражається через одиничний дійсний власний вектор $g(m)$ матриці Крістоффеля (3.2.1) наступним чином:

$$U = Ag^{(m)}. \quad (3.2.3)$$

Тут $A = A(x_i)$ є комплексною незалежною від частоти скалярною амплітудою. Рівняння (3.2.2) є нелінійним диференціальним рівнянням у частинних похідних першого порядку для часу проходження $\tau(x_i)$, яке називається рівнянням ейконала для неоднорідних анізотропних середовищ.

Оскільки G_m є однорідною функцією другого ступеня за p_i , а $p_i = n_i/C$, ми отримуємо $G_m(x_i, p_j) = C^{-2}G_m(x_i, n_j)$. Використовуючи (3.2.2), тоді отримуємо

$$C(x_i, n_j) = [G_m(x_i, n_j)]^{1/2}. \quad (3.2.4)$$

Тут $C(x_i, n_j)$ — фазова швидкість m -ї елементарної хвилі в положенні x і напрямку n . Зауважте, що $G_m(x_i, n_j)$ у (3.2.4) фактично представляє власне значення матриці $a_{ijkl}n_jn_l$.

Диференціальне рівняння в частинних похідних першого порядку для комплекснозначної скалярної амплітуди $A(x_i)$:

$$2\mathbf{U} \cdot \nabla(\sqrt{\varrho}A) + (\sqrt{\varrho}A)\nabla \cdot \mathbf{U} = 0, \quad (3.2.5)$$

де

$$U_i = a_{ijkl}p_l g_k^{(m)} g_j^{(m)} \quad (3.2.6)$$

Вектор U з декартовими компонентами U_i , визначеними (3.2.6), є вектором швидкості променя.

В неоднорідних ізотропних середовищах власні значення матриці Крістоффеля (3.2.1) можна виразити аналітично:

$$\begin{aligned} G_1(x_i, p_j) &= G_2(x_i, p_j) = \beta^2(x_i) p_n p_n, \\ G_3(x_i, p_j) &= \alpha^2(x_i) p_n p_n. \end{aligned} \quad (3.2.7)$$

«Рівняння Ейконала є нелінійним диференціальним рівнянням у частинних похідних першого порядку для часу проходження променя $\tau(x_i)$ і може бути отримано з еластодинамічного рівняння. Його можна виразити у формі Гамільтона.

$$\mathcal{H}(x_i, p_j) = 0, \quad (3.2.8)$$

де \mathcal{H} — функція Гамільтона, x_i — декартові координати, а $p_i = \partial\tau/\partial x_i$ — декартові компоненти вектора повільності p . Ми розглядаємо функції Гамільтона, які є однорідними функціями другого степеня за p_i (з можливою додатковою константою). Наприклад, для елементарних хвиль, що поширюються в неоднорідному ізотропному середовищі, використовуємо функцію Гамільтона:

$$\mathcal{H}(x_i, p_j) = \frac{1}{2}[V^2(x_i)p_k p_k - 1], \quad (3.2.9)$$

впливаючи з (3.2.3) і (3.2.7). Тут $V(x_i)$ є просторово змінною швидкістю P або S хвиль. У неоднорідних анізотропних середовищах ми використовуємо функцію Гамільтона, заданий співвідношенням

$$\mathcal{H}(x_i, p_j) = \frac{1}{2}[G_m(x_i, p_j) - 1], \quad (3.2.10)$$

виходячи з (3.2.3). Тут $G_m(x_i, p_j)$ є вибраним власним значенням матриці Крістоффеля 3×3 (3.2.1). Для хвиль S в неоднорідних анізотропних середовищах ми також використовуємо усереднену функцію Гамільтона (Bakker, 2002)

$$\mathcal{H}(x_i, p_j) = \frac{1}{4}[G_1(x_i, p_j) + G_2(x_i, p_j) - 2] \quad (3.2.11)$$

Рівняння Ейконала можна розв'язати методом характеристик, які характеризують промені. Параметр, що задає точки уздовж характеристики, залежить від обраної функції Гамільтона. Для функцій Гамільтона, які є однорідними функціями по p_i (з можливою додатковою константою), параметр має фізичний зміст часу подорожі τ . Отже, ми розглядаємо відповідно до рівнянь (3.2.9), (3.2.10) і (3.2.11) час проходження τ буде параметром уздовж

променя. Тоді характеристика рівняння ейконала описується шістьма звичайними диференціальними рівняннями в x_i та p_i ,

$$\frac{dx_i}{d\tau} = \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial p_i}, \quad \frac{dp_i}{d\tau} = -\frac{\partial \mathcal{H}}{\partial x_i}. \quad (3.2.12)$$

Для гетерогенних ізотропних середовищ система трасування променів має вигляд, див. (3.9) і (3.12),

$$\frac{dx_i}{d\tau} = V^2 p_i, \quad \frac{dp_i}{d\tau} = -\frac{1}{2} p_k p_k \frac{\partial V^2}{\partial x_i}. \quad (3.2.13)$$

Для неоднорідних анізотропних середовищ система трасування променів може бути виражена наступним чином:

$$\frac{dx_i}{d\tau} = a_{ijkl} p_l g_j^{(m)} g_k^{(m)}, \quad \frac{dp_i}{d\tau} = -\frac{1}{2} \frac{\partial a_{jklm}}{\partial x_i} p_k p_l g_j^{(m)} g_l^{(m)}. \quad (3.2.14)$$

Розв'язуючи систему трасування променів (3.2.12) для заданих початкових умов x_{i0} і p_{i0} , ми отримуємо не тільки траєкторію променя (визначену $x_i(\tau)$), але й вектор повільності $\mathbf{p}(\tau)$ (перпендикулярний хвильовому фронту) у будь-якій точці променя і відповідна фазова швидкість $C = (p_i p_i)^{-1/2}$ (тобто швидкість поширення хвильового фронту в напрямку його нормалі). Ми також отримуємо два інші важливі вектори \mathbf{U} і $\boldsymbol{\eta}$ в будь-якій точці променя. Фізично \mathbf{U} — це вектор швидкості променя, дотичний до променя, величина якого дорівнює швидкості \mathbf{U} поширення хвильового фронту вздовж променя. Цей вектор має напрямок усередненого за часом потоку енергії. У сейсмологічній літературі \mathbf{U} також часто називають вектором групової швидкості. В ізотропних середовищах \mathbf{U} і \mathbf{p} паралельні, але не в анізотропних середовищах. Іншими словами, усереднений за часом потік енергії не перпендикулярний хвильовим фронтам в анізотропних середовищах. І \mathbf{U} , і \mathbf{p} відіграють важливу роль у методі сейсмічних променів, зокрема в динамічному трасуванні променів, і задовольняють добре відоме співвідношення $\mathbf{U} \cdot \mathbf{p} = 1$.

Подібно до ізотропної системи трасування променів (3.2.13), анізотропні системи трасування променів (3.2.14) можна використовувати поза

сингулярностями S-хвилі для будь-якої моди хвилі, якщо промені з різними початковими значеннями перетинаються (багатопрореневість) або проходять через точки каустики.

Більшість отриманих рівнянь у книзі виражені в алгоритмічній формі та можуть бути використані безпосередньо для комп'ютерного програмування. Рівняння та запропоновані чисельні процедури знаходять широке застосування в чисельному моделюванні сейсмічних хвильових полів у складних 3D структурах і в багатьох важливих інверсійних методах (томографія та міграція).

Поширення променя в неоднорідному двовимірному середовищі

Задаймо швидкісну сейсмічну модель глибинного розрізу як решітку $V_P = \{v_p\}$, де v_p швидкість поширення поздовжньої хвилі у вузлах комірок моделі.

Задаймо поле часів розповсюдження фронту поздовжньої хвилі за моделлю V_P від джерела A як решітку $E^A_P = \{e_p\}$, де e_p – час поширення поздовжньої хвилі від джерела A до вузла решітки E^A_P (рис. 3.2.1).

Для розрахунку матриці часів E^A_P використовується рівняння ейканала.

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x,y,z)}, \quad (3.2.15)$$

де v – швидкість поширення хвилі з координатами x, y, z .

Заповнення вузлів комірок моделі E^A_P джерела коливань A (рис. 3.2.2 б) виконується послідовно зверху вниз. Для кожної комірки моделі, поточного рівня j , починаючи від джерела A , визначається мінімальний час приходу хвилі найближчих вузлів попереднього рівня $j-1$

$$e_{ij} = \min (\{e_{kj-1} + \tilde{t}_{kj} \mid k = i-1, i, i+1\}); \quad (3.2.16)$$

де

$$\tilde{t}_{kj} = \frac{|\vec{r}(e_{ij}, e_{kj-1})|}{2} \left(\frac{1}{v_{ij}} + \frac{1}{v_{kj-1}} \right), \quad (3.2.17)$$

$|\bar{r}(e_{ij}, e_{kj-1})|$ – відстань між вузлами e_{ij} та e_{kj-1} .

В однорідному середовищі поширення з (3.2.16) і (3.2.17) слідує, що грати комірки моделі E^A_P приймають форму параболоїда з екстремумом в точці А.

Позначимо точку з координатами x, y на двовимірній моделі сейсмічного розрізу як p_{xz} . Нехай $G = \{p_{xz}\}$ – координати точок межа розділу середовищ із різними характеристиками поширення сигналу (у разі нас цікавить швидкість поширення поздовжньої хвилі v_p). А e_{xz} – час поширення хвилі джерела А до точки p_{xz} .

Тоді $e_{xz} = P(E, p_{xz})$, де P – функція лінійної інтерполяції значень решітки E координатну площину моделі сейсмічного розрізу у точці p_{xz} . Відповідно до принципу Ферма, точка C (належить горизонту G) відбиття променя, що проходить від джерела А до приймача В, є точкою мінімального сумарного часу в комірках моделі E^A_P і E^B_P на відбиваючій границі G (рис. 3.2.1).

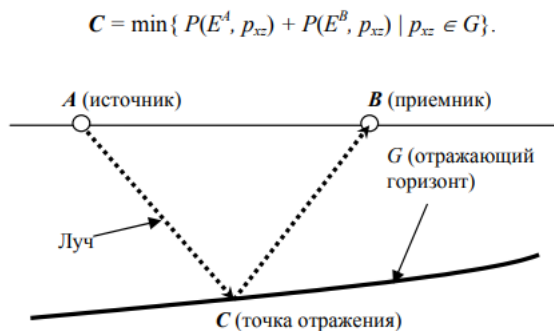


Рисунок. 3.2.1 Схема відображення хвилі від границі поділу середовищ

Для знаходження траєкторії променя від джерела А до точки відображення С і потім до приймача на сейсмічній моделі V_P , необхідно знайти методом градієнтного спуску по комірках моделі E^A_P і E^B_P множини точок P^A і P^B , відповідно, проходження променів АС і ВС.

Класичний алгоритм градієнтного спуску описується рівнянням:

$$\lambda^n \nabla F : e_{XZ}^n \mapsto e_{XZ}^{n-1}, \tag{3.2.18}$$

де ∇F – зворотній градієнт, λ – крок градієнтного спуску.

У найпростішому випадку, при «спуску» променя по вузлах решітки E_P , функція зворотного градієнта (4) набуває вигляду

$$\nabla F(e_{ij}) = \min(E'), E' = \{e_{kl} | k = i-1 \dots i+1 \wedge l = j-1 \dots j+1 \wedge e_{kl} \neq e_{ij}\}, \quad (3.2.19)$$

де λ приймає дискретні значення, відповідні відстані між сусідніми вузлами решітки E_P .

Для компенсації різних відстаней $|\vec{r}(e_{ij}, e_{kl})|$ від вузла e_{ij} до найближчих вузлів решітки e_{kl} (рис. 3.2.2, а) і для обліку різної швидкості V на вузлах решітки E' доцільно вести поправку (3.2.17) за швидкість поширення хвилі в середовищі.

Функція градієнта з урахуванням поправки набуває вигляду

$$\nabla F(e_{ij}) = \min(E'),$$

$$E' = \{e_{kl} + \tilde{\tau}_{kl} = \frac{|\vec{r}(e_{ij}, e_{kl})|}{2} \left(\frac{1}{v_{ij}} + \frac{1}{v_{kl}} \right) | k = i-1 \dots i+1 \wedge l = j-1 \dots j+1 \wedge e_{kl} \neq e_{ij}\}. \quad (3.2.20)$$

Як видно із рис. 3.2.2 а, що ілюструє градієнтний спуск за формулами (3.2.19)-(3.2.20), обмеження у напрямку променя (тільки по вузлах решітки), не відповідає реальній трасі променя.

Тому було запропоновано не прив'язувати трасу променя до вузлів решітки і тоді безліч ймовірних напрямків променя E' набуває вигляду (рис. 3.2.2, б).

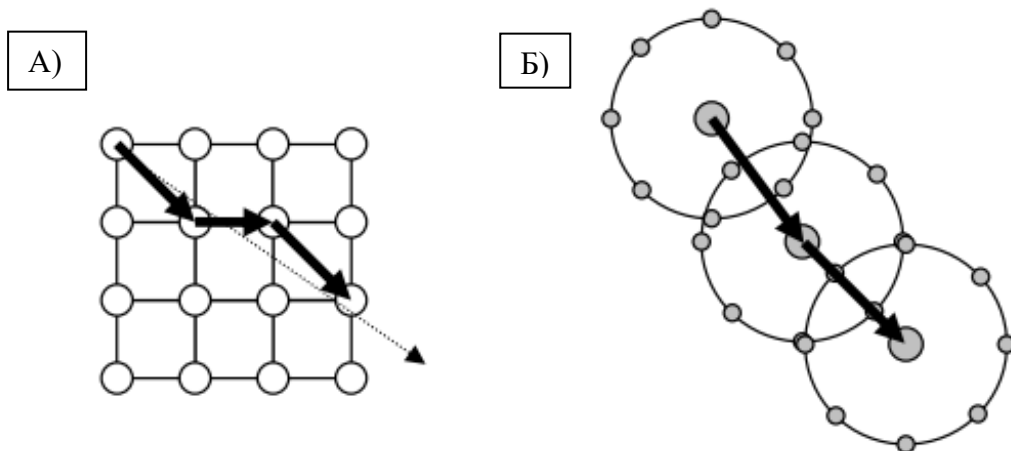


Рисунок 3.2.2 Моделі розповсюдження променя (а) по вузлах решітки; з інтерполяцією, незалежно від розташування вузлів решітки (б)

$$E'' = \left\{ \begin{array}{l} e_i = P(E, p_{\Pi\Gamma}) + \frac{\lambda}{2} \left(\frac{1}{P(V, p_{\Pi\Gamma})} + \frac{1}{P(V, p^n)} \right) \\ \Pi = x^n + \lambda \cos \theta \wedge \Gamma = x^n + \lambda \sin \theta \wedge \theta = \alpha, 2\alpha, \dots, 2\pi \end{array} \right\}, \quad (3.2.21)$$

де Π і Γ координати на E_p всіх точок множини E'' , θ – кут можливого повороту променя, λ – радіус пошуку та крок градієнтного спуску.

Тепер (3.2.18) з урахуванням (3.2.21) залежить від 2-х додаткових параметрів

$$\nabla F(e_{xz}, \lambda, \alpha, E, V) = \min(E''). \quad (3.2.22)$$

Оскільки для побудови траєкторії променя R має бути постійною, то алгоритм може розходитись. Східність алгоритму (3.2.21), (3.2.22) забезпечується заздалегідь відомою точкою глобального мінімуму решітки E_p . Ітераційне виконання градієнтного спуску (3.2.18) припиняється при $|\vec{r}(e_{ij}, A)| \leq 2\lambda$, коли відстань до джерела (приймача) стає порядку кроку. Променеве трасування з використанням ейканалу реалізовано у програмі моделювання синтетичних сейсмограм Meza Professional. Дане програмне забезпечення буде використовуватися при виконанні практичної частини дисертаційної роботи.

3.3. Алгоритм виконання процедури трасування променів

При плануванні сейсмозв'язки та аналізі трасування променів основною метою часто є моделювання сейсмічної реакції даного цільового відбиваючого горизонту в глибинному домені. Зокрема, коли геологія розкривних порід є складною, наприклад, із соляними структурами між денною поверхнею та зоною колектора, особливо цікаво спробувати змодельовати відбиття та заломлення сейсмічних променів від цільового горизонту для заданих геометрій дослідження.

Робочий процес починається з створення проекту фактичного виконання робіт в програмі MESA. Інформація про розташування джерел збудження сейсмічних коливань взято з файлу SPS, який містить детальну інформацію про

ПЗ (пункт збудження), включаючи номери ліній, пікети, вихідний код (наприклад, E1 для вибухових точок та V1 для віброрейсейсмічних пристроїв), глибину свердловини при вибуховому джерелі збудження сейсмічних хвиль, час висхідної свердловини, координати (x, y), висотні значення поверхні ПЗ, номер файлу запису пострілу (FFID). Дані про сеймоприймачі було імпортовано з файлу RPS. RPS включає номери ліній приймача, номери пікетів або станцій, код датчика (наприклад, G1 для геофону), статистику приймача, координати розташування приймача та висотні значення приймача.

Також для створення геометрії проекту було використано файл XPS. XPS (Cross Point Sequence): цей файл містить детальну інформацію про взаємозв'язок між джерелом та відповідними активними приймачами для кожного ПЗ в геометрії збору даних. Він описує взаємозв'язок кожного ПЗ з відповідним шаблоном приймача в геометрії. Файл XPS містить інформацію про лінії розташування ПЗ та ПП (пункт реєстрації сигналу), номери файлів (FFID), пікети пострілів, активний шаблон станцій приймача (від початкового пікету до кінцевого пікету). Після зчитування інформації з файлів SPS, RPS, XPS проект виглядав як показано на рис 3.3.1.

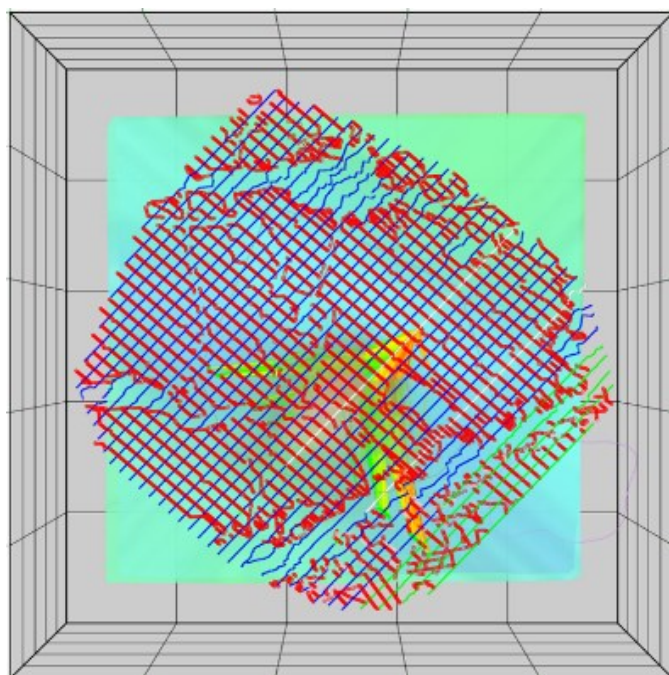


Рисунок 3.3.1 Схема розташування пунктів збудження (червоним) та реєстрації (синім) сейсмічного сигналу.

Наступним ключовим кроком є створення структурної моделі та впровадження швидкісної моделі. Побудова структурної моделі виконувалась автором у ПЗ Petrel. Для цього було виконано інтерпретацію чотирьох ключових горизонтів та перша ітерація оконтурення діапіру, яка виконувалась з метою відображення максимально можливого розміру сольового тіла (рис.3.3.2). Після цього було виконано імпорт структурної моделі в ПЗ Meza для подальшого променевого трасування (рис.3.3.3).

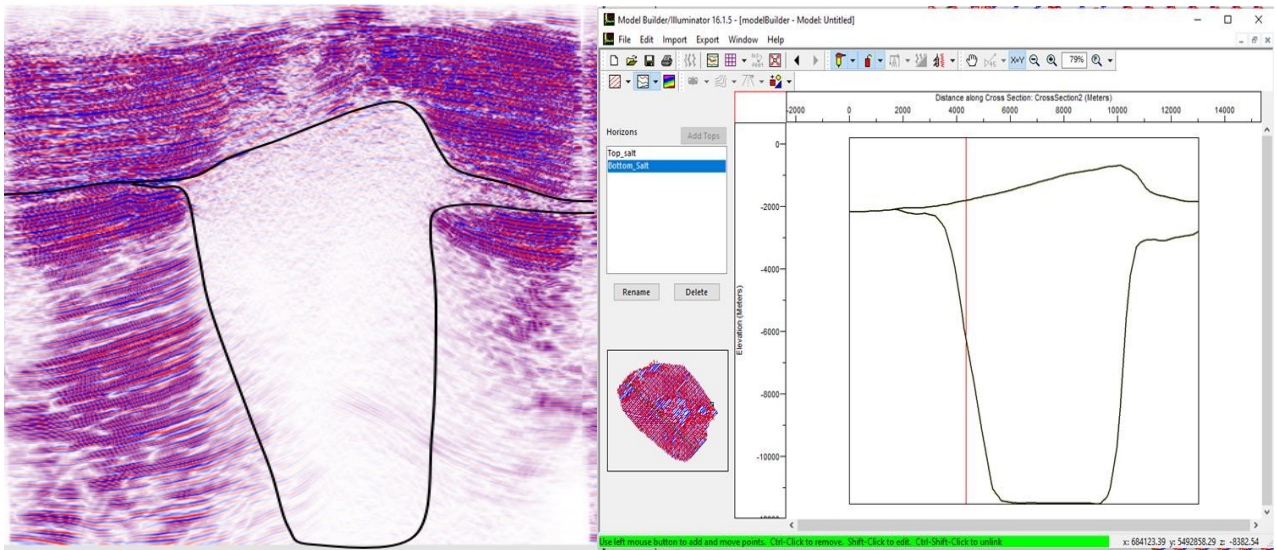


Рисунок 3.3.2 Перша ітерація оконтурення сольового діапіру

Було створено геологічну модель для моделювання впливу соляних куполів на передсольове відбиття та для дослідження впливу товщини соляного купола на передсольове сейсмічне відбиття. Швидкісну модель було створено використовуючи значення інтервальних швидкостей, отриманих після обробки.

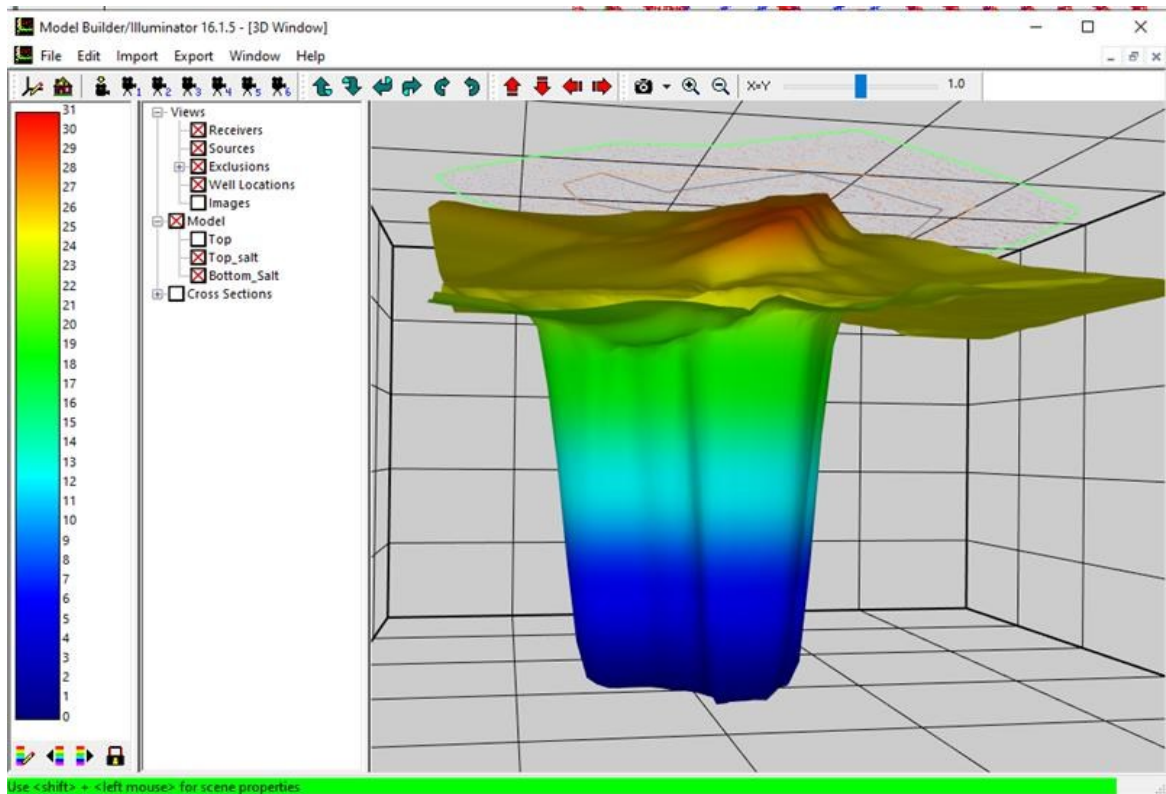


Рисунок 3.3.3 Структурна модель середовища з соляним діпаіром

Метою трасування променів є отримання моделі поширення, відбиття, заломлення сейсмічних променів у геологічному середовищі, яка моделюється відповідно до наявних сейсмічних даних. Для кожної точки збудження сейсмічних хвиль було виконано трасування променів. Масив отриманих автором даних частково показано на рис.3.3.4.

Source	Status	Channels	Rays For Source	Ray Total	Time
5002253	Complete	3,221	2,791	53,574,627	00:00:03
5002254	Complete	3,221	2,782	53,577,409	00:00:03
5002255	Complete	3,221	2,802	53,580,211	00:00:03
5002256	Complete	3,221	2,816	53,583,027	00:00:02
5002257	Complete	3,221	2,806	53,585,833	00:00:02
5002258	Complete	3,221	2,804	53,588,637	00:00:02
5002259	Complete	3,221	2,783	53,591,420	00:00:03
5002260	Complete	3,087	2,751	53,594,171	00:00:03
5012217	Complete	3,453	2,881	53,597,052	00:00:03
5012242	Complete	3,325	2,796	53,599,848	00:00:02
5012243	Complete	3,325	2,786	53,602,634	00:00:02
5022218	Complete	3,427	2,820	53,605,454	00:00:02
5022239	Complete	3,369	2,772	53,608,226	00:00:03
5022240	Complete	3,299	2,765	53,610,991	00:00:03
5022241	Complete	3,299	2,749	53,613,740	00:00:02
5032238	Complete	3,343	2,751	53,616,491	00:00:02

Рисунок 3.3.4 Масив даних, отриманих у результаті променевого трасування

В даному випадку, промені є апроксимацією сейсмічних хвиль, що дає можливість поточно проаналізувати відбиття, заломлення та дифракцію сейсмічного сигналу в змодельованому геологічному середовищі. Повна модель геологічного середовища, яка використовується для трасування променів, складається з сейсмічних горизонтів, розломів і інтервальних швидкостей. Наступним кроком був аналіз цільового горизонту під соляними крилами, які було обрано як горизонт відбиття. Комбінація шляхів променів як мінімальна відстань від джерела і приймача до відбиваючого горизонту дозволяє моделювати шлях відбитої, заломленої та дифрагрованої хвиль, що показано автором на рис.3.3.5. Під час аналізу отриманих результатів було використано ітеративний процес аналізу променів довкола соляного тіла, а також тих що заломлювалися всередині діяпіру. Аналіз виконувався окремо на кожному відбиваючому горизонті, починаючи від верхнього і закінчуючи найглибшим.

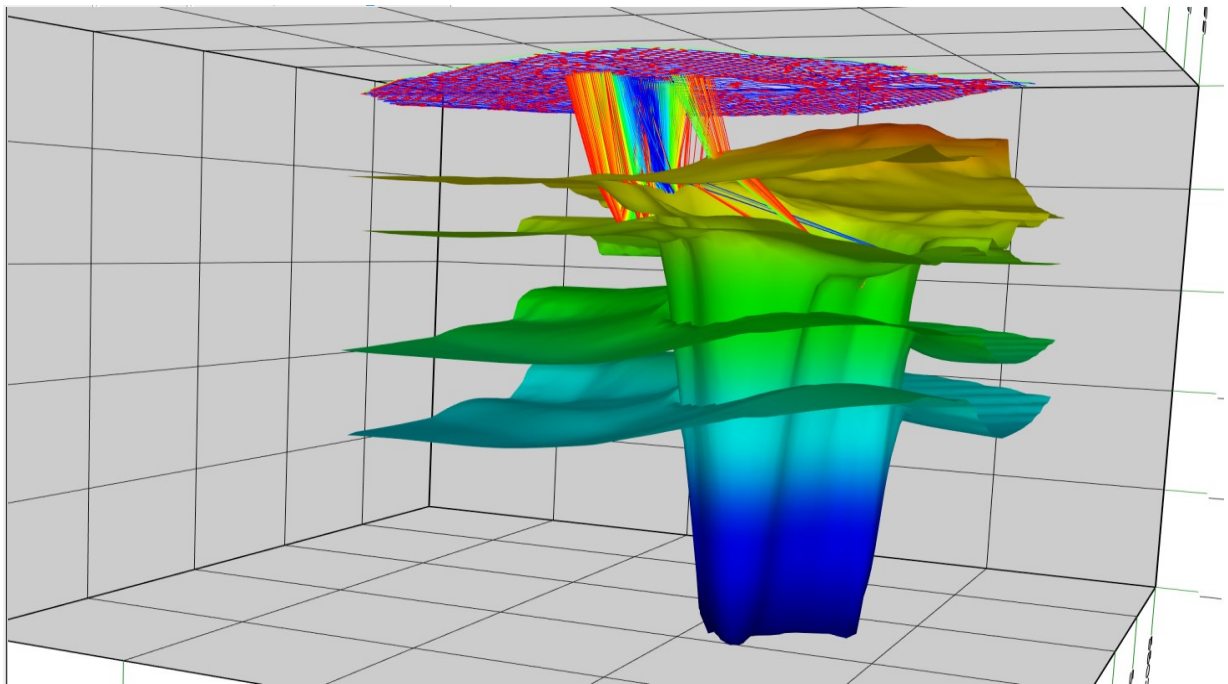


Рисунок 3.3.5. Моделювання трасування променів від цільового горизонту нижче соляних крил.

Основна увага полягала в тому, щоб відобразити вплив швидкості проходження хвилі в соляному куполі на передсольове сейсмічне відбиття та

вплив низькошвидкісних прошарків у соляному куполі на підсольове сейсмічне відбиття. В результаті отримано карту кратності відбиттів на підсольовому горизонті, максимум якої довікола соляного тіла (Рис.3.3.6.)

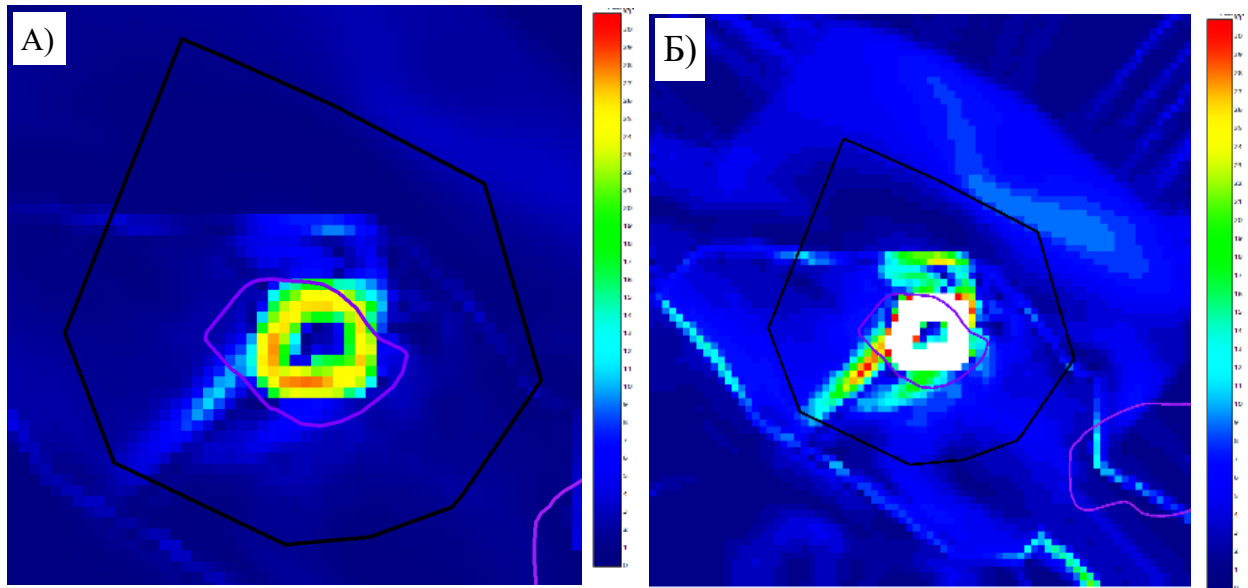


Рисунок 3.3.6 Карта кратності відбиттів на підсольовому горизонті: а)на першій ітерації геометрії соляного тіла; б)на останній ітерації, білим – «тіньова зона»

Соляний купол спричинив спотворення сейсмічного відбиття під ним через велику різницю швидкості проходження хвилі між соляною породою та навколишніми породами, що призводить до виникнення фальшивих структур і фальшивих розломів у сейсмічній інтерпретації. Даний результат показує що обрана геометрія сольового тіла не є геологічно змістовною та не підтверджується даними отриманими в результаті обробки. Сейсмічний сигнал за таких умов повинен мати максимальну амплітуду довікола діапіру, що не спостерігається на фінальних результатах PSDM та RTM. Відповідно, потрібно переглянути структурну модель родовища.

Під час аналізу літературних джерел було виявлено що складна геометрія сольового тіла може зумовити наявність «тіньової зони» (зона з низьким сейсмічним сигналом) під ним (рис.3.3.7). При наявності декількох шляхів поширення сейсмічної енергії в пластах необхідно вибрати варіант, найбільш придатний для зображення меж цілі. Як правило, вибираються траєкторії, які

мають мінімальний час розповсюдження або максимальну розрахункову енергію (Leggott et al., 2004).

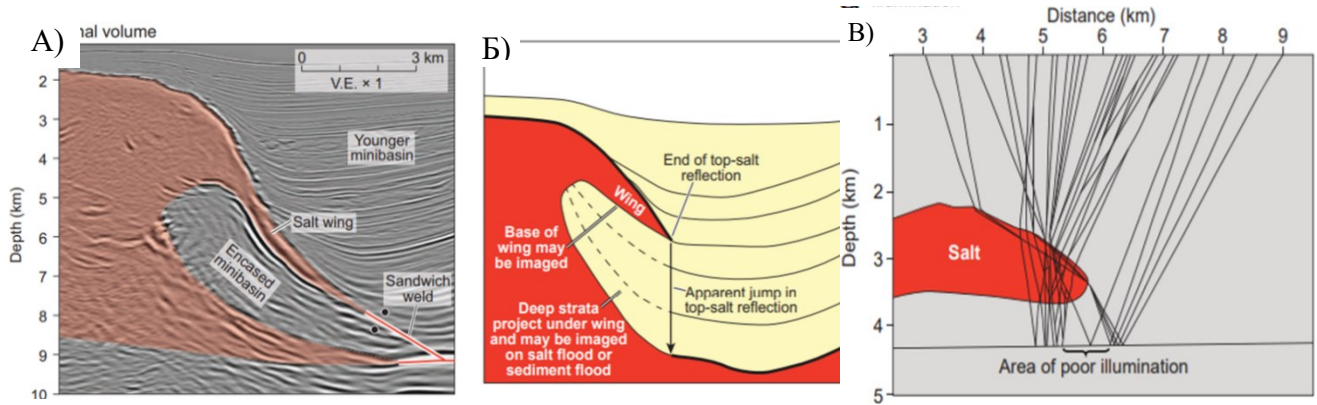


Рисунок 3.3.7 Моделі соляних тіл: а) закриті горизонти перекриваються тонким соляним крилом, б) критерії розпізнавання обертового соляного крила, с) зона поганого освітлення під соляним крилом (Jackson MPA, Hudec MR., 2017)

Складна структурно-тектонічна модель району досліджень призводить до створення погано освітлених сейсмічними хвилями зон. Крім того, для підсольових відображень хвильове поле може відбиватися назад у сіль. Тому тільки невелика кількість енергії може досягти поверхні, навіть якщо сейсмічні хвилі досягли підсольових горизонтів (Cao and Brewer, 2013).

В ітеративному форматі було обрано геометрію сольового тіла, за якої наявність «тіньової зони» співпадало із сейсмічним зображенням. Кожна із протестованих конфігурацій соляного тіла схематично відображена на рисунку 3.3.8 а). Модель соляного тіла, яка забезпечила наявність «тіньової зони» (Рис.3.6, а)) на підсольовому горизонті зображена на рисунку 3.3.8 б).

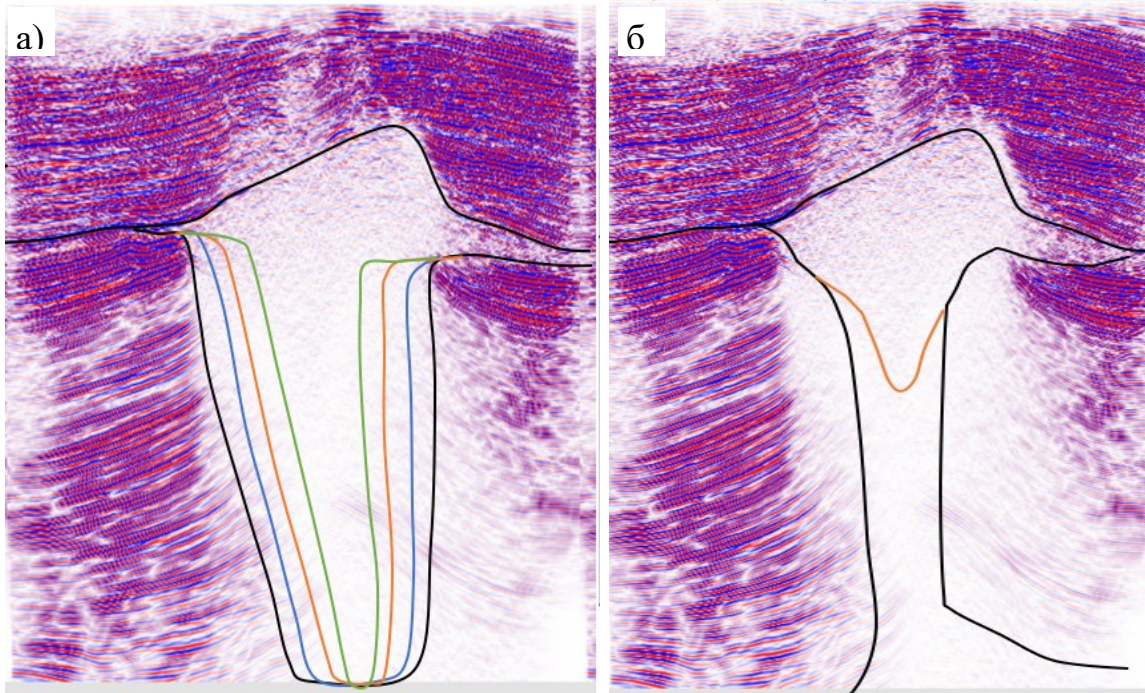
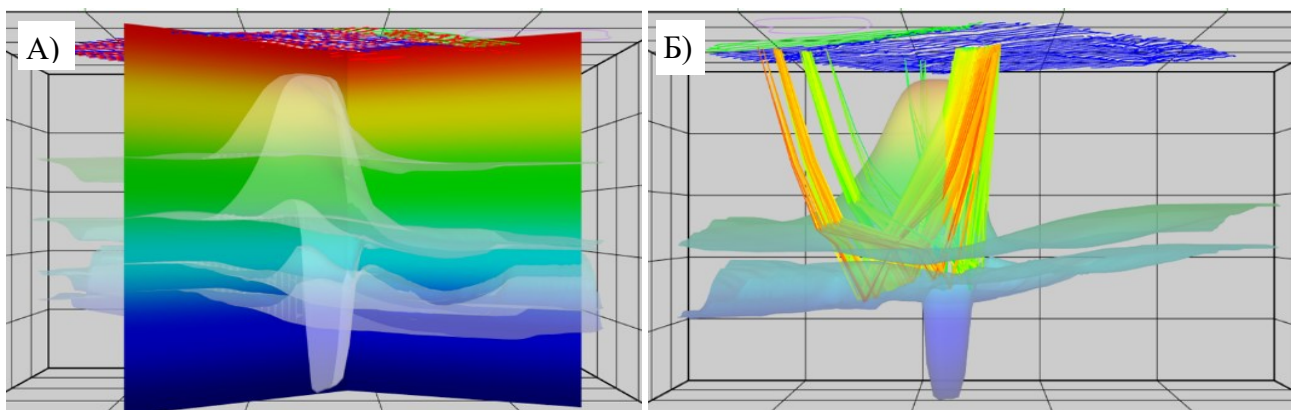


Рисунок 3.3.8 Проектна геометрія сольового тіла: а) ітерації, які показали погану збіжність із проектною кратністю; б) контур діапіру при якому наявна «тіньова зона»

Оскільки етап променевого трасування повторювався для кожної моделі діапіру, то підбір найбільш оптимальної геометрії сольового тіла є процесом тривалим та отриманий результат потребує уточнення. Для цього було використано поділ сольового тіла на верхню та нижню частини з метою досягнення мінімально можливого розміру (рис.3.3.8). На фінальній ітерації трасування променів було використано описану вище мінімальну модель. Крім того, для ілюстрації зони поганої освітленості кратність розраховувалася за координатами точок перетину траєкторій променів.



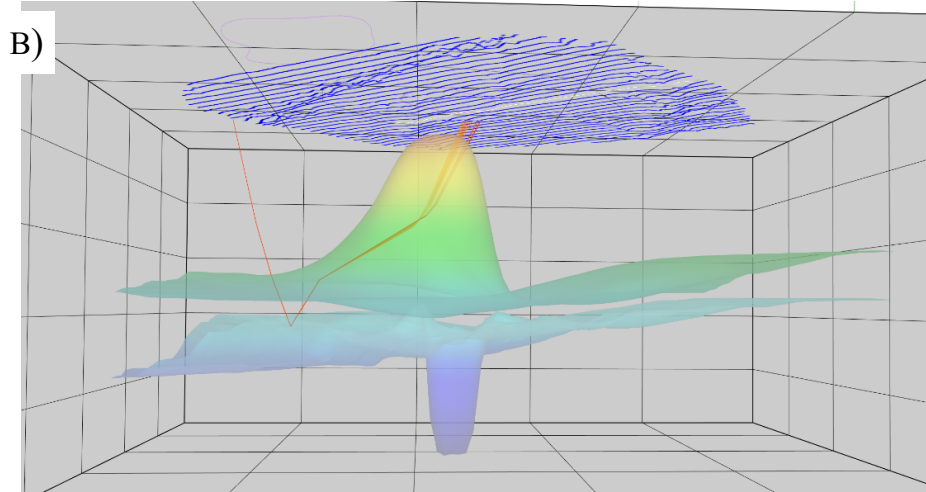


Рисунок 3.3.9 Результати огляду освітленості від серії рівномірно розташованих джерел: а) швидкісна модель з ключовими горизонтами; б) моделювання трасування променів від цільового горизонту нижче соляних крил; в) приклад заломлення хвилі у сольовому тілі

На рисунку 3.3.9 показано результати огляду освітленості від серії рівномірно розташованих джерел на поверхні, зйомки на серію рівномірно розташованих приймачів, розподілених по сітці 50×50 м (рис. 3.3.9, а). Навіть із високою роздільною здатністю, геометрія соляного тіла (рис. 3.3.9, в) призводить до появи погано освітленої області в цільовому місці. Зображення, отримані в результаті трасування променів, будуть перевантажені артефактами міграції в цільовій області, тому результати трасування променів допомагають інтерпретатору з відображенням соляного діапіру.

На жаль, структура під соляним тілом майже невидима навіть із мінімальною геометрією, що, ймовірно, є результатом недостатньої щільності променів під сіллю. Тим не менш, головною перевагою трасування променів є реалістичне відображення контактів, заломлень і тіней.

Висновки до розділу 3

1. Променеве моделювання є додатковим ефективним інструментом для аналізу родовищ, ускладнених соляним діапіризмом.
2. Моделювання геологічного середовища та подальше трасування променів дало змогу уточнити контури соляного штоку, які погано візуалізуються на результатах обробки сейсмозвідувальних досліджень.
3. Перше припущення автора, стосовно широкого діапіру було в подальшому спростовано, адже кратність відбиттів довкола стінок соляного тіла в такому випадку є максимальною, що не підтверджується сейсмічним зображенням.
4. В результаті ітеративного підбору оптимальної моделі, було отримано бажаний результат в конфігурації діапіру з удвічі меншою геометрією. Наявність «тіньової зони» пояснює низьку амплітуду сейсмічних відбиттів довкола штоку.
5. Отримані результати мають бути уточнені шляхом динамічної інтерпретації із застосуванням сейсмоатрибутивного аналізу для отримання контуру соляного тіла, яке є геологічно обґрунтованим. Результати такого аналізу наведені в наступному розділі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДЛЯ РОЗДІЛУ 3

1. Virieux J., Farra V. (1991), "Ray tracing in 3-D complex isotropic media: An analysis of the problem," *GEOPHYSICS* 56: 2057-2069. <https://doi.org/10.1190/1.1443018>
2. Velis D., Ulrych T. (2001) Simulated annealing ray tracing in complex three-dimensional media. *Geophysical Journal*, 145, 447–459.
3. Cerveny V., Molotkov I., Psencik I. (1977) Ray methods in seismology. Univerzita Karlova, Prague, 214.
4. Jackson M., Hudec M. (2017) Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, 173, 1–28. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.01.001
5. Тульчинський, М. Ю. (2009) Алгоритм трасування сейсмічних променів у складних швидкісних моделях. *Геофизический журнал*, 31(3), 45–58.
6. Moser, T. J. (1991) Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1), 59–67. DOI: 10.1190/1.1442958
7. Gallo, G., Pallottino, S. (1986) Shortest path algorithms: A survey. *International Journal of Operations Research*, 13(1), 3–27. DOI: 10.1007/BF02288320
8. Karal, F. C., Keller, J. B. (1959) Elastic, electromagnetic, and other waves in a stratified medium. *Journal of Mathematical Physics*, 30(1), 1–10.
9. Babich, V. M. (1956) Ray method of the computation of the intensity of wavefronts (in Russian), *Akad. Nauk SSSR Doklady* 110, 355–357.
10. Cao, Z., & Brewer, J. A. (2013) Critical reflection illumination analysis, *Interpretation* 1: T57-T61. DOI: 10.1190/int-2013-0031.1
11. Leggott R., Cowley J., Williams R. (2004) The case for applying wave equation depth migration in the North Sea. *First Break* 22 (8), 75-80. DOI: 10.1016/0147-619x(86)90040-5

РОЗДІЛ 4 ЗАСТОСУВАННЯ СЕЙСМОАТРИБУТНОГО АНАЛІЗУ ДЛЯ ОКОНТУРЕННЯ СОЛЯНИХ ТІЛ

Основні здобутки розділу наведено в публікаціях:

Rusachenko N., Pastushenko T., Vyzhva S., (2024). Salt-dome structures modeling in depth domain using ray tracing and seismic attribute analysis. *Том 3 № 106 (2024): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.106.05>

Русаченко Н., Вижва С., Кузьменко П., (2025). Аналіз швидкісних аномалій та результати динамічної інтерпретації сейсмічних даних при дослідженні складнопобудованих газових покладів. *Том 1 № 108 (2025): Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія.* DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.108.06>

Rusachenko N., Bilous Y., Bugriy V., Kuzmenko P. (2024) Salt-dome structures modeling in depth domain using ray tracing, processing algorithms and seismic attribute analysis. *AAPG Europe Region Conference Energy Transition. Is the European approach different?*, 28-29 May, 2024, Krakow, Poland. <https://erc.aapg.org/2024/Technical-Program/Program/Posters>

Методи прогнозу колекторських властивостей, в тому числі і за допомогою сейсмічних атрибутів, є важливими засобами розвідки і видобутку вуглеводнів. Дослідження синтетичних сейсмограм і практичних сейсмічних даних показали, що зв'язки між колекторськими властивостями і сейсмічними атрибутами дуже складні. Для різних родовищ і колекторів різних типів набір сейсмічних атрибутів, чутливих до колекторських властивостей в кожному конкретному випадку буде різним. Крім того, навіть в межах одного родовища і одного типу колектора для прогнозування його різних властивостей оптимальними виявляються різні атрибути. Поки ще не знайдений єдиний підхід до вибору оптимального комплексу атрибутів для конкретних ситуацій.

Сейсмоатрибутний аналіз сейсмічних матеріалів дозволяє провести якісний аналіз динамічних та кінематичних параметрів сейсмічного поля. Головним завданням атрибутного аналізу є встановлення зв'язків між динамічними характеристиками та свердловинними значеннями фільтраційно-ємнісних параметрів. На відміну від свердловинної інтерполяції, атрибутивний аналіз дозволяє отримати уявлення про латеральний розподіл літології товщі на великих відстанях від свердловин.

Сейсмоатрибутний аналіз дає можливість виділити аномальні зони або ідентифікувати об'єкти, які можна інтерпретувати як такі, що обумовлені геологічними процесами. Сейсмічні атрибути допомагають нам виділити зони з мінливими характеристиками хвильового поля, ідентифікувати геологічні об'єкти, оконтурити аномальні зони і т.д. Аналізуються області, які відрізняються один від одного пружними властивостями і, відповідно, фаціальним складом.

Сейсмоатрибутний аналіз використовується для створення статичної моделі резервуара. При наявності достатнього числа свердловин основні атрибути колектора можна використовувати на родовищі що розробляється для оптимізації експлуатаційного буріння. В кінцевому рахунку, це призведе до більш ефективного вилучення вуглеводнів з істотно підвищеними коефіцієнтами нафтовіддачі.

4.1 Історія розвитку методу

Історія його розвитку методу сейсмоатрибутного аналізу охоплює кілька десятиліть і пов'язана з іменами провідних вчених, впровадженням комп'ютерних технологій та розвитком методів цифрової обробки сигналів.

У 60-х роках минулого століття з появою цифрового запису польових сейсмічних даних виникла технологія «яскрава пляма» («bright spot»), котра пов'язувала наявність ізольованих сильних відбиттів в сейсмічному полі з

локальними змінами літології або флюїдонасиченням пластів, в першу чергу - з наявністю вільного газу.

Широке впровадження цифрового запису методу СГТ різко збільшило точність оцінок сейсмічних атрибутів і їх виділення на фоні шумової компоненти сейсмічного запису, і, як наслідок, збільшило їх інформативність для використання для інтерпретації геологічних результатів робіт.

У 70-80-х роках з'явилася можливість візуалізації сейсмічного запису в кольорі, що різко підвищило інформативність сейсмічних даних. Ключовою роботою є "Complex seismic trace analysis" (Taner M., et al. 1979), написана Taner, M. T., Koehler, F., Sheriff, R. E., де автори вводять поняття миттєвої амплітуди, фази та частоти. Була вивчена і показана практична можливість використання перетворення Гільберта для розрахунку комплексних трас і миттєвих атрибутів сейсмічних трас у роботі Enders A. Robinson та Sven Treitel «Digital Seismic Signal Processing» (1980) — фундаментальна праця, що описує методи фільтрації, трансформацій та статистики.

Іншим важливим рішенням була пропозиція конвертації сейсмічних амплітуд в акустичний імпеданс, більш тісно пов'язаний з фізичними властивостями порід і флюїдів, які їх насичують (сейсмічна інверсія).

Отримав свій розвиток і геологічний напрямок в інтерпретації сейсмічних даних - асоціація різних видів сейсмічного запису на сейсмічних розрізах з різними умовами накопичення відкладів: сейсмічна стратиграфія, зв'язок геометричних атрибутів (кут, азимут) з порушеннями.

Аналіз сейсмічного запису і мінливість сейсмічних атрибутів на погоризонтних (стратиграфічних) слайсах і ув'язка його з різними умовами накопичення відкладів дали розвиток сейсмофаціальному аналізу.

Важливим було також створення методу AVO аналізу і його застосування як для пошуків, так і для розробки.

У 90-х роках з'явилися аналіз когерентності, багатовимірний статистичний аналіз, методи класифікації сейсмічних трас, з'явилася можливість оцінки сейсмічного імпульсу, почалося застосування нейронних мереж.

У пізніх 90-х роках ХХ і на початку ХХІ століття виникла технологія спектральної декомпозиції, продовжила розвиток технологія сейсмічної інверсії і аналіз швидкостей. Chopra та Marfurt у роботі “Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization” (2007) розглядають понад 50 сейсмічних атрибутів, їхню фізичну інтерпретацію та приклади застосування. В даний час з'явилися можливості широко і повно азимутальної зйомки, які дозволяють оцінювати сейсмічні атрибути не тільки скалярно (в точці), але і векторно (за вимірюваннями різних напрямків).

На даний момент розвиток алгоритмів розрахунку сейсмічних атрибутів продовжується і виконується в межах комерційних відкриттів, наприклад, ant tracking та ін. Сучасний етап пов'язаний з використанням великих обсягів даних, об'єднанням сейсмоатрибутів із методами машинного навчання для класифікації та прогнозування властивостей порід. З хронологією розвитку методології сейсмоатрибутного аналізу можна ознайомитися на рис.4.1.1.

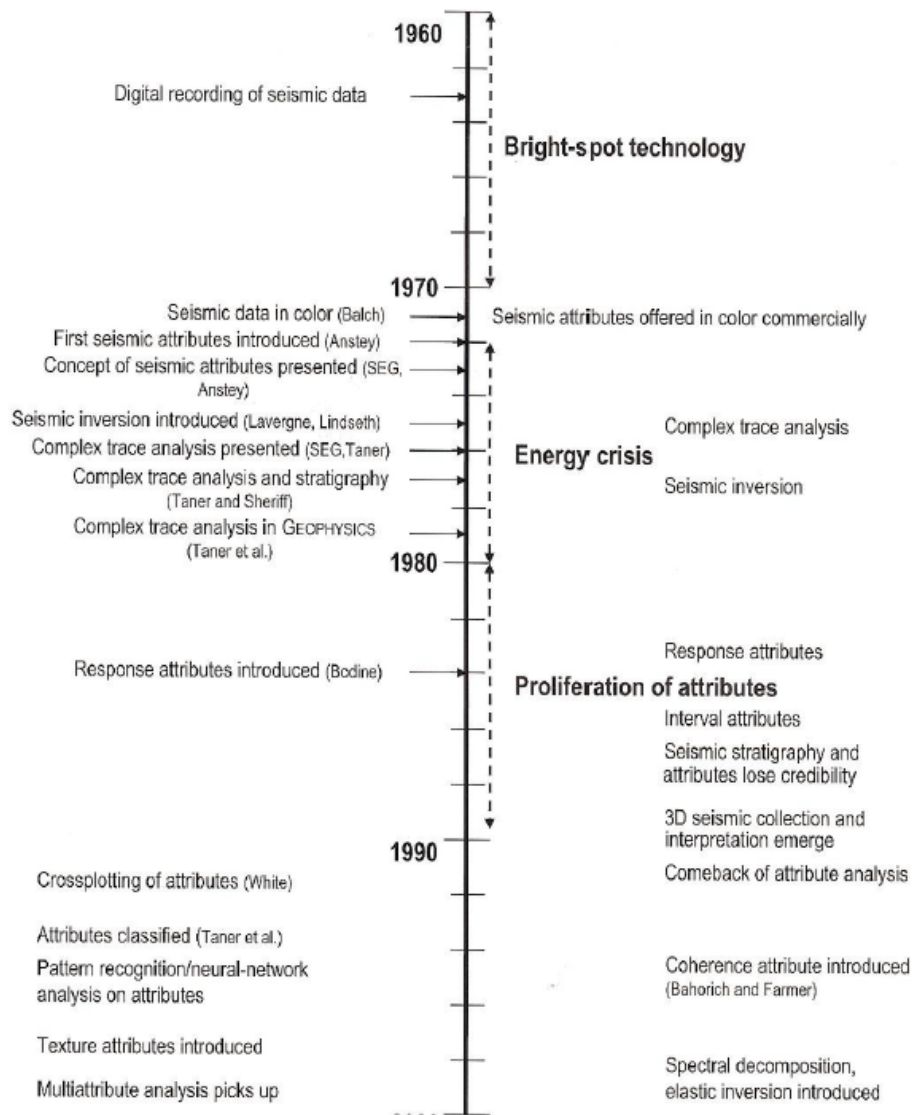


Рисунок 4.1.1 Хронологічна шкала розвитку методології сейсмоатрибутного аналізу (Satinder, 2007)

На даний момент, все частіше використовується комплексний підхід до аналізу динамічних параметрів сейсмічного сигналу. Вибір комплексу атрибутів залежить від наявності геологічних тіл, якості сейсмічного сигналу та детальності подальших структурних побудов.

4.2 Типізація сейсмічних атрибутів

Сейсмоатрибутийний аналіз дозволяє краще розуміти специфічні властивості сейсмічної моделі середовища. Це допомагає при прогнозуванні колекторських властивостей відкладів і створює додаткове джерело інформації поряд з контрольними свердловинами.

Існують три основні варіанти використання сейсмічних атрибутів.

Перший - це розумна екстраполяція і інтерполяція в областях з низькою щільністю свердловинних вимірювань ФЄВ порід на основі набагато більш щільних сейсмічних спостережень (рис. 4.2.1). Інструменти прогнозу включають в себе технології багатовимірної статистики, геостатистики і нейронні мережі. При використанні статистичних методик прогнозу (регресійний, нейромережевий аналізи) необхідно пам'ятати, що результати прогнозу коректні, тільки в тих областях мінливості сейсмічних атрибутів, з яких була отримана навчальна вибірка. Так, зв'язок акустичного імпедансу і пористості, отриманий за даними ГДС на піднятій частині родовища буде некоректним для застосування в істотно зануреній області (хоч може бути скорегований з використанням нормальних трендів ущільнення).

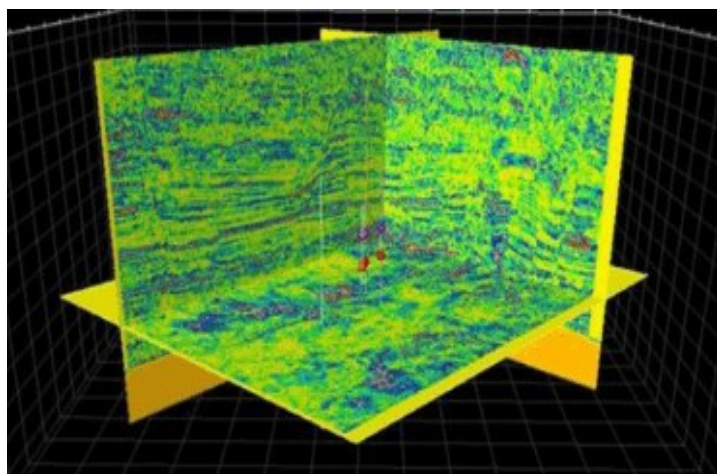


Рисунок 4.2.1 Результати сейсмоатрибутного аналізу в області з низькою щільністю свердловин(червоним)(за Adewoye O. et al., 2015)

Другий - використання сейсмічних атрибутів для реконструкції тектонічної, акумулятивної і діагенетичної історії резервуару, що дозволяє зробити висновок про закономірності змін літології і ФЄВ (Рис. 4.2.2).

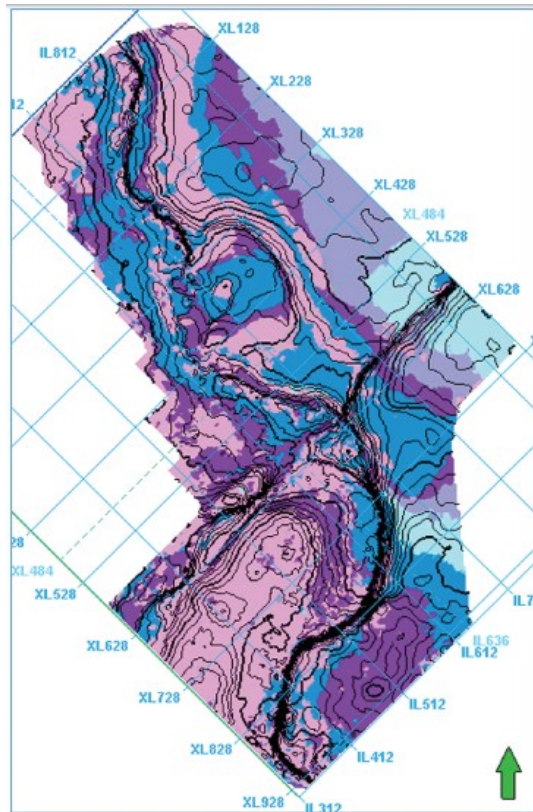


Рисунок 4.2.2 Результати сейсмоатрибутного аналізу, на яких чітко простежується палеоруслло. Формація Бенін, Нігерія (за Adewoye O. et al., 2015)

Третій - застосування атрибутів для вирішення власне традиційних сейсмічних задач кореляції горизонтів, трасування порушень (рис. 4.2.3). Сюди ж можна віднести прогноз наявності покладів вуглеводнів на етапі пошуків.

Ці три варіанти використання сейсмічних атрибутів відносяться до створення статичної моделі резервуара. Багаторазові у часі сейсмічні спостереження (4D) дозволяють використовувати атрибути і для контролю розробки і уточнення динамічної моделі резервуара. Просторова екстраполяція і інтерполяція в областях з низькою щільністю свердловинних вимірювань ФЄХ порід з використанням сейсмічних даних ґрунтується на атрибутному аналізі. Необхідно пам'ятати, що сейсмічні атрибути в силу обмеженої роздільної здатності сейсмозрозвідки завжди носять деяку інтегральну оцінку і характеризують інтерференційний об'єм породи із середніми ефективними характеристиками.

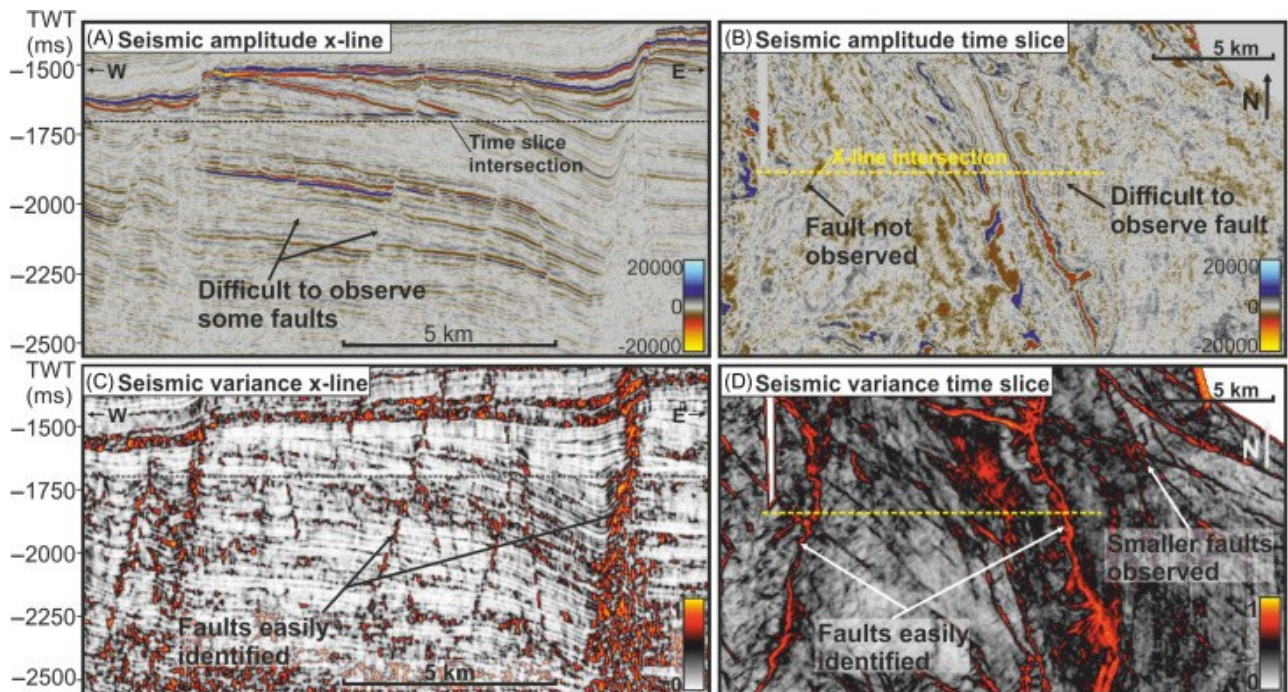


Рисунок 4.2.3 Результати сейсмоатрибутного аналізу для локалізації системи порушень та зон тріщинуватості

Сейсмичні атрибути використовуються для аналізу амплітудно-частотних характеристик сейсмичного сигналу. Атрибутний аналіз, головним чином, використовується для якісної оцінки змін хвильового поля, що пов'язуються з характеристиками осадконакопичення та структурними особливостями розрізу. Миттєві фази є гарним індикатором порушень, пластів, та послідовності простежуваності границь відбиття. Середньоквадратична амплітуда показує ізольовані геологічні тіла, які проявляються в хвильовому полі.

Атрибутний аналіз дозволяє провести якісний аналіз таких параметрів сейсмичного поля як амплітуди, фази, частоти, швидкості, імпеданси.

4.3 Аналіз сейсмичних атрибутів

Наявність соляних тіл викликає численні проблеми як на етапі обробки, так і на етапі інтерпретації сейсмичних даних. Одним із інструментів, що демонструє хороший результат, є аналіз сейсмичних атрибутів, який дозволяє якісно оцінити

динамічні та кінематичні параметри сейсмічного поля та оконтурити соляне тіло відповідно до характеристик сейсмічного сигналу.

До 3D куба після підсумування автором було застосовано кілька структурних і стратиграфічних сейсмічних атрибутів, найрезультативнішими з них у даному дослідженні для виділення соляних куполів і тектонічних порушень були когерентність й алгоритми спектрального розкладення, деякі проінтерпретовані горизонти було виділено за допомогою структурного згладжування, нижче наведено кілька прикладів застосованих сейсмічних атрибутів:

- Мінливість (Variance);
- Амплітудний контраст (Amplitude contrast);
- Ant tracking;
- Середньоквадратична амплітуда (RMS amplitude);
- Миттєва фаза (Instantaneous phase);
- Ізочастота (Iso frequency);
- Структурне розкладання (Generalized Spectral decomposition);
- 3D Edge Enhancement;
- Оригінальна крива (Envelope);
- Постійна кривизна (Consistent curvature);
- Виділення падіння пластів (Dip illumination);
- Хаос (Chaos).

Сейсмічний атрибут когерентності: (Variance)

Параметр когерентності можна використовувати для виділення контурів розлому з масиву вхідних даних в горизонтальній безперервності амплітуди. Когерентність можна застосовувати як стратиграфічний параметр, він може виявляти геологічні тіла, зокрема діапіри, рифи, палеоканали, заплавні конуси і

т. ін. Variance статистично визначається як квадрат стандартного відхилення (Фішер, 1919 та Фішер, 1925). Формула для розрахунку:

$$\text{Variance} = \sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{f_1=1}^n (x_i + x_m)^2 \quad \text{де}$$

Де: n = кількість спостережень

f_i = частота

x_i = змінна

x_m = середнє значення x_i (середнє).

Візуально розрахунок атрибуту можна зобразити як створення екстремуму у точці відхилення від усередненого значення (Рис.4.3.1)

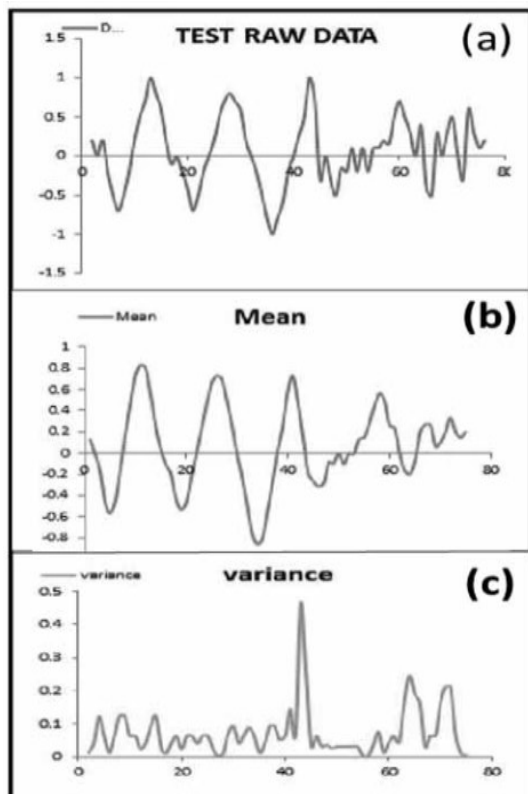


Рисунок 4.3.1 Алгоритм застосування атрибуту «Variance»: А) сейсмічна траса; б) усереднена по кубу сейсмічна траса; в) параметр когерентності (за Bacon M., Simm R., 2011)

Значення вхідних параметрів, як правило, обирають за серією тестів, під час яких визначають, комбінацію значень, яка на виході дасть найбільш придатні до інтерпретації значення. Як і з результатами багатьох інших аналітичних процесів, якість та придатність до інтерпретації вихідних даних залежить від шуму, який міститься у вхідних даних; дуже зашумлені дані, містять дуже мало корисної і надійної інформації. Результати застосування параметра когерентності показано на рисунку 4.3.2.

Результат застосування атрибуту «Variance» дозволив підтвердити результати променевого трасування стосовно геометрії соляного тіла, а саме вузької «ніжки» штоку. Червоним показано локалізацію діапіру, сейсмічний сигнал від горизонтів простежуються у «тіньовій зоні».

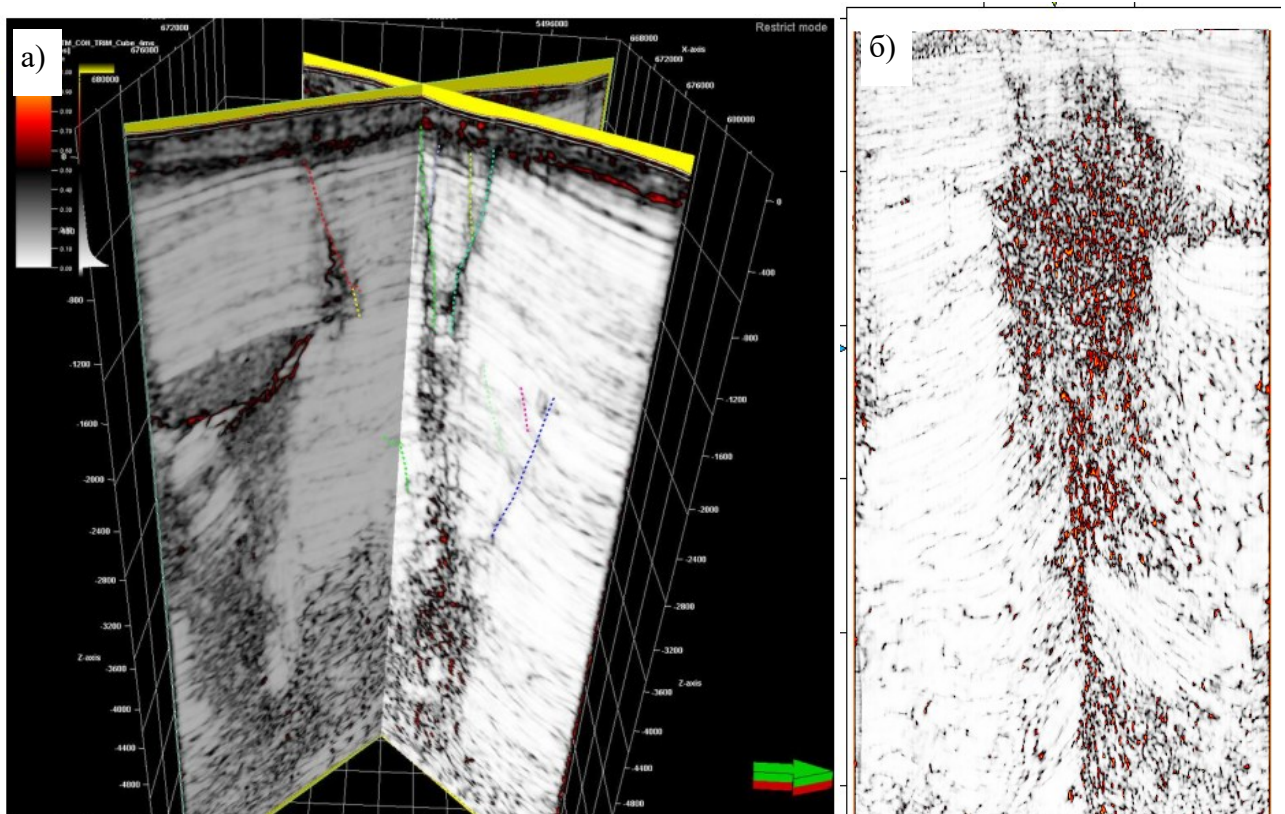


Рисунок 4.3.2 а) Приклад сейсмічного кубу, на якому соляні тіла показано червоним і чорним кольором, а локальну системи порушень – зеленим, помаранчевим і синім кольорами; б) Приклад сейсмічного розрізу (інлайн 588)

Амплітудний контраст

Перш ніж приступити до будь-якого кількісного аналізу сейсмічних амплітуд, потрібно переконатися, що амплітуди були ретельно і послідовно відрегульовані впродовж всіх етапів обробки даних. В той самий час, дані, що використовуються для цих типів досліджень повинні мати достатній динамічний діапазон для включення максимуму оброблених амплітудних значень і не обмежувати діапазон за рахунок виключення або відсікання значень.

Амплітудні атрибути дають можливість інтерпретатору виділити аномальні зони або ідентифікувати об'єкти, які можна інтерпретувати як геологічні. Миттєва амплітуда маркує області, які відрізняються один від одного пружними властивостями і, ймовірно, літологічним складом.

Зміни амплітуд відображають зміни в геології і кожна сейсмічна лінія або їх сукупність демонструє діапазон сейсмічних амплітуд, які можуть бути прокорельовані до трендів властивостей порід (Bacon M., Simm R., 2011). Параметр амплітудного контрасту має на меті визначення і виділення соляних структур в сейсмічних даних. Соляні структури зазвичай більш зашумлені в хвильовому полі і для визначення частин контурів соляних куполів можуть використовуватися інші атрибути, але в даному випадку атрибут є придатним для виділення всієї структури.

Результати застосування параметра амплітудного контрасту показано як часовий зріз на рис. 4.3.3, а. Чітко видно, що амплітуди згасають в межах соляного тіла, але також розсіювання сейсмічної енергії довкола діапіру не дає можливості отримати чіткі контури геологічного тіла. Даний атрибут було використано для комплексного аналізу та побудови фінальної моделі соляного тіла.

Ant tracking

Алгоритм був розроблений Schlumberger Stavanger Research і комерційно доступний у програмному забезпеченні Petrel™. Інноваційний метод, що

використовується для ідентифікації та інтерпретації розломів. Він дозволяє безперервно фіксувати та відстежувати зони тріщинуватості та ефективно виділяти області розломів (Basir et al., 2013). Результатом є атрибутивний об'єм, який показує дуже чіткі та детальні зони розломів, оскільки він краще підкреслює розриви горизонту порівняно з іншими традиційними атрибутами покращення країв (наприклад, Chaos, Variance). Другим додатковим результатом є автоматичне вилучення «поверхонь розломів» з об'єму. Результати застосування атрибуту зображено на рис. 4.3.3, б.

Візуальна оцінка результату дозволяє оконтурити соляне тіло, адже неперервність горизонтів відновлена у місцях зі слабким сигналом. Підсольові відклади добре візуалізуються, а «тіньова зона» зникла і отримана геометрія діяпіру підтверджує результати Variance. Загалом, атрибут показав найкращі результати для оконтурення діяпіру.

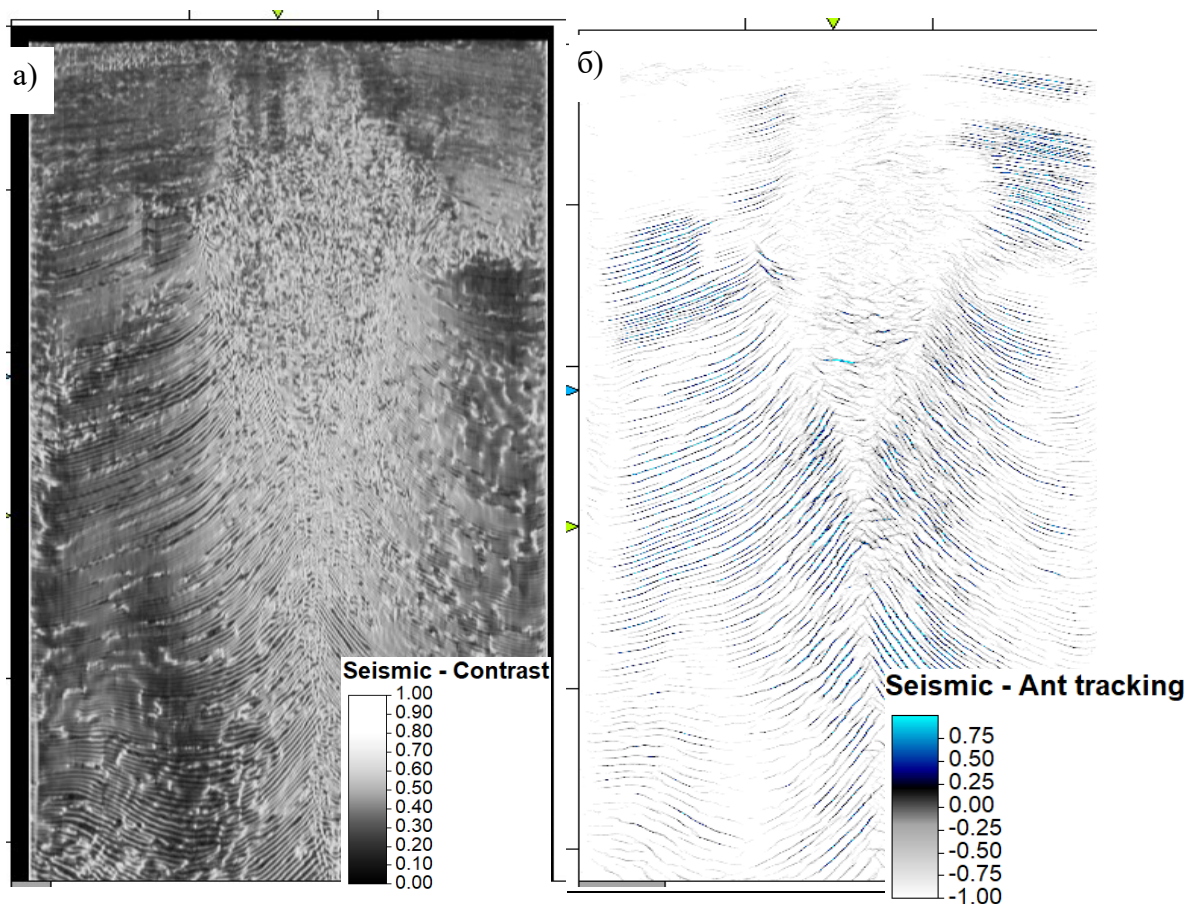


Рисунок 4.3.3 Приклад сейсмічного зрізу за інлайном 568 на рівні, на якому було застосовано алгоритми сейсмоатрибутного аналізу: а) amplitude contrast; б) ant tracking

RMS amplitude

Середньоквадратичне значення амплітуди – це квадратний корінь із суми квадратів амплітуд, поділений на кількість відбиттів, як показано в наступній формулі:

$$\sqrt{\frac{(\sum_i^n amp^2)}{k}}$$

де k – кількість відбиттів.

RMS може безпосередньо відображати ознаки вуглеводнів у даних та інші геологічні об'єкти, які ізольовані від фонових об'єктів за допомогою амплітудної характеристики. Амплітуди в екстремумах цього діапазону є аномальними бо вони відхиляються від стандартних або встановлених трендів і представляють інтерес для подальшої розвідки. Зміни амплітуд відображають зміни в геології і кожне сейсмічне відбиття характеризується визначеною сейсмічною амплітудою, яка може бути прокорельована до трендів у властивостях порід і флюїдів і в кінцевому рахунку до літології.

Куб даних середньоквадратичних амплітуд розраховувався для виявлення хвильових аномалій в кубі даних. Амплітуди в екстремумах цього діапазону є аномальними бо вони відхиляються від стандартних або встановлених трендів і представляють інтерес для подальшої розвідки. Довжина вікна налаштована на дискретизацію 8, що відповідає 32 мс в повному часі пробігу пружної хвилі.

В даному випадку продуктивний пласт-колектор розташований під правим «крилом» соляного діапіру. Аномально високі амплітуди, відомі як «яскраві плями» виявилися привабливими для розвідки. Яскраві плями приурочені до зон скупчення вуглеводнів (газу). Проте, метою сейсмоатрибутного аналізу було оконтурення соляного тіла, тому очікуваний результат не отримано. Згасання амплітуди навколо країв солі, швидше за все, пов'язане з наявністю «тіньової

зони», сформованої складною швидкістю, пов'язаною з геологічними особливостями поблизу (горизонти з великими кутами падіння) (рис.4.3.4 а)).

Миттєва фаза

Атрибут описує фазовий кут у будь-який момент вздовж траєкторії незалежно від амплітуди. «Миттєва фаза» використовується для підкреслення безперервності відбиттів на сейсмічній ділянці. Відповідно, результати застосування алгоритму є інформативними для виділення соляного тіла в межах якого спостерігається ентропія сейсмічного сигналу, а горизонти довкола діапіру краще візуалізуються (рис.4.3.4 б)). На відміну від результатів «RMS amplitude», атрибут «Instantaneous phase» було використано для оконтурення соляного штоку.

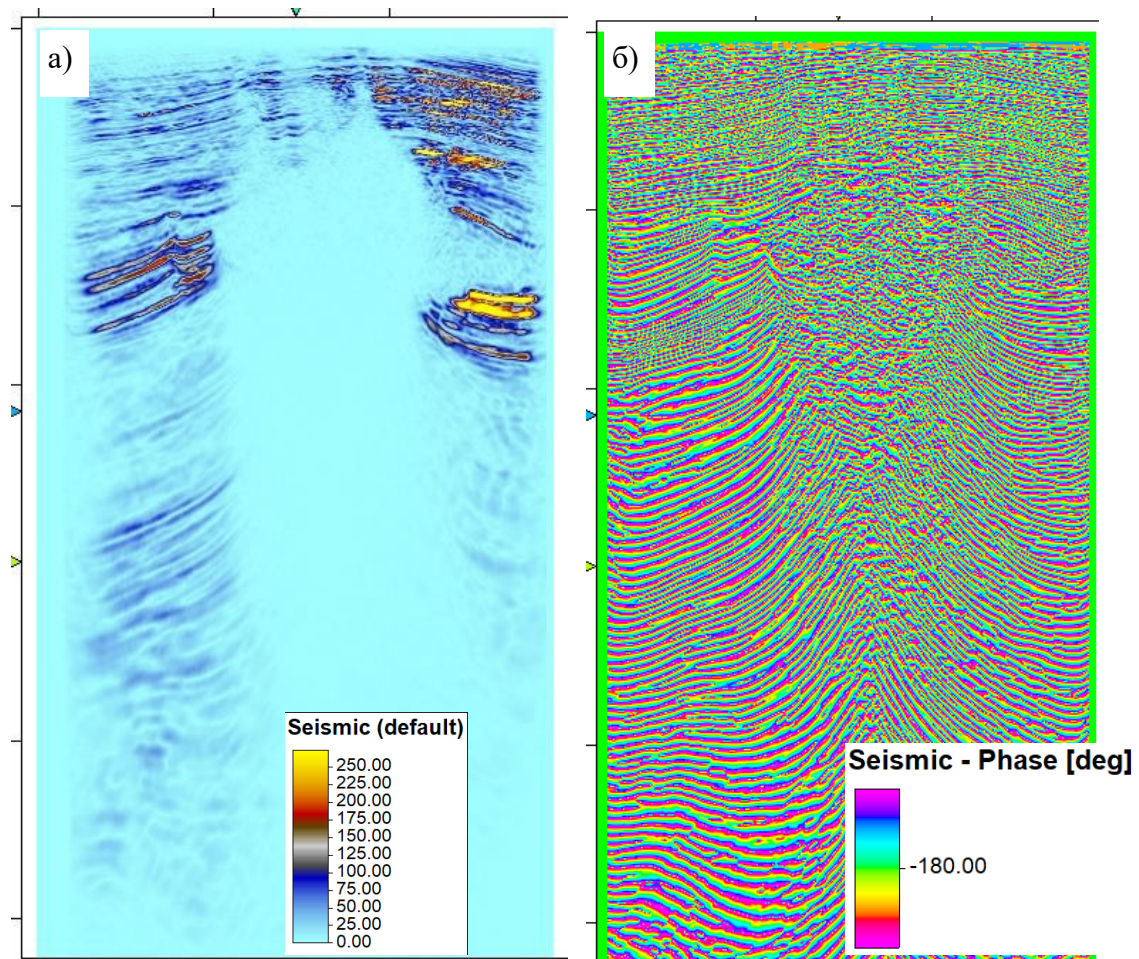


Рисунок 4.3.4 Приклад сейсмічного зрізу за інлайном 568 на рівні, на якому було застосовано алгоритми сейсмоатрибутного аналізу: а) RMS amplitude; б) Instantaneous phase

Ізо-частота

Цей атрибут є корисним для виділення частотно-залежних змін в сигналі, таких як стратиграфічне виклинювання та вплив флюїдів. Було випробувано різні частоти, за вхідні дані в інструменті «Mixer» було вибрано та використано 3 ізочастотні сейсмічні діапазони 25, 35 та 45 Гц, результати робочого процесу спектрального розкладення показано на рис. 4.3.5.

Потрібно пам'ятати, що частота має тенденцію до зменшення зі збільшенням часу відбиття через загасання, що добре видно на результатах. Візуально соляне тіло можна оконтурити на 25 Гц, оскільки тільки в цьому випадку спостерігається подібність частот в межах діапівру. Атрибут «ізочастота» не відображає літологічні та колекторські властивості порід, тому може бути використана лише як частина комплексу атрибутів при аналізі сейсмічного розрізу, але при оконтуренні соляного тіла результат застосування даного атрибуту не враховувався. Результати застосування атрибуту «Iso-frequency» зображено на рис.4.3.5.

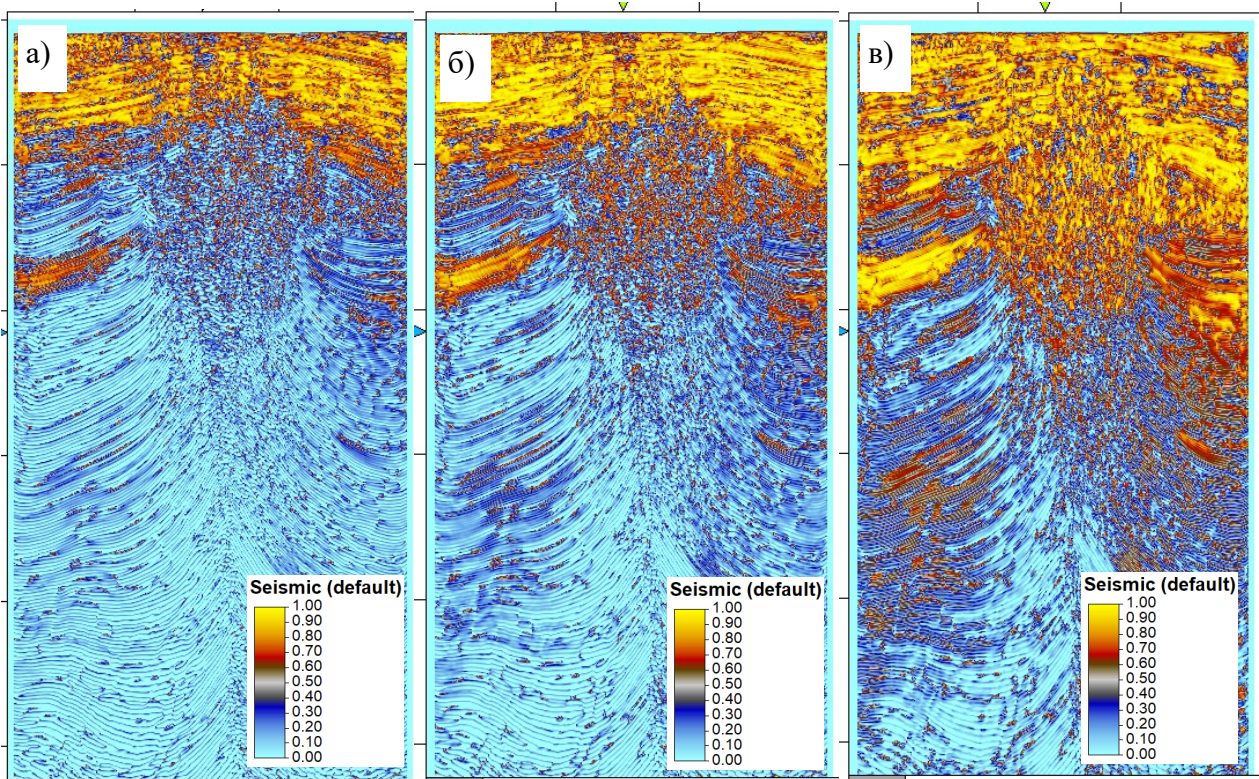


Рисунок 4.3.5 Приклад сейсмічного профілю за інлайном 588: а) атрибут ізочастоти 45 Гц, б) атрибут ізочастоти 35 Гц, в) атрибут ізочастоти 25 Гц

General Spectral Decomposition

«Спектральне розкладення» розбиває сейсмічний сигнал на його складові частоти, даючи інтерпретатору змогу виділити неявні геологічні характеристики (амплітуда та/або фаза) на певній частоті. Основні методи розрахунку - дискретне Фур'є перетворення і вейвлет перетворення (Naseer M., Shazia A., Naseer H., Farrukh Q., 2014). Отриманий куб на рис. 4.3.6 - це локальний вплив вибраної частот на кожній позиції вибірки даних.

Результати застосування атрибуту «спектральне розкладення» дозволило визначити розміри соляного тіла за принципом відмінності від частот оточуючих порід. Частоти мають тенденцію до зменшення зі збільшенням часу відбиття через загасання, що дає можливість відстежити градієнт затухання частоти з глибиною. Максимуми спостерігаються ближче до денної поверхні, відповідно мінімальні значення фіксуються в межах нижньої частини соляного штоку. Спектральна декомпозиція не відображає літологічні та колекторські властивості порід, саме тому точні контури діапіру отримати важко і даний атрибут не використовувався для комплексного аналізу.

3D edge enhancement

Даний атрибут використовують для підсилення границь неузгоджених сейсмічних даних. Використаний робочий процес є гарним інструментом для підвищення достовірності інтерпретації даних тріщинуватості. Оскільки однією з перших теорій стосовно структурної будови підштокових ділянок було наявність двох екрануючих розломів, то застосування атрибуту «3D edge enhancement» дозволило додатково спростувати цю теорію. Загалом, отриманий результат не дає можливості оконтурити діапір, саме тому при подальших побудовах результат не використовувався.

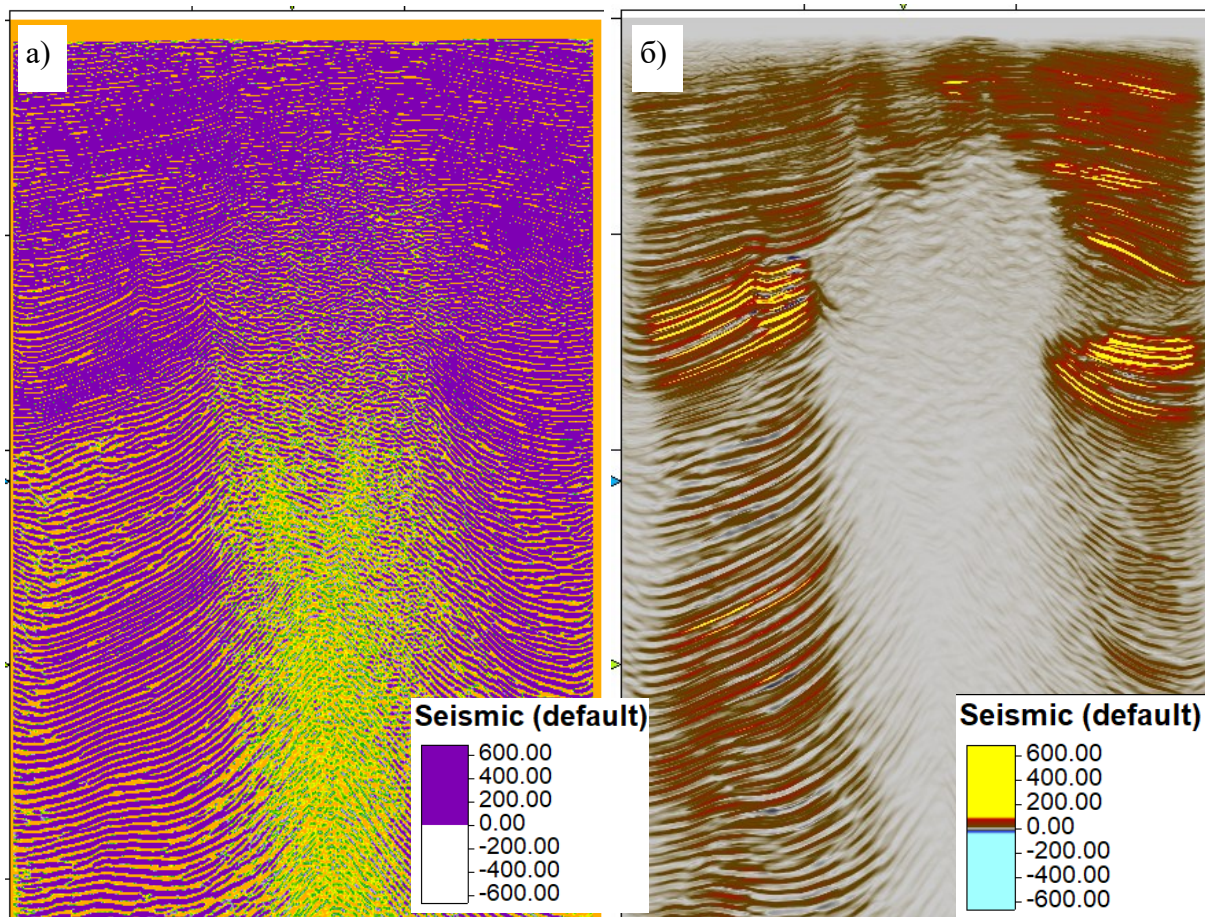


Рисунок 4.3.6 Приклад сейсмічного зрізу за інлайном 568 на рівні, на якому було застосовано алгоритми сейсмоатрибутного аналізу: а) General Spectral Decomposition; б) 3D edge enhancement

Envelope

В основному відображає контраст акустичного імпедансу, отже, відбиваючу здатність порід. Вказує на групову, а не фазову складову поширення сейсмічної хвилі. Загалом, атрибут «Envelope» не залежить від фази. Аналітично атрибут можна представити у вигляді:

$$Env = \sqrt{f^2 + g^2}$$

де f і g є «реальною» і «уявною» компонентами сейсмічної траси. Атрибут «Envelope» був протестований, щоб оконтурити соляне тіло, однак через

характер наявних даних, лише тіньова зона візуалізується порівняно з результатами атрибуту «Variance», тому атрибут «Envelope» не використовувався при комплексуванні через його обмежений внесок.

Результати застосування атрибуту зображено на рис. 4.3.7, а. Як видно із рисунка, даний атрибут не є інформативним за наявності в геологічному середовищі соляного тіла складної геометрії. Відповідно, при комплексуванні «Envelope» не використовувався.

Consistent Curvature

Виявляє незначні зміни в структурному тренді та/або тектонічних особливостях і лінеаментах, опуклих або увігнутих (негативна кривизна) структур. Даний атрибут підкреслює зміну в геометрії горизонтів (антиклінальні/синклінальні структури). «Consistent Curvature» відображає наскільки вигнута крива в певній точці кривизни та визначається як швидкість зміни напрямку кривої (Randen T. et al., 2000). Результати атрибутивного аналізу з використанням «Consistent Curvature» показано на на рис. 4.3.7, б. Даний атрибут підкреслює корисний сигнал, що позитивним чином впливає на фінальне зображення. Гарно візуалізується тіло соляного штоку.

Кількісна інтерпретація отриманих даних дала можливість оцінити максимальні значення атрибуту «Consistent Curvature», які чисельно рівні 0,004 1/м і більше, та мінімальні значення – -0,007 мкс/м. Сіль характеризується переважно значеннями параметра вище нуля.

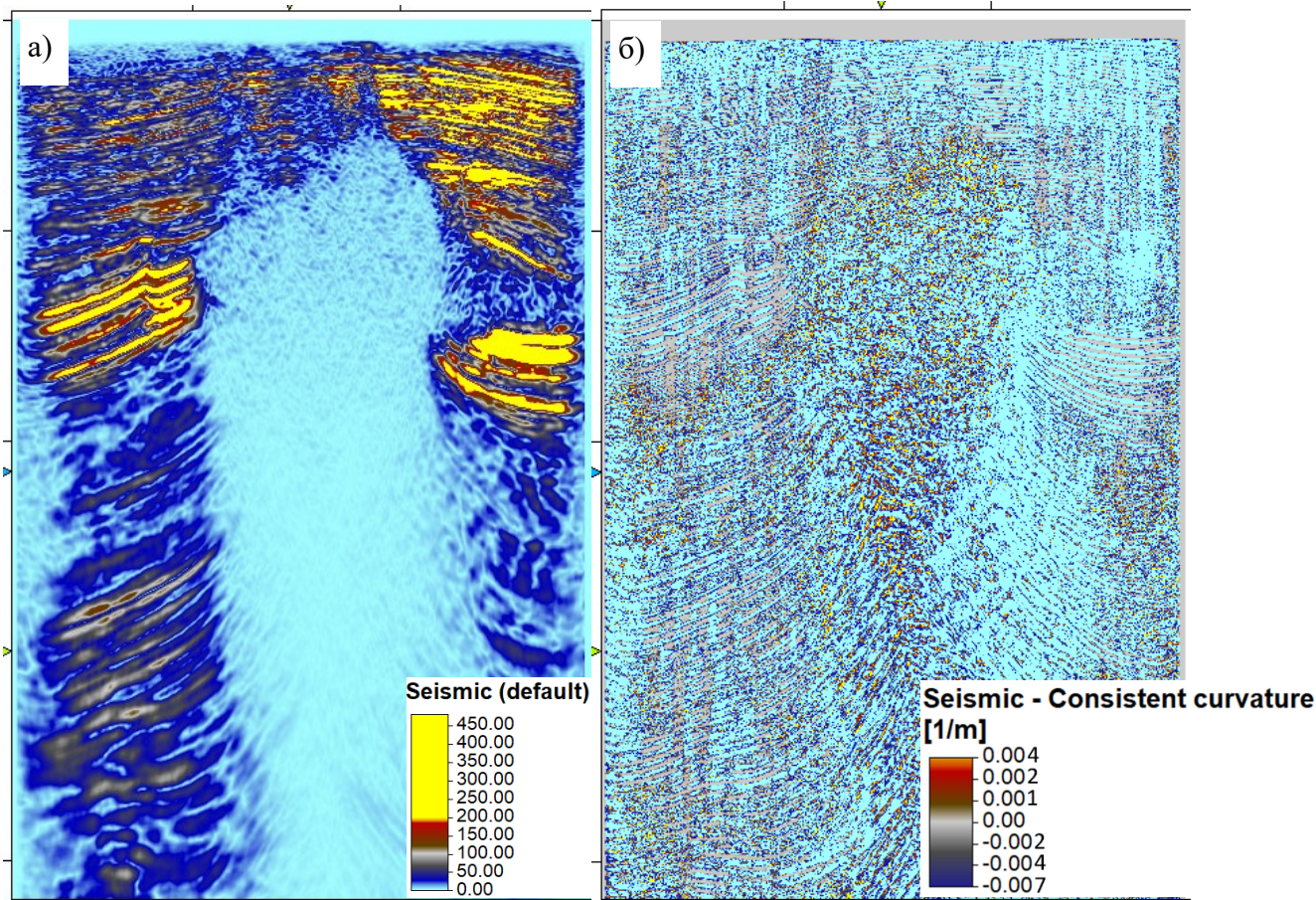


Рисунок 4.3.7 Приклад сейсмічного зрізу за інлайном 568 на рівні, на якому було застосовано алгоритми сейсмоатрибутного аналізу: а) Envelope; б) Consistent Curvature

Dip illumination

Атрибут оцінює кути падіння відбиттів за комірковою моделлю і підсвічує структури на сейсмічному кубі. Фінальний результат дає можливість виявляти розриви сигналу та області з шумом (рис.4.3.8, а).

Аналізуючи сейсмічний розріз до якого був застосований атрибут «Dip illumination» можна дійти висновку, що ефективність його застосування базується на виділенні точкових змін параметру, спричинених анізотропією сейсмічного сигналу в межах соляного тіла. Корелюючи дані зі структурно-тектонічними побудовами, можна прослідкувати приуроченість локальних екстремумів до розташування діапіру в геологічному розрізі.

Аномалії не мають форму суцільного тіла, автономне застосування даного атрибуту для літологічного розчленування є недоцільним.

Хаос

Атрибут «хаос» - це індикатор «неоднорідності» сейсмічних відбиттів в масиві сейсмічних даних: саме тому він є гарним детектором виявлення неоднорідності структури. Цей атрибут використовувався як детектор для попереднього виявлення розриву під час структурної інтерпретації даних, а також для виявлення підшви солі (приклад на рисунку 4.3.8, б). Атрибут допомагає підвищити контрастність анізотропних ділянок.

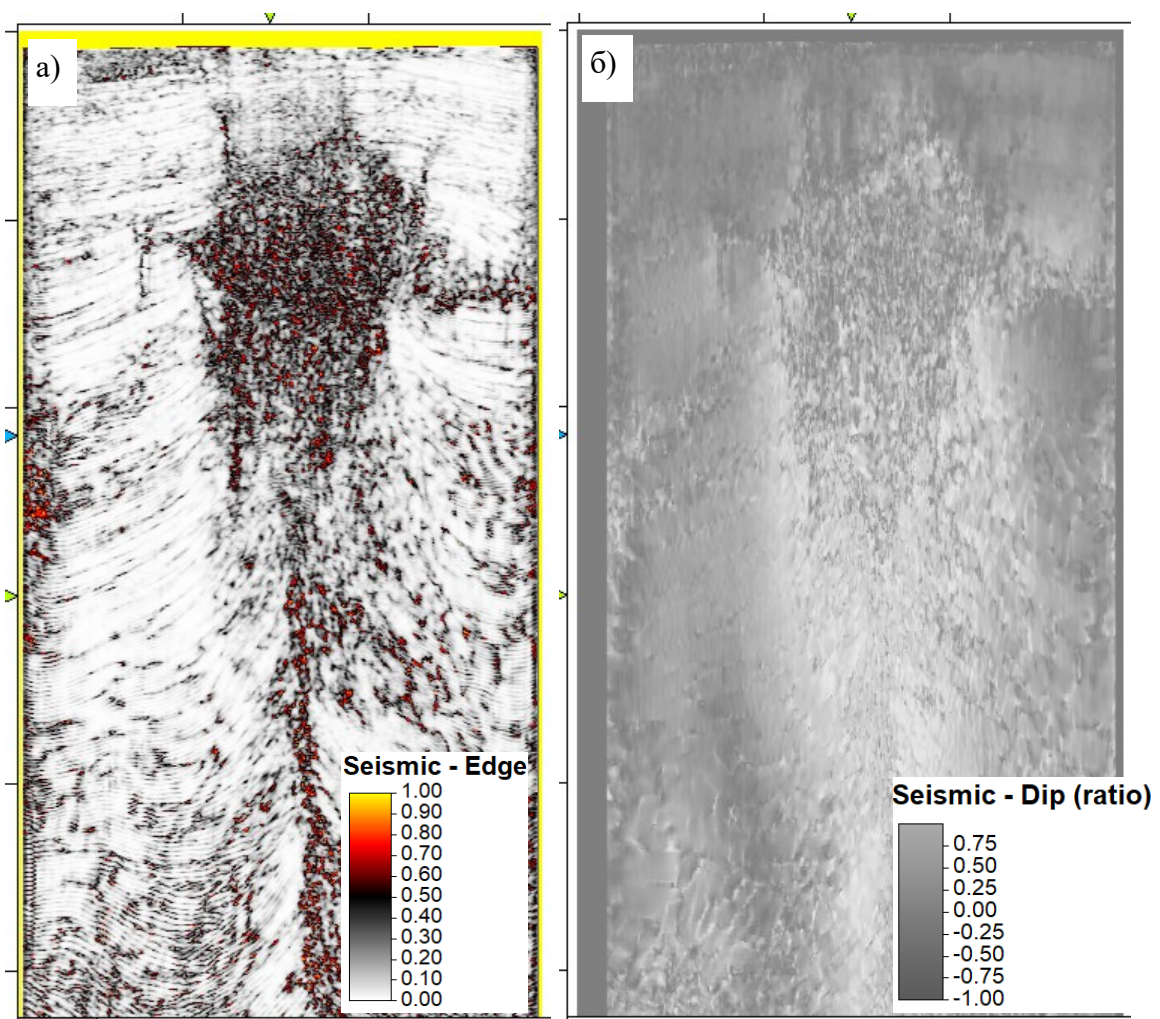


Рисунок 4.3.8 Приклад сейсмічного зрізу за інлайном 568 на рівні, на якому було застосовано алгоритми сейсмоатрибутного аналізу: а) Chaos; б) Dip illumination

Значення атрибуту від 0 (неоднорідність відсутня) до позитивної величини (чим вище значення, тим вище ймовірність того, що ця точка виявиться неоднорідною). Відповідно, максимальна неоднорідність спостерігається в зоні локалізації солі.

Аналіз сейсмічних атрибутів показав кореляцію між ними. Автономне використання лише одного параметра не дасть можливості оконтурити сольове тіло. Лише комплексне використання сейсмічних атрибутів забезпечить бажаний результат.

4.4 Комплексування сейсмічних атрибутів

Сейсмічні атрибути є важливими, оскільки вони дозволяють інтерпретаторам отримувати більше інформації з сейсмічних даних; вони можуть полегшити виявлення геологічних особливостей і спростити інтерпретацію сейсмічних даних. Для вирішення різних геологічних задач використовуються різні сейсмічні атрибути. Наявність соляних тіл викликає ряд проблем як на етапі обробки, так і на етапі інтерпретації сейсмічних даних. Одним із інструментів, який демонструє хороший результат, є аналіз сейсмічних атрибутів, який дозволяє оцінити динамічні параметри сейсмічного поля та оконтурити соляне тіло відповідно до характеристик сейсмічного сигналу.

При роботі з соляним куполом найчастіше використовуються такі атрибути: «хаос» - допомагає окреслити соляні контури; «миттєва фаза» визначає межу суцільності відбиттів в межах горизонту в геологічному середовищі, ускладненому діпіром; «підсвічування» використовується для виявлення та виділення хаотичних/шумних зон; «амплітудний контраст» допомагає виділити та виділити соляні структури серед інших типів гірських порід. Найкращим підходом є використання кількох атрибутів, які доповнюють один одного.

Під час сейсмоатрибутного аналізу обробляється кореляційна матриця між усіма атрибутами, відбраковуються атрибути, між котрими дуже низький

коефіцієнт кореляції, так як між ними немає зв'язку, а також відкидаються атрибути з дуже високим коефіцієнтом кореляції, так як вони явно дублюють один одного і не несуть нової інформації. Детальна інформація стосовно кожного із атрибутів, які використовувалися у дослідженні наведено у Таблиці 4.4.1.

Таблиця 4.4.1. Атрибути, використані при аналізі динамічних параметрів сейсмічного сигналу для досліджуваної ділянки.

Назва атрибуту	Короткий опис	Оконтурення ділянки
Variance	Параметр когерентності можна використовувати для виділення контурів порушення з масиву вхідних даних в горизонтальній безперервності амплітуди. Когерентність можна застосовувати як стратиграфічний параметр, він може виявляти геологічні тіла.	+
Amplitude contrast	Зміни амплітуд відображають зміни в геології і кожна сейсмічна лінія або їх сукупність демонструє діапазон сейсмічних амплітуд, які можуть бути прокорельовані до трендів у властивостях порід	+
Ant tracking	Метод, що відновлює неперервність горизонтів у місцях зі слабким сигналом розломів та відображає ділянки де анізотропні параметри максимальні.	+
RMS amplitude	Середньоквадратичне значення амплітуди розраховується для виявлення хвильових	-

	аномалій в кубі даних. Зміни амплітуд відображають зміни в літології.	
Instantaneous phase	Атрибут описує фазовий кут в будь-який момент вздовж траєкторії незалежно від амплітуди	+
Iso frequency	Атрибут є корисним для виділення частотно-залежних змін в сигналі. При розрахунку обирають одне значення частоти і в процесі ітерацій визначають найбільш доцільний результат	+
Generalized Spectral decomposition	Спектральне розкладення розбиває сейсмічний сигнал на його складові частоти	-
3D Edge Enhancement	Даний атрибут використовують для підсилення границь розломів	-
Envelope	Відображає контраст акустичного імпедансу, отже, відбиваючи здатність порід. Вказує на групову, а не фазову складову поширення сейсмічної хвилі.	-
Consistent curvature	Виявляє незначні зміни в структурному тренді та/або тектонічних особливостях і лінеаментах, геометрії структур.	+
Dip illumination	Оцінює кути падіння відбиттів за комірковою моделлю і підсвічує структури на сейсмічному кубі.	+
Chaos	Індикатор «неоднорідності» сейсмічних відбиттів в масиві сейсмічних даних.	+

Найкращий підхід полягає у комплексному використанні атрибутів, які показали хороші результати для оконтурення соляного тіла. Отож, для

фінального розрахунку та побудови моделі соляного тіла було використано такі атрибути: Chaos, Dip illumination, Consistent curvature, Iso frequency, Instantaneous phase, Ant tracking, Amplitude contrast, Variance. Атрибути, які показали низьку кореляцію і не були використані при комплексуванні: Envelope, RMS amplitude, Generalized Spectral decomposition, 3D Edge Enhancement. З цього можна зробити висновок, що у зонах зі слабким сейсмічним сигналом, як от довкола діапіру в межах обраної ділянки досліджень, найкращий результат показують атрибути, що при розрахунку використовують порівняння із середніми/медіанними значеннями, а також ті, що підкреслюють локальні зміни сигналу, а не використовують фільтрацію.

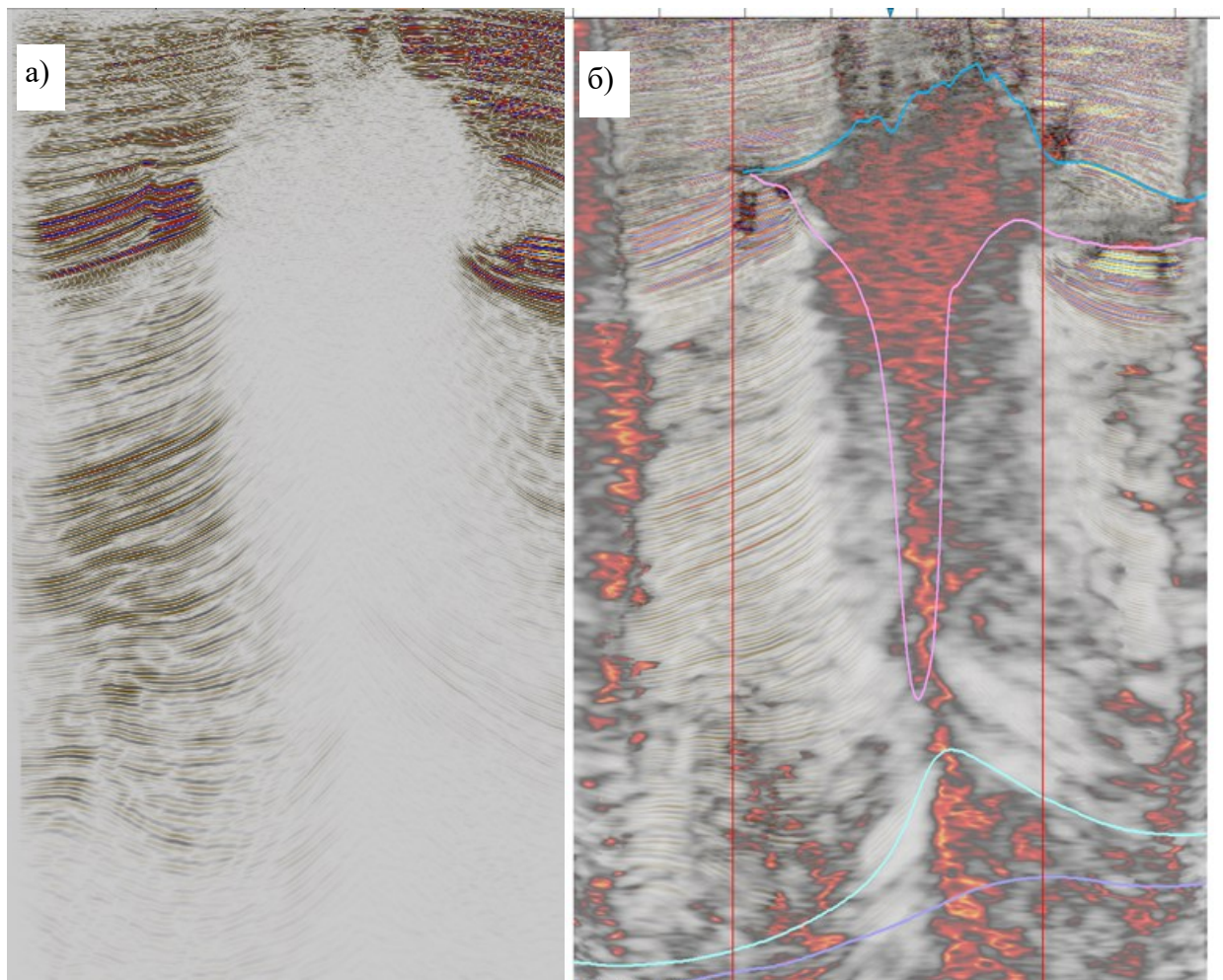


Рис. 4.4.1 Результати застосування сейсмоатрибутивного аналізу: а) Мігрований розділ PSDM; б) результат комплексного сейсмоатрибутивного аналізу, обчислений на основі Chaos, Dip illumination, Consistent curvature, Iso frequency, Instantaneous phase, Ant tracking, Amplitude contrast, Variance

Результат комплексного аналізу атрибутів можна побачити на рис. 4.4.1 (б), де чітко видно контур соляного купола. Результат міграції показаний на рис. 4.4.1, а.

Очевидно, шари, які знаходяться ближче до поверхні, краще візуалізуються, ніж глибші, тому можна розпізнати контур соляного тіла. Результати аналізу підтверджують наявність більш вузької стінки штока під ширшою верхньою частиною. Це підтверджує ефективність представленої стратегії, яка могла б точно визначити геометричні характеристики геологічного об'єкта. Застосування запропонованої стратегії на сейсмічних даних із соляним куполом неправильної форми забезпечило відповідне зображення для остаточної структурної та стратиграфічної інтерпретації.

Висновки до розділу 4

1. Сейсмоатрибутний аналіз сейсмічних матеріалів дозволив провести якісний аналіз динамічних та кінематичних параметрів сейсмічного поля. Для вирішення різних геологічних завдань використовуються різні сейсмічні атрибути. Автором виділені та проаналізовані атрибути, які найчастіше використовуються під час роботи з соляним куполом: хаос — допомагає окреслити соляні контури, миттєва фаза — визначає межу безперервності відкладів на соляній поверхні, підсвічування — використовується для виявлення та виділення хаотичних/шумних областей, амплітудний контраст — допомагає підкреслити та виділити соляні структури серед вміщуючих порід. Найкращим підходом є використання кількох атрибутів, які доповнюють один одного.

2. Алгоритм проведення комплексного сейсмоатрибутного аналізу включає в себе такі етапи: аналіз кореляційної матриці між усіма атрибутами, відбракування атрибутів, між котрими дуже низький коефіцієнт кореляції, так як між ними немає зв'язку, а також відкидання атрибутів з дуже високим коефіцієнтом кореляції, так як вони явно дублюють один одного (автокореляція) і не несуть нової інформації. В даному дослідженні для фінального розрахунку та побудови моделі соляного тіла було використано такі атрибути: Chaos, Dip illumination, Consistent curvature, Iso frequency, Instantaneous phase, Ant tracking, Amplitude contrast, Variance.

3. Результати аналізу, вказують на наявність більш вузької стінки штока під ширшою верхньою частиною. Це підтверджує ефективність запропонованого автором підходу, який дозволяє більш точно визначити геометричні характеристики геологічного об'єкта.

4. Сейсмоатрибутний аналіз використовується для створення статичної моделі резервуара. При наявності достатнього числа свердловин основні атрибути колектора можна використовувати на родовищі, що розробляється для оптимізації експлуатаційного буріння. В кінцевому рахунку, це призведе до більш ефективного вилучення вуглеводнів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ДО РОЗДІЛУ 4

1. Adewoye O., Amigun J., Afuwai G. (2015). Lithostratigraphic interpretation and seismic attributes analysis for reservoir characterization in some parts of niger delta. *Petroleum and Coal*. 57. 76-84.
2. M. Bacon, R. Simm (2011) 3-D Seismic Interpretation. SEG Books, - 203 pages.
3. Randen, T. et al. (2000), Three-Dimensional Texture Attributes for Seismic Data Analysis. SEG 2000 Expanded Abstracts
4. Naseer M., Shazia A., Naseer H., Farrukh Q., (2014). Application of Seismic Attributes for Delineation of Channel Geometries and Analysis of Various Aspects in Terms of Lithological and Structural Perspectives of Lower Goru Formation, Pakistan. *International Journal of Geosciences*. 2014. 1490-1502. 10.4236/ijg.2014.512121.
5. Fisher R. A. (1919) The correlation between relatives on the supposition of Mendelian inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 52, 399–433. <https://doi.org/10.1017/S0080456800012163>
6. Fisher, R. A. (1925) *Statistical Methods for Research Workers*. Oliver and Boyd.
7. Taner, M. T., Koehler, F., & Sheriff, R. E. (1979) Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, 44(6), 1041–1063. <https://doi.org/10.1190/1.1440994>
8. Robinson, E. A., Treitel, S. (1980) *Geophysical Signal Analysis*. Prentice-Hall. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802327>
9. Chopra, S., Marfurt, K. J. (2007) *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801900>
10. Basir O. A., Abdolrahim J., Mehdi T. (2013) Multi-attribute ant-tracking and neural network for fault detection. *Journal of Geophysics and Engineering*, 10(1), 015009. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/10/1/015009>

ВИСНОВКИ

1. Розроблено оригінальний граф обробки та інтерпретації сейсмічних даних для зон ускладнених соляним діпіризмом. Максимального ефекту досягнуто при поєднанні широкоазимутальних даних з трансверсально-ізотропною моделлю швидкості з похилою віссю симетрії. В цьому випадку відбиття від осадових порід під соляним штоком мінімально спотворені завадами та чітко простежуються до границі із сіллю. Однак, отримані результати не дозволили провести моделювання соляного тіла, оскільки наявність «тіньової зони» потребувала подальшої перевірки ітеративним трасуванням променів для моделі геологічного середовища із різними геологічно-змістовними конфігураціями діпіру.

2. Вперше застосовано алгоритм RTM, який є найточнішим методом сейсмічної візуалізації для крутих і вертикальних геологічних (акустично-контрастних) границь. Отримані результати були підтверджені бурінням.

3. Проведено променеве моделювання в комплексі обробки та інтерпретації для об'єктів Машівсько-Шебелинської зони. Запропонований підхід дозволив виключити вплив структурно-тектонічних особливостей у формуванні зони низького просвічення променями. Таким чином, причиною слабого сейсмічного сигналу є не тектонічно екрановані розломи, а слабка освітленість зони під сіллю, спричинена параметрами сейсмічної зйомки. Розташування зони тіні виявлено за результатами трасування променів.

4. Виконано атрибутивний аналіз в середовищах ускладнених крутопадаючими горизонтами. Найкращі результати для оконтурення соляного тіла показали такі атрибути: Chaos, Dip illumination, Consistent curvature, Iso frequency, Instantaneous phase, Ant tracking, Amplitude contrast, Variance.

5. Уточнено стінки штоку, провізуалізовано горизонти з великими кутами падіння. Використання інтегрованого підходу, що поєднує обробку сейсмічних даних, трасування променів та атрибутивний аналіз, дозволяє точно ідентифікувати перспективні зони для подальшої розробки та проаналізувати

інтегральний вплив пористого насиченого пласта на амплітуди, частоти та швидкості. Застосування запропонованої стратегії на сейсмічних даних із соляним куполом неправильної форми забезпечило відповідне зображення об'єкта для остаточної структурної та стратиграфічної інтерпретації.

6. Отримані результати підвищують ефективність пошуку вуглеводнів та сприяють більш раціональному використанню ресурсів. Комплексування методів демонструє стабільні геологічні результати та створює передумови для відкриття нових родовищ і вуглеводневих пасток, які приурочені до зон розвитку солянокупольної тектоніки Дніпровсько-Донецької западини.