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

Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису

ГРИНЬ ДМИТРО МИКОЛАЙОВИЧ

Прим. №

УДК: 550.834+550.34.097

ДИСЕРТАЦІЯ

МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ РОЗЛОМНО-БЛОКОВОЇ СТРУКТУРИ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ЗА ДАНИМИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА 103 – НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ

Подається на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук. Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело Д.М.Гринь

Науковий консультант Верпаховська Олександра Олегівна, доктор фізико-математичних наук, провідний наук.сп.

КИЇВ – 2021

АНОТАЦІЯ

Гринь Д.М. Метод визначення розломно-блокової структури геологічного середовища за даними сейсморозвідки. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2021.

Дисертаційна робота виконана з метою створення вискороздільного методу визначення розломно-блокової будови геологічного середовища. Метод базується на частотозалежному згасанні енергії сейсмічних хвиль, які проходять через підземні об'єкти. Висока роздільна здатність дає змогу виявляти просторову закономірність згасальних властивостей сейсмічних хвиль, пов'язану з геологічною будовою. Різні фізичні властивості геологічних структур роблять можливим простеження їх просторової ідентичності (однаковості) та структурної відмінності, які проявляються у вигляді трьох типів об'єктів – монолітних тіл, розломних структур та заповнювача, який приймає форму оточуючих об'єктів.

При всій своїй інформативності та детальності результати інтерпретації сейсмічних даних часто є далекими від істинної геологічної глибинної будови, тому що подаються у вигляді відображення тих чи інших фізичних властивостей геології середовища. Швидкісні моделі, отримані при проведенні ширококутних глибинних сейсмічних робіт за методикою ГСЗ (здобувач приймав участь в 7 профілях), представляють геологію у вигляді швидкісного розрізу, підкреслюючи вертикальні (або близькі до вертикальних) деталі блокової будови з плавним наростанням градієнта швидкості за простором і глибиною. Такі швидкісні розрізи зазвичай не відображають різких змін властивостей середовища, які б можна було асоціювати хоча б з глибинними, тектонічними розломами, і мають вигляд шаруватих розрізів з поступовою зміною швидкості в осадових породах, корі та мантії. В останні десятиліття

«безрозломні» та «безблокові» розрізи стали загальноприйнятими, і на їх основі відбувається спроба пояснити складні регіональні геодинамічні рухи, які призвели до формування сучасної геологічної будови.

У дисертації представлено два швидкісні розрізи, отримані здобувачем у результаті моделювання в південно-східній частини України по проектам DOBRE-99 і DOBRE-2. Наявність зони перекриття між профілями дозволило побудувати профіль загальною довжиною 770 км і глибиною до 70 км, який перетинає Чорне море, Керченський півострів, Азовське море, Азовський масив, Донецьку складчасту споруду і Воронезький кристалічний масив.

Для виділення слабоенергетичних хвиль, відбитих від границі Мохо або перекритих та ускладнених хвилями-завадами, був використаний різницевий метод. Він дає змогу виявляти і виділяти годографи відбитих хвиль довільної форми та видимості у хвильовому полі, використовуючи моделювання розрахункових або теоретичних парабол. Частотна корекція виявлених відбитих сейсмічних хвиль підвищує високочастотну складову, що призводить до появи чіткої лінії фронту відбитої хвилі і можливість визначення точного часу перших вступів сейсмічної хвилі. Додатково виявлені сейсмічні хвилі дозволили точніше побудувати глибинну модель середовищах в акваторіях Азовського і Чорного морів.

Змодельований швидкісний розріз по профілю DOBRE-99 & DOBRE-2, перерахований з глибини у час, порівнюється з моделлю, побудованою ДГП "Укргеофізика за даними глибинного СГТ, який було прокладено по тій самій лінії. У результаті маємо геологічний розріз, на якому відпрацьовані різні сейсмічні методики, в основі яких лежать різні фізичні властивості середовища. Глибинний метод СГТ представляє геологічне середовище у вигляді груп, близьких до горизонтальних відбиваючих горизонтів – ділянок з високим градієнтом швидкості, використовуючи які, побудовані основні структурні елементи – осадовий чохол, кора, мантія та спрощена система регіональних розломів. Порівнюючи дві моделі, можна побачити невідповідність між ними в фундаменті Донецької складчастої споруди (ДСС), зони переходу від Азовського масиву до коромантійної суміші та в будові Скіфській плити, де ізолінії швидкостей не співпадають з відбиваючими границями. На частині швидкісної моделі профілю DOBRE-2 виділяється значна швидкісна аномалія, за якою на глибині 30 км присутні нехарактерні швидкості 6,2–6,4 км/с. Горизонтальні розміри аномалії – 180 км. Такі самі швидкості, на відстані 20 км (80-й кілометр профілю), фіксуються на глибині лише 10 км. Тобто очевидним є факт наявності геологічного об'єкта, який причетний до формування крупної швидкісної аномалії. Однак на часовому розрізі СГТ будь-які тіла, які могли б пояснити аномалію, відсутні. Крім цього, на швидкісній моделі відсутні будьякі прояви контрастної границі, яку виділяє метод СГТ, на схилі Воронезького кристалічного масиву. Отже, неузгодженість у фізичних моделях потребує додаткового пояснення, без якого неможливе істинне відтворення будови і геодинаміки регіону.

Один з небагатьох варіантів для пояснення геологічної ситуації спірних ділянок – використання методів геофізики, які базуються на інших фізичних полях. У дисертації проведено комплексування з використанням магнітного, гравітаційного, теплового поля, сейсмічної томографії, поля спонтанної електромагнітної емісії Землі та швидкісної моделі. Місця, де розбіжності у поясненні геологічної моделі відсутні, можна вважати узгодженими, а там, де є певні протиріччя – необхідно шукати пояснення або компроміси, наприклад – положення границі Східноєвропейської платформи.

Інший спосіб – створити метод, який би дозволив, використовуючи змінні в часі і просторі фізичні властивості геологічного середовища, відтворювати його у найбільш зрозумілому вигляді – структурних одиницях: протяжних об'єктах розломного типу, монолітних блоках, складках, насувах, скидах та інших геологічних тіл. Для коректного розв'язку обернених динамічних задач, зокрема пошуку дисипативних властивостей геологічного середовища, використовувались сейсмічні СГТ DOBREflection2000 (ДГП записи

"Укргеофізика"), які відповідають чітким критеріям якості цифрових даних. По-перше, вони мають високу просторову дискретність, яка дає змогу відтворювати дрібні деталі підземних об'єктів, по-друге, сейсмічне хвильове поле є спрощеним, на ньому відсутні хвилі-завади і фактично присутні лише горизонтальні або близькі до горизонтальних відбиваючі границі. Для видалення різношвидкісних хвиль-завад та математично штучно створених хвиль (крайові ефекти міграції Кірхгофа) був розроблений різницевий метод, яким надалі оброблялись сейсмічні дані для рішення фундаментальних і прикладних задач. Етап підготовки сейсмічних даних до обробки є важливим, оскільки співвідношення корисний сигнал/шум глибинних сейсмічних даних заходиться у співвідношенні 10/90.

Метод виділення розломно-блокової будови використовує математичний апарат без нелінійних математичних операцій, а також, з контролем методологічних помилок, пов'язаних з обмеженістю в часі сейсмічних записів. В основі методу – розкладання за допомогою спектрального аналізу сейсмограми на групи базисних функцій. Таким чином, в кожній часовій дискреті (або точці простору) маємо безмежну кількість значень амплітуди і фази базисних функції. Ці амплітудно-фазові величини є унікальними, вони формуються безпосередньо під впливом фізичних властивостей геологічного середовища, а значить несуть інформацію про нього. Беручи однакові за кількістю гармонік (3 допомогою смугових фільтрів та ідентичною передавальною функцією і однаковим кроком у частотному діапазоні) групи базисних функцій. Застосувавши для кожної групи отримуємо перетворення Гільберта, обчислимо їхні обвідні. Перетворення Гільберта дає змогу розділити кінематичну (миттєва фаза) і динамічну складову (миттєва частота) сейсмічного запису. Відношення обвідних до вибраної дозволяє обчислити відносну амплітуду (енергію) коливання в кожній часовій дискреті сейсмограми. Тобто в точці простору матимемо одномірну матрицю різночастотних значень енергії, кількість яких залежить від кількості

відношень. В якості кінцевого значення використовується середнє арифметичне значення відносного згасання енергії одномірної матриці.

Наведений алгоритм визначає *еквівалентне* частотозалежне згасання енергії сейсмічних хвиль – безрозмірну величину. Для оконтурення глибинного геологічного об'єкта чи виділення зони розлому природа поглинання не має значення. Використання сумарного ефекту згасання різних типів робить аномалії більш контрастними і вираженими. Роздільна здатність сейсмічних даних СГТ DOBREflection2000, які використані для відтворення глибинної розломно-блокової структури, мають просторово-часову дискретність – 17,5×11,5 м і складаються з 26 680 000 значень. Другий параметр роздільної здатності – контрастність, тобто здатність чітко відображати аномалії, пов'язані з фізичними властивостями. Вона залежить від співвідношення корисний сигнал/шум у сейсмічних записах.

На часовому профілі СГТ DOBREflection2000, обробленому за методом визначення розломно-блокової будови, проявляється геологічна структура розрізу. Групи відбитих хвиль, зокрема і енергетично слабкі, представлені у вигляді тіл з однаковими поглинальними властивостями, які мають чітко окреслену форму, яка узгоджується з іншими тілами та геологічними Фактично відбувається конвертація сейсмічних структурами. даних y геологічні. Чітко виділяється фундамент ДСС, яка має різну, згідно з інтерпретацією, геодинамічну історію формування. Ліва частина ДСС сформована під впливом сил стискання, направлених під Азовський масив і частково вверх. Як наслідок, відбулось видавлювання значних мас кори на 20кілометровій ділянці. Сформувалось чотири насуви – Старобешівський, Ялинський, Мушкетівський, Повздовжній. Найбільший на Донбасі Ялинський насув має перепад по висоті біля 3 км. Права частина також знаходилась під дією сил стискання, однак ці сили були перерозподілені більш рівномірно, що призвело до внутрішнього складкоутворення та значно менших за розмірами і амплітудами насувів. Причина таких геодинамічних особливостей пояснюється будовою коромантійної суміші й верхньої частини мантії. Ліва частина ДСС, як видно з результату обробки сейсмічних даних СГТ методом визначення розломно-блокової структури геологічного середовища за сейсмічними даними, активним коромантійним заходиться над зоною 3 складкоутворенням, мантійним діапіризмом. Права частина ЛСС лежить на достатньо консолідованій частині кори, під якою знаходяться монолітні мантійні породи.

Запропонованим методом визначення розломно-блокової будови середовища виділяються тонкі протяжні об'єкти, пов'язані з розломними структурами. Один з ідентифікаторів – різка зміна поглинальних властивостей сусідніх порід у просторі, яке з'являється у випадку зсувних розломів або тектонічних порушень. Інший вид розломів, які чітко проявляються на результатах обробки – розломи з заповнювачем – цементом та залишками уламків породи, або проникненням магми у міжрозломний простір. Наприклад, такі лінійні структури виділяються на глибині 35–40 км.

Загалом розломно-блокова модель має вигляд завершеної, в якій всі різноглибинні структури пов'язані спільними геодинамічними процесами і пояснюють розбіжності, які присутні в сейсмічних моделях, побудованих з використанням інших фізичних властивостей середовища.

Оскільки якість вхідних сейсмічних даних є вирішальною для визначення параметрів дисипативних середовища, розглянуто питання створення адаптивної технології проведення сейсмічних робіт, метою використання якої є отримання в польових умовах сейсмічних даних з мінімальним впливом верхньої частини сейсмічного розрізу та максимальним наповненням сейсмограм. спектрального складу Адаптивне функціонування сейсмокомплексу в процесі відпрацювання фізспостережень здійснюється у відповідності з результатами порівняння заданих і фактично отриманих спектрів відношення сигнал/завада, що призводить до автоматичної зміни форми СВІП сигналу. Для вібраційних сейсмокомплексів границі дефіцитних ділянок отриманого спектра визначають діапазон частот вібрації, а глибина дефіцитних ям – енергію зондувальних сигналів.

Застосування методу по визначенню розломно-блокової структури для прикладних задач показано на прикладі вивчення будови тонкошаруватого вуглевмісного середовища шахти «Краснолиманська», використовуючи сейсмічні дані 3D МСГТ. Ці сейсмічні данні є суттєво інформативнішими за дані глибинного методу СГТ DOBREflection2000. В шахтних полях об'єктом вивчення є розломні структури, які можуть бути провідниками метану, зони розущільнення, які можуть бути пов'язані з місцем накопичення газу, об'єкти шахтної інфраструктури, де відбуваються суфлярні викиди, та територія Як у геологічному об'єкті, у шахтному полі навколо шахтних споруд. виділяються скиди, насуви, складки, середньоамплітуді (зміщення 20-100 м) і малоамплітудні (зміщення 10-20 м) порушення. Виявлення положення та прив'язка у тривимірному просторі рукотворних і небезпечних геологічних об'єктів відбувається під автоматично час розрахунку поглинальних властивостей середовища.

Враховуючи високу роздільну здатність запропонованого методу і наявність тривимірної матриці 3D МСГТ, яка складається з 27 436 000 чисел, був розроблений метод автоматизованого пошуку розломів і монолітних структур з використанням вейвлет-аналізу у спектрально-часовій області. В основі методу лежать непомітні для перетворення Фур'є слабоамплітудні нестаціонарні процеси, пов'язані з різкою зміною поглинальних властивостей на контакті геологічних блоків з діаметрально протилежними фізичними властивостями. Положення максимальних енергією високочастотних за спектральних компонент повністю збігається з глибинними розломами, сформованими Глибокоярським, Федорівським та іншими скидами. Низькочастотніші компоненти представляють інформацію про блоковість та їхню просторову однорідність.

Окрім рішення задачі про виявлення потенційно небезпечних місць з можливими суфлярними викидами у шахти метану, цей метод можна застосовувати для виявлення місць підтоплення (заводнення) шахт.

Приведено приклад поглинальних властивостей середовища на Дробишівському родовищі покладів газу і газоконденсату з покришками малої товщини та слабкими екрануючими властивостями. На результатах обробки проявляються малоамплітудні розломи, лінзоподібні тіла, структурні елементи, пов'язані з крупною вертикальною зоною стискання та розломоутворенням, не помітною для кінематичної сейсміки.

Одним з вагомих геологічних результатів, отриманих в дисертаційній роботі при інтерпретації швидкісної моделі по профілю DOBRE-2 встановлення істинного положення та природи границі між старішою Східноєвропейською плитою, представленою Азовським масивом, і молодшою Скіфською плитою. Ця границя співпадає з положенням Головного азовського розлому, який занурюється на південь під кутом 40° щонайменше на глибину Проводячи інженерно-геофізичні вишукування під будівництво, 12 KМ. дисертант проводив сейсмічні роботи на о. Зміїний, за результатами яких були виявлені раніше незакартовані розломи. Встановлені напрямки ïχ розповсюдження (азимути) співпали з азимутами Голіцинського (який за напрямком співпадає з Головними азовським розломом) та Істрійського розломів.

Ключові слова: поглинання, згасання енергії, різницевий метод, глибинне сейсмічне зондування, дисипативні властивості, базисні функції, спектральна область, границя Мохо, тектонічні порушення.

ANNOTATION

Gryn' D.M. Method for determining the fault-block structure of the geological environment according to seismic data. – Qualifying scientific work on the rights of the manuscript. The dissertation on doctor scientific degree in physical and mathematical sciences on a specialty 04.00.22 – geophysics (103 – Earth sciences). – Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2021.

The dissertation work was performed in order to create a high-resolution method for determining the fault-block structure of the geological medium. The method is based on the frequency-dependent attenuation of the energy of seismic waves that pass through subterranean objects. High resolution allows to detect the spatial regularity of the damping properties of seismic waves associated with the geological structure. Different physical properties of geological structures make it possible to trace their spatial identity (sameness) and structural differences, which are appearin the three types of objects - monolithic bodies, fault structures, and aggregate, which takes the form of surrounding objects.

The results of seismic data interpretation are often far from the true geological deep structure, despite their informativeness and detail, presenting the result as the form of a reflection of certain physical geology properties of the medium.Velocity models obtained as a result of wide-angle deep seismic works according to the GSS method (in 7 projects the applicant took part) represent geology as velocity section, emphasizing vertical (or close to vertical) details of block structure with smooth increase of velocity gradient in space and depth. Such velocity sections usually do not reflect abrupt changes in the properties of the medium that could be associated, at least with deep, tectonic faults and have the form of layered sections with a gradual change in velocity in sedimentary rocks, crust and mantle. In recent decades, "faultless and blockless sections" have become generally accepted, and on their basis there is an attempt to explain the complex regional geodynamic movements that led to the formation of modern geological structure.

The dissertation presents two velocity sections obtained by the applicant as a result of modeling in the south-eastern part of Ukraine, according to the projects DOBRE-99 and DOBRE-2. The presence of an overlap zone between the profiles allowed to build a profile with a total length of 770 km and a depth of 70 km, which crosses the Black Sea, Kerch Peninsula, AzovSea, Azov Massif, Dnieper folded structure and Voronezh Massif.

A difference method was used to reveallow-energy waves reflected from the Moho boundary or blocked and complicated by interference waves. It allows to detect and obtain hodographs of reflected waves of arbitrary shape and visibility in a wave field, using modeling of computational or theoretical parabolas. Frequency correction of the detected reflected seismic waves increases the high-frequency component, which leads to the appearance of a clear front line of the reflected wave and the ability to determine the exact time of the first arrivals of the seismic wave. Additionally, the obtained seismic waves made it possible to construct a deep model of the Azov and Black Seasarea more accurately.

The modelled velocity section along the DOBRE-99 & DOBRE-2 profile was transformed from the depth to time scale and compared with the deep CDP model built by SGE "Ukrgeofizika", which was laid along the same line. As a result, we have a geological section, which has developed various seismic techniques, which are based on different physical properties of the medium. The deep CDP method represents the geological medium in the form of groups close to horizontal, reflecting horizons - areas with a high velocity gradient, using which the main structural elements are built - sedimentary cover, crust, mantle and a simplified system of regional faults.

Comparing the two models, we can see the difference between them in the base of the Donetsk folded structure, in the transition zone from the Azov massif to the coromantic mixture, and in the structure of the Scythian plate, where the velocity isolines do not coincide with the reflecting boundaries. On the part of the velocity model of the DOBRE-2 profile, a significant velocity anomaly is distinguished, according to which at a depth of 30 km there are uncharacteristic velocities of 6.2 - 6.4 km/s. Horizontal dimensions of the anomaly are 180 km. The same velocities, at a distance of 20 km (80th km of the profile), are at a depth of only 10 km. Thus, it is obvious that there is a geological object that is involved in the formation of a large velocity anomaly. However, in terms of CDP model, there are no bodies that could explain that anomaly. In addition, the velocity model does not show any signs of the contrast boundary distinguished by the CDP method on the slope of the Voronezh massif.

Therefore, the inconsistency in the physical models needs additional explanation, without which a true rebuilding of the structure and geodynamics of the region is impossible.

One of the few options to explain the geological situation of the disputed areas is to use methods of geophysics that are based on other physical fields. In the dissertation, in co-authorship, complexation is carried outwith the use of magnetic, gravitational, thermal field, seismic tomography, field of spontaneous electromagnetic emission of the Earth and velocity model. Places with no differences in the explanation of the geological model can be considered agreed, where there are certain contradictions –it is necessary to look for explanations or compromises, for example, the position of the border of the Eastern European platform.

Another way is to create a method that would allow, using variable in time and space physical properties of the geological medium, to reproduce it in the most understandable form – structural units: long objects of fault type, monolithic blocks, folds, thrusts, downthrows, and others geological bodies. For the correct solution of inverse dynamic problems, in particular, the search for dissipative properties of the seismic records of DOBREflection2000 geological medium, (by SGE "Ukrgeofizika") were used, which meet criteria for high quality digital data. Firstly, they have a high spatial discreteness, which allows to reproduce small details of underground objects, secondly, the seismic wave field is simplified, there are no interference waves and in fact, there are only horizontal or close to horizontal reflective boundaries. To remove high-velocity interference waves and mathematically artificially created waves (edge effects of Kirhof migration), a difference method was developed, which, in turn, processed seismic data to solve fundamental and applied problems. The stage of seismic data preparation for processing is important, because the ratio of useful signal/noise of deep seismic data is in the ratio of 10 to 90.

The fracture-block method uses a mathematical apparatus without nonlinear mathematical operations, as well as with the control of methodological errors associated with the time constraints of seismic records.

The method is based on the expansion of seismograms into groups of basis functions, using spectral analysis. Thus, in each time discrete (or point in space) we have an infinite number of amplitude values and phase of the basis function. These amplitude-phase values are unique, they are formed directly under the influence of the physical properties of the geological medium, and therefore carry information about it. Taking the same number of harmonics (using bandpass filters and identical transfer function and the same step in the frequency range) we obtain groups of basis functions. Using the Hilbert transformations over each group, we calculate their envelopes. The Hilbert transform allows us to separate the kinematic (instant phase) and the dynamic component (instant frequency) of seismic records. The ratio of the envelopesto the selected allows you to calculate the relative amplitude (energy) of oscillations in each time discrete of the seismogram. Thus, at a point in space we have a one-dimensional matrix of different frequency values of energy, the number of which depends on the ratio number. As a final value, the arithmetic mean value of the relative attenuation of the energy of the one-dimensional matrix is used.

The presented algorithm determines the equivalent frequency-dependent attenuation of the energy of seismic waves - a dimensionless value. The nature of the absorption does not matter tocontouring a deep geological object or the allocation of a fault zone. The use of the cumulative effect of different typesattenuation makes the anomalies more contrasting and noticeable. The resolution of the CDP seismic data of the DOBREflection2000 profile, which are used to reproduce the deep fault-block structure, have a spatially-time discreteness of 17.5 x 11.5 m and consist of 26,680,000 values. The secondresolution parameter is contrast, namely the ability to clearly reflect anomalies related to physical properties. It depends on the useful signal/noise ratio the seismic records.

The geological structure of the section is shown on the CDP profile DOBREflection2000, processed by the method of determining the fault block structure. Groups of reflected waves, including energetically weak ones, are represented in the form of bodies with the same absorbing properties, which have a clearly defined shape that is consistent with other bodies and geological structures. In

fact, there is a transformation of seismic data into geological. The basis of the Donetsk folded structure (DFS), which has a different, according to interpretation, geodynamic formationhistory, is clearly distinguished. The left part of the DFS is formed by the influence of compression forces directed under the Azov massif and, partially upwards. As a result, significant masses of crust were squeezed out on a 20kilometer area. As a result, four thrusts were formed - Starobeshivsky, Yalynsky, Mushketivsky, Povzdovzhny. The largest in the Donbass Yalinsky thrust has height difference about 3 km. The right part was also under the action of compression forces, but these forces were redistributed more evenly, which led to internal folding and much smaller thrustsin size and amplitude. The reason for such geodynamic features is due to the structure of the crust-mantle mixture and the upper part of the mantle. The left part of the DFS, as can be seen from the processing of CDP seismic data by the method for determining the fault-block structure method, goes over the zone with active crust-mantlefolding, mantle diapyrism. The right part of the DFS lies on a sufficiently consolidated part of the crust under which are monolithic mantle rocks.

The proposed method of determining the fault block structure of the medium highlights thin long objects associated with fault structures. One of the identifiers is a sharp change in the absorption properties of neighboring rocks in area, which occurs in the case of landslides or tectonic faults. Another type of faults, which are clearly revealed in the processing results are faults wich aggregate cement and remnants of rock fragments, or the penetration of magma into the fractures. For example, such linear structures are observed at a depth of 35-40 km.

In general, the fault block model looks complete.All different depth structures are related with common geodynamic processes and explain the differences that are present in seismic models constructed using other physical properties of the medium.

The quality of input seismic data is crucial for determining the dissipative parameters of the medium, so the taskto create an adaptive technology for seismic works is consideredThe purpose of using this technology is to obtain seismic data in the field, which have minimal impact of the upper part of the seismic section and the maximum filling of the spectral composition of seismograms. Adaptive operation of the seismic complex in the process of testing physical observations is carried out in accordance with the results of comparison of the set and actually obtained spectra of the signal-to-noise ratio, which leads to an automatic change in the shape of the SWIP signal. For vibration seismic complexes, the boundaries of the deficit areas of the obtained spectrum determine the range of vibration frequencies, and the depth of the deficit pits determines the energy of the probing signals.

The application of the method for determining the fault-block structure for applied problems is shown by the example of studying the structure of the thin-layer carbonaceous medium of the mine "Krasnolimanskaya", using seismic data 3D MCDP. These seismic data are significantly more informative than the DOBREflection2000data obtained by the deep CDP method. In minefields, the object of study are fault structures that can be methane conductors, decompression zones that can be associated with the place of gas accumulation, mine infrastructure facilities where prompted emissions occur and the area around the mine structures. As in a geological object, in the mine field there are landslides, thrusts, folds, medium-amplitude (offset 20 - 100 m) and low-amplitude (offset 10 - 20 m) faults. Detection of placement and binding in three dimensions of man-made and dangerous geological objects occurs automatically during the calculation of the absorption properties.

Given the high resolution of the proposed method and the presence of a threedimensional 3D matrixof MCDP, which consists of 27,436,000 values, a method of automated search for faults and monolithic structures using Wavelet analysis in the spectral-time domain was developed. The method is based on weakly amplitude nonstationary processes, which are invisible to Fourier transform, and are associated with a sharp change in the absorption properties at the contact of geological blocks with diametrically opposite physical properties. The position of the maximum highfrequency spectral components in terms of energy completely coincides with the deep faults formed by Hlybokoyarsky, Fedorovsky, and other thrusts. Lower frequency components represent information about block structure and their spatial homogeneity.

In addition to solving the problem of detecting potentially dangerous places with possible prompt emissions into methane mines, this method can be used to identify places of flooding of mines.

An example of the absorption properties of the medium at the Drobyshivskoye field of gas and gas condensate deposits with covers of small thickness and weak reflecting properties is given. The processing results show low-amplitude faults, lenstype bodies, structural elements associated with a large, vertical compression zone and fault formation, which is not noticeable by kinematic seismicity.

One of the important geological results obtained in the dissertation for the interpretation of the velocity model of the DOBRE-2 profile is the clarifying of the true position and nature of the boundary between the older Eastern European plate represented by the Azov massif and the younger Scythian plate. This boundary coincides with the position of the Main Azov Fault, which plunges to the south at an angle of at least 40° to a depth of 12 km. The respondent arrived out seismic work at the Snake Island (Black sea) during engineering geophysical surveys for construction, which found previously unmapped faults. The established directions of their distribution (azimuths) coincided with the azimuths of the Golitsyn and the Istrian faults, whose direction coincides with the Main Azov fault.

Key words: absorption, energy attenuation, difference method, deep seismic sounding, dissipative properties, basic functions, spectral region, Moho boundary, tectonic fauls.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Монографії

1. Кендзера О.В. Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Легостаєва О.В., Гринь Д.М., Коломієць К.В., Толкунов А.П., Чулков С.С. (2019).

Глибинна будова літосфери та сейсмічна небезпека території України. Київ: Наук. думка, 197 с.

2. Сапужак I, Вербицький С, Гринь Д., Когут О. (2019). Сейсмічне мікрорайонування майданчика під будівництво резервуару під ЛВДС "Броди". Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища: Збірник наукових праць. Під заг. ред. В.Ю. Максимчука. Львів: Растр-7, С. 172–174.

Статті у фахових виданнях

1. Гринь М.Є., **Гринь Д.М.,** Мукоєд Н.І., Гордієнко Л.Я. (2007). Фазові та групові швидкості у дисипативному середовищі, їх дійсні та уявні складові. *Геофизический журнал*, 29(5), 84–100.

2. Старостенко В.І., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Коломієць К.В., Легостаєва О.В., **Гринь Д.М.** (2009). Дослідження глибинної будови земної кори та верхньої мантії за профілем ГСЗ Дебрецен–Мукачеве–Рівне (проект PANCAKE-08). *Геоінформатика*, (2), 25–29.

3. Gryn D., Mukoyed N. (2010). Separation of thin layered geological medium fields. *Геофизический журнал, 32*(4), 53–56.

4. Гринь. Д.М. (2011). Часові розрізи логарифмічних декрементів згасання тонкошарового середовища. *Наук. праці УкрНДМІ НАН України*, (9), 282–290.

5. Роман В.І., Шпортюк Г.А., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.І. (2011). Адаптивні сейсмічні дослідження: моделі реєстрації сейсмічних полів. *Геофизический журнал*, *33*(6), 152–157.

6. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., **Гринь** Д.М., Мукоєд Н.И. (2012). Перспективы сейсморазведки. *Зб-к наук. праць* УкрДГРІ (4), С. 37–45.

7. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., **Гринь** Д.М., Мукоєд Н.И. (2013). Интенсивная сейсморазведка. *Збірник наук.праць УкрДГРІ*, (4), 86–92.

8. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Thybo H., Artemieva I.M, Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., **Gryn D.**, Guterch A., Hegedus E, Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2013a). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, *608*, 1049–1072. doi:<u>10.1016/j.tecto.</u>2013.07.008.

9. Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda P., Czuba W., Kolomiyets K., Aleksandrowski P., Gintov O., Omelchenko V., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., **Gryn D.**, Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. (2013b). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, *195*(2), 740–766. doi:10.1093/gji/ggt292.

10. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Omelchenko V., **Gryn D**., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International, 201*(1), 406–428. doi:10.1093/gji/ggv018.

11. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., Попков В.С., Богаєнко М.В., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.И. Техніко-технологічні комплекси для адаптивних сейсмічних досліджень. (2015). *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, (1), 37–45.

12. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., **Gryn D.**, Rusakov O., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Grad M., Guterch A., Fluh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A. (2016). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In M. Sosson, R.A. Stephenson, & S.A. Adamia, (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Socy. London. Spec. Publ. 428. doi:10.1144/SP428 13. Starostenko V.I., Gintov O.B., Lysynchuk D.V., Kolomiyets E.V., Omelchenko V.D., **Gryn D.N.**, Legostaeva O.V., Janik T., Środa P., Czuba W., Guterch A., Aleksandrowski P., Komminaho K., Tiira T., Thybo G., Tolkunov A.V. (2017a). Crustal And Upper Mantle Velocity Model Along The Dobre-4 Profile From North Dobruja To The Central Region Of The Ukrainian Shield: 1. Seismic Data. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth, 53*(2), 193–204. doi:10.1134/S1069351317020124

14. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., Гринь Д. Н., Старостенко В.И., Яник Т. (2018). Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREfraction'99/ DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа—Восточно-Черноморская впадина). *Геофизический журнал, 40*(5), 98–136. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476

15. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., **Gryn D.**, Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, *212*(3), 1932–1962. doi:10.1093/gji/ggx509.

16. **Гринь** Д.М., Вербицький С.Т. (2019а). Автономні цифрові сейсмічні станції SV. *Геофизический журнал*, *41*(4), 125–144. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177376.

17. **Гринь Д.М**. (2019б). Методика визначення просторового поширення малоамплітудних розломів і тріщин у тонкошаруватому вуглевмісному геологічному середовищі. *Геофизический журнал, 41*(5), 190–205. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.183644.

18. Гринь Д.М. (2019в). Автоматизований спосіб визначення неузгодженого залягання геологічних горизонтів за тривимірними сейсмічними даними. *Геофизический журнал, 41*(6), 183–194. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190075.

19. **Гринь** Д.М., Вербицький С.Т, Дмитренко О.В. (2019). Адаптивний сейсмічний комплекс для інженерної геофізики. *Геоінформатика*, (4), 65–73.

20. Гринь Д.М. (2020а). Виділення глибинних, енергетично слабких хвиль в сейсмічних записах ГСЗ. *Геофизический журнал, 42*(1), 96–109. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195479.

21. **Гринь** Д.М. (2020б). Глибинна будова Ялинського насуву ДДЗ за даними сейсмічного профілю DOBREfraction-2000. *Доповіді НАН України*, (2), 45–51. doi:10.15407/dopovidi2020.02.045.

22. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wojcik D., Mechie J., Głuszyński A., Omelchenko V., Legostaeva O., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S. (2020). TTZ-South seismic experiment. *Геофизический журнал*, 42(3), 3–15. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204698.

23. Гринь Д.М. Розломно-блокова будова границі Мохо під центральною частинною Донецької складчастої споруди (по лінії сейсмічного профілю DOBREflection2000). (2020). *Геофизический журнал, 42*(5), 193–204. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215083.

24. Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., Amashukeli T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Okoń J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaieva O., **Gryn D.**, Mechi J., Tolkunov A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, *794*, 228620. doi:10.1016/j.tecto.2020.228620.

Патенти

1. Роман В.І., Попков В.С., Богаєнко М.В., Євстахевич З.М., Дмитренко О.В., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.І. (2018). Спосіб збудження сейсмічних хвиль. Патент на винахід № 116423 (а2016 13407) від 12.03.2018.

Попков В.С., Богаєнко М.В., Роман В.І., Гринь Д.М., Мукоєд Н.І. (2019).
Спосіб збудження сейсмічних хвиль. Патент на винахід № 119203 (а2017 12828)
від 10.05.2019.

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Гринь Д.М. (2006). Траєкторії знеміцнення відкладів у зв'язку з ефектом Рабіндера за даними сейсміки. *Матеріали Всеукраїнської наукової конференції* "Монітортнг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану", Київ. (С. 58–60).

2. Starostenko, V, Grad, M., **Gryn, D.**, Guterch A., Dannovski, A., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Stephenson, R., Stratford, W., Thybo, H., Tolkunov, A., Flyuh E., Czuba, W., Shroda, P., Shulgin, A., Janik T. (2007). Integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea–Crimea–Black Sea area). Models of the Earth's crust and upper mantle, VSEGEI, St. Petersburg, (P. 206–207).

3. Starostenko, V.I., Grad, M., *Gryn, D.N.*, Guterch A., Dannovski, A., Kolomiyets, K.V, Legostaeva, O.V., Lysynchuk, D.V., Omelchenko, V.D., Stephenson, R.A., Stratford, W., Thybo, H., Tolkunov, A.P., Flyuh E., Czuba, W., Shroda, P., Shulgin, A., Janik T. (2008). Seismic studies of the lithosphere by the DSS and CDP methods at the junction between the East European Platform and the Scythian plates (Project DOBRE2). Tenth. Geoph. Reading by Fedynsky V.V. name, Abstr., Moscow, P. 41.

4. Гринь М.Є., **Гринь** Д.М. (2008). Затухание сейсмических волн и прогнозирование путей движения флюидов. Дегазация Земли: геомеханика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Материалы Всерос. конф. Москва. 22–25 апреля 2008 г. (С. 134–137).

5. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., Гринь Д.Н., Мукоед Н.И. (2012). Перспективы сейсморазведки. 3-я Междунар. науч.-практ. конф.: Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенный структур. Украина, Крым, г. Феодосия, 16-22 сентября 2012 г.С. 23-25.

6. Starostenko, V., Czuba, W., Grad, M., Gintov, O., **Gryn, D.**, Guterch, A., Hegedűs, E., Janik, T., Kolomiyets, K., Komminaho, K., Kutas, R., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Środa, P., Stephenson, R., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (2012a). Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe. *The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), (Russia, Moscow–Obninsk 19–24 August 2012):* Abstracts (p. 70–71).

7. Starostenko, V., Czuba, W., Grad, M., Gintov, O., **Gryn, D.**, Guterch, A., Hegedűs, E., Janik, T., Kolomiyets, K., Komminaho, K., Kutas, R., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Środa, P., Stephenson, R., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (20126). Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012): Abstracts* (P. 84).

8. Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., **Gryn, D.** (2012B) Velocity model of the lithosphere from Dobrogea Orogen towards the UkrainianShield, DOBRE-4 profile. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012): Abstracts* (P. 86).

9. Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., **Gryn, D.**, Tolkunov, A., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Grad, M., Guterch, A., Kolomiyets, K., Thybo, H., Legostaeva, O. (2012r). Velocity model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012): Abstracts* (P. 85).

10. Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Sroda, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., **Gryn, D.**, Legostaeva, O., Thybo, H., Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *EGU General Assembly 2013 (Austria, Vienna, 07–12 April 2013). Geophysical Research Abstracts*. Vol. 15, EGU2013-4348.

11. Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysunchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., **Gryn, D.**, Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira, T. Tolkunov, A. (2014a). *The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results.* 16th SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona–Castelldefels, 12–17 October 2014): Abstracts (P. 24).

12. Starostenko, V., Janik, T., Czuba, W., Środa, P., Farfuliak, L., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gintov, O., **Gryn, D.**, Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira T., Tolkunov A. (20146). The crust and upper mantle in the Scythian platform: seismic model along DOBRE-5 profile (the northwestern Black sea and the Crimean peninsula). *Final symposium «Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, December 8–9, 2014* (pp. 147–149).

 Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, P., Sosson, M., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (2014B). Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the North Dobrogea Orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea Peninsula, Ukraine. *16th SEISMIX International Symposium, Barcelona, Spain, 12–17 October 2014* (P. 27).

14. Amashukeli, T., Czuba, W., Grzyb, J., Dragut, A., **Gryn, D.,** Janik, T., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Mechie, J., Mocanu, V., Okoń, J., Omelchenko, V., Starostenko, V., Stephenson, R., Środa, P., Trzeciak, M., & RomUkrSeis Working Group. (2016). The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. *SEISMIX 2016, Seismology at the Crossroads, 17th International*

Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016 (P 130).

15. Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysunchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., **Gryn, D.**, Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (2016). The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results. *SEISMIX2016, Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016* (P 147).

16. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Lysunchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., **Gryn D.**, Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. (2017). *The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, along Pripyat-Dnieper-Donets Basin. Geophysical Research Abstracts. Vol. 19, EGU2017-PREVIEW, 2017 EGU General Assembly.*

17. Amashukeli, T., Czuba, W., Dragut, A., **Gryn, D.**, Janik, T., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Mechie, J., Mocanu, V., Okoń, J., Omelchenko, V., Skrzynik, T., Starostenko, V., Stephenson, R., Środa, P., Yegorova, T. (2018). RomUkrSeis: the deep structure of the TESZ where it is obscured by the Eastern Carpathians. *RomUkrSeis WorkingGroup: Book of abstracts, 18 International SEISMIX Symposium Seismology between the Poles, 17–22 June 2018 Cracow, Poland* (P. 12).

18. Amashukeli, T., Czuba, W., Dragut, A., **Gryn, D.**, Janik, T., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Mechie, J., Mocanu, V., Okoń, J., Omelchenko, V., Skrzynik, T., Starostenko, V., Stephenson, R., Środa, P., Yegorova, T. (2018). RomUkrSeis: the deep structure of the TESZ where it is obscured by the Eastern Carpathians. *RomUkrSeis Working_Group: Book of abstracts, 18 International SEISMIX Symposium Seismology between the Poles, 17–22 June 2018 Cracow, Poland* (P. 130).

19. Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie, J., Tolkunov, A. (2019). Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Geophysical Research Abstracts Vol. 21, Bidehb, Abcmpia, 7–12 травня 2019*.

20. Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zajats, K., Głuszyński, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Mechie, J., Tolkunov, A., Amashukeli, T., **Gryn', D.**, Chulkov, S. (2020). TTZ-South seismic profile reveals the lithospheric structure along the SW border of the East European Craton in SE Poland and NW Ukraine. *Abstracts of SEISMIX 2020 – 19th International Symposium on Deep Seismic Profilling of the Continents and their Margins. 15–20 March 2020, Perth, Australia.*

21. Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zajats, K., Głuszyński, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Mechie, J., Tolkunov, A., Amashukeli, T., **Gryn', D.**, Chulkov, S. (2020). The transition of the East European cratonic lithosphere to that of the Palaeozoic collage of the Trans-European Suture Zone as depicted on the TTZ-South deep seismic profile (SE Poland to NW Ukraine). *Geophysical Research Abstracts Vol. 22, 2020 EGU General Assembly.*

3MICT

| Перелік умовних скорочень і символів | 32 |
|---|----|
| ВСТУП | 33 |
| РОЗДІЛ 1. МЕТОДИКА ВИДІЛЕННЯ РОЗЛОМНО-БЛОКОВОЇ | |
| СТРУКТУРИ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ЗА ДАНИМИ | |
| ГЛИБИННОГО МЕТОДУ СГТ | 45 |
| 1.1 Теоретична роздільна здатність методу визначення розломно- | |
| блокової структури середовища. | 48 |
| 1.2 Видалення хвиль-завад з сейсмічних даних СГТ різницевим | |
| алгоритмом | 51 |
| 1.2.1 Загальні положення | 52 |
| 1.2.2 Хвилі-завади, виділені різницевим алгоритмом з сейсмічних | |
| хвильових полів | 54 |
| 1.2.3 Зменшення впливу крайових ефектів. | 56 |
| 1.2.4 Видалення залишкових низькошвидкісних хвиль-завад | 57 |
| 1.2.5 Видалення з сейсмічних даних СГТ хвиль-завад, сформованих | |
| некоректними даними для міграції | 60 |
| 1.2.6 Видалення хвиль-завад з даних по профілю СГТ | |
| DOBREflection2000. | 62 |
| 1.3 Методичні помилки при визначенні частотозалежного згасання | |
| енергії сейсмічних хвиль | 63 |
| 1.3.1 Фільтрація в околі низькочастотних гармонік | 65 |
| 1.3.2 Модуляція. Теоретичні аспекти | 66 |
| 1.3.2.1 Однотональна модуляція | 67 |
| 1.3.2.2 Багатотональна модуляція | 68 |
| 1.3.2.3 Балансна амплітудна модуляція. | 69 |
| 1.3.3 Модуляція сейсмічних даних. | 70 |
| 1.3.4 Вибір форми передавальних функцій для фільтрів гаусового типу | 74 |
| 1.3.5 Функція Дірака | 75 |
| 1.3.6 Ефекти Гіббса | 76 |

| 1.3.7 Розрахунок обвідних базисних функцій фільтрів | . 78 |
|--|------|
| 1.3.8 Обвідні вузькосмугових складових сейсмічних трас СГТ | . 80 |
| 1.3.9 Обвідні сейсмічних даних по профілю DOBREflection2000 | . 82 |
| 1.4 Адаптивна технологія проведення сейсмічних досліджень | . 87 |
| Висновки до Розділу 1 | . 95 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 1 | . 99 |
| РОЗДІЛ 2. ГЛИБИННА БУДОВА ЛІТОСФЕРИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ | |
| ЧАСТИНИ УКРАЇНИ ЗА ДАНИМИ ГСЗ І СГТ ПОПЕРЕДНІХ РОКІВ | 102 |
| 2.1. Дослідження методами СГТ і ГСЗ південно-східної частини України | 103 |
| 2.2 Попередні дослідження методом ГСЗ Донецької складчастої споруди. | 104 |
| 2.3 Попередні дослідження ГСЗ Азово-Чорноморського регіону | 108 |
| 2.4 Регіональна геологічна будова Донецької складчастої споруди та | |
| прилеглих територій. | 111 |
| 2.5 Глибинна будова Азово-Чорноморського регіону. | 115 |
| Висновки до Розділу 2. | 120 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 2 | 121 |
| РОЗДІЛ З. ГЛИБИННА БУДОВА ЗА ДАНИМИ РЕГІОНАЛЬНИХ | |
| ШИРОКОКУТНИХ СЕЙСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ПО ПРОФІЛЯМ | |
| DOBRE'99 TA DOBRE-2 | 125 |
| 3.1 Експериментальні дані сейсмічних польових робіт по профілю | |
| DOBRE'99 | 126 |
| 3.1.1 Сейсмічні дані DOBRE 99 | 127 |
| 3.1.2 Швидкісна модель по лінії профілю DOBRE'99 | 132 |
| 3.1.3 Моделювання програмним комплексом RayInvr швидкісної моделі | 132 |
| 3.1.4 Точність визначення швидкісної моделі, обчисленої за програмою | |
| RayInvr | 138 |
| 3.1.5 Інтерпретація сейсмічних даних на основі розрахунку швидкісних | |
| моделей та синтетичних сейсмограм | 142 |
| 3.2. Методика проведення сейсмічних польових робіт DOBRE-2 | 146 |
| 3.2.1 Сейсмічні дані ГСЗ DOBRE 2 і фазові кореляції | 147 |

| 3.2.2 Швидкісні моделі за даними DOBRE-2 151 |
|--|
| 3.2.3 Точність визначення моделі, обчисленої програмним комплексом |
| SEIS83, аналіз роздільної здатності променевої моделі 155 |
| 3.2.4 Інтерпретація результатів швидкісної моделі по профілю DOBRE2 157 |
| 3.3 Виділення глибинних, енергетично слабких хвиль в сейсмічних |
| записах ГСЗ |
| 3.3.1 Способи виділення цільових хвиль з сейсмічного хвильового поля 164 |
| 3.3.2 Матричні різницеві оператори |
| 3.3.3 Моделювання синтетичних сейсмограм169 |
| 3.3.4 Кореляція осей синфазності цільових годографів відбитих хвиль 171 |
| 3.3.5 Морські сейсмічні дані ГСЗ 171 |
| 3.3.6 Виділення годографів відбитих хвиль за морськими сейсмічними |
| даними ГСЗ |
| 3.3.7 Частотна корекція і підвищення роздільної здатності сейсмічних |
| хвиль, відбитих від межі Мохо176 |
| 3.4 Будова південного та східного нафтогазоносних регіонів за |
| сучасними даними ширококутних сейсмічних досліджень |
| 3.4.1 Нафтогазоносні регіони та профілі ГСЗ 179 |
| 3.4.2 Дніпровсько-Донецька нафтогазоносна провінція. Регіональні |
| профілі GEORIFT та DOBRE 99 180 |
| 3.4.3 Будова Причорноморсько-Кримської газоносної провінції. Профілі |
| DOBRE-5 i DOBRE-2 |
| Висновки до Розділу 3 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 3 192 |
| РОЗДІЛ 4. РІШЕННЯ ФУНДАМЕНТАЛЬНИХ ЗАДАЧ СЕЙСМІКИ ЗА |
| МЕТОДОМ ВИЗНАЧЕННЯ РОЗЛОМНО- БЛОКОВОЇ СТРУКТУРИ |
| СЕРЕДОВИЩА |
| 4.1 Сейсмічні дані DOBREflection2000 |
| 4.2 Рішення оберненої динамічної задачі за даними профілю |
| DOBREflection2000 |

| 4.3 Верхня частина кори та осадового чохла ДСС по лінії профілю | |
|--|-----|
| DOBREfraction2000 | 208 |
| 4.3.1 Глибинна будова Ялинського насуву за даними методу визначення | |
| розломно-блокової структури | 211 |
| 4.4 Будова коромантійної суміші | 215 |
| 4.4.1 Будова коромантійної суміші під Ялинським насувом | 216 |
| 4.4.2 Будова Воронезького кристалічного масиву під границею Мохо | 217 |
| 4.4.3 Розломно-блокова структура границі Мохо під центральною | |
| частиною Донецької складчастої споруди | 218 |
| 4.4.4 Модель геологічних об'єктів, реконструйованих за даними методу | |
| визначення розломно-блокової структури за сейсмічними даними | 221 |
| 4.5 Кінцева розломно-блокова модель геологічного середовища за | |
| даними методу визначення розломно-блокової структури за сейсмічними | |
| даними | 222 |
| 4.6 Комплексний аналіз геолого- геофізичних даних уздовж профілів – | |
| комбінованого DOBRE-99/DOBRE-2 і DOBREfraction2000 | 223 |
| 4.6.1 Співставлення результатів інтерпретації глибинних даних, | |
| отриманих за методикою СГТ та ГСЗ | 224 |
| 4.6.2 Будова літосфери за комплексними даними по профілю | |
| DOBRE99/DOBRE-2 | 229 |
| 4.6.3 Порівняння моделі, обчисленої за методом визначення розломно- | |
| блокової структури середовища, і кінематичної моделі | |
| DOBREfraction2000 | 233 |
| 4.6.4 Порівняння будови геологічного розрізу трьох моделей – | |
| швидкісної DOBRE-2, кінематичної DOBREfraction2000 і розломно- | |
| блокової | 234 |
| Висновки до Розділу 4 | 235 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 4 | 237 |

СЕЙСМІКИ РОЗДІЛ 5. РІШЕННЯ ПРИКЛАДНИХ ЗАДАЧ 3 ВКОРИСТАННЯМ МЕТОДУ ВИЗНАЧЕННЯ РОЗЛОМНО-БЛОКОВОЇ 5.1 Методика визначення просторового поширення малоамплітудних розломів і тріщин у тонкошаруватому вуглевмісному геологічному 5.1.2 Розташування шахти «Краснолиманська» і район проведення 5.1.5 Підготовка сейсмічних СГТ 3D даних ЛЛЯ обчислення 5.1.6. Ідентифікація розломних зон за поглинаючими властивостями 5.1.7 Відображення геологічної будова за поглинаючими властивостями 5.1.8 Відображення об'єктів можливих підземних шахтних за спосіб 5.2 Автоматизований визначення неузгодженого залягання 5.2.3 Використання спектрального аналізу Фур'є-перетворення для пошуку розломів за методу визначення розломно-блокової будови 5.2.4 Використання вейвлет-аналізу для автоматичного режиму пошуку 5.2.5 Вейвлети функцій, ускладнених нестаціонарними

| 5.2.6 Результат автоматизованого пошуку границь з високим градієнтом | |
|---|-------|
| згасання енергії сейсмічних хвиль | 270 |
| 5.3 Нестандартні пастки вуглеводнів | 272 |
| Висновки до Розділу 5 | 279 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 5 | 279 |
| РОЗДІЛ 6. ПОЄДНАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ПРИКЛАДНИХ І | |
| ФУНДАМЕНТАЛЬНИХ ЗАДАЧ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ БУДОВИ ЗЕМЛІ НА | |
| ПРИКЛАДІ ГОЛОВНОГО АЗОВСЬКОГО РОЗЛОМУ | 284 |
| 6.1 Геологічна та геофізична вивченість о. Зміїний | 286 |
| 6.2 Сейсмічне обстеження о. Зміїний | 288 |
| 6.3 Мета та методика польових сейсмічних спостережень | 289 |
| 6.4 Загальна характеристика сейсмічних хвильових даних | . 292 |
| 6.5 Інтерпретація сейсмічних даних, отриманих по ортогональним и | |
| профілям и в точці обстеження №1 | 293 |
| 6.6 Інтерпретація сейсмічних та геологічних даних в точці обстеження №2 | 297 |
| 6.7 Приклад розломно-блокової структури о. Зміїний по лінії | |
| профілю CC ¹ | 299 |
| 6.8 Просторове розташування виявлених розломів | 301 |
| 6.9. Перспективне сейсмічне обладнання для методу визначення | |
| розломно-блокової будови геологічного середовища | 304 |
| 6.9.1. Сучасні закордонні сейсмічні станції для прикладних робіт | 304 |
| 6.9.2. Автономні сейсмічні станції SV | 307 |
| 6.9.3. Загальні технічні вимоги до сейсмостанцій серії SV | 308 |
| 6.9.4. Приклади використання сейсмостанцій SV | 210 |
| Висновки до Розділу 6 | 311 |
| Перелік використаних джерел до Розділу 6 | 312 |
| ВИСНОВКИ | 315 |
| ДОДАТОК 1 | 322 |
| ДОДАТОК 2 | 324 |

Перелік умовних скорочень і символів

- ГСЗ глибинне сейсмічне зондування
- КМЗХ кореляційний метод заломлених хвиль
- Мохо границя Мохоровичича

ПВ – пункт вибуху

- ПК пікет, дистанція від початку профілю
- СГТ, МСГТ метод спільної глибинної точки
- СП Скіфська платформа
- ПнС(3) північний схід (захід)
- ПдС(3) південний схід (захід)
- с. (сек.) секунда
- S-хвиля поперечна сейсмічна хвиля
- Р-хвиля поздовжня сейсмічна хвиля
- Psed заломлена в осадових шарах фаза поздовжньої хвилі

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження.

Вивчення глибинної будови Землі сейсмічними методами зазвичай закінчується побудовою моделей. За результатами глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) будують швидкісні моделі, за часовим розрізом спільної глибинної точки (СГТ) — моделі, які складаються з відбиваючих границь, отриманих в контрастному середовищі. Для побудови швидкісних моделей використовують сейсмічні хвилі, які розповсюджуються на декілька сотень кілометрів практично у горизонтальному напрямку. У глибинному методі СГТ хвильовий фронт рухається декілька десятків кілометрів, ортогонально до відбиваючої границі і від неї. Унаслідок порівняння цих моделей часто з'являються неузгодження, інколи протиріччя, котрі необхідно пояснювати.

Обидві моделі є фізичними, вони відображають різні фізичні властивості геологічного середовища, підкреслюючи лише окремі деталі реального геологічного розрізу. Тобто ці моделі не є моделями геологічними. Використання їх у якості геологічних може призвести до недостовірних висновків про геодинамічні процеси і явища та будову досліджуваного регіону.

Враховуючи довгий шлях проходження сейсмічного фронту як по горизонталі, так і по вертикалі, велику кількість різних за властивостями і формою геологічних об'єктів, для методу ГСЗ постає необхідність розробки способів виділення годографів із слабкою енергією відбитих хвиль від глибинних горизонтів і визначення їхньої істинної форми. Ці годографи використовуються для побудови швидкісних моделей, від кількості та якості годографів залежить правильність рішення кінцевої оберненої задачі.

Впродовж десятиліть залишається відкритим питання про можливість використання сейсмічних методів для картування глибинних розломів різних реологічних типів, тектонічних порушень і зон міжрозломного розущільнення. Підтвердженням цього є світова тенденція до створення великої кількості сейсмічних глибинних градієнтно-шаруватих швидкісних розрізів без розломів. Такі безрозломні, або «формально розломні», моделі з низькою точністю їх просторового розміщення надають недостатньо детальну, а інколи і недостовірну інформацію для подальшої геодинамічної та тектонічної інтерпретації.

Здебільшого розломна будова Земної кори відтворена з використанням інформації, отриманої на її поверхні — геологічного обстеження надрозломних територій, або приповерхневих геофізичних методів спостереження за різними фізичними полями. Ці поля використовують для моделювання можливого просторового розташування розломних структур. Тобто побудова глибинних розломів відбувається зверху вниз і не завжди з урахуванням будови кори та мантії.

Проблематичність виявлення розломів у сейсмічних даних пояснюється невисокою роздільною здатністю кінематичної сейсміки, енергетично слабким відбиттям від міжрозломного заповнювача, великими кутами падіння, зашумленням різними за генезисом хвилями-завадами.

Тому постає необхідність у розробці методів, які б дозволяли максимально спрощувати сейсмічні хвильові поля, видаляючи хвилі-завади і тим самим підвищуючи роль слабких корисних хвиль, які містять в собі інформацію про особливості геологічної будови. Для цього необхідно використовувати математичний апарат без нелінійних процедур, який би мінімізував вплив методичних помилок.

СГТ Підвищення роздільної здатності даних можливе за умови використання спектрального аналізу як у частотній, так і у частотно-часовій області, що дає змогу проводити аналіз в окремо вибраній ділянці, а не у всій часовій області сейсмічного запису. У такий спосіб є можливість підвищити чутливість до незначних змін у дисипативних властивостях геологічного середовища. Найвища роздільна здатність буде у метода, котрий аналізуватиме зміну фізичних властивостей (представлену зміною амплітуд базисних функцій) у кожній часовій дискреті, тобто у кожній точці дикретного запису сейсмограми. Під фізичними властивостями можна розуміти частотозалежне згасання енергії сейсмічних хвиль (якщо ми говоримо про хвильове поле, яке

втрачає енергію), або поглинальні властивості геологічного середовища (якщо ми говоримо про геологічне середовище, яке поглинає енергію сейсмічних хвиль).

Вирішення питань, породжених співставленням результатів моделювання різними методами, можливе за умови створення методу, котрий не представляв би кінцевий результат у вигляді ще одного фізичного параметра середовища (тобто мав свої протиріччя з іншими і потребував пояснення), а давав би можливість перейти до найбільш зрозумілого способу представлення геологічної будови – форми підземних об'єктів. Інакше кажучи, створення об'єктно-орієнтованого методу, який би представляв геологічний розріз у вигляді монолітних блоків, розломних структур та міжблокового заповнювача, який не має чітко вираженої структури.

Представлення сейсмічних часових розрізів у вигляді розломно-блокової структури середовища дозволяє використовувати результати роботи не тільки у вирішенні фундаментальних задач, а й широкого спектра прикладних.

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

Робота виконана за наступними науковими темами у відповідності з науковою тематикою: 1) *відділу регіональних проблем геофізики ІГФ НАН України*: «Вивчення глибинної будови та геодинамічного розвитку літосфери північно-західного шельфу Чорного моря та південно-західної частини Східно-Європейської платформи у зв'язку з перспективами нафтогазоносності» (2008), № держ. реєстрації 0108U004822; «Геофізичні дослідження літосфери зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформи у зв'язку з перспективами нафтогазоносності» (2008), карання Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ у зв'язку з перспективами нафтогазоносності» (2009), № держ. реєстрації 0109U002947; «Геофізичні дослідження глибинної будови і геодинаміки літосфери зони зчленування Східно-Європейської платформи та Скіфської плити для оцінки перспектив нафтогазоносності» (2009–2013), № держ. реєстрації 0109U000103; «Сейсмічні дослідження земної кори і верхньої мантії Землі північно-західного шельфу Чорного моря у зв'язку з перспективами нафтогазоносності (проект DOBRE-5)» (2010), № держ. реєстрації 0110U006596; «Геодинамічний

розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних 0112U003044; (2012–2016)», № держ. реєстрації «Сейсмічні копалин дослідження літосфери Центрального та Північного регіонів України для оцінки перспектив нафтогазоносності (GEORIFT)» (2012–2016), № держ. реєстрації 0112U003450; «Геофізичні дослідження глибинної будови, еволюції та геодинаміки Азово-Чорноморського регіону України та Криму у зв'язку з оцінкою перспектив нафтогазоносності (2014–2018)», № держ. реєстрації 0114U000234; «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2014–2018 рр.», № держ. реєстрації 0114U000231; «Узагальнення та аналіз геофізичних даних для Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ України» (2017),№ держ. реєстрації 0117U000779; «Геофізичні дослідження глибинної будови, еволюції та геодинаміки зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ (TESZ – Транс-Європейська структурна зона) у зв'язку з прогнозом пошуків корисних копалин» (2019–2023) № держ. реєстрації 0119U000076; «Створення геолого-геофізичних моделей літосфери зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ України» (2020), № держ. реєстрації 0120U102470; 2) відділу сейсмічної небезпеки ІГФ НАН України за наступними науковими темами: «Геофізичний моніторинг геодинамічних процесів на території України у зв'язку з вирішенням проблем екологічної та сейсмічної небезпеки» (2012–2016), № держ. реєстрації 0112U003046; «Геофізичні дослідження будови і динаміки геологічного середовища для зниження небезпеки від загрозливих явищ ендогенного походження на території України та Росії» (2012–2016), № держ. реєстрації 0112U003451; «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2014–2018 р», № держ. реєстрації 0114U000231; «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2019-2023 рр.», № держ. реєстрації 0119U000078; 3) конкурсних робіт: «Розробка методики та модернізація програмного забезпечення для обробки даних 3Dсейсморозвідувальних спостережень в умовах малоглибинного розрізу та
розробка елементів методики інтерпретації, прогнозу газонасиченості порід в умовах тонкошаруватого розрізу Донбасу» (2008–2012), № держ. реєстрації 0111U003415; «Вдосконалення програмного забезпечення обробки просторових сейсмічних спостережень з урахуванням особливостей будови приповерхневого геологічного розрізу Донбасу» (2013–2015), № держ. реєстрації 0113U000978; «Створення техніко-технологічного сейсмічного комплексу для інженерних геолого-геофізичних досліджень» (2016), № держ. реєстрації 0116U003999; «Створення дослідного зразка сейсмічного комплексу для вивчення верхньої частини геологічного розрізу» (2017), № держ. реєстрації 0116U003999; «Створення програмно-апаратного сейсмічного комплексу для розв'язку фундаментальних та прикладних задач геофізики» (2018), № держ. реєстрації 0118U001749; «Створення багатофункціонального апаратно-методичного сейсмічного комплексу» (2019), № держ. реєстрації 0119U002818; 4) прикладні робіт: «Виконання геофізичних робіт на майданчику будівництва висотної локальної споруди (о. Зміїний) в заданих точках із глибиною зондування до 20 (2018 р.), № держ. реєстрації 0117U000774; «Надання науковометрів» технчних послуг з аналізу геотехнічної підоснови ґрунту південної частини о. Зміїний Вилківської міської ради Кілійського району Одеської області» (2018 р), № держ. реєстрації 0118U005253.

Мета дослідження – розробити високороздільний метод визначення розломно-блокової структури геологічного середовища за сейсмічними даними для рішення прикладних і фундаментальних задач геофізики.

Завдання дослідження – за допомогою розробленого методу обробити наявні глибинні дані СГТ і, використовуючи отриманий результат, пояснити відмінності у швидкісній і кінематичній моделі геологічного розрізу. Відтворити геологічну будову тонкошарового шахтного поля в розломноблоковому вигляді з метою пошуку можливих неоднорідностей, пов'язаних з метаном.

Об'єкт дослідження – хвильові сейсмічні поля (сейсмограми, сейсмічні записи) від глибинних ширококутних сейсмічних досліджень ГСЗ (зарубіжний

аналог WARRP) і отримані за методом СГТ від глибинних і приповерхневих робіт хвилі-завади та слабоенергетичні годографи відбитих хвиль.

Предмет дослідження – частотозалежне згасання енергії сейсмічних хвиль, яке відбувається під час проходження фронту сейсмічної хвилі через геологічні об'єкти з різними поглинальними властивостями.

Методи дослідження та достовірність і обґрунтованість отриманих результатів і висновків.

Для дослідження відносного згасання енергії сейсмічної хвилі під час геологічні об'єкти проходження <u>ïï</u> через та визначення ïχ форми використовувався спектральний аналіз у частотній області, wavelet-аналіз у просторово-частотній, матричний та різницевий часовій області В представлення хвильових полів.

У процесі побудови швидкісних моделей по комбінованому профілю DOBRE-99&DOBRE-2 проводився аналіз середньоквадратичної помилки (розбіжності) – невідповідності між змодельованим та спостереженим часом проходження сейсмічної хвилі. Надійність кінцевої моделі забезпечувалась врахуванням невідповідності між змодельованим та спостереженим часом проходження сейсмічної хвилі, просторової роздільної здатності по товщині осадового басейну, швидкостей (у верхній і нижній корі) й глибині залягання нижньої кори і границі Мохо.

Достовірність результатів розв'язку оберненої динамічної задачі при використанні сейсмічних даних з низьким рівнем корисних сигналів забезпечується багатоетапним зменшенням впливу на кінцевий результат низки завад, які присутні у вхідних сейсмічних даних або отриманих в наслідок використання математичного апарату. Для зменшення впливу суб'єктивізму у відтворенні розломно-блокової структури середовища використовувались статистичні методи накопичення (з багаторазовим перекриттям) проміжних значень частотозалежного згасання енергії сейсмічних хвиль з підсиленням спільних та відкиданням недовизначених елементів геологічного середовища. Можливість відтворення правильної форми рукотворних підземних споруд на великих глибинах у вирішенні прикладних задач свідчить про високу роздільну здатність методу і достовірність та обґрунтованість результатів обчислення оберненої динамічної задачі.

Наукова новизна отриманих результатів.

1. Розроблений спектральний метод визначення фізичних параметрів середовища з високою дискретністю за глибиною (часом), яка відповідає дискретності сейсмічного запису, вперше дає можливість вивчати дрібні деталі будови геологічного середовища навіть на великих глибинах.

2. Запропоновано комплекс методів, який дає змогу суттєво зменшити енергетичну складову хвиль-завад різного походження, зокрема і методичного, які виникають при використанні обмежених у часі функцій, а також використовувати сейсмічні записи з низькім рівнем корисного сигналу.

3. Вперше за допомогою методу визначення розломно-блокової структури за сейсмічними даними відтворена і пояснена будова осадового чохла, кори і коромантійної суміші, яка знаходиться на глибині 35 км. Пояснено відмінності у формування різних частин Донецької складчастої споруди.

4. Вперше проведено порівняльний аналіз моделей середовища, які побудовані за однією теорією, але представляють різні фізичні властивості грунтів. Використано швидкісну модель, кінематичну (відбиваючі границі) і модель поглинальних властивостей середовища, представлену в розломноблоковому вигляді. Встановлено причини виникнення розбіжностей між ними у вигляді швидкісних аномалій.

5. Запропоновано методику адаптивної технології проведення сейсмічних спостережень. Її використання дає змогу отримати високоякісні сейсмічні дані (під час польових робіт) для визначення дисипативних параметрів середовища.

6. Запропоновано метод виявлення та продовження в часі слабких годографів відбитих від глибинних горизонтів хвиль. Використання методу дозволило зменшити зону невпевненої глибинної інтерпретації під Азовським і Чорним морями. 7. Для вирішення прикладних задач запропоновано автоматизований пошук на тонкошарових вуглевмісних шахтних полях розломів та монолітних структур за даними просторових поглинальних властивостей тривимірного середовища, використовуючи властивості wavelet-перетворення виявляти нестаціонарні явища в стаціонарних хвильових полях.

8. Розроблено адаптивну технологію проведення сейсмічних робіт з метою одержання якісних даних (у польових умовах) для рішення динамічних задач сейсміки. Створене сейсмічне обладнання для високороздільної адаптивної технології.

Практичне значення отриманих результатів.

Результати дисертаційної роботи мають широкий спектр використання – від інженерної геофізики до пояснення глибинної будови Землі. Розроблений метод використовується для вивчення будови складних геологічних об'єктів з великою кількістю геологічних шарів, блоків, складок, тріщин, розривних порушень (тектонічних скидів, зсувів, насувів).

Більшість сучасних профілів ГСЗ перетнули нафтогазоносні області України і, як видно з швидкісних моделей, мають багато спільного – товстий осадовий чохол, де накопичуються вуглеводні, тонку розущільнену розломами кору, наявність високошвидкісного тіла. Детально вивчаючи мантійно-корову будову запропонованим методом можна пояснити глибинні причини утворення родовищ і шляхи міграції вуглеводнів у верхні, осадові, породи.

Метод дає змогу детально вивчати вертикальні, або близькі до вертикальних, геологічні об'єкти розломного типу, використовуючи сейсмічні дані. Вирішення такої задачі є важливим, оскільки 94 % родовищ і рудопроявів пов'язані саме з зонами розломів.

Дані про глибинність та протяжність розривних порушень необхідні для визначення сейсмічності регіонів і встановлення рівня сейсмічної небезпеки, особливо на платформній малодослідженій частині України. Розроблену методику дослідження детальної будови шахтних полів можна використовувати для визначення місць можливого проникнення води і підтоплення шахт. Це питання особливо актуальне для сходу України.

Методи, представлені у дисертації, вирішують питання, пов'язані з екологією, інженерною геофізикою, сейсмічною небезпекою.

Особистий внесок здобувача.

Основні наукові результати та висновки, викладені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто та опубліковані в журналах, які входять до затвердженого МОН переліку наукових фахових видань України з фізикоматематичних наук. Здобувач брав участь в усіх ширококутних сейсмічних дослідженнях, які проводились в Україні за останні 22 роки, починаючи з проведення польових робіт і первинної обробки отриманих даних та закінчуючи геологічною інтерпретацією кінцевих моделей. Всі дослідження виконувалися в співробітництві з закордонними партнерами з геофізичних установ Польщі, Данії, Німеччини та багатьох інших. Результати цієї роботи здобувача відображені у монографії [Кендзера та ін., 2019].

У статті [Гринь та ін., 2007] здобувач запропонував методику визначення фазових і групових швидкостей сейсмічних хвиль для неоднорідного геологічного середовища. Для підвищення коректності вирішення здобувач цієї задачі запропонував спосіб видалення різношвидкісних хвиль-завад з сейсмічного отриманого поля, В тонкошаровому геологічному середовищі [Gryn et al., 2010].

У серії робіт, присвячених вивченню глибинної будови Землі [Старостенко та ін., 2009; Starostenko et al., 2013а,б, 2015, 2017, 2018, 2020; Janik et al., 2020], здобувачу належить формування польових сейсмічних записів, детальний аналіз вихідного хвильового сейсмічного поля, ідентифікація відбитих і заломлених хвиль, моделювання синтетичних сейсмограм і порівняння їх з спостереженими, участь в розрахунках швидкісних моделей. У роботі [Starostenko et al., 2016] здобувач займався виявленням та ідентифікацією типів хвиль, використовуючи запропоновану ним методику пошуку слабоенергетичних відбитих від границі Мохо хвиль для збільшення глибинності дослідження, та підбором швидкісної моделі на основі трасування сейсмічних променів і порівняння результату моделювання зі спостереженими даними.

Дисертант приймав участь у створенні та узгоджені комплексної моделі [Пашкевич и др., 2018] глибиною 220 км та довжиною 770 км, де використовувалась створена ним комбінована швидкісна модель з системою розломів по профілю DOBRE-99 + DOBRE-2.

У статях [Роман та ін., 2011–2013, 2015] здобувач запропонував модифікованої технології методику адаптивної проведення польових сейсмічних робіт для суттєвого зменшення впливу верхньої частини сейсмічного розрізу й отримання високоенергетичних і повночастотних сейсмічних даних необхідної якості для детального відтворення розломноблокової будови сейсмічного розрізу. Створене дисертантом програмноапаратне обладнання для високороздільної адаптивної технології описане в публікаціях [Гринь та ін., 2019а, г] та патентах на винахід № 116423 [2018] і № 119203 [2019]. У праці [Сапужак та ін., 2019] здобувачем представлено результати використання елементів математичного апарату обробки сейсмічних даних для вирішення прикладних задач.

У публікаціях без співавторів [Гринь, 2011, 20196, 2019в, 2020а–в] описані методи підвищення роздільної здатності слабоенергетичних та зашумлених сейсмічних даних, визначення розломно-блокової будови глибинного та тонкошаруватого тривимірного вугільного середовища з автоматизованим способом виявлення розломів.

Апробація результатів дисертації.

Основні положення і результати дисертаційної доповідались на наступних наукових конференціях і симпозіумах: Всеукраїнська наукова конференція

«Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану» Київ, 2006;

Models of the Earth's crust and upper mantle, VSEGEI, St. Petersburg, 2007; Tenth. Geoph. Reading by Fedynsky V.V. name, Moscow, 2008;

Всероссийская конференция «Дегазация Земли: геомеханіка, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы», Москва, 22–25 апреля 2008 г.;

3-я Международная научно-практическая конференция «Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенный структур», Крым, г. Феодосия, 16–22 сентября 2012 г.;

The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), Russia Moscow, Moscow-Obninsk 19–24 August 2012; The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins «SEISMIX 2012», (China, Beijing, 16–20 September 2012);

European Geosciences Union General Assembly 2013 (Austria, Vienna, 07–12 April 2013) ; 16th SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona– Castelldefels, 12–17 October 2014);

Final symposium «Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, December 8–9, 2014;

17th International SEISMIX Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016;

European Geosciences Union General Assembly 2017, 23–28 April, Vienna, Austria;

III міжнародна наукова конференція, м. Київ, 3-5 жовтня 2017 р.;

Міжнародна наукова конференція, присвяченої 100-річному ювілею Національної академії наук та Геологічної служби України, 2–4 жовтня 2018 р.;

18th International SEISMIX Symposium Seismology between the Poles, 17–22 June 2018, Cracow, Poland;

European Geosciences Union General Assembly 2019 Vienna, Austria, 7–12 April 2019;

SEISMIX 2020 –19th International Symposium on Deep Seismic Profilling of the Continents and their Margins, 15–20 March 2020, Perth, Australia; European Geosciences Union General Assembly, 4–8 May 2020.

Публікації.

Основні результати опубліковані в 49 наукових працях, з яких 24 статті увійшли до фахових видань України (у тому числі 7 – в базу SCOPUS, 7 – в базу Web of Sciences), 2 монографії, 2 патенти на винахід, та 21 тези (18 міжнародних, 3 українських) конференцій. Дисертант має 6 статей без співавторів.

Структура й обсяг дисертації.

Робота виконана на 332 сторінках машинописного тексту, складається з анотації, вступу, 6 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 2 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 281 сторінки. Робота ілюстрована 125 рисунками та 2 таблицями. Список використаних джерел містить 203 найменувань.

Подяки.

Здобувач висловлює подяку академіку НАН України, доктору фіз.-мат. наук, професору Віталію Івановичу Старостенку за всебічну підтримку.

Автор дисертаційної роботи висловлює подяку науковому консультанту Верпаховській Олександрі Олегівні за поради, наукові консультації та всебічну підтримку при виконанні роботи.

Здобувач висловлює щиру подяку керівнику відділу Регіональних проблем геофізики Омельченку В.Д. за всебічну підтримку у наукових починаннях.

Дисертант висловлює подяку ДГП "Укргеофізика" і особисто Першому заступнику генерального директора А.П. Толкунову за багаторічну плідну співпрацю та допомогу в проведенні польових випробувань створених автором зразків сейсмічного обладнання.

РОЗДІЛ 1. МЕТОД ВИДІЛЕННЯ РОЗЛОМНО - БЛОКОВОЇ СТРУКТУРИ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ЗА ДАНИМИ ГЛИБИННОГО МЕТОДУ СГТ.

У зміні параметрів сейсмічного хвильового поля завжди відображається зміна фізичних властивостей порід геологічного середовища або їхньої структури. Вивчення кінематичних параметрів пов'язане з вивченням особливостей поширення фронтів і променів сейсмічних хвиль, просторової кореляції реперних горизонтів, їх товщини та морфології. Кореляція сейсмічних розрізів є однією з основних задач структурної сейсморозвідки. По розривах осей синфазності (корельованості) виявляють та картують диз'юнктивні порушення, можливі насуви, скиди.

Динамічні особливості хвильового поля виявляються в зміні форми або амплітуди відбитого сигналу в часі або просторі, які пов'язані з аномальними характеристиками конкретних геологічних об'єктів. Розв'язання цього типу задач дає змогу вивчати літологію, пористість, флюїдонасиченість пластів. На сьогодні відомо понад 50 різних динамічних параметрів сейсмічних записів [Степанов, 2013]. їх можна поділити на групи — амплітудні, частотні, енергетично-спектральні та зміни форми імпульсу.

Основним математичним апаратом з вивчення змін петрофізичних властивостей порід, які відображаються в сейсмічному хвильовому полі, є спектральний аналіз, за допомогою якого досліджують обрану ділянку, а не всю сейсмічну трасу, таким чином виокремлюючи локальні аномалії. Цим, суттєво підвищуються роздільна здатність і можливість обчислювати показники окремих пластів [Changjun, 2008].

Залежно від механізму втрати енергії сейсмічної хвилі виділяють декілька типів, пов'язаних з її згасанням, — розходження, розсіяння та поглинання. Зменшення енергії хвилі внаслідок віддалення її фронту від джерела називають *геометричним розходженням. Розсіяння* енергії відбувається на будь-якій поверхні геологічного об'єкта і залежить від його форми, розмірів та густини

[Tobias et al., 2010]. Як правило, на тонкошаруватих осадових породах спостерігається високий рівень згасання, спричиненого розсіянням, через утворення слабких відбитих хвиль. Багаторазове розсіяння збагачує спектр сейсмічної траси високочастотними компонентами [Гринь, 1979; Virieux. 2012]. У консолідованому середовищі згасання характеризується невеликими значеннями. Поглинання — найчастіше уживаний динамічний параметр. Під час руху сейсмічної хвилі в геологічному середовищі енергія пружних коливань перетворюється В теплову енергію, яка поглинається середовищем, відбуваються пластичні та нелінійно- пружні деформації. Поглинання збільшується з появою тріщинуватості, пористості, як наслідок, змінюється частотний склад сейсмічної хвилі. Високочастотні гармоніки згасають швидше за низькочастотні, хоча за певних геологічних умов підвищується енергія високочастотної складової [Тяпкин, 2011].

Одночасне використання поглинання та розсіяння називають *еквівалентним згасанням*. У геологічному середовищі, як правило, всі три типи згасання енергії сейсмічної хвилі проявляються одночасно.

Один із методів розв'язку оберненої динамічної задачі — використання як характеристики поглинання безрозмірної величини, яку називають логарифмічним декрементом згасання. Фізичною основою для використання декремента згасання є експоненціальна залежність величини амплітуди сейсмічної хвилі від часу її руху в середовищі. *Декремент загасання* показує, в скільки разів зменшується амплітуда за одне коливання, $\gamma = \frac{A(t)}{A(t+T)} = e^{\beta t}$, де

A(t) –амплітуда коливання, A(t+T) - амплітуда коливання через період T, t – час, β - коефіцієнт згасання (чим він більший, тим швидше зменшується амплітуда наступних коливань). Швидкість загасання характеризується логарифмічним декрементом загасання, який пов'язаний з кількістю коливань N_e , що призводять до зменшення амплітуди коливання в e раз, співвідношенням $\lambda = ln \frac{A(t)}{A(t+T)} = \beta t = \frac{1}{N_e}$. Логарифмічний декремент згасання (ЛДЗ) безрозмірна

величина.

Використання такого способу визначення дисипативних властивостей можливе при умові збереження в сейсмічних записах всіх динамічних особливостей сейсмічного хвильового поля [Гик, 2011]. Такі записи, як правило отримують під час проведення приповерхневих робіт інженерної геофізики або акустичного каротажу в свердловинах, вертикальному сейсмічному зондуванні. Використовуючи ЛДЗ, можна вивчати загасання енергії поверхневої хвилі, як спосіб вивчення приповерхневих особливостей середовища [Raji en al, 2009].

Однак, нажаль, більшість сейсмічних даних (сейсмічних профілів) проходять стандартний граф обробки, який передбачає присутність нелінійних математичних методів, зокрема використання процедури АРУ – автоматичного регулювання рівня запису. Така процедура незворотньо ушкоджує всі індивідуальні особливості хвильового поля. Крім цього, ліквідує прояви згасання енергії сейсмічної хвилі при проходженні через середовище, яке проявляється у експоненціальній кривій:

$$\mathbf{A}(t) = A_0 e^{-\beta t} \tag{1.1}$$



Рис.1.1. Логарифмічний декремент згасання, де A_0 – початкова амплітуда коливання, Т – період, *А'*, *А''*, *А'''* - максимуми відповідних фаз.

АРУ використовують, зазвичай, для того, щоб зробити амплітуди сигналів одинаковими (наприклад з метою їх подальшого сумування). Цей алгоритм обчислює середній рівень сигналу на деякому часовому інтервалі (вікні) і ділить амплітуду сигналу на коефіцієнт, пропорційний цьому середньому

рівню, так, що середній рівень сигналу у біжучому вікні, вздовж траси, стає однаковим. Самі крефіцієнти не зберігаються, що призводить до втрати інформації про відносні амплітуди сигналів.

Нажаль, стандатизованість підготовки сейсмічного матеріалу до рішення виключно кінематичних задач унеможливлюе збереження інформації про згасаючі властивості середовища, а особливо в глибинних сейсмічних даних типу глибинного СГТ (нариклад DOBREflection2000). Тому, необхідно розробляти нові технологічні рішення, для детального вивчення розломноблокової будови глибинних розрізів.

У цій главі представлено метод визначення середнього значення частотозалежного згасання енергії сейсмічних хвиль у геологічному середовищі. Визначення цієї дисипативної властивості середовища відбувається з високою роздільною здатністю, яка відповідає частоті прострорової та часової дискретності сейсмічних двних СГТ, які використовуються в якості вхідного матеріалу. Тобто, чим вища роздільна здатність сейсмічих даних тим детальніше буде визначено поглинальні властивості середовища.

Наведений алгоритм визначає *еквівалентне* частото-залежне згасання енергії сейсмічних хвиль. Для оконтурення глибинного геологічного об'єкта чи виділення зони розлому природа поглинання не має значення. Використання сумарного ефекту згасання робить аномалії більш контрастними і вираженими.

1.1 Теоретична роздільна здатність методу визначення розломноблокової структури середовища.

Важливим питанням, яке передує розробці методів по обробці сейсмічних даних, є питання про максимальну можливу роздільну здатність.

Велика кількість сейсмічних даних СГТ дозволяє вивчати кінематичні зміни особливостей хвильового поля в часі (просторі), пов'язану з геологічною будовою. Роздільна здатність залежить від багатьох чинників, зокрема частоти, швидкості розповсюдження сейсмічної хвилі, глибини [Вязовкина, 2018; Смагличенко, 2014]. Згідно з теоремою Фур'є, кожну функцію, яка задовольняє умовам Дирихле, можна представити у вигляді (ст. 34) суми нескінченної кількості синусоїдальних складових, які ще називають базисними функціями. В сейсміці перетворення Фур'є використовується для перетворення часової функції в частотну область. Пряме перетворення Фур'є:

$$F(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-j\omega t} dt, \qquad (1.2)$$

 $S(\omega) = \sqrt{A(\omega)^2 - jB(\omega)^2}$ – амплітудний спектр визначений з (1.2); $\varphi(\omega) = -\arctan[B(\omega)/A(\omega)]$ – фазовий спектр, де $A(\omega)$ і $B(\omega)$ - дійсні та уявні компоненти (або коефіцієнти Фур'є) [Bath, 1974; Stoica and Moses, 2005].

Обернене перетворення Фур'є $f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) e^{j\omega t} dt$ дозволяє перейти з частотної області в часову.

Використовуючи перетворення Фур'є (1.2) побудуємо амплітуднофазовий спектр елементарного сейсмічного сигналу, який використовується для згортки з імпульсною сейсмограмою при моделюванні синтетичних сейсмограм (рис. 1.2). Амплітуда $S(\omega)$ на рис. 1.2 визначає величину (амплітуду) коливання базисної функції, відповідної гармоніки, а фаза - її зсув відносно нульової осі.

Представимо елементарний сигнал у вигляді базисних функцій, з кроком через 1 Гц (Рис. 1.2) і фазовим зміщенням. Провівши вертикальну лінію, отримаємо її перетин з синусоїдальними функціями. В кожній точці перетину будемо мати значення двох величин – амплітуди і фази. Враховуючи, можливість побудови базисних функцій з кроком $\Delta \omega \rightarrow 0$ отримаємо ряд $\{S_n\} = S_1, S_2, ..., S_n$ амплітуд $S_n(\omega)$ з безмежною кількістю значень у одній часовій дискреті сейсмічного запису. Тобто, маємо безмежну кількість значень амплітуд (як енергетичної складової) які змінюються з різним градієнтом, у залежності від частоти.



Рис. 1.2 Елементарний сигнал (а) та його ампітудно фазовий спектр, розрахований по (1.2).

Сумарні сейсмограми $F(t) = \sum_{n=1}^{10} f_n(t)$ які складаються з 10 базисних функцій (з кроком 1 Гц) кожна, зображені на рис. 1.36.



Рис.1.3. Базисні функції з нормованою амплітудою і фазовим зсувом, отримані по амплітудно фазовому спектру елементарного сигналу (а), сумарна сейсмограма з групи базисних функцій: 1-10 Гц, 11-20 Гц, 21-30 Гц (б).

Формування елементарного сигналу групою нормованих базисних функцій, яка складається з 10 гармонік, з урахуванням фазового зміщення зображено, на рис. 1.4. В центральній частині знаходиться місце найбільшої амплітуди елементарного сигналу.



Рис.1.4. Формування елементарного сигналу з групи базисних функцій з урахуванням фазового зміщення.

Для розрахунку теоретичної роздільної здатності приймаємо наступні значення: використані сейсмічні записи СГТ DOBREflection2000 довжиною 14 с (глибина, приблизно 40 км, за даними ДГП "Укргеофізика"), дискретність по часу $\Delta t = 0.004$ с. Отже 14 ÷ 0.004 = 3500 відліків по часу. 40 км = 40000 м. 40000 м ÷ 3500 відліків = 11.42 м. Дискретність по просторовій координаті – 17.5 м. Одже, теоретична роздільна здатність – 17,5 х 11.5 м.

1.2 Видалення хвиль завад з сейсмічних даних СГТ різницевим алгоритмом.

Для коректного рішення обернених динамічних задач, наприклад, пошуку дисипативних властивостей геологічного середовища, необхідно використовувати сейсмічні записи, які відповідають чітким критеріям якості цифрових даних. На сейсмічних записах мають бути відсутні когерентні та некогерентні природні хвилі завади. Когерентні хвилі, як правило, прослідковуються на декількох трасах одночасно, До цього типу хвиль належать поверхневі хвилі Релея, Лява, Стоунлі, відбитті та відбито-заломлені від поверхневих структур зони малих швидкостей (ЗМШ), кратні хвилі, залишки низькошвидкісних поверхневих хвиль або хвиль, що утворилися на клиноподібному розриві (ефект дифракції) відбивного горизонту та за різкої зміні його поглинальних властивостей, та інші.

Некогерентні завади часто називають просторово – випадковими, оскільки передбачити момент їх появи неможливо. За своїми амплітудо частотними характеристиками вони нагадують "білий шум". Такі завади виникають на мало амплітудних порушеннях, хаотично розташованих у просторі невеликих слабо контрастних об'єктах, часто вони згенеровані коливанням лісових насаджень.

Більша частина енергії таких хвиль видаляється під час виконання процедур попередньої обробки та підготовці кінцевого варіанту сейсмічних записів СГТ. Однак, частина її все ж залишається в сейсмічних даних що призводить до зменшення достовірності та роздільності в рішеннях обернених задач та виділення артефактів як геологічних структур.

1.2.1 Загальні положення.

Далі пропонується різницевий алгоритм, який реалізовано за переважаючим (горизонтальним) напрямком осей синфазності інтенсивних реперних хвиль на сейсмічному профілі. За цим алгоритмом спочатку вилучаються (послаблюються) спільні просторові елементи хвильового поля і залишаються ті складові, за якими вони відрізняються. Різниця між вхідним і залишковим полем є цільовий розріз, що використовується для подальшої обробки та інтерпретації. Залишковими є регулярні та нерегулярні хвильові поля і завади.

Формування сейсмічного розрізу глибинним методом СГТ відрізняється від стандартного, використанням лише незначної, найбільш енергетичної частини відбитої хвилі, яка знаходиться в точці формування її годографу. Достатність енергії для виділення відбиваючих горизонтів забезпечується статистичними накопиченням відбиттів від глибинних горизонтів під час багаторазової роботи джерела сейсмічних хвиль на одному пункті вибуху. У такий спосіб, з допомогою міграції, формується профіль з горизонтальних або близьких до горизонтальних відбиваючих границь. Однак, у кінцевому хвильовому полі СГТ присутні різнотипні низькошвидкісні хвилі.

Задача, яка вирішується в цьому пункті розділу – завершити формування хвильового поля з цільових хвиль, шляхом видалення інших типів хвиль згідно з основною ідеологією глибинного методу СГТ.

Варіант алгоритму, для виділення корисного сигналу довільно- складної форми використовувався для пошуку в сейсмічних даних СГТ енергетично слабких годографів відбитих від границі Мохо під Азовським і Чорним морем по проекту DOBRE-2 (Розділ 3).

Аналітичною основою для різницевого алгоритму є диференціал за заданим напрямком, тобто можливість диференціювання по просторовій координаті. Для цього, як відомо, функція має бути неперервною та відповідати умові збіжності приростів функцій. Диференціювання за вибраним напрямком для лінійного нормованого простору описується диференціалом Гато, для якого має місце формула кінцевих приростів

$$\omega(x_0 h) = F(x_0 + h) - F(x_0) - F'_{c}(x)h, \qquad (1.3)$$

де h — приріст аргументу; $F'_{c}(x)$ — слабкий диференціал Гато у будь-якій точці x_{0} .

Якщо у формулі (1.3) слабкий диференціал $F'_{c}(x_{0})$ неперервний, то для сильного диференціала (Фреше) виконується умова

$$\omega(x_0 h) \to 0. \tag{1.4}$$

Тоді можливе диференціювання за довільним напрямком, а диференціали Гато і Фреше для дійсних функцій збігаються.

Амплітудно- часові функції, отримані на горизонтально, або слабонахилених осадових товщах, можна вважати аналітичними та такими, що відповідають умовам диференціювання. Як правило, вони відображають будову середовища за кінематичними і динамічними ознаками. Однак, нерівномірна розшарованість розрізу, різка фаціальна зміна властивостей відкладів, виклинювання, порушення, неоднорідності в товщі, що покриває відбиваючі горизонти та верхня частина розрізу (ВЧР), інтерференція на шляху поширення хвиль та ускладнення їх випадковими хвилями-завадами не дають змоги однозначно стверджувати про достатню гладкість і диференційованість хвильового поля за напрямком у цілому. Кінцеві прирости в виразі (1.3) за нормою (залишкова частина хвильового поля і хвилі-завади) можуть бути суттєво більшими від значення слабкого диференціала $F'_c(x)h$.

Виникнення, поширення та розмноження різних типів хвиль супроводжується їх інтерференцією. Тому, цілком природними є процедури, зворотні до адитивного процесу: пошук алгоритмів для визначення форми окремих хвиль або їхніх груп і послідовне розділення та вилучення, тобто різницеві методи мають під собою фізичну основу.

1.2.2 Хвилі завади виділені різницевим алгоритмом з сейсмічних хвильових полів.

Представимо сейсмічний профіль глибинного методу СГТ у вигляді прямокутної матриці

$$A = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} & \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{u1} & a_{u2} & \dots & a_{un} & \dots & a_{uN} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{U1} & a_{U2} & \dots & a_{Un} & \dots & a_{UN} \end{vmatrix} = \|a_{un}\|$$
(1.5)

де стовпці і рядки задані множиною дискретних відліків з кожної траси за часом $t = u\Delta t$, u = 1, 2, ..., U і простором $x = n\Delta x$, Δx — крок між точками спостереження n = 1, 2, ..., N. Для того, щоб отримати горизонтальні або з невеликим нахилом відбиваючі границі спочатку визначимо залишкові хвилі і завади, а потім, використовуючи їх, — цільові.

Побудуємо алгоритм усереднення векторів у деякому біжучому вікні на інтервалі k точок спостережень за матрицею $||a_{un}||$. Загальний вираз сумотраси з K векторів у біжучому вікні матриці буде:

$$\widetilde{a} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^{K} a_{m,k} \,. \tag{1.6}$$

Отже, на основі виразу (1.6) за матрицею (1.5) з урахуванням горизонтальності осі синфазності відбитої хвилі від реперного горизонту, часовий розріз можна представити у вигляді матриці з елементами:

$$\widetilde{A} = \|\widetilde{a}_{mn}\| = \begin{vmatrix} \widetilde{a}_{11} & \widetilde{a}_{12} & \dots & \widetilde{a}_{1n} & \dots & \widetilde{a}_{1N} \\ \widetilde{a}_{21} & \widetilde{a}_{22} & \dots & \widetilde{a}_{2n} & \dots & \widetilde{a}_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \widetilde{a}_{m1} & \widetilde{a}_{m2} & \dots & \widetilde{a}_{mn} & \dots & \widetilde{a}_{kN} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \widetilde{a}_{M1} & \widetilde{a}_{M2} & \dots & \widetilde{a}_{Mn} & \dots & \widetilde{a}_{MN} \end{vmatrix}.$$

$$(1.7)$$

Усереднення (1.6) за напрямком найбільш близькі, до значення відбитої горизонтальної цільової хвилі. Матриця \tilde{A} буде складатися з нецільових хвиль завад. Для відновлення реперного горизонту (цільових хвиль) у часі та близьких за напрямком відбиттів слід відняти від матриці (1.5) матрицю (1.7)

$$S = A - \widetilde{A}$$

Математичне сподівання хвиль, що не збігаються з напрямком осі синфазності відбить від реперного горизонту, особливо випадкових складових, згідно з виразом $\lim_{n\to R} \frac{1}{R} \sum_{n=1}^{R} b_{nn} \to 0$ зменшується або наближається до нуля.

1.2.3 Зменшення впливу крайових ефектів.

Щоб із залишкового хвильового поля (1.7) прибрати вплив крайових ефектів у вигляді дублюючих хвиль (ефект подвоєння), визначимо оператор зведення здвоєних імпульсів до одинарних, тобто до початкового вигляду, але без цільових хвиль, які згідно з матрицею \tilde{A} вилучено. Оператор зведення є функцією двох координат: часу $t = m\Delta t$ і простору $x = n\Delta x$. За першою з них відбувається зміщення процедури обробки в дискретному часі, за другою реалізується процедура типу деконволюції за просторовою координатою. Зведення здубльованих сигналів до одинарних здійснюється по всіх каналах для одного і того самого моменту $t = k\Delta t$, тобто фактично процедура обробки виконується над дельта-фунціями $k\delta(n\Delta x), k \leq 1$ як елементами сигналів f(t, x). Для наглядності алгоритм вилучення запишемо для сигналу f(t, x).

Нехай здвоєність по просторовій координаті

$$f(t,x) = f(t,x) - kf(t,x), \ k \le 1,$$
(1.8)

або у спектральній формі, де *v* — просторова частота,

$$s(t, jv) = s(t, jv) - ks(t, jv)e^{-jvx}.$$
(1.9)

Звідси
$$s(t, jv) = \frac{s(t, jv)}{1(v) - ke^{-jvx}}.$$
 (1.10)

Сигнал, зведений до одинарного, за його здвоєнням (1.8) буде

$$f(t,x) = \frac{1}{\pi} \int_{-N}^{N} \frac{s(t,j\nu)e^{j\nu x}}{l(\nu) - ke^{-j\nu x}} d\nu, \quad \nu = n\Delta\nu, \quad n = 1,2,...,N.$$
(1.11)

Позначимо s(t, jv) = A(t, v) + jB(t, v) і розкриємо вираз (1.11):

$$f(t,x) = (1.12)$$

$$1^{N} [(A(t v)(1(v) - k\cos vx) - kB(t v)\sin vx) + i(A(t v)\sin vx + B(t v)(1(v) - k\cos vx))]e^{jxx}$$

$$=\frac{1}{\pi}\int_{-N}^{N}\frac{[(A(t,v)(1(v)-k\cos vx)-kB(t,v)\sin vx)+j(A(t,v)\sin vx+B(t,v)(1(v)-k\cos vx))]e^{jvx}}{(1(v)-k\cos vx)^2+k^2\sin^2 vx}dv$$

Для здвоєних функцій $\delta(t, x) - k\delta(t, x - \Delta x)$ у просторі з урахуванням виразу (1.11) обернений оператор D^{-1} матиме вигляд

$$D^{-1}(t,x) = \int \frac{1(v)dv}{1(v) - ke^{-jx\chi v}},$$
(1.13)

а здвоєний сигнал, зведений до одного, майже удвічі інтенсивнішого, виражається як згортка

$$f(t) = \overline{f}(t) * D^{-1}(t, x).$$
(1.14)

Якщо суміжні траси (стовпці матриці (1.7)) несуттєво відрізнятися між собою за формою хвиль – завад то можна використовувати некоректні задачі типу деконволюції, які зазвичай мають обмежене застосування. Для інших випадків можливий альтернативний варіант розв'язку задачі усунення крайових ефектів шляхом пригнічення векторів-рядків на краях біжучих вікон за допомогою вагових функцій. Внаслідок цього залишається можливим застосування оператора зведення (1.12)) для вилучення здвоєнь.

Для побудови біжучого вікна можна застосувати вагову функцію гаусового типу з розширенням за просторовою координатою:

$$\Phi = \Phi(m, n, u, k) = Le^{-u[(n - (n_i + k)\Delta x]^2)}, \qquad (1.15)$$

де $x = n\Delta x$ — біжуча координата; k — кількість дискретних відліків, що охоплюються вікном при $\chi = 1$ так, що при $[n - (n_i + k)] = 0$ вагова функція на інтервалі $n = n_i + k$ стає постійною, оскільки $e^{-u[n - (n_i + k)\Delta x]} = 1$ і тоді $\Phi = 1$. Крутизну кривих на периферії визначає параметр u, при цьому Φ може набувати вигляду, близького до трапеції чи П-подібної функції.

1.2.4 Видалення залишкових низько швидкісних хвиль- завад.

наземних сейсмічних спостереженнях СГТ суттєвою причиною В нестабільності хвильового поля можна вважати вплив ВЧР з мінливістю її параметрів, умов збудження і спостереження, а основними завадами — потужні поверхневі, каналові і головні хвилі, які перекривають всю смугу частот Неможливість особливості відбитих хвиль. врахувати всі рельєфу. гідрогеологічних умов призводять до появи похибок у поправках, і як результат недостатнього видалення різношвидкісних хвиль.

Залишки цих хвиль-завад несприятливо впливають на результати обробки даних за динамічними ознаками.

Для прикладу видалення хвиль-завад та спрощення хвильового поля взято сейсмічні профілі, які знаходиться на території шахти Західно- Донбаська (рис. 1.5): 2D СГТ ПР1 – 09, який складається з 263 сейсмічних трас (1665 метрів) і профіль КЛ-71/1020 (51 траса і довжина 1020 метрів). Провіль ПР1 – 09/1665 прокладено паралельно Богданівському скиду, по якому проходить межа безпечного проведення шахтних робіт. Профіль КЛ-71/1020 перетинає Богданівський скид.



Рис.1.5 Схема розташування профілію СГТ КЛ-71/1020 та СГТ ПР1 – 09/1665 на границі третього блоку шахти Західно- Донбаської. Червоні лінії – сейсмічні профілі СГТ.

На рис. 1.6 зображено приклад розділення хвильового поля на поле корисних хвиль (цільових) і хвиль завад. Корисні відбиття мають практично горизонтальну синфазність, зберігаючи (за рахунок короткої бази) нахил відбитих хвиль, пов'язаних з особливостями геологічної будови. Хвильове поле завад, в основному, складене низькошвидкісними залишками поверхневих хвиль, оскільки їх частотний діапазон перекривається з корисними хвилями і не може бути відфільтроване. Наведемо приклад випробування різницевого методу за усередненням по трасам у біжучому вікні (1.6) у заданому напрямку за результатами наземних спостережень СГТ по профілю ПР1 – 09/1665.



Рис.1.6. Результат розділення відбитих хвиль і хвиль-завад за різницевим методом по профілю ПР1 – 09/1665, який проходить паралельно Богданівському скиду: *a* — вхідні дані СГТ; *б* — часовий розріз цільових відбитих хвиль СГТ; *в* — залишковий часовий розріз.

Біжуче вікно, в межах якого усереднюються сейсмічні траси і здійснюється розділення цільових хвиль та хвиль-завад (рис. 1.6), було реалізовано на базі 60 м, тобто охоплено лише 3 траси з кроком спостереження між ними $\Delta x = 30$ м. Від бази спостереження залежить гострота характеристики напрямленості групи сейсмоприймачів. В умовах субгоризонтального залягання відбиваючих горизонтів вплив бази на цільові хвилі невеликий, але помітний на залишковому часовому розрізі. В такому разі база мала, а кут напрямленості широкий. В результаті застосування різницевого алгоритму на залишковому часовому розрізі (рис.1.6в) виділилися дифраговані, низькошвидкісні та інші хвилі-завади і неупорядкований високочастотний коливний процес слабої інтенсивності.

Цільові хвилі на часовому розрізі (рис.1.66) не ускладнені завадами, динамічні і кінематичні ознаки не змінені, але набули стабільності і чіткості відносно вхідних відбитих хвиль, вони добре корелюються.

На часовій ділянці (*t* = 0,2 – 0,4 с) можна помітити стабільно виражені горизонтальні осі синфазності, які пов'язані з вуглевмісними горизонтами C-8_n, C-6_n.

1.2.5. Видалення, з сейсмічних даних СГТ, хвиль завад сформованих некоректними даними для міграції.

При відсутності достовірної інформації про розподіл швидкостей у геологічному середовищі з свердловин, інколи використовують неточні величини швидкостей для процедури міграції Кіргофа. В такому випадку, на мігрованих сейсмічних розрізах з'являються характерні дугоподібні штучні хвилі, які не мають геологічної основи. Така ситуація часто зустрічається на коротких профілях з малою кількістю сейсмограм і їх кількість збільшується з глибиною.



Рис.1.7. Сейсмічний профіль СГТ КЛ-71/1020, який проходить перпендикулярно до Богданівського скиду і розділений на корисне хвильове поле та поле завад.

На рис. 1.7а зображено сейсмограму СГТ з хвилями-завадами, які утворились у наслідок використання процедури міграції Кіргофа на сейсмічних даних з недостатньою кількістю трас по горизонталі. Найбільший вплив хвиль – завад, утворених у результаті крайових ефектів, є помітним на на сейсмічному профілі на часі 0.6 – 0.9 с. (рис.1.7с), де перехрещуються "штучні" різнонаправлені сферичні хвилі.

У верхній частині розрізу (до 0.4 с) ці хвилі ускладнюють інтерпретацію геологічної будови Богданівського скиду, який перетинає цей профіль. Очищене, від завад хвильове поле представлене на рис.1.76, на якому присутні слабонахилені відбиваючі вуглевмісні горизонти шахтного поля (рис.1.8) розірвані Богданівським скидом.

Хвилі завади і виділені корисні хвилі мають однакову амплітудно-частотну характеристику. Відмінним є форма та кут нахилу, відбитих від контрастного середовища, хвиль.



Рис.1.8. Приклад інтерпретації очищених від завад сейсмограм профілю СГТ КЛ-71/1020 який перетинає Богданівський скид та результат рішення оберненої динамічної задачі за методикою визначення розломно-блокової стуктури геологічного середовища (з рис.1.7).

1.2.6 Видалення хвиль завад з даних по профілю СГТ DOBREflection2000.

Основний недолік у глибинних даних СГТ – великий шлях проходження хвилі від джерела до об'єкту дослідження і назад до приймачів та наявність великої кількості хвиль завад які сформувались на шляху пробігу хвилі.



Рис. 1.9. Приклад видалення із сейсмічних записів хвиль завад: а – початкові сейсмічні записи, б – цільові (очищені) сейсмічні записи, в – різношвидкісні хвилі завади. Кольорові малюнки – вейвлет спектр сейсмограми, усередненої з 60 – ти трас.

На рис.1.9, зображено вибрану ділянку початкового сейсмічного запису, яка складається з x = 60 трас (1050 м) і t = 2 с (рис.1.9а), очищений сейсмічний запис (рис.1.9б), та сейсмічне поле хвиль завад (рис.1.9в). Кольорові рисунки – вейвлет спектр усередненої, з 60 трас, сейсмограми, відповідно, вхідного сейсмічного поля, очищеного і залишкового сейсмічних полів. З кольорової частини рисунків (рис.1.9а,б) можна зробити висновок про те, що спектральний склад очищених сейсмічних даних не відрізняється від вхідних даних. Це надзвичайно важливий момент, оскільки видалення хвиль – завад не вносить нелінійних змін у спектральний склад сейсмічного запису. З чорно-білих рисунків– що з вхідного сейсмічного поля видалені хаотично направлені, різношвидкісні сейсмічні хвилі, які ускладнюють вхідне сейсмічне поле. В подальшому, для рішення оберненої динамічної задачі використовувався сейсмічний профіль без залишкових хвиль – завад.

Фактично, методика очищення хвильового поля від негоризонтальних хвиль є завершальним етапом підготовки сейсмограм отриманих глибинним методом СГТ, який використовує хвилі відбиті від горизонтів розташованих в під пунктом генерування сигналів (тобто ортогональних фронту розповсюдження хвилі), видаляючи хвилі завади з різними кутами нахилу, та залишаючи відбиття, близькі до горизонтальних.

1.3 Методичні помилки при визначенні частото залежного згасання енергії сейсмічних хвиль.

Достовірне рішення обернених динамічних задач геофізики в частині інтерпретації фізичних полів, залежить від багатьох чинників, зокрема, від наявності похибок, які виникають як на початкових етапах збору сейсмічних даних, тобто, проведенні польових робіт, так і на завершальному етапі - вибору методів математичної обробки даних для відтворення детальної будови середовища.

Фактично, найбільш значимі похибки можна розділити на два типи. По – перше, це якість вхідних (початкових) сейсмічних даних. Під якістю розуміється не тільки застосування методики та алгоритмів формування якісних, з великою кількістю контрастно-відбиваючих границь сейсмічних даних та урахуванні різноманітних поправок, а й наявність чи відсутність у хвильовому полі малопомітних завад - залишків різних за природою хвиль завад, наприклад дифрагованих, низькошвидкісних поверхневих, та інших. Тобто, забезпечення максимально можливої якості вхідного сейсмічного матеріалу є першою задачею, яку необхідно вирішити перед початком інтерпретації сейсмічного матеріалу. При необхідності, доцільно застосовувати додаткові методики спрощення (очищення) наявного хвильового поля від різнотипних хвиль.

По – друге, під час розв'язку обернених задач повинен відбуватись контроль за математичними похибками або похибками числових методів, які ще називають *методичними*. Ці похибки, у спектральному аналізі, проявляються в розв'язках задач, а виникають вони, в основному, через використання скінченних відрізків часових функцій, тоді, як правильність рішень забезпечується на нескінченно продовженому, у часі або просторі, коливному процесі.

Методика визначення розломно- блокової структури геологічного середовища, базується на вивченні дисипативних властивостях середовища і передбачає використання алгоритму, відмінного від методу ЛДЗ, Ця задача, за певних обставин, відноситься до некоректних. У цьому розділі проаналізовано механізми виникнення похибок, які знижують точність та роздільну здатність методу, що унеможливлює детальне вивчення будови, розроблено способи зменшення впливу похибок. У результаті, суттєво підвищено роздільну здатність методу по визначенню, у порівнянні з методом ЛДЗ, не тільки загальної геологічної будови середовища а й з'явилась можливість використовувати його для відтворення просторового розташування розломів з заповнювачем (брекчією), різних за походженням складок, діапірів на великих глибинах.

1.3.1 Фільтрація в околі низькочастотних гармонік.

Сейсмічні хвилі, розповсюджуючись у геологічному середовищі від пункту їх генерування до місця реєстрації, швидко втрачають амплітуду високочастотних гармонік. В сейсмології високочастотними гармоніками вважаються до 10 Гц, на даних ГСЗ та глибинних СГТ до 30 Гц, у при поверхневих даних ГСЗ до 80 Гц. У результаті, сейсмічні записи мають два основні недоліки, з точки зору рішення обернених задач – низькочастотність (розташування спектру біля 0 Гц) та вузький спектр (декілька десятків Гц). Вузький частотний діапазон суттєво обмежує можливість визначати варіації поглинальних властивостей підземних геологічних об'єктів, обмежуючи роздільну здатність обернених динамічних задач.

Для обчислення згасання енергії сейсмічної хвилі необхідно визначати вузько смугові базисні функції, за якими, в свою чергу, визначаються обвідні перехідних характеристик. Алгоритм визначення функції згасання сейсмічних хвиль у просторі передбачає, обчислення вузько смугових обвідних сейсмічних трас, з використанням фільтрів які мають вигляд функції Гауса. За умови браку частотного діапазону для рішення динамічних задач, необхідно максимально ефективно використовувати наявну низькочастотну складову сейсмічних записів. Однак, проводити фільтрацію смуговим фільтром з однаковою смугою пропускання без внесення артефактів i неконтрольованих змін V низькочастотну область неможливо (рис1.10). Похибки виникають через зміну довжини передавальної функції фільтру, формування П-подібного фільтра в околі нульової частоти, а відтак і появи різночастотних ефектів Гібса.



Рис.1.10. Амплітудний спектр сейсмограми і п'ять передавальних функцій фільтрів Гаусового типу, з поступовим зміщенням, у частотній області на 2 Гц.

Однією з небагатьох можливостей коректно вирішити цю проблему зсунути спектр у більш високочастотну область на частоту $\pm \omega_o$. Це можливо зробити використовуючи механізм модуляції сейсмограм. При цьому форма амплітудного спектра не змінюється.

Для вивчення будови Землі модуляція використовувалась під час виявлення нелінійних ефектів модуляційної нестійкості сейсмічних хвиль, яка проявляється під час їх поширення в грунтах. Самомодуляція та генерація субгармонік відбувається при великих амплітудах сейсмічних хвиль у випадках посилення резонансу в геологічних шарах [Pavlenko, 2007]. Використання аналізувати сейсмічної модуляції дозволяє сейсмограму окремо В низькочастотній та високочастотній області, що неможливо для традиційної моделі згортки. У модуляційній моделі сейсмограма розглядається як модульований сигнал, а її огинаюча - компонент амплітудно-модуляційної системи, що містить інформацію про низьку частоту [Wang, 2018].

1.3.2 Модуляція. Теоретичні аспекти.

Перенесення спектру сейсмограми 3 низькочастотної області y високочастотну можливий 3 допомогою модуляції. Цей метод використовується в передачі інформації на великі відстані у зв'язку, радіо та телебаченні.

Нехай *s(t)* низькочастотна сейсмограма (модулюючий сигнал), u(t) – високочастотне носійне коливання (носій), результат їхньої модуляції є модульований сигнал. Основним типом носійних сигналів є гармонічні

коливання: $u(t) = U \cdot cos(\omega t + \varphi)$, де, ω – частот*а*, φ - фаза.

Амплітудно модульований сигнал є добутком обвідної сейсмограми *U(t)* та гармонійного коливання її заповнення:

$$u(t) = U(t) \cos(\omega_o t + \varphi_o), \tag{1.16}$$

$$U(t) = U_i \cdot [1 + M \cdot s(t)], \tag{1.17}$$

де М – коефіцієнт амплітудної модуляції, який знаходиться у межах від 0 до 1, і рівний відношенню модулюючого і носійного коливання $M=S_o/U_i$; U_i . - постійна амплітуда носійного коливання при відсутності модулюючого сигналу s(t); s(t)- модулюючий сигнал, φ_o – початкова фаза, ω_o – кутова частота.

1.3.2.1 Однотональна модуляція.

Найпростішим прикладом амплітудної модуляції є однотональна модуляція [М. Б. Гумен та інші, 2017] коли модульований сигнал утворюється під час модуляції носійного сигналу гармонійним коливанням однієї частоти Ω , при φ =0 і s(t)= cos Ω t:

$$u(t) = U_i[1 + M \cdot \cos \Omega t] \cdot \cos \omega_o t, \qquad (1.18)$$

Враховуючи, що $\cos(x) \cdot \cos(y) = (1/2)[\cos(x+y) + \cos(x-y)]$, перепишемо вираз (1.18) у вигляді:

$$u(t) = U_i \cos \omega_o t + (U_i M/2) \cos[(\omega_o + \Omega)t] + (U_i M/2) \cos[(\omega_o - \Omega)t]. \quad (1.19)$$

З формули (1.19) видно, що модулююче коливання з частотою Ω переміщається у частоту ω_0 і утворюються два нових коливання з частотою ω_0 - Ω і $\omega_0+\Omega$ та однаковою амплітудою. Ці новоутворені частоти знаходяться на однаковій відстані від частоти ω_0 . (рис.1.11)





Рис. 1.11, Формування одно тональної модуляції: а - модулюючий сигнал, б - високочастотне носій не коливання, в – модульований сигнал.

1.3.2.2 Багатотональна модуляція

Сейсмограми, будучи гармонійними часовими функціями можна віднести до *багатотонального сигналу* (рис.1.12), який складається з безмежної кількості гармонік. Вони можуть бути описані тригонометричною сумою гармонічних складових:

$$s(t,i) = \sum_{i} A_{i} \cos(\Omega_{i}t + \Phi_{i})$$
(1.20)

де A_i амплітуда, Φ_i фази гармонік Ω_i .

Підставляючи (1.20) у (1.17), отримаємо, з урахуванням $M_i = M \cdot A_i$:

$$u(t) = U_m \left[1 + \sum_i M_i \cos(\Omega_i t + \Phi_i) \right] \cdot \cos \omega_0 t$$
(1.21)

$$u(t) = U_m \cos \omega_0 t + \frac{U_m}{2} \sum_i M_i \cos[(\omega_0 + \Omega_i)t + \Phi_i] + \sum_i M_i \cos[(\omega_0 - \Omega_i)t - \Phi_i]. \quad (1.22)$$

Коефіцієнти М_і називають *парціальними (частинними) коефіцієнтами* модуляції.



На рис.1.12 показано амплітудний спектр модулюючого (сейсмограми) і амплітудномодульваного сигналу багатотональної (багаточастотної) модуляції.

1.3.2.3 Балансна амплітудна модуляція.

Амплітудну модуляцію з відсутнім спектром носійного коливання називають балансною модуляцією.



Рис. 1.13. Балансна модуляція для однотонального сигналу (5 Гц) та модулюючої частототи ω₀ = 25 Гц.

Багатотональний балансно – модульований сигнал, так само як і багатотональний модульований сигнал має подвійний симетричний спектр (верхні та нижні бічні його складові) відносно частоти ω₀ (рис.1.14).

$$u(t) = \frac{A_i}{2} \left\{ \sum_{i=1}^{I} M_i \cos[(\omega_0 + \Omega_0)t + \Phi_i] + \sum_{i=1}^{I} M_i \cos[(\omega_0 + \Omega_i)t - \Phi_i] \right\}$$
(1.23)

Ці бічні складові, як нижні так і верхні, характеризують спектральний склад модульованих сейсмограм, повністю дублюючи їх. Для аналізу частотного складу особливостей коливного процесу достатньо використовувати одну із смуг частот, наприклад верхню бічну, яка знаходиться у додатній частотній області (рис.1.14) [М. Б. Гумен, та інші, 2017]. Очевидно, така особливість є надзвичайно корисною, оскільки є можливість спектр корисних сигналів пересунути від наднизькочастотниої області, у якій під час фільтрації виникають непоправні методичні похибки – артефакти.



Рис 1.14. Спектр балансного багатотонального (мультичастотного) модульованого сигналу. Червоні гармоніки – верхні бічні, рожеві - нижні бічні складові.

1.3.3 Модуляція сейсмічних даних.

Сейсмічні записи глибинного методу СГТ, як зазначалось вище, мають вузький та низькочастотний спектр. На рис.1.15а, зображено частину очищеного, від хвиль завад, хвильового поля, сформованого коромантійною сумішшю (границею Мохо). Воно характеризується спорідненістю в кореляції відбитих, від неоднорідностей, хвиль, тобто належить, відносно монолітній, частині геологічного об'єкта. Глибина розташування вибраної ділянки приблизно 40 км (t = 2 с.). Просторово часова матриця складається з десяти сейсмограм (кожна по 500 відліків), тобто 5000 значень. Відстань між трасами 17,5 метрів.





Рис. 1.15 Частина сейсмічного запису даних СГТ "DOBREfection2000" (Δx = 175 м, Δt = 2 с) хвильового поля з глибини, приблизно 40 км (границя Мохо) та спектр сейсмограми, усередненої з 10 сейсмограм.

Спектр траси, усередненої з 10 трас сейсмограм, представлено на рис. 1.15 б. На амплітудному спектрі є ознаки фільтрації в області від 0 до 3 Гц, та більше 35 Гц. Максимальні значення амплітуд гармонік – в околі 10 Гц.



Рис 1.16 Модельна сейсмограма носія u(t) з частотою $\Omega = 25 \Gamma \mu(a)$, та амплітудний спектр носія (б).

Для перенесення спектру низькочастотних даних СГТ у високо частотнішу область змодельовано носій з частотою $\Omega = 25$ Гц, ідентичний для всіх сейсмограм (рис. 1.16а), та його спектр (рис. 1.16б). Через обмеженість вибраної довжини часу сейсмограм на спектрі гармонічного сигналу з'являються симетричні, відносно найбільшого значення спектру, осцилюючі хвости, які зменшуються при збільшенні часового інтервалу і зникають при досягненні безмежної довжини.



Рис.1.17. Модульовані сейсмограми (*a*), здвоєний спектр модульованої сейсмограми (б).
Результат модулювання, згідно формули (1.23) представлено на рис.1.17а. Амплітудно-модульовані сейсмограми відрізняються від стандартних сейсмограм наявністю додаткової, 25 герцової складової, в цілому зберігаючи кінематичну структуру початкового, немодульваного хвильового поля.

Амплітудна спектральна характеристика усередненої з 10 трас сейсмограми представлена на рис. 1.176. Структура амплітудного спектра відповідає структурі моделі балансного мультичастотного модульованого сигналу (рис.1.14). В додатній частотній області він є симетричним відносно обраної частоти носія Ω .

В такий спосіб, початок координат для спектру сейсмограм з частотної нульової відмітки перемістився у відмітку 25 Гц. Як було сказано вище, кожна з цих частин спектру несе в собі всю повноту інформації про спектральний склад немодульваної сейсмограми. Отже, надалі, для рішення обернених динамічних задач сейсміки буде використовуватись права частина спектру з видаленою лівою частиною (добуток дійсної та уявної компоненти і 0, на проміжку від 0 до 25 Гц) (рис.1.18). Так, ми оминаємо значні похибки які пов'язані з необхідністю використовувати максимально широкі оператори фільтрів (невизначеність Гейзенберга) для обчислення вузьких базисних функцій, які відповідають за просторову роздільну здатність сейсмограм.



Рис. 1.18. Спектр модульованої сейсмограми з видаленої лівою частиною.

1.3.4. Вибір форми передавальних функцій для фільтрів Гаусового типу.

Вибір форми фільтруючого оператора для побудови базисних функцій є надзвичайно важливим. Необхідно одночасно вирішувати дві проблеми які впливають на рішення обернених динамічних задач. По – перше, потрібно мінімізувати незворотні спотворення в інформативній частині сейсмічних записів СТГ, які з'являються через вимушене обмеження кількості спектральних складових. По – друге, необхідно забезпечити максимальну часову (глибинну) роздільну здатність, враховуючи необхідність інтерпретації даних з великих глибин.

Виходячи з власного досвіду, найоптимальнішими є фільтри побудовані на основі кривих Гаусового типу:

$$\mathbf{S}(\boldsymbol{\omega}) = A e^{-b(\boldsymbol{\omega}-\boldsymbol{\omega}_0)^2}$$

Оптимальними, є смугові фільтри з розширеною смугою пропускання, по обидва боки якої, знаходиться перехідна зона сформована з лівої та правої частини функції Гауса, та обнуління частот за межами цієї зони. Для цього, внесемо змінні значення $\omega_{i,k} = k\Delta\omega, k=1,2,...K$, так, щоб під час збільшення біжучої частоти ω було $\omega - (\omega_i + k\Delta\omega) = 0$, тоді,

 $S(\omega) = Ae^{-b(\omega - (\omega_i + k\Delta\omega))^2}$

На частотній ділянці $\omega = \omega_i + k\Delta\omega$, де *k* набуває значення від 1 до *K*, маємо $e^{(\omega - (\omega_i + k\Delta\omega))^2} = 1$, відповідно, спектр $|S(\omega)| = A$. За величину нахилу перехідної зони відповідає змінна *b*. Виходячи з невизначеності Гейзенберга [Ландау та Лівшиц, 2008] не можна одночасно збільшувати роздільну здатність за часом і частотою, оскільки вони є взаємнозалежні. Вимушено розширюючи спектр ми зменшуємо частотну роздільну здатність, але збільшуємо детальність результатів інтерпретації в часовій області, відтворюючи детальніше геологічну будову.



Рис. 1.19. Передавальні функції смугових фільтрів з Гаусово- подібною перехідною зоною. Полоса (смуга) пропускання 5, 15 та 25 Гц відповідно.

1.3.5 Функція Дірака.

формі, Для часовій властивостей визначення. передавальних v характеристик розширених фільтрів Гаусового типу використаємо модель сейсмограми з одиничним імпульсом. Площа (або "інтенсивність") такого імпульсу дорівнює одиниці, при часовій тривалості, що дорівнює нулю i амплітуді рівній нескінченності, тобто миттєві значення якого дорівнюють нулю, якщо $t \neq 0$, $i \, \delta(t) = \infty$, якщо t = 0. Одиничний імпульс (дельта-імпульс) – математично ідеалізований короткий імпульсний сигнал, який аналітично описується функцією Дірака $\delta(t)$. Такі сигнали ще називають імпульсом Дірака [Шериф, 1987].

Спектр дельта функції $S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) e^{-j\omega t} dt = 1$, амплітудний спектр $|S(\omega)| = 0$, фаза $\varphi(\omega) = 0$.



Рис. 1.20. Функція Дірака, амплітудний одиничний спектр функції Дірака.

Таким чином, дельта імпульс має рівномірний спектр в якому гармоніки мають однакову амплітуду, і частоту від нуля до безмежності. дельта-імпульс має нескінченно малу тривалість, тоді як спектр його нескінченно широкий.

1.3.6 Ефекти Гібса.

У ідеальному випадку, нескінченна сейсмограма є сумою гармонічних складових, тому, вона завжди є неперервною і диференційованою у всіх точках часової функції. Необхідність використовувати часові або частотні обмеження в перетворенні Фур'є приводять до появи ефектів Гібса – згасаючого коливання на всьому частотному або часовому проміжку [Кононюк, 2011].

Наслідки обмеження частотних характеристик проявляються підчас формування операторів фільтрів у часовій області з передавальних функцій. Найпростіші форми смугових фільтрів нагадують П - подібну функцію. В точках розриву, або круто нахиленій частині фільтру суми ряду Фур'є мають вигляд нахиленої ділянки, кут нахилу якої збільшується з кількістю врахованих гармонік. При зміні кількості просумованих членів ряду Фур'є ефект Гібса не зникає, не змінюється амплітуда згасаючого коливання, змінюється тільки частота пульсацій [Кононюк, 2011], яка визначається тільки частотою останніх просумованих гармонік.

В режимі тестування програмної частини алгоритму, для визначення впливу передавальної функції фільту Гаусового типу, описаного у Розділі 1.3.4. замість сейсмограм СГТ використовувались сейсмограми з одиничним імпульсом Дірака. Як було сказано вище, він має безмежний та лінійний амплітудний спектр. Фільтрація такого типу сейсмограми наочно демонструє вплив фільтру на цифрові дані та виникнення методичних завад, пов'язаних з особливостями перетворення Фур'є, зокрема ефектом Гібса.

На рис.1.21 а,в,д зображено фільтрацію трьома фільтрами Гаусового типу з різною шириною спектра. Фільтри переміщуючись на 2 Гц створюють групу коливних процесів у часовій області, які належать оператору фільтру (рис.1.21 б,г,є). Вужча передавальна функція створює широкий оператор, широкий

спектр – вузький оператор фільтру вплив якого, в часовій області, швидше зменшується. Безмежна кількість фільтрацій такими фільтрами призвела б до отримання безмежної кількості операторів фільтрації, які знаходилась би у окресленій, 5 - ма фільтрами, області. Отже, кожна форма передавальної функції створює свій, унікальний оператор фільтрації, а зміна її положення в частотній області призводить до заповнення носійними (несучими) частотами симетричної області змінної ширини, де максимальне значення коливання знаходиться в часовому положенні дельта імпульсу.



Рис.1.21. Передавальні функції смугових фільтрів з різною довжиною смуги пропускання: *a* – 5 Гц, *в* -15 Гц, *г* – 30 Гц. *б*,*г*,*с* - вигляд базисних функцій операторів фільтрації дельта імпульсу.

Ефекту Гібса неможливо позбутись збільшуючи кількість гармонік. Збільшення кількості гармонік призводить лише до збільшення дискретності у відображенні згасаючих коливань. Тому, на практиці, стараються послабити цей тип завад за рахунок зменшення детальності фільтрованих даних, або використовуючи інші вагові функції [В.Лиференко, Ю. Сердюков, 2009], окрім функції Гауса, зокрема функції Хемінга, Лапласа, Кайзера.

1.3.7 Розрахунок обвідних базисних функцій фільтрів.

Для визначення форми обвідних, групи базисних функцій, які виникають у наслідок використання смугового фільтра, використаємо інтегральне перетворення Гільберта [М. Б. Гумен та інші, 2017, А.Е. Кононюк, 2011], яке має загальний вигляд:

$$\widetilde{x}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(\lambda)}{\pi(t-\lambda)} d\lambda.$$

Теоретична сейсмограма x(t) використовуючи перетворення Фур'є предствляється у вигляді нескінченної суми комплексних гармонік з амплітудою $X(\omega)d\omega$:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{j2\pi\omega t} d\omega,$$

Спектр $X(\omega)$ сейсмограми x(t) за перетворенням Фур'є:

$$X(\omega) = F[x(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi\omega t} dt.$$

Позначимо $\tilde{X}(\omega)$ - як пряме перетворення Фур'є допоміжного сигналу $\tilde{x}(t)$:

$$\widetilde{X}(\omega) = F[\widetilde{x}(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} \widetilde{x}(t) e^{-j2\pi\omega t} dt,$$

Враховуючи одну з властивостей перетворення Гільберта [Бутирский, 2014] таку як (скачкоподібне) сходинкоподібне зменшення на $\pi/2$ для додатніх частот і збільшення на $\pi/2$ для від'ємних, запишемо перетворення Фур'є для обчислення спектра $\tilde{X}(\omega)$ допоміжного сигналу $\tilde{x}(t)$. При цьому амплітудний спектр практично не змінюється. В сигналі, перетвореному по Гільберту міняється місцями дійсна та уявна частина спектра, тому спектр сигналу можна записати у вигляді:

 $\widetilde{X}(\omega) = -j \operatorname{sign}(\omega) X(\omega)$

Оберенне перетворення Гільберта у часовій області:

$$\widetilde{x}(t) = F^{-1}[\widetilde{X}(\omega)]$$

Для обчислення обвідної неохідно, використовуючи перетворення Гільберта, сформувати комплексний сигнал, який ще називають *аналітичним:*

$$\psi(t) = x(t) + j\widetilde{x}(t)$$

Представимо сигнал $\psi(t)$ у вигляді $\psi(t) = A(t)e^{j\theta(\omega)}$, тоді *обвідну* (або миттєву амплітуду) можна переписати у вигляді співвідношення:

$$A(t) = |\psi(t)| = \sqrt{x^2(t) + \tilde{x}^2(t)} .$$
 (1.24)

Крім цього, *миттєва частота* сигналу x(t) визначається за формулою :

$$f(t) = \left(\frac{1}{2\pi}\right) \frac{d\theta(t)}{dt}.$$
(1.25)

Миттєву фазу сигналу x(t) - співвідношенням





Рис. 1.22. Базисні функції оператору фільтрації з довжиною смуги пропускання 30 Гц.(а), та модуль базисних функцій (б). Синя крива – шукана обвідна базисних функцій.

В сейсміці, формули (1.24 – 1.26) використовують для рішення динаміних задач, зокрема виявлення в хвльовому полі часових ділянок з різною енергією відбитих хвиль, частотним складом та фазовим зсувом по віднишенню до інших ділянок.

1.3.8 Обвідні вузько смугових складових сейсмічних трас СГТ.

Обвідні мають декілька важливих властивостей, які зробили можливим створення методики для рішення оберененої динамічної задачі - визначення гибинної, розломно- блокової будови середовища:

• Форма обвідних базисних функцій операторів фільтрації є ідентичною при переміщенні фільтру у частотній області на довільну кількість гармонік.

• Переміщення фільтрів в частотній області призводить лише до різного частотного заповнення обвідних.

 Обвідні, на відміну від різночастотних гармонічних функцій є співставимі між собою, що дозволяє викоритовувати їх для математичних процедур.

• Концентрація енергії та гладкість функції в часі та просторі.

• Відсутність нульових значень у обвідних може бути забезпечина додаванням невід'ємної константи.



Рис 1.23. Схематичне зображення оператора фільтру зміщеного по частоті (через 10 Гц) накладеного на спетр сейсмограми зсунутого на 25 Гц.

Сумарна сейсмограма групи базисних фунцій, отриманих у результаті фільрації вхідної сейсмограми *F*(*t*, *ω*) буде мати вигляд:

$$\Omega_{\mathbf{k}}(t,\omega_i) = \sum_{i=1}^{\infty} F(t,\omega_i),$$

де k = 1, 5 – кількість використаних передавальних функцій фільтру (рис.1.24), $\omega_i \in (\omega_{L_k} \div \omega_{H_k})$, де ω_{L_k} і ω_{H_k} - смуга пропускання передавальної функції смугового фільтра (рис.1.23).

Обвідні (1.24) сумарної сейсмограми $\Omega_k(t, \omega_i)$ базисних вузькосмугових сейсмотрас, з урахуванням частоти і часу, перепишемо у вигляді $A_k(t, \omega_i) = \sqrt{x^2(t, \omega_i) + \tilde{x}^2(t, \omega_i)}$.



Рис.1.24. Перехід від сейсмограми до обвідної базисних функцій: а – частина сейсмограми (Δt =12-14 с) з сейсмічних даних СГТ DOBREfraction2000; б - сумарні сейсмограми $\Omega_k(t, \omega_i)$ з групи базисних фунцій;

1.3.9 Обвідні сейсмічних даних по профілю DOBREflection2000.

Наступний етап – визначення згасання енергії сейсмічних хвиль використовуючи обвідні.

Перетворення Гільберта, яке використовується для розрахунку обвідних, є важливим для сейсміки, оскільки воно розділяє кінематичну і енергетичну складову сейсмічного хвильового поля [Финк, 1966, Степанов, 2013]. Розкладаючи сейсмограму на вузько смугові складові і роблячи з них обвідні ми отримуємо інформацію про зміни акустичної контрастності у вибраному частотному діапазоні на всьому часовому проміжку. Співвідношення амплітуд вузько смугових обвідних, з дискретністю сейсмограми (з кроком $\Delta t = 0.004$ с), дозволяє обчислити величину відносної зміни згасання енергії на локальній

неоднорідності геологічного середовища по аномальних значеннях миттєвих частот.

Часові розрізи відношення обвідних (миттєвих частот) відображають вплив частотно- залежного поглинання енергії сейсмічної хвилі, зміні спектрального наповнення хвиль відбитих від геологічних пластів, та інші. Це створює сумарний, кумулятивний ефект, згасання енергії і підсилює аномальність енергетично слабкого сейсмічного поля з великих глибин.

Крім корисної інформації, обвідні несуть у собі інформацію про методичні завади, які утворились під час виконання математичних процедур, і зокрема найбільш енергетично виражена – ефект Гібса. Як очевидно з Розділу 1.3 (Розрахунок обвідних базисних функцій фільтрів) коливні явища породжені цим типом завад будуть ідентичними на всіх обвідних.

Для подальшої реалізації алгоритму методу визначення розломно блокової структури середовища, зробимо відношенням обвідних (1.27), до третьої





Рис. 1.25. Обвідні вузькосмугових базисних функцій сейсмограми (а) та відносне згасання енергії сейсмічних хвиль (б).

Наявність у формулі (1.27) відношення призводить до суттєвого зменшення впливу спільних елементів обвідних. У результаті, також, відпадає необхідність використовувати будь які вагові функції для нейтралізації явищ Гібса. Це важливий момент для збереження максимальної роздільної здатності методики по визначенню розломно- блокової структури середовища, оскільки вагові функції фактично усереднюють значення в деякому часовому вікні.

Другий важливий момент – внесок низькочастотних високоамплітудних і високочастотних низькоамплітудних коливань у роздільну здатність методики визначення розломно-блокової будови середовища за сейсмічними даними є ідентичним, оскільки логарифм відношення сусідніх обвідних, які мають високу ступінь амплітудного споріднення, буде мати практично однакові значення. Іншими словами, аномалії низькочастотних складових хвильового поля відіграють таку ж роль як і аномалії, пов'язані з геологічною будовою, у високочастотній області.



Рис. 1.26. Величина відносного згасання енергії сейсмічних хвиль на часі *t_n* = 250-255 мс

Оцінимо зміни відносного згасання енергії у різночастотних групах обвідних $B_k(t_n, \omega_i)$ відбираючи його, для прикладу, на часі t_n , де n = 250 -255 мс (рис.1.26,). В цій часовій дискреті, в цілому, на низьких частотах згасання

менше ніж на високих, виходячи з рис. 1.27, ситуація протилежна, на низьких частотах згасання більше ніж на високих. Такі відмінності є результатом зміни фізичних властивостей геологічного середовища, що проявляються у зміні частото- залежного згасання енергії сейсмічної хвилі в вибраній точці простору.



Рис. 1.27. Величина відносного згасання енергії сейсмічних хвиль на часі T= 470-475 мс.

Детальний аналіз особливостей функцій згасання у точці простору залишимо за рамками дисертаційної роботи і обмежимось найпростішими його аналізом – знаходженням середнього значення згасання:

$$U(t) = \frac{\sum_{k=1}^{5} \frac{\mathbf{B}_{k}}{\mathbf{B}_{3}}}{N},$$
(1.28)

де *N* – кількість обвідних вузькосмугових базисних функцій сейсмограми, і в нашому випадку дорівнює 5.

Визначення середнього або усередненого згасання енергії сейсмічної хвилі у точці простору є прикінцевим етапом алгоритмічної частини визначення дисипативної (поглинаючої) властивості геологічного середовища. Розрахунок U(t) у кожній дискреті сейсмограми сейсмічного профілю дозволяє побудувати розріз ефективного поглинання сейсмічної енергії геологічним середовищем.



Рис. 1.28. Частина сейсмічного профілю СГТ DOBREflection2000 (без хвиль завад) на часі t = 11 - 13 с (глибина приблизно 40 км), довжиною 525 м: *а* – вхідна сейсмограма, б – частотно залежне усереднене згасання енергії сейсмічної хвилі у вигляді гармонічної функції (1.28), *в* – частотно залежне усередненне згасання енергії сейсмічної хвилі (ділянка короманійної суміші), у кольоровому вигляді де мінімальні і макимальні значення представлені червоними і синіми відтінками відповідно.

Кінцевий результат представляється в кольоровому вигляді (рис.1.28), який використовується для побудови розломноблокової структури геологічного середовища у вигляді трьох типів об'єктів: монолітних структур, які мають чітко виражену форму і відносну однорідність, розломних структур, у яких знаходиться група розломів з одним напрямком або окремі розломи великої протяжності (3 – 5 км), а також заповнювач, який приймає форму обмежену монолітними структурами.

Оскільки, геологічні структури мають велику протяжність, то згасання сейсмічних хвиль, характерна для певних об'єктів, буде мати чітко виражену просторову закономірність, тобто індивідуальність. Фактично, індивідуальне поглинання є основою запропонованого методу.

1.4 Адаптивна технологія проведення сейсмічних досліджень.

Достовірне рішення обернених динамічних задач можливе за умови змін у спектральному складі хвильового поля пов'язаного, виключно, із змінами геологічного середовища. Наявність хвиль завад з спектральним складом корисних хвиль суттєво погіршує однозначність якісної оцінки будови середовища вносячи похибки, які неможливо виправити, в подальшому, математичним апаратом.

Предметом розгляду даної частини розділу є адаптивна технологія сейсмокомплексу, функціонування за якою оцінка хвильового поля під проводиться польових робіт, зміни роботу час вносячи В сигналогенеруючого обладнання [Роман та ін., 2011].

Суттю адаптивних сейсмічних досліджень є урахування сейсмогеологічних умов і обставин їх виконання з метою отримання максимального обсягу інформації про геологічне середовище з мінімальними витратами енергії і матеріальних ресурсів [Теория ..., 1998; Жуков, Шнеерсон, 2000; Жуков и др., 2011, Роман В.И., 2013] та забезпечення максимальної якості сейсмічних даних під час проведення польових робіт.

Згідно з [Гурвич, Боганик, 1980] сейсмореєструвальним комплексом (коротко сейсмокомплексом) називається сукупність технічних і технологічних засобів збудження, приймання і реєстрування сейсмічних сигналів; фізичним спостереженням (коротко фізспостереженням) називається одиниця обсягів сейсмічних спостережень, яка визначається сукупністю технічних і технологічних заходів і операцій пов'язаних з отриманням звітних сейсмограм при незмінному положенні пунктів збудження і приймання сейсмічних сигналів.

Використання адаптивної технології спостереження і перетворення сейсмічних сигналів вимагає кінематичної і динамічної повноти відображення сейсмічних явищ і процесів. Для відображення і аналізу кінематики сейсмічних полів визначальною є схема еквіпараметричних поверхонь фронтів і годографів хвиль відповідно у просторовому і часовому вимірах, а теоретичною базою –

хвильове рівняння та методи і результати його розв'язання. Для відображення і аналізу динаміки сейсмічних полів визначальною є променева схема, згідно з якою перетворення сейсмічного сигналу вздовж променя між двома його фіксованими точками розглядається, як результат дії деякої лінійної системи з певною передавальною функцією.

Завданням адаптивної технології сейсмічних досліджень є визначення передавальної функції геологічного середовища.

В сейсмореєструвальному сенсі входом і виходом зазначеної лінійної системи перетворення сейсмічних сигналів є відповідно пункти їх збудження і приймання, а передавальною функцією - імпульсна сейсмограма, яка є відгуком геологічного середовища на імпульсне (теоретично δ - імпульсне, де δ - дельта-функція) збудження сейсмічних хвиль.

Уподібнене дії лінійної системи перетворення сейсмічного сигналу геологічним середовищем в спектральній формі виражається добутком

$$u(\omega) = a(\omega) \cdot s(\omega), \qquad (1.29)$$

де $u(\omega), a(\omega), s(\omega)$ - спектри відповідно спостережуваного сигналу, збуджуваного сейсмоджерелом зондувального сигналу та імпульсної сейсмограми, визначення якої є метою сейсмічних спостережень.

В часовій формі добуток (1.29) виражається згорткою [Гурвич, Боганик, 1980]

$$u = a * s , \tag{1.30}$$

де *u*, *a*, *s* - функції часу, фізичний зміст яких наведений вище.

З урахуванням завад, зумовлених впливами довкілля пунктів приймання, первинна спостережена сейсмограма має вигляд

$$v = a * s + n, \tag{1.31}$$

де *n* - сторонні завади, не пов'язані з передбаченою методикою і технологією сейсмічних досліджень цільовою дією сейсмоджерела.

В (1.29) і (1.30) вважається, що апаратурними мультиплікативними і адитивними ускладненнями спостережуваних сигналів можна знехтувати,

оскільки вони можуть бути передбачені і по можливості усунуті на стадії конструювання і виготовлення апаратури або враховані в (1.31) в процесі оброблення сейсмозаписів.

Далі незалежно від типу і характеру дії використовуваних сейсмоджерел вживається притаманна вібраційним сейсмічним дослідженням термінологія, згідно з якою первинну спостережену сейсмограму називають віброграмою, а отриману шляхом кореляційного перетворення віброграми квазіімпульсну сейсмограму - корелограмою.

Характерними для сучасних сейсмічних досліджень є просторова дискретність систем спостережень (просторова локалізація пунктів збудження і приймання сейсмічних сигналів) та часова і амплітудна дискретизація сейсмозаписів, зумовлена використанням цифрової і комп'ютерної техніки їх реєстрування і оброблення. Математичними засобами зображення сейсмічних даних та їх природних, технічних та технологічних перетворень є числові вектори та матриці скінченної розмірності. Дискретність може бути значною і налічувати десятки (сейсморозвідка) – сотні (сейсмологія) тисяч елементів.

В позначеннях (1.31) для скінченновимірних векторів дискретизованих сигналів віброграма (1.31) у матрично-векторній формі має вигляд

$$v = As + n \,, \tag{1.32}$$

де A - прямокутна згорткова $(i + j - 1) \times j$ - матриця (i - розмірність вектора a, j - розмірність вектора s), стовпці якої отримані шляхом j - зсувів зверху вниз доповнюваного нулями на початку(крім першого стовпця) і в кінці (крім останнього стовпця) вектора a таким чином, що верхній правий і нижній лівий кути матриці заповнені нульовими елементами.

Відповідно корелограма віброграми (1.32)(4) у матрично-векторній формі має вигляд

$$k = A^T v = A^T A s + A^T n, \qquad (1.33)$$

де A^{T} - транспонована матриця A.

Наближення **£** імпульсної сейсмограми *s* може бути отримане шляхом розв'язання системи рівнянь

$$A^{\mathsf{T}}A\mathbf{\mathfrak{E}}=k\,,\tag{1.34}$$

де $A^{T}A$ - квадратна $j \times j$ - матриця.

Розв'язок системи рівнянь (1.34)

$$\mathbf{\pounds} = (A^{T}A)^{-1}k = s + (A^{T}A)^{-1}A^{T}n, \qquad (1.35)$$

є шуканою імпульсною сейсмограмою, ускладненою залишковою завадою.

Таким чином, визначення імпульсної сейсмограми полягає в належному зменшенні величини залишкової завади в (1.35).

Звичайно якість спостережених сейсмограм характеризують відношенням сигнал-завада, яке є відношенням амплітуди цільового сигналу до середньоквадратичного значення завади [Гурвич, Боганик, 1980]. Інтегральний (в частині завад) зміст такого показника не дає підстав для визначення того, яка область частот завади і якою мірою ускладнює досягнення потрібної якості спостережень, і не орієнтує дослідника на протидію довільним за своїм спектральним складом завадам шляхом збудження відповідних спектрально диференційованих зондувальних сигналів.

Вимогам адаптивних сейсмічних досліджень як показник якості спостережень відповідає спектр відношення сигнал-завада, який визначається як невід'ємна функція частоти, значеннями якої для кожного значення частоти є відношення відповідних значень модулів спектрів цільового сигналу і завади [3].

Дієвий характер такого показника якості спостережень зумовлюється тим, що геологічні завдання сейсмічних досліджень можуть бути виражені в формі заданих спектрів відношення сигнал-завада, а алгоритм функціонування сейсмокомплексу в процесі відпрацювання фізспостереження визначається метою досягнення їх заданих параметрів.

Діапазон значимих частот заданих параметрів відношення сигнал-завада в технологічному розумінні визначає часову роздільну здатність сейсмічних

спостережень, а в результативному сенсі – часову роздільність сигналів на звітних сейсмограмах фізспостережень. Аналогічно значення заданих спектрів відношення сигнал-завада як функції частоти в технологічному розумінні визначають амплітудну роздільну здатність сигналів на звітних сейсмограмах фізспостережень. Таким чином, заданими спектрами відношення сигнал завада регламентується точність визначення кінематичних і динамічних параметрів сейсмічних хвиль або, іншими словами, детальність сейсмічного вивчення геологічного середовища.

Регламентований заданими спектрами відношення сигнал-завада еталон якості відпрацювання фізспостережень встановлює стандарт якості виконуваних обсягів сейсмічних досліджень в цілому. Кількісні значення параметрів заданих спектрів відношення сигнал-завада визначаються вимогами і потребами інтерпретаційного оброблення і власне інтерпретації матеріалів сейсмічних досліджень.

Адаптивне функціонування сейсмокомплексу в процесі відпрацювання фізспостережень здійснюється у відповідності з результатами порівняння заданих і фактично отриманих спектрів відношення сигнал-завада.

У разі їх розходження параметри зондувальних сигналів для продовження відпрацювання фізспостереження визначаються дефіцитними ділянками частот фактично отриманих спектрів відношення сигнал-завада. Для вібраційних сейсмокомплексів границі дефіцитних ділянок визначають діапазон частот вібрації, а глибина дефіцитних ям – енергію зондувальних сигналів. Допустимі значення силових і енергетичних параметрів збуджуваних і спостережуваних вібраційних сигналів (амплітуди сили вібрації, тривалості віброграм і відповідно тривалості сеансів вібрації, швидкості регулювання амплітуди і вібрації) обмежені технічними вібраційних частоти можливостями сейсмокомплексів. Практично єдиним способом заповнення дефіцитних ям спектрів відношення сигнал-завада є збільшення числа сеансів вібрації у відповідністю з квадратичною залежністю необхідної тривалості вібрації від величини потрібного підвищення відношення сигнал-завада [Шнеерсона, 1998].

Максимальна частотна диференційованість спектра відношення сигналзавада згідно з його наведеним визначенням відповідає можливостям і потребам апостеріорного аналізу зареєстрованих сейсмозаписів. Можливість диференціації зумовлюється апостеріорною детермінованістю детальної сигналів і їх спектрів, а її необхідність – інформаційною і економічною доцільністю, оскільки в разі осереднення фактично отриманих спектрів відношення сигнал-завада їх фіктивна надлишковість суперечить дотриманню дефіцитність вимог якості спостережень, а фіктивна призводить до невиправданих витрат енергії і матеріальних ресурсів.

Однак, у разі необхідності продовження відпрацювання фізспостереження апріорне визначення параметрів зондувальних сигналів з притаманним йому використанням ймовірних середніх значень спектрів відношення сигнал-завада є неминучим. Співвідношення апостеріорних здобутків і апріорних втрат визначається обчислювальними можливостями комп'ютерного оснащення Найбільш сейсмокомплексів. прийнятними адаптивних € шосеансове контролювання показників фактично отриманих спектрів відношення сигналтермін використання завада i односеансовий визначених параметрів сигналів. Зменшення обсягів зондувальних зростаючих при цьому обчислювальних операцій може бути досягнуте шляхом алгоритмічно спрощеного сепарування сукупності сейсмореєструвальних каналів і цільових сигналів на предмет виявлення серед них найбільш критичних стосовно досягнення показників заданих спектрів відношення сигнал-завада. Визначені таким чином мажорантні для решти сейсмореєструвальних каналів і цільових сигналів параметри зондувальних сигналів використовуються для продовження відпрацювання фізспостереження.

У міру поповнення сукупності використаних у процесі відпрацювання фізспостереження зондувальних сигналів доповнюються і трансформуються матриця і права частина системи рівнянь (1.34) і підвищується точність наближеного визначення імпульсних сейсмограм (1.35). На кожному етапі відпрацювання фізспостереження шляхом відповідного розподілу спостережених сейсмозаписів забезпечують отримання двох статистично еквівалентних імпульсних сейсмограм (1.35), суму і різницю яких використовують для обчислення модулів спектрів цільових сигналів і модуля спектра завади та спектра відношення сигнал-завада.

Відпрацювання фізспостереження завершується досягненням фактично отриманими спектрами відношення сигнал-завада показників їх заданих відповідників для усіх цільових сигналів звітної сейсмограми фізспостереження.

Методичною і технологічною нормою глибинних сейсмічних досліджень (нафтогазова сейсморозвідка, сейсмічне зондування надр) є групування сейсмоджерел. Навіть у разі технічної ідентичності останніх збуджувані сейсмоджерелами групи зондувальні сигнали мають відмінності, зумовлені локальними особливостями взаємодії кожного з сейсмоджерел з геологічним середовищем.

Технологічно прийнятний принцип адаптивного групування сейсмоджерел полягає в суміщенні в часі сеансів їх незалежної роботи з подальшим виокремленням з інтерференційних групових сейсмозаписів парціальних сейсмограм окремих сейсмоджерел.

Незалежність роботи сейсмоджерел групи досягається шляхом (a_{ij}) матричного (i = 1, 2, ..., p- індекс сеанса; j = 1, 2, ..., q - індекс сейсмоджерела; $p \ge q$) урізноманітнення зондувальних сигналів, збуджуваних окремими сейсмоджерелами.

Аналогом виразу (1.31) у разі групування сейсмоджерел є виражена у згортковій формі сукупність інтерференційних сеансових віброграм

$$v_i = \sum_{j=1}^q a_{ij} * s_j + n_i, \quad i = 1, 2, ..., p,$$
(1.36)

яка у матрично-векторній формі є аналогом виразу (1.32) (4) і має вигляд

$$v_i = \sum_{j=1}^q A_{ij} s_j + n_i, \quad i = 1, 2, ..., p.$$
 (1.35)

Аналогами векторних елементів a_{ij} матриці (a_{ij}) в (1.36) є матриці A_{ij} в (9), які подібно матриці A в (1.32) є згортковими прямокутними матричними елементами блокової матриці (A_{ij}) .

Відповідна матриці (A_{ij}) матриця корелювання віброграм (1.37) (A_{ij}^{T})^{*T*} будується шляхом заміни матричних блоків A_{ij} матриці (A_{ij}) їх транспонованими відповідниками A_{ij}^{T} і транспонування отриманої блокової матриці (A_{ij}^{T}). Сукупність групових інтерференційних корелограм отримують аналогічно (1.33),

$$K = A^T V = A^T A S + A^T N , \qquad (1.38)$$

де $A = (A_{ij}), A^{T} = (A_{ij}^{T})^{T}$, отримані шляхом транспонування послідовностей вектор-рядків $(k_1, k_2, ..., k_q), (v_1, v_2, ..., v_p), (s_1, s_2, ..., s_q),$ $(n_1, n_2, ..., n_p),$ а вектор-стовпці K, V, S, N, ϵ груповими аналогами векторів k, v, s, n в (1.33).

Розв'язком аналогічної (1.35) системи рівнянь

$$\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{A}\boldsymbol{S} = \boldsymbol{K} \tag{1.39}$$

є аналогічний вектору (1.35) вектор-стовпець

$$\mathbf{S} = (A^{T}A)^{-1}K = S + (A^{T}A)^{-1}A^{T}K$$
(1.40)

вертикальної послідовності вектор-стовпців наближень $f_1, f_2, ..., f_q$ парціальних імпульсних сейсмограм $s_1, s_2, ..., s_q$ групованих сейсмоджерел.

Технологічно прийнятним способом урізноманітнення збуджуваних групою сейсмоджерел зондувальних сигналів є побудова матриць a_{ij} , (A_{ij}) , A та їх транспонованих відповідників на основі єдиного для усіх сейсмоджерел групи і сеансів їх роботи сигналу потрібного спектрального складу з присвоєнням йому знаків елементів матриць Адамара [Виноградов, 1977]. Порядок використовуваної матриці Адамара повинен, принаймні, на одиницю перевищувати кількість сейсмоджерел групи. Отримані згідно з (1.36 - 1.40) наближення парціальних нульових імпульсних сейсмограм відповідних уявних

«німих» сейсмоджерел використовують для визначення модулів спектрів завад, потрібних для обчислення спектрів відношення сигнал-завада.

Вище таким чином для одинарного сейсмоджерела з використанням матриці Адамара другого порядку отримані сума і різниця статистично еквівалентних наближень імпульсної сейсмограми.

Актуальним у випадку використання групи сейсмоджерел у зв'язку зі збільшенням обсягів обчислювальних операцій є визначення мажорантних параметрів зондувальних сигналів.

Незалежність функціонування групованих сейсмоджерел у складі адаптивних сейсмокомплексів зумовлює просторову свободу їх використання на площах досліджень у відповідності з потребами методики робіт.

Таким чином, знаряддям здійснення адаптивної технології сейсмічних спостережень є адаптивні сейсмокомплекси.

Наявність критерію оптимального коригування і результативного завершення відпрацювання фізспостережень в образі спектрів відношення сигнал-завада є сприятливим чинником створення адаптивних автоматизованих сейсмокомплексів. У промисловій сейсморозвідці інтенсивна адаптивна технологія досліджень є альтернативним доповненням сучасної екстенсивної методології великих обсягів високопродуктивних спостережень з притаманною їм надлишковістю валу первинної інформації і засобів її отримання. Повнота і детальність адаптивного вивчення геологічного середовища визначаються межею економічної доцільності їх підвищення, допоки має місце позитивний баланс цінності отримуваних геологічних результатів. У сейсмології привабливою є перспектива створення адаптивної глобальної системи активного сейсмічного моніторингу надр.

Висновки до Розділу 1

Запропоновано метод визначення частото- залежного згасання енергії сейсмічних хвиль у геологічному середовищі, яке обумовлене явищами

поглинання (перетворення на теплову енергію), геометричного розходження і розсіянні енергії на поверхні та всередині неоднорідних геологічних тіл. Метод використовує явище відносної зміни (збільшення або зменшення) амплітуди коливання (тобто енергетичної складової) різночастотних базисних функцій на які. використовуючи спектральний аналіз, розкладаються сейсмограми. Сейсмограми, при відсутності хвиль завад, є хвильовим відображенням геологічної будови. Зміна енергетичної складової групи гармонік, є наслідком проходження хвильового фронту через тіла 3 різними фізичними властивостями, що в кінцевому результаті призводить до зміни форми корисних сигналів. Наявність обвідних, порахованих перетворенням Гільберта, над групою базисних функцій, дозволяє використовувати математичний апарат інформацією, несуть сиинусоподібні яку гармонічні функції. над Співвідношення обвідних дозволяє встановити коефіцієнт відносного згасання енергії на різних частотах у вибраній точці простору.

Частотно-залежне згасання енергії сейсмічних хвиль (ефективне поглинання) надає якісну оцінку геологічної будови представлену у зміні фізичних властивостей геологічних об'єктів. При достатній контрастності (аномальності) поглинаючих властивостей геологічних тіл відбувається їх просторове оконтурення, що допомагає встановити форму об'єкта не аналізуючи, як проміжні дані, його фізичні властивості. Тобто, використовуючи персоніфіковані поглинальні (фізичні) властивості геологічних структур, відбудовується, їхня форма.

Проаналізовано роздільну здатність методу визначення розломно-блокової будови середовища використовуючи спектральній аналіз. Показано, що кожна дискрета часового відліку, яка відповідає просторовій дискреті по глибині у 11.5 метри, має нескінченну кількість значень амплітуд і фаз гармонік базисних функцій. Таким чином, сейсмограму можна розкласти на кількість базисних функцій обмежену її достовірним частотним діапазоном. Цієї кількості достатньо для встановлення особливостей частото залежного згасання характерного монолітним структурам. По горизонталі просторова роздільна здатність методу відповідає дискретності по простору сейсмічних даних.

Для роздільної здатності методу важливою є ширина амплітудного спектра сейсмічних даних. В глибинних даних СГТ, наприклад DOBREflection2000, діапазон частот знаходиться в межах 3-35 Гц. Для можливості визначати згасаючі властивості по такому вузькому спектру було запропоновано спосіб переносу його у високо частотнішу область, без зміни спектрального складу, використовуючи принцип модуляції. Він полягає у добутку сейсмограми і носійного високочастотного сигналу будь якої, незмінної в часі, частоти. Це дозволило використовувати широкі фільтри Гаусового типу, не заходячи в уявні значення спектральної області. Ширина фільтрів впливає на роздільну здатність методу – чим ширший спектр, тим більша роздільна здатність, тобто виразніші аномалії згасання пов'язані з локальними особливостями будови Землі (згідно з невизначеністю Гейзенберга).

Якість сейсмічних даних має важливе значення для вивчення дисипативних властивостей середовища. У більшості випадків, створення кінцевого файлу СГТ передбачає велику кількість математичних процедур, не завжди лінійних, які ушкоджують спектральні характеристики хвильового поля. Тому, в даному розділі використовуються тільки лінійні математичні розв'язки.

Сейсмічні хвильові поля СГТ складаються з великої кількості сейсмічних хвиль різного походження, значна частина яких є непридатною для визначення згасання енергії сейсмічних хвиль. Основні відбиті хвилі, згідно з методикою побудови сейсмічного розрізу СГТ (глибинного) – горизонтальні, або близькі до горизонтальних. Такі відбиття виникають безпосередньо під пунктом збудження сейсмічної хвилі, реєструються по обидва боки від джерела хвиль на невеликі кількості сейсмостанцій. Для виділення таких хвиль у роботі запропоновано різницевий метод розділення хвильового поля на поле корисних хвиль і решту – хвиль завад, який реалізується в чотири етапи. I етап. Виділення (картування) за напрямком фази домінуючої хвилі на часовому розрізі або за напрямком фази вибраного годографа (або фази довільної форми).

II етап. Послідовно визначаються різниці між кожною парою суміжних трас. При цьому, вилучаються спільні елементи. Проте суміжні траси залишкового хвильового поля накладаються з оберненим знаком, тобто здвоюються, а на краях біжучих вікон обробки залишаються сигнали цільових хвиль, тому виникають крайові ефекти, а для розв'язку задачі — умови на краях.

III етап. Для усунення здвоєності і врахування крайових умов розроблені деяка варіантів операторів зведення залишкових хвиль до початкового вигляду. На цьому етапі цільові хвилі є вилученими. Хвильове поле складається з різноманітних за формою і природою хвиль завад.

IV етап. Часовий розріз цільових хвиль визначається як різниця між вхідним хвильовим полем і залишковим. Процедура виділення цільових хвиль може бути повторена за напрямком інших домінуючих хвиль або за іншими годографами.

Ефективність роботи алгоритму розділення цільових хвиль і хвиль-завад за даними часових розрізів СГТ і сейсмічної голографії основі диференціала Гато продемонстрована на приповерхневих фактичних даних (до 1 км) та і на глибинних (до 40 км).

Запропонована адаптивна технологія проведення польових сейсмічних робіт. Проведення сейсмічних робіт за адаптивною технологією дозволяє в польових умовах досягти максимальної якості сейсмічних даних шляхом експрес оцінки їх якості та внесення поправки в СВІП сигнал з метою коригування амплітудно–частотної характеристики сейсмічних даних. При цьому суттєво зменшується вплив ВЧР на кінцеві сейсмічні дані і необхідність використання додаткового математичного апарату, який приводить до появи методологічних помилок.

Перелік використаних джерел до Розділу 1

1. Бутырский Е.Ю. (2014) Преобразование Гильберта и его обобщение. *Научное приборосторение*, том 24, № 4, с. 30–37.

2. Вязовкина Е. О. (2018) Методы повышения разрешающей способности по даным сейсморазведки. *Геология, география и глобальная энергия*. № 3 (70) – с.63-70.

3. Гик Л.Д. (2010) Изучение нефтегазовых коллекторов на основе признака повышенного затухания сейсмических волн. *Технологии сейсморазведки*. № 3. С. 43–49.

4. Гик Л.Д. (2011) Измерение декремента затухания сейсммических волн при решении задач нефтпегазовой сейсморазведки. *Технологии сейсморазведки*, № 3, с. 23–28. Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,

5. Гринь Н. Е. (1979) Исследование структуры и свойств среды по динамике сейсмических волн. Киев. *Наукова думка*. 214 с.

6. Гумен М. Б., Співак В. М., Мещанінов С. К., Власюк Г. Г., Гумен Т. Ф. (2017) Основи теорії процесів в інформаційних системах. Книга 1. Аналіз детермінованих процесів. Підручник для студентів технічних спеціальностей вищих навчальних закладів, Київ, «Кафедра».

7. Гурвич И. И., Боганик Г. Н. (1980) Сейсмическая разведка: учебник для вузов. 3-е изд., перераб. — Москва: Недра, 551 с.

8. Жуков А. П., Тищенко И. В., Калимулин Р. М., Горбунов В. С., Тищенко А.И. (2011) Адаптавтивная вибросейсморазведка в условиях неоднородного строения верхней части геологического разреза. *Технологии сейсморазведки.* № 2.-с. 5-12.

9. Жуков А. П., Шнеерсон М. Б. (2000) Адаптавтивные и нелинейные методы вибрационной сейсморазведки. — Москва: *Недра*, 100 с.

10. Кононюк А.Е. (2011) Информациология. Общая теория информации. Киев: "Освіта України ". Книга 4, 488 с. 11. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. (2008) Квантовая механика. Нерелятивистская теорія. Теоретическая физика. - М. : *Физматлит*. Т. 3. — 800 с.

12. Лиференко В., Сердюков Ю. (2009) Оптимальные множители сходимости, обеспечивающие подавление эффекта Гиббса. Часть 1. *Компоненты и технологии*. № 1. –с. 90 - 94.

13. Лиференко В., Сердюков Ю. (2009) Оптимальные множители сходимости, обеспечивающие подавление эффекта Гиббса. Часть 2. *Компоненты и технологи*и. № 2. -с. 112 - 117.

14. Роман В. I. (2005) Оптимальна віброімпульсна сейсморозвідка. Зб. наук. праць УкрДГРІ. — № 2.— С. 154—157.

15. Роман В.І., Г. А. Шпортюк Г.А., Гринь Д.М., Мукоєд Н.І., (2011) Адаптивні сейсмічні дослідження: моделі реєстрації сейсмічних полів. Геофизический журнал № 6, Т. 33, -с. 152-156.

16. Смагличенко А.В. (2014) Анализ отношения спектров для оценки разрешающей способности метода микросейсмического зондирования. *Стохастическая оптимизация в информатике*. №1. т.10, - с.132-144.

17. Степанов А.В. (2013) Обработка сейсмических данных: Учебнометодическое пособие к курсам повышения квалификации «Петрофизика и геофизика в нефтяной геологии».-Казань: Казанский университет. - 24с.

18. Теория и практика наземной невзрывной сейсморазведки. Под ред. М. Б. Шнеерсона. — Москва: *Недра*, 1998. — 527 с.

19. Тяпкин Ю.К., Шадура А.Н., Роганов В.Ю. (2011) Непрерывная во времени оценка поглощения волн в масштабе сейсмической трассы. *Геофиз. журн.* Т. 33. № 3. С. 40—53. https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.

20. Финк Л. М. (1966) Соотношения между спектром и мгновенной частотой сигнала. *Пробл. передачи информ.*, том 2, выпуск 4, с. 26–38

21. Bath M. (1974) Spectral analysis in geophysics. *Elsevier* Scientific Publ. Company, Amesterdam, New York, 563 p.

22. Changjun Z. (2008) Seismic Absorption Estimation and Compensation. University of British Columbia. p.109. DOI:10.14288/1.0052450

23. P. Stoica and R. Moses. (2005) Spectral Analysis of Signals. *Prentice Hall, Inc.* Upper Saddle River, New Jersey. p.427

24. Pavlenko O.V. (2007) Self-modulation of seismic waves in the subsurface soil. *Doklady Earth Sciences*, 2007, Vol. 415, No. 5, pp. 727–733. DOI: 10.1134/S1028334X07050157

25. Raji O.W. and Rietbrock A. (2009) Rock physics investigation of seismic wave absorption in reservoir rocks. *Global journal of geological science*. Vol 8. N5. P. 147–164. doi: 10.1190/1.3463417

26. Tobias M. Müller, Boris Gurevich and Maxim Lebedev. (2010) Seismic wave attenuation and dispersion resulting from wave-induced flow in porous rocks — A review. *Geophysics*, VOL. 75, NO.5, P. 147–164. doi: 10.1190/1.3463417

27. Virieux J, V. Etienne, V. Cruz-Atienza, R. Brossier, E. Chaljub, et al. (2012) Modelling Seismic Wave Propagation for Geophysical Imaging. Seismic Waves -Research and Analysis, Masaki Kanao, p. 253-304, Chap.13, 978-953-307-944-8

28. Wang Y., Wu R.-S., Chen G., Peng Z. (2018) Seismic modulation model and envelope inversion with smoothed apparent polarity. *Journal of Geophysics and Engineering*, Volume 15, Issue 5, October 2018, Pages 2278–2286, doi.org/10.1088/1742-2140/aac54d

29. Xu T., Cheng B., Qian Z., Tang J. Gan Q. and Shen J. (2011) Multi-scale frequency and absorption attributes of seismic signals. *J. Geophys. Eng.* 8 (2011) 457–463. doi:10.1088/1742-2132/8/3/006

30.

РОЗДІЛ 2. ГЛИБИННА БУДОВА ЛІТОСФЕРИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ ЗА ДАНИМИ ГСЗ ТА СГТ ПОПЕРЕДНІХ РОКІВ

Об'єктом вивчення глибинної сейсморозвідки є літосфера – тверда зовнішня оболонка Землі, яка складається з кори та верхньої частини мантії. Будова літосфери є відносно простою в межах однорідних масивів і складною в місцях зчленування різновікових структур з проявами геодинамічних рухів.

Вивчаючи глибинну будову, ми отримуємо знання про товщину (глибину залягання) осадових порід як джерела корисних копалин, активних розломів і пов'язану з ними сейсмічну активність або їхню здатність бути провідниками флюїдів у осадові породи.

Результати ширококутних глибинних сейсмічних досліджень вздовж геофізичних профілів, які перетинають на своєму шляху різні геологічні з'ясування фундаментальних структури, створили основу для питань внутрішньої будови і динаміки геологічного середовища, їх зв'язків із небезпечними ендогенними процесами. У сукупності з іншими геологогеофізичними даними і з даними сейсмологічних спостережень ці результати дали змогу виділити активізовані на сучасному етапі геологічного розвитку тектонічні структури, встановити їх сейсмотектонічний потенціал, визначити розподіл на території країни сейсмічної небезпеки. Швидкісні розрізи, як результат розв'язку прямих і обернених задач, використовуються для моделювання сейсмічного впливу від місцевих та віддалених землетрусів на об'єкти народногосподарського комплексу України – атомні електростанції, протяжні дамби гідроелектростанцій та ін. Врахування локальних особливостей фізичних властивостей геологічної будови під важливими об'єктами може убезпечити в майбутньому від небезпечних наслідків для природи та економіки країни. Вивчення глибинної будови літосфери під нафтогазоносними районами є необхідним для розуміння природи їх утворення та перспективного терміну експлуатації у майбутньому. Фактично, сьогоднішній техніко-технологічний рівень науки дає змогу проводити детальні глибинні обстеження верхньої частини мантії і долучитись до пошуків потенційних місць можливого накопичення та шляхів міграції рідких і газоподібних корисних копалин.

Українська геофізика впродовж багатьох років надзвичайно інтенсивно вивчає верхню частину геологічного розрізу, проводячи геологорозвідувальні та бурові роботи. Значна частина класичних геологічних нафтогазових структур вже вивчена, розбурена й введена в експлуатацію. Деякі родовища вже вичерпано і законсервовано. Геофізики вимушені шукати родовища в нестандартних пастках і заглиблюватись у своїх пошуках на більші глибини. Сьогодні вже не рідкість свердловини, які дістають до продуктивних горизонтів, які знаходяться на 6-кілометровій глибині.

Сейсмічні методи СГТ дають змогу якісно вивчати геологічну будову середовища за умови наявності контрастних відбиваючих границь та швидкостей розповсюдження сейсмічної хвилі в глибоких горизонтах. Нажаль, із збільшенням глибини забезпечити такі умови є дедалі важче, що призводить до суттєвого зменшення роздільної здатності сейсміки (як основного методу пошуків рідких і газоподібних родовищ), а значить, і спроможності відшуковувати нові родовища. Якісні сейсмічні дані з нескладних геологічних ділянок можна отримати з глибин 6–8 км. Вартість сейсмічних робіт при збільшенні глибинності пошукових робіт суттєво збільшується, що інколи призводить до фінансової нерентабельності в проведені відповідних робіт і відтермінуванні пошукових робіт з метою очікування появи нових технологій для вивчення великих глибин.

2.1. Дослідження методами СГТ і ГСЗ південно-східної частини України

Вивчення глибинної будови Землі потребує створення протяжних регіональних профілів глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), які б перетинали різноманітні глибинні та різновікові структури. Чим довший профіль на поверхні, тим від довшої (без розривну) ділянки переходу нижня кора – верхня мантія можна отримати сейсмічну інформацію.

Комбінований профіль, створений з окремих профілів DOBREfraction'99 (DOBRE-99) і DOBRE-2, є найдовшим в Україні, де використовувались сучасні автономні цифрові сейсмічні станції. Вони мають 100-кілометрове перекриття. Загальна довжина комбінованого профілю складає 775 км. Він перетинає Воронезький кристалічний масив, Донецьку складчасту споруду, Азовський масив, який є частиною Українського щита, Азовське море, Керченський півострів та північ Східночорноморського басейну. Проходячи таким чином через всю Кримсько-Кавказьку компресійну зону з центром на Керченському півострові.

Цей комбінований профіль прокладений через два нафтогазоносні регіони – Східний та Південний і дає змогу поєднати їхню глибинну геологію та виділити спільні геологічні об'єкти, причетні до появи розущільнення та розконсолідації середовища й виникнення родовищ у верхній, осадовій частині кори.

По лінії профілів ГСЗ ДГП "Укргеофізика" провела відпрацювання профілів DOBREflection-2000, 2001 та DOBRE-2 СГТ глибинним методом СГТ, чим суттєво підвищила інформативність і наукову цінність сейсмічних даних. Фактично, ця територія вивчалась двома різними методами. Метод ГСЗ, як ширококутний метод дослідження будови Землі, дозволяє вивчати фізичні властивості середовища, що відображається в зміні швидкостей у просторі. Метод СГТ орієнтований на визначення геологічної будови середовища, використовуючи кінематичні особливості хвильового поля відображати середовище у вигляді осей синфазності, які з'являються на контрастних геологічних границях, оконтурюючи їх.

2.2. Попередні дослідження методом ГСЗ Донецької складчастої споруди

Наявні дані про будову кори Дніпрово-Донецького басейну і Донецької

складчастої споруди базувалися на 13 профілях глибинного сейсмічного зондування, прокладених перпендикулярно осі рифту. Вони розташовувались паралельно, на відстані 50–150 км один від одного. Також було відпрацьовано поздовжній профіль і декілька по краям рифту (рис. 2.1). Більшість цих досліджень проводилися в 1960-х роках і включали в себе записи високої щільності (з відстанями до 100 м між сейсмічними станціями)та пункти вибухів з відстанню між ними 60–160 км. Насамперед профілі були орієнтовані на вивчення внутрішньосадових та внутрішньокорових структур. Глибина до кори визначалась, головним чином, з вторинних (відбитих) фаз у діапазоні зміщення від пункту вибуху 35–40 км і більше [Бородулін, Хохлов, 1970].

Загалом у результаті цих досліджень була отримана інформація про будову поверхні фундаменту (у верхній частині "консолідованої кори") та початкову будову басейну. Протягом останніх трьох десятиліть уздовж цих профілів були побудовані швидкісні моделі по Р-хвилям за допомогою різних методик. Моделі, побудовані по швидкостям поширення S-хвиль були відсутні. До 1965 р. не було проведено жодних профілів ГСЗ, які б дозволяли вивчити будову земної кори в межах Дніпрово-Донецького басейну або Донецької складчастої споруди. Деякі опубліковані швидкісні моделі представлені в публікаціях Павленкової [1996], Ільченко [1997] та деяких інших авторів, в яких показано, що границя Мохо на кілька кілометрів нижче осі (між бортами басейну в дніпровській частині Дніпрово-Донецького басейну) і майже горизонтальна в ДСС. У свою чергу товщина кори, субосадового шару зменшується відповідно з 30–35 до 20–25 км. Вважалося, що границя Мохо заглиблюється під Донецьку складчасту споруду [Chekunov et al., 1992].

Швидкість поширення сейсмічної хвилі в корі під рифтом вища, ніж під боковими ділянками, у частині Донбасу перехідна зона кора-мантія має швидкість близько 7,6 км/с і 8,0 км/с у верхній мантії. Ільченко [1996] швидкості під верхньою стверджувала, шо корою, зокрема i в високошвидкісній лінзі "кора-мантія", є обмеженими (практично відсутня інформація заломленим сейсмічним хвилям). Профілі ΓC3, ПО ЩО

використовувались для створення початкової швидкісної моделі Донецької складчастої споруди, позначені на рис. 2.1 червоними лініями: X (Ногайськ–Костянтинівка– Сватове), XI (Новоазовськ–Луганськ–Титовка), XII (Мечебілово–Артемівськ– Свердловськ) та XIV (Гуляйполе–Горлівка).

Перший профіль був відпрацьований у 1965 р. [Гаркаленко и др., 1970]. Наступний «Дніпрогеофізикою» у 1967–1971 рр. За отриманими даними в центральній частині Донецької складчастої споруди, де осадовий шар має товщину понад 20 км, було визначено ряд чітких, внутрішніх відбиваючих сейсмічних горизонтів [Гаркаленко, Бородулін, 1972 нет в списке], але про підстилаючу кору, інформація, фактично, відсутня. Відбиваючі горизонти асоціювались з домезозойськими та мезозойськими відкладами (швидкості 1,8– 2,2 км/с) та деякими відкладами кам'яновугільного періоду (4,0–5,0 км/с).

Швидкості, визначені у фундаменті, знаходяться в діапазоні 6,3–6,7 км/с. У південній частині Донецької складчастої споруди у нижніх горизонтах земної кори швидкість 6,5–7,0 км/с визначена за годографом відбитих і заломлених хвиль. Годографи відбитих від поверхні Мохо хвиль та від горизонтів у верхній мантії були зафіксовані на відстані більше ніж 70–90 км (максимальні до 160 км). Відбиття від границі Мохо хвилі Р_mР є досить чіткім. Ці дані ГСЗ використовувались впродовж багатьох років для пояснення геодинамічних процесів і будови Донецької складчастої споруди, включаючи визначення регіональної геометрії кристалічного фундаменту та поверхонь границі Мохо (див., наприклад [Chekunov et al., 1992; Ильченко, Степаненко, 1998]. Це дало змогу в поєднанні з іншими геолого-геофізичними даними запропонувати різноманітні тектонічні схеми для Донецької складчастої споруди, його основних і суміжних геологічних структур.



Рис. 2.1. Карта південно-східної частини України з розташуванням регіональних профілів ГСЗ, які були відпрацьовані до 1980 року (чорні та червоні лінії). Червоні лінії – профілі ГСЗ, інформація про геологічну будову яких використовувалась для побудови початкової моделі DOBRE'99 і DOBRE-2.

Незважаючи на те, що Донецької складчастої споруди є добре вивченим вугільним басейном, на момент проведення міжнародного проекту не існувало єдиного погляду на його походження, еволюцію, глибинну геологічну структуру та перехід (зона зчленування) до неінвертованого Дніпрово-Донецького басейну (північний-захід) та валу Карпінського (південний схід).



Рис. 2.2. Сейсмічній профіль ГСЗ (XI) через Донецьку складчасту споруду: 1 – границі відбиття ГСЗ; 2 – заломлюючі границі та гранична швидкість км/с; 3 – стратиграфічні границі; 4 – поверхня кристалічного фундаменту; 5 – розривні порушення за геологічними даними; 6 – крупні розломи за геофізичними даними; 7 – зони впливу розломів за геофізичними даними; 8 – пересічення профілів ГСЗ; 9 – тектонічні структури; 10 – мезо-кайнозойські відклади. Цифри: 1 – Мушкетівський насув та південна зона дрібної складчастості, 2 – Південна антикліналь, 3 – Чистяково-Сніжнянська синкліналь, 4 – Головна антикліналь, 5 – Боково-Хрустальська синкліналь, 6 – Ковпаківсько-Замчалівська синкліналь, 7 – Краснодонський насув, 8 – Іллічівський насув, 9 – Алмазний насув, 10 – Глибокинський насув.

2.3. Попередні дослідження ГСЗ Азово-Чорноморського регіону

Регіональні дослідження ГСЗ (профіль 28) в межах *Азовського моря та Керченського півострова* були проведені в 1968 р. Цей профіль майже паралельний профілю DOBRE-2 і має загальну довжину 246 км. Він є частиною регіонального субмеридіального профілю Чорне море–Азовське море–Донбас (Х – Ногайськ–Костянтинівка–Сватове). Дослідження проводилися за методикою точкового профілювання з використанням п'яти наземних пунктів вибуху. Пункти I, II, III були облаштовані на території Українського щита, IV,
V на Керченському півострові із зарядами вагою від 300 до 1000 кг. Для реєстрації відбитих хвиль використовували донні станції та сейсмостанції, встановлені на морських кораблях. Крок між пунктами спостережень – 10–15 км [Москаленко, Маловицкий, 1974]. За даними, отриманими під час проведення робіт, було встановлено глибину залягання границі Мохо під Керченським півостровом – 34–35 км, границі К1 (Конрада) – 23–26 км.

За даними профілю X, який також проходив по Керченському півострові (паралельно DOBRE-2), границя Мохо була встановлена на глибині 34–35 км.

У 1976 р. Інститут геофізики провів роботи по субширотному профілю Севастополь–Керч. Цей профіль дав змогу побудувати модель земної кори в межах Кримського півострова, а саме, регіональні розломи, монолітні блоки, форму та глибину залягання основних тектонічних блоків (рис. 2.3). Границя Мохо знаходиться на глибині 54 км.



Рис. 2.3. Сейсмічний розріз ГСЗ по профілю Севастополь-Керч: 1 – опорні відбиваючі границі, 2 – відбиваючі границі, 3 – глибинні розломи, 4 – границя Мохо.

Також у 1968 р. у *Чорному морі* був відпрацьований регіональний профіль ГСЗ 29 (загальна довжина 360 км) за методикою точкового зондування з реєстрацією сигналів п'ятьма надводними кораблями, шістьома донними станціями та однією наземною станцією на березі. Система спостережень на профілі включала 10 пунктів вибуху з переважаючою кількістю зустрічних годографів, з яких половина ПВ реєструвалась на відстані не більше 70–100 км, інші на відстані від 120 до 170 км. Вибухи зарядів відбувались з пересувного пункту, облаштованого на кораблі, на глибині 90 м. Положення пунктів вибуху вздовж профілю було нерівномірним. У шельфовій зоні відстань сягала в середньому 6 км, а в глибоководній частині змінювалась між 20 і 90 км. Сейсмічні дані мали велику кількість хвиль-завад і невелику точність.

Особливість глибинної будови Чорного моря уздовж профілю – відсутність гранітного шару в глибоководній Східночорноморській западині. Границя Конрада, що характеризує поверхню базальтового шару, знаходиться на глибині 10–12 км. Глибина залягання поверхні гранітного шару ближче до Криму становить біля 13 км, а поверхня базальтового шару – 22 км. Поверхня Мохо в центральній частині Чорного моря знаходиться на глибині 18–22 км. (рис. 2.4)



Рис. 2.4. Фрагмент об'єднаного геологічного розрізу земної кори, побудований з центральної частини профілю Чорне море (29 профіль) – Азовське море (28 профіль) – Донбас (геотраверс X – Ногайськ–Костянтинівка–Сватове): 1 – границя Мохо; 2 – границя Конрада; 3 – поверхня фундаменту; 4 – глибинні розломи; 5 – розривні порушення; 6 – вода; 7 – осадові породи; 8 – гранітний шар; 9 – базальтовий шар.

Пізніше робились спроби визначити швидкісну будову в Азовському морі та східній частині Чорного моря шляхом переінтерпретації старих сейсмічних даних (профіль DSS 28/29, див. рис. 2.1), використовуючи сучасне програмне забезпечення. Результати трасування променів [Yegorova et al., 2010] принципово не відрізняються від початкових результатів розрахованих графічними методами. Це пояснюється тим, що оригінальні аналогові сейсмограми і годографи з профілю 28/29 існують зараз лише на малюнках і фотографіях у різних старих звітах і публікаціях. У будь-якому випадку внутрішні недоліки аналогових записів, наприклад їх невеликий динамічний діапазон, низьке співвідношення сигнал-шум і спрощення форми сигналу не надає великої переваги в їх оцифруванні. Таким чином, профіль DOBRE-2 був задуманий як необхідний крок для того, щоб отримати нові знання про будову земної кори цього важливого геологічного регіону.

2.4. Регіональна геологічна будова Донецької складчастої споруди та прилеглих територій

Дніпрово-Донецький басейн – пізньодевонський рифтовий басейн, розташований в південно-західній частині Східноєвропейської платформи, який розповсюджується у південно-східному напрямку до суміжного з ним Донбасу на сході України та на півдні Росії. Тут він приєднується до деформованої південної окраїни Східноєвропейської платформи (вал Карпінського). Ширина рифту коливається між 60 і 70 км на північному заході, до 140–160 км на південному сході. Товщина осадових порід (включаючи пізньодевонські рифтові та карбонові палеогенові післярифтові товщі) збільшується приблизно з 2 км на північному заході до приблизно 20 км у донецькій частині басейну.

Девонський рифтогенез супроводжувався великою магматичною активністю та підняттям Українського щита та Воронезького кристалічного масиву, утворюючи арку з великим радіусом, котра перетинає Дніпрово-Донецький басейн (див., наприклад [Stephenson et al., 2001]). Уздовж рифтового басейну спостерігаються великі відмінності у величині «інверсії» Дніпрово-Донецького басейну, починаючи від великої в Донецькій складчастій споруді до практично відсутньої в дніпровській частині. Існує велика пермська неузгодженість із збільшенням товщини еродованих пластів, які знаходяться на південному сході. Довго вважалося, що «інверсія» басейну пов'язана з пермським (варискансько-уральським) орогенезом на окраїнах Східноєвропейська платформа. Кілька кілометрів переважно кам'яновугільних товщ карбону були зруйновані в Донецькій складчастій споруді, особливо на його південній окраїні (див., наприклад [Stovba, Stephenson, 1999]). Це видно на геологічній карті, представленій на рис. 2.5.

Основні відомості у геологічній будові верхньої частини Донецькій складчастій споруді базувалися на не глибоких сейсмічних роботах ГСЗ і СГТ та даних із свердловин, які були пробурені до глибин менше 1000 м [Stovba, Stephenson, 1999]. Більш сучасні дані були отримані під час проведення глибинного сейсмічного зондування (DOBREflection-2000 та DOBRE'99, 2002 [Maystrenko et al., 2003]).

На карті Європи (верхній кут рис. 2.5) район проведення робіт виділено червоним квадратом. Суцільна лінія приблизно позначає кордон між Східноєвропейською платформою і фанерозоєм Європи. Пунктирна лінія наближене положення північного кордону орогенів альпійського поясу. Рожевим кольором позначено докембрийский фундамент, представлений Азовським масивом (АМ), елементами Воронезького кристалічного масиву (ВКМ), Скіфською платформою, яка є його південною границею. Границя Дніпрово-Донецького басейну (ДДБ) і Донецької складчастої споруди (ДСС) позначені яскравішим і світлішим відтінком жовтого кольору відповідно. Структурні елементи, виділені в Азовському морі: САПн – Східно-Азовський прогин, АВ – Азовський вал, САП – Середньоазовське підняття, ІКП – Індолопрогин. Кубанський Кримсько-Кавказська компрессйна (КККЗ) зона знаходиться частково на південному узбережжі Криму та у морі, позначена коричневим кольором. Структурні елементи в північно-східній частині Чорного



Рис. 2.5. Тектонічна карта досліджуваного району і його розташування на південній околиці Східноєвропейської платформи). Розшифровку скорочень див. у тексті.

Місця розташування свердловин (які згадуються в тексті і з яких було отримано швидкості для моделювання) позначені чорними точками в Азовському і Чорному морях та на Керченському півострові (Суб-403 – Суботіна 403; Вул-1,3,6 – Вулканівська 1, Вулканівська 3, Вулканівська 6; Мош-1– Мошкарівська 1; Мар-1 – Марівська 1; Сел-3 – Селезівська 3; Сл-6 – Слюсврівська 6; Еле-1 – Електророзвідувальна 1; Бей-201 – Бейсугська 201; Жовт-245 – Жовтнева 245; Бер-2 – Бердянськ 2).

З досліджень попередніх років було відомо що пізньопалеозойські та молодші осадові товщі в Донецька складчаста споруда мають товщину понад 20 км, більша частина з них має кам'яновугільний (карбон) вік.

Механізм утворення Донецької складчастої споруди залишається дискусійним по сьогоднішній день. Деякі результати моделювання та ймовірний магматизм можуть свідчити про вплив на геодинамічні процеси мантійного плюма (див., наприклад [Wilson, Lyashkevich, 1996]). Також запропонована аналогія з магматизмом "зворотної дуги" в рамках Варісканської геосинклінальної системи [Nikishin et al., 1996]. У цьому випадку роздвоєння ДДБ термомеханічно пов'язане з конвергенцією на південній окраїні Східноєвропейської платформи (що призводить до нарощення Скіфської плити). Запропоновано варіант внутрішньократонного рифтування всередині більшого кратону. Це призвело до розпаду континенту та розвитку сучасного південного краю Східноєвропейської платформи у девоні [Zonenshain et al., 1990]. Механізми, що призводять до підняття та деформації стиснення в перевернутій частині Донецькій складчастій споруді, невідомі. ЇЇ геодинамічна ситуація ускладнюється близькістю осі басейну ДО південного краю Східноєвропейської платформи та його можливим зв'язком із сучасним розвитком басейну на південному (Скіфському) краю Східноєвропейської платформи. Сейсмічні данні в південно-східній частині Дніпрово-Донецького басейну пізньопалеозойські показують, ЩО рухи були переважно рифтоутворюючими, а не компресійними. Деформації стиснення відбувалась наприкінці тріасу та більш інтенсивно в кінці крейди [Stovba, Stephenson, 1999].

Післярифтові рухи зростають на південний схід і, можливо, вони були навіть глибшими в Донецькій складчастій споруді, ніж у неперевернутій (інвертованій) частині Дніпрово-Донецького басейну. Недавнє геологічне картування та аналіз палеоподій дають змогу припустити, що основні компресійні тектонічні події (події стискання), що формують сучасну структуру Донецької складчастої споруди, відбувалися в мезозої та ранньому кайнозої [Saintot et al., 2006].

У серпні–вересні 1999 р. було проведено регіональне рефракційне ширококутне сейсмічне дослідження DOBRE'99 як один з багатьох геофізичних методів дослідження Дніпрово-Донецького басейну та Донецької складчастої споруди, ініційованого Європейським науковим фондом EUROPROBE.

Мета програми EUROPROBE була спрямована на встановлення механізмів внутрішньопластової тектоніки та динаміки осадового басейну. В цьому контексті основною метою проекту DOBRE'99 було визначення глибинної будови та пов'язаних з цим процесів формування рифтового басейну (розриву) та можливих інверсій.

2.5. Глибинна будова Азово-Чорноморського регіону

Існує чимало публікацій про геологічну будову Чорноморського регіону, наприклад [Гожик та ін., 2006; Saintot et al., 2006; Stephenson, Schellart, 2010; Nikishin et al., 2011; Starostenko et al., 2015].

Структури, які перетинають цей профіль, складені геологічними формаціями різних часових формувань – від самих давніх до сучасних відкладів. На півночі профіль проходить по докембрійському Українському щиту, який є частиною Східноєвропейської платформи. Південніше він перетинає молодшу епігерцинську Скіфську плиту, перероблену кіммерійськими рухами, альпійську геосинклінальну область з типовим ІндолоКубанським крайовим та Керченсько-Таманським периклінальним прогинами і закінчується в субокеанічній западині Чорного моря.

Профіль DOBRE-2 починається на півночі Азовського масиву, який є частиною архейсько-палеопротерозойського східноєвропейського кратону (рис. 2.5). На південь Азовське море перекриває південний край Східноєвропейської плити і Скіфської плиту, ймовірно, лягає більш молодий на яку, (протерозойський) континентальний фрагмент, приєдналися ЩО ДО Східноєвропейської плити в пізньому протерозої або в ранній палеозойський час [Saintot et al., 2006]. Існують деякі стратиграфічні та магматичні докази деформації стиснення пізнього тріасу-раннього юрського віку в цьому районі [Stovba, Stephenson, 1999; Nikishin et al., 2011]. які вплинули на Східноєвропейську і Скіфську плиту.

Фундамент Азовського моря поділяється на декілька менших тектонічних елементів (див. рис. 2.5). До нього відноситься Східноазовський прогин, що перекриває фундамент Східноєвропейської платформи. Південніше Азовський вал (АВ) і Середньоазовське підняття представляють підняття фундаменту нижче північного краю, переважно кайнозойського Індоло-Кубанського прогину.

Приазовський масив складено глибоко метаморфізованими й складно дислокованими осадово-вулканогенними та ультраметаморфічними формуваннями архею і нижнього протерозою. Кристалічний фундамент блока складається з Приазовського ранньопротерозойського масиву (1850–1750 млн років). В його склад входять магматичні лужні породи мантійного і корового походження.

Розломи Приазовського блока формувалися від архею до мезозою. Найбільш давнім є Орехово-Павлоградський розлом (архейський вік), який розділяє Приазовський масив і Орехово-Павлоградську шовну зону. Давні розломи (можливо, архейського віку) мають північно-західне простягання. Деякі давні розломи продовжували формування і в наступні тектонічні епохи. Границя Мохо розташована на глибині 40 км [DOBREfraction'99..., 2003]. Поверхня кристалічного фундаменту знаходиться на глибині 0,1–0,2 км з швидкостями 5,8–6,1 км/с. На підошві середня швидкість збільшується до 6,8 км/с.

Східноазовський прогин складається з субширотно орієнтованої системи дрібних Північноазовських грабеноподібних прогинів. Північний борт пологий, ускладнений серією повздовжніх розломів, південний борт відсутній. Його роль виконує зона розломів, які обмежують Приазовський блок з півночі. Головний Азовський розлом відокремлює Азовський вал від Північноазовських прогинів.

Товщина крейдяних та палеогенових осадів сягає 4 км, під ними знаходяться кристалічні та метаморфізовані породи протерозойського віку [Гожик та ін., 2006]. Поверхня кристалічної кори поступово занурюється в південному напрямку до глибини 8 км. Підошва плавно піднімається до Азовського валу з 50 до 47 км [Захаров и др., 2014; Starostenko et al., 2017].

Азовський вал являє собою велику випуклу структуру, що простягається в субширотному напрямку через всю середню частину Азовського моря. Він є частиною *Середньоазовського підняття* і визначається насамперед по поверхні фундаменту та крейдовим відкладам і має асиметричну будову. Північне крило валу майже не виражене, воно круте і коротке, південне крило по поверхні фундаменту полого занурюється в Індоло-Кубанський прогин. Вздовж схилу валу простягаються великі повздовжні розривні порушення, амплітуда яких сягає місцями декількох сотень метрів.

Під Азовським валом фундамент знаходиться на глибині від 1000–1200 до 1700–2000 м у найглибших місцях. Тут на глибині 668–1631 м були розбурені породи архей-протерозойського віку. Глибина до підошви земної кори складає 47 м [Захаров и др., 2014; Starostenko et al., 2017].

Індоло-Кубанський прогин розташований на північ від кайнозойської Кримсько-Кавказької компресійної зони і складається з двох окремих суббасейнів: внутрішнього та зовнішнього, які лежать на юрських породах [Хаин, Попков, 2009]. Він має асиметричну будову – північний платформний борт має нахил від 1° (на крівлі) і 4° на майкопських відкладах. Кримсько-Кавказька компресійна зона перекриває внутрішню частину Індоло-Кубанського прогину. За результатами швидкісної моделі по профілю DOBRE-2 підтверджено існування Новотитарівського розлому. Він розглядається як східна границя західної частини Індоло-Кубанського прогину [Starostenko et al., 2017].

€ декілька теорій походження Індоло-Кубанського прогину. Зокрема, у публікації [Sydorenko et al., 2017] висловлена думка, що цей прогин є північним крайовим прогином Кримсько-Кавказької компресійної зони, у публікаціях [Гожик та ін., 2006; Кутас, 2010] – рифтогенним.

Кристалічний фундамент знаходиться на глибині 8–15 км з типовими для граніту швидкостями 5,8–6,0 км/с [Starostenko et al., 2017]. Найбільша глибина залягання границі Мохо приблизно 50 км [Захаров и др., 2014].

Ранньокрейдовий та молодший басейни Чорного моря виник після ранньої та середньої юри на місці басейну Великого Кавказу, який був інвертований в кайнозої і став сучасним Великим Кавказьким орогеном (див., наприклад [Starostenko et al., 2017]). Вважається, що обидва басейни сформовані переважно в межах потужної докембрійської літосфери та в середовищі, що розширюється і пов'язане з північним зануренням Нового Тетису або пов'язаними з ним океанами [Barrier, Vrielynck 2008], що знаходились на південь від досліджуваної території. Регіональна будова басейну Чорного моря загалом узгоджується з тією, що передбачена геодинамічною моделлю [Stephenson, Schellart 2010], в якій розширення зумовлене рухом занурення плити. Вік та спосіб відкриття західних і східних басейнів Чорного моря залишаються суперечливими з огляду на відсутність достовірних даних про вік найдавніших відкладів і достовірну інформацію про тип кори під ними.

Північна частина Чорного моря сильно змінилась з еоцену тектонічними рухами стиснення, які пов'язані з зіткненням Євразійської та Аравійської плит. Польові спостереження в Криму та інтерпретація морських профілів методу СГТ дають змогу припустити, що регіон принаймні від Добруджі до північнозахідного Кавказу є перевернутою ранньокрейдовою рифтовою системою з сильно зміненою конфігурацією [Stovba, Hriachtchevskaia, 2011]. Основна зона інверсії в досліджуваному регіоні (див. рис. 2.5) складається із західного продовження орогенезу Великого Кавказу через Керченський шельф до Кримських гір на південній околиці Кримського півострова.

В еоцен-міоценовий час в умовах регіонального стиснення утворилась Кримсько-Кавказська компресійна зона, складена юрсько-нижньокрейдовими комплексами з порушеннями розломної тектоніки та вулканічною діяльністю [Гожик та ін., 2006; Sydorenko et al., 2017]. Крівля кристалічного фундаменту знаходиться на глибині 14 км, а границя Мохо занурена на глибину 45 км [Захаров и др., 2014; Starostenko et al., 2017].

У межах Східночорноморської впадини профіль DOBRE-2 перетинає прогин Сорокіна, хребет Андрусова та вал Шацького.

Потужність осадових середньоміоценових–четвертинних порід досягає 3,5–4,0 км, вони підстилаються породами майкопського віку товщиною у 5 км [Sydorenko et al., 2017]. Поверхня кристалічного фундаменту, нахиленого на північ, знаходиться в інтервалі глибин 11,0–14,0 км [Yegorova et al., 2010; Starostenko et al., 2017]. Границя Мохо виділена на глибині 28–32 км [Захаров и др., 2014]. Згідно з [Sydorenko et al., 2017], прогин Сорокіна вважається південним крайовим прогином Кримсько-Кавказської крайової зони.

В північно-західній частині валу Шацького на глибині 5 км знаходиться консолідована поверхня фундаменту, складеного докеловейським складчастим комплексом осадових і вулканічних порід [Starostenko et al., 2004; Захаров и др., 2014]. Вал Шацького піднімався вертикально під час деформації стискання в ранньому еоцені [Nikishin et al., 2017]. Границя Мохо тут піднята до 22 км [Захаров и др., 2014].

Хребет Андрусова (див. рис. 2.5), частина Середнього підняття Чорного моря, занурений під осадовий чохол (крейда–четвертинні відклади товщиною 3,5–4,5 км) і лежить на кристалічній корі товщиною приблизно 20 км, підошва якої знаходиться на глибині біля 30 км [Yegorova et al., 2010; Nikishin et al.,

2017]. Він розділяє Західний і Східний басейн Чорного моря, є результатом інверсійної тектоніки в зоні більш ранніх високоамплітудних скидів. Між хребтом Андрусова і валом Шацького знаходиться перехідна область, де за гравітаційним моделюванням зафіксована границя земної кори на глибині 36–40 км [Starostenko et al., 2004]. Західний басейн Чорного моря та Східний басейн Чорного моря, як і хребет Шацького (Рис. 2.5), утворилися під час ранньокрейдового чорноморського рифтингу, з яким пов'язані геологічні особливості північно-східного краю Східного басейну Чорного моря. Аналогічний вік деформацій стискання спостерігається також на півдні Причорномор'я та центральних Понтідах Туреччини [Hippolyte et al., 2010].

Висновки до Розділу 2

Проаналізовано результати інтерпретації даних ГСЗ попередніх років, які використовувались здобувачем для створення початкових моделей глибинної будови досліджуваних територій. Ці профілі були отримані з використанням низько точних аналогових записів з низькою точністю, великою кількістю завад та недосконалою, як на сьогоднішній день, методикою реєстрації наземних і морських сейсмічних даних. Незважаючи на це, потужність хімічних вибухів дала змогу зареєструвати перехідну зону кора-мантія по всім профілям, з дещо заниженими глибинами залягання границі Мохо через відсутність технологій встановлення точної швидкості розповсюдження хвиль на великих глибинах. Швидкісні моделі (геологічні розрізи) представляли будову земної кори в спрощеному, схематичному вигляді, згідно з технологіями 60-80 років минулого століття.

Використовуючи наявну зарубіжну та українську наукову літературу було запропоновано узагальнюючу геологічну і геодинамічну будову морської і наземної частини комбінованого профілю. Зокрема, встановлено приблизну товщину основних осадових басейнів, кори та глибину залягання границі Мохо.

Геологічна вивченість регіону, в основному, базувалась на неглибоких пошукових профілях, які не надавали інформацію про великі глибини.

Невелика кількість глибинних профілів, прокладених без точок перетину, призводила до недостатньої точності і відсутності геологічної взаємної ув'язки глибинної будови. Враховуючи важливість Донбасу, як території багатої на корисні копалини, були проведені сучасні сейсмічні роботи ГСЗ.

Для побудови стартової швидкісної моделі використовувались наявні дані з розбурених свердловин на континентальній і морській частині України по лінії профілю. Достовірна геологічна будова з реальними фізичними властивостями ґрунтів верхньої частини геологічного розрізу дозволила підібрати правильні фізичні параметри для променевого моделювання.

Перелік використаних джерел до Розділу 2

1. Бородулін М.І., Хохлов М.Т. (1970). Про методику сейсмічних досліджень, деякі результати вивчення фундаменту в Донецькому басейні *Доповіді НАН УРСР, 32*(6), 506–509.

2. Гаркаленко И.А. и др. (1970). Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилям Ногайск-Константиновка-Сватово (Западный Донбасс). *Геоф. Сб. Укр. ССР, 37*, 15–23.

3. Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Краюшкін В.О. та ін. (2006). Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків вуглеводнів в Азовському морі. Київ: ПП "ЕКМО", 340 с.

4. Захаров И.Г., Кулинич М.С, Лойко Н.П., Федотова И.Н., Черняков А.М. (2014). Исследование земной коры вдоль региональных профилей "DOBRE" и "DOBRE -2" методом спонтанной электромагнитной эмиссии Земли. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (3), 49–60.

5. Ильченко Т.В. (1997). Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого рифта (по данным ГСЗ). Геофиз. журнал, 19(3), 69–80.

6. Ильченко Т.В. Степаненко В.М. (1998). Скоростная модель земной коры Донбасса и ее интерпретация. *Геофиз. журн., 20*(2), 95–105.

7. Кутас Р. И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158. https://

doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i6.2010.117 453.

8. Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П. (1974). Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. *Известия АН СССР. Сер. геол.*, (9), 23–31.

9. Павленкова Н.И. (1996). Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры. *Геофизика*, (4), 11–19.

10. Barrier, E., & Vrielynck, B. (2008). Palaeotectonic Maps of the Middle East. Tectono-sedimentary-palinspastic Maps from Late Norian to Piacenzia. Atlas of 14 Maps, Scale 1/18 500 000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW/CCGM)/ UNESCO. http://www.ccgm.org.

11. Chekunov, A.V., Gavrish, V.K., Kutas, R.I., Ryabchun, L.I. (1992). Dnieper– Donets paleorift. In: Ziegler, P.A. Geodynamics of Rifting, vol. I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, 257–272.

12. DOBREfraction'99 Working Group Grad M., **Gryn D**., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S.B., Omelchenko V., ... Thybo H., Tolkunov A. (2003). "DOBREfraction'99", velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics*, *371*, 81–110.

13. Hippolyte, J.-C., Mu. ller, C. et al. (2010). Dating of the Black Sea Basin: new nannoplankton ages from its inverted margin in the Central Pontides (Turkey). In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds) Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. *Geological Society*, London, Special Publications, 340, 113–136, http://doi.org/10.1144/SP340.7.

14. Maystrenko, Yu., Stovba, S. et al. (2003). Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas Foldbelt, Ukraine. *Geology*, *31*, 733–736.

15. Nikishin A. M., Vannier A.S., Aleekseev O.A., Mendinger P.A., Fokin R.R., Gabdullin A.K., ... Rubtsova E. V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In M. Sosson R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea*

and Caucasus (pp.241–264). Geol. Soc. London, Special Publ. 428. http://doi.org/10.1144/SP428.llJ.

16. Nikishin, A. M., Ziegler, P. et al. (2011). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-southern eastern Europe region: a view from the Russian Platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *20*, 571–634.

17. Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Stephenson, R.A., Cloetingh, S.A.P.L., Furne, A.V., Fokin, P.A., ..., Lankreijer, A., Bembinova, E.Yu., Shalimov, I.V. (1996). Late Precambrian to Triassic history of the East-European craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, *268*, 23–63.

18. Saintot, A., Stephenson, R. A. et al. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian–Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds) European Lithosphere Dynamics. *Geological Society*, London, Memoirs, 32, 481–505, doi.org/10.1144/GSL.MEM. 2006.032.01.30.

19. Starostenko, V. I., Janik, T. et al. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201, 406–428, http://doi.org/10.1093/gji/ggv018.

20. Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Giyn, D, Rusakov, O., W, Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199-220). *Geol. Soc.* London, Special Publ. 428.

21. Stephenson R.A., Stovba S.M., Starostenko V.I. (2001). Pripyat-Dniepronets Basin: implication for dynamics of rifting and the tectonic history of the nothern Peri-Tethyan Platform. P.A.Ziegler, W.Cavazza, A.H.F.Robertson and S.Crasquin-Soleau (eds), Peri-Tethys Memoir 6. Peri- Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, V.186, P. 369-406.

22. Stephenson, R.A. & Schellart, W.P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insight to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: Sosson, M.,

Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds) Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. *Geological Society, London*, Special Publications, 340, 11–21, http://doi.org/10. 1144/SP340.2.

23. Stovba S., Khriachtchevskaia, O. (2011). Driving and triggering mechanisms of inversion tectonics in the Ukrainian Black Sea. In: 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, 1–10 October 2011, Bucharest, Romania, Abstracts. Geo-Eco-Mar (Suppl), 17, 177–179.

24. Stovba, S.M. & Stephenson, R.A. (1999). The Donbas Foldbelt: its relationships with the uninverted Donets segment of the Dniepr-Donets Basin, Ukraine. *Tectonophysics*, *313*, 59–83.

25. Sydorenko, G., Stephenson, R. et al. (2017). Geological structure of the northern eastern Black Sea from regional seismic reflection data, including the DOBRE-2 CDP profile. In: Sosson, M., Stephenson, R. A. & Adamia, S. A. (eds). Geological Society, London, Special Publications, 428, 307-321, 23 <u>https://doi.org/10.1144/SP428.15</u>

26. Wilson, B.M., & Lyashkevich, Z.M. (1996). Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat–Dnieper–Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics*, *268*, 65–81.

27. Yegorova, T., Baranova, E. & Omelchenko, V. (2010). The crustal structure of the Black Sea from the reinterpretation of deep seismic sounding data acquired in the 1960s. In: Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V. (eds) Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. *Geological Society*, London, Special Publications, 340, 43–56, http://doi.org/10.1144/SP340.4.

28. Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., & Natapov, L.M. (1990). Geology of the USSR: a plate tectonics synthesis. In: Page, B.M. (Ed.), *Geophysics Geodynamics Series*, vol. 21. American Geophysical Union, Washington, DC. 242 p.

РОЗДІЛ З. ГЛИБИННА БУДОВА ЗА ДАНИМИ РЕГІОНАЛЬНИХ ШИРОКОКУТНИХ СЕЙСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ПО ПРОФІЛЯМ DOBRE'99 TA DOBRE-2

У розділі показані результати двох польових експериментів, які були проведені за методом ширококутних досліджень ГСЗ північно-східної частини України. Специфіка цих досліджень полягає в проходженні фронту сейсмічної хвилі, згенерованої хімічним вибухом, сотень кілометрів у геологічному середовищі. Довжина досліджуваної території в десятки разів більша за її глибину на відміну від глибинних методів СГТ, де основні хвилі для формування сейсмічних розрізів – відбиті від горизонтів під пунктом генерування хвилі. Місцеположення профілів і попередні дослідження в цьому регіоні описані в Розділі 2 (див. рис. 2.1).

Під час проведення польової частини робіт були записані згенеровані сейсмічні коливання поверхні грунту (дна моря) відповідним типом сейсмічної апаратури. Камеральна частина на першому етапі передбачала формування кінцевих SEGY сейсмограм із цифрових записів сейсмостанцій. На другому етапі – використання цих сейсмограм для створення швидкісних моделей будови Землі.

Під час створення швидкісної моделі виникали суттєві труднощі з кореляцією відбитих годографів від глибинних об'єктів. Найменш помітними були годографи від дальніх пунктів вибуху. Ускладнювали хвильові поля і хвилі-завади, згенеровані транспортом, коливанням дерев, роботою компресорних станцій, газопроводів. На основі скінченно-різницевого методу була створена методика для відбору цільових хвиль довільної форми. Ця методика застосовувалась для виділення необхідних слабких годографів з зашумлених сейсмограм, які використовувались для розв'язку оберненої задачі – знаходження швидкісної моделі.

Здобувач приймав участь у всіх етапах проведення експериментальних робіт: підготовчих, польових, попередній обробці даних (формування кінцевих

SEGY файлів морської і наземної частини) і моделюванні швидкісних розрізів, підготовці публікацій в закордонних фахових виданнях.

3.1. Експериментальні дані сейсмічних польових робіт по профілю DOBRE-99

Польові сейсмічні дані по основній лінії профілю DOBRE'99 були записані за допомогою автономних однокомпонентних цифрових сейсмічних станцій [Гринь та ін., 2019] REFTEK-125s з Техаського університету в Ель-Пасо (США) та станціями з Копенгагенського університету (Данія). На цьому профілі, довжина якого 359 км, було розміщено 245 станцій. Паралельно основному профілю DOBRE-99 було встановлено додатковий профіль з 36 станціями (20 цифрових трикомпонентних станцій Інституту геофізики Польської академії наук). Його довжина – 190 км. 11 пунктів вибуху були облаштовані уздовж лінії основного профілю, через кожні 25–30 км (див. рис. 2.1). Положення пунктів вибуху та вага зарядів представлена у табл. 2.1

Відстань між сейсмостанціями становила відповідно 1,5 та 5 км. Встановлення точного часу і графіку включення режиму запису автономних сейсмічних станцій було виконано перед початком польових робіт.

| Номер пункту вибуху | Широта, N° | Довгота, Е° | Альтитуда, м | ТNТ зарад, кг |
|---------------------------|---------------|----------------|--------------|------------------|
| SP01 | 46,9506 | 37,1794 | 10 | 800 |
| SP02 | 47,1240 | 37,3780 | 45 | 700 |
| SP03 | 47,5320 | 37,8145 | 90 | 400 |
| SP04 | 47,7641 | 38,0638 | 96 | 400 |
| SP05 | 47,9346 | 38,2702 | 90 | 400 |
| SP06 | 48,0655 | 38,3696 | 135 | 400 |
| SP07 | 48,4869 | 38,7185 | 156 | 400 |
| SP08 | 48,8988 | 39,1686 | 52.5 | 400 |
| SP09 | 49,0498 | 39,3552 | 138 | 600 |
| SP10 | 49,3069 | 39,6182 | 69.5 | 700 |
| SP11 | 49,4637 | 39,8030 | 138 | 1050 |

Таблиця 3.1. Положення пунктів вибуху та вага зарядів

3.1.1. Сейсмічні дані DOBRE 99

Всі сейсмостанції, розставлені на профілі, одночасно за 15 хв до планованих вибухів переходили з режиму очікування в режим запису, записуючи сейсмічні дані з дискретністю 0,02 с. Довжина записаних сейсмограм – 30 хв.



Рис. 3.1. Нормовані за амплітудою сейсмічні розрізи вертикальної складової для пунктів вибуху (*a*) SP02, SP05 (*б*). Швидкість редукції 8,0 км/с. Використані скорочення (див. текст): P_{sed} та S_{sed} — заломлені хвилі Р та S з осадового шару; P_g і S_g — заломлені хвилі Р і S з верхньої кори; $P_{HVB}P$ — відбиті хвилі від тіла з високою швидкістю в нижній корі; P_n — рефракція від Мохо; P_MP і S_MS — відбиття P- і S-хвиль від неоднорідностей границі Мохо, P_{II} — відбиття всередині верхньої мантії.

На рис. 3.1 та 3.2 для прикладу зображено чотири секції сейсмічних записів хвильових полів основного профілю DOBRE'99, які представлені з редукцією швидкості 8,0 км/с і нормуванням за амплітудою. Також тут відмічено основні зафіксовані сейсмічні фази. Сейсмограми від пункту вибуху 1 і 3 представлено на рис. 3.3 з довшою часовою шкалою (55 с), щоб виділити записані фази S-хвилі, які приходять пізніше бо мають меншу швидкість. Фази заломлених P- і S-хвиль з горизонтів у осадових породах і корі (P_{sed} , S_{sed} , P_g , S_g) легко ідентифікуються, як і відбиті P_mP хвилі (зміщення приблизно 70 км) і заломлені (P_n) хвилі від границі Мохо. Видно також внутрішньокорові $P_{HVB}P$ (рис. 3.2, б) та внутрішньомантійні P_{II} (рис. 3.2, а) фази хвиль.

Перші вступи сейсмічних хвиль поблизу пунктів вибуху проявляють значну часову мінливість через наявність осадової структури грабена в центральній частині профілю. Для південних і північних точок спостереження першими приходять фази хвиль P_g з позірною швидкістю біля 6,0 км/с. На противагу цьому перші вступи хвиль P_{sed} у центральній частині профілю, де він перетинає ДСС, показують менші швидкості, що відповідають швидкостям надкорової осадової частини. Швидкості в осадовій товщі є найнижчими в північній частині басейну (приблизно 3,0 км/с) і відповідають швидкостям порід крейдової осадової товщі. У більшій частині ДДБ швидкість перших вступів знаходиться в межах між 4,0 та 5,8 км/с, що відповідає швидкостям палеозойських осадових відкладів. Вторинні фази, які можуть бути віднесені до відбиттів від основної структури осадового басейну, спостерігаються на декількох сейсмічних ділянках (SP05-09, див. рис. 3.2, а).

Положення фундаменту осадового басейну (верхня частина кристалічної кори) зафіксоване відбиттями у всіх пунктах вибуху в центральній частині профілю. Ці відбиття фаз значною мірою оконтурюють форму басейну, хоча вони і не забезпечують повного покриття поверхні фундаменту. Однак заломлена хвиля від верхньої частини кристалічної кори доповнює покриття верхньої частини кристалічної кори доповнює покриття частини профілю в зустрічному напрямку. Ці фази мають позірні швидкості

6,0–6,3 км/с і переважно є найвищими в північній частині профілю. Внутрішнькристалічні відбиття практично не представлені в хвильовому полі. Зазвичай вони мають вигляд поодиноких відбиттів, які можуть бути присутніми в одному або декількох хвильових полях від різних вибухів. Відбиття від внутрішніх неоднорідностей здебільшого були змодельовані як «плаваючі відбиваючі границі», тобто границі без наявності різкого градієнта швидкості в корі. Такі відбиваючі границі можуть відповідати певним тектонічним особливостям або можуть бути проявами давніх літологічних контрастних неоднорідностей, частково зруйнованих метаморфічними процесами.



Рис. 3.2. Нормований за амплітудою сейсмічний розріз вертикальної складової для пунктів вибуху SP08 (*a*), SP10 (*б*); Швидкість редукції 8,0 км/с. Використані скорочення: P_{sed} та S_{sed} — заломлені хвилі Р та S з осадового шару;

 P_g і S_g — заломлені хвилі P і S з верхньої кори; $P_{HVB}P$ — відбиті хвилі від тіла з високою швидкістю у нижній корі; P_n — рефракція від границі Мохо; P_MP і S_MS — відбиття P- і S-хвиль від неоднорідностей Мохо, P_{II} — відбиття всередині верхньої мантії.

Відбиття P_mP від границі Мохо присутнє на всіх хвильових полях від хімічних вибухів і має яскраво виражену фазу з високою амплітудою. Відбиваюча здатність від нижньої кори і границі Мохо є найвираженішою для точок відбиття в центрі профілю, злегка зміщених на північ, і відсутня для точок відбиття на початку і кінці профілю. Ця зміна очевидна навіть на одиночних сейсмічних ділянках (див. рис. 3.1). Фаза відбитої хвилі P_n спостерігається на всіх сейсмічних ділянках із видимою швидкістю від 8,0 до 8,3 км/с, але найінтенсивнішою і найпротяжнішою вона є у хвиль, які спостерігаються в північній частині профілю.





Рис. 3.3. Нормовані за амплітудою сейсмічні розрізи вертикальної складової для пунктів вибуху з вступам поздовжніх Р- та поперечних S-хвиль. Швидкість редукції 8,0 км/с. Використані скорочення: P_{sed} та S_{sed} — заломлені хвилі Р та S з осадового шару; P_g і S_g — заломлені хвилі Р і S з верхньої кори; $P_{HVB}P$ — відбиті хвилі від тіла з високою швидкістю у нижній корі; P_n — рефракція від границі Мохо; P_MP і S_MS — відбиття P- і S-хвиль від неоднорідностей Мохо, P_{II} — відбиття всередині верхньої мантії.

Сильний за амплітудою вторинний прихід хвиль спостерігається на декількох сейсмічних секціях із зміщенням більше 220 км від пункту вибуху (наприклад, SP08; див. рис. 3.2, а). Він з'являється після фази P_n , що вказує на відбиття, які відбулись у верхній мантії. Годографи S-хвилі на сейсмограмах (рис. 3.3) показують чіткі вступи,і мають групові осі синфазності. У цих сейсмограмах переважно показані фази S_g і S_mS . Внутрішньокристалічні відбиття та відбиття хвиль від мантії не можуть бути точно визначені. Поєднання фаз S_g і S_mS дає змогу оцінити зміну співвідношення швидкостей V_p/V_s уздовж профілю.

3.1.2. Швидкісна модель по лінії профілю DOBRE'99

Дані профілю DOBRE'99 використовувались для прямого променевого моделювання, результатом якого є швидкісна модель геологічного середовища, де основним характеризуючим параметром є зміна швидкості з глибиною. Вона була створена за допомогою квазіінверсійного підходу RayInvr [Zelt, Smith 1992]. Ширококутність методу дає змогу вивчати поведінку градієнта швидкості в слабо нахилених геологічних пластах і фіксувати наявність вертикальних змін у швидкостях, що пов'язані з геологічною будовою профілю.

Час розповсюдження заломлених та відбитих Р-хвиль, визначений за кореляцією фази, є основою для визначення розподілу швидкостей і глибин сейсмічних границь у корі та верхній мантії. Товщина осадових порід і розподіл швидкостей для швидкісної моделі узагальнювались з наявної інформації свердловин (глибиною до 1–2 км) і геолого-геофізичних даних попередніх сейсмічних досліджень високої роздільної здатності та рефракції. Ці дані надавали інформацію до 5-кілометрової глибини й обмежувались тонкими кайнозойсько-мезозойськими відкладами. Використовуючи цю інформацію, була побудована попередня геологічна модель з неглибоко залягаючими структурами, несуттєво скоригована під час подальшого моделювання.

3.1.3. Моделювання програмним комплексом RayInvr швидкісної моделі

Основні особливості моделі підтверджуються розрахунковими кривими часу приходу хвиль (чорні суцільні криві на рис. 3.4 та 3.5), накладеними на сейсмічні ділянки, та рисунками відповідних траєкторій проходження променів (нижні, рис. 3.4 та 3.5). Фази рефрагованих хвиль P_{sed} від осадових порід басейну з відносно низькою позірною швидкістю і ранніми відбиттям $P_{sed}P$ (верхні, рис. 3.4) використовувались для поділу басейну на шість горизонтів. Швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль починається з 2,2 км/с на поверхні в північно-східної частини і поступово збільшується до 5,8 км/с в найглибшій частині басейну. У верхній частині басейну спостерігається велике складкоутворення осадових шарів, що призводить до складної картини відбиттів із зануренням і зміною позірних швидкостей заломлених хвиль.



Рис. 3.4. Траєкторії променів (джерело — точка спостереження) та розрахункові криві часу проходження, накладені на сейсмограми ГСЗ осадового басейну, та частина променевої моделі RayInvr для пунктів вибуху SP05 (а) та SP07 (б). Горизонтальна вісь показує положення моделі відносно початку координат; вертикальна вісь — це час із редукцією швидкості 6 км/с (верхній рисунок) і глибинною частиною (нижній рисунок). Psed і P_g — заломлені P-хвилі з осадових горизонтів; $P_{sed}P$ і P_gP — відображають промені з внутрішньоосадових і горизонтів фундаменту.

Загальна форма басейну була змодельована, використовуючи сильне відбиття хвиль P_{sed}P, що спостерігається на (знімках) хвильовому полі від ПВ 5 та ПВ 7 (рис. 3.4), а також заломлених хвиль, що надходять у басейн із північного сходу та південного заходу. Занурення південно-західного схилу

басейну в середньому становить 17° і переважно визначається рефракціями хвиль Pg, оскільки від нижньої частини басейну відбиття не спостерігається. Загальне занурення північно-східного схилу становить 12°, чітко оконтурене відбиттями P_{sed}P, а також фазою P_g, що надходить у басейн з півночі. Отримана модельна глибина басейну – майже 20 км. Відбиття від найглибшої частини не спостерігаються, що призводить до високої абсолютної невизначеності біля ± 2 км. Швидкість верхньої кори визначалася головним чином за часом пробігу хвилі Рд для від пунктів вибуху, розташованих на кінці профілю. Годографи Р_д на південь від осадового басейну демонструють деяку увігнутість (рис. 3.5, ав), що вказує на відносно крутий вертикальний градієнт швидкостей верхньої кори у південно-західній частині профілю. Середні швидкості на цій ділянці – 5,8 км/с на поверхні та 6,2 км/с на глибині 4 км. У північній частині профілю спостерігаються самі високі швидкості в корі. Вони зазвичай вище за середні і становлять в середньому 6 км/с. Швидкості середньої кори - 6,2-6,4 км/с під басейном. Визначення швидкості обмежене нахилом надкритичних відбиттів Р_{НVВ}Р від кори, а також вторинним приходом фази Р_g (рис. 3.5, б, в).

Швидкість Р-хвилі в нижній корі на обох кінцях профілю обмежена нахилом сильних надкритичних відбиттів Р_мР і становить 6,8–6,9 км/с.

Тіло з високою швидкістю присутнє в корі під басейном на мінімальній глибині 23,5 км. Його форма визначається відносно слабкими відбиттями $P_{HVB}P$ (рис. 3.5 б, в). Швидкість хвиль, відбитих від верхньої частини тіла, становить 7,1 км/с, вони були змодельовані за часом приходу заломленого годографа P_1 . Ці швидкості добре визначені за допомогою хімічних вибухів на північному сході та південному заході, що забезпечує гарне зустрічне покриття (рис. 3.5, б, в). Швидкість у нижній частині високошвидкісного тіла становить 7,3 км/с. Її було визначено по відбиттях хвиль P_MP .



Рис. 3.5, а. Траєкторія руху променів від джерела до точки спостереження (нижній рисунок), модельні криві часу проходження через геологічне середовище, накладені на сейсмічні профілі (середній рисунок) і синтетичний сейсмічний розріз для SP01 (верхній рисунок). Горизонтальна вісь – положення моделі відносно початку профілю; вертикальні осі – час із редукцією швидкості 8 км/с та глибиною.

Глибина до границі Мохо обмежена субкритичними та критичними P_MP відбиттями від усіх хімічних вибухів (див., наприклад, рис. 3.5, б, в). Середня глибина – 38 км, але загалом границя коливається у межах 37 і 41 км нижче тіла нижньої кори. Заломлення P_n від верхньої мантії зазвичай слабке і демонструє широкий діапазон позірних швидкостей від 8,0 до 8,5 км/с (див. рис. 2.5, б, в),

що вказує на її структурну неоднорідність. Швидкість у верхній мантії зростає з 8 км/с на південному заході до 8,2 км/с на північному сході. Верхня мантія розділена на два шари розривом першого порядку. Цей поділ зафіксований на пізніх відбиттях P_IP , що спостерігаються на декількох сейсмограмах (рис. 3.5 б,в), і зміні видимої швидкості фази P_n . Швидкість нижче цього розриву оцінюється у 8,4 км/с, хоча різниця у швидкостях через розрив менша за абсолютну невизначеність параметрів швидкості верхньої мантії.



Рис. 3.5, б. Траєкторія руху променів від джерела до точки спостереження (нижній рисунок), модельні криві часу проходження через геологічне середовище, накладені на сейсмічні профілі (середній рисунок), і синтетичний

сейсмічний розріз для SP08 (верхній рисунок). Горизонтальна вісь – положення моделі відносно початку профілю; вертикальні осі – час із редукцією швидкості 8 км/с та глибиною.



Рис. 3.5, в. Траєкторія руху променів від джерела до точки спостереження (нижній рисунок), модельні криві часу проходження через геологічне середовище, накладені на сейсмічні профілі (середній рисунок), і синтетичний сейсмічний розріз для SP09 (верхній рисунок). Горизонтальна вісь – положення моделі відносно початку профілю; вертикальні осі – час із редукцією швидкості 8 км/с та глибиною.

3.1.4. Точність визначення швидкісної моделі, обчисленої за програмою RayInvr

Для побудови 2D швидкісної моделі через Азовський блок, Донецьку складчасту споруду та Воронезький кристалічний масив використовувались швидкості Р-хвилі (рис. 3.6). Модель була побудована здобувачем в Датському університеті (м. Копенгаген, Данія), використовуючи алгоритм трасування та інверсії променів Zelt i Smith (1992) (http://terra.rice.edu/department/faculty /zelt/rayinvr.html). Він ґрунтується на реєстрації часів приходу заломлених і відбитих сейсмічних хвиль, які розповсюджуються в геологічному середовищі. Модель швидкості представляється у вигляді геологічних горизонтів, які розділяються розривами першого порядку на визначених інтерпретатором глибинах. Швидкість визначається у верхній і нижній частинах кожного горизонту (крайові умови) на вибраних відстанях уздовж профілю. Швидкості між зазначеними точками інтерполюються лінійно в межах кожного шару. Значення швидкості і глибини можна регулювати вручну (пряме моделювання) або шляхом інверсії найменших квадратів (by damped least squares inversion). Попередні результати томографічної інверсії часу пробігу першої складової формували фон для швидкостей земної кори і верхньої мантії. Модель було модифіковано в три етапи за допомогою тришарової процедури «знімання шару» для кожного шару від поверхневого шару і послідовно до більш глибоких рівнів верхньої мантії. Спочатку було зроблено ручне регулювання і додавання параметрів (швидкості та глибини до границь).



Рис. 3.6. Двовимірна швидкісна модель профілю DOBRE'99, побудована з використанням поздовжніх хвиль. Кольорова область – область в якій присутні заломлені хвилі. Крок за швидкістю 0,1 км/с. Межі горизонтів та «плаваючі» границі позначені лініями. Товсті лінії позначають місця з сильним відбиттям променів.

По-перше, необхідно визначити момент приходу сейсмічної хвилі (пікінг), яка належала відповідному геологічному шару, та визначення достатньої кількості параметрів моделі для подальшої інверсії. По-друге, було отримано узгодження між спостережуваним та модельованим часом пробігу шляхом внесення змін у параметри швидкості або глибини з подальшим застосуванням алгоритму інверсії для пошуку оптимального рішення методом найменших квадратів. Значення швидкості та глибини для вибраного геологічного шар на етапі моделювання є змінними. Невизначеності, вибрані для глибини, знаходились у межах 0,5-1,0 км, швидкості – 0,15 км/с. Додаючи строгі обмеження на обернене рішення, було зроблено спробу мінімізувати різницю (відмінності) між кінцевою і початковою моделлю, зменшуючи при цьому середньоквадратичну помилку часу розповсюдження сейсмічної хвилі. Потретє, було проаналізоване обернене рішення. Якщо під час моделювання не вдавалось створювати промені (через геометричні «кути») ДЛЯ нижчезалягаючих геологічних горизонтів або з'явились негативні вертикальні та сильні коливання швидкості в модель вносились зміни вручну. Такі помилки переважно були виявлені в тонких і невеликих шарах, де малий час проходження сейсмічного фронту обмежував швидкісну модель, або виникали протиріччя в часі приходу взаємних годографів (хвиль з різних пунктів вибуху), створення геологічно обґрунтованих ЩО унеможливлювало моделей. Призупинення моделювання і внесення змін у ручному режимі призвели до бічної (латеральної) однорідності при значному зменшенні різних невідповідностей. На завершальному етапі моделювання були добавлені «плаваючі» відбиваючі границі (тобто відбиваючі границі без зміни швидкості в моделі).

Кінцева модель RayInvr (рис. 3.6) має 11 шарів, визначених у 170 різних просторових положеннях і вісім «плаваючих відбиваючих границь». Кількість швидкісних параметрів становить 160. Дві плаваючі границі, враховуючи їх глибину від 22 до 26 км, вказують на можливе розділення кори на верхню і нижню. Однак цей поділ не підтверджується значною зміною швидкості земної кори. Ця модель відтворила загалом 3190 з 3600 фрагментів годографів приходу сейсмічних хвиль. Геометричні тіньові зони в моделі викликані невеликою кількістю променів, які пройшли через них. Невідповідність між змодельованим і спостереженим часом проходження виражається В середньоквадратичній помилці (СКП) часу пробігу хвилі, у даному випадку вона виражена у часі (мс). Значення СКП представлені для кожного пункту вибуху у табл. 3.2.

| Фази | ПВ 1 | | ПВ 2 | | ПВ 3 | | ПВ 4 | | ПВ 5 | | ПВ 6 | |
|----------------------------|------|-----|------|-----|------|-----|-------|-----|-------|-----|--------|-----|
| | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП |
| Осадові породи | | | | | | | | | | | | |
| Заломлені, Р _s | 0 | - | 0 | — | 0 | - | 11 | 56 | 58 | 88 | 56 | 84 |
| Відбиті, Р _s P | 0 | - | 0 | — | 0 | - | 0 | — | 28 | 69 | 63 | 68 |
| Всього | 0 | - | 0 | — | 0 | - | 11 | 56 | 86 | 82 | 119 | 76 |
| P_{g} | 120 | 56 | 123 | 51 | 152 | 61 | 70 | 62 | 89 | 80 | 88 | 113 |
| Нижня кора | | | | | | | | | | | | |
| Заломлениі, Р _і | 13 | 50 | 12 | 83 | 27 | 50 | 0 | _ | 20 | 45 | 0 | - |
| Відбиті, Р _і Р | 25 | 66 | 11 | 87 | 43 | 36 | 7 | 46 | 40 | 73 | 29 | 28 |
| Всього | 38 | 61 | 23 | 85 | 70 | 42 | 7 | 46 | 60 | 65 | 29 | 28 |
| P _m P | 70 | 90 | 84 | 52 | 64 | 89 | 38 | 62 | 80 | 78 | 106 | 68 |
| P _n | 58 | 96 | 34 | 67 | 24 | 41 | 13 | 41 | 29 | 54 | 20 | 59 |
| Всі фази | 255 | 68 | 264 | 56 | 309 | 68 | 135 | 68 | 343 | 77 | 384 | 82 |
| Фази | ПВ 7 | | ПВ 8 | | ПВ 9 | | ПВ 10 | | ПВ 11 | | Bci ПВ | |
| | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП | КТ | СКП |
| Осадові породи | | | | | | | | | | | | |

Таблиця 3.2. Точність моделювання

| Заломлені, Р _s | 52 | 71 | 24 | 118 | 9 | 105 | 3 | 126 | 0 | — | 213 | 87 |
|--|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|------|----|
| Відбиті, Р _s P | 55 | 81 | 0 | _ | 0 | — | 0 | _ | 0 | _ | 146 | 73 |
| Всього | 107 | 76 | 24 | 118 | 9 | 105 | 3 | 126 | 0 | _ | 359 | 82 |
| Pg | 84 | 66 | 136 | 84 | 120 | 69 | 98 | 77 | 92 | 62 | 1172 | 72 |
| Нижня кора | | | | | | | | | | | | |
| Заломлені, Р _і | 0 | _ | 38 | 56 | 38 | 89 | 24 | 81 | 0 | _ | 172 | 69 |
| Відбиті, Р _і Р | 76 | 94 | 59 | 61 | 33 | 86 | 24 | 71 | 20 | 51 | 367 | 70 |
| Всього | 76 | 94 | 97 | 60 | 71 | 88 | 48 | 76 | 20 | 51 | 539 | 70 |
| P _m P | 48 | 89 | 79 | 68 | 48 | 82 | 48 | 82 | 42 | 68 | 707 | 75 |
| P _n | 13 | 64 | 37 | 57 | 37 | 45 | 72 | 70 | 2 | 71 | 339 | 67 |
| Всі фази | 345 | 78 | 411 | 74 | 304 | 73 | 284 | 72 | 156 | 64 | 3190 | 73 |
| Примітка: СКП – середньоквадратична помилка часу пробігу хвилі (мс); | | | | | | | | | | | | |

 P_g – заломлені хвилі від верхньої кори; P_mP – відбиття від границі Мохо; P_n – відбиття нижче границі Мохо, Кт – кількість точок на сейсмограмах сейсмічної секції асоційованих з фазою хвилі.



Рис. 3.7 Графічне зображення роздільної здатності моделі створеної за програмою RayInvr, яка базується на покритті променями заломлених і відбитих фаз модельного розрізу: 1 – точка відбиття променя; 2 – одноразове покриття заломленими променями; 3 – одностороннє покриття заломленими променями від декількох вибухів; 4 – зворотне покриття заломлених променів; 5 – абсолютна невизначеність встановлення глибини залягання відбиваючого горизонту; 6 – абсолютна невизначеність встановлення швидкості (в км/с) у виділених горизонтах.

Загалом невідповідність є найбільшою для профілів з великими часовими інтервалами проходження хвилі від пунктів вибуху (пункти 6, 7 та 8) до пункту реєстрації. Орієнтовна похибка вибору становить від 50 мс для перших вступів сейсмічних хвиль, близьких до пункту вибуху. Дещо більші похибки (100 мс) для вторинних відбитих хвиль або хвиль, які зареєстровано сейсмостанціями, що знаходились далеко від пункту вибуху, тобто тоді, коли співвідношення сигнал/шум низьке. Надійність кінцевої моделі була досліджена шляхом врахування невизначеності та просторової роздільної здатності таких репрезентативних параметрів моделі, як швидкість верхньої і нижньої кори, товщина основного осадового басейну, глибина до границі Мохо і до вершини нижньої частини кори. Їх можна перевірити, використовуючи методи, описані Zelt [1999]. Абсолютна невизначеність – це відхилення, дозволене для параметра від його значення в кінцевій моделі без втрати променевого покриття, тобто втрати променів у точці знаходження сейсмостанції, де спостерігали час (момент) приходу хвилі, а також без істотного збільшення невідповідності часу пробігу. Невизначеність положення границі коливається в межах 1,5 км у верхній частині тіла нижньої кори, де глибина обмежена відбитими і заломленими променями від декількох пунктів вибуху. На південному схилі тіла нижньої кори, де глибина була обмеженою (рис. 3.7) невизначеність становила 2,5 км. Невизначеність швидкості сейсмічної хвилі коливається в межах 0,1 км/с у верхній корі та 0,25 км/с над границею Мохо. Латеральна роздільна здатність (тобто масштаб довжини, по якому поперечні відхилення усереднюються по даним) коливається в межах 40 км у верхній корі та 60 км в основі нижньої частини кори. Латеральна роздільна здатність на глибині Мохо становить 50 км.

3.1.5. Інтерпретація сейсмічних даних на основі розрахунку швидкісних моделей та синтетичних сейсмограм

В якості експерименту було побудовано швидкісні моделі по профілю DOBRE'99, використовуючи ідентичний набір годографів поперечних і

повздовжніх хвиль, за допомогою інших двох програм – SEIS83 і Ray84PC. Фактична ідентичність результатів моделювання представлена у статті [Janik et al., 2015].

На рис. 3.8 представлено особливості трьох швидкісних моделей, дві з яких паралельно робились іншими учасниками міжнародного проекту, побудованих з використанням Р-хвиль (див. рис. 3.6) по профілю DOBRE'99. Чітко відтворений осадовий басейн із швидкістю від 2,0–2,4 до 5,8–5,9 км/с, який присутній на всіх моделях. Важливою є велика роздільна здатність внутрішньобасейнової структури, які були отримані за даними DOBRE'99. Виявлено до шести чітких горизонтів заломлення, хоча в деталях, вони можуть не відповідати безпосередньо товщині осадових горизонтів. Найменші швидкості зафіксовані в горизонті з товщиною 2–3 км на північному краю ДСП між пунктами вибуху ПВ07 та ПВ10 (див. рис. 3.6). Це відповідає пізньокрейдовому депоцентру, який, можливо, сформувався у наслідок інверсійних процесів.



Рис. 3.8. Основні характеристики швидкості Р-хвилі DOBRE'99, визначениі на основі методів трасування променів. Швидкості в км/с, числа в дужках <> – це співвідношення V_p/V_s .

Максимальна товщина осадового басейну – приблизно 20 км, відповідно до раніше зроблених оцінок на основі попередніх даних ГСЗ, приведених вище,

визначена за екстраполяцією з регіональних профілів СГТ, що перетинають ДДБ на північний захід від ДСС [Stovba, Stephenson, 1999], а також за результатами швидкісного ширококутного моделювання. Така глибина до крівлі кристалічного фундаменту також відповідає інтерпретаціям ГСЗ DOBREflection робочої групи DOBREflection-2000 [Maystrenko et al., 2003] та DOBREfraction '99 [Grad et al., 2006].

Для порід басейну характерною є значна мінливість співвідношення V_p/V_s . Зокрема, у найглибшій частині осадового чохла ДСП співвідношення V_p/V_s значно менше, ніж деінде в басейні (1,62 порівняно з 1,70 та 2,00 в інших місцях).

Це свідчить про наявність значної кількості солі в складі порід цієї частини басейну, оскільки такі породи мають досить низьке співвідношення Пуассона [Turcotte, Schubert, 1982]. Хоча в останні роки існують певні гіпотези, пов'язані з відсутністю великої кількості солі в ДСС, тому сольовий діапіризм неможливий в структурній еволюції ДДВ [Stovba, Stephenson, 1999]. В інших місцях ДДВ, однак, є велика кількість свідчень про наявність багатих сіллю геологічних об'єктів на великій глибині і про те, що рухи солі приймали активну участь в утворенні сольових діапірів, арок і куполів під час ранньої пермі [Stovba et al., 1996; Stovba, Stephenson, 1999]. Високе співвідношення V_p/V_s , виявлене на невеликій глибині в басейні біля його північного краю, може вказувати на структурну складність геології, пов'язану із зануреною зоною зворотних розломів, і складність з реєстрацією сейсмічної фази та її кореляцій.

Основний кристалічний шар кори уздовж профілю DOBRE'99 має швидкість 5,8–6,8 км/с. Він значно зтоншується під центральною частиною осадового басейну. Високошвидкісне тіло (можливо, нижня кора або суміш кори і мантії), яке знаходиться праворуч, навпаки, потовщується в тій самій частині профілю. Швидкість високошвидкісного тіла 6,9–7,2 км/с. Форма осадового басейну асиметрична, найбільший кут нахилу кристалічної поверхні фундаменту знаходиться біля Приазовського масиву. Високошвидкісне тіло також має асиметричну форму, але найбільш круто нахиленою є поверхня під
північно-східним краєм басейну (біля Воронезького кристалічного масиву). Саме високошвидкісне тіло інтерпретується як зона розриву кори [Ervin, McGinnis, 1975] з високою імовірністю міжпластового діапіризму [Lyngsie et al., 2007]. Такі високошвидкісні об'єкти зазвичай зустрічаються в нижній корі під віссю рифту в багатьох крупних осадових басейнах. Асиметричність переважно виникає в результаті простого зсуву, початок якого занурений під Приазовський масив і проходить над високошвидкісним тілом.

Глибина границі Мохо практично однакова по всьому профілю (40 \pm 2 км). Стоншення кори загалом під осадовим басейном не є асиметричним. Максимальне зменшення товщини кори під самою глибокою частиною басейну складає максимум половину від середньої товщини кори. За даними [Matstrenko at al., 2003] її товщина не перевищує 15 км. Нижній шар земної кори, ймовірно, потовщувався проникаючою мантійною магмою під час рифтингу в момент її стоншення та розтріскування, яке відбувалось під впливом сил розтягування. Аналізуючи отримані контрастні швидкості, можна дійти висновку про те, що мінімум від 10 до 50 % високошвидкісного тіла складається з мантійного матеріалу [Thybo et al., 2000; Lyngsie et al., 2007]. Внаслідок цього реальна товщину кори (за рахунок розтягування) є на 2–9 км меншою. Максимальний «коефіцієнт розтягування» земної кори становить приблизно 2,25–2,5, що співпадає з даними моделювання процесів просідання території по лінії профілю DOBRE'99 [Stovba et al., 2003].

У будові фундаменту не має явного бічного зміщення уздовж зони розриву. Розломи, що простежуються на сейсмічних даних в межах ДДВ на північний захід від ДСС, також виключають значні зміщення під час ковзання в межах рифтової зони [Stovba et al., 1996]. Однак швидкісна модель не виключає того, що може не бути повної спорідненості земної кори по різні боки від ДСС (по лінії профілю). Швидкість сейсмічних хвиль у корі Азовського масиву дещо більша, ніж у корі Воронезького кристалічного масиву. Швидкість у верхній мантії над границею Мохо дещо менша (8,0 порівняно з 8,3 км/с).

3.2. Методика проведення сейсмічних польових робіт DOBRE-2

Польові сейсмічні роботи в рамках міжнародного проекту DOBRE-2 [Starostenko et al., 2016] складалися з двох частин: наземної і морської. Під час проведення наземних робіт були отримані сейсмічні дані на поверхні Землі. Реалізуючи морську частину, отримані сейсмічні дані на дні Чорного та Азовського морів (див. рис. 2.1).

В якості наземного джерела сейсмічних хвиль використовувались хімічні вибухи. Згенероване сейсмічне поле було записане як донними, так і наземними станціями. На Приазовському масиві та Керченському півострові уздовж профілю було встановлено 150 наземних автономних сейсмічних станцій (1-компонентні RefTek TEXAN-125) з інтервалом 1,5 і 1 км відповідно. Було зроблено шість хімічних вибухів (по 600–1000 кг THT) – чотири на Приазовському масиві і два на Керченському півострові (див. рис. 2.1). Наземні пункти вибухів були позначені номерами 15001–15007.

Морська програма здійснювалась з використанням двох науково-дослідних суден, «Іскатель» і «Топаз». Донні морські сейсмостанції ОВН та OBS були надані для проведення дослідницьких робіт інститутом Helmholtz Centre for Ocean Research GEOMAR, (Німеччина).

У Чорному і Азовському морях було встановлено 23 морських донних сейсмографів (OBS) і морських донних гідрофонів (OBHs). Відстань між встановленими на дні моря донними станціями становила приблизно 11,25 км в Чорному морі і 14 км в Азовському. Морські роботи проведено в два етапи. На першому використано 19 OBS і OBH в Чорному морі і три в Азовському. Для реалізації другого етапу 13 донних станцій було перевезено в Азовське море, а В Чорному. В якості сейсмічного джерела в п'ять залишено морі використовувалась пневмогармата (повітряна гармата) загальною потужністю 25 л. Вона рухалась за кораблем «Іскатель» на глибині 5 м. Пневмогармата генерувала імпульс (в середньому) через кожні 60 с, що еквівалентно інтервалові в 150–160 м при однаковій швидкості руху корабля та відсутності великих хвиль. Загальна кількість пострілів в Чорному морі – 1187 (зроблені на 178-кілометровому профілі), в Азовському морі – 1085 пострілів (довжина профілю понад 173 км). Донні станції по лінії профілю були пронумеровані від 07001 до 07028. Проведення морських сейсмічних робіт в Азовському морі припинялись для запису донними станціями сигналів від пунктів вибуху, розташованих на березі.

Формування кінцевих сейсмічних SEGY файлів і моделювання швидкісних моделей відбувалось за безпосередньої участі здобувача в Хелмхолц центі дослідженя океану (Helmholtz Centre for Ocean Research GEOMAR, Kiel, Germany).

3.2.1. Сейсмічні дані ГСЗ DOBRE 2 і фазові кореляції

Для України сейсмічний профіль DOBRE 2 є унікальним, оскільки він поєднує результати морської і наземної сейсміки. Окрім морських і наземних робіт були отримані «перехресні» дані, коли наземні вибухи реєструвались донними станціями, а хвилі були згенеровані повітряними гарматами – наземними станціями в прибережній зоні. Такий спосіб проведення польової частини робіт дав змогу збільшити глибинність досліджень.

На рис. 3.9 показані приклади сейсмограм ГСЗ, які були записані донними і наземними станціями від хімічних вибухів на Приазовському масиві та Керченському півострові. Записані сейсмічні дані донними станціями зображено на рис 3.10. Вони профільтровані за допомогою смугового фільтра (2–15 Гц). З них можуть бути виділені деякі фази Р-хвиль (V_p) і використані для моделювання. Зокрема, легко ідентифікувати та корелювати сейсмічні фази (включаючи перші вступи), що представляють заломлення від осадових шарів (P_{sed}), верхньої і середньої кристалічної кори (P_g) і заломлену хвилю від границі Мохо верхньої мантії (P_n). У більш пізніх відбиттях найсильнішою є фаза, пов'язана з відбиттями від границі Мохо (P_MP). Відбиття від вибухів з середньої кори (P_cP) також спостерігаються на деяких записах. Секції сейсмічних записів мають значну мінливість хвильового поля, що є наслідком відмінності тектонічної структури по лінії профілю.



Рис. 3.9. Приклади трас, вертикальних компонент сейсмічних записів наземних станцій для Р-хвиль (SP15001, SP15005, P15006). Швидкість редукції становить 8,0 км/с.

Для більшості пунктів вибуху, як це видно, наприклад, на рис. 3.9, перші вступи можуть бути прокорельовані на відстані від пункту збудження до 100 км (P_g фаза) і близько 350 км (відбиття від мантії $P_M P$). Фази P_{sed} спостерігаються в частині профілю, розташованого на Кримському півострові (SP 15005, 15006), з позірною швидкістю V_p в інтервалі від 2,2 до 2,5 км/с на відстанях 0–15 км зі збільшенням швидкості до 4,0–5,0 км/с на відстані до 15–45 км, що дозволяє

зробити припущення про товстий осадовий шар у цій частині профілю. У Східноєвропейській платформі (північно-східна частина профілю) фаза P_{sed} практично не зустрічається. Починаючи з початку координат (0 км), фаза P_g спостерігається при позірній $V_p = 5,5 \div 6,25$ км км/с, імовірніше, вона утворена із заломлених хвиль з кристалічного фундаменту.

Хвилі, що розповсюджуються у верхній мантії, спостерігаються на трьох пунктах вибухів (15001, 15005 і 15006) з діапазоном по відстані 180–350 км та позірною швидкістю $V = 8 \div 8,5$ км/с. Вони інтерпретуються як заломлення хвиль з під границі Мохо (P_n). Пізні вступи (> 180 км зміщення, зменшення часу на 9–10 с, рис. 3.9) характерні для глибин Мохо, навіть якщо це частково викликано значною товщиною осадового шару. Сильна високошвидкісна хвиля з позірними швидкостями $V_p > 8,5$ км/с спостерігається для SP15006 при відстані від початкової точки > 300 км та інтерпретується як відбиття від мантії (P₁P).

Лише на декількох записах спостерігаються годографи хвиль від горизонтів земної кори (наприклад, SP15005 і 15006). Вони зустрічаються на відстанях 20–40 км. Глибші відбиті хвилі, що інтерпретуються як відбиття від крівлі нижньої кори, корелюються на коротких (20 км) інтервалах для декількох пунктів вибуху (наприклад, SP 15101 і 15106). Відбиття від границі Мохо іноді важко прокорелювати у зв'язку з відносно низьким відношенням сигнал–шум, які спостерігаються на відстані > 80 км (рис. 3.10; OBS 07013).

На морській частині профілю неглибокі заломлення сейсмічних хвиль спостерігаються на відстанях в межах від 0–1 до 0–20 км і характеризуються позірною швидкістю $V_p = 1,8\div2,2$ км/с. Особливості у хвильовому полі дають змогу визначити три ділянки на профілі з різними властивостями земної кори: Чорного моря, Кримського півострова і Азовського моря.

Під Чорним морем глибші заломлені фази спостерігаються в діапазоні від 5–10 до 20–30 км і показують істину швидкість $V_p = 2,5\div2,7$ км/с. Ця фаза спостерігається лише на відстанях від 420 до 280 км уздовж профілю (OBS

07003-07012). Наступною, видимою, є заломлена фаза $V_p = 5,6\div6,1$ км/с, svjdshysit, являє собою хвилю з кристалічного фундаменту (P_g). Між OBS 07001 і 07013 OBS ця фаза може бути визначена на відстані 15–20 км і спостерігатися до 30–80 км залежно від співвідношення сигнал–шум. На OBS 07013 (див. рис. 3.10) вона починається на відстані в 5 км, що, ймовірно, пов'язано із зменшенням товщини базальтового горизонту.



Рис. 3.10. Приклади вертикальних компонент сейсмічних записів секцій для OBS07006, OBS07009, OBS07013, OBS07019 від пострілів пневмогармати. Редукція швидкості – 6,0 км/с.

Далі на північний схід від Кримського півострова (відстані 250–150 км, OBH 07017-OBS 07019) після фази зі швидкістю 1,8-2,2 км/с тільки один раз зустрічається швидкість заломленої хвилі зі швидкістю 3,6–3,75 км/с. Глибші відбиття, зокрема з фундаменту (P_g), не спостерігаються. Під Азовським морем, починаючи з відстані 170 км (OBS 07021), заломлення хвилі від фундаменту

спостерігається на відстані від 5 до 10 км. Це відбувається відразу після неглибокої фази з швидкостями 1,8–2,2 км/с. При відстанях до 40 км маємо меншу позірну швидкість, ніж на південно-західній частині профілю ($V_p =$ 5,0÷5,5 км/с). У деяких записах (наприклад, OBS 07022) також спостерігається при великих відстанях (аж до 120 км) швидкість V_p до 6,1 км/с. Найсильніше відбита фаза, присутня в морських даних. Це відбиття від морського дна з декількома кратними хвилями. Їх найкраще видно в південно-західній частині профілю. Ці кратні хвилі були корисні для визначення детальної фазової кореляції, оскільки відношення сигнал–шум найкраще для таких типів хвиль. Глибші фази сейсмічних хвиль включають відбиття від границь між окремими шарами осадових порід (наприклад, OBS 07006 і 07009; рис. 3.10) і відбиття від кристалічного фундаменту (OBS07008 і 07021). На профілі, записаного станцією OBS 07013 (рис. 3.10), прихід відбитих хвиль спостерігається через 11 с, можливо, це є відбиття від границі Мохо.

3.2.2. Швидкісні моделі за даними DOBRE-2

Моделювання проводилось методом проб і помилок з використанням трасування променів програми SEIS83 [Cerveny, Psenck 1984] і графічного інтерфейсу моделі [Komminaho, 1998] і ZPLOT [Zelt, 1994]. Алгоритм моделювання реалізує променеву теорію й обчислює траєкторії шляху променів, час приходу і генерує синтетичні сейсмограми в наближенні до високих частот. Модель складається з шарів зі швидкостями, що плавно змінюються у пластах. У кожному шарі швидкість Р-хвилі параметризується в неправильній прямокутної сітці та інтерполюється бікубічним сплайном.

У початковій швидкісній моделі верхньої кори використовувались дані, взяті з попередніх інтерпретацій фактичних даних з наявними сейсмічними швидкостями в середовищі та даних з понад десятка свердловин, розташованих на або поблизу від профілю (див. рис. 2.5), а також дослідження деяких авторів, наприклад, [Gozhyk et al., 2011]. Швидкісна модель більш глибоких шарів розраховувалась інтерактивно: часи приходу хвиль були розраховані для початкової швидкісної моделі і порівнювались з фактично зафіксованим часом приходу хвиль. Потім модель була змінена з метою мінімізації нев'язки. Моделювання також включало розрахунок синтетичних сейсмограм і порівняння амплітуд синтетичних і спостережених даних. Це забезпечило додаткові обмеження для градієнтів швидкості. Ітерації тривали до тих пір, поки не було отримано задовільну якість подібності між фактичними даними і розрахунковими синтетичними сейсмограмами в часах пробігу і амплітудах для основних фаз.



Рис. 3.11. Двовимірна швидкісна модель сейсмічних Р-хвиль осадового чохла (верхній малюнок має співвідношення горизонтальної осі до вертикальної як 6,7 до 1), кори та верхньої мантії уздовж профілю DOBRE-2 [Starostenko et al., 2016]. Співвідношення осей у нижньому рисунку 2,4 до 1.

За допомогою двовимірного променевого моделювання була створена швидкісна модель Р-хвилі, яка показана на рис. 3.11. Свердловини з глибинами 1–4,5 км, які використовуються для побудови вхідної моделі для DOBRE-2, показані у вигляді вертикальних сірих ліній. Вони підписані скороченими назвами (див. рис. 2.5). Чорні лінії показують положення основних границь швидкості. Тонкі лінії – ізолінії швидкості. Перевернуті трикутники, зображені на верхній частині рисунку, показують положення донних станцій (фіолетовий, OBHs, синій, OBS) і пунктів вибуху на суші (чорний).



Рис. 3.12. Приклади часу приходу змодельованих сейсмічних фаз (кольорові криві), накладених на ділянки сейсмічних даних, записаних донними станціями у Чорному і Азовському морях. Швидкість редукції становить 6,0 км/с.

Приклади двовимірного променевого моделювання земної кори для різних частин профілю, записаних сейсмічними станціями, показані на рис. 3.12. Частина профілю, спільного з DOBRE'99 на відстані 5–110 км, була змодельована з використанням даних з обох профілів. Енергія сейсмічних хвиль від наземних пунктів вибуху записана із задовільною якістю (на відстані від 30 до 535 км) і набагато нижчою якістю для Чорного (на відстані від джерела до 50 км) і Азовського (до 100 км) морів. Унаслідок різної якості отриманих сейсмічних записів порахована швидкісна модель досягає різної глибини вздовж профілю. У південній частині алгоритм обчислює швидкісну модель на глибину не більше ніж на 10–14 км, на відміну від північної частини, де модель прорахована до 40–50 км. Завдяки двом довгим записам секції з Кримського півострова (SP15005 і SP15006) з відносно гарною якістю фази часу приходу вступів РМР на записах донної станції OBS 07013 можна було отримати інформацію про глибину Мохо від 320 до 300 км і від 270 до 20 км по профілю.



Рис. 3.13. Часова модель приходу фази сейсмічних хвиль на комбінованій ділянці записів від SP15001, записаних наземними і донними сейсмостанціями (середній малюнок) з відповідними променями (нижній малюнок) і синтетичні сейсмограми (верхній малюнок). Швидкість редукції становить 6,0 км/с.

3.2.3. Точність визначення моделі, обчисленої програмним комплексом SEIS83, аналіз роздільної здатності променевої моделі

Час вибуху, розташування джерел збудження і сейсмічних станцій були визначені з використанням методів системи глобального позиціонування з точністю за часом 1 мс і за відстанню у декілька метрів. Тому помилки в масштабах експерименту є незначним. Розбіжності у швидкостях та глибинах у моделі трасування променів обумовлені насамперед неточністю визначення часу приходу хвилі. Однак точність визначення часу залежить від положення фази хвилі, яке змінюється залежно від якості та кількості сейсмічних даних (наприклад, від кількості вибухів і приймачів, енергетичної ефективності джерел, відношення сигнал-шум, взаємності часу приходу фронту хвиль і променевого насичення в моделі). Там, де якість даних для обох заломлених і відбитих хвиль була хорошою, трасування променів на моделі співпали з фактичними даними з високою точністю. Було створено кілька моделей для оцінки точності. Швидкість Р-хвиль в одному шарі коливалася в інтервалі ± 0,2 км/с, що відносно кінцевої моделі і глибини Мохо призводило до похибки в діапазоні ± 2 км. Очевидно, що точність кінцевої моделі була вищою, ніж ці значення. Аналогічні тести були проведені іншими авторами, [Sroda et al., 2006; Grad et al., 2008]. Діаграми з теоретичним і зареєстрованим часом приходу хвиль для всіх фаз сейсмічних хвиль по профілю, охоплення променів і часів пробігу залишків від прямого моделювання показані на рис. 3.14.



Рис. 3.14. Точність визначення швидкісної моделі: *а* – теоретичні та фактичні годографи (зелені точки – змодельовані, чорні кола – фактичні годографи); *б* – залишки годографів – різниця між теоретичними і фактичними годографами; *в* – охоплення променями швидкісної моделі DOBRE-2 (жовточервоні лінії – фрагменти відбиваючих границь); *г* – кількість променів, використаних для моделювання швидкісної моделі. Швидкість редукції 8,0 км/с.

Прийнятними загальним середньоквадратичним розбіжностями (СКР) ϵ : 0,29 для осадових порід, 0,18 для земної кори, 0,30 і 0,23 для фаз P_MP і P_n відповідно, для заломлених фаз в земній корі 0,18, для відбитих фаз 0,20. Загальні СКР – 0,25 від 9217 точок. СКР для морських (OBS/OBH) записів – 0,26 від 8435 точок, для наземних записів – 0,22 від 782 точок. Це означає, що

швидкості в земній корі, які визначаються переважно по заломленим хвилям, визначені точніше в довірчому інтервалі, ніж глибини відбиваючих горизонтів, які визначені переважно по відбитим хвилям. Глибини границь всередині земної кори визначаються з більшою точністю, ніж глибина залягання границі Мохо. Наземна частина DOBRE-2 на північ від Азовського моря зазвичай має вищу точність моделювання, ніж в інших місцях.

3.2.4. Інтерпретація результатів швидкісної моделі по профілю DOBRE-2

Східна частина кристалічної кори Східноєвропейської платформи включена у швидкісну модель для перекриття двох частин – профілю DOBRE-2 та DOBRE'99 і створення комбінованого профілю, що охоплює частину Азовського масиву Східноєвропейської платформи. Глибина границі Мохо в східній частині кристалічної кори Східноєвропейської платформи становить майже 40 км. Існує припущення, що (за даними моделювання DOBRE-2) глибина залягання границі Мохо збільшується на декілька кілометрів (можливо, аж до з 47 км) між Скіфською плитою від південної границі Східноєвропейської платформи до границі Кримсько-Кавказької компресійної зони, незважаючи на те, що швидкісні моделі відносно слабо надають інформацію в цьому регіоні нижче глибини 10-15 км (див рис 3.12, 3.13). У південно-західній частині моделі, під дном Чорного моря, на глибині близько 35 був змодельований фрагмент границі Мохо, використовуючи КМ зареєстровані Р_МР хвилі (див. рис. 3.10). У цій частині моделі швидкості в нижній кори були пораховані, однак через відсутність переконливих фактичних даних вони не показані на кінцевій моделі.

Для більшої частини профілю DOBRE-2 швидкісна модель складається переважно з швидкостей, які характерні для осадових та перевідкладених товщ $(V_p < 5,9 \text{ км/c})$. Винятком є підняття басейну під південною частиною Азовського і Чорного морів насамперед через неглибоке залягання (близько 4

км) кристалічного фундаменту в північній частині Азовського моря (на відстані від 100 до 0 км в районі Південноазовського прогину).

На рис. 3.15 показано швидкісну модель по профілю DOBRE-2, яка подається разом з геологічною інтерпретацією за методом СГТ (із здвоєним часом). Профіль СГТ був зроблений ДГП «Укргеофізика» і майже співпадає з лінією регіонального профілю DOBRE-2 (див. рис. 2.1). Геологічний розріз показує, як різні тектонічні блоки (див. рис. 2.5) відображені в детальному геологічному розрізі та як вони співпадають з швидкісною моделлю DOBRE-2.



Рис. 3.15. Часовий геологічний розріз проінтерпретованих даних СГТ (ДГП «Укргеофізика») і частина швидкісної моделі DOBRE-2 до глибини 18 км. Відклади: AR-PR – архей–протерозой; Т-J – тріас–юра; К – крейда; Р – палеоген; N – неоген; Q – четвертинний період. Цифри на швидкісній моделі – швидкість Р-хвилі в км/с. Тектонічні структури: САПн – Східноазовський прогин, AB – Азовський вал, САП – Середньоазовське підняття, ІКП – Індоло-Кубанський прогин, КККЗ – Кримсько-Кавказська компресійна зона, ПС – прогин Сорокіна, ВШ – вал Шацького, ЗЧЧМ та СЧЧМ – західна і східна частини Чорноморського басейну, ХА – хребет Андрусова.

Одним з перших висновків, які можна зробити, - в межах кристалічного профілем DOBRE-2, було перетинається фундаменту, який виявлено вертикальну границю в кристалічних породах, незважаючи на те, що зареєстрованих відбиттів сейсмічної хвилі від фундаменту було небагато. Тут проходить межа між Східноєвропейською платформою (представленою Азовським масивом) і фундаментом Скіфської плити. Походження і значення цієї границі є предметом дискусій в наукових публікаціях [Соллогуб 1987; 2004; Saintot et al., 2006]. Stephenson et al., Породи фундаменту Східноєвропейської платформи, властивості яких використовувались y швидкісній моделі, відомі з досліджень [Герасимов та ін., 2008], складаються від гранітів і гнейсів архею-протерозою до магматичних порід. Властивості порід фундаменту Скіфської плити були взяті з свердловин, розташованих над Азовським валом та з району Азовського підняття (свердловини Ел-1, Жовт-245 і Беіс-201; див. рис 2.5) на глибинах від 668 до 1631 м. Керн складається з метаморфізованих вулканогенно-теригенних утворень, як вважається, докембрійського віку, незважаючи на відсутність даних про фауну і радіометричні дослідження.

З точки зору геологічних особливостей Північноазовський прогин лежить на фундаменті Східноєвропейської платформа, в той час як Азовський вал утворений фундаментом Скіфської плити. Перший складається з тонкого шару зім'ятих мезозойських і більш молодих відкладів, що покривають архейськопротерозойські кристалічні породи Східноєвропейської платформи. Другий залягає під більш потужною мезозойсько-кайнозойською осадовою товщею. Границя між цими двома ділянками відповідає Головному Азовському розлому. Швидкісна модель (див. рис. 3.15) показує, що існує також велика різниця швидкостей між двома сусідніми блоками, а отже, і геоморфологічна відмінність між ними. Головний Азовський розлом простягається вниз на південь під кутом 40° щонайменше на глибину 12 км. По горизонталі цей розлом простягається до Чорного моря, переходячи у Голіцинський розлом, і, ймовірно, зароджується на о. Зміїний [Фарфуляк, 2015; Starostenko et al., 2015]. Швидкості на південній частині структури (Скіфська плита) трохи нижчі, ніж на північній стороні (Східноєвропейська платформа). На південній стороні цієї структури ізолінії швидкості (5,6–5,8 км/с) показують досить різкий нахил, практично перпендикулярний границі фундаменту.

Швидкості на південь від Головного Азовського розлому коливаються в межах 6,0 км/с, це дещо менше, ніж значення, що характеризують кристалічний фундамент Східноєвропейської платформи на півночі. Дані свердловин свідчать про те, що мезозойські породи фундаменту Скіфської плити також складаються з докембрійських кристалічних порід, хоча і з літологією, відмінною від літології Східноєвропейської платформи. Відповідно, фундамент Скіфської тектонічну історію, відмінну плити може мати від Східноєвропейської платформи. Слід також зазначити, що вузька зона піднятого фундаменту під південною частиною Азовського моря (160 км) на глибині 6 км має швидкість трохи більшу, ніж швидкість в корі Східноєвропейської платформи, яка розташована на півночі. Це можна пояснити тим, що ці дві частини є різного походження, але, ймовірно, мають певну морфологічну близькість докембрійського періоду.

Автори [Saintotet et al., 2006] розглядали Скіфську плиту як крайову частину Східноєвропейської платформи, яка знаходилась під впливом тектонічних процесів неопротерозою-раннього палеозою. Аналогічним чином, Gee & Stephenson [2006] допускали, що фундамент Скіфської платформи може бути частиною літосфери або. принаймні, приєднаним до плити В неопротерозої. Швидкісна модель DOBRE-2 показує, ЩО фундаменти Східноєвропейської платформи і Скіфської плити, у всякому разі в Азовському морі, мають різне походження, а також те, що Скіфська плита занурювалась і на формувався осадовий басейн в юрі або раніше. Проте мало що можна ній формування кристалічного фундаменту. Докайнозойськими сказати про відкладами в цій частині Азовського моря, які відповідають швидкостям 5,4-5,8 км/с в швидкісній моделі DOBRE-2, є середньотріасові-нижньоюрскі аргіліти (середній тріас) з прошарками алевролітів, пісковиків і верхньоюрских вапняків [Gozhyk et al., 2006]. Вважається, що відклади в Чорному морі, в яких можливі подібні швидкості, інтерпретуються як верхньоюрскі вапняки. Також існують факти, що ці вапняки є частиною карбонатної платформи єдиного океану Тетіс.

Блоки на південь від фундаменту Скіфської плити мають швидкість V_p = 6,21 км/с, (розташованого навколо 160 км) інтерпретуються як осадові породи з швидкостями біля 5,4-5,7 км/с і можуть мати товщину 20-22 км на 220 км профілю (див. рис. 3.11). Границя між цими метаосадовими блоками і базальтовим блоком Скіфської плити на північ від них дуже крута і її положення приблизно збігається з розташуванням Новотитарівського розлому [Хаин и др., 2009]. У швидкісній моделі DOBRE-2 він простежується на глибину близько 11 км (див. рис. 3.15). Цей розлом може бути більш глибоким (20-23 км) відповідно до інтерпретації даних ГСЗ, проведених в цьому районі, і традиційно розглядається в якості північної границі західного Індоло-Кубанського прогину. Швидкісна модель DOBRE-2 підтверджує існування такої глибинної структури і те, що осадовий басейн обмежується розломом. Осадовий басейн сформований на фундаменті Скіфської плити і тому молодше цього фундаменту. Південна околиця глибокозануреного (10-11 км) «осадового басейну» на рівні хребта Шацького, який розташований у північній частині Чорного моря (340 км) [Gobarenko et al., 2015].

Відповідно до швидкісної моделі DOBRE-2, глибина залягання границі Мохо збільшується від 40 км під Азовським масивом до 47 км в районі знайденого Новотитарівського розлому (– 170 км профілю). Він, можливо, утворився в результаті ефекту згину Індоло-Кубанського прогину. Глибина залягання границі Мохо в цій області підтверджується результатами моделювання по профілю DOBRE-5, який перетинає DOBRE-2 на Керченському півострові (див рис. 3.11, – 210 км) і показує глибину 47–48 км [Starostenko et al., 2015]. Швидкісна модель DOBRE-5 показує швидкості 6 км/с до глибини приблизно 15 км, що узгоджується з осадовим шаром, отриманим на моделі DOBRE-2 до глибини 10–11 км.

3.3. Виділення глибинних, енергетично слабких хвиль в сейсмічних записах ГСЗ

Унаслідок відбиття сейсмічної хвилі від геологічної границі, яка є межею двох середовищ з різними фізичними властивостями, утворюється годограф відбитої хвилі. Годограф – функція розподілу часу вступу (приходу) фронту сейсмічної хвилі і відстані між пунктом збудження і пунктом прийому, які розташовані на поверхні ґрунту (або на дні моря). На сейсмічних записах годографи хвиль мають вигляд осей синфазності, що простежується одночасно на багатьох сейсмограмах сейсмічного профілю. На рівних межах годографи мають вигляд правильної параболи. Час пробігу, а значить, і кінцева форма параболи відбитої сейсмічної хвилі в середовищі залежить від фізичних властивостей порід — у щільних породах швидкість хвилі більша, у менш щільних — менша. Тому час появи перших вступів сейсмічних хвиль на поверхні Землі є важливою інформацією для відтворення геологічної будови шляхом розв'язання прямих та обернених задач сейсміки, зокрема побудови швидкісної моделі. Неускладнені годографи однотипних хвиль, в яких відображується будова середовища за кінематичними і динамічними ознаками, будучи аналітичними функціями, відповідають умовам диференціювання. У реальних геологічних умовах на шляху проходження хвилі трапляються тектонічні порушення, неоднорідності в товщі, інтерференція хвиль та ускладнення годографів випадковими хвилями-завадами. Вони не дають змоги однозначно встановити достатню гладкість і диференційованість хвильового поля за напрямком у цілому.

Один з основних методів вивчення глибинної будови Землі — пряме та обернене моделювання часів пробігу хвиль в земній корі та верхній мантії для створення швидкісної моделі. Для побудови швидкісної моделі використовують годографи відбитих, заломлених та інших хвиль. Визначення правильного просторового положення годографів цих хвиль, їх форми, можливості достовірного виділення протяжності є важливим етапом у моделюванні. Від

достовірності визначення цих параметрів залежать коректність та єдиність розв'язання цих задач.

Зазвичай впевнено виділяють годографи поблизу пункту вибуху (ПВ). Поширюючись в надрах Землі, сейсмічні хвилі втрачають свою енергію через поглинальні властивості середовища. Враховуючи середню довжину профілів ГСЗ 500–600 км втрати енергії є суттєвими. Тому на великій відстані від ПВ, де вплив хвиль-завад є переважаючим, практично неможливо виділити фази корисних хвиль. Під час наземних робіт ГСЗ відстань між точками спостереження (сейсмостанціями) становить 2—2,5 км. Така відстань є додатковим ускладнюючим чинником щодо вибору правильного вектора для годографа корисних хвиль. Крім того, слабкі відбиття від глибинних відбивних горизонтів маскуються сильнішими хвилями-завадами, які генеруються залізничним транспортом, автотранспортом [Green et al., 2017; Albert, Decato, 2017], роботою підприємств й коливанням крони дерев у лісах і лісосмугах [Вогтапп, Wielandt, 2013].

Для виділення із загального хвильового поля ГСЗ окремих (цільових) годографів запропоновано різницевий алгоритм, який реалізовано за визначеним напрямком осі синфазності високоамплітудних коливань реперної відбитої хвилі на профілі, наприклад від фундаменту або межі Мохо. За цією схемою спочатку вилучають або послаблюють спільні елементи годографів відбитих (або інших) хвиль і залишають ті складові, за якими вони різняться у заданому напрямку простору. Різниця між вхідним і залишковим полями є цільовим полем, і саме його обробляють та інтерпретують. Залишковим полем є годографи регулярних і нерегулярних хвиль-завад. Процес виділення цільових хвиль із залишкового поля може бути продовжений за напрямком домінуючих годографів інших типів хвиль або відбитих від глибших горизонтів.

3.3.1. Способи виділення цільових хвиль з сейсмічного хвильового

поля

Хвильове сейсмічне поле, яке виникає навіть у простих геологічних об'єктах через велику кількість різних типів хвиль, є складним і нелегким для інтерпретації. Тому для більшої однозначності та істинності розв'язку прямих чи обернених задач необхідно спрощувати часові розрізи шляхом вибору тільки тих хвиль, які будуть використовувати. Такі хвилі називають корисними, або цільовими, решту — залишковим полем, або хвилями-завадами.

Для розділення (спрощення) хвильових полів застосовують різноманітні оптимізовані різницеві алгоритми та методи на основі статистики [Дядюра, Соколовський, 1984]. Хороші результати відокремлення корисних сигналів від шуму наведено у статті [Harlan, 1984], в якій запропоновано спосіб фокусування для збільшення статистичної незалежності між цільовими і випадковими сигналами гаусового та завадами негаусового типу. Для цього автори застосовують потужний статистичний апарат.

За останнє десятиліття динамічний розвиток сейсмічного реєструвального обладнання, зокрема наземних і донних сейсмостанцій, зумовив збільшення кількості трикомпонентних сейсмічних За даних. допомогою багатокомпонентних сейсмічних даних відслідковують рух поверхні Землі у тривимірному просторі, що породило велику кількість методів розділення хвильового його складові використанням надлишкової поля на 3 інформативності даних.

Один з таких методів — спектрально-матрична фільтрація (SMF) [Hendrick, 2006], яка дає змогу зменшити вплив приповерхневих високоамплітудних хвиль. Трикомпонентні (3-К) дані використовують для видалення поверхневих хвиль та виділення (підсилення) поперечних і поздовжніх хвиль [Wang et al., 2019] шляхом поляризаційної фільтрації і видалення завад статистичними методами. Сейсмічні Р- та SV-хвилі є джерелом інформації про літологію, пористість, тріщинуватість, анізотропію середовища. Алгоритм виділення цих хвиль описано у статті [Wang et al., 2002]: багатокомпоненті хвильові поля переносять в область $\tau - p$ і розділяють на P- і SV-хвилі за рахунок обертання горизонтальної і вертикальної складових.

Для наземних і морських записів сейсмічних станцій розроблено фільтр розкладання на годографи Р- і S-хвиль. Запропонований метод [Renterghem et al., 2018] грунтується на пружнодинамічній теоремі [Wapenaar, Heim,1990; Amundsen et al., 2000], що дає змогу обчислювати хвильове поле всередині Землі за багатокомпонентними сейсмічними записами на її поверхні або на дні моря.

Основне обмеження поляризаційних методів полягає в наявності когерентного шуму в даних або декількох хвиль від різних подій. Для розв'язку цієї проблеми запропоновано використовувати не три-, а шестикомпонентну (6-К) модель поляризації [Sollberger et al., 2018]. Вона розрахована для розділення Р-, SV-, SH-хвиль, поверхневих хвиль Релея (R) та Лява (L). За додатковими компонентами розширюють ранг матриці когерентності, яку використовують для поляризаційного аналізу, внаслідок чого точніше визначають тип хвилі, напрямок її поширення та швидкість.

Менш складні алгоритми спрощення хвильових полів застосовують для виділення годографів дифрагованих хвиль для пошуку розломів у вугільних басейнах [Zhou et al., 2017] або для вивчення малорозмірної будови розрізів СГТ [Schwarz, Gajewski, 2017; Schwarz, 2019].

3.3.2. Матричні різницеві оператори

Зобразимо часовий розріз ГСЗ у вигляді прямокутної двовимірної матриці [Хорн, Джонсон, 1989], стовпці і рядки якої задано множиною дискретних відліків. Кожну трасу зображуємо у часі $t = k\Delta t$, де Δt — крок за часом, k = 1,2,...,K і простором $x = n\Delta x$, Δx — крок між точками спостереження n = 1,2,...,N. Розмірність прямокутної матриці $K \times N$. Просторово-часове вікно для обробки сейсмічних даних можна записати як матрицю $A_i \in A$, її розмірність позначимо $K_i N_i$:

$$A = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} & \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{k1} & a_{k2} & \dots & a_{kn} & \dots & a_{kN} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{K1} & a_{K2} & \dots & a_{Kn} & \dots & a_{KN} \end{vmatrix} = \|a_{kn}\|$$
(3.1)

Матриця $||a_{kn}||$ містить усю інформацію про склад хвильового поля, серед якого виділяють інтенсивніші хвилі, пов'язані з шуканими годографами. Вони проявляються в кінематичних і динамічних ознаках на значній ділянці цифрового масиву. Вісь синфазності годографа G цільової відбитої хвилі в масиві $||a_{kn}||$ позначимо $G(t,x) = G(k\Delta t, n\Delta x)$. Використавши найбільші значення амплітуд відбитих хвиль від обраного горизонту, можна виконати «ручну» кореляцію слідом хвилі G(t,x), і знайти відповідні затримки часу між сусідніми стовпцями матриці $||a_{kn}||$, тобто між суміжними трасами часового профілю ГСЗ.

Час затримки осей синфазності годографа між суміжними трасами дорівнює

$$\Delta \tau(t_k x_n) = t_{k,n} - t_{k,n+1}.$$

Отже, в околі найбільших амплітуд годографа сейсмічної хвилі G(t,x) для кожної пари суміжних векторів з індексами (n, n + 1), (n + 1, n + 2), ..., ((N - 1), N) визначають вектор-рядок зміщень відносно сусідніх трас:

$$\{\tau(t_k x_n)\} = (\Delta \tau_1, \Delta \tau_2, \dots, \Delta \tau_k, \dots, \Delta \tau_n), \Delta \tau_m = m \Delta t,$$

де m — кількість дискретних відліків відносного зміщення. Часове зміщення $\Delta \tau_m$ щодо попереднього значення може мати додатний або від'ємний знак.

Час затримки між суміжними трасами можна визначити, також використовуючи функції автокореляції $\max B_n(\tau) = \max \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} f_n(t) f_n(t+\tau) dt$

однієї траси і взамокореляцію $\max R_{n,n+1}(\tau) = \max \frac{1}{2T} \int_{-T}^{T} f_n(t) f_{n+1}(t+\tau) dt$ двох сусідніх. Положення максимумів дасть нам час затримки, який відповідно буде: $\Delta \tau(t_m x_n) = \max R_{n,n+1}(\tau) - \max B_n(\tau).$

Знаючи відносні часові зміщення, обчислюють часову поправку (редукцію) для кожної траси:

$$T_n = \sum_{m=1}^n \Delta \tau_m \,, \tag{3.2}$$

де T_n — зміщення *n*-го стовпця в матриці $||a_{kn}||$ відносно заданого моменту часу для цільової хвилі, відбитої від реперного горизонту. Таким моментом (точкою) може бути достовірно виділений початок годографа довільної форми.

3 огляду на рівність (3.2) вектор повних зміщень матиме вигляд:

$$\{T_n\} = T_1, T_2, \dots, T_n.$$

Змістимо вектори матриці $||a_{kn}||$ множенням її на діагональну матрицю з дельта-функцією $\delta(t - T_n) = \delta(u\Delta t - T_n)$:

$$B = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} & \dots & a_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{k1} & a_{k2} & \dots & a_{kn} & \dots & a_{kN} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{K1} & a_{K2} & \dots & a_{Kn} & \dots & a_{KN} \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} \delta(t-T_1) & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \delta(t-T_2) & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \delta(t-T_N) \end{vmatrix} = \|b_{kn}\|.$$

Після внесення зміщення (редукції) в матрицю $||a_{kn}||$ вісь синфазності годографа випрямляється і стає горизонтальною.

Для побудови різницевого алгоритму визначимо нову матрицю \overline{B} , усі елементи якої відносно *B* зміщені на один елемент вправо за просторовою координатою *x*. Помножимо матрицю *B* справа на матрицю зміщень *H*: $\overline{B} = BH$.

Матриця Н складається з нулів і одиниць:

$$H = \begin{vmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \dots \\ 0 & 0 & 1 & 0 \dots \\ 0 & 0 & 0 & 1 \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{vmatrix}.$$
(3.3)

Визначимо різницю C матриць B і \overline{B} та розширимо її одним втраченим останнім стовпцем $\{b_{kN}\}$ з протилежним знаком:

$$C = B - (\overline{B} + \{b_{kN}\}) =$$

$$= \begin{vmatrix} b_{11}(b_{12} - b_{11}) & (b_{13} - b_{12}) & \dots & (b_{1N} - b_{1N-1}) - b_{1N} \\ b_{21}(b_{22} - b_{21}) & (b_{213} - b_{22}) & \dots & (b_{2N} - b_{2N-1}) - b_{2N} \\ b_{31}(b_{32} - b_{31}) & (b_{33} - b_{32}) & \dots & (b_{3N} - b_{3N-1}) - b_{3N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{K1}(b_{K2} - b_{K1}) & (b_{K3} - b_{K2}) & \dots & (b_{KN} - b_{KN-1}) - b_{KN} \end{vmatrix} = \|C_{kn}\|.$$
(3.4)

Отже, у різницевій матриці (3.4) в усіх стовпцях (за винятком першого і останнього) цільові хвилі суттєво послаблені або повністю вилучені.

За різницевим алгоритмом спочатку формують хвильове поле залишкових хвиль і завад, а потім, використавши їх, — цільове. Проте наявність елементів b_{k1} сейсмічних хвиль на краях рядка матриці суттєво ускладнює цю задачу. Тому необхідно в першому і останньому стовпцях мінімізувати їх вплив, щоб не виникали крайові ефекти. Для різницевого методу врахування похибок, які виникають через крайові ефекти, надзвичайно важливе.

З метою зменшення прояву крайових ефектів розроблено кілька варіантів. Для визначення просторового розташування слабоенергетичних відбитих хвиль від фундаменту або межі Мохо цілком прийнятний метод пригнічення векторіврядків на краях біжних вікон за допомогою вагових функцій.

Щоб отримати часовий розріз з цільовими годографами заданої форми Q, потрібно відняти залишкове хвильове поле C від повнохвильового поля B, попередньо узгодивши їх за енергією:

$$Q = B - C. \tag{3.5}$$

Крім того, в матрицю *Q* необхідно ввести час зміщень (3.3) з протилежними знаками, який було визначено для випрямлення цільової хвилі.

3.3.3. Моделювання синтетичних сейсмограм

Для моделювання сейсмограм 3 годографами відбитих ХВИЛЬ використовували програму Tesseral 2D. На початковому хвильовому полі присутні дві групи годографів. На рис. 3.16, а зліва зображено годограф від нахиленої поверхні, справа для ускладнення хвильової картини (появи великої кількості годографів) — від об'єкта прямокутної форми з незначним градієнтом швидкості. Цільовим є годограф, який утворився в результаті відбиття від нахиленої поверхні. У середині сейсмограми він перетинається з багатьма іншими годографами, які мають форму симетричних парабол з центрами по покрівлі та підошві прямокутного тіла. Це хвильове поле має вигляд матриці $(3.1) \|a_{kn}\|.$





В

Г



Рис. 3.16. Розділення модельного хвильового поля (*a*) різницевим алгоритмом на цільовий годограф (*в*) і на хвилі-завади (*є*), випрямлений годограф (*б*) з хвилями завадами, випрямлений годограф (*г*) без хвиль завад, цільовий годограф (*д*) відбиттих хвиль.

Визначивши матрицю зміщень (редукції) синфазності H цільового годографа, змістивши на величину редукції матрицю A, створивши за її допомогою матрицю \overline{B} , використовуємо різницевий алгоритм та обчислюємо різницю C (3.4). Результат показано на рис. 3.16, e. За різницею матриць хвильових полів \overline{B} і C отримаємо випрямлений годограф цільової відбитої хвилі Q. Увівши значення редукції у матрицю Q отримаємо з невеликою кількістю залишкових відбиттів від інших тіл (рис. 3.16, e) матрицю шуканого годографа Q_R . Ця сейсмічна модель є ідеальною, оскільки на ній відсутні різноспрямовані хвилі-завади, видалення яких потребує додаткових математичних процедур.

Третій спосіб пошуку енергетично слабких годографів – евристичний, тобто автоматичний пошук перебором змодельованих годографів у хвильовому полі, змінюючи форму годографа. Такий алгоритм потребує більше часу, однак дозволяє відшукувати годографи сховані за енергетично сильнішими хвилями завадами.

3.3.4. Кореляція осей синфазності цільових годографів відбитих хвиль

Від правильності вибору просторового положення осі синфазності корисних хвиль залежить точність розв'язку кінцевої задачі, метою якої є відбір годографів певної форми із складного хвильового поля. Умовно хвильові поля можна розділити на три типи. До першого віднесемо сейсмограми з відбитими хвилями, які мають велику амплітуду, де вплив хвиль-завад незначний. Такі хвильові поля характерні для даних СГТ, отриманих на ділянках з осадовими породами і горизонтально-шаруватою структурою. При цьому можна використовувати автоматичний режим визначення кореляції за допомогою функції автокореляції та взаємної кореляції сусідніх трас на обраній просторово-часовій ділянці (один або два періоди хвилі). До другого типу належать сейсмічні записи, на яких цільові годографи відбитих хвиль частково перекриваються поверхневими, кратними, дифрагованими або відбитими хвилями від інших геологічних об'єктів. Зазвичай всі ці хвилі мають однаковий спектральний склад, що утруднює їх видалення фільтрацією. За такої ситуації вигляд осі синфазності обирають вручну, продовжуючи інтуїтивно можливе просторове положення (напрямок) годографа. Третій тип хвильового поля характерний для робіт за методом ГСЗ. Сейсмічна хвиля, пройшовши великі відстані (300-600 км), практично повністю втрачає свою енергію. У пункті прийому внаслідок малої амплітуди коливання її перекривають потужніші хвилі-завади. У такому разі формою осі синфазності можна вважати продовження теоретичного годографа, отриманого під час розв'язання прямої задачі. Вказане характерне для хвиль, відбитих від фундаменту або межі Мохо.

3.3.5. Морські сейсмічні дані ГСЗ

Морське сейсмічне хвильове поле характеризується наявністю великої кількості відбитих хвиль від осадового чохла та його фундаменту, ускладнених обмінними процесами в геологічному середовищі та залишками реверберації у товщі води. Відбиття від межі Мохо в Чорному морі незначні або малоамплітудні [Starostenko et al., 2016], що унеможливлює достовірне

виділення годографів із сейсмограм. В Азовському морі відбиття від межі Мохо більш чіткі й протяжні. Однак наявність великої кількості хвиль-завад, пов'язаних з незначною глибиною моря (до 10 м), спричинює ефект «розмивання» положення годографа відбитих хвиль. Це особливо помітно на сейсмограмах, отриманих від далеких джерел. На донну сейсмічну станцію впливають різноспрямовані підводні течії, поверхневі морські хвилі [Poppeliers, Mallinson, 2015], рух суден тощо. Доволі часто напрямок і частотний діапазон хвиль-завад збігається з корисним сигналом.

Наявність різних типів хвиль та їх амплітудно-частотний склад на сейсмічному профілі найліпше відображають частотно-часові вейвлет-спектри сейсмограм (рис. 3.17).

На відміну від перетворення Фур'є вейвлет-перетворення одновимірних сигналів забезпечує двовимірну розгортку. Частоту і координату функції розглядають як незалежні змінні, що дає змогу здійснювати аналіз часових функцій відразу у двох просторах. З рис. 3.17 бачимо, що на сейсмограмі наявні коливання з частотами 1—7 Гц протягом усього часу запису. Такі частоти в геологічному середовищі виникають під дією морських хвиль. Чітко виділяється ділянка із сейсмічними хвилями на часі 11—12 с з гармоніками 12—18 Гц. Ці хвилі, можливо, пов'язані з відбиттям від границі Мохо. На часі 14,5—15,5 с спостерігаються більш високочастотні коливання з гармоніками 14—20 Гц та меншою амплітудою коливання.



Рис. 3.17. Частотно-часовий спектр частини 1065 траси з профілю OBS 7021 завдовжки 10 с.

3.3.6. Виділення годографів відбитих хвиль за морськими сейсмічними даними ГСЗ

Для розкладання часового сейсмічного розрізу на хвильові складові (обрані сейсмічні хвилі) використано сейсмічні дані, записані донними сейсмостанціями OBS 7006 (Чорне море) і OBS 7021 (Азовське море). У Чорному морі цільові годографи відбитої хвилі від фундаменту знаходяться на відстані 10—25 км від джерела сейсмічних хвиль (рис. 3.18). Вони частково перекриваються та маскуються цугом хвиль, який складається з прямих, головних і кратних хвиль. Наявність великої кількості різношвидкісних хвиль обмежує достовірне виділення форми годографів, які використовують для розв'язання прямої та оберненої задачі, зокрема побудови швидкісної моделі.



Рис. 3.18. Виділення відбитих хвиль з хвильового поля: *а* — сейсмічні дані, записані донною станцією OBS 7006; *б* — вхідне сейсмічне поле з різношвидкісними годографами прямих, заломлених та відбитих хвиль; *в* — виділені цільові відбиті хвилі.

На рис. 3.18 показано можливість виділення відбитих сейсмічних хвиль. На очищеній від неінформативних годографів сейсмограмі залишилася група хвиль із заданими параметри, що дає змогу простежити відбиття від геологічних горизонтів на більші відстані.



Рис. 3.19. Синтетичне та фактичне хвильове поле частини Азовського моря. Червоний квадрат – зона пошуку надслабкого відбиття від границі Мохо [Starostenko et al., 2016].

В Азовському морі [Starostenko et al., 2016] зона пошуку відбитих хвиль від межі Мохо знаходиться на відстані 110—130 км (рис. 3.19) від джерела сейсмічних хвиль. Ці хвилі непомітні на поверхні, їх не використовують у моделюванні. З урахуванням важливості відбитих хвиль у побудові швидкісної моделі глибинної частини розрізу постає необхідність їх виділення з хвильового поля. На досліджуваній ділянці відсутній годограф відбитої хвилі, тому слід застосувати розрахунковий, який є продовженням видимої частини зареєстрованого годографа. За збігу осей синфазності розрахункового і енергетично надслабкого фактичного годографа його можна виділити з хвильового поля скінченно-різницевим методом (див. вище).



Рис. 3.20. Приклад виділення слабкого сигналу – відбиття від границі Мохо, отриманого донною станцією ОВН 7021 в Азовському морі: *а* –

початковий сейсмічний матеріал, б – хвилі-завади, в – виділенні корисні відбиття від границі Мохо, г – результат застосування частотної корекції над відбиттям від границі Мохо.

На рис. 3.20, *а* зображено вхідний сейсмічний матеріал, на якому ледь помітні відбиття, які не мають характерної для відбитої хвилі осі синфазності та закономірності. На часі 12 с помітні незначні коливання, які збігаються з можливим положенням хвилі, відбитої від поділу Мохо.

За скінченно-різницевим методом хвильове поле було розділено на дві складові: поле завад з низькошвидкісними хвилями (рис. 3.20, б) і поле корисних хвиль (рис. 3.20, в). На сейсмограмі у діапазоні 11,5—12,5 с виявлено групу відбитих хвиль з невеликим кутом нахилу і просторовою протяжністю близько 9 км. Інші хвилі, що наявні в цій частині сейсмограми, мають частотний діапазон, який на низькочастотній ділянці збігається з частотою шуканої глибинної хвилі. Вказане не має просторової закономірності, що характерна для хвиль, відбитих від межі Мохо. Тому їх можна віднести до хвиль-завад. З метою підвищення ролі високочастотних компонент у цільовому сейсмічному хвильовому полі зроблено частотну корекцію наявних сейсмограм.

3.3.7. Частотна корекція і підвищення роздільної здатності сейсмічних хвиль, відбитих від границі Мохо

Алгоритм частотної корекції сейсмічних трас зводиться до такого. Сейсмічну трасу F(t) розкладаємо на вузькосмугові складові за допомогою фільтрів гаусового типу. Для кожної складової $f_i(t)$ визначаємо середньоквадратичну норму:

$$\widetilde{f}(m\Delta t,\omega_i) = f(m\Delta t,\omega_i) / \frac{1}{M} \sqrt{\sum_{m=1}^{M} [f(m\Delta t,\omega_i)]^2}.$$

У результаті нормування всі вузькосмугові складові траси $\tilde{f}(t, \omega_i)$ стають однаковими за енергією і, отже, вирівняними стосовно домінуючого діапазону частот. Для вилучення впливу фазового спектра елементарного сигналу $\varphi_0(\omega)$ спочатку над трасою F(t) доцільно виконати фазову деконволюцію. Далі визначаємо суму нормованих складових як кінцевий результат частотної корекції сейсмічної траси:

$$\psi(t) = \sum_{i} \widetilde{f}(m\Delta t, \omega_i)$$

Даним простим алгоритмом некоректних процедур не передбачено.



Рис. 3.21. Результат частотної корекції сейсмограми: часова функція і спектри.

На рис. 3.21 зображено приклад сейсмограми, отриманої донною сейсмостанцією OBS 7021 в Азовському морі у часовому інтервалі від 10 до 14 с (верхня сейсмограма), та сейсмограму, над якою проведено частотну корекцію (нижній малюнок), а також спектри кожної із сейсмограм. Загалом очевидним є підвищення високочастотної компоненти в сейсмограмі і особливо в інтервалі часу від 13 до 14 с.

Використавши описаний вище спосіб до сейсмограм з обраної ділянки (рис. 3.20,*a*), отримуємо чіткіше виражені корисні відбиття (рис. 3.20, *в*). Роль низькочастотних і випадкових коливних процесів суттєво зменшилась, корельованість корисних відбитих хвиль зросла.

3.4. Будова південного та східного нафтогазоносних регіонів за сучасними даними ширококутних сейсмічних досліджень

В Інституті геофізики для вивчення будови Землі було впроваджено і вдосконалено ширококутний метод глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). Глибинність досліджень залежно від потужності земної кори становить до 80 км. У якості джерел коливання використовують потужні хімічні вибухи, можливе використання кар'єрних або промислових вибухів. Сейсмостанціями хвилі, пов'язані реєструють відбиті та заломлені 3 консолідованим фундаментом земної кори або верхньої мантії (реєструють залежно від пункту збудження поздовжні і поперечні хвилі в частотному діапазоні від 0,5 до 60,0 Гц). Відстань від точок спостереження до джерела становить 400-500 км, довжина профілів часто перевищує 600 км.

Результат розв'язку прямої та обернених задач по створенню швидкісної сейсмічного зондування представлений моделі за даними v вигляді швидкісного розрізу, який відображає фізичні властивості середовища. Під час моделювання використовується зміна швидкості та інтенсивності сейсмічної хвилі під час проходження у середовищі залежно від поглинаючих, розсіюючих та інших параметрів горизонтів. Геологічний об'єкт, який має поступову зміну швидкості, без стрибків, не буде мати чітко відображеної форми або зміни поглинаючих властивостей при використанні методики СГТ. На швидкісній моделі ГСЗ такі об'єкти з постійним градієнтом швидкості будуть оконтурені.

Такий тип моделей є однією з небагатьох можливостей пояснити *глибинну* природу виникнення нафтогазових родовищ. Використовуючи дані ГСЗ, можна будувати швидкісні розрізи, де присутні осадові породи, породи кори та мантії (верхньої, середньої та нижньої). Отже, побудова швидкісних моделей є основним методом для вивчення надглибокої геології. Поєднання методів СГТ і ГСЗ надає нам можливість вивчати складні геотектонічні процеси, які призвели до появи зон розущільнення, які у свою чергу стали шляхом міграції флюїдів на поверхню.

3.4.1. Нафтогазоносні регіони та профілі ГСЗ

Більшість профілів глибинного сейсмічного зондування було прокладено через нафтогазоносні регіони України з метою вивчення їх глибинної будови. TESZ Зокрема, профілі PANCAKE i Карпатську проходять через нафтогазоносну провінцію та Волино-Подільську нафтогазоносну область, регіональний профіль GEORIFT і DOBRE 99 проходять через Дніпровсько-**DOBRE-5** Донецьку нафтогазоносну провінцію. Профіль DOBRE-2 Причорноморсько-Кримської прокладено по території нафтогазоносної провінції (рис.3. 22).



Рис. 3.22. Нафтогазові регіони України та система профілів ГСЗ. Червоні лінії – сейсмічні профілі, відпрацьовані у різні роки.

Основна мета таких робіт – встановити геотектонічні процеси, які призвели до утворення зон розущільнення в земній корі, через які у приповерхневі осадові породи проникали вуглеводні, формуючи вторинні родовища у пастках. Тобто отримати сейсмічні данні уздовж профілю про глибинну будову територій, де знаходиться нафтогазові родовища України.

сьогодні є чітке розуміння зв'язку розривних Ha порушень 3 нафтогазовими родовищами. Вуглеводні можуть попадати у геологічні пастки, мігруючи по розущільненим розломним зонам або рухаючись у пористому міжпластовому просторі. Велика кількість неглибоких розломів сприяє формуванню, за певних обставин (наприклад, наявності порід-колекторів), групи вторинних родовищ вуглеводів. Тому пошук розломів, особливо глибоких, є, можливо, навіть більш важливішим ніж виявлення приповерхневих родовищ, оскільки регіональні розломи можуть вказувати на шляхи міграції вуглеводню з глибоких надр Землі. Про можливість існування ділянок з проявами міграційних явищ опосередковано свідчить різке зменшення градієнта швидкості по глибині на швидкісних моделях.

Серед багатьох задач глибинної сейсміки одна задача полягає у виділенні зон, які можна асоціювати з розломами, а друга у тому, щоб відповісти на питання – чи виявлені глибинні розломи, які сформували низку родовищ на поверхні, все ще є шляхами міграції вуглеводів, чи процес постачання вуглеводнів вже припинився через геотектонічні процеси стискання або зміщення. Важливо також оцінити товщину осадових порід (від поверхні до фундаменту) в нафтогазоносних регіонах, як можливого місця для формування класичних і нестандартних пасток вуглеводнів.

3.4.2. Дніпровсько-Донецька нафтогазоносна провінція. Регіональні профілі GEORIFT та DOBRE 99

В Дніпровсько-Донецькій нафтогазоносній провінції, яка є частиною Східного нафтогазоносного регіону, у 2013 р. був реалізований міжнародний проект GEORIFT, який проходив через територію Білорусі та України (рис. 3.23).


Рис. 3.23. Профілі ГСЗ GEORIFT і DOBRE99, які було прокладено для вивчення глибинної будови Дніпрово- Донецької западини та швидкісні моделі геологічного середовища, отримані у результаті рішення прямої задачі сейсміки [Grad et al., 2006; Starostenko et al., 2018].

Метою цього проекту було вивчення структури та глибинної будови Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького басейну, який є найглибшим і найвивченішим палеозойським рифтом в Європі. Басейн знаходиться в південній частині Східноєвропейської платформи і перетинає Сарматію – один з трьох сегментів Східноєвропейської латформи. Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький басейн був сформований пізньодевонським рифтогенезом, пов'язаним з підняттям фундаменту та магматизмом. Профіль GEORIFT поширюється в північно-західному–південно-східному напрямку вздовж бортів Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького басейну і перетинає Прип'ятьский прогин і Дніпровський грабен, розділений Брагінським підняттям фундаменту.

На профілі довжиною 670 км було проведено 14 хімічних вибухів. Сейсмостанції встановлювались через 2,2 км. Отримано дані високої якості, оскільки зареєстровано перші вступи відбитих хвиль на відстані до 670 км. Була побудована швидкісна модель на глибину до 80 км за допомогою моделювання трасування променів. Товщина осадових порід ($V_p < 6,0$ км\c) змінюється від 1 до 4 км в Прип'ятьскому прогині, до 5 км у північній частині Дніпровського грабена, до 10–13 км у південній частині профілю.

Під Дніпровським грабеном на відстані 330–530 км спостерігається підйом нижньої кори (з Vp = 7,1 км/с) до глибини 25 км. Границя Мохо на південному сході знаходиться на глибині 47 км під Прип'ятьским прогином, до 40–38 км під Дніпровським грабеном з мантійними швидкостями 8,35 і 8,25 км/с відповідно. Під Брагінським підняттям (перехідна зона від Прип'ятьского прогину до Дніпровського грабена) виявлена майже горизонтальне порушення мантії на глибині 50–47 км. Воно опускається на глибину 60 км на відстані 360–405 км від початку профілю, подібно до профілю EUROBRIDGE'97, який перетинає профіль GEORIFT [Starostenko et al., 2018].

Кора і структура верхньої мантії на профілі GEORIFT можуть відображати різну інтенсивність рифтоутворення в Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецькому басейні, від пасивної стадії до активного рифтогенезу в Дніпровському грабені. Відсутність підняття Мохо і відносно товста кристалічна кора під Прип'ятською впадиною пояснюється його тектонічним положенням в Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецькому басейні, з поступовим ослабленням рифтогенезу від південного сходу до північного заходу. Найбільш активна стадія рифтогенезу спостерігається під Дніпровським грабеном більш при піднятою границею Мохо і наявністю рифтової подушки, викликаної мафічними і ультрамафічними інтрузіями під час активної фази.

Стик Прип'ятської впадини і Дніпровського грабена розташовується саме на її перетині з Одесько-Гомельськаю зоною. Скоріш за все «блокувальний» ефект цієї зони не дозволив подальшого поширення активного рифтингу на північний захід.

Повний опис польових робіт і результати обробки отриманих сейсмічних даних описано у публікації [Starostenko et al., 2018].

Швидкісна модель по профілю GEORIFT (рис. 3.23, нижня ліва частина рисунку) характеризується наявністю осадового чохла з максимальною глибиною залягання на профілі – 14 км, корою (верхньою, середньою, нижньою) і мантією. Середня і нижня кора розриваються високошвидкісним тілом розміром 20×300 км із швидкостями 7,10–7,20 км/с. Це тіло починається на глибині 20 км (на 520 км профілю) і закінчується на крівлі верхньої мантії (глибина 45 км). Ця ділянка характеризується складною будовою – відсутністю нижньої кори і включенням високошвидкісного тіла, можливо генетично пов'язаного з нижньою корою.

Під цим об'єктом верхня мантія розділена вертикально на дві частини за різними швидкісними характеристиками. Границя Мохо знаходиться на глибинах від 40 до 50 км. В околі 500 км на глибині 15–20 км спостерігається повна відсутність нижньої кори, тонка до 5 км та розконсолідована верхня кора, яка складається з окремих великих блоків. На верхній корі залягають осадові породи з великою кількістю глибинних розломів. Товщина кори на профілі змінюється від 40 км на початку профілю до 10 км у найтоншому місці, на 500 км профілю.

Унікальна геологічна будова, можливо, пов'язана з трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ, де були сформовані ймовірні канали дегазації глибинних флюїдів, зокрема вуглеводнів. Такі теоретичні шляхи міграції флюїдів з нижніх шарів кори у осадові породи, де формуються родовища, помічено червоними лініями на рис 3.23. Слід зазначити, що положення глибинних розломів, виділених за структурними особливостями швидкісної моделі, підтверджується розломами, виділеними за даними СГТ.

Отже, на формування родовищ північно-західної частини ДДВ впливають декілька чинників:

- наявність високошвидкісного тіла на глибині 15 км;
- відсутність нижньої кори;
- тонка середня кора 5 км;
- розконсолідована верхня кора, яка складається з блоків;
- наявність каналів дегазації у міжблоковому, розущільненому середовищі;

• наявність товстої пачки (до 10 км) осадових порід з великою кількістю геологічних структур, які можуть бути пастками вуглеводнів.

Порівнюючи швидкісні моделі по профілям GEORIFT та DOBRE99, ортогональних за напрямком, можна виявити багато спільних геологічних елементів. Основні з них – наявність високошвидкісного тіла під ДДВ і ДСС на глибнах ± 20 км та цугу глибинних розломів над розвіданими нафтогазовими родовищами.



Рис. 3.24. Карта спецдозволів на розвідку і видобуток вуглеводнів (ДНВП «Геоінформ України», офіційний сайт Мінеральні ресурси України http://minerals-ua.info/mapviewer/goruchi-specd.php?pr=L) з накладеними профілями DODRE-99 і DOBRE-2 (частково).

На рис. 3.24 зображено перспективні та діючі родовища вуглеводнів, які розташовані уздовж профілів DOBRE. Більшість території перспективних ділянок знаходиться над Воронезьким кристалічним масивом (приблизно 75 км) у пастках прибортової зони та зони розломів споріднених з високошвидкісним тілом.

3.4.3 Будова Причорноморсько-Кримської газоносної провінції. Профілі DOBRE – 5 і DOBRE – 2.

У межах цього нафтогазоносного регіону глибинні тектонічні розломи відіграють важливу роль у формуванні ареалу розповсюдження родовищ вуглеводнів. Перспективними є ділянки крайових розломів і місця перетину регіональних розломів субширотної орієнтації з тектонічними порушеннями іншої орієнтації. Пастки вуглеводнів формуються при наявності горизонту колектора і геологічної структури відповідної форми, яка може утримати вуглеводні.

В Причорноморсько-Кримській провінції було проведено серію наземних і морських сейсмічних робіт по вивченню глибинної будови цього регіону. Наприкінці було отримано інформацію про товщину осадових порід в Чорному та Азовському морях, в області Добруджа, Керченського півострова. Вперше в Україні детально вивчена будова морської частини літосфери піл регіональними профілями DOBRE-4 і DOBRE-2. У цих роботах зроблено акцент на вивченні системи розломів, які простягаються на сотні кілометрів у довжину та десятки кілометрів у глибину. Зокрема, встановлено початок Голіцинского розлому, який починається на о. Зміїний та проходить через все Азовське море. Уздовж цього розлому були знайдені найпродуктивніші родовища цієї нафтогазоносної провінції у морі та на Кримському півострові.



Рис. 3.25. Профілі DOBRE-5, DOBRE-2, DOBRE-4, які було прокладено для вивчення глибинної будови Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції та швидкісні моделі геологічного середовища, отримані у результаті рішення прямої задачі сейсміки [Starostenko et al., 2013, 2015, 2016].

Для прикладу приводиться швидкісний розріз по лінії Добруджа– Керченський півострів (рис. 3.25). Найбільша товщина осадового чохла на цьому розрізі знаходиться під Керченським півостровом і приурочена до Індоло-Кубанського прогину. Фундамент осадових порід знаходиться на глибині 10 км. Друга за потужністю осадового чохла структура – Каркінітський прогин шириною 150 км і глибиною 4 км. Земна кора має складну будову і фактично складається з двох частин – насувної, зім'ятої у великоамплітудні геологічні структури кратону і майже горизонтальної кори Добруджи.

Така складна тектонічна будова регіону сприяє появі великої кількості тектонічних розломів, які є провідниками флюїдів.

Під Каркінітським прогином за даними швидкісного моделювання знаходиться високошвидкісне тіло на глибині 20 км. Швидкість розповсюдження сейсмічної хвилі в цьому об'єкті – 7,10–7,20 км/с. Над цим об'єктом лежать кора з швидкістю 6,30–6,50 км/с. Такий перепад швидкостей призводить до утворення відбиваючої границі, яка чітко фіксується у хвильовому полі. Такі самі тіла з високими швидкостями присутні під всіма нафтогазоносними областями.

Висновки до Розділу 3

Профіль DOBRE-99 – перший профіль ГСЗ для реєстрації фаз заломленних хвиль верхньої мантії, які пройшли під Донецькою складчастою спорудою. Високоякісні дані були зафіксовані за допомогою 11 вибухів, проведених уздовж профілю, довжина якого 360 км. Отримана швидкісна модель земної кори з осадовими породами та верхньої мантії. Виявлені наступні особливості будови кори та верхньої мантії, які пов'язані із Донецькою складчастою спорудою:

1. Поверхня фундаменту знаходиться під осадовими породами Донбасу на глибині близько 20 км.

2. Існує висока роздільна здатності швидкісних горизонтів всередині осадового басейну. Більшість осадових порід є девонського та камяновугільного періоду та результатом післярифтових відкладень, мають відносно високі швидкості (5,0–5,9 км/с).

3. Осадовий шар є наймолодшим, має найменшу швидкість (<3 км\c) і товщину від 2 км.

4. Модельний час приходу фаз S-хвиль можна визначати за співвідношенням V_p/V_s . У Донецькому складчастому поясі співвідношення V_p/V_s збільшується від 2,0 біля поверхні до 1,62 в найглибшій частині басейну.

5. Форма осадового басейну асиметрична; нахил поверхні фундаменту під басейном є крутішим з південно-західної сторони, ніж під північно-східною.

6. Високошвидкісний нижній шар земної кори (> 6,9 км/с) потовщується до 15–20 км під ДСС. Він має форму «рифтової подушки», що утворюється унаслідок проникнення в нижню кору мантійного матеріалу під час рифтоутворення.

7. Високошвидкісна «рифтова подушка» має асиметричну форму, більш круто обмежену з північно-східної, ніж з південно-західної сторони.

 Швидкості в земній корі вищі в південно-західній частині профілю, ніж у північній.

Профіль DOBRE-2 перетинає Азовський масив, прилеглий до Скіфської плити і північної околиці орогенного поясу Альпи–Тетіс, який представлений компресійною зоною Крим–Великий Кавказ з прилеглими Азовським морем і північною частиною Чорного моря. Профіль DOBRE-2 є прямим продовженням профілю DOBRE-99, разом утворюють один безперервний профіль завдовжки 775 км.

Сейсмічні дані DOBRE-2 були отримані від хімічних вибухів і записані наземними сейсмостанціями та донними станціями OBH і OBS в Азовському і Чорному морях. Ці дані були використані для моделювання розподілу швидкості за глибиною з використанням методу трасування променів. Отримана швидкісна модель добре структурована і порахована до глибини верхньої мантії під Азовським масивом (суміжних частин земної кори з профілем DOBRE'99) і у верхній частині земної кори (до глибини 10–15 км) під Азовським морем, Керченським півостровом і на північній частині Європейської платформи.

Основні результати моделювання полягають в наступному. Є дві швидкісні області, які складаються з осадових або метаосадових горизонтів, що характеризуються швидкостями в діапазонах 1,8–3,9 і 5,4–5,8 км/с відповідно. Вони покривають кристалічну кору, яка має швидкості 6,2–6,8 км/с. Глибина границі Мохо збільшується від 40 км під Азовським масивом до 47 км під Кримсько-Кавказькою компресійною зоною.

Ці, зазвичай невеликі, осадові товщі (1,8–3,9 км/с), які розташовані по обидві сторони від Кримсько-Кавказької компресійної зони з центром на Керченському півострові, складаються переважно з осадових порід мезозою і молодшого віку, накопичених протягом тектонічної фази, під час якої формувалось Чорне море (в основному, крейда–палеоцен), а також під час наступної фази стиснення та деформації Кавказу і Криму (еоцену).

Зазвичай глибші осадові товщі зі швидкостями 5,4–5,8 км/с складаються з дуже щільних мезо-палеозойських і старших осадових порід. Цей шар є тоншим у північній частині Азовського моря і на Азовському масиві (або повністю відсутні цій області) і різко потовщується в області Головного Азовського розлому, який відображається в Азовському морі на мілководних сейсмічних дослідженнях. У швидкісній моделі це відображається зменшенням швидкості з 6,0–6,2 км (для кристалічного фундаменту земної кори) до 5,6–5,8 км (для метаосадових порід) на глибині 12 км, що дає змогу прослідкувати Головний Азовський розлом на більшу глибину. Його можна вважати межею між корою Східноєвропейської платформи (Азовський масив) на півночі і корою Скіфської платформи на півдні.

Осадові породи Скіфської платформи на південь від головного Азовського розлому, як вважається, докембрійського віку, обмежені на південь підняттям кристалічного фундаменту (наприклад, 6,2–6,8 км/с) на глибину біля 6 км. Істотне (14 км) і різке заглиблення шару з 5,4–5,8 км/с позначає межу підняття кристалічного фундаменту і відповідає положенню Новотитарівсього розлому, який розглядався як північна межа Індоло-Кубанського прогину.

Глибинна будова, як видно на швидкісній моделі DOBRE-2, вказує на те, що більш молоді осадові породи Індоло-Кубанського прогину (Азовське море), так само як і молодші породи в околі валу Шацького, лежать на більш старих, маючи при цьому товщину більше 11 км. Швидкість 6,28 км/с, яка спостерігається в породах фундаменту (з невеликими відхиленнями) є максимальною по довжині всього профілю DOBRE-2.

Запропоновано різницевий алгоритм для виділення енергетично ослаблених, відбитих від глибинних горизонтів (фундаменту або границі Мохо) сейсмічних хвиль.

Як вхідні сейсмічні дані використовуються дані ГСЗ, згідно з якими сейсмічна хвиля, проходячи великі відстані від джерела до приймача, втрачає свою енергію. Для виділення таких хвиль спочатку вилучаються або послаблюються спільні елементи годографів відбитих (або інших) хвиль, залишаючи ті складові, за якими вони різняться у заданому напрямку простору. Різниця між вхідним і залишковим полями є цільовим полем, воно підлягає подальшій обробці та інтерпретації. Залишковим полем є годографи регулярних і нерегулярних хвиль-завад. Процес виділення цільових хвиль із залишкового поля може бути продовжений за напрямком домінуючих годографів інших типів хвиль або відбитих від глибших горизонтів.

Показано приклад виділення відбитих хвиль від фундаменту в Чорному морі, що були скриті відбитими від осадової товщі хвилями-завадами. У результаті виділений годограф чітко простежується на великій відстані. Для Азовського моря виділено годограф відбитої хвилі від межі Мохо, просторовий напрямок якої було обрано з розрахункового годографа. Енергія цієї сейсмічної хвилі незначна, хвиля непомітна на хвильовому полі, тому напрямок її спостереженого годографа неможливо візуально встановити.

Одне з прикладних рішень фундаментальної задачі по вченню будови літосфери є глибинна деталізація будови нафтогазоносних регіонів України, визначення енергетичного потенціалу певних територій та пояснення механізмів формування нафтогазових родовищ з точки зору тектонічної будови регіону і формулювання загальних положень по виявленню потенційних надглибоких флюїдонасичених областей.

З цією метою Інститутом геофізики НАН України було проведено 9 міжнародних проектів за участю науковців багатьох провідних країн світу, прокладено майже 5000 кілометрів сейсмічних профілів у різних куточках нашої країни. У всіх зазначених проектах здобувач приймав активну участь – від проведення польових робіт до побудови швидкісних моделей.

У результаті аналізу отриманих польових даних і швидкісних моделей, у створені яких здобувач приймав безпосередню участь, було зроблено висновки про спільні геотектонічні ознаки у всіх нафтогазоносних регіонах України:

- більшість родовищ розташовані над крупними коромантійними тектонічними розломами першого порядку або відгалуженими від них меншими за розміром розломами другого порядку. Такі глибинні розломи є шляхами дегазації;

 пастки вуглеводнів є вторинним місцем накопичення вуглеводнів при сприятливих петрофізичних і структурних особливостях горизонтів колекторів.
Мереживо мілких приповерхневих розломів сприяє швидшому розповсюдженню флюїдів у горизонтальному напрямку;

над усіма місцями спостерігається товстий шар осадових порід від 5 до 10 км і більше, відсутність нижньої кори, стоншена середня кора (в ДДВ – 5 км) і розконсолідована верхня кора з складною геологічною будовою;

- на швидкісних моделях під нафтогазоносними територіями присутнє високошвидкісне тіло великих розмірів з швидкостями 7,10–7,30 км/с. У ДДВ таке тіло знаходиться на глибині 15 км, у Чорному морі – 20 км, в Карпатах – 30 км (по лінії профілів).

Отримані глибинні швидкісні моделі будови геологічного середовища використовувались в науково-технічних роботах по забезпеченню сейсмічного захисту житла, промислових споруд, енергогенеруючих об'єктів.

Список використаних джерел до Розділу 3

1. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В., Белецкий С.В. (2008). Геодинамическое, тектоническое районирование Азово-Черноморского региона. В кн.: Хаин В. Е., Герасимов М. Е. (ред.), Геодинамика, тектоника и гидродинамика нефтегазоносного региона Украины. *Сборник докладов 7-й Международной конференции «Крым 2007»*, 10–16 сентября 2007 г., Крым, ИД «Форма», Симферополь, 115–151.

2. Гринь Д.М., Вербицький С.Т. (2019). Автономні цифрові сейсмічні станції SV. *Геофизический журнал*, 41(4), 125–144.

3. Дядюра В.А., Соколовский О.И. (1984). Разделение интерферирующих регулярных волн. Москва: Недра, 68 с.

4. Москаленко В. Н., Маловицкий Я. Р. (1974). Результаты глубинного сейсмического зондирования в трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. *Мат. АНСССР. Серия Геол. служба*, 19(9), 23–31.

5. Соллогуб В.Б. (1987). Геология шельфа УССР. Киев: Наук. думка, 152 с.

6. Фарфуляк Л.В. (2015). Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской микроплиты вдоль профиля DOBRE-5. *Геофиз.журн.*, *37*(6), 23–39.

7. Хаин В.Е., Попков Б.И. и др. (2009). Тектоника южных окрестностей Восточно-Европейской платформы. В кн.: Хаин В. Е., Попков В. И. (ред.), Пояснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1: 2 500 000. Краснодар: Изд. Кубан. гос. ун-та.

8. Хорн Р., Джонсон Ч. (1989). Матричный анализ. Москва: Мир, 656 с.

9. Albert, D.G., & Decato, S.N. (2017). Acoustic and seismic ambient noise measurements in urban and rural areas. *Applied Acoustics*, *119*, 135–143. https://doi.org/10.1016/j.apacoust.2016.12.015.

10. Amundsen, L., Ikelle, L. & Martin, J. (2000). Multiple attenuation and P/S splitting of multicomponent OBC data at a heterogeneous sea floor. *Wave Motion*, *32*(1), 67—78. https://doi.org/10.1016/S0165-2125(99)00047-5.

11. Bormann, P., & Wielandt, E. (2013). Seismic signals and noise. In: P. Bormann

(Ed.), New Manual of Seismological Observatory Practice 2.) (pp.1-62). Potsdam.

12. Cerveny V., Psenck I. (1984). SEIS83 – Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method. In: Engdahl, E. R. (ed.) *Documentation of Earthquake Algorithms*. World Data Center for Solid Earth Geophysics Report SE-35, 36–40.

13. Ervin, C.P., McGinnis, L.D. (1975). Reelfoot rift: reactivated precursor to the Mississippi Embayment. Geol. Soc. Amer. Bull. 86, 1287–1295.

14. Gee, D.G. & Stephenson, R. A. (2006). The European lithosphere: anintroduction. In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 1–9). Geological Society, London, Memoirs, http://doi. org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.01.

15. Gobarenko, V., Yegorova, T. & Stephenson, R. (2015). Local tomography model of the northeast Black Sea: intraplate crustal underthrusting. In: Sosson, M., Stephenson, R. A. & Adamia, S. A. (eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London, Special Publications, 428, first published on October 27, 2015, http://doi.org/10.1144/SP428.2.

16. Gozhyk, P.F., Maslun, N.V. et al. (2011) Stratigraphic structure of Cenozoic deposits of pre-Kerch Shelf and East Black Sea Basin. Search and Discovery Article #5039.

17. Grad M., Gryn D., Guterch, A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S.B., Omelchenko V., Starostenko V.I., Stephenson R, Stovbag S.M., Thybo H., Tolkunov A. (2006). 'DOBREfraction'99' – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics*, *371*, 81–110.

18. Grad, M., Guterch, A. et al. (2005). Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian Basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research, 111*, B03301, http://doi.org/10.1029/2005JB003647.

19. Grad, M., Guterch, A. et al. (2006). Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian Basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research,* 111, B03301. http://doi.org/10.1029/2005JB003647.

20. Green, D.N., Bastow, I.D., Dashwood, B, Nippress, S.E.J. (2017). Characterizing Broadband Seismic Noise in Central London. *Seismological Research Letters*, 88(1), 113—124. doi: 10.1785/0220160128.

21. Harlan, W.S., Claerbout, J.F., & Rocca, F. (1984). Signal/noise separation and velocity estimation. *Geophysics*, 49(11), 1869—1880. https://doi.org/10.1190/1.1441600.

22. Hendrick, N. (2006). Multi-component seismic wave field separation via spectral matrix filtering. *ASEG Extended Abstracts, 1*, 1–4. doi: 10.1071/ASEG2006ab065.

23. Janik T., Środa P., Czuba W., Lysynchuk D. (2016). Various Approaches to Forward and Inverse Wide-Angle Seismic Modelling Tested on Data from DOBRE-4 Experiment. *Acta Geophysica*, 64(6), 1989–2019. DOI:10.1515/acgeo-2016-0084.

24. Komminaho, K. (1998). Software Manual for Programs MODEL and XRAYS: a Graphical Interface for SEIS83 Program Package. University of Oulu, Department of Geophysics Report 20.

25. Lyngsie S.B., Thybo H, Lang R. (2007). Rifting and lower crustal reflectivity: A case study of the intracratonic Dniepr-Donets rift zone, Ukraine. *Journal of geophusical research*, *112*, 1–27, B12402. doi:10.1029/2006JB004795.

26. Maystrenko Yu., Stovba S., Stephenson R., Bayer U., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher C., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A. (2003). Crustal-scale popup structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas Foldbelt, Ukraine. *Geology*, *31*(8) DOI:10.1130/G19329.1

27. Poppeliers C., & Mallinson D. (2015). High-frequency seismic noise generated from breaking shallow water ocean waves and the link to time-variable sea states. *Geoph. Research Letters*, *42*(20), 8563—8569. doi.10.1002/2015GL066126.

28. Saintot A., Stephenson R. A. et al. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian–Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: Gee, D. G. & Stephenson,

R. A. (eds), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, Memoirs, 32, 481–505. doi/10.1144/GSL.MEM. 2006.032.01.30.

29. Schwarz, B. (2019). An introduction to seismic diffraction. Advances in Geophysics, 60, 1-64. doi: 10.1016/bs.agph.2019.05.001.

30. Schwarz B., Gajewski D. (2017). Accessing the diffracted wavefield by coherent subtraction. *Geoph. J. Intern.l, 211*(1), 45–49. Doi:10.1093/gji/ggx291.

31. Sollberger, D., Greenhalgh, S.A., Schmelzbach, C., Van Renterghem, C., Robertsson, J.O.A. (2018). 6-C polarization analysis using point measurements of translational and rotational ground-motion: theory and applications. *Geophysical Journal International*, *213*(1), 77–97. Doi:10.1093/gji/ggx542.

32. Sroda, P., Czuba, W. et al. (2006) Crustal structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implication. *Geophysical Journal International*, *167*, 737–760.

33. Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda P., Czuba W., ... Tiira T., Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2), 740766. doi:10.1093/gji/ggt292.

34. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., ... Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A (2015) Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geop. J. Intern.*, 201, 406–428, http://doi.org/10.1093/gji/ggv018.

35. Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., ... & Shulgin, A. (2016) DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R.A. Stephenson & S.A. Adamia (Eds.), Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus (pp. 199–220). *Geol. Soc.*, London, Spec. Publ., 428. https://doi.org/10.1144/SP428.11.

36. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Gryn D., Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic

profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). Geophysical Journal International, 212(3), 19231962. doi:10.1093/gji/ggx509.

37. Stephenson, R. A., Mart, Y. et al. (2004). TRANSMED transect VIII: eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant Sea-Sinai-Red Sea. Part Two – CD-ROM. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M. &Ziegler, P. A. (eds), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle; Geological and Geophysical Framework of the Mediterranean and the Surrounding Areas*. Springer, Berlin, 141.

38. Stovba, S.M., Stephenson, R.A., (1999). The Donbas Foldbelt: its relationships with the uninverted Donets segment of the Dniepr-Donets Basin, Ukraine. *Tectonophysics*, *313*, 59–83.

39. Stovba, S.M., Stephenson, R.A. (2003) Style and timing of salt tectonics in the Dniepr-Donets Basin (Ukraine): implications for triggering and driving mechanisms of salt movement in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology, 19*(10), 1169-1189. DOI:10.1016/S0264-8172(03)00023-0.

40. Stovba, S.M., Stephenson, R.A., Kivshik, M. (1996). Structural features and evolution of the Dniepr-Donets Basin, Ukraine, from regional seismic reflection profiles. *Tectonophysics*, *268*, 127–147.

41. Thybo H., Maguire P., Birt C., Perchuc' E. (2000). Seismic reflectivity of the lower crust and magmatic underplating beneath the Kenya Rift. *Geophys. Res. Lett. 27*, 2745–2749.

42. Turcotte, D.L., Schubert, G. (1982). Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems. Wiley, New York. 449 pp.

43. Van Renterghem, C., Schmelzbach, C., Sollberger, D., & Robertsson, J.O.A. (2018). Spatial wavefield gradient-based seismic wavefield separation. *Geoph. J.l Intern.*, *212*(3), 1588—1599. https://doi.org/ 10.1093/gji/ggx499.

44. Wang C., Wang Y., Sun P., & Li Y. (2019). Discussions on the Processing of the Multi-Component Seismic Vector Field. *Applied Sciences*, *9*(9), 1770. doi: 10.3390/app9091770. https://doi.org/10.3390/app9091770.

45. Wang Y., Singh, S.C. & Barton, P.J. (2002). Separation of P- and SV-

wavefields from multi-component seismic data in the τ -*p* domain. *Geoph. J. Intern., 151*(2), 663—672. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01797.x.

46. Wapenaar C. & Haim G. (1990). Elastic extrapolation of primary seismic *P*-and *S*-waves. *Geophysical Prospecting*, 38(1) 23—60. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1990.tb01833.x.

47. Zelt, C. A. (1994). Software Package ZPLOT. Bullard Laboratories, University of Cambridge.

48. Zelt, C.A., Smith, R.B. (1992). Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, *108*, 16–34.

49. Zelt, C.A., (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-time data. *Geophysical Journal International*, *139*, 183–204.

50. Zhou, B., Hatherly, P., & Sun, W. (2017). Enhancing the detection of small coal structures by seismic diffraction imaging. *International Journal of Coal Geology*, *178*, 1–12. https://doi.org/10.1016/j.coal.2017.04.010.

РОЗДІЛ 4. РІШЕННЯ ФУНДАМЕНТАЛЬНИХ ЗАДАЧ СЕЙСМІКИ ЗА МЕТОДОМ ВИЗНАЧЕННЯ РОЗЛОМНО БЛОКОВОЇ СТРУКТУРИ СЕРЕДОВИЩА

Геодинамічні процеси, які відбуваються впродовж мільйонів років, призводять до появи розломів і тріщин у масиві гірських порід. Розломи з'являються під час формування складок, зсувів, насувів, скидів, утворенні грабенів. Ці геологічні об'єкти зароджуються і розвиваються під впливом сил розтягування або стискання. Для геологічної науки, яка вивчає історію розвитку Землі, розломи є важливим літописним елементом, який зафіксував послідовність та інтенсивність різноманітних геодинамічних явищ. Для геофізики, зокрема сейсмології, розломи є зоною підвищеної уваги, оскільки збільшується сейсмічність території і небезпека ДЛЯ споруд різного призначення. Для нафто-газорозвідки вони є місцем розущільнення, через яке вуглеводні поступали у горизонт-колектор. Тому визначення наявності та просторового розповсюдження розломних зон у геологічних структурах є важливою задачею, яка дає відповіді на багато запитань.

Глибинні тектонічні розломи пояснюють геодинамічні явища і процеси, що відбувались на великих глибинах упродовж мільярдів років. Від достовірності просторового картування глибинних розломів залежить істинність розміщення і генезису розломів у верхній частині літосфери. З ними також пов'язані правильність вирішення питань сейсмотектоніки, сейсмології та розуміння історії формування рудних і нафтогазових родовищ на певних територіях.

У більшості випадків розломну будову земної кори вивчають, використовуючи інформацію, отриману на поверхні Землі – геологічне обстеження надрозломних територій, або за допомогою приповерхневих геофізичних методів спостереження за різноманітними фізичними полями, які використовуються для математичного моделювання можливого їх положення. Тобто побудова розломних зон відбувається зверху вниз. Розломи в геологічному середовищі з'являються унаслідок глибинних тектонічних рухів. Їхня кількість і просторове розташування є важливим інформативним елементом, в якому міститься інформація про геодинамічні явища, які відбувались мільйони років тому.

Виділення розломів з сейсмічного хвильового поля можливе за умови нескладної геології, коли відбиваючі границі розташовані горизонтально або під малим кутом. У місці розлому із вертикальним зміщенням у відбитому хвильовому полі виникають фазові неузгодження. Це полегшує їхнє виявлення. Але у більшості випадків маємо досить складну геологію або необхідність досліджувати великі глибини. Для таких випадків необхідно застосовувати додаткові математичні методи обробки сейсмічних даних.

Один з таких способів – рішення оберненої динамічної задачі сейсміки з метою встановлення поглинаючих особливостей геологічного розрізу. Розломи в осадових породах зазвичай заповнені подрібненими залишками породи, флюїдами, водою. Це різко змінює поглинаючі властивості заповнювача, що підвищує контрастність розлому. У метаморфізованих твердих породах спостерігається однотипна зміна поглинання великих монолітних блоків, які знаходяться поруч і були переміщені на певну відстань.

В основі запропонованої методики по визначенню наявності та просторового розповсюдження малоамплітудних глибинних розломів знаходиться методика визначення розломно-блокової структури геологічного середовища.

Питання про можливість використання сейсмічних методів для картування глибинних розломів різних реологічних типів і зон розущільнення, пов'язаних з ними, залишається відкритим. Підтвердженням цього є велика кількість сейсмічних глибинних градієнтно-шаруватих швидкісних розрізів без розломів [Grad et al., 2003; Starostenko et al., 2015], у побудові яких автор брав активну участь. Такі безрозломні або «формально» розломні моделі з низькою точністю просторового розміщення розломів надають недостатньо детальну інформацію для геодинамічної і тектонічної інтерпретації.

Сейсмічні моделі здебільшого є фізичним відображенням геологічної будови середовища, поведінки сейсмічних хвиль в ньому, а не геологічним розрізом, як його розуміють геологи.

У сейсміці є два основні методи дослідження будови Землі — метод спільної глибинної точки (СГТ) і метод глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). Метод СГТ використовують для пошуку корисних копалин, де джерелом сейсмічних хвиль зазвичай є багатотонні сейсмічні вібратори. Просторовочастотна роздільна здатність методу дає змогу виділяти приповерхневі розломи із хвильового поля, які виявляються у фаціальних неузгодженнях (зсувах, зміщеннях осей синфазності у хвильовому полі) на відбивних горизонтах.

Глибинність стандартного методу СГТ порівняно з методом ГСЗ невелика і обмежена базою спостереження (пункт генерування сигналу–точка реєстрації) у зв'язку з виробничою необхідністю та потребою здешевлення сейсмічних робіт. За профілями ГСЗ, довжина (база) яких становить більш як 500 км, у центральній частині отримують відбиття з глибин близько 60 км, при цьому джерелом сейсмічних хвиль є вибух тротилу масою до 1000 кг. Утім просторова дискретність у 2—3 км і довжина відбитих і заломлених хвиль 300—700 м не дають змоги фіксувати ані регіональні, ані тонкі крихкі та псевдов'язкі кліважні розломи.

запису сейсмічних хвиль, породжених розломами, необхідно Для використовувати методи з просторово-частотною дискретністю, меншою за розміри елементів зони розлому та пов'язаних з ним тріщин сколювання й відриву внутрішньорозломного заповнювача, кліважу. Інакше кажучи, чим (сейсмостанцій i більше точок спостереження частот дискретизації сейсмограм), тим менші об'єкти проявлятимуться у хвильовому полі. З огляду на велику глибинну протяжність розломів, для накопичення енергії вторинних відбитих хвиль від елементів розлому необхідно використовувати потужні хімічні вибухи. Вони генерують не тільки високоамплітудні, а й максимально високочастотні сейсмічні хвилі. Для раціонального використання вибухової енергії бажано забезпечити багаторазове отримання сейсмічних відбиттів від геологічних об'єктів (багаторазове перекриття), їх накопичення та подальше підсумовування.

Під час формування розлому суміжні блоки гірських порід переміщуються у різних напрямках. Тектонічні розломи поділяють на два типи: крихкі зміщення відбувається вздовж певної площини; пластичні — породи переміщуються у певній широкій просторовій зоні. У міжблоковому просторі уламки гірської породи подрібнюються та перетираються, утворюючи тектонічну брекчію. Розміри уламків можуть бути від десятків до сотень метрів. подрібнені уламки утворюють Дуже цемент, В якому залишаються великорозмірні уламки. У зонах глибинних розломів складчастих областей часто формується тектонічний меланж — суміш різних порід. Потужність меланжу — від сотень метрів до декількох кілометрів (рис. 4.1).

Розлом, сформований без зміщення, але з простором між блоками, називають *відкритою тектонічною тріщиною*. Міжблоковий простір зазвичай заповнений породами, витісненими з глибини, або туди проникають розплавлені інтрузивні магматичні породи.



Рис. 4.1. Приклад розлому із заповнювачем – цементом та залишки уламків породи.

Тектонічні брекчії, меланж, цемент, інтрузивні магматичні породи зазвичай мають аномальні фізичні властивості порівняно з фізичними властивостями блоків, що їх оточують. Зазначене обов'язково відображається у динаміці зміни спектрального складу сейсмічних записів. Наявність міжблокового заповнювача і літологічні відмінності метаморфізованих порід дають змогу виділяти розломні зони за згасанням енергії сейсмічних хвиль на великих глибинах. Розломи в часовому полі поглинаючих властивостях середовища мають вигляд протяжних нахилених лінійних (або криволінійних) структур завдовжки у декілька кілометрів.

4.1. Сейсмічні дані DOBREflection2000

У 1999 р. були проведені міжнародні сейсмічні роботи DOBRE-99 з вивчення глибинної будови Донецької складчастої споруди та суміжних територій методом ГСЗ. В обробці отриманих даних брали участь три міжнародні групи, які використовували різні програми для створення швидкісних моделей. У 2000—2001 р. ДГП «Укргеофізика» і міжнародний консорціум «EUROPROBE» (Німеччина, Нідерланди, Данія) виконали дослідження методом СГТ з використанням відбитих хвиль практично вертикального напрямку поширення за лінією профілю DOBRE-99. Цей профіль отримав назву DOBREflection-2000. Методику проведення польових робіт та обробки сейсмічних даних детально описано у публікаціях [Maystrenko et al., 2003; Стовба и др., 2006].

Для вивчення осадового чохла і верхньої частини консолідованої кори було застосовано сейсмічні 27-тонні вібратори АНV-IV-362. Додатково на південній частині профілю виконували підземні хімічні вибухи для вивчення нижньої кори і верхньої мантії. Крок симетричної системи спостережень між каналами становив 35 м, базою спостереження — 24 км на півдні, 20 км північніше Головного антикліналу Донбасу і 18 км — у районі Старобільсько-Міллеровської антикліналі. Методикою проведення сейсмічних робіт була забезпечена велика кратність спостереження вибухового та вібраційного способів збудження сигналів. Загальна довжина профілю DOBREflection-2000, 2001 — 260,8 км Дані оброблено у ДТП «Укргеофізика» (м. Київ). Було застосовано стандартну методику, що складається із визначення та введення статичних поправок, автоматичного регулювання підсилення з передбаченням деконволюції, аналізу швидкостей, корекції статичних поправок, частотного аналізу, підсумовування трас. Сумарні траси обробляли з використанням деконволюції, фільтрації, згладжування, часової міграції за методом Кірхгофа і 45-градусної часової скінченно-різницевої міграції [Maystrenko et al., 2003]. Додатково застосовували метод підсумовування за допомогою алгоритму спільної відбивної поверхні (common reflection surface — CRS) [Menyoli et al., 2004] (рис. 4.2).



Рис.4.2. Хвильове поле СГТ по профілю DOBREfraction2000.



Рис. 4.3. Усереднені просторово-частотні спектри чотирьох груп по 60 сейсмограм довжиною 15 с. Горизонтальна вісь – частота, вертикальна – час.

Просторовий ампітудно-частотний аналіз хвильового поля по профілю DOBREfrfcnion2000 показує однорідність та лінійність спектрального складу,

як результат використання АРУ, якій нівелює особливості згасання енергії з глибиною (рис. 4.3). Незначна висока частотність спостерігається у верхній частині розрізу та в осадовому чохлі. Приклади хвильового поля з корисними відбитими хвилями і хвильового поля, близького за спектральним складом до білого шуму, показано на рис. 4.4.



Рис. 4.4. Загальний вигляд ділянки сейсмічного хвильового поля СГТ, відібраного на глибині 40 км з відбиттями від границі Мохо, і ділянки без корисних хвиль з глибини 30 км в центральній частині ДСС.

За цими унікальними даними побудовано глибинний сейсмічний профіль СГТ (рис. 4.5), геологічну інформацію з якого використовували для пояснення геодинамічної будови Східноєвропейської платформи багатьма авторами з України та інших держав [Carpentier et al., 2009; Гончар, 2019].



Рис. 4.5. Інтерпретація часового розрізу СГТ по профілю DOBREflection-2000 [Maystrenko et al., 2003]. Фіолетовий прямокутник – часова ділянка, де

виявлені структурні неоднорідності в будові границі Мохо за даними методу визначення розломно-блокової структури геологічного середовища за сейсмічними даними.

4.2. Рішення оберненої динамічної задачі за даними профілю DOBREflection2000

Використовуючи метод визначення розломно-блокової структури геологічного середовища, згідно з алгоритмом, описаним в Розділі 1, визначимо частотозалежне згасання енергії сейсмічних хвиль для глибинних даних СГТ по профілю DOBREflection2000 (рис. 4.6).



Рис. 4.6. Хвильове поле СГТ по профілю DOBREfraction2000 (довжина 146 км), перераховане у частотозалежне згасання енергії сейсмічної хвилі за методом визначення розломно-блокової структури середовища.

З метою підвищення об'єктивності результатів інтерпретації поглинальних властивостей геологічного середовища в алгоритмі побудови розломно-блокової структури вводяться елементи статистичного накопичення інформації. Згідно з законами статистики закономірності примножуються, а випадковості нівелюються.

Елементи статистики використовуються для рішення двох задач: перша – підсилення аномалій в поглинаючих властивостях середовища і зменшення

впливу нерегулярних завад, друга – підвищення точності та достовірності у виділенні протяжних розломних структур.

Сейсмічний профіль СГТ DOBREflection2000 представимо у вигляді просторово-часової прямокутної матриці (4.1). Її фізична розмірність – 10470 значень по простору (строчок) і 3500 по часу (стовпці). Сумарно маємо матрицю, яка складається з 36 645 000 значень.

$$A = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{mi1} & a_{m2} & \dots & a_{mn} \end{vmatrix} = (a_{ij})_{M_k \times N}$$
(4.1)

де стовпці і рядки задані множиною дискретних відліків з кожної траси за часом $t = m\Delta t$, m = 1, 2, ..., M і простором $x = n\Delta x$, Δx — крок між точками спостереження n = 1, 2, ..., N.

Створимо підматриці A_k з частиною часових строк M_k : при k=1, $m \in [1...500]$; при k=2, $m \in [250...750]$; k=3, $m \in [500...1000]$; ... k=13, $m \in [3000...3500]$. Підматриці матимуть нову, однакову розмірність $500 \times n$ значень:

$$A_{1} = (a_{ij})_{i=1, j=1}^{500, n}, \quad A_{2} = (a_{ij})_{i=250, j=1}^{750, n}, \quad A_{3} = (a_{ij})_{i=500, j=1}^{1000, n}, \quad \dots \quad A_{13} = (a_{ij})_{i=3000, j=1}^{3500, n}.$$
(4.2)

Створені матриці (4.2) використовуються для незалежних розрахунків згасання енергії сейсмічних хвиль, таким чином зменшуючи ймовірність накопичення методичних помилок. По завершенню рішення оберненої динамічної задачі отримаємо 13 частин профілю шириною, по часу – 2 с, що приблизно відповідає 5,5 км по глибині і по простору – більше 186 км.

По кожній з матриць (4.2) проводиться аналіз розломно-блокової будови, який завершується побудовою розломних структур, відбиваючих поверхонь монолітних блоків та виявленням заповнювача – геологічних порід, які не мають сталої форми і приймають її від оточуючих геологічних об'єктів.

Для підсилення невипадкових аномалій робимо сумування 13 матриць (4.2) з часовим зсувом 1 с, тобто 250 дискрет за часом. Сумарна матиця *В* згасаючих властивостей середовища вважається кінцевим результатом

$$B = \sum_{k=1}^{13} A_k$$



Формування сейсмічного профілю з окремих Рис. 4.7. частин 3 часу (глибині). На лівій частині перекриттям по рисунку зображено коромантійну суміш (границю Мохо) з її неоднорідностями. У центральні частині, можливо, міжпластовий магматичний діапір 3 характерною куполоподібною розломною крівлею. Справа – нижня частина Воронезького кристалічного масиву. Глибина 30-40 км.

Порівнюючи положення окремих розломів, розломних структур, на матрицях (4.2) відбираються тільки ті, які присутні повність або частково на сусідніх матрицях, зменшуючи тим самим ймовірність картування помилкових розломів.

Поетапність формування кінцевого розрізу показано на рис. 4.7

Велика кількість розломів починає зароджуватись в коромантійній суміші (рис. 4.8), на границі між мантією і корою, та огинаюти відносно монолітні структури, формують систему розломів у верхній частині розрізу. Відтворена, за поглинаючими властивостями, розломно-блокова структура дозволяє відновити геодинамічні процеси, які відбувались на території складчастого Донбасу та привели до його формування.



Рис. 4.8. Приклад частото залежного згасання енергії сейсмічних хвиль на частині сейсмічного профілю і розломні структури з відбиваючими границями.

4.3. Верхня частина кори та осадового чохла ДСС по лінії профілю DOBREfraction2000

За даними методу визначення розломно-блокової будови середовища в Приазовському масиві, складеного гнейсово-мігматитовими комплексами архею та протерозою, виділяються нахилені в сторону Старобешівського насуву блоки правильної форми (рис. 4.9). Крівля блоків чітко виділяється пониженим поглинанням, має практично рівну поверхню і знаходиться на глибині 4,5–6 км. Фундамент цих блоків знаходиться на глибині 8–11 км. Довжина цієї монолітної структури близько 8 км. Під нею знаходяться нахилені в бік Дніпровської складчастої споруди тіла з підвищеним поглинанням. На 500–700 трасах на глибині від 6 до 11 км помітне різке опускання борту Азовського масиву, котрий занурюється під Старобешівський насув.

Старобешівський насув виділяється по нахиленому північно-східному заляганню слабопоглинаючого горизонту товщиною 1–2 км. Через цей горизонт проходять розломи, які проявляються у вигляді протяжних лінійних об'єктів, з різним азимутом падіння і довжиною від 2 до 10 км. Враховуючи різну товщину нижньокам'яновугільних відкладів, які обмежені розломами, можна стверджувати, що зміщення відбувались ортогонально до площини рисунка. Частково ця ділянка зображена у вигляді хвильового поля на рис.4.2 (0 – 300 траса) і у вигляді інтерпретації в статті [Гринь, 2020а].



Рис. 4.9. Старобешівський насув. Розмір ділянки: по глибині – 11 км, по горизонталі – 16,8 км

В північно-східній частині Донецької складчастої споруди за даними методу визначення розломно-блокової структури середовища виділяється

Північна (Боково-Хрустальська) синкліналь з глибиною залягання осадових порід до 9 км на 480–500 трасах вибраної ділянки (рис. 4.10). В осадових породах відсутні ознаки складкоутворення або проявів зминання. Лівий борт припіднятий і утворює Північну (Ковпаківсько-Замчалівську) антикліналь з Геофізичним насувом, під яким знаходиться об'єкт з нечіткою геологічною структурою, що утворилась, ймовірно, внаслідок складкоутворення або прояву теригенних процесів. Далі на північний схід сформувалась синкліналь з пологим падінням лівого крила. Отже, можна вважати, що на вибраній ділянці активні складкоутворюючі рухи були відсутні, а переважали рухи стискання, що призводило до регіонального виклинювання і утворення групи насувів.



Рис. 4.10. Північно-східна частина профілю DOBREfraction2000. Розмір ділянки: по глибині – 9 км, по горизонталі – 23 км На розрізі виділяються: Північна (Боково-Хрустальська) синкліналь, Геофізичний насув, Північна (Ковпаківсько-Замчалівська) антикліналь.

У геологічний будові Північної синкліналі за поглинаючими властивостями середовища можна виділити розломи в осадових породах, які виникли у результаті стиснення (рис. 4.11). На відміну від крихких прямолінійних розломів, які утворюються в гранітах, розломи в осадових породах мають криволінійну форму. Для їх виділення була зменшена просторова роздільна здатність методу шляхом фільтрації високочастотної компоненти по горизонтальній просторовій координаті.



Рис. 4.11. Вертикальні розломи в осадових породах Північної (Боково-Хрустальської) синкліналі.

4.3.1. Глибинна будова Ялинського насуву за даними методу визначення розломно-блокової структури

Для інтерпретації використовувалась частина глибинних сейсмічних даних СГТ DOBREfraction2000, де знаходиться найбільший на Донбасі Ялинський насув.

Комплексна інтерпретація сейсмічних даних по ліні профілів DOBREfraction99 (метод ГСЗ) [Grad et al., 2003; DOBREflection-2000 and Dobrefraction'99 Working Groups, 2002] та DOBREfraction2000 (метод СГТ) [DOBREflection-2000 and Dobrefraction'99 Working Groups, 2002; Maystrenko et al., 2003] проводилась з метою встановлення можливості виявлення глибинних розломів у верхній частині кори, визначення їхнього впливу на формування насуву та уточнення геологічної будови підошви осадового чохла Донецької складчастої споруди та Дніпровсько-Донецької западини в цілому.

Представлено результати детального вивчення глибинної будови ділянки між Старобешівським і Мушкетівським насувами, що починається з 47 і закінчується на 65 км профілю DOBREfraction2000. Крівля фундаменту на цій ділянці занурюється на північний схід з глибини 3 км до глибини 8 км під кутом приблизно 17°. Між цими насувами знаходиться Ялинський насув. Це унікальне геологічне утворення, яке має вертикальне зміщення майже 2 км (рис. 4.12). Він чітко проявляється в сейсмічному хвильовому полі за рахунок відбиттів від горизонтів нижньокам'яновугільного комплексу [Maystrenko et al., 2003]. На 54 кілометрі спостерігається різке потовщення девонських горизонтів, які залягають на протерозойських гранітах. Зароджується насув на глибині понад 10 км, як буде показано далі, за рахунок видавлювання практично у субвертикальному напрямку порід нижньої кори, і виходить на поверхню у вигляді неузгодженого залягання різновікових порід.



Рис. 4.12. Сейсмічне хвильове поле частини профілю DOBREfractio2000 довжиною 18 км і глибиною 5,5 км з відображенням Ялинського насуву. Геологічна будова представлена у вигляді відбиттів від контрастних границь.

У публікації [Мауstrenko et al., 2003] була запропонована геологічна інтерпретація ділянки між Старобешівським і Мушкетівським насувами (рис. 4.13). У центральні частині рисунка з невеликим кутом падіння розташований Ялинський насув. Реперними виступають два контрастних горизонти: нижньокамяновугільний турнейського ярусу і верхньодевонський. Положення розломів співпадає зі зміною товщини окремих видимих блоків осадових порід девону. Такий варіант інтерпретації надалі неодноразово використовувався іншими авторами [Privalov et al., 2008; Полівцев, 2010]. Сейсмічні дані з цієї ділянки вирізняються своєю складністю і неоднозначністю, тому вони використовувались для моделювання й апробації алгоритму post-stek міграції [Menyoli, Gajewski, 2002; Menyoli et al., 2004], який був основним для обробки вхідного матеріалу.



Рис. 4.13. Геологічна будова Ялинського насуву, представлена в роботі [Гринь, 2020а]. Червоні лінії – можливі розломи, виділені за кінематичними особливостям хвильового поля.

Складність у вмотивованому виборі напрямку розповсюдження розлому за кінематичними розрізами пояснюється недостатністю товщини реперних горизонтів для встановлення кута нахилу розлому, відсутністю відбиваючих границь у породах протерозою, відсутністю шаруватої структури та великою глибиною залягання розломів. Крім цього, більшість кутів нахилу розломів близькі до вертикальних, що утруднює виявлення розломів сейсмічними методами СГТ на короткій базі спостережень.

Перед детальним рішенням оберненої динамічної задачі проводився процедура видалення різних за походженням хвиль-завад різницевим методом. Було видалено залишки поверхневих хвиль, артефакти створені міграцією, яку використовували в графі обробки сейсмічних даних, що виникли через використання неточних швидкостей розповсюдження сейсмічної хвилі у середовищі, залишки дифракційних хвиль. Роздільна здатність результатів методу визначення розломно-блокової будови геологічного середовища відповідає роздільній здатності сейсмічних даних СТТ, що полегшує

214



наприклад, є розломи або тріщини з заповнювачем.

Рис. 4.14. Часові розрізи згасання енергії сейсмічних хвиль у місці переходу від осадового чохла до фундаменту (південно-західна частина Донецької складчастої споруди).

На рис. 4.14 показано результат визначення частотозалежного згасання енергії сейсмічних хвиль на ділянці між Старобешівським і Мушкетівським насувами. Поглинаючі властивості геологічного середовища можна умовно розділити на три переважаючі групи за кольорами. Червоно-жовті кольори характерні для осадових, середньо- та нижньокам'яновугільних порід з високим енергії сейсмічної хвилі Фіолетовий колір поглинанням ДЛЯ верхньодевонських з відносно малим поглинанням. Зелено-жовтий – для порід протерозоя, який залягає найглибше. Розломи фундаменту проявляються у вигляді протяжних тонких лінійних структур, які особливо помітні на контакті геологічних пластів діаметрально протилежними фізичними двох 3 властивостями. У розломних зонах осадових порід зазвичай знаходиться заповнювач 3 високим поглинанням (флюїдонасичені розконсолідовані породи), тому вони чіткіше проявляються на часових розрізах. Необхідно зазначити, що на часових розрізах СГТ такі геологічні об'єкти не проявляються, оскільки практично субвертикальні, вони та не мають основного ідентифікатора – шаруватого середовища.



Рис. 4.15. Часові розрізи згасання енергії сейсмічних хвиль з відміченими можливими розломами, сформованими у крівлі фундаменту унаслідок геотектонічних рухів.

У верхній частині фундаменту чітко виділяється група лінійних розломних структур протяжністю від 2 до 6 км (рис. 4.15, ліва частина). Вони мають практично однаковий кут нахилу і проникають на декілька кілометрів у більш молоді нижньокамяновугільні породи – турнейські та візейські. Це свідчить про те, що процеси розломоутворення відбувались в цей період. У центрі рисунка зображені породи верхнього девону (фіолетовий колір) з товщиною у 3 рази більшою, ніж у лівій частині рисунка. Така товщина могла утворитись за декількох обставин. Можливо, це наслідок процесів стискання під час інверсії Донбасу перед виникненням високоамплітудного насуву. Але, ймовірніше, це природна товщина накопичення осадових порід. Про це свідчить і товщина девонських відкладів самого насуву (права частина рисунка), а отже в цій частині вибраної ділянки було на 1 км глибше і могли існувати глибинні розломи, по яким пізніше сформувався насув.

4.4. Будова коромантійної суміші

Перехід від кори до мантії супроводжується стрибком швидкості, що відображається в сейсмічних даних СГТ появою групи відбиваючих границь на великих глибинах. Вони переважно горизонтальні і присутні по всій довжині профілю. За даними повнокутового моделювання ГСЗ [Starostenko et al., 2017] швидкість у межах цього переходу змінюється від 6,80 км/с до 8,10–8,20 км/с.

У сейсміці, де при глибинних дослідженнях здебільшого використовується словосполучення «відбиваюча границя», прижився термін – границя Мохо. Границя Мохо означає лише інтегральну зміну фізичних властивостей середовища на певній ділянці, уникаючи при цьому дискусії про її складну геологічну будову.

У геології, котра вивчає геодинамічні процеси, які призвели до формування певних аномальних властивостей середовища, є термін «кормантійна суміш» [Пашкевич и др., 2018], в якому відображено складний процес формування зони контакту верхньої мантії і нижньої кори. Як видно з рис. 4.18, товщина коромантійної суміші ± 6 км. Відбиваючі границі мають тенденцію до групової зміни кута залягання, згущення і розрідження їхньої кількості на деяких ділянках. Це свідчить про зміну будови з глибиною і у просторі.

4.4.1. Будова коромантійної суміші під Ялинським насувом

Ялинський насув розташований у південно-східній частині профілю DOBRE-99 між Старобешівським Мушкетівським та насувами. 3a Мушкетівським знаходиться Повздовжній насув. На 30-кілометровій ділянці за даними [Стовба и др., 2006] знаходяться чотири насуви. Така складна геологічна структура пояснюється глибинною будовою. За результатами рішення оберненої динамічної задачі під Ялинським насувом був виявлений мантійний прорив на глибині 36 км з інтрузією розплавленої магми. На рис. 4.16 зображено геологічний об'єкт, який залягає із змінним нахилом, занурюючись під кристалічну кору Приазовського масиву. Загальна довжина виявленої структури 12,6 км. Починаючи з 5 км нахил крівлі структури змінює кут, вона перестає бути монолітною, з'являються різні за розміром блоки. Перепад за висотою між найнижчою і найвищою точкою більше 3 км. На 720


Рис. 4.16. Місце розущільнення границі Мохо і проникнення мантійних порід у нижню кору.

4.4.2. Будова Воронезького кристалічного масиву під границею Мохо

Найглибша ділянка, на якій виділяються чіткі структурні закономірності, на площі більше 80 км², знаходиться під Воронезьким кристалічним масивом на глибині 34,5–40 км (рис. 4.17). Вона є частиною швидкісного тіла, виділеного за швидкісною моделлю DOBRE-99. На цій ділянці бачимо різнонаправлені протяжні відбиваючі границі, найдовша з яких майже 9 км. Одне з можливих пояснень такого явища – наявність крихких розломів або тріщин, в яких міжрозломний простір заповнений низькопоглинаючим заповнювачем. Аналогічне місце, але з меншою кількістю прямолінійних границь, можна побачити під місцем розущільнення границі Мохо (рис.4.16).



Рис. 4.17. Лінійні структури високошвидкісного тіла, виявлені на глибині 35–40 км під Воронезьким кристалічним масивом.

4.4.3. Розломно-блокова структура границі Мохо під центральною частиною Донецької складчастої споруди

За алгоритмом розв'язання оберненої динамічної задачі із визначення розломно-блокової структури було опрацьовано центральну ділянку профілю СГТ, яка знаходиться під Зуївською антикліналлю, Чистяково-Сніжнянською синкліналлю, Головною антикліналлю і частково Боково-Хрустальською синкліналлю ДСС. Загальна довжина ділянки — 42 км. Умовний центр знаходиться південніше Головної антикліналі Донбасу на глибині близько 40 км. Обрана ділянка обведена фіолетовим прямокутником у межах 70,85–112,65 км профілю за горизонталлю, час $t = 9 \div 14$ с за вертикаллю (див. рис. 4.5).



Рис. 4.18. Вибрана ділянка сейсмічного профілю СГТ обведена фіолетовим прямокутником (рис.4.5): а – вхідні сейсмічні дані з відміченими осями синфазності від границі Мохо (сині лінії) і високошвидкісного тіла (зелені лінії); б – часовий розріз згасання енергії сейсмічних хвиль з відображенням геологічної будови границі Мохо; в – розломно-блокова структура переходу кора–мантія. Червоні лінії – розломи, сині – відбиваючі границі геологічних горизонтів.

У публікаціях [Maystrenko et al., 2003] часовий проміжок 11–13 с визначено як межу Мохо (див. рис. 4.5). Вона відображається у вигляді серії практично горизонтальних відбивних меж під фундаментом нижньої кори (див. рис. 4.18, *а*). Товщина цієї межі – близько 5 км. Північніше Головної антикліналі на часі 9–11 с виділено ділянку (зелені лінії), яка належить високошвидкісному тілу.

На рис. 4.18, б, в показано результат розв'язку оберненої динамічної задачі із визначення розломно-блокової структури у зоні переходу нижня кора-верхня частина мантії [Гринь, 2019]. На відміну від кінематики (геологічні горизонти зображені у вигляді просторово-протяжних кореляційних осей синфазності відбитих хвиль) динаміка відображує геологічний розріз, в якому враховано фізико-геологічні властивості порід. Це суттєво просторові збільшує інформативність переважно за рахунок вияву складних за формою і морфологією геологічних об'єктів, які сформували хвильове поле. Зазвичай врахування різних поглинальних властивостей складових однієї геологічної структури дає змогу відтворити (проінтерпретувати) їхню будову з високою роздільною здатністю на великих глибинах. У кінематичних задачах амплітуда коливання також є дуже важливим ідентифікаційним атрибутом — відсутність чітких відбиттів означає відсутність зміни властивостей середовища. Однак під час проходження фронту сейсмічної хвилі через гірські породи обов'язково відбуваються зміни у спектральному складі сейсмічної хвилі за певних умов, як зазначено вище, навіть за підвищення енергії високочастотної складової. Отже, фізична основа методу полягає у швидкій просторовій зміні частотного наповнення хвильового сейсмічного поля.

Розріз згасаючих властивостей середовища за даними методу СГТ і картування зсувних розломів і тріщин з міжблоковим заповненням був обчислений на всій обраній ділянці (2400 трас — 42 км) у часових проміжках 9—11, 10—12, 11—13, 12—14 с. В такий спосіб забезпечувались перекриття й незалежне виділення контурів відбивних поверхонь і розломів з виключенням фактора суб'єктивізму.

З геодинамічної позиції цю територію можна поділити на дві рівні ділянки, будова яких принципово різниться. Лінія поділу проходить приблизно на 91,5му кілометрі профілю. Для лівої частини характерна блокова, сильно розконсолідована поверхня межі Мохо. Ця частина, можливо, зазнала впливу двох явищ — мантійного діапіризму [Lyngsie et al., 2007] і пізнішого горизонтального стискання. У центрі цієї частини профілю на часі 9—10 с залягає монолітний блок, під яким розміщується, ймовірно, нестиснений діапір з проявами купольної складки [Полянский и др., 2016]. По обидва боки блока об'єкти (або їхні залишки) також мають діапіроподібну будову. У межах Донбасу мінімальна товщина кори становить близько 15 км [Maystrenko et al., 2003], тому під нею можливі прояви мантійного діапіризму [Чекунов и др., 1991].

У правій частині рис. 4.18, *а* зображено ділянку профілю, в межах якої також помітні наслідки сил стискання, однак тут вони не зруйнували межу, а лише виявились у формуванні складчастих структур. Гірські породи межі Мохо мають шарувату структуру і утворюють прогин з невеликими кутами піднімання його країв. Така відмінність у геологічній будові пояснюється наявністю під межею Мохо монолітних мантійних блоків $t = 12,5 \div 14,0$ с; x = 90 $\div 112,9$ км). Детальну розломно-блокову будову бачимо на рис. 4.18, *б*, де зображено контури діапіроподібних об'єктів, складчастих структур і систему розломів, які формували складні геодинамічні явища, що відбувались у корі.

4.4.4. Модель геологічних об'єктів, реконструйованих за даними методу визначення розломно-блокової структури за сейсмічними даними

Наявність крупних об'єктів на шляху проходження сейсмічного фронту породжує однотипність і певну закономірність в аномаліях згасаючих властивостей хвильового поля, оскільки вони мають однакові фізичні властивості. Зазвичай такі об'єкти виділяються у хаотичному полі, де немає корисної інформації або вона надто слабка, щоб бути виявленою.

Для побудови форми об'єкта використовуються аномалії частотозалежного згасання енергії сейсмічних хвиль і розломи з відбиваючими границями (див. рис 4.6). Розломні структури, за якими відбувається розгрузка кінетичної енергії стиснення, зазвичай огинають моноліті блоки, що є додатковим ідентифікатором для їх виявлення.

У верхній частині розрізу, зокрема в осадовому чохлі, велика кількість мілких об'єктів, складчастих конструкцій, скидів, насувів, тому виділяються спочатку регіональні об'єкти, а потім, підвищуючи детальність, мілкіші. У нижній корі та мантії спочатку виділяються невеликі найконтрастніші геологічні об'єкти, з яких поступово вибудовуються регіональні геологічні структури.

Для прикладу на рис. 4.19 зображено частину будови коромантійної суміші та нижньої частини кори на 70–95 км профілю DOBREfraction2000.



Рис. 4.19. Модель геологічних об'єктів, реконструйованих за аномаліями частотозалежного згасання енергії сейсмічних хвиль.

4.5. Кінцева розломно-блокова модель геологічного середовища за даними методу визначення розломно-блокової структури за сейсмічними даними

Відтворюючи будову у вигляді геологічних об'єктів від простих до складних, від неглибоких до найглибших, переходимо до пооб'єктного представлення. Фактично, геологічний розріз в кінцевому варіанті представляють не у вигляді фізичних властивостей середовища, а у вигляді монолітних структур, різновікових і різнонаправлених груп розломів і заповнювача, який приймає форму твердих структур. Тобто розріз має геологічне, а не фізичне представлення, що полегшує пояснення геодинамічної історії його створення (рис. 4.20).

Аналізуючи результати об'єктно-орієнтованої моделі геологічного розрізу по профілю DOBREfraction2000 можна виділити наступні структурні елементи:

- зона розриву твердих мантійних порід (які, можливо, належать Воронезькому кристалічному масиву) знаходиться на глибині 40 км і має довжину 32 км;

- у зоні розриву проявляється мантійний діапіризм;

- коромантійна суміш має різну будову і структуру на різних ділянках;

- у короманійній суміші, яка залягає на Воронезькому кристалічному масиві, присутнє високошвидкісне тіло, можливо, міжпластовий діапір;

- середня і нижня кора під Донецькою складчастою спорудою складається з монолітних блоків, переміщених під час тектонічного стискання;

- між 65 і 75 км спостерігається зона вертикального видавлювання порід унаслідок тектонічного стиснення;

- у результаті вертикального видавлювання порід виникли чотири насуви – Старобешівський, Ялинський, Мушкетівський і Повздовжній;

- у південно-західній частині Донецької складчастої споруди геотектонічні процеси складкоутворення відбувались активніше, ніж у північно-східній, умовною межею поділу є Головна антикліналь.



Рис. 4.20. Розломно-блокова геологічна модель середовища по профілю DOBREfraction2000.

Блокове представлення геологічної будови дає змогу інтерпретатору виділяти зони з активними або помірними геодинамічними процесами, які сформували регіональну геологію, не розшифровуючи фізичний зміст фізичних моделей.

4.6. Комплексний аналіз геолого-геофізичних даних уздовж профілів – комбінованого DOBRE-99/DOBRE-2 і DOBREfraction2000

У геофізиці немає універсального методу, який би враховував всю мінливість фізичних властивостей середовища і з 100%-ною достовірністю міг би відтворити геологічну глибинну будову. Більшість фізичних полів, які використовуються в геофізиці, є інтегральними, тобто величина поля (теплового, електричного, сейсмічного) сформована впливом великої кількості об'єктів, які знаходяться в тривимірному просторі. Рішення обернених задач геофізики, враховуючи фізичну сутність інтерпретації, відтворюють нам лише розподіл фізичних властивостей середовища у просторі, інколи у часі. У результаті інтерпретації ми будемо мати модель, наближену до істинної геологічної будови, але не саму геологічну будову середовища.

Для створення максимально достовірної моделі середовища необхідно використовувати комплексування різних методів геофізики (з різними фізичними полями, методиками моделювання). У результаті створена модель буде мати території компромісу, де не буде протиріч між різними методиками, і території конфлікту, де результати інтерпретації будуть неузгодженими, суперечливими. Останні є місцем подальшої дискусії та пошуку спільного рішення. Задача комплексування – створити істину модель середовища, яка б узгоджувалась з усіма методами геофізики.

Комплексування вирішує ряд питань:

- сукупність різних фізичних параметрів в одній точці підвищує достовірність інтерпретації;

- зменшується вплив неоднозначності у рішенні обернених задач;

- частина пасивної інформації загального характеру перетворюється на уточнюючу;

- можливе визначення літологічного і хімічного складу порід, наприклад з порівняння розподілу швидкостей і густини горизонтів земної кори.

4.6.1. Співставлення результатів інтерпретації глибинних даних, отриманих за методикою СГТ та ГСЗ

З появою модифікованого методу СГТ, розрахованого на вивчення глибинної будови Землі, його почали використовувати паралельно з стандартним глибинним ширококутним методом ГСЗ. Ці два методи доповнюють один одного, дозволяючи під час створення моделі середовища рухатись у двох напрямках — від простої моделі до складної і від менш глибинної до більш глибинної. Поєднання високої роздільності методу СГТ з глибинністю методу ГСЗ дає змогу побудувати достовірнішу кінцеву модель геологічної будови [Roslov et al., 2009; Шаров, 2017] або у деяких випадках поставити додаткові запитання про достовірність окремо створених моделей.

У методі СГТ використовуються відбиті хвилі для вивчення відбиваючих властивостей середовища. Він особливо ефективний для вивчення будови горизонтальних або майже горизонтальних відбиваючих горизонтів, найперше в осадовому чохлі. До недоліків методу можна віднести його нечутливість до круто нахилених горизонтів або вертикальних розломів. Відсутність у будові середовища відбиваючих границь зі скачками швидкості, але маючих постійний градієнт швидкості, робить цей метод малоефективним у їх вивченні. Через малу довжину годографів їх важко використовувати для швидкісних характеристик середовища [Каракин и др., 2003].

При дослідженні кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи по лінії профілю DOBRE'99 методом СГТ чітко виділяються крівля (в прибортовій частині) і місцями підошва фундаменту. Під центральною частиною Донецької складчастої споруди відбиття є незначними через велику товщину осадового чохла і високі поглинальні властивості порід, або відсутність достовірних швидкостей для міграції на таких глибинах. Також можна виділити коромантійну суміш, ідентифіковану як границя Мохо та високошвидкісне тіло. Розріз СГТ практично рівномірно заповнений короткими відбиваючими горизонтами, кути нахилу яких стали основою для побудови розломно-блокової структури цього регіону [Maystrenko et al., 2003]. Локальна відсутність границі Мохо і нечіткість виділених границь за даними СГТ можуть бути пов'язані з багатьма чинниками, зокрема зі складним рельєфом поверхні границі, зміною відбивних і поглинальних властивостей нахилом. Малі бази сумування не завжди дають змогу впевнено виділяти цю границю в складних і глибинних частинах розрізу. Дані ГСЗ натомість є більш усереднюючими і точнішими для встановлення структури короманійної суміші (границі Мохо) [Шаров, 2017].

Пряме порівняння результатів інтерпретації <u>неможливе</u> через дві причини: по-перше, профіль СГТ за вертикальну вісь має здвоєний час *t*, а профіль ГСЗ представлений по глибині; по-друге, профіль СГТ відображає геологічний розріз, а профіль ГСЗ має вигляд швидкісної моделі, яка показує реальний

розподіл швидкостей у кожній точці простору. Швидкісна модель не відображає середовище, оскільки не визначено ні його склад, ні структуру, а лише один з його фізичних його параметрів – швидкість розповсюдження пружних хвиль [Каракин и др., 2003]. Для оцінки петрологічних характеристик порід використовують відношення швидкостей повздовжньої хвилі до поперечної V_p/V_s [Пашкевич и др., 2018], за якими чітко виділяються верхня, середня, нижня кора і коромантійна суміш. Також можна обчислити коефіцієнт Пуассона (коефіцієнт поперечної деформації). Він характеризує можливість середовища до деформації:

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)},$$

де v – коефіцієнт Пуассона, V_s – швидкість поперечної та V_p – швидкість повздовжньої хвилі. Він змінюється в межах від 0 до 0,5, наприклад, для гірських пружньокрихких порід $v = 0 \div 0,25$, пористо-пластичних, солевмісних – $v = 0,30 \div 0,35$.

Для порівняння двох типів моделей необхідно привести їх до «спільного знаменника», яким можуть бути вертикальні координати по часу або по глибині. Перерахунок даних СГТ у глибину потребує наявності точного розподілу швидкостей у просторі, зокрема і на великих глибинах, яких із зрозумілих причин немає. Недостовірні швидкісні дані призведуть до появи артефактів і «розмивання» відбиваючих границь. Тому простіше перерахувати модель у часову область, маючи глибину і швидкість, незважаючи на деформацію розмірів геологічних структур. Так. В східній частині чорноморського басейну найглибша точка знаходиться на t = 9 с (при швидкості 3500 м/с), в Донецькій складчастій споруді – t = 8 с при швидкості 6500 м/с. Однак для виявлення ділянок неспівпадіння між геологічною будовою і швидкісною моделлю таке цілком прийнятне.

На рис. 4.21 можна побачити невідповідність між двома моделями як для Донецької складчастої споруди, так і для Скіфської плити, де контури швидкостей не співпадають з відбиваючими границями. Тут чітко проявляється особливості методу СГТ не помічати слабо градієнтне за швидкостями середовище і формування контурів, в даному випадку фундаменту басейнів, за найконтрастнішими слабонахиленими відбиваючими границями.



Рис. 4.21. Комбінований профіль DOBRE-99 і DOBRE-2: а – геологічний розріз за даними СГТ і швидкісна модель за даними ГСЗ (перерахована у часову область); б – накладені профілі для виявлення відмінностей у геологічній і швидкісній моделях.

На частині швидкісної моделі (рис. 4.22, а) профілю DOBRE-2 виділяється швидкісна аномалія, за якою на глибині 30 км присутні швидкості 6,2–6,4 км/с. Горизонтальні розміри аномалії – 180 км. Такі самі швидкості на відстані 20 км (80-й кілометр профілю) знаходяться на глибині 10 км. Тобто очевидним є факт наявності геологічного об'єкта, який причетний до формування крупної швидкісної аномалії. Однак на часовому розрізі СГТ (див. рис. 2.23, б) будь-які тіла, які б могли пояснити аномалію, відсутні.

Крім цього, на швидкісній моделі відсутні будь-які прояви контрастної границі, яку виділяє метод СГТ, на схилі Воронезького кристалічного масиву (рис. 4.22, б).

Отже, бачимо серйозну неузгодженість у фізичних моделях, які потребують додаткового пояснення і без якого неможливе істинне відтворення геодинамічної історії регіону.



Рис. 4.22. Порівняння двох фізичних моделей – DOBRE-2 і DOBRE-99: а – швидкісна модель, порахована по профілю DOBRE-2 (глибина виражена у кілометрах), б – накладені два профілі: профіль DOBRE-2 (глибина перерахована у час) і профіль DOBREfraction2000 (сірий, глибина виражена у часі).

4.6.2. Будова літосфери за комплексними даними по профілю DOBRE-99/DOBRE-2

Вздовж профілю DOBRE-99/DOBRE-2 проведено комплексну геологогеофізичну інтерпретацію [Пашкевич и др., 2018] будови літосфери з використанням геофізичних даних – сейсмічних даних ГСЗ та глибинного СГТ, магнітного, гравітаційного, теплового полів, даних спонтанної електромагнітної емісії Землі (СЕМЕЗ), сейсмотомографії. Профіль такої довжини і з такою кількістю тектонічних структур різного віку і походження має велике наукове значення (рис. 4.23).

Для комплексної інтерпретації використовувалась загальна швидкісна модель, отримана з наступних вхідних даних [Пашкевич и др., 2018]:

- даних ширококутних досліджень, описаних у роботі [Starostenko et al., 2017];

- карта магнітного поля 1:100000 і результати 2D і 3D магнітного моделювання [Кутас, Пашкевич, 2000; Орлюк и др., 2009];

карта гравітаційного поля ∆д в редукції Буге мастабу 1:100000 [Кутас и др., 2018], результати сейсмогравітаційного моделювання по профілю DOBRE-2 [Старостенко и др., 2019] та по профілям Донецькою складчастою спорудою та на південному схилі Воронежськького кристалічного масиву [Старостенко та ін., 2019]

- теплове поле, розподіл теплового потоку в літосфері;

неоднорідність поля спонтанної електромагнітної емісії Землі [Захаров и др., 2014];

- 3D Р-швидкісна модель мантії за даними регіональною сейсмотомографією [Гинтов и др., 2014].

Використання магнітного поля дає змогу відобразити структурну будову верхньої частини кори, його аномальні значення – вивчати просторове розташування глибинних розломів, системи розломів та їх морфологію. Інтенсивність локальних аномалій пов'язана із типом їх джерел. Використовуючи аномальне магнітне поле паралельно з гравітаційним по загальновідомим ознакам проявлення розломів в потенціальних полях було уточнено положення і будову головних розломів, які пов'язані з глибинною будовою земної кори. Гравітаційне поле показує сумарне значення від впливу осадових порід і кристалічної кори. Вплив кристалічної кори на інтенсивність гравітаційного поля залежить від глибини залягання його підошви та його хімічного складу. Використання теплового поля дозволяє виділяти області з впливом на них мантійних динамічних процесів і наявності розломних зон, в яких часто формуються локальні аномалії теплового потоку. Під монолітними платформами теплове поле зазвичай має низькі значення. Високі – в місцях формування областей плавлення, глибинних теплових потоків, активізації глибинних розломів, діапірових структур. Понижений рівень теплового поля спостерігається через опускання земної кори і накопичення потужного осадового чохла.

Мінімальні значення температури на загальному профілі фіксуються під Воронезьким кристалічним масивом і Приазовським блоком, високі – під Південно Чорномоським басейном і Індоло-Кубанським прогином, центральною і південною частинами ДСС [Пашкевич и др., 2018].

Хімічний склад елементів кристалічної кори уздовж профілю був отриманий у результаті порівняння розподілу швидкостей і густини горизонтів земної кори з експериментальними вимірами V_p і ρ кристалічних порід, а також узагальнення даних лабораторних вимірів V_p різних типів порід кратонів світу [Christensen, Mooney, 1995].

Аналіз магнітного, гравітаційного і теплового поля з врахуванням 2D гравітаційного моделювання показав [Пашкевич и др., 2018], що консолідована кристалічна кора розділена на верхню (гранітну), середню (діоритову) і нижню (базальтову). Нижня границя верхньої кори має швидкості $V_p = 6,3 \div 6,4$ км/с, густину $\rho = 2,75$ г/см³, середня – $V_p = 6,8$ км/с, $\rho = 2,9$ г/см³, нижня з коромантійною сумішшю – $V_p > 7,0$ км/с, $\rho > 3,04$ г/см³ [Корчин и др., 2013]. Виділене високошвидкісне асиметричне тіло під ДСС має швидкості $V_p = 6,8 \div 7,0$ км/с та $\rho = 3,04 \div 3,20$ г/см³. У мантії виділяється горизонт з підвищеною

густиною, у якому швидкість і густина змінюються з півночі на південь (V_p від 8,3 до 8,0 км/с, ρ від 3,39 до 3,33 г/см³).

За даним сейсмічної томографії [Цветкова и др., 2017] було проведене районування верхньої мантії за швидкостями. Рельєф астеносфери, виділений за даними геотермії і АЗЄМЄЗ, співпадає з поверхнею, виділеною за швидкостями. Під Воронезьким кристалічним кристалічним масивом, зафіксована Донецькою складчастою спорудою, Азовським масивом високошвидкісна верхня мантія.



Рис. 4.23, а. Комплексна модель літосфери, для побудови якої серед інших використовувалась швидкісна модель по профілю DOBRE-99/DOBRE-2 [Пашкевич и др., 2018].

Вперше уздовж профілю DOBRE -99/DOBRE-2 була створена комплексна модель кристалічної літосфери як складової частини геодинамічної моделі і встановлено її різний склад у межах структурних геологічних одиниць. Проведене комплексне геолого-гефізичне дослідження дало змогу отримати нову інформацію про особливості будови літосфери, тектонічних структур і перехідних зон, вплив глибинних розломів на формування осадового приповерхневого чохла.



Рис. 4.23, б. Умовні позначення до рис.4.23, а [Пашкевич и др., 2018].

Комплексування різних моделей середовища, побудованих з використанням різних фізичних полів, призводить до побудови практично ідентичної геологічної будови. У деяких місцях моделі є неузгодженості й протиріччя. У таких місцях є неоднозначності (а в деяких випадках і протиріччя), наприклад по глибині залягання горизонтів або швидкостям (густині) розповсюдження сейсмічної хвилі в них. Все ще залишаються питання стосовно положення границі Східноєвропейської платформи, швидкості в короманійній суміші та ін.

Такі неузгодження (протиріччя) вказують конкретні напрямки подальшого вдосконалення різних методик по обчисленню моделей.

4.6.3. Порівняння моделі, обчисленої за методом визначення розломноблокової структури середовища, і кінематичної моделі DOBREfraction2000

Для порівняння розломно-блокової моделі (будова представлена у вигляді геологічних об'єктів) і моделі, побудованої за даними СТТ (геологічний розріз представлений відбиваючими границями або їх кореляцією на великі відстані), накладемо їх одна на одну в однаковому масштабі (рис. 4.24).

Легко помітити велику спорідненість у більшості елементів геологічної будови, визначених за різними методами. Нахили об'єктів, які породжують групи відбиттів, співпадають з нахилом контрастних відбиваючих границь. Наприклад, короткі синфазні відбиття (сині лінії), отримані від границі Мохо, майже ідеально повторюють форму і структуру коромантійної суміші, відтвореної у вигляді різних за генезисом об'єктах. Зокрема, це видно в центральній частині – області мантійного діапіризму або високошвидкісного тіла (правий кут, зелені лінії). Високий ступінь співпадіння спостерігається і в будові фундаменту Донецької складчастої споруди, де повторюється положення розломів, положення окремих монолітних блоків та їхній нахил. Співпадає структура верхньої часини розрізу, зокрема будова насувів, положення синкліналей Донецької складчастої споруди і гранітного Азовського блока.



Рис. 4.24. Порівняння моделі у вигляді розломно-блокової структури і кінематичної будови, отриманої за даними СГТ.

4.6.4. Порівняння будови геологічного розрізу трьох моделей – швидкісної DOBRE-2, кінематичної DOBREfraction2000, розломноблокової

Додамо до двох вищеописаних моделей ізолінії третьої – швидкісної моделі (рис. 4.25). В такий спосіб ми отримуємо інформацію про один геологічний глибинний розріз трьома різними моделями, які в своїй основі мають різну фізику і доповнюють уявлення про детальну будову геологічно складного регіону України. Всі моделі представлені у часі, тому співрозмірні.



Рис. 4.25. Накладені три моделі з різними фізичними властивостями. Салатові лінії – ізолінії швидкостей швидкісної моделі за даними профілю ГСЗ DOBRE-99.

На глибині 45 км присутній відбиваючий горизонт, який співпадає з одним з трьох температурних максимумів [Пашкевич и др., 2018], що свідчить про наявність мантійних високотемпературних порід. Положення відбиваючого горизонту співпадає з положенням місця з мантійним діапіризмом.

Високошвидкісна зона (див. рис. 4.22, а) з швидкостями ~ 7,0 км/с проходить практично по границі Мохо, охоплюючи високошвидкісне тіло, яке лежить на Воронезькому кристалічному масиві (глибина 29–33 км).

Горизонтальний градієнт зміни швидкості низькошвидкісної зони під Старобешівським, Ялинським, Мушкетівським та Повздовжнім насувами пояснюється складчастою зоною з наявним видавлюванням розущільнених мас у верхні шари кори та, ймовірно присутність гранітів верхньої кори Азовського масиву, затягнутих під Український щит.

Висновки до Розділу 4

Розроблений метод по визначенню розломно-блокової структури геологічного середовища використано для рішення фундаментальної задачі геофізики – встановлення глибинної будови південно-східної частини України по лінії профілю DOBRE-99. Основна задача, реалізована у цьому розділі – визначення коефіцієнта згасання енергії сейсмічної хвилі, яка проходить через геологічні тіла і відтворення середовища у вигляді трьох типів об'єктів розломів (з міжрозломним заповнювачем), відносно монолітних блоків з чітко окресленою формою та заповнювача, який приймає форму оточуючих тіл. Таким чином відпадає необхідність інтерпретації фізичної складової геологічного розрізу.

Детальність методу відповідає детальності сейсмічних даних, це дало змогу вперше перейти від загальних фізичних властивостей середовища до конкретної форми окремих геологічних тіл. Наведено приклади будови осадового чохла, кори, короматнтійної суміші та верхньої частини мантії. Зокрема, у будові границі Мохо виявляються складки стискання, насуви і характерні куполоподібні структури, які, можливо, пов'язані з мантійним діапіризмом. Розломи, що утворились на глибинах переходу кора-мантія, мають регіональний характер, безпосередньо впливають на блокову будову кори і формують Донецьку складчасту споруду. Спостерігаються два різні механізми формування середньої і нижньої кори під цією спорудою. У південно-західній частині переважали магматизм і стискання, у північносхідній — сили стискання з незначним проявом міжпластового магматизму і формуванням високошвидкісного тіла.

Запропонованим методом визначення розломно-блокової будови середовища виділяються тонкі протяжні об'єкти, пов'язані з розломними структурами. Один з ідентифікаторів – різка зміна поглинальних властивостей сусідніх порід у просторі, яка з'являється у випадку зсувних розломів або тектонічних порушень. Інший вид розломів, які чітко проявляються на результатах обробки – розломи з заповнювачем цементом та залишками уламків породи, або проникненням магми у міжрозломний простір. Наприклад, такі лінійні структури виділяються на глибині 35–40 км

Проведено співставлення швидкісної і геологічної моделі по ліні комбінованого профілю DOBRE-99/DOBRE-2, довжина якого 770 км. Для цього швидкісну модель, пораховану за даними ГСЗ і представлену у глибині, було перераховано у часову область, яка є стандартною для моделі геологічної будови, побудованої за даними СГТ. унаслідок цього виявлено місця неспівпадіння двох моделей. Вони пов'язані переважно з відображенням у моделях принципово різних фізичних властивостей ґрунтів. Поєднання двох моделей по одному профілю дає змогу зробити комплексний аналіз результатів моделювання сейсмічними методами. Зокрема, виявлено розходження в Донецькій складчастій споруді та в районі Азовського валу. У районі східної частини чорноморської западини та Кримсько-Кавказької інвересійної зони за

результатами комплексування виділяються області з узгодженою геологошвидкісною будовою кристалічного фундаменту.

Вперше сейсмічні дані ГСЗ використовувались для комплексної геологогеофізичної роботи по вивченню будови літосфери, тектонічних структур і перехідної зони різними методами до глибини 220 км.

Зіставлено три глибинні моделі, які доповнюють одна одну, пояснюючи детальну будову та неузгодженості між ними.

Список використаних джерел до Розділу 4

1. Стовба С.Н., Старостенко В.И., Ляшкевич З.Н., Сэйнтот А. (2006). Изучение динамики и геологических процессов Днепровско-Донецкого палеорифта. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Москва: Геокарт-ГЕОС, С. 307—314.

2. Гинтов О. Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.*, 36(5), 26—63. https://doi.org/10.24028/ gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568.

3. Гончар В.В. (2019) Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции). *Геофиз. журн., 41*(5). DOI: <u>https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.184444</u>.

4. Гринь Д.М. (2020а) Глибинна будова Ялинського насуву ДДЗ за даними сейсмічного профілю DOBREfraction-2000. *Доповіді НАН України*, (2), 45–51.

5. Гринь Д.М. (2019). Методика визначення просторового поширення малоамплітудних розломів і тріщин у тонкошаруватому вуглевмісному геологічному середовищі. *Геофиз. журн.*, *41*(5), 190–215.

6. Гринь Д.М. (2020б). Розломно-блокова будова границі Мохо під центральною частинною Донецької складчастої споруди (по лінії сейсмічного профілю DOBREflection2000). *Геофиз. журн.*, *42*(5), 193–204. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215083.

7. Захаров И. Г., Кулинич М. С., Лойко Н. П., Федотова И.Н., Черняков А. М. (2014). Исследование земной коры вдоль региональных профилей "Dobre" и "Dobre-2" методом спонтанной электромагнитной эмиссии Земли. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, (3), 49—60.

8. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. (2003). Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. Москва: Государственный научный центр Российской Федерации – ВНИИгеосистем, 222 с

9. Корчин В. А., Буртный П.А., Коболев В.П. (2013). Термобарическое и петробарическое моделирование в геофизике. Киев: Наук. думка, 302 с.

10. Кутас Р.И., Орлюк М.И., Пашкевич И. К., Бурахович Т.К., Макаренко И.Б., Бугаенко И. В. (2018). Глубинное строение территории Украины по современным геофизическим данным. Общие сведения. В кн.: Очерки геодинамики Украины. Ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтов. Киев: Изд-во "В1-ЕН-ЕЙ", С. 17—23.

11. Кутас Р.И., Пашкевич И.К. (2000). Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ). *Геофиз. журн.*, 22(4), 21—36.

12. Орлюк М.И., Пашкевич И. К., Лебедь Т.В. (2009). 3D магнитная модель земной коры Азово-Черноморского региона. *Геофиз. журн.*, *31*(5), 102—114

13. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., Гринь Д.Н., Старостенко В.И., Яник Т. (2018). Строение литосферы по комплексному анализу геологогеофизических данных вдоль профиля DOBREfraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа — Восточно-Черноморская впадина). *Геофиз. журн.*, 40(5), 98-136. doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.20 18.147476.

14. Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г. (2016). Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры. *Геология и геофізика*, *57*(6), 1073—1091. doi: 10.15372/GiG20160601.

15. Полівцев А.В. (2010) Геологічні висновки з розподілу вертикальних голоценових рухів по профілях Dobre та Новопавлівка-Шахтарськ.

Геотехническая механика: Межвед. сб. науч. тр. Днепропетровск: ИГТМ НАНУ, Вип. 87. С. 218-230.

16. Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Куприенко П. Я., Савченко А. С., Легостаева О. В., (2019). Плотностная неоднородность земной коры Черноморской мегавпадины и прилегающих территорий по данным трехмерного гравитационного моделирования. І. Региональное распределение плотности на разных глубинах. *Геофиз. журн., 41*(4), 3-39. https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i4. 2019. 177363.

17. Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. (2017). Сейсмическая визуализация плюмов и сверх глубинных флюидов мантии под территорией Украины. *Геофиз. журн., 39*(4), 42—54. <u>doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i4.2017.107506</u>.

18. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Гарецкий Р.Г., Гутерх А., Харитонов О. М., Ельченко Т. В., Град М., Красовский С. С., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Оровецкий Ю.П., Сологуб Н.В. (1991) Геотрансект Балтийское море—Черное море. *Геофиз. журн.*, *13*(2), 3—14.

19. Шаров Н. В. (2017). Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 173 с.

20. Carpentier S.F.A., Roy-Chowdhury K, Stephenson R.A, and Stovba S. (2009). Delineating tectonic units beneath the Donbas Fold Belt using scale lengths estimated from DOBRE 2000/2001 deep reflection data. *Journal of geophysical research*, *114*, B10315. doi:10.1029/2008JB006124.

21. Christensen, N.I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust. A global view. *Journal of Geophysical Research*, *100*, 9761—9788. doi:10.1029/95JB00259.

22. DOBREflection-2000 and Dobrefraction'99 Working Groups, 2002. DOBRE Studies Evolution of Inverted Intra-cratonic Rifts in Ukraine. *EOS* (Transactions, American Geophysical Union), *83*(30), 323, 326-327.

23. Grad M., **Gryn D**., Guterch A., Janik T., Keller R., ..., Stovba S., Thybo H., Tolkunov A. (2003). "DOBREfraction99" – velocity model of the crust and upper

mantle beneath the Donbas Folder (East Ukraine). *Tectonophysics*, 371, 81–110.

24. Lyngsie, S.B., Thybo, Y., & Lang, R. (2007). Rifting and lower crust reflectivity. A case study of the intracratonic Dnieper-Donets rift zone, Ukraine. *Journal of Geophysical Research*, *112*, B1240. doi: 10.1029.2006JB004795.

25. Maystrenko Yu., Stovba S., Stephenson R., Bayer U., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher Ch., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A., (2003). Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine. *Geology*, 31(8), 733–736.

26. Menyoli E., Gajewski D. (2002). A strategy to image tectonically complex areas using CRS stack and prestack depth migration. Annual WIT report, 17–25.

27. Menyoli, E., Gajewski D., Hubscher C. (2004). Imaging of complex basin structures with the common reflection surface (CRS) stack method. *Geophysical Journal International*, *157*, 1206–1216. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02268.x

28. Privalov V. A., Sachsenhofer R. F, Izart A, Panova E. A. (2008). Coalbed methane in the Donets Basin. *Наукові праці ДонНТУ. Серія «Гірничо-геологічна»*, (7), 170–178.

29. Roslov Yu.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I. (2009). Deep seismic investigations in the Barents and Kara Seas. *Tectonophysics*, 472, 301–308.

30. Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., ... Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199–220). Geol. Soc. London, Special Publ. 428.

31. Starostenko, V.I., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Thy bo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legosta e va, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International, 201*, 406–428. doi:10.1093/gji/ggv018.

РОЗДІЛ 5. РІШЕННЯ ПРИКЛАДНИХ ЗАДАЧ СЕЙСМІКИ З ВИКОРИСТАННЯМ МЕТОДУ ВИЗНАЧЕННЯ РОЗЛОМНО-БЛОКОВОЇ СТРУКТУРИ

Вивчення будови геологічного середовища незалежно від кінцевої мети дослідження потребує детального оконтурення консолідованих блоків і розконсолідованого середовища з розташуванням «павутини» розломів і тріщин, їх просторової дислокації і глибини поширення.

Елементарний розлом (розрив) складається із зміщених у просторі пластів, зони внутрішньопластових деформацій та подрібнених осадових порід з підвищеною тріщинуватістю і зміною фізичних властивостей. За глибиною поширення і розмірами розломи більші за тріщини. Тріщина (зона розривного порушення в осадових породах) — це просторовий геологічний об'єкт, довжина якого найчастіше набагато більша за ширину. Пошук і просторова локалізація (трасування) внутрішньоблокових розломів і тріщин є надзвичайно складним завданням. Це пов'язане з відстеженням місця їх зародження і просторового розростання, утворення нових тріщин і їх поступового зникнення. Ускладнюючим чинником є також наявність неглибоких місцевих розломів, які утворювалися під час формування складок, насувів, скидів, під впливом були розрізані давніми глибинними тектонічних процесів активними розломами.

Розломи — це шляхи міграції вуглеводнів до нафтогазових пасток, в яких формуються родовища нафти і газу. Проте для вугледобувної промисловості розломи та пов'язані з ними скиди й насуви є надзвичайно серйозною Якщо проблемою i небезпекою. шахтне поле складається порід. 3 розущільнених розломами, то трапляються часті обвали, заводнення і загазованість. Шахти вимушені витрачати мільйони гривень на укріплення розломних зон, через які проходять гірничі виробки, встановлювати системи контролю появи метану, визначати місця його скупчення, вживати інші запобіжні заходи [Si et al., 2015]. Над вирішенням зазначених проблем працюють провідні наукові установи України, зокрема Інститут фізики гірських процесів НАН України, Національний гірничий університет, УкрНДМІ НАН України, Інститут геофізики НАН України.

5.1. Методика визначення просторового поширення малоамплітудних розломів і тріщин у тонкошаруватому вуглевмісному геологічному середовищі

У цьому розділі запропоновано методику визначення просторового поширення глибинних й приповерхневих розломних зон за методом визначення розломно-блокової структури середовища. Особливість методики полягає у високій роздільній здатності методу, що відповідає просторовій та частотній роздільній здатності сейсмічного запису методом спільної глибинної точки (МСГТ). Застосування цього методу дає змогу простежувати локальну зміну поглинальних властивостей середовища, пов'язаних з малоамплітудними розломами і міжблоковими зсувами та підземними шахтними об'єктами. Для розв'язання оберненої задачі як вхідний матеріал використовують сейсмічні дані МСГТ 3D, отримані ДГП «Укргеофізика» на шахтному полі шахти «Краснолиманська».

Розглянуто шахтне поле як складне геологічне тіло, де об'єктом вивчення є насуви, розломи і локальні тріщинуваті зони, а також можливість їх коректного вилілення сейсмічному хвильовому полі. Визначення V підземного розташування рукотворних об'єктів (за сейсмічними даними) та їх просторової прив'язки до найближчих розущільнених зон є важливим напрямком дослідження можливостей запропонованого методу. Як приклад наведено горизонтальних зрізів 3D куба поглинальних фрагменти властивостей середовища з відображенням можливих підземних об'єктів.

5.1.1. Розломи і тріщини шахтних полів

Пошук розущільнених зон, пов'язаних з розломами і тріщинами, є найприоритетнішим завданням вугільної геології. Зони розломів — основні постачальники метанових сумішей у шахту. Під час незначних тектонічних

рухів природного або техногенного характеру відбувається вивільнення, перерозподіл газів у геологічних горизонтах та накопичення у нових пастках. Ці процеси проходять постійно протягом мільйонів років, у результаті чого формуються родовища природного газу. В умовах вугільних басейнів під впливом урбаністичної діяльності людини процес міграції метану значно прискорюється. Як наслідок, підвищення його концентрації в шахті носить спонтанний, непрогнозований характер. Ситуація ускладнюється тим, що під час видобування вугілля з'являються нові пустоти (виробки), що спричинює розущільнення середовища і появу нових, незакартованих розломів, які, у свою чергу, є додатковими провідниками метану.

Метан стає вибухонебезпечним за його концентрації у повітрі 9—14 %. Особливо небезпечні раптові та непрогнозовані, тобто суфлярні виділення метану. Газ, що виділяється під час суфлярних викидів, складається на 80—95 % з метану з невеликим вмістом гелію [Вергельська та ін., 2011]. У шахті газовиділення триває від декількох годин до декількох років. Метан проникає із тріщин, пустот і розломів, які утворилися мільйони років тому, а також із тих, що виникли під час шахтних робіт унаслідок розгрузки пластів, перерозподілу внутрішньопластових тисків, просадки покрівлі. Суфляри геологічного походження генетично пов'язані з геологічними порушеннями (тріщинами, розломами). Їхні розміри збігаються з розмірами розконсолідованої частини порід в околі тріщини — від декількох десятків до декількох тисяч метрів. Зазвичай ці порушення простягаються перпендикулярно до напрямку залягання вугленосних пластів. Розконсолідованість і тріщинуватість геологічного середовища залежать насамперед від його фізико-хімічних властивостей. Тому зв'язок між суфлярними виділеннями метану і спостерігають прямий літологічним складом порід. Вуглевмісні породи (аргіліти, пісковики, алевроліти) — тверді та крихкі, в них утворюється велика кількість тріщин, більше, ніж у вапняку — м'якому та еластичному, в якому переважно формуються каверни й пустоти. У тріщинах і кавернах накопичується метан. На великих глибинах через високий тиск у геологічному середовищі малих (локальних) тріщин, через які тривалий час газ мігрував на земну поверхню, менше, ніж у верхній частині. Глибинні розломи мають регіональну протяжність і є провідниками газу з одних геологічних об'єктів в інші. Тому тривалість суфлярних викидів на великих глибинах може бути значною, з більшим та інтенсивнішим газовиділенням.

Шахтне поле шахти «Краснолиманська», яке є об'єктом дослідження входить до п'яти найбільших високопродуктивних і газоносних полів на Донбасі. Для безпечної роботи шахтарів на таких шахтах постійно здійснюють дегазацію вугільних пластів та інтенсивне провітрювання шахтних виробок [Si et al., 2015; Волкова, Шарина, 2016]. Незважаючи на всі зусилля, через неочікувані, суфлярні, викиди метану на шахті «Краснолиманська» траплялись аварії з вибухами метаноповітряної суміші та загибеллю шахтарів. Перша аварія сталась у 1959 р. під час будівництва шахти, на глибині 235 м, 2001 р. на глибині 750 м, 2004 р. — на глибині 997 м, 2007 р. — на глибині 900 м, 2008 р. — на глибині 845 м. 26 і 27 жовтня 2015 р. трапилась аварія з виділенням метану (внаслідок просідання гірського масиву) в ізольований відпрацьований простір 1-ї західної лави. Джерело займання метану — фрикційне тертя пісковику об пісковик у зонах геологічних порушень під час активізації тектонічних процесів [Минеев и др., 2016а,6].

5.1.2. Розташування шахти «Краснолиманська» і район проведення сейсмічних робіт

Ділянка робіт розташована у Добропільському та Покровському (Червоноармійському) районах Донецької області на території промислової діяльності вугільної компанії (ВК) «Краснолиманська». Червоноармійський вугледобувний регіон знаходиться на моноклиналі південно-західного крила Кальміус-Торецької улоговини. Поле шахти розташоване у висячому крилі Центрального насуву з амплітудою до 310 м, який є північно-західною межею шахтного поля. Моноклінальне залягання порід ускладнене диз'юнктивними порушеннями типу скидів з амплітудами до 95 м [Король, Скобенко, 2013; Волкова, Шарина, 2016]. Шахтне поле перетинають великі скиди — Глибокоярський, Федорівський, Грачевський, Грушевський, а також менші за амплітудами скиди № 1, 5, 6, 12, 15, 19.





б

Рис. 5.1. Карта з територією проведення сейсмічних робіт методом СГТ 3D (викопіровка плану гірничих виробок пласта 13 шахти «Краснолиманська»): *а* — карта з основними розломами навколо шахти «Краснолиманська» і геологічний розріз по лінії А—А (1 — Центральний насув, 2 — Красноармійський насув, 3 — Селідовський насув, 4 — Криворізько-Павлівський скид, 5 — Самарський насув, 6 — Муравський скид); *б* — карта місцевості з відзначеною територією проведення сейсмічних робіт (білий пунктир) і основними структурами (1 — Центральний насув, 2 — Глибокоярський скид, 3 — Грачевський скид, 4 — Федорівський скид, 5 — скид № 6, 6 — скид № 5, 7 — Грушевський скид).

5.1.3. Сейсмічні дані

Згідно з рішенням Урядової комісії з розслідування причин та ліквідації наслідків аварії, яка сталася на Державному підприємстві ВК «Краснолиманська» 23.05.2008 р., ДТП «Укргеофізика» провело сейсмічні роботи методом СГТ за технологією площинних сейсмічних робіт (рис. 5.1).

Матеріали сейсморозвідки 3D були підготовлені до інтерпретації партією обробки геофізичної інформації Технологічного центру ДГП «Укргеофізика». Розмір біну — 10×10 м. Куб 3D містить 152 траси за шириною та 361 трасу за довжиною, тобто спостереженнями покрито площу розміром $1,52 \times 3,61$ км, час запису — 1 с, дискретність за часом — 0,002 с. 3 метою підвищення роздільної здатності сейсмічних даних, отриманих у верхній частині сейсмічного розрізу, виконано польові експерименти (зниження енергії поверхневих хвиль-завад, а також оптимальної довжини розгортки зондувального сигналу, кількості накопичень, тривалості часу нарощування і спаду енергії збудження). Діапазон частот сейсмічних записів 30—120 Гц.

Дані, отримані на тонкошаруватому вуглевмісному середовищі з великою кількістю розломів і з підземними рукотворними шахтними об'єктами, є унікальними для України. Їх використовували і, напевно, використовуватимуть різні автори для відпрацювання методик виділення зон з підвищеним поглинанням як ознакою наявності розломів і місць накопичення метану.

5.1.4. Виділення розломів за сейсмічними хвильовими полями

Визначення місця розриву геологічного пласта розломом на сейсмічних записах за певних умов є надзвичайно складним завданням. У відносно спокійному сейсмічному полі від горизонтально- (або нахилено-) шаруватого середовища розломні структури проявляються у вигляді часового зміщення осей синфазності хвиль однієї групи щодо іншої. Чим більша амплітуда такого зміщення, тим чіткіше проявляється розлом. У складних геологічних умовах, особливо у верхній частині розрізу, впевнено виділити розломні зони практично неможливо. Для їх цільового пошуку додатково застосовують різні методи обробки первинних сейсмічних записів. Достатньо детально описано критерії виділення зони розривних порушень з використанням кінематичних особливостей поведінки хвильового поля [Ляховицкий, Невский, 1972; Пузырев и др., 1985; Оболенцева, Клем-Мусатова, 1986], а також методи пошуку поєднанням кінематичного і динамічного аналізів [Довбнич и др., 2012; Мендрий, Тяпкин, 2012; Тяпкин и др., 2018].

У разі *відбитих хвиль* за наявності скидів з великою амплітудою швидко послаблюються коливання і з'являються подібні за формою коливання із зсувом за часом. Залежно від характеру і потужності зони порушень осі синфазності, що прослідковуються по обидва боки від зони, можуть перекриватися або утворюють нову зону відсутності зображення. На сейсмічних записах інколи проявляються годографи дифракційних хвиль із слабкою енергетикою і початком у місці розриву відбивного горизонту [Шерифф, Гелдарт, 1987; Zhou, Hatherly, 2012]. У разі розриву товстого пласта з внутрішньодиференційованою структурою може утворюватися група швидко згасаючих хвиль однакової форми. Інколи реєструють хвилю, відбиту від нахиленої поверхні, яка утворена зоною розлому. Вісь синфазності такої хвилі круто нахилена.

При кореляції *заломлених хвиль* у разі вклинювання шарів і тектонічних порушень з'являються низькочастотні дифраговані хвилі, розриваються і зміщуються осі синфазності. Якщо джерело розміщується з боку піднятого крила скиду, то заломлена хвиля різко згасає і зникає. Біля розриву виникає хвиля з новою віссю синфазності, що зсунута у бік більших часів. Якщо джерело розміщується в межах нахиленого крила скиду, то хвильова картина менш чітка: при цьому також відбувається розрив синфазності й за скидом з'являється нова вісь, зсунута у бік менших часів [Wang et al., 2017].

Багато сучасних програмних комплексів з інтерпретації сейсмічних даних використовують для пошуку розломів набір так званих атрибутів — певних закономірностей, що з'являються (за відсутності артефактів і шумів різної природи) у хвильових полях тільки за наявності тріщинуватих зон [Chopra, Marfurt, 2007; Мендрий, 2013; Qi et al., 2019]. На геологічно нескладних ділянках для вирішення таких завдань можливе використання методу конволюційної нейронної мережі, який шляхом перебору певних параметрів визначає наявність розлому і кут його нахилу [Wu et al., 2018]. Виділення тріщинуватих зон без горизонтального або вертикального зміщення геологічних пластів за сейсмічними хвильовими полями практично неможливе. Основна проблема виявлення аномалій, пов'язаних з розломами, полягає у тому, що горизонтальна дискретність проведення сейсмічних робіт (відстань між точками спостереження) і горизонтальні розміри розломів майже однакові (рис. 5.2). Значне ускладнення також зумовлене вертикальною спрямованістю зони розущільнення, що, в свою чергу, призводить до відсутності відбиття сейсмічних хвиль від неї.



Рис. 5.2. Вертикальний часовий зріз сейсмічного хвильового поля 3D куба СГТ (профіль інлайн 80).

Найдетальніші дані стосовно геологічної будови можна отримати за допомогою аналізу керна свердловин та проведення каротажних робіт. Утім їхня просторова дискретність у складних геологічних умовах шахтних полів є недостатньою і просторове розміщення порушення таким методом виявити дуже складно. Через невелику кількість свердловин можлива некоректна інтерпретації даних і поява «штучних» розломів.

5.1.5. Підготовка сейсмічних даних СГТ 3D для обчислення поглинальних властивостей шахтного поля

У сейсмічному хвильовому полі шахтного поля відображаються природні

геологічні утворення та підземні об'єкти інфраструктури шахти. Тунелі, штреки, системи вентиляції породжують на сейсмічних записах високочастотні об'ємні дифраговані хвилі (оскільки їх розміри співмірні з довжиною хвилі СВІП-сигналів), які ускладнюють і без того складне хвильове поле тонкошаруватого розломного середовища. З метою спрощення сейсмічних даних перед розв'язанням оберненої задачі для обчислення поглинаючих властивостей середовища тривимірного куба сейсмічних даних [Гринь, 2001 а, б, 2011] було проведено процедури, передбачені алгоритмом визначення розломно-блокової будови геологічного середовища.

По-перше, виконано просторово-частотну фільтрацію сейсмічних даних СГТ 3D. Вона полягала у видаленні високочастотної складової із сейсмограм у діапазоні 100—120 Гц, що пов'язана переважно з рукотворними підземними об'єктами і відображена у вигляді дрібних і локальних аномалій або проявом методичних завад. У такий спосіб було спеціально зменшено роздільну здатність сейсмічних даних.

По-друге, використано модифікований різницевий метод для видалення із сейсмічних записів хвиль-завад різного походження і різної форми. Наприклад, це залишки низькошвидкісних недофільтрованих поверхневих хвиль (на початкових часах сейсмічних записів) або хвиль, що утворилися на клиноподібному розриві (ефект дифракції) відбивного горизонту та за різкої зміні його поглинальних властивостей.

На рис. 5.3, *а* зображено один з оброблених методом визначення розломноблокової будови поздовжніх профілів 3D куба, які використовували для вивчення можливості виділення розломних зон у вуглевмісному шаруватому середовищі. На ньому позначено розломи протяжністю понад 300 м. Загалом після видалення високочастотної складової чіткіше проявилися регіональні особливості геологічної будови. Як бачимо на рис. 5.3, б, залишкове хвильове поле містить *виключно* хвилі-завади, які є результатом недостатнього очищення вхідних сейсмічних даних. Деякі автори, наприклад [Zhou et al., 2017],



стверджують, що в місці дифракції виникають «згустки» енергії сейсмічних хвиль, які можна виявити і використовувати як ідентифікатори розломів.

Рис. 5.3. Вертикальний часовий зріз 3D куба поглинальних властивостей середовища (профіль інлайн 80): *а* — підготований до інтерпретації профіль із видаленим полем завад; *б* — залишкове поле.

5.1.6. Ідентифікація розломних зон за поглинаючими властивостями середовища

Виділення розущільнених зон із часових сейсмічних розрізів МСГТ доволі суб'єктивне і залежить від досвіду та уяви інтерпретатора. Неточність пов'язана з тим, що в попередній обробці сейсмічних даних було застосовано процедури підсумовування, і, як результат, горизонтальна роздільна здатність сейсмічних записів суттєво зменшилася, а межі розломної зони розмилися. Отже, для розв'язання такого класу задач, бажано додатково обробляти дані з метою підвищення роздільної здатності сейсмічних записів (наприклад, розв'язання обернених задач), а вже потім проводити інтерпретацію. Визначення дисипативних особливостей геологічного середовища відкриває перед інтерпретатором додаткові можливості щодо встановлення істинної геологічної картини в разі використання одного з важливих і інформативних параметрів середовища — поглинання. Крім загальної структурованості середовища за поглинальними властивостями (з точністю дискретизації сейсмічних даних) можна також відстежувати і деякі локальні структурні неузгодженості в горизонті, тобто різку зміну поглинальних властивостей в одному відбивному горизонті, які не проявляються у хвильовому полі, відбитого від нього.



Рис. 5.4. Приклади ідентифікаторів розломних зон, які виділяють у геологічному середовищі за часовими розрізами.

Основне завдання під час пошуку розломних порушень — виявлення і трасування середньоамплітудних (зміщення 20—100 м) і малоамплітудних (зміщення 10—20 м) порушень, насувів. Крім того, становить інтерес фаціальне заміщення (випадіння) окремих пластів або пачок пластів, що зумовлює змінення тонкошаруватої структури розрізу по обидва боки від зони заміщення, вклинювання пластів або пачок.

3 погляду просторової зміни дисипативних властивостей середовища основними ознаками для ідентифікації розломних структур можуть бути такі:
• розірваність відбивного горизонту (з однаковими поглинальними властивостями) і наявність тріщинозаповнювальних порід з відмінними

фізичними властивостями породами між двома частинами суцільного пласта порід у минулому (рис. 5.4, а);

- зміщення розірваних частин горизонту на деяку відстань один від одного за глибиною залягання або наявність насувів, клиноподібних форм (рис. 5.4, б, в);
- заповнення значної частини розломної зони породами або газорідинними сумішами, що приводить до утворення витягнутих аномалій, що продовжують напрямок просторового поширення розлому (рис. 5.4, г);
- корельованість тріщин на великих часових (глибинних) проміжках (рис. 5.4);
- площинне 3D підтвердження наявності тріщин, тобто присутність розлому не тільки за часовою, а й за просторовою координатою (наявність на сусідніх трасах), і, як наслідок, — чітке відображення блокової геологічної структури.



Рис. 5.5. Схематичне зображення можливих варіантів поєднання пластів з різними фізичними властивостями (для горизонтального і вертикального напрямків).

Наявність поглинальних властивостей геологічного середовища з високою роздільною здатністю дає змогу автоматизувати процес пошуку «контрастних зон», у межах яких різко змінюється величина поглинання на невеликій відстані у просторі.

На рис. 5.5 схематично зображено розірвані тектонічним рухом горизонти (зелений, жовтий, оранжевий) із зсувом. Отримано чотири варіанти поєднання горизонтів з різними фізичними властивостями.


Рис. 5.6. Поєднання горизонтальних і вертикального зрізів поглинальних властивостей середовища, визначених за сейсмічними даними куба СГТ 3D з поміченими точками розломних зон на верхній і нижній площинах.

Найменш інформативний варіант 1 (зріз 1) — розрив не проявляється, хоча він існує. Варіант 4, відповідно, найінформативніший, оскільки поруч залягають горизонти з максимально відмінними поглинальними властивостями. У результаті диференціювання за простором отримаємо місця з різними за величиною відмінностями фізичних властивостей середовища. Точки з великою різницею можна вважати реперними точками, або вузлами. Пошук подібних вузлів на сусідніх трасах зумовить появу сітки вузлів, які можуть бути початковим варіантом поширення розломів у просторі.

Наявність горизонтальних відбивних меж у верхній частині сейсмічного розрізу у поєднанні з наслідками тектонічних рухів окремих блоків (їх підняття або опускання) дає реальне уявлення про геологічну структуру: зони з проявами стискання й активного складкоутворення, зони суцільно блокові, місця розтріскування на дрібніші блоки (рис. 5.6).

На рис. 5.6 показано два горизонтальні зрізи куба ЛДЗ 3D (на часі 260 і 400 мс) і поєднаного з вертикальним зрізом 55-го інлайн профілю. На вертикальному профілі білою лінією показано можливі розломні зони. Місця перетину горизонтальних і вертикального зрізів куба відповідають чорній лінії на кожному профілі. Одночасний аналіз інформації про одну й ту саму точку, що відображена на двох площинах, доповнює і конкретизує отриману інформацію. Зазначимо, що всі розломні зони мають геологічне пояснення. Чорними стрілками на зрізі 400 мс позначено прояв тріщини на двох площинах, який є наслідком опускання частини геологічного горизонту.



Рис. 5.7 Приклад блокової структури району досліджень в околі шахти «Краснолиманська», горизонтальний зріз куба 3D на часі 1 с (найбільша глибина).

Еліпсами (рис. 5.7) оконтурено зону зміни фаціального складу породи, яка займає міжблоковий простір і є додатковим індикатором розлому. Наявність низького поглинання (червоні вкраплення) засвідчує теоретичну можливість тріщиноутворювальої породи бути провідником метану із глибших горизонтів і пасток. Максимальний розмір лінійних розломів, які легко прослідковуються на горизонтальному зрізі, сягає 2,5 км.



Рис 5.8. 3D куб поглинальних властивостей тонкошарового вуглевмісного шахтного поля. Складений вертикальними зрізами поперечного і повздовжнього напрямків сейсмічних даних 3D СГТ.

В нижньому лівому куті малюнка проявляється нахилений блок з контрастними властивостями і мереживом тонких аномалій, пов'язаних з тріщинами.

Єдиність рішення в окремо взятих профілях виявляється у співпадінні характеристик геологічних шарів, властивості яких були пораховані за профілями різних напрямків (рис. 5.8). Тобто у точках перетину ортогональних профілів спостерігається цілковита спорідненість результатів дисипативних властивостей геологічних горизонтів.

5.1.7. Відображення геологічної будова за поглинаючими властивостями тонкошарового середовища над шахтним полем

Верхня частина сейсмічного розрізу, як і нижня, під шахтними полями зазнала найменшого впливу діяльності людини і зберегла свою первинну геологічну структуру.



Рис. 5.9. Горизонтальні часові зрізи поглинальних властивостей середовища, які демонструють зміну геологічної будови у вертикальному напрямку (за глибиною). Зрізи зроблено на часі, мс: 280, 320, 360, 400, 440, 480.

На рис. 5.9 зображено горизонтальні зрізи з часовим кроком за глибиною у 20 мс. Чітко бачимо всю шарувату структуру покривної товщі, участь розломів у формуванні складної будови скидів, насувів і зон стискання, поступову зміну за глибиною пластів з великим поглинанням на геологічні пласти з малим поглинанням.



Рис. 5.10. Частина вертикальних зрізів 3D СГТ (профілі № 30–100), оброблених за методом визначення розломно-блокової будови середовища.

Зміни форми, монолітності, розмірів і товщини реперного горизонту (фіолетовий об'єкт) можна прослідкувати на рис. 5.10. На ньому зображено частини вертикальних повздовжніх профілів №№ 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 в однаковому часовому діапазоні (від 0,1 до 0,25 с). Нерозущільнена частина горизонту має приблизні розміри 40 × 300 м, зліва і з права присутні нахилені розломи (особливо помітні на профілі № 90).

5.1.8. Відображення можливих підземних шахтних об'єктів за поглинаючими властивостями тонкошарового середовища

Основною ознакою підземних об'єктів, які можна вважати рукотворними, є правильні геометричні форми, велика просторова видовженість і певна закономірність у їх розташуванні та розгалуженості. Такі закономірності одночасно прослідковуються на 10—12 часових зрізах, що свідчить про їхні розміри у глибину. На рис. 5.11 показано приклади горизонтальних зрізів куба поглинальних властивостей тонкошарового середовища 3D, на яких є аномалії хвильового поля, що утворилися, можливо, внаслідок наявності підземних конструкції та елементів шахти. Так, на часовому зрізі 460 мс виділяються колоподібні об'єкти, характерні для вертикального стовбура шахти. Він чітко фіксується на зрізі 452 мс і набирає іншої форми на зрізі 528 мс. На зрізі 532 мс можна помітити відображення від двох груп тіл. Перша група — тіла хаотичної форми є результатом геологічних процесів складкоутворення і зминання середовища, друга група — тіла з чітким напрямком, великою довжиною (до одного кілометра), чітко структуровані. Вони проявляються в жовто-червоних відтінках, що відповідає великому поглинанню. Вуглевмісні поріди шахти «Краснолиманська» мають південно-східний нахил, що спричинює відповідне сповзання високопоглинальних ділянок (з глибиною), які асоціюються з елементами конструкції шахти, в цьому самому напрямку.

Встановлення просторового розташування підземних об'єктів у хвильовому полі, де були виділені розломи та тріщинуваті зони, суттєво спрощує їх спільну ув'язку і робить безпомилковим встановлення точного місця перетину розломом шахтного тунелю та можливого місця викиду метану. Однак відсутність достовірної багаторівневої схеми виробок шахти на різних вуглевмісних пластах на даний момент унеможливлює вирішення такого завдання.



Рис. 5.11. Аномалії поглинання хвильового поля від можливих підземних об'єктів шахти «Краснолиманська2, які позначено стрілками: *а* – горизонтальні часові зрізи на 366, 460, 504, 532 мс відповідно.; *б* – просторове розташування шахтних конструкцій поблизу Центрального насуву на різних глибинах.

Правильні, близькі до прямокутної форми з гострими кутами, виявлені підземні об'єкти (рис. 5.11, б) дають змогу візуально оцінити роздільну здатність запропонованого методу. З високою точністю можна вирахувати відстань від них до Центрального та інших насувів і встановити наявність поблизу зон розущільнення, пов'язаних з метаном.

5.2. Автоматизований спосіб визначення неузгодженого залягання геологічних горизонтів за тривимірними сейсмічними даними

Розломи утворюються унаслідок формування більшості геологічних структур — міжблокових зсувів, насувів і скидів, зон стискання, грабенів і складок.

Спосіб пошуку місця неузгодженого залягання геологічних горизонтів використовує, у якості основного ідентифікатора, локальні зміни дисипативних властивостей середовища, які були отримані у результаті розв'язку оберненої динамічної задачі сейсміки, а також високу роздільну здатність часових даних поглинальних властивостей середовища та можливість виділення слабо амплітудних і нестаціонарних явищ у функції поглинання за допомогою вейвлет-аналізу. Під неузгодженим заляганням розуміється наявність контакту між двома геологічними структурами з різними фізичними властивостями. Така неузгодженість може виникати як у наслідок ерозійних процесів з подальшим накопиченням різновікових геологічних горизонтів, так і механічних, з формуванням складок, розломів, тріщин і зон вклинювання.

У цьому розділі об'єктом дослідження будуть розломні зони з різним кутом падіння, які утворились у результаті скидів, насувів і зсувів геологічних порід (рис. 5.12).



Рис. 5.12. Схема розташування часового зрізу (профілю інлайн 80, показано сірою лінією) і розміщення основних геологічних структур, що формують розломні зони: *1* — Центральний насув; *2* — Глибокоярський скид; *3* — Грачевський скид; *4* — Федорівський скид; 5 — скид № 6; 6 — скид № 5; 7 — Грушевський скид. Штриховою лінією позначено район проведення сейсмічних робіт за МСГТ 3D.

5.2.1. Використання вейвлет-аналізу для розв'язання сейсмічних задач

У 1982 р. Ј. Morlet, G. Arens, E. Fourgeau i D. Giard в журналі «Geophysics» опублікували математичний метод, альтернативний класичному спектральному аналізу, основою якого є перетворення Фур'є [Morlet et al., 1982a, б]. Цей метод був розроблений і вперше використаний саме для вивчення особливостей сейсмічного хвильового поля. Термін «wavelet» став загальновживаним з 1984 р., його автором є Жан Морле (Morlet). На сьогодні вейвлет-перетворення є інструментом прикладних досліджень практично в усіх природничих науках. Його використовують у теоретичній та прикладній математиці для розв'язання рівнянь математичної фізики, квантової теорії поля, в радіофізиці, акустиці, біології, медицині, економіці. Основні напрями використання вейвлетів висвітлено в книзі «Wavelets: A Tutorial in Theory and Applications (Wavelet Analysis and Its Applications)», під редакцією Charles K. [Chui, 1992]. Книга складається з 22 розділів, авторами яких є фахівці з різних галузей науки. Один з розділів написаний Efi Foufoula-Georgiou i Praveen Kumar i присвячений застосуванню вейвлетів у геофізиці [Foufoula-Georgiou, Kumar, 1994].

У сейсміці цей математичний апарат використовують для розв'язання багатьох задач, які умовно можна розділити на три великі групи. Перша група — видалення хвиль-завад різного генезису із сейсмічних записів. Переважно мова йде про малоампітудні нестаціонарні високочастотні шуми (завади) [Chakraborty, Okaya, 1995; Chen et al., 2014a; Shuchong, Xun, 2014]. До хвильзавад відносять і поверхневі хвилі, цуг яких накриває відбиті корисні хвилі. Видалення поверхневих хвиль Релея, Лява, Стоунлі надзвичайно важливе для задач інженерної геофізики, де довжина вишукувальних профілів є незначною [Roueff et al., 2004; Bentaleb et al., 2010; Liu, Fomel, 2013; Fajardo et al., 2015]. Друга велика група задач, в яких використовують вейвлет-перетворення, підвищення роздільної здатності сейсмічних даних. Ідея полягає у часовому звуженні елементарного сигналу сейсмограми, яка є згорткою імпульсної характеристики середовища елементарного сигналу, сформованого та середовищем. У такий спосіб елементарний сигнал наближають за формою до функції Дірака, що візуально підвищує роздільну здатність сейсмічного запису [Rivera-Recillas et al., 2005; Innanen, 2013; Pawelec et al., 2019]. Третя група задач — вивчення спектрального складу сейсмічних хвиль, відбитих від нафтоабо газонасичених горизонтів, для яких використовують можливість вейвлетів розділяти сейсмічні події у часі [Sinha et al., 2005; Chen et al., 2014b], що полегшує вивчення поглинальних властивостей окремо відібраних геологічних горизонтів, які є колекторами вуглеводнів.

5.2.2. Тривимірні сейсмічні дані СГТ

У розділі використано сейсмічні дані МСГТ 3D, що були отримані ДГП «Укргеофізика» на шахтному полі шахти «Краснолиманська» (рис. 5.12).

Шахтне поле має тонкошарову геологічну будову, ускладнену міжблоковими розломами, скидами і площинними зсувами блоків. Особливості геологічної будови і місцезнаходження шахтного поля детальніше описано у публікаціях [Король, Скобенко, 2013; Волкова, Шарина, 2016; Гринь, 2019].

Приклад сейсмічного профілю вертикального зрізу куба МСГТ 3D показано на рис. 5.13, *a*, обрахований профіль поглинальних властивостей середовища (ПВС) — на рис. 5.13, *б*. Часові дані ПВС дають змогу впевнено виділяти більшість розломів, генетично пов'язаних з Центральним насувом шахтного поля (червона штрихова лінія), і сформовану ним групу скидів, зокрема Федорівського та Грушевського (рис. 5.13, *в*). Виділені розломи позначено лініями різних кольорів. Червоні суцільні лінії — розломи над площиною Центрального насуву, що утворилися в геологічному середовищі в

результаті вертикального насувного руху. Сині лінії — розломи, сформовані під впливом сил розтягування і характерні для порід, що залягають нижче площини Центрального насуву. Зелені лінії — група розломів, можливо, пов'язаних зі складними глибинними тектонічними рухами.



Рис. 5.13. Вертикальний часовий зріз сейсмічного хвильового поля МСГТ 3D, отриманого на шахтному полі шахти «Краснолиманська» (зображено сірою лінією на рис. 5.12): а — профіль інлайн 80; б — часовий розріз логарифмічних декрементів згасання, обчислений за даними МСГТ 3D; *в* — видимі розломи. Пояснення у тексті.

3 необхідності урахуванням встановлення площинного, тобто тривимірного, поширення тектонічних порушень постає питання ЩОДО створення методики для автоматизованої кореляції порушень у просторі. У числовому зображенні куб СГТ 3D шахтного поля «Краснолиманська» — це тривимірна матриця, яка складається з 27 436 000 чисел, які відображають фізичні властивості середовища. Такий обсяг інформації якісно можна обробити, застосувавши тільки автоматизований режим пошуку та просторової локалізації розломних зон, тобто метод, який би підкреслив локальні особливості нестаціонарних процесів, а саме різку появу високочастотної компоненти у функції поглинання на дуже малому інтервалі простору.

5.2.3. Використання спектрального аналізу Фур'є-перетворення для пошуку розломів за даними методу визначення розломно-блокової будови середовища

Після експериментів з перетворенням Фур'є зроблено висновок щодо його непридатності для визначення локальних особливостей часових функції поглинальних властивостей середовища (пов'язаних з аномаліями від розломних зон), оскільки спектральні коефіцієнти прямого перетворення Фур'є (5.1) обчислюють інтегруванням за вибраним інтервалом сейсмічного запису, що призводить до «розмивання» шуканих особливостей. Наступний недолік — для відтворення різких перепадів амплітуд у даних ЛДЗ (як у нашому дослідженні) потрібна безмежна кількість членів ряду. Обмеження кількості членів ряду викликає появу ефекту Гіббса в межах різких стрибків функції, тобто осциляції, яка є додатковою завадою:

$$F(u_{\ell}) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t}dt.$$
 (5.1)

Також було випробувано відомий метод віконного перетворення Фур'є (5.2), за яким спектральну характеристику обчислюють у рухомому обмеженому часовому вікні [Иванов, 2004]. У такий спосіб відбувається умовний перехід до частотно-координатного зображення сигналів:

$$F(u,b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t}\psi(t-b)dt,$$
(5.2)

де $\psi(t-b)$ — локальна віконна функція, що рухається уздовж часової осі для обчислення перетворення Фур'є у визначених точках *b*.

Для зменшення ефектів Гіббса використовувались функції Гауса і Барлета. Роздільну здатність перетворення Фур'є, обернено пропорційну частотній роздільній здатності, визначають за шириною віконної функції. Для збільшення точності визначення положення стрибкоподібної частини функції необхідно зменшувати розміри вікна, що знижує частотну роздільність методу. Унаслідок енергетичної слабкості високочастотної компоненти через зашумленість такими компонентами іншого походження процес пошуку місця розлому цим методом є малоефективним і не технологічним.

5.2.4. Використання вейвлет-аналізу для автоматичного режиму пошуку розломів

Вейвлетний аналіз — це особливий тип лінійного перетворення сигналів і фізичних даних. Базис власних функцій (5.3), за яким виконують вейвлетне розкладання сигналів, має багато специфічних властивостей і можливостей. Базисні функції, які називають вейвлетами, дають змогу зосередити увагу на локальних особливостях функції поглинання, що не можуть бути виявлені традиційними перетвореннями Фур'є і Лапласа [Астафьева, 1996]:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi(\frac{t-b}{a}).$$
(5.3)

Тут змінна *b* відповідає за зміщення вейвлету за часом, змінна *a* — за вибір значення частоти (масштабу). Малі значення *a* відповідають високим частотам, великі — низьким. Множник $1/\sqrt{a}$ забезпечує незалежність норми цих функцій від масштабувального числа *a* [Приоров и др., 2011].

Вейвлети мають вигляд коротких хвильових пакетів з нульовим середнім значенням, локалізованих за віссю аргументу (незалежних змінних), інваріантних до зсуву і лінійних до операції масштабування (стискання або розтягнення). За локалізацією у часовій і частотній областях вейвлети займають проміжне положення між гармонічними функціями, локалізованими за частотою, і функцією Дірака, локалізованої за часом.

Неперервне пряме вейвлет-перетворення (5.4) має вигляд скалярного добутку часової функції до базисних функцій:

$$W_f(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) f(t) dt.$$
(5.4)

Основна сфера застосування вейвлетних перетворень — аналіз і обробка сигналів і функцій, нестаціонарних у часі або неоднорідних у просторі, коли результати аналізу мають складатися не тільки з частотної характеристики функції (розподілу енергії сигналу за частотними складовими), а й з інформації про локальні координати, на яких проявляються ті чи інші групи частотних складових або на яких швидко змінюються частотні складові сигналу. Порівняно з розкладанням сигналів на ряди Фур'є вейвлети здатні з набагато вищою точністю визначати локальні особливості сигналів, навіть розривів 1-го роду (стрибка) [Левкович-Маслюк, Переберин, 1999; Новиков, 1999]. На відміну від перетворення Фур'є вейвлет-перетворення одновимірних сигналів забезпечує двовимірну розгортку, причому частоту і координату розглядають як незалежні змінні, що дає змогу аналізувати часові функції відразу у двох просторах.

5.2.5. Вейвлети функцій, ускладнених нестаціонарними (стрибкоподібними) процесами

У функції поглинання нестаціонарний процес виникає за різкої зміни поглинальних властивостей середовища на малій відстані. Така особливість поведінки поглинання виникає внаслідок контакту двох блоків, діаметрально протилежних за фізичними властивостями. Чим більша різниця у поглинанні, тим значніша амплітуда коливання функції. Така чітка відмінність у поглинальних властивостях добре проявляється у часовому полі ЛДЗ, практично по всьому периметру існування Глибокоярського і Федорівського скидів (див. рис. 5.12).

Для того щоб визначити можливість виділяти нестаціонарний процес за допомогою вейвлет-аналізу, змодельовано теоретичні криві поглинання від двох блоків (червоні лінії), що розміщені поруч і мають різне поглинання енергії сейсмічних хвиль. Під кожною з моделей розташовано її частотночасовий спектр, обчислений за вейвлет-перетворенням (див. рис. 5.14).



Рис. 5.14. Модельні варіанти кривих з різним градієнтом приросту поглинання і вейвлетні поверхні (частотно-часовий спектр) від них: *а* — різка зміна властивостей середовища; *б*, *в* — поступова зміна властивостей середовища.

Незважаючи на крайові ефекти, що виникають на першій і останній трасах, бачимо, що в околі стрибка функції на вейвлет-спектрі наявні високочастотні

складові, що відповідають малим значенням $(a_n)_{n=0}^{10}$. Таким чином, наявність нестаціонарного процесу відображається червоно-жовтими кольорами частотно-часового спектра в області малих значень *a*. За малих градієнтів зміни поглинальних властивостей середовища високочастотна складова повністю відсутня (синьо-блакитні кольори) і фіксується лише низькочастотна складова функції поглинання, починаючи з $(a_n)_{n=10}^{50}$.

На рис. 5.15 зображено функцію з різкою зміною значень, як це відбувається на межі трьох різних блоків. З огляду на амплітуди частотночасового спектра доходимо висновку, що збільшення різниці у величинах функції призводить до збільшення амплітуд спектрів, тобто проявляються не лише кількісні, а й якісні можливості вейвлет-перетворень.



Рис. 5.15. Модель кривої поглинання, характеристики якої різко змінюються з глибиною: *а* — модельна крива; *б* — частотно-часовий спектр; в — зріз частотно-часового спектра, коефіцієнт *a*=7,5.

На рис. 5.16 показано результат вейвлет-аналізу кривої поглинальних властивостей середовища горизонтального зрізу куба 3D. Максимальні значення спектрів (червоний колір на частотно-часовому спектрі) розміщуються в діапазоні максимальної зміни величини функції згасання енергії сейсмічної хвилі. Поблизу траси 350 розташована ділянка з малою енергією високочастотних компонент. Це означає, що властивості на цій ділянці змінюються поступово. Така поведінка характерна для полого нахилених горизонтів, де горизонтальний зріз розрізає відносно однорідне середовище. Відсутність високочастотних компонент засвідчує цілковиту однорідність середовища на значній ділянці сейсмічного розрізу. Ці ділянки можна вважати монолітними структурами.



Рис. 5.16. Приклад розкладання на вейвлет-складові фактичної кривої поглинальних властивостей середовища, отриманої з 150 cross-line перехресних ліній за даними СГТ 3D.

5.2.6. Результат автоматизованого пошуку границь з високим градієнтом згасання енергії сейсмічних хвиль

Аналіз поєднання горизонтального зрізу на Краснолиманській площі (рис. 5.17) вейвлет-спектрів частотно-часових показав. шо положення максимальних за енергією спектральних високочастотних компонент повністю збігається глибинними розломами, сформованими Глибокоярським, 3 Федорівським та іншими скидами (див. рис. 5.12). Ці точки збігу можуть бути використані як реперні точки переходу від однієї геологічної структури до іншої.





На першому етапі пошуку розломів необхідно видалити стаціонарні та нестаціонарні хвилі-завади, які завжди присутні в сейсмічному хвильовому полі. Зазвичай вони є залишками поверхневих хвиль, або артифактами від міграції. Бажано використовувати методи видалення хвиль-звад, які не мають нелінійних процедур і не вносять зміни в амплітудно-частотну характеристику хвильового процесу.

На другому етапі розв'язуємо обернену задачу сейсміки і знаходимо логарифмічні декременти згасання. Унаслідок цього переходимо від хвильового

поля до структурованого за поглинаючими властивостями геологічної будови середовища, де виділяються окремі блоки, розломи, зсуви. На третьому етапі розкладаємо ці криві на просторово-частотні складові. Згідно з рис. 5.16, малі значення масштабуючого числа *а* відповідають високочастотним складовим вейвлет-функції і асоціюються з сильноамплітудними розломами. Пошук, просторова та глибинна прив'язка таких реперних точок у автоматичному режимі є основним завданням обробки даних на цьому етапі.

На рис. 5.17 для прикладу приведено результати обробки профілів крослайн довжиною 1,5 км (Ү координата). Найпомітнішими є розломи, які перетинають профілі під прямим кутом. Тому бажано використовувати також профілі онлайн, у нашому випадку довжиною 3,5 км (Х координата). Результати виділення розломів у часовому полі поглинальних властивостей середовища за двома напрямками показані на рис. 5.18. За необхідності детального вивчення певної геологічної ділянки можна формувати з тривимірної матриці сейсмічних даних спеціальні профілі, перпендикулярні до обраних розломів.



Рис. 5.18. Результат автоматизованого пошуку розломних зон частини горизонтального зрізу площею 4,5 км². Чорними лініями виділено зони з максимально високим градієнтом зміни поглинаючих властивостей, що відображають глибинні розломи.

Куб сейсмічних даних МСГТ 3D (по осі Z) складається з 500 горизонтальних часових зрізів. Визначаючи положення розломів на кожному з них, формуємо просторову картину розташування можливих розломних зон. Їхня присутність на більшій глибині (більшому часі) дає змогу побудувати з реперних точок площину розлому, яка простягається у глибину на сотні метрів.

5.3. Нестандартні пастки вуглеводнів

Впродовж багатьох десятиліть на території Дніпровсько-Донецької западини були вивчені практично всі антиклінальні геологічні структури та виявлені монолітні блоки з шаруватою будовою, принаймні до глибини промислового буріння, яка на сьогодні знаходяться на позначці 6 км. Тому подальші перспективи відкриття нових родовищ нафти та газу пов'язані з неантиклінальними та складно побудованими пастками [Гладун та ін., 2006], в формуванні яких приймають участь малоамплітудні порушення та просторові зміни фізичних властивостей середовища.

На території Дніпровсько-Донецької западини виявлені області, де існують поклади вуглеводнів як скупчення динамічного стану в напівізольованих умовах під розущільненими покришками або покришками малої товщини з слабким екрануючими властивостями [Святенко, Височанський, 2019]. Яскравим прикладом може бути газоносність Дробишівського родовища північно-західної частини ДСС. Воно сформовано складною диз'юнктивною тектонікою молодого віку [Святенко, 2016] з відсутністю якісних покришок. На цьому родовищі весь розкритий розріз є газоносною товщею з окремими інтервалами, в яких умови залягання відповідають класичному поняттю «поклад» [Святенко, 2016].

На рис. 5.19, а зображено сейсмічний повздовжній профіль СГТ, який проходить через Дробишівське родовище в межах 1000–3000 мс за часом та 240 трас у просторі. Геологічна будова відтворена за кінематичними даними. У верхній частині розрізу спостерігаються породи з незначним нахилом і низькими поглинаючими властивостями Кольорові лінії відображають реперні

горизонти та область, яка може бути пов'язана з флюїдами.

Результати розв'язання оберненої динамічної задачі за методом визначення розломно-блокової структури за сейсмічними даними (рис. 5.19, б) надає більш розлогу інформацію про геологічну будову стосовно участі малоамплітудних розломів у формуванні даного регіону.



Рис 5.19. Частина профілю СГТ, проведена уздовж Дробишівського родовища покладів газу і газоконденсату: *а* – вхідний профіль СГТ, *б* – частина профілю СГТ, оброблена за методом визначення розломно-блокової будови геологічного середовища за сейсмічними даними.

Геологічний розріз має велику кількість тріщин, розломів і зон розущільнення, пов'язаних з тектонічними процесами стискання та зміщення. Особливо крупна зона знаходиться в околі 150 траси. Вони суттєво ускладнюють проведення якісної інтерпретації, призводячи до виклинювання та зміщення порід. У нижній частині проявляються «лінзоподібні» включення геологічних горизонтів з високим поглинанням. Зони розущільнення, пов'язані з розломами або тріщинами, легко ідентифікуються бо відбувається різка зміна літологічного складу, а відтак і поглинаючих властивостей порід, які контактують один з одним. Також можливе «затягування» по розлому породи (рідини, флюїду) з певними поглинаючими властивостями в корінні породи.



Рис. 5.20. Деталізована вибірка – порівняння кінематичних даних СГТ і поглинальних властивостей геологічного середовища з рис 5.19.

Дані СГТ і результат використання методу ВРБС представлено на вибраній ділянці. Очевидною є відмінність та інформативність двох методик. Сейсмічне хвильове поле СГТ подає відбиваючий горизонт як від об'єкту з незмінними фізичними властивостями ($t = 2700 \div 2800$ мс). На t = 2500 мс присутній відбиваючий горизонт, який корелюється на всьому просторі і має вигляд однорідного. Провести картування розломів по даним СГТ проблематично.

Аналізуючи поглинальні властивості вибраної ділянки, можна відмітити наявність додаткової інформації щодо неоднорідності у властивостях

вищезазначених горизонтів. Виділені синім (*t* = 2600, 3000 мс) реперні горизонти (рис. 5.20) не є суцільними, а складаються з декількох ділянок з діаметрально протилежними властивостями.

Виходячи з дисипативних властивостей, в обраній ділянці присутні розломи, які оконтурюють різку зміну властивостей геологічних горизонтів і формують складчасту структуру, яка не проявляється у кінематичному хвильовому полі СГТ.

На рис 5.21, а зображено поперечний профіль у центральній частині якого розташований шарувато-блоковий геологічний об'єкт, через який проходять малоамплітудні розломи. Навколо нього знаходиться середовище без чіткої структурованості.

На кінематичному полі СГТ відсутні видимі ознаки у хвильовому полі, за допомогою яких можна було б виявити розломи та тріщини. Складна геологічна будова території, велика кількість нахилених структур і мілких об'єктів формує хвильове поле з низькою просторовою роздільною здатністю.

Порівнюючи кінематичні дані СГТ і часове поле поглинальних властивостей середовища, можна дійти висновку щодо формування області (нижній правий кут рис. 5.21, а) штучних відбиваючих границь, які мають вигляд багатьох груп добре корельованих і практично горизонтальних відбитих хвиль. Такі відбиття присутні в середній частині профілю СГТ, де проводиться пошук газу та газоконденсату. За поглинальними властивостями, окрім декількох монолітних блоків, ця частина геологічного середовища є сильно метаморфізованою і розконсолідованою. Окрім цього, можна виділити «павутину» розломів, які проходять через усю структуру знизу догори.

Для родовищ притокового типу глибинність розломів відіграє важливу роль у розумінні природи формування його будови і прив'язки до глибинних тектонічних розломів.



Рис. 5.21. Частина поперечного профілю СГТ (302 траси, 3 с) (*a*), частина профілю СГТ, оброблена за методом визначення розломно-блокової будови геологічного середовища (б).

Висновки до Розділу 5

Сейсмічні дані СГТ, отримані на шахтних полях, відрізняються від даних глибинного СТТ більшою енергією корисних хвиль, відбитих від геологічних об'єктів, розломів і підземних конструкцій. Відповідно, результати інтерпретації цих даних методом визначення розломно-блокової структури геологічного середовища є набагато інформативнішими. Контрастність середовища (спектральна мінливість) дає змогу відслідковувати малий градієнт згасання енергії сейсмічних хвиль, який гарантовано пов'язаний з локальними особливостями геологічної будови, а не завад типу «білий шум».

Запропонована в дисертації методика використана для пошуку декількох типів об'єктів – розломів, монолітних блоків, зони розущільнення і конструкцій штучного походження. У шахтних полях розломні структури є провідниками метану. У зонах розущільнення накопичується метан, який попадає у шахтні споруди у вигляді непрогнозованих, суфлярних, викидів метану. Точне місцеположення підземних шахтних споруд, яке визначається за методом визначення розломно-блокової будови геологічного середовища за сейсмічними даними з точністю просторово-часової дискретності сейсмічних записів, необхідне для виявлення місця можливого потрапляння метану у шахту.

Тривимірні сейсмічні дані ГСЗ 3D, отримані на шахтному полі шахти «Краснолиманська», були перераховані у поглинаючі властивості шахтного поля і представлені у вигляді серії вертикальних і горизонтальних зрізів сейсмічних профілів. Проведено аналіз співпадіння положення протяжних розломних зон у просторво-часових координатах куба 3D.

Роздільна здатність методу дає змогу виділяти окремі розломи і блоки на найглибших (1 км) сейсмічних даних кубу 3D, де енергія сейсмічних хвиль є мінімальною.

Враховуючи великий тривимірний масив даних, запропоновано автоматизований метод пошуку нестаціонарних процесів у функціях згасання, які пов'язані з розломними зонами. Використання вейвлетних частотнопросторових перетворень для пошуку нестаціонарних процесів у функціях поглинання є раціональнішим, ніж перетворення Фур'є. Вейвлетні базиси можуть бути добре локалізованими як за частотою, так і за часом. Це дає змогу виділяти лише цільові нестаціонарні процеси з метою вивчення обраних об'єктів дослідження. Для визначення розмірів аномалій у поглинальних властивостях середовища, які виявляються вейвлет-аналізом, було проведене моделювання.

Наявність високочастотних компонент у частотно-часовому спектрі вказує на швидку зміну поглинальних властивостей, відсутність високочастотної складової — на поступовість зміни поглинальних властивостей, що характерно для нахилених горизонтально-шаруватих середовищ.

Такі особливості частотно-часового спектра дають змогу використовувати вейвлет-аналіз для автоматичного пошуку в тривимірному масиві сейсмічних хвиль зон порушень у геологічних пластах і для побудови тривимірних матриць з інформацією про локалізацію лише розломів і тріщин або для пошуку монолітних блоків без прояву нестаціонарних процесів.

На різних глибинах виділяються об'єкти з правильними прямокутними видовженими формами, які не характерні для природних утворень, мінливих за формою. Повторюваність об'єктів з прямим кутами на багатьох горизонтальних зрізах (у глибину) поглинальних властивостей середовища свідчить про просторове походження об'єкта, що характерне для підземних шахтних споруд. Це, в свою чергу, забезпечує надзвичайну високу точність просторової прив'язки метано-насиченої розущільненої зони (розлому) і підземної шахтної споруди. Ув'язка в єдине ціле у просторі підземного об'єкту, розломів (провідників метану), місця розущільнення (місце накопичення метану) дає змогу виявляти потенційно небезпечні місця для шахти.

Метод продемонстрував високу інформативність на сейсмічному матеріалі з безколекторного Дробишівського родовища покладів газу і газоконденсату. Були виявлені вертикальні розломно-блокові зони, наявність серії нахилених розломів, складкоутворення. Загалом розріз, представлений у вигляді геологічних об'єктів, дає змогу відстежувати зміну поглинальних властивостей на невеликій ділянці горизонту і надає додаткову інформацію про локальну будову і шляхи міграції вуглеводнів.

Список використаних джерел до Розділу 5

1. Астафьева Н.М. (1996). Вейвлет-анализ: основы теории и примеры и примеры применения. *Успехи физических наук, 166*(11), 1145—1170. doi.org/10.3367.UFNr.0166. 199611a. 145.

2. Вергельська Н.В., Правоторова О.В., Назарова І.О. (2011). Про особливості газової складової вугільних пластів в тектонічно активних зонах (на прикладі ділянки Північно-Родинська-2 ДП ВК «Краснолиманська»). Наукові праці УкрНДМІ НАН України, (9), 440—450.

3. Волкова Т.П., Шарина О.С. (2016). Закономерности распределения природной газоносности на шахтах Красноармейского углепромышленного района. *Вісті Донецького гірничого інституту*, (2), 3—9.

4. Гладун В.В., Сабецький В.В., Войцицький З.Я., Коваль А.М., Чепіль П.М. (2006). Деякі аспекти підвищення ефективності геологорозвідувальних робіт при пошуках та розвідці покладів нафти та газу. *Наука та інновації, 2*(2), 86–94.

5. Гринь Д.М. (2001а) Базисні функції, спектральна корекція та обвідні сейсмічних трас. *Геофиз. журн., 23*(3), 95—105.

6. Гринь Д.М. (2001б) Логарифмічні декременти та інші функції згасання сейсмічних хвиль. *Геофиз. журн., 23*(4), 91—102.

7. Гринь Д.М. (2019). Методика визначення просторового поширення малоамплітудних розломів і тріщин у тонкошаруватому вуглевмісному геологічному середовищі. *Геофиз. журн., 41*(5), 234—249. https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.183644.

8. Гринь Д.М. (2011). Часові розрізи логарифмічних декрементів згасання тонкошарового середовища: Сборник трудов III Международной научнотехнической конференции «Горная геология, геомеханика и маркшейдерия». Донецк.

9. Довбнич М.М., Мендрий Я.В., Виктосенко И.А. (2012). Новые подходы к анализу геофизических данных при прогнозировании зон скопления метана угольных пластов. *Геоинформатика*, (1), 32—38.

10. Иванов М.А. (2004). Применение вейвлет-преобразований в кодировании изображений. *Новые информационные технологии в науке и образовании*, (24), 157—175.

11. Король В.И., Скобенко А.В. (2013). Акустический способ прогноза газодинамических явлений в угольных шахтах. Днепропетровск: Изд-во НГУ, 181 с.

12. Левкович-Маслюк Л., Переберин А. (1999). Введение в вейвлет-анализ: Учебный курс. Москва: ГрафиКон'99, 120 с.

13. Ляховицкий Ф.М., Невский М.В. (1972). Анализ и интерпретация годографов отраженных волн в случае поперечно-анизотропных сред. Москва: Изд. ВИЭМС, 43 с.

14. Мендрий Я.В. (2013). Атрибутный анализ сейсмических данных при картировании зон трещиноватости. Збірник наукових праць УкрДГРІ, (4), 42—51.

15. Мендрий Я.В., Тяпкин Ю.К. (2012). Развитие технологи расчета когерентности на основе усовершенствованных моделей сейсмических записей. *Геофиз. журн.*, *34*(3), 102—115. https://doi.org/10.24028/gzh.0203-100.v34i3.2012.116646.

16. Минеев С.П., Кочерга В.Н., Дубовик А.И., Лосев В.И., Кишкань М.А. (2016а). Расследование аварии на шахте «Краснолиманская». *Физико- технические проблемы горного производства*, (18), 163—174.

17. Минеев С.П., Кочерга В.Н., Дубовик А.И., Лосев В.И., Кишкань М.А. (2016б). Расследование аварии с двумя взрывами метановоздушной смеси, произошедшей на шахте «Краснолиманская». Уголь Украины, (9), 7—15.

18. Новиков Л.В. (1999). Основы вейвлет-анализа сигналов: Учебное пособие. Санкт-Петербург: Изд. ИАП РАН, 152 с.

19. Оболенцева И.Р., Клем-Мусатова Г.А. (1986). Поляризационные характеристики отраженных обменных волн PS от границ нарушенных системой параллельных сбросов. Геология и геофизика, (2), 128—144. 20. Приоров А.Л., Волохов В.А., Апальков И.В. (2011). Обработка сигналов на основе вейвлет-преобразования: Методические указания. Ярославль: Изд. Ярослав, гос. ун-та, 44 с.

21. Пузырев Н.Н., Тригубов Ф.В., Бродов Л.Ю. (1985). Сейсмическая разведка методов поперечных и обменных волн. Москва: Недра, 277 с.

22. Святенко Г.Є. (2016). Щодо генезису і умов акумуляції покладів вуглеводнів мезозойського комплексу ДДЗ. Новітні проблеми геології. Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П. Макрідіна, ХНУ, Харків, 27-28 травня 2016 р. (С. 83–86).

23. Святенко Г.Є, Височанський І.В. (2019). Геологія та нафтогазоносність мезозойського комплексу Дніпровсько-Донецького авлакогену. Харків.

24. Тяпкин Ю.К., Мендрий Я. В., Щеголихин А.Ю., Тяпкина А.Н. (2018). Сейсмическая когерентность при флуктуациях временных задержек сигнала. *Геофиз. журн., 40*(2), 30—47. https://doi.Org/10.24028/gzh.0203-3100.v 4012.2018.128878.

25. Шерифф Р., Гелдарт Л. (1987). Сейсморазведка. Т. 2. Обработка и интерпретация данных. Москва: Мир, 400 с.

26. Bentaleb, Y., El Hajji, S., & Orhanou, G. (2010). A Wavelets Algorithm for the Seismic Waves Alignment. *Contemporary Engineering Sciences*, *3*(4), 157–166.

27. Chakraborty, A., & Okaya, D. (1995). Frequency-time decomposition of seismic data using wavelet-based methods. *Geophysics*, *60(6)*, 1906—1916. https://doi.Org/10.1190/1.1443922.

28. Chen, Y., Liu, T., Chen, X., Li, J., & Wang, E. (20146). Time-frequency analysis of seismic data using synchrosqueezing wavelet transform. *Journal of Seismic Exploration*, 23(4), 303–312.

29. Chen, Y., Fomel, S., & Hu, J. (2014a). Iterative de- blending of simultaneoussource seismic data using seislet-domain shaping regularization. *Geophysics*, 79(5), V179—V189. https://doi. org/10.1190/geo2013-0449.1.

30. Chopra, S., & Marfurt, K. (2007). Seismic curvature attributes for mapping faults/fractures, and other stratigraphic features. *CSEG Recorder, 32* (9), 37–41.

31. Chui, C. K. (1992). Wavelets: A Tutorial in Theory and Applications (Wavelet Analysis and Its Applications). *Academic Press;* Later Printing edition, Texas A&M University, College Station, Texas, 723 p.

32. Fajardo, C., Reyes, O. M., & Ramirez, A. (2015). Seismic Data Compression Using 2D Lifting- Wavelet Algorithms. *Ingeniena y Ciencia*, *11*(21), 221—238. http://dx.doi.org/10.17230/ ingciencia.ll.21.12.

33. Foufoula-Georgiou, E., & Kumar, P. (Eds.). (1994). *Wavelets in Geophysics*. Academic Press, Inc. San Diego, California, USA.

34. Innanen, K. (2013). Seismic processing with continuous wavelet transform maxima. *CREWES Research Report, 25*.

35. Liu, Y., & Fomel, S. (2013). Seismic data analysis using local time-frequency decomposition. *Geophysical Prospecting*, *61(3)*, 516—525. https://doi.org/10.1111/j. 1365-2478.2012.01062.X.

36. Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., & Glard, D. (1982a). Wave propagation and sampling theory — part 1: Complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics*, 47(2), 203—221. https://d0i.0rg/l 0.1190/1.1441328.

37. Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., & Glard, D. (1982b). Wave propagation and sampling theory — part 2: Sampling theory and complex waves. *Geophysics*, 47(2), 222—236, https://doi.org/10.1190/1.1441329.

38. Pawelec, I., Sava, P., & Wakin, M. (2019). Wave-field reconstruction using wavelet transform. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 147–151. https://doi.org/10.1190/se-gam2019-3216535.1.

39. Qi, J., Lyu, B., AlAli, A., Machado, G., Hu, Y., & Marfurt, K. (2019). Image processing of seismic attributes for automatic fault extraction. *Geophysics*, *84*(1), 025–037. doi: 10.1190/GE0 2018-0369.1.

40. Rivera-Recillas, D. E., Lozada-Zumaeta, M. M., Ronquillo-Jarillo, G. & Campos-Enriquez, J.O. (2005). Multiresolution analysis applied to interpretation of seismic reflection data. *Geofisica International*, *44*(4), 355–368.

41. Roueff, A., Chanussot, J., Mars, J. I., & Nguyen, M.-Q. (2004). Unsupervised separation of seismic waves using the watershed algorithm on time-scale image. *Geophysical Prospecting*, *52*(4), 287–300. doi: 10.1111/j.1365-2478.2004.00416.x.

42. Shuchong, L., & Xun, C. (2014). Seismic signals wavelet packet de-noising method based on improved threshold function and adaptive threshold. *Computer Modeling and New Technologies, 18*(11), 1291–1296.

43. Si, G., Durucan, S., Jamnikar, S., Lazar, J., Abraham, K., Korre, A., Shi, J.-Q., Zavsek, S., Mutke, G., Lurka, A. (2015). Seismic monitoring and analysis of excessive gas emissions in heterogeneous coal seams. *International Journal of Coal Geology*, *149*, 41–54. doi: 10.1016/j.coal. 2015.06.016.

44. Sinha, S., Routh, P. S., Anno, P. D., & Castagna, J. P. (2005). Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform. *Geophysics*, *70*(6), PI9—P25. https://doi.org/10.1190/1.2127113.

45. Wang, B., Liu, S., Zhou, F., Zhang, J., & Zheng, F. (2017). Diffraction Characteristics of Small Fault ahead of tunnel face in coal roadways. *Earth Sciences Research Journal*, *21*(2), 95–99. doi: <u>http://dx.doi.org/10.15446/esrj.v21n2</u>.

46. Wu, X., Shi, Y., & Fomel, S. (2018). Convolutional neural networks for fault interpretation in seismic images. *SEG International Exposition and 88th Annual Meeting*, 1946 – 1950, doi: 10.1190/segam2018-2995341.1.

47. Zhou, B., & Hatherly, P. (2012). Seismic fault de- tectability: a view from numerical modeling. 22nd ASEG Conference, 26–29 February 2012. Brisbane, Australia.

48. Zhou, B., Hatherly, P., & Sunc, W. (2017). Enhancing the detection of small coal structures by seismic diffraction imaging. *International Journal of Coal Geology*, *178*(1), 1–12. doi: 10.1016/j.coal.2017.04.010.

РОЗДІЛ 6. ПОЄДНАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ПРИКЛАДНИХ І ФУНДАМЕНТАЛЬНИХ ЗАДАЧ ДЛЯ ВИВЧЕННЯ БУДОВИ ЗЕМЛІ НА ПРИКЛАДІ ГОЛОВНОГО АЗОВСЬКОГО РОЗЛОМУ

Одним з вагомих геологічних результатів, отриманих в дисертаційній роботі при інтерпретації швидкісної моделі по профілю DOBRE-2 встановлення істинного положення і природи границі між старішою Східноєвропейською плитою, представленою Азовським масивом, і молодшою Скіфською плитою. Наукова дискусія по цим питанням має довгу історію [Соллогуб, 1986; Юдин, 2001; Гожик та ін., 2006; Khriachlchevskaia et al., 2010; Starostenko et al., 2017; Gobarenko et al., 2017]. До проведення сучасних цифрових сейсмічних морських робіт DOBRE-2 була відсутня достовірна інформація про глибинну будову Азовського моря і прилеглих до нього районів. Після побудови швидкісної моделі виявилось, що перехід від Скіфської плити до Східноєвропейської платформи відображається горизонтальним стрибком швидкості по всій видимій глибині. У швидкісній моделі цей перехід співпадає з положенням Головного Азовського розлому, який занурюється на південь під кутом 40° щонайменше на глибину 12 км [Starostenko et al., 2017]. При комплексному аналізі сейсмічних даних, аномального, магнітного і гравітаційного поля було обґрунтоване положення та будова границі Східноєвропейської платформи [Пашкевич и др., 2018].

За даними робіт [Фарфуляк, 2015; Starostenko et al., 2015] Головний Азовський розлом, будучи південною границею Східноєвропейської платформи, переходить з Кримсько-Азовського сегмента Скіфської плити, розташованого в Азовському морі, в Західночорноморський сегмент (Чорне море), де азимутально (за напрямком) співпадає з Голіцинським розломом (рис. 6.1), який, ймовірно, пролягає до острова Зміїний і має довжину в українській частині біля 600 км.

Для вивчення тектоніки плит, положення регіональних розломів, континентальних геодинамічних явищ острів Зміїний, як невеликий клаптик землі посеред моря, є малопомітним, але надзвичайно цінним об'єднуючим елементом для формування завершеної концепції створення Азово-Чорноморського регіону. Він знаходиться під впливом сил, які сформували Голіцинський, Істрійський та Тротус розломи. Нині розломно-блокова будова острова фактично не досліджена, оскільки це потребує детального його обстеження з використанням сучасного сейсмічного обладнання і методики проведення польових робіт.

Проводячи інженерно-геофізичні вишукування під будівництво, дисертант проводив сейсмічні роботи згідно з Державними будівельними нормами (ДБН), які виявили раніше незакартовані розломи. Були встановлені напрямки їх розповсюдження (азимути) і співставленні з азимутами осей найближчих регіональних розломів.



Рис. 6.1. Тектонічна схема західної частини Скіфської плити, за [Starostenko et al., 2015] зі змінами: 1 – Східноєвропейська платформа (а – УЩ, б – Південний схил); 2 – Скіфська мікроплита; 3 – Мізійська плита; 4 – альпійський складчастий пояс; 5 – накладені прогини (а – палеозоймезозойські, б – альпійські); 6 – Скіфська плита; 7 – границі тектонічних елементів; 8 – шельф (а), континентальний схил і глибоководна частина Чорного та Азовського морів (б); 9 – південна границя Східноєвропейської платформи; 10 – глибинні й регіональні розломи (а – загальноприйняті, б – передбачувані); 11, 12 – пункти вибуху і спостережень вздовж профілів ГСЗ DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та 25, 28/29, 26 профіль є частиною моделі DOBRE-5 (2011) (11 – на суходолі, 12 – положення донних станцій OBS і OBH в морі); 13 – геотраверси 1960-80-х років; 14 – геологічні профілі: А, Б за [Атлас..., 1998] та В за [Газизова, 2009]. Цифри в кружках: I – Переддобруджинський сегмент, II – Західночорноморський сегмент, III – Кримсько-Азовський сегмент. АВ – Азовський вал, АЗп – Альмінська западина, ЗЧБ – Західночорноморський басейн, ІЗ – Істрійська западина, ІКП – Індоло-Кубанський прогин, КВ – Каламітський вал, КЗП – Кілійсько-Зміїне підняття, КП – Каркінітський прогин, КС – Крайова ступінь, КТП – Керченсько-Таманський прогин, ЛМ – Ломоносівський масив, НП – Новоселівське підняття, НПВ – Нижньопрутський виступ, ПАП – Північноазовський прогин, ПД – Північна Добруджа, ПдД – Північнокримський Південна Добруджа, ПКП _ прогин, ΠП Переддобруджинський прогин, ППр – Передкарпатський прогин, ПнД – _ САП Середньоазовське підняття. CHB Північна Добруджа, Сімферопольсько-Новоцарицинський виступ, СТП – Сарата-Тузлинський прогин, СЧБ – Східночорноморський басейн, УЩ – Український щит, ЦД – Центральна Добруджа, ЦКП – Центральнокримське підняття.

6.1. Геологічна та геофізична вивченість о. Зміїний

Острів являє собою тектонічну складку, яка знаходиться у відкритій акваторії північно-західної частини Чорного моря і складена щільними силікатними (кислими) породами палеозойської віку (близько 400 мільйонів років), які виходять на земну поверхню та формують обривчасту берегову лінію висотою до 20–27 м. Висота острова – 40 м, площа – 20,5 га. У геоструктурному відношенні він відноситься до південно-західного крила Причорноморської западини і приурочений до кордону Добруджівського прогину і зануреного схилу Добруджі.

За матеріалами досліджень [Сулімова та ін., 1975], район острова Зміїний віднесений до складчастої структури палеозою, де проявилася не тільки

герцинська, але і більш пізня ерійська фаза каледонського тектогенезу у вигляді горстового підняття, яке асоціюється з блоками складчастого фундаменту Скіфської плити [Сулимов, 1984, 2001].

Острів Зміїний складений палеозойськими (зокрема селуром і девоном) і кайнозойськими породами. Вивчення геологічної будови острова [Сучков, 2005] показало, що породи представлені щільними конгломерато-брекчіями, у меншій кількості присутні конгломерати, пісковики і глини. В цілому товщу можна характеризувати як флішеподібну грубоуламкову, в якій чергуються конгломерато-брекчії з шарами конгломератів, рідше пісковиків і глин. Метаморфічні породи зустрічаються у вигляді кварцитів в пісковиках і гальки молочно-сірого кварцу. Геологічну карту-схему острова Зміїний (рис. 6.2) наведено з публікації [Ткаченко, 1969].



Рис. 6.2. Геологічна карта-схема о. Зміїний [Ткаченко, 1969]: 1 – конгломерато-конгломератобрекчієва товща; 2 – конгломерато-пісковикова товща; 3 – строкатоколірна глиниста товща; 4 – пісковиково-конгломератова товща; 5 – границя поширення кайнозою; 6 – нормальна стратиграфічно

узгоджена межа, достовірна і передбачувана; 7 – неузгоджена стратиграфічно межа, достовірна і передбачувана; 8 – розривні порушення, достовірні і передбачувані під наносами; 9 – нахилене і горизонтальне залягання шарів; 10 – місця знахідок викопної фауни

6.2. Сейсмічне обстеження о. Зміїного

Для запису коливань поверхні ґрунту використовувались автономні цифрові сейсмічні станції ТЕХАN-125A (Reftek) виробництва США з сейсмодатчиками GS-11D (Geospace Technologies Corporation). Запис сейсмічних даних відбувався з дискретністю 0,001 с, що забезпечує частотний діапазон від 0 до 500 Гц.



Рис. 6.3. Автономні сейсмостанції, використані для запису сейсмічних даних: Texan-125A (a) і SV-1(б), встановлені на виходах брекчії світло-сірої з рожево-бурим, рідше зеленуватим відтінком, які знаходяться на поверхні острова. Сейсмічний профіль, сформований сейсмостанціями та генерування сейсмічних хвиль (в).

У геологічних вишукуваннях на о. Зміїний використовувалися також сейсмостанції, розроблені, в співавторстві дисертантом (рис. 6.3), для отримання трикомпонентних високочастотних записів сейсмічного поля, які забезпечують підвищену роздільну здатність сейсмічних методів. Аналого-
цифроий перетворювач в сейсмостанціях SV [Гринь, Вербицький, 2019а; Гринь та ін., 2019б], перетворюють аналоговий сигнал н цифровий з дискретністю 2000 Гц. Це необхідно для виділення з хвильового поля високочастотних сигналів, сформованих у тріщинах і розломах твердих порід, з яких складаються скельні породи о. Зміїний.

6.3. Мета та методика польових сейсмічних спостережень

Мета вишукувальних робіт на о. Зміїний – вивчити за допомогою приповерхневої сейсміки геологічну будову території, визначеної замовником робіт – державним підприємством «Морська пошуково-рятувальна служба». Зокрема, визначити товщину осадових і перехідних порід (вивітрених), глибину залягання корінних порід. Встановити наявність глибинних тріщин на території вишукування і оцінити можливості будівництва на обраній території певних об'єктів.

Для реалізації поставленої задачі на о. Зміїний було доставлене сейсмічне обладнання Інституту геофізики НАН України. Пошукові роботи проводились двома сейсмічними методами. Перший метод – збудження сейсмічних хвиль з двох сторін профілю для отримання зустрічних годографів, розрахунку швидкостей поперечної та повздовжньої хвилі, оцінки загальної геологічної будови уздовж профілю. Другий – метод зондування, у якому шлях проходження сейсмічної хвилі від джерела до відбиваючого горизонту є мінімальним, у центральній точці спостережень хвиля падає на геологічний горизонт під прямим кутом, що зменшує вплив бокових неоднорідностей. Це спрощує хвильову картину. Метод зондування надає детальнішу інформацію про верхню частину геологічного середовища, зокрема про форму відбиваючих об'єктів і границю переходу від осадових порід до твердих, скельних порід.

Для вивчення геологічної будови та визначення ефективних значень швидкостей поширення сейсмічних хвиль у верхній частині ґрунтової товщі були виконані польові вишукування з використанням методу заломлених хвиль (M3X) та відбитих хвиль (MBX) згідно з ДБН А.2.1-1-2014 «Інженерні вишукування для будівництва» (Додаток К, С.92-93, в частині Інженерногеологічних та геотехнічних вишукувань, для уточнення будови геологічного розрізу).



Рис. 6.4 Схематичне зображення сейсмічних вишукувань для створення зустрічних годографів заломлених хвиль (а), розташування сейсмічних станцій та пунктів збудження сейсмічних хвиль для формування сейсмограм з зустрічними годографами (б): 1 – місце збудження сейсмічної хвилі, 2 – сейсмостанції з сейсмодатчиками для запису горизонтальних коливань, 3 – сейсмостанції з сейсмодатчиками для запису вертикальних коливань.

Відстань між сейсмодатчиками, що реєстрували поперечні і повздовжні коливання – 1,0 м. Таким чином, загальна довжина кожного з профілів складала 51 м. Глибина дослідження за ідеальних умов становила 30 м. Генерування хвиль здійснювалося ударом 6-кілограмової кувалди по металевій плиті, яка знаходилася на поверхні землі під кутом 45° до горизонтальної осі профілю (рис. 6.4). У такий спосіб відбувається одночасне збудження поперечних і

повздовжніх хвиль. Для зменшення впливу на сейсмічне хвильове поле випадкових хвиль-завад проводилось накопичення (10 разів) сейсмічних даних на кожному пункті збудження сейсмічної хвилі.



Рис. 6.5 Розташування сейсмічних станцій та пунктів збудження сейсмічних хвиль для методу сейсмічного зондування на відбитих хвилях (а), розташування сейсмічних станцій та пунктів збудження сейсмічних хвиль для методу сейсмічного зондування (б): 1 - місце збудження сейсмічної хвилі, 2 сейсмостаниії Texan125A горизонтальними сейсмоприймачами, 3 3 сейсмостанції Texan125A 3 вертикальними сейсмоприймачами, 4 сейсмостанція SV з різнонаправленими горизонтальними датчиками, 5 – сейсмостанція SV з вертикальними датчиками.

У методі зондування використовувались два типи сейсмостанцій:

американські сейсмостанції Texan-125A і українські SV, які записували сейсмічні дані одночасно. Збудження сейсмічних хвиль відбувалось біля кожної точки спостереження (рис. 6.5). Всього цим методом було відпрацьовано 51 точка спостереження на кожному профілі.

Для виявлення площинних неоднорідностей використана ортогональна (хрестоподібна) система пошукових профілів, яка при мінімальних витратах часу дає змогу отримати максимальну просторову інформацію про будову середовища (див. підрозділ 6.10).

6.4. Загальна характеристика сейсмічних хвильових даних

Отримані сейсмічні дані загалом є високочастотними (рис. 6.6), що пов'язано з наявністю щільних порід і малою товщиною осадового чохла. Високу амплітуду низькочастотних гармонік (1–7 Гц) можна пояснити їх генерування інтенсивністю морських хвиль. Швидкість поперечних хвиль осадового чохла на ділянці спостереження є непостійною і змінюється як за глибиною, так у просторі. Середні показники коливаються у межах 260–345 м/с, що свідчить про наявність уламків щільних порід, залишків будівельних конструкцій тощо. Максимальна зафіксована глибина осадових порід до 2 м. Збільшення швидкості з глибиною відбувається стрибкоподібно (з великим градієнтом швидкості), що свідчить про незначну зону вивітрювання у корінних породах. Швидкості у корінних породах на профілі є також непостійними і заходяться у межах 1500–2000 м/с.



292

Рис 6.6. Спектральні характеристики сейсмічного хвильового поля: *а* – усереднений спектр з сейсмічного профілю; *б* – вейвлет-спектр з усередненої по профілю сейсмограми.

Аналізуючи хвильове поле твердих порід флішеподібної товщі, можна дійти висновку про його блокову структуру через присутність різних за розміром тектонічних тріщин, сформованих під час складкоутворення. За сейсмічними даними чітко виділяються блоки розміром від 2 до 5 м у довжину (у горизонтальному напрямку) з невеликим нахилом. Тріщини місцевого походження мають розміри від міліметрів до десятків сантиметрів.

На сейсмограмах ознаки розломів і тріщин присутні переважно у вигляді зникання та появи нових фаз сейсмічної хвилі. Наявні розломи співпадають з вертикальним напрямком формування блокової структури корінних порід, що свідчить про їх певну участь у тектонічному формуванні цієї частини складчастої зони.

6.5. Інтерпретація сейсмічних даних, отриманих по ортогональним профілям в точці обстеження № 1

Місце прокладення групи сейсмічних профілів визначались будівельними потребами замовника робіт, а не геологічною доцільністю, тому виявлені прояви тектонічних розломів є лише початковим, несистемним етапом вивчення розломно-блокової історії острова і ув'язки напрямків виявлених і відомих розломів Скіфської плити.

На рис.6.7 зображено дві сейсмограми з джерелом генерування сейсмічних коливань, розташованим на початку та кінці профілю AA¹. У верхній частині геологічного розрізу знаходяться темно-коричневі суглинки з включенням дресви кременистих порід. Їхня максимальна товщина (у кінці профілю) до 2 м, глибше спостерігається щебеневий ґрунт із супіщаним заповнювачем. Мінімальна товщина суглинків не перевищує 40 см. Товщина вивітрених порід має пряму залежність від рельєфу, що може означати горизонтальність

залягання скельної породи.

У центрі профілю (у межах 17–38 м) виділяється геологічне утворення (темно-оранжеве), яке, ймовірно, належить верхній, розконсолідованій частині розломної зони. Воно є зрізом майже по дотичній лінії розлому, це дає змогу точно встановити його просторові розміри і азимут. Профіль перетинає розломну структуру завдовжки 11 м.

На зменшеному часовому проміжку (рис. 6.8) приведені частини сейсмограм з позначеними розломами. На лівій частині рис. 6.8 у хвильовому полі виділяється монолітне тіло з постійним градієнтом швидкості, в результаті чого відсутні внутрішньоструктурні відбиття (з 0,09 с), яке має горизонтальну крівлю довжиною 10 м. Справа від монолітного тіла знаходяться породи іншого генезису, які мають багато відбиваючих границь. Така різноманітність хвильового поля на невеликій просторовій ділянці дозволяє провести лінію розмежування (зчленування) декількох структурно відмінних ділянок.



Рис. 6.7. Приклади сейсмічного хвильового поля з розташуванням джерела сейсмічних хвиль на початку і кінці профілю.

У правій частині рис. 6.8 спостерігається різка зміна напрямку фаз групи сейсмічних хвиль, їх зникнення та поява у іншому місці, що характерне для кінематичних особливостей поведінки хвильових полів на розломних зонах. Можливо в цій частині профілю є розлом із зміщенням по вертикалі та контакт різновікових товщ конгломерато-пісковикової і конгломератоконгломератобрекчієвої. Згідно з рис. 6.1 прирозломна територія накрита товстим шаром відкладів четвертинного віку, що утруднює визначення будови за геологічними ознаками. Ймовірне положення розломної зони на профілі відмічено ламаною червоною лінією (див. рис. 6.8).



Рис. 6.8. Відображення бортів розломної зони, яку перетнув сейсмічний профіль. Червона лінія – ймовірний розлом.

Профіль ВВ ортогональний до профілю АА і перетинає розломну зону впоперек її поширення. На цьому профілі був відпрацьований метод зондування, який зафіксував появу розлому у зміні форми відбитого годографа від крівлі щільних порід (рис. 6.9,а). На рис. 6.9, б, в показано хвильове поле, сформоване розломом від пунктів генерування сигналу на 40, 45 і 50 м профілю відповідно. Розлом чітко проявляється на сейсмограмах y вигляді клиноподібного тіла (виділеного червоним пунктиром) з високочастотнішим хвильовим заповненням, ніж оточуючі породи. Це явище чітко відображене на рис. 6.9, в, де виділено три тіла: а – північна частина, в – південна частина конгломератобрекчієвої товщі і в – заповнювач розносної зони. На трьох останніх рисунках тоншими пунктирами в прирозломній зоні відмічені локальні зсувні розломи, які формувались під дією сил розтягування.

Нахил рельєфу співпадає з нахилом нахиленого блока, тобто майже співпадають кут розлому з кутом нахилу поверхні блока (падаючого крила складки).



Рис. 6.9. Приклад сейсмограм MBX сейсмічного зондування (*a*) та M3X (б, *в*). Червоні пунктири – розломи, які виділяються за сейсмічними даними.

Ортогональна система профілів дає змогу приблизно розрахувати ширину та встановити азимут розломної зони. На профілі AA¹ межа розлому знаходиться між 12-м і 38-м метрами профілю, по профілю BB¹ між 22-м і 28-м метрами відповідно (рис 6.10).



Рис. 6.10. Сейсмічний куб прирозломної зони, відтворений за системою

оргональних профілів AA¹ і BB¹. Сині стрілки – місця прояву розлому на рівні поверхні корінних порід, визначених за сейсмічними хвильовими полями. Червона напівпрозора полоса – зона розлому.

6.6. Інтерпретація сейсмічних і геологічних даних в точці обстеження

<u>№</u> 2

На рис. 6.11 зображено сейсмічний профіль СС¹, ортогональний профілю DD¹, який було прокладено південніше. За хвильовим полем і його характеристиками можна виділити три групи геологічних об'єктів, які раніше були виділені за швидкісними характеристиками. На відміну від попереднього місця геофізичних вишукувань, де розущільнення середовища мало чітко виражену 10-метрову зону розлому, на цій ділянці порушення можна класифікувати як розрив зі зміщенням. Тут конгломератобрекчієва товща має неузгоджений тісний контакт з пісковиково-конгломератовою товщею. Товщина осадового чохла по лінії цього профілю не є постійною і змінюється від 2 м (по центру профілю DD¹) до декількох сантиметрів. В південно-східній частині профілю CC¹ спостерігається виходи корінних порід на поверхню у вигляді горсту.



Рис. 6.11. Сейсмічний розріз по лінії СС¹ ортогональної групи профілів № 2. Осадові породи (низькошвидкісні) позначено жовтим кольором, коричневим та блакитним – конгломератобрекчієва і пісковиково-конгломератова товща.

Використовуючи отримані сейсмічні дані по профілям, було побудовано

моделі геологічних розрізів глибиною до 15 м і довжиною 40 і 50 м, які були зібрані в ортогональну систему профілів, що дало змогу отримати уявлення про місце контакту блоків і просторове розташування розриву та його приблизну глибину (рис. 6.12).



Рис. 6.12. Схематичне зображення геологічного розрізу ортогональної системи сейсмічних профілів просторового обстеження ділянки № 2. Осадові породи (низькошвидкісні) позначено жовтим кольором, коричневим і синіми – пісковиково-конгломератова (блакитна) та конгломератобрекчієва (коричнева) товщі. Червона полоса – розривна зона (зона контакту двох різновікових блоків.)

Унікальність виявленого розлому полягає у його геологічних проявах на поверхні острова і на схилах берегової лінії, на відміну від інших розломів, оскільки о. Зміїний майже весь покритий вивітреними породами. Вони маскують осі гіпотетичних розломів, які повинні на ньому бути, як на давньому геологічному утворенні. За береговою лінією можна якісно виділяти певні неструктурні залягання, як елемент прояву геодинамічних явищ, але неможливість подальшого вибору точного напрямку зменшує привабливість візуального виділення розломів. Найоптимальнішим у цій ситуації є поєднання як візуальних, так і спеціалізованих пошукових методів, як таких, що доповнюють один одного або підтверджують правильність вибору.



Рис. 6.13 Кам'яна гряда (а), яка утворилася в результаті вертикального зсуву пісковиково-конгломератів (б) у зоні контакту з конгломератобрекчієвою товщею під час формування розлому. Біла стрілка – напрямок падіння геологічних шарів, червоний пунктир – лінія розлому.

На рис. 6.13, а поверхня кам'яної гряди має такий самий кут нахилу, як і масив порід, зображений на рис 6.13.6. Напрямок падіння геологічних шарів показано білими стрілками. Отже, гряда складається з порід пісковиковоконгломератів які оконтурені червоним пунктиром. Гряда є межею двох різновікових блоків, яка утворилась під час формування складки, а саме опускання (або підйому) різних частин острова.

6.7. Приклад розломно-блокової структура о. Зміїний по лінії профілю СС¹

Острів складено щільними конгломерато-брекчіями з системою пластових

тріщин (розломів без зміщення), ортогональною до крівлі та підошви геологічних горизонтів (див. рис. 6.13, б). Наявність великої кількості таких тріщин ускладнює виявлення нахилених розломів, оскільки вони породжують дифраговані, ревербераційні та інші високочастотні хвилі. Будучи за природою монотипними, конгломерато-брекчієві породи формують хвильове поле складної структури, яке пов'язано з розсіюючими властивостями порід більшою мірою ніж з поглинальними.



Рис. 6.14. Просторово-часові поглинальні властивості геологічного середовища по лінії профілю СС¹ (а). Червоно-жовтий колір – велике поглинання, фіолетово-синій – мале. Червоні лінії – крихкі розломи з великими азимутами нахилу (б). Вертикальні та слабо нахилені наявні розломи на рисунку не відмічено.

Відсутність осадових порід (або їх мала товщина), які поглинають енергію сейсмічних хвиль, дає змогу використовувати максимальну кількість енергії для вивчення глибинної будови та розломно-блокової структури. В інженерній геофізиці розломи асоціюються насамперед з небезпекою для цілісності споруд,

оскільки вони підвищують рівень сейсмічної бальності територій, виділених під будівництво. Своєчасне виявлення та глибинне картування розломів є запорукою врахування геологічної особливості території та підсилення конструкції майбутніх об'єктів. Розташування споруди на різних блоках, тобто на різних таксонометричних одинцях, від'єднаних розломом, призводить до його руйнування навіть при незначній бальності землетрусу. Пошук цілісних і стабільних блоків є пріоритетним завданням вишукувальних орбіт.

Використовуючи методику визначення розломно-блокової структури, приповерхневе сейсмічне хвильове поле було перераховане в поглинальні властивості середовища. На рис. 6.14, а проявляються вертикальні тонкі (лінійні) неоднорідності, які можна ідентифікувати як розломи. Деякі з них мають протяжність у часі до 0,250 с. Круто нахилені розломні структури відмічено на рис 6.14, б червоними лініями, довжина деяких більше 40 м. Як було описано в попередніх розділах, вони легко виділяються за різкою, неузгодженою зміною поглинальних властивостей на великій просторовочасовій ділянці. Такий напрямок занурення розущільнених зон, пов'язаних з розломними структурами, повністю співпадає з топографією поверхні острова на досліджуваній ділянці.

6.8. Просторове розташування виявлених розломів

Визначивши розміри і форму розломних об'єктів, визначимо також азимут їхнього простягання – кут між віссю розлому (або його бокових крил) і місцевим меридіаном. Так, визначений азимут розлому по групі профілів AB δ = 71,8°, по групі CD δ = 160° (рис. 6.14).

На геологічній карті-схемі о. Зміїний (див. рис. 6.1) відмічені достовірні і передбачувані розривні порушення [Ткаченко, 1969]. Нажаль, відсутність картографічної точності і детальності в зображенні острова ускладнює прив'язку закартованих розломів до розломів, виявлених останнім часом, які знаходяться в морській частині Скіфської плити.



Рис. 6.15. Ортогональна система профілів з нанесеною розломної зоною (а) від ортогональної групи № 1 та зоною розриву (б) від групи №2.

Порівнюючи видиму геологічну будову південної частини острова (рис. 6.13, рис. 6.16), карту-схему Ткаченка Г.Г. та положення виявленого розлому (розриву) групою ортогональних профілів № 2 приходимо до висновку, що мова іде про один і той самий розлом. Таким чином, можна встановити його істинне географічне положення, повернувши карту-схему на відповідний кут і долучити виявлені (унаслідок огляду острова) у 1970-ті роки порушення до сучасного уявлення про тектоніку Чорноморського регіону.



Рис. 6.16. Аерофотознімок о. Зміїний. Червоною і чорною лініями оконтурені різновікові блоки (фото www.ukrinform.ua/Фото: Укрінформ).

На рис. 6.17, а зображено карту-схему Ткаченка Г.Г., повернуту на 19,6°, з якої розломи перенесено на сучасну топографічну основу острова (сині лінії, рис. 6.17, б) із збереженням азимута нахилу осі розломів. Виділені майже ортогональні розломи в південній частині острова позначено на рис. рис. 6.17, в червоними лініями. Співставлення рис. 6.17,б і рис. 6.17, в дозволяє поєднати всі відомі розломи на карті острова та порівняти азимути осей розповсюдження найбільших розломів, які знаходяться в околі острова. Схематично ці розломи зображено у верхній частині сучасної топооснови острова і підписано цифрами: 1 – Голіцинський розлом, 2 – Тротус розлом, 3 - Істрійський розлом.

Порівнюючи напрямки розповсюдження морських розломів і розломів на острові можна констатувати їхню просторову спорідненість і вважати проявом глибинних геотектонічних процесів на формування острова.



в

г

Рис. 6.17. Зображення розломів, виділених на території острова Зміїний: а – карта схема Ткаченка Г.Г. [Ткаченко, 1969] з виділеним розломами: б – розломи Ткаченка Г.Г., накладені на сучасну топографічну основу острова, в – розломи, зафіксовані під час інженерно-геофізичних вишукувань у 2018 і 2019 роках [Виконання геофізичних робіт..., 2018; Надання науково-технчних послуг..., 2018], г – виділені розломи на острові у даний час; 1 – напрямок простягання Голіцинського розлому, спорідненого з Головним Азовським розломом, 2 – Тротус розлом і його напрямок простягання, 3 – Істрійський розлом [Фарфуляк, 2015, Starostenko et al., 2015].

6.9. Перспективне сейсмічне обладнання для методу визначення розломно-блокової будови геологічного середовища

Якість сейсмічних даних є визначальним моментом для працездатності будь-кого методу по обробці та інтерпретації польового матеріалу. Можливість формування системи спостереження, генерування сейсмічних ХВИЛЬ, методики проведення багаторазових експериментів ПО відпрацюванню проведення фізспостережень є запорукою достовірного рішення будь яких задач геофізики і зокрема тих, які вирішуються в цій роботі.

6.9.1. Сучасні закордонні сейсмічні станції для прикладних робіт.

Прикладні сейсмічні роботи з досліджень геологічної будови середовища можна розділити на пошукові та вишукувальні. В окремий вид сейсмічних робіт можна виділити довготривалий у часі сейсмічний моніторинг великих за площею територій або об'єктів зі складною геометрією розстановки пунктів автономного спостереження. Для пошукової, на корисні копалини, та вишукувальної інженерно-геофізичної сейсміки наявність автономних сейсмостанцій — щонайшвидше питання комфорту у проведенні польових робіт, ніж виробнича необхідність. На сьогодні є практика комбінування провідних та безпровідних технологій у зборі сейсмічних даних. Автономні

сейсмостанції залучають до польових робіт на важкодоступних ділянках зі складним рельєфом, автотрасами, залізницею, річками та на частково заболочених територіях. Такий підхід у проведенні робіт заощаджує чималі кошти та час, полегшує логістичні завдання, зменшує потребу у кількості обслуговуючого персоналу. Вишукувальні інженерно-геофізичні роботи, прикладом яких можуть бути роботи на о.Зміїний, як правило, проводять у досить складних умовах, оскільки території обстеження мають надзвичайно розгалужену інфраструктуру житлових та виробничих об'єктів з малою кількістю відкритого ґрунту, наявністю транспортних розв'язок і підземних комунікацій. Використання автономних станцій може суттєво спростити планування архітектури полігона та вибір методики проведення вишукувальних робіт. Фактично вони допомагають провести якісніші сейсмічні роботи, незважаючи на несприятливі умови. Сейсмічний моніторинг за методикою спостереження ближчий до робіт за методом ГСЗ, ніж до СГТ чи приповерхневої сейсміки, оскільки сейсмічні події одночасно реєструються багатьма станціями на великій території. Сейсмостанції для такого типу робіт мають простішу конструкцію, але для них потрібні додаткові елементи живлення, місце для накопичення інформації та можливість підключення зовнішньої антени GPS. Без наявності автономних сейсмостанцій проводити довготривалий сейсмічний моніторинг неможливо. Довгий шлях експериментів та імпровізацій з реєструвальним сейсмічним обладнанням зумовив створення пасивних і активних. Пасивні двох типів цифрових сейсмостанцій: сейсмостанції мають відносно просту конструкцію і складаються з датчика вертикальних коливань, плати АЦП, живлення (акумуляторів або батарейок), системи точного часу і координат GPS, оперативної пам'яті. Поява цього типу станцій стала можливою після вільного доступу до військової, в минулому, супутникової навігаційної системи визначення місцезнаходження — Global Positioning System (GPS), з якої вона через визначений інтервал (15, 30, 60 хв ...) бере точний час UTM і координати свого розташування. Пізніше цей час використовують для внесення поправок у сейсмічний запис. Пасивними станції називають тому, що вони записують сейсмічні дані у внутрішню оперативну пам'ять. По завершенні польових робіт усі сейсмостанції доставляють на базу, де сейсмічні дані зчитують через спеціалізовані станції збору цифрових даних та зарядки акумуляторів. За останні декілька років випущено 4 типи пасивних станцій для запису сейсмічних даних. Зокрема, Geospace Technologies США) Geospace (www.geospace.com, GCL, Dynamic Technologies (https://smartsolo.com, Канада) — SmartSolo DTCC, Geophysical Technology Inc. (https://geophysicaltechnology.com, CIIIA) — NuSeis NRU 1C, Innoseis (www.innoseis.com, Нідерланди) — TremorNet. Деякі найновіші пасивні сейсмостанції мають безпровідні технології передачі невеликої кількості інформації на короткі відстані (до 10 м) для контролю за самодіагностикою та технічним станом. Їх обладнують системами Bluetooth або WiFi. Активні сейсмостанції конструктивно складніші — вони додатково (до пасивних станцій) мають засоби безпровідної передачі даних (радіоканали, WiFi, стільникову мережу LTE/4G) та мікрокомп'ютер, який формує пакети даних і відправляє їх у реальному часі на ретранслятор або базову станцію збору сейсмічної інформації. Як правило, активні станції споживають більше електроенергії, ніж пасивні, через необхідність передавати та отримувати дані; час їхньої автономної роботи у 3—4 рази менший, тому до них приєднують зовні акумулятори великої ємності, за рахунок чого вони стають важчими. Компанія Wireless Seismic (https://wire-lessseismic.com) y 2009 p. [Kendall, 2015] запустила у серійне виробництво станції Wireless Seismic Mk2 з радіоканалами, у 2012 р. — модернізовані станції RT System 2, а у 2017 р. — RT System 3 (рис. 9, а). Інший виробник Sercel (Франція) у своїх сейсмостанціях WTU-508 використав для передачі даних і контролю якості в реальному часі технологію безпровідної комп'ютерної мережі Wi-Fi на частотах 2402—2480 МГц (рис. 9, б) (http://www.sercel.com). Систему Sigma компанії iSeis (США) (рис. 9, в) випущено у 2010 р., вона відріз няється від описаних вище моделей тим, що її можна застосовувати у різноманітних конфігураціях, оскільки має ознаки універсальної сейсмічної станції. ЇЇ мож- на використовувати в режимі пасивної або активної сейсмостанції, з передачею сейсмічних даних у режимі реального часу по безпровідному каналу WiFi, є радіоке- рування, кабельне підключення 100base-T Ethernet до комп'ютерної мережі, стільни- ковий зв'язок (модем). В останній моделі 2017 р. — Sigma4 добавлено внутрішній трикомпонентний 2-герцевий геофон для пасивних сейсмічних спостережень.

6.9.2. Автономні сейсмічні станції SV

На сьогодні понад десятка європейських і північноамериканських компаній пропонують готові рішення для телеметричних систем на базі різних за складністю сейсмостанцій. В умовах скорочення попиту на нове сейсмічне обладнання, яке спостерігається останніми роками, і зростання конкурентної боротьби за покупця, компанії, які розробляють сейсмічну апаратуру, розділилися на дві групи. Одні пішли шляхом виробництва максимально дешевого обладнання з мінімальними можливостями, інші випускають обладнання сейсмічне 3 максимальними технічнимитями, універсальне надаючи тим самим можливість вибору методик проведення польових робіт. Закони вільного ринку примушують виробників постійно модифікувати і вносити конструктивні зміни в апаратуру, створюючи нові зразки і полишаючи старі із втратою сервісних зобов'язань. Термін післягарантійного сервісу скоротився до 3-4 років. Унаслідок цього багато сейсмічного обладнання можна відремонтувати лише з використанням донорів, тобто аналогічної непрацюючої апаратури. Це створює серйозні труднощі для власників застарілого, але в цілому працездатного обладнання.

Всебічно проаналізувавши доступну інформацію про технічний рівень сучасних сейсмостанцій, Інститут геофізики НАН України прийняв рішення про створення українських станцій. Розробку й виготовлення експериментальних зразків різної конфігурації (як один із напрямів роботи) було проведено у рамках реалізації конкурсних інноваційних проектів НАН України у 2017—2019 рр [Гринь, Вербицький, 2019а; Гринь та ін., 2019б]. Вимоги до технічних характеристик сейсмостанцій були продиктовані

завданнями, які вирішує Інститут геофізики НАН України, а саме вивчення глибинної будови Землі (профілі СГТ, ГСЗ), довготривала реєстрація місцевих або віддалених землетрусів з використанням тимчасових пунктів спостереження (фундаментальні задачі) та сейсмічні роботи для інженерної геофізики, екології, археології, сейсмічний моніторинг великих і протяжних об'єктів, таких як дамби, хвостосховища, нафто- газопроводи (прикладні завдання).

6.9.3. Загальні технічні вимоги до сейсмостанцій серії SV

Умови експлуатації є важливим чинником, який необхідно враховувати під час проектування сейсмічного обладнання. Станції повинні мати високий рівень захищеності від вологи, тобто корозійностійкий корпус, оскільки працюють під час дощу, снігу або закопані у землю, та герметичні контакти, що забезпечують зв'язок із зовнішніми пристроями — антеною GPS, датчиками, додатковими елементами живлення. Великі перепади температури під час експлуатації станцій зобов'язують використовувати дорожчу і надійнішу елементну базу та стійкіші до перепадів температури елементи живлення. Температура нагрітого літнім сонцем корпусу становить понад +60 °C, а взимку опускається до -20 °C. За таких критичних перепадів температури необхідно забезпечити стійку роботу кварцу, який відповідає за частоту дискретизації аналогового сигналу, і ви користовувати активну систему корекції часу, яка б враховувала зміни температури за відсутності доступу до супутникової системи точного часу GPS. Автономність та самодостатність — основні вимоги, які мають бути реалізовані у сейсмостанціях без жодних додаткових пристроїв для їх роботи. Потрібно враховувати, що сейсмічні дослідження виконують, як правило, у польових умовах, далеко від бази, де немає умов для ремонту і часто відсутня електроенергія та запасні складники. Поломка будь-якого допоміжного обладнання може призвести до зупинки недешевих сейсмічних робіт і поставити під загрозу проведення комплексу польових робіт. Отже, чим простіша система збору сейсмічних даних, тим вона надійніша. Маса та розмір

— надзвичайно важливі параметри геофізичного обладнання. Вартість логістики на сьогодні дуже висока. Великі маса й кількість обладнання, яке необхідно доставити до місця призначення, суттєво здорожчують проведення будь-яких робіт, оскільки потрібні велика кількість людей і транспорту. Інколи маса обладнання і його кількість є критичними, наприклад, у разі проведення дослідницьких робіт у віддалених важкодоступних місцях або горах. Час безперервної роботи залежить від обсягу оперативної пам'яті, куди записують сейсмічні дані, та ємності елементів живлення. Економію енергії і продовження часу роботи може забезпечити перехід за програмно запланованого графіком режиму «сну», коли станція припиняє записувати коливання ґрунту. За довготривалих спостережень має бути передбачена можливість зовнішнього підключення додаткових акумуляторів. Наявність у сейсмостанцій модулів безпровідного зв'язку (Bluetooth, WiFi, раді- оканал, модем LTE/4G) дає змогу забезпечити контроль за роботою станції або сейсмічних датчиків.

Схему сейсмічної станції умовно можна поділити на три частини. Перша, найголовніша, — це процесор та аналого-цифровий перетворювач. Процесор відповідає за роботу всієї станції, він керує логікою та периферійними пристроями завдяки програмному забезпечению, яке встановлюють на сейсмічну станцію за допомогою програматора. Програмне забезпечення можна змінювати, згідно з модернізацією конфігурації сейсмостанції, додаючи нові команди, розширюючи її технічні можливості. До цієї частини підключено оперативну пам'ять, систему визначення координат і точного часу GPS, радіоканал, порт зовнішнього обміну даними USB, безпровідний порт обміну даними WiFi, систему контролю за живленням, теромодатчики. Друга частина — фільтри. Аналоговий сигнал, який формується сейсмічними датчиками, потрапляє у фільтри, де він позбавляється тих гармонік, що призводять до некоректної роботи аналого-цифрового перетворювача. Оцифровані дані автоматично записуються в оперативній пам'яті сейсмостанції або можуть бути передані по без- дротовому зв'язку в центр обробки даних. Третя частина живлення. Від типу носія енергії залежить час виконання сейсмічних робіт. Для тривалих польових спостережень необхідно мати акумулятори підвищеної ємності.

6.9.4. Приклади використання сейсмостанцій SV

SV для вивчення будови Землі під час реалізації проекту TESZ-2018. Під час проведення міжнародного проекту TESZ-2018 сейсмічні станції серії SV використовували для запису хвильового поля, згенерованого наземними вибухами великої потужності, з метою вивчення явищ, пов'язаних із згасанням високочастотних складових сейсмічних хвиль у верхній частині сейсмічного розрізу. На пункті вибуху 7 біля с. Під'ярків (Львівська обл.) було викорстано 400 кг вибухівки. Автономні сейсмостанції SV-2.1 і SV-2.2 були встановлені на лінії по ширення сейсмічних хвиль від вибуху. Відстань станцій від епіцентру вибуху — 200 і 400 м відповідно. Обидві сейсмостанції були розташовані в однакових геологічних умовах. Після вибуху було зареєстровано сейсмічне хвильове поле, у якому крім вибухової хвилі були хвилі відбиття від геологічних горизонтів, які розміщуються під джерелом вибуху на великих глибинах і мають найкоротший шлях до поверхні (до реєструвальної апаратури).

На пункті вибуху 6 поблизу с. Дубровиця (Львівська обл.) вивчали можливість використання сейсмостанцій як точного реєстратора моменту вибуху. Ідея полягала у фіксації моменту проходження електричного імпульсу по бойовій лінії до вибухівки, який би фіксувала котушка (дросель), підключена до сейсмостанції. Одноканальний варіант станції, який має точний час, виставлений за GPS, перетворює вхідний аналоговий сигнал електромагнітних імпульсів у дискретний масив (цифровий сигнал) з частотою до 16 000 Гц (тобто з точністю до 0,000 062 5 с).

На цих пунктах вибуху сейсмостанції записували у тестовому режимі місцеві та віддалені сейсміко-сейсмологічні події, які відбуваються на великій відстані від місця прове- дення робіт ГСЗ. Так, після підземного вибуху (22 вересня 2018 р. у 0 год 30 хв) через 1 хв 30 с у м. Анталія (Туреччина) відбувся

землетрус (рис. 16). Відстань між Яворівським заповідником і м. Анталія становить близько 1500 км. Перша хвиля землетрусу була зареєстрована через 300 с після поштовхів у Турції. Отже, середня швидкість руху сейсмологічної хвилі в бік України становила 5 км/с. Після фільтрації і видалення високочастотних коливань залишилося хвильове поле сейсмологічного частотного діапазону (0—3 Гц).

Висновки до Розділу 6

В результаті проведених вишукувальних робіт методами MCX і MMM на о. Зміїний було виявлено два розломи, азимути розповсюдження яких співпадають з відомими розломами – Голіцинським (який за напрямком співпадає з Головними Азовським розломом) та Істрійським.

Головний Азовський розлом в Азовському морі виділяється у швидкісній моделі 12-кілометровим неузгодженим за швидкостями контактом південної частини Азовського масиву та Скіфської плити. На відстані 600 км на о. Зміїний (Чорне море) зафіксована розломна зона шириною близько 10 м, яку можна віднести до південно-західного початку регіонального розлому, що узгоджується з теоретичними уявленнями, висвітленими в публікаціях [Фарфуляк, 2015; Starostenko et al., 2015]. Азимут зафіксованого сейсмічними методами розлому на острові співпадає з високою точністю з азимутом Головного Азовського розлому, що може свідчити про їхнє спільне положення.

Виявлений методами інженерної геофізики розлом (а точніше розрив) з південно-східним азимутом простягання є розломом, закартованим у 1969 р Ткаченком Г.Г. [Ткаченко, 1969] за результатами візуального огляду берегової лінії острова. Визначивши кут невідповідності нахилу карти-схеми Ткаченка з сучасної топоосновою острова, вдалось з'ясувати істині азимути інших розломів, які були ним закартовані у 70-ті роки минулого століття. Тим самим долучити їх до аналізу розломно-блокової будови Скіфської плити.

Виявлені на о. Зміїному розломи (розриви) тісно пов'язані з розломами, які знаходяться в морській частині Скіфської плити. Зокрема, на формування

острова, як тектонічної складки, мали вплив Головний Азовський розлом, Істрійським розлом та Тротус розлом.

Виявлені розломні зони та їхній вплив на сейсмічність острова, загальна геологічна будова острова по лінії вишукувальних профілів є важливою складовою для фундаментальних і прикладних задач, зокрема будівництва різних споруд на острові.

Методика виявлення розущільнених зон продемонструвала можливість виявлення протяжних об'єктів, асоційованих з крихкими розломами як вертикального, так і близького до горизонтального напрямку розповсюдження. Основний індикатор наявності розломних зон – розташування поруч неузгоджених за затуханням ділянок геологічного середовища на великих відстанях. Запропонований метод дає змогу з високою точністю визначати місцеположення глибинних і мілких розломів, які неможливо виявити при використанні кінематичних сейсмічних методів через наявність великої кількості тріщин.

Список використаних джерел до Розділу 6

1. Гожик П.Ф., Чебаненко І.І., Краюшкін В. О., Євдощук М.І., Крупський Б.Л., Гладун В.В., Максимчук П.Я., Полухтович Б.М., Маєвський Б.Й., Клочко В.П., Павлюк М.І., Федишин В.О., Захарчук С.М., Мельничук П.М., Туркевич Є.В., Пахолок О.В., Федун О.М. (2006). *Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків вуглеводнів в Азовському морі*. Київ: ЕКМО, 2006. 339 с.

2. Гринь Д.М., Вербицькии С.Т., Дмитренко О.В. (2019б). Адаптивний сейсмічний комплекс для інженерної геофізики. *Геоінформатика*, (4), 65–73.

3. Гринь Д.М., Вербицький С.Т. (2019а). Автономні цифрові сейсмічні станції SV. *Геофиз. журн., 41*(4), 125–144.

4. ДБН А.2.1-1-2014 "Інженерні вишукування для будівництва" (Додаток К, С.92-93, в частині Інженерно-геологічних та геотехнічних вишукувань, для уточнення будови геологічного розрізу)

5. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., Гринь Д.Н., Старостенко В.И., Яник Т. (2018). Строение литосферы по комплексному анализу геологогеофизических данных вдоль профиля DOBREfraction'99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа—Восточно-Черноморская впадина). *Геофиз. журн.*, 40(5), 98–136. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476

6. Соллогуб В. Б. (1986). Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 184с.

7. Сулимов И.Н. (2001). *Геология и прогноз нефтегазоносности района* острова Змеиного в Черном море. Одесса: Астропринт, 108 с.

8. Сулимов И. Н. (1984). *Геология Украинского Черноморья*. Киев-Одесса: Вища школа, 126 с.

9. Сучков И.А. (2005). Геологические исследования острова Змеиный. Вісн. Одес. нац. ун-ту. Сер. Екологія, 10(4), 94–99.

10. Ткаченко Г.Г. (1969). Геология острова Змеиного (Черное море). *Геология* побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, (3), 3–19.

11. Фарфуляк Л.В. (2015). Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской микроплиты вдоль профиля DOBRE-5. *Геофиз. журн.*, *37*(6), 23–39.

12. Юдин В.В. (2001) Предскифийский краевой прогиб. Доклады III Международной конференции "Крым-2001": Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона (С. 177—183). Симферополь: Таврия-Плюс.

13. Виконання геофізичних робіт на майданчику будівництва висотної локальної споруди (о. Зміїний) в заданих точках із глибиною зондування до 20 метрів. (2018 р.), № держ. реєстрації 0117U000774;

14. Надання науково-технчних послуг з аналізу геотехнічної підоснови грунту південної частини о. Зміїний Вилківської міської ради Кілійського району Одеської області. (2018 р), № держ. реєстрації 0118U005253.

15. Gobarenko, V., Yegorova, T., & Stephenson, R. (2017). Local tomography model of the northern Black Sea: intra-plate crustal underthrust- ing. In M. Sosson, R.

Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 222–239). Geol. Soc. London, Special Publ. doi:10.1144/SP428.11.

16. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int., 201*, 406–428, doi:10.1093/gji/ggv 018.

17. Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., Gryn, D., Rusakov, O., Czuba, W., ... Shulgin, A. (2017). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. In M. Sosson, R. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (pp. 199–220). Geol. Soc. London, Special Publ. 428.

ВИСНОВКИ

1. Створено об'єктно-орієнтований метод побудови розломно-блокової структури середовища, який дає змогу представити геологічний розріз у вигляді розломних структур відносно монолітних блоків і неструктурованого міжблокового заповнювача. Частотно-залежне згасання енергії сейсмічних хвиль (ефективне поглинання) надає якісну оцінку геологічної будови, представлену в зміні фізичних властивостей геологічних об'єктів. При достатній контрастності (аномальності) поглинаючих властивостей геологічних тіл відбувається їх просторове оконтурення, що допомагає встановити форму об'єкта, не аналізуючи його фізичні властивості, відтворювати його у найбільш зрозумілому вигляді – структурних одиницях: протяжних об'єктах розломного типу, монолітних блоках, складках, насувах, скидах та інших геологічних тіл.

Проведено аналіз роздільної здатності методу визначення розломноблокової будови середовища, використовуючи спектральній аналіз. Показано, що кожна дискрета часового відліку, яка відповідає просторовій дискреті по глибині у 11,5 метри, має нескінченну кількість значень амплітуд і фаз гармонік базисних функцій. Таким чином, сейсмограма розкладається на базисні функції, кількість яких обмежена її достовірним частотним діапазоном. Цієї кількості достатньо для встановлення особливостей частотозалежного згасання, характерного монолітним структурам. По горизонталі просторова роздільна здатність методу відповідає дискретності по простору сейсмічних даних.

Для можливості визначення згасаючих властивостей сейсмічних хвиль з використанням наднизькочастотної області спектра було запропоновано спосіб переносу його у високочастотнішу область без зміни спектрального складу, використовуючи принцип модуляції. Він полягає у добутку сейсмограми і носійного високочастотного сигналу будь-якої незмінної в часі частоти. Це дало змогу використовувати широкі фільтри гаусового типу, не заходячи в уявні значення спектральної області.

У роботі запропоновано різницевий метод розділення хвильового поля на поле корисних хвиль і хвиль-завад з метою виділення горизонтальних, або з

малими кутами нахилу, відбитих хвиль. Такі хвилі є основними для побудови кінематичного зображення хвильового поля за методикою глибинного СТТ.

Ефективність роботи алгоритму розділення цільових хвиль і хвиль-завад за даними часових розрізів СГТ і сейсмічної голографії на основі диференціала Гато продемонстрована на приповерхневих фактичних даних (до 1 км) та на глибинних (до 40 км).

2. Для побудови стартової швидкісної моделі використовувались наявні дані з розбурених свердловин на континентальній і морській частині України по лінії профілю. Достовірна геологічна будова з реальними фізичними властивостями ґрунтів верхньої частини геологічного розрізу дала змогу підібрати правильні фізичні параметри для променевого моделювання. Також була використана наявна зарубіжна та українська наукова література для побудови початкової геологічної та геодинамічної будови морської та наземної частини комбінованого профілю.

Змодельовані два швидкісні розрізи в південно-східній частини України за проектами DOBRE-99 і DOBRE-2. Зона перекриття між профілями дозволила побудувати профіль загальною довжиною 770 км і глибиною до 70 км, який перетинає Чорне море, Керченський півострів, Азовське море, Азовський масив, Донецьку складчасту споруду і Воронезький кристалічний масив.

За результатами моделювання було встановлено, що поверхня фундаменту знаходиться під осадовими породами Донбасу на глибині близько 20 км. Наймолодший осадовий шар має швидкість <3 км/с і товщину від 2 км. Більшість осадових порід девонського та кам'яновугільного періоду з відносно високими швидкостями (5,0–5,9 км/с). Модельний час приходу фаз S-хвиль дозволяє визначати співвідношення Vp/Vs. У Донецькому складчастому поясі співвідношення Vp/Vs збільшується від 2,0 біля поверхні до 1,62 в найглибшій частині басейну. Форма осадового басейну асиметрична; нахил поверхні фундаменту під басейном є крутішим з південно-західної сторони, ніж під північно-східним. Високошвидкісний нижній шар земної кори (> 6,9 км/с) потовщується до 15–20 км під ДСС. Він має форму «рифтової подушки», що

утворюється в результаті проникнення в нижню кору мантійного матеріалу під час рифтоутворення.

З швидкісних моделей DOBRE-2 можна зробити висновки про існування двох швидкісних областей, які складаються з осадових або метаосадових горизонтів. Вони характеризуються швидкостями в діапазонах 1,8–3,9 і 5,4–5,8 км/с відповідно. Ці горизонти покривають кристалічну кору, яка має швидкості 6,2–6,8 км/с. Глибина границі Мохо збільшується від 40 км під Азовським масивом до 47 км під Кримсько-Кавказькою компресійною зоною. Межею між Східноєвропейською платформою (Азовський масив) на півночі і Скіфською платформою на півдні є Головний Азовський розлом, який простягається на глибину 12 км.

3. Для виділення слабоенергетичних хвиль, відбитих від границі Мохо або перекритих та ускладнених хвилями-завадами, запропоновано різницевий метод, який дає змогу виявляти і виділяти годографи відбитих хвиль довільної форми – теоретичної або розрахункової. Приведено приклади виділення відбитих хвиль від фундаменту в Чорному морі, які були скриті відбитими від осадової товщі хвилями-завадами. Для Азовського моря виділено годограф відбитої хвилі від межі Мохо, просторовий напрямок якої було обрано з розрахункового годографа. Частотна корекція виявлених відбитих сейсмічних хвиль підвищує високочастотну складову, що призводить до появи чіткої лінії фронту відбитої хвилі, і уможливлює визначення точного часу перших вступів сейсмічної хвилі. Додатково виявлені сейсмічні хвилі дають змогу точніше побудувати глибинну модель середовищах в акваторіях Азовського і Чорного морів.

4. Створений швидкісний розріз за профілями DOBRE-99&DOBRE-2, перерахований з глибини у час, співставлено з моделлю, побудованою ДГП «Укргеофізика» за даними глибинного кінематичного методу СГТ, який було прокладено по тій самій лінії. Отримано геологічний розріз, на якому відпрацьовані різні сейсмічні методики, в основі яких лежать різні фізичні властивості середовища. Порівнюючи дві моделі, можна побачити

невідповідність між ними в фундаменті Донецької складчастої споруди, в зоні переходу від Азовського масиву до коромантійної суміші та в будові Скіфській плити, де ізолінії швидкостей не співпадають з відбиваючими границями. На частині швидкісної моделі профілю DOBRE-2 виділяється значна швидкісна аномалія, за якою на глибині 30 км присутні нехарактерні швидкості 6,2–6,4 км/с. Горизонтальні розміри аномалії – 180 км. Такі самі швидкості на відстані 20 км (80-й кілометр профілю) спостерігаються на глибині 10 км. Тобто очевидним є факт наявності геологічного об'єкта, який причетний до формування крупної швидкісної аномалії. Однак на часовому розрізі СГТ будьякі тіла, які могли б пояснити аномалію, відсутні. Крім цього, на швидкісній моделі відсутні будь-які прояви контрастної границі на схилі Воронезького кристалічного масиву, яку виділяє метод СГТ.

Виявлені структурні неузгодження між фізичним моделями пояснено розломно-блоковою моделлю.

5. Розроблений метод по визначению розломно-блокової структури геологічного середовища використано для рішення фундаментальної задачі геофізики – встановлення глибинної будови південно-східної частини України по лінії профілю DOBRE-99 (профіль СГТ DOBREflection2000). Для цього був визначений коефіцієнт згасання енергії сейсмічних хвиль, які проходять через геологічні тіла, і відтворено середовище у вигляді трьох типів об'єктів розломи (з міжрозломним заповнювачем), відносно монолітні блоки з чітко окресленою формою та заповнювач, який приймає форму оточуючих тіл. Таким чином відпадає необхідність інтерпретації фізичної складової геологічного розрізу. Групи відбитих хвиль, зокрема і енергетично слабкі, представлені у вигляді тіл з однаковими поглинальними властивостями, які мають чітко окреслену форму, яка узгоджується з іншими тілами та геологічними Фактично відбувається конвертація сейсмічних структурами. даних y геологічні.

Детальність методу відповідає детальності сейсмічних даних, це дозволило вперше перейти від загальних фізичних властивостей середовища до конкретної форми окремих геологічних тіл. Наведено приклади будови осадового чохла, кори, короматнтійної суміші та верхньої частини мантії. Зокрема, у будові границі Мохо виявляються складки стискання, насуви та характерні куполоподібні структури, які, можливо, пов'язані з мантійним діапіризмом. Розломи, що утворились на глибинах переходу кора-мантія, мають регіональний характер, безпосередньо впливають на блокову будову кори і формують Донецьку складчасту споруду. Спостерігаються два різні механізми формування середньої і нижньої кори під цією спорудою. У південно-західній частині переважали магматизм і стискання, у північносхідній – сили стискання з незначним проявом міжпластового магматизму і формуванням високошвидкісного тіла.

Чітко виділяється фундамент ДСС, яка має різну, згідно з інтерпретацією, геодинамічну історію формування. Ліва частина ДСС сформована під впливом сил стискання, направлених під Азовський масив і частково вверх. Унаслідок цього відбулось видавлювання значних мас кори на 20-кілометровій ділянці і насувів Старобешівського, формування чотирьох Ялинського, Мушкетівського, Повздовжнього. Найбільший на Донбасі Ялинський насув має перепад за висотою біля 3 км. Права частина також знаходилась під дією сил стискання, однак ці сили були перерозподілені більш рівномірно, що призвело до внутрішнього складкоутворення та значно менших насувів. Причина таких геодинамічних особливостей пояснюється будовою коромантійної суміші і верхньої частини мантії. Ліва частина ДСС, як видно з результату обробки сейсмічних даних СГТ розломно-блокової будови методом визначення коромантійним середовищ, заходиться зоною 3 активним нал складкоутворенням, мантійним діапіризмом. Права частина ДСС лежить на достатньо консолідованій частині кори, під якою знаходяться монолітні мантійні породи.

Запропонованим методом визначення розломно-блокової будови середовища виділяються тонкі протяжні об'єкти, пов'язані з розломними структурами. Один з ідентифікаторів – різка зміна поглинальних властивостей сусідніх порід у просторі, яка з'являється у випадку зсувних розломів або тектонічних порушень. Інший вид розломів, які чітко проявляються на результатах обробки – розломи з заповнювачем – цементом та залишками уламків породи, або проникненням магми у міжрозломний простір. Наприклад, такі лінійні структури виділяються на глибині 35–40 км.

6. Для видалення різношвидкісних хвиль-завад та математично штучно створених хвиль був розроблений різницевий метод, яким в подальшому оброблялись сейсмічні дані для рішення фундаментальних і прикладних задач.

7. Запропонована в дисертації методика використана для пошуку декількох типів об'єктів – розломів, монолітних блоків, зон розущільнення і конструкцій штучного походження в шахтних полях. В зонах розущільнення накопичується метан, який попадає у шахтні споруди у вигляді непрогнозованих, суфлярних, викидів метану. Точне місцеположення підземних шахтних споруд, яке визначається за розробленим методом, необхідне для виявлення місця можливого потрапляння метану в шахту.

Тривимірні сейсмічні дані ГСЗ 3D були перераховані в поглинальні властивості шахтного поля і представлені у вигляді серії вертикальних і горизонтальних зрізів сейсмічних профілів. Враховуючи великий тривимірний масив даних ГСЗ 3D (майже 28 000 0000 значень), запропоновано автоматизований метод пошуку нестаціонарних процесів у функціях згасання.

Для обробки використано вейвлет-аналіз у спектрально-часовій області. Попередньо було проведене моделювання теоретичних кривих поглинальних властивостей двох блоків, що розміщені поруч і мають різне поглинання енергії сейсмічних хвиль. За допомогою вейвлет-аналізу виявлено непомітні для перетворення Фур'є слабоамплітудні нестаціонарні процеси, пов'язані з різкою зміною поглинальних властивостей середовища на контакті геологічних блоків з діаметрально протилежними фізичними властивостями.

8. Приведено приклад поглинальних властивостей середовища на Дробишівському нестандартному родовищі покладів газу і газоконденсату з покришками малої товщини та слабкими екрануючими властивостями. На результатах обробки проявляються малоамплітудні розломи, лінзоподібні тіла, структурні елементи, пов'язані з крупною зоною стискання та розломоутворенням, не помітною для кінематичної сейсміки.

9. Одним з прикладних рішень фундаментальної задачі по вченню будови літосфери є глибинна деталізація будови нафтогазоносних регіонів України, визначення енергетичного потенціалу певних територій та пояснення можливих механізмів формування нафтогазових родовищ з точки зору тектонічної будови регіону, а також формулювання загальних положеннь по виявленню потенційних надглибоких флюїдонасичених областей.

Отримані глибинні швидкісні моделі будови геологічного середовища використовувались в науково-технічних роботах по забезпеченню сейсмічного захисту житла, промислових споруд, енергогенеруючих об'єктів.

10. Запропоновано адаптивну технологію проведення польових сейсмічних робіт. Проведення сейсмічних робіт за цією технологією дає змогу в польових умовах досягти максимальної якості сейсмічних даних шляхом експрес-оцінки їх якості та внесення поправки у СВІП сигнал з метою коригування амплітудночастотної характеристики сигналу. При цьому суттєво зменшується вплив верхньої частини сейсмічного розрізу на кінцеві сейсмічні дані, а відповідно, і необхідність використання додаткового математичного апарату, який призводить до появи методологічних помилок.

Для забезпечення роботи адаптивної технології робіт були розроблені та виготовлені автономні цифрові високочастотні сейсмічні станції, які пройшли польові випробування під час пошукових робіт ДГП "Укргеофізика".



Додаток 1.



Додаток 2 до дисертації Гриня Д.М. «Метод визначення розломно-блокової структури геологічного середовища за даними сейсморозвідки», яка представлена на здобуття наукового ступеня доктора фізико- математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2021.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА Монографії

1. Кендзера О.В. Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Легостаєва О.В., Гринь Д.М., Коломієць К.В., Толкунов А.П., Чулков С.С. (2019). Глибинна будова літосфери та сейсмічна небезпека території України. Київ: Наук. думка, 197 с.

2. Сапужак I, Вербицький С, Гринь Д., Когут О. (2019). Сейсмічне мікрорайонування майданчика під будівництво резервуару під ЛВДС "Броди". Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища: Збірник наукових праць. Під заг. ред. В.Ю. Максимчука. Львів: Растр-7, С. 172–174.

Статті у фахових виданнях

1. Гринь М.Є., **Гринь Д.М.,** Мукоєд Н.І., Гордієнко Л.Я. (2007). Фазові та групові швидкості у дисипативному середовищі, їх дійсні та уявні складові. *Геофизический журнал*, 29(5), 84–100.

2. Старостенко В.І., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Коломієць К.В., Легостаєва О.В., **Гринь Д.М.** (2009). Дослідження глибинної будови земної кори та верхньої мантії за профілем ГСЗ Дебрецен–Мукачеве–Рівне (проект PANCAKE-08). *Геоінформатика*, (2), 25–29.

3. Gryn D., Mukoyed N. (2010). Separation of thin layered geological medium fields. *Геофизический журнал, 32*(4), 53–56.
4. Гринь. Д.М. (2011). Часові розрізи логарифмічних декрементів згасання тонкошарового середовища. *Наук. праці УкрНДМІ НАН України*, (9), 282–290.

5. Роман В.І., Шпортюк Г.А., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.І. (2011). Адаптивні сейсмічні дослідження: моделі реєстрації сейсмічних полів. *Геофизический журнал*, *33*(6), 152–157.

6. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., **Гринь** Д.М., Мукоєд Н.И. (2012). Перспективы сейсморазведки. *Зб-к наук. праць* УкрДГРІ (4), С. 37–45.

7. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.И. (2013). Интенсивная сейсморазведка. *Збірник наук.праць УкрДГРІ*, (4), 86–92.

8. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Thybo H., Artemieva I.M, Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., **Gryn D.**, Guterch A., Hegedus E, Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2013a). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, *608*, 1049–1072. doi:<u>10.1016/j.tecto.</u> 2013.07.008.

9. Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda P., Czuba W., Kolomiyets K., Aleksandrowski P., Gintov O., Omelchenko V., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., **Gryn D.**, Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. (2013b). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, *195*(2), 740–766. doi:10.1093/gji/ggt292.

10. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Omelchenko V., **Gryn D**., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International, 201*(1), 406–428. doi:10.1093/gji/ggv018.

11. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., Попков В.С., Богаєнко М.В., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.И. Техніко-технологічні комплекси для адаптивних сейсмічних досліджень. (2015). *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, (1), 37–45.

12. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., **Gryn D.**, Rusakov O., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Grad M., Guterch A., Fluh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A. (2016). DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea. In M. Sosson, R.A. Stephenson, & S.A. Adamia, (Eds.), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Socy. London. Spec. Publ. 428. doi:10.1144/SP428

13. Starostenko V.I., Gintov O.B., Lysynchuk D.V., Kolomiyets E.V., Omelchenko V.D., **Gryn D.N.**, Legostaeva O.V., Janik T., Środa P., Czuba W., Guterch A., Aleksandrowski P., Komminaho K., Tiira T., Thybo G., Tolkunov A.V. (2017a). Crustal And Upper Mantle Velocity Model Along The Dobre-4 Profile From North Dobruja To The Central Region Of The Ukrainian Shield: 1. Seismic Data. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth, 53*(2), 193–204. doi:10.1134/ S1069351317020124

14. Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., Гринь Д. Н., Старостенко В.И., Яник Т. (2018). Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREfraction'99/ DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа—Восточно-Черноморская впадина). *Геофизический журнал, 40*(5), 98–136. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147476

15. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., **Gryn D.**, Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, *212*(3), 1932–1962. doi:10.1093/gji/ggx509.

16. **Гринь** Д.М., Вербицький С.Т. (2019а). Автономні цифрові сейсмічні станції SV. *Геофизический журнал, 41*(4), 125–144. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i4.2019.177376.

17. **Гринь Д.М**. (2019б). Методика визначення просторового поширення малоамплітудних розломів і тріщин у тонкошаруватому вуглевмісному геологічному середовищі. *Геофизический журнал, 41*(5), 190–205. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.183644.

18. **Гринь** Д.М. (2019в). Автоматизований спосіб визначення неузгодженого залягання геологічних горизонтів за тривимірними сейсмічними даними. *Геофизический журнал, 41*(6), 183–194. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190075.

19. **Гринь** Д.М., Вербицький С.Т, Дмитренко О.В. (2019). Адаптивний сейсмічний комплекс для інженерної геофізики. *Геоінформатика*, (4), 65–73.

20. Гринь Д.М. (2020а). Виділення глибинних, енергетично слабких хвиль в сейсмічних записах ГСЗ. *Геофизический журнал, 42*(1), 96–109. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i1.2020.195479.

21. Гринь Д.М. (2020б). Глибинна будова Ялинського насуву ДДЗ за даними сейсмічного профілю DOBREfraction-2000. *Доповіді НАН України*, (2), 45–51. doi:10.15407/dopovidi2020.02.045.

22. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wojcik D., Mechie J., Głuszyński A., Omelchenko V., Legostaeva O., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S. (2020). TTZ-South seismic experiment. *Геофизический журнал*, *42*(3), 3–15. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204698.

23. Гринь Д.М. Розломно-блокова будова границі Мохо під центральною частинною Донецької складчастої споруди (по лінії сейсмічного профілю DOBREflection2000). (2020). *Геофизический журнал, 42*(5), 193–204. doi:10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215083.

24. Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., Amashukeli T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Okoń J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaieva O., **Gryn D.**, Mechi J., Tolkunov A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, *794*, 228620. doi:10.1016/j.tecto.2020.228620.

Патенти

1. Роман В.І., Попков В.С., Богаєнко М.В., Євстахевич З.М., Дмитренко О.В., **Гринь Д.М.**, Мукоєд Н.І. (2018). Спосіб збудження сейсмічних хвиль. Патент на винахід № 116423 (а2016 13407) від 12.03.2018.

Попков В.С., Богаєнко М.В., Роман В.І., Гринь Д.М., Мукоєд Н.І. (2019).
Спосіб збудження сейсмічних хвиль. Патент на винахід № 119203 (а2017 12828)
від 10.05.2019.

Тези доповідей і матеріали конференцій

1. Гринь Д.М. (2006). Траєкторії знеміцнення відкладів у зв'язку з ефектом Рабіндера за даними сейсміки. *Матеріали Всеукраїнської наукової конференції* "Монітортнг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану", Київ. (С. 58–60).

2. Starostenko, V, Grad, M., **Gryn, D.**, Guterch A., Dannovski, A., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Stephenson, R., Stratford, W., Thybo, H., Tolkunov, A., Flyuh E., Czuba, W., Shroda, P., Shulgin, A., Janik T. (2007). Integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea–Crimea–Black Sea area). Models of the Earth's crust and upper mantle, VSEGEI, St. Petersburg, (P. 206–207).

3. Starostenko, V.I., Grad, M., *Gryn, D.N.*, Guterch A., Dannovski, A., Kolomiyets, K.V, Legostaeva, O.V., Lysynchuk, D.V., Omelchenko, V.D., Stephenson, R.A., Stratford, W., Thybo, H., Tolkunov, A.P., Flyuh E., Czuba, W., Shroda, P., Shulgin, A., Janik T. (2008). Seismic studies of the lithosphere by the DSS and CDP methods at the junction between the East European Platform and the Scythian plates (Project DOBRE2). Tenth. Geoph. Reading by Fedynsky V.V. name, Abstr., Moscow, P. 41.

4. Гринь М.С., Гринь Д.М. (2008). Затухание сейсмических волн и

прогнозирование путей движения флюидов. Дегазация Земли: геомеханика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Материалы Всерос. конф. Москва. 22–25 апреля 2008 г. (С. 134–137).

5. Роман В.И., Закариев Ю.Ш., Рябошапко С.М., Гринь Д.Н., Мукоед Н.И. (2012). Перспективы сейсморазведки. *3-я Междунар. науч.-практ. конф.:* Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенный структур. Украина, Крым, г. Феодосия, 16–22 сентября 2012 г. С. 23–25.

6. Starostenko, V., Czuba, W., Grad, M., Gintov, O., **Gryn, D.**, Guterch, A., Hegedűs, E., Janik, T., Kolomiyets, K., Komminaho, K., Kutas, R., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Środa, P., Stephenson, R., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (2012a). Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe. *The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), (Russia, Moscow–Obninsk 19–24 August 2012):* Abstracts (p. 70–71).

7. Starostenko, V., Czuba, W., Grad, M., Gintov, O., **Gryn, D.**, Guterch, A., Hegedűs, E., Janik, T., Kolomiyets, K., Komminaho, K., Kutas, R., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Środa, P., Stephenson, R., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (20126). Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012): Abstracts* (P. 84).

8. Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., **Gryn, D.** (2012B) Velocity model of the lithosphere from Dobrogea Orogen towards the UkrainianShield, DOBRE-4 profile. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012): Abstracts* (P. 86).

9. Starostenko, V., Janik, T., Stephenson, R., **Gryn, D.**, Tolkunov, A., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Grad, M., Guterch, A., Kolomiyets, K., Thybo, H., Legostaeva, O. (2012Γ). Velocity model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012): Abstracts* (P. 85).

10. Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., **Gryn, D.**, Legostaeva, O., Thybo, H., Tolkunov, A. (2013). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *EGU General Assembly 2013 (Austria, Vienna, 07–12 April 2013). Geophysical Research Abstracts.* Vol. 15, EGU2013-4348.

11. Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysunchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., **Gryn, D.**, Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira, T. Tolkunov, A. (2014a). *The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results.* 16th SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona–Castelldefels, 12–17 October 2014): Abstracts (P. 24).

12. Starostenko, V., Janik, T., Czuba, W., Środa, P., Farfuliak, L., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gintov, O., **Gryn, D.**, Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira T., Tolkunov A. (20146). The crust and upper mantle in the Scythian platform: seismic model along DOBRE-5 profile (the northwestern Black sea and the Crimean peninsula). *Final symposium «Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, December* 8–9, 2014 (pp. 147–149).

 Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, P., Sosson, M., Volfman, Y., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (2014в). Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the North Dobrogea Orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea Peninsula, Ukraine. *16th SEISMIX International Symposium, Barcelona, Spain, 12–17 October 2014* (P. 27).

14. Amashukeli, T., Czuba, W., Grzyb, J., Dragut, A., **Gryn, D.,** Janik, T., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Mechie, J., Mocanu, V., Okoń, J., Omelchenko, V., Starostenko, V., Stephenson, R., Środa, P., Trzeciak, M., & RomUkrSeis Working Group. (2016). The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. *SEISMIX 2016, Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016* (P 130).

15. Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysunchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., **Gryn, D.**, Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Thybo, H., Tiira, T., Tolkunov, A. (2016). The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results. *SEISMIX2016, Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016* (P 147).

16. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Lysunchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., **Gryn D.**, Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. (2017). *The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, along Pripyat-Dnieper-Donets Basin. Geophysical Research Abstracts. Vol. 19, EGU2017-PREVIEW, 2017 EGU General Assembly.*

17. Amashukeli, T., Czuba, W., Dragut, A., **Gryn, D.**, Janik, T., Kolomiyets, K., Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Mechie, J., Mocanu, V., Okoń, J., Omelchenko, V., Skrzynik, T., Starostenko, V., Stephenson, R., Środa, P., Yegorova, T. (2018). RomUkrSeis: the deep structure of the TESZ where it is obscured by the Eastern Carpathians. *RomUkrSeis WorkingGroup: Book of abstracts, 18 International SEISMIX Symposium Seismology between the Poles, 17–22 June 2018 Cracow, Poland* (P. 12).

18. Amashukeli, T., Czuba, W., Dragut, A., Gryn, D., Janik, T., Kolomiyets, K.,

Legostaeva, O., Lysynchuk, D., Mechie, J., Mocanu, V., Okoń, J., Omelchenko, V., Skrzynik, T., Starostenko, V., Stephenson, R., Środa, P., Yegorova, T. (2018). RomUkrSeis: the deep structure of the TESZ where it is obscured by the Eastern Carpathians. *RomUkrSeis Working_Group: Book of abstracts, 18 International SEISMIX Symposium Seismology between the Poles, 17–22 June 2018 Cracow, Poland* (P. 130).

19. Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie, J., Tolkunov, A. (2019). Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Geophysical Research Abstracts Vol. 21, Bidehb, Abcmpia, 7–12 травня 2019*.

20. Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zajats, K., Głuszyński, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Mechie, J., Tolkunov, A., Amashukeli, T., **Gryn', D.**, Chulkov, S. (2020). TTZ-South seismic profile reveals the lithospheric structure along the SW border of the East European Craton in SE Poland and NW Ukraine. *Abstracts of SEISMIX 2020 – 19th International Symposium on Deep Seismic Profilling of the Continents and their Margins. 15–20 March 2020, Perth, Australia.*

21. Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zajats, K., Głuszyński, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Mechie, J., Tolkunov, A., Amashukeli, T., **Gryn', D.**, Chulkov, S. (2020). The transition of the East European cratonic lithosphere to that of the Palaeozoic collage of the Trans-European Suture Zone as depicted on the TTZ-South deep seismic profile (SE Poland to NW Ukraine). *Geophysical Research Abstracts Vol. 22, 2020 EGU General Assembly.*