

Державна установа «Науковий гідрофізичний центр
Національної академії наук України»

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна
Національної академії наук України

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

Шундель Олексій Іванович

УДК 534.2, 551.462, 551.46.072

ДИСЕРТАЦІЯ

**Розробка математичної моделі шаруватого неоднорідного середовища як
складової частини банку океанографічних даних**

Спеціальність 04.00.22 – «Геофізика» (103 – Науки про Землю)

10 Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук

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

О.І. Шундель

Науковий керівник: Щипцов Олександр Анатолійович,
член-кореспондент НАН України,
доктор географічних наук, професор

Київ-2021

АНОТАЦІЯ

Шундель О.І. Розробка математичної моделі шаруватого неоднорідного середовища як складової частини банку океанографічних даних. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата фізико-математичних наук за спеціальністю 04.00.22 – «геофізика». – Державна установа «Науковий гідрофізичний центр Національної академії наук України». – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2021.

Один з ефективних засобів пізнання закономірностей існування і розвитку самих різних об'єктів є моделювання, яке широко застосовується як в гідроакустиці, так і в геології. Геологічна модель визначається, як абстрактне або речове відображення об'єктів або процесів, адекватне досліджуваним об'єктам (процесам) щодо деяких заданих критеріїв. Фізичні (речові), графічні (картографічні) та математичні моделі широко використовуються при виконанні геологорозвідувальних робіт. Вибір виду найбільш ефективної з пізнавальної точки зору моделі визначається перш за все специфікою модельованого об'єкта і завданнями, що стоять перед дослідником. З перерахованих вище моделей максимальною універсальністю і функціональністю володіють математичні моделі, які до теперішнього часу є переважаючими, оскільки їм значною мірою сприяє сучасний рівень розвитку і доступність потужних засобів обчислювальної техніки. Однак необхідно відзначити, що повномасштабному впровадженню методів математичного моделювання перешкоджають певні особливості геології як науки.

Під математичною моделлю у геології зазвичай розуміють наближений опис за допомогою математичних символів будь-якого геологічного об'єкта, явища або процесу, що містить в собі його властивості, істотні для конкретних цілей моделювання, і, в межах даних цілей, яке може замінити реальні об'єкти, явища або процеси при їх вивченні. У цьому визначенні підтверджується той очевидний факт, що при будь-якому моделюванні, в тому числі і математичному, неможливий повномасштабний опис властивостей досліджуваного об'єкта, тому в опис включаються лише деякі, найбільш важливі на даному етапі

моделювання, властивості природних геологічних об'єктів (наприклад щільність, швидкість звуку, згасання і ін.). Визначення таких властивостей – в деяких випадках є складним завданням і вимагає окремого дослідження.

Деякі авторів вважають, що, оскільки при створенні математичних моделей в тій чи іншій мірі проявляються задіяними апріорні геологічні дані, отримані при вивченні подібних геологічних об'єктів, явищ або процесів і які здатні якимось чином охарактеризувати логіку розвитку, структуру, склад або інші характеристики об'єкта моделювання, то є підстави саме з цієї причини, подібні моделі вважати геолого-математичними. Така методична особливість, як залучення апріорної геологічної інформації при формуванні моделей, властива всім без винятку видам моделювання. Отже, термін "геолого-математична модель" підкреслює лише прикладний аспект моделювання, а саме – природу об'єкта моделювання та специфічні особливості вирішуваних задач, і тільки в цьому сенсі має право на існування.

Моделювання це достатньо тривалий ітераційний процес і найбільш прийнятна математична модель відбирається, виходячи з умови, наскільки правильно вона описує вибрані для моделювання властивості об'єкта-оригіналу. Оскільки знання про будову досліджуваного об'єкта не можуть бути вичерпними і, відповідно, уявлення про його будову носять імовірнісний характер, то досягти повної ідентичності моделі оригіналу неможливо в принципі. У подібній ситуації можна говорити про адекватність математичної моделі. На практиці досить складно досягти адекватної відповідності моделі навіть, якщо суттєво спростити уявлення про будову оригіналу, тому неминучий певний, в кожному випадку чітко індивідуальний, компроміс між наявним на конкретний момент часу розумінням геологічного стану на об'єкті моделювання та геолого-математичним втіленням останнього. Ступінь відповідності апріорних уявлень про властивості об'єкта моделювання реального геологічного стану залежить не тільки від складності його геологічної будови, але і від таких суб'єктивних факторів, як детальність наявної геологічної інформації, професійна підготовка і інтелект дослідника, ці апріорні уявлення не слід абсолютизувати. З цього випливає, що сама по собі робота з формування математичної об'ємної моделі, безумовно – при наявності можливості повноцінної комп'ютерної візуалізації як проміжних, так і остаточних результатів, здатна змінити

первісне уявлення про геологічну будову досліджуваного об'єкта. Схематична і недостатньо інформаційно обґрунтована тривимірна модель дає в руки дослідника якісно інше відображення всієї сукупності залученої для її створення інформації. Причому це відображення принципово переважає традиційні форми представлення геологічних матеріалів у вигляді двомірних карт, розрізів або блок-діаграм.

Зазвичай при моделюванні використовується стратегія поступового ускладнення і диференціації спочатку простої і загальної структурно-акустичної моделі дна. Такий підхід дає можливість розглянути більшість аспектів проблеми виявлення неоднорідностей донної структури гідролокаційними методами.

Основною метою розроблених моделей є побудова простих, змістовних і ефективних в прикладному відношенні фізичних інтерпретацій знайдених рішень.

У дисертаційній роботі здійснено аналіз існуючих моделей реального геологічного середовища: імпедансна та пружна моделі донних відкладів, гетерогенні моделі середовищ, статистична модель донного середовища, моделі Біо та їх модифікації.

Запропоновано підхід до побудови та візуалізації складних тривимірних геологічних структур на основі системи ієрархічно впорядкованих параметричних сплайнових поверхонь з розрізами. Важливими оригінальними моментами такого підходу є використання параметричних поверхонь з внутрішніми розрізами для опису геофізичних розривів і викидів, а також ієрархічне впорядкування системи геологічних меж. Тривимірні математичні моделі, побудовані на основі такого підходу, дозволяють використовувати методи оптимізації для автоматичного узгодження параметрів моделі з різнорідними геолого-геофізичними даними. Це дозволяє вирішувати як прямі, так і зворотні задачі гідрогеоакустики, геофізики, спираючись на розроблену математичну модель геологічного середовища, а також візуалізувати результати таких рішень.

Розроблено систему комп'ютерного тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур. Цей програмний комплекс дозволяє створювати моделі дна, що містять включення корисних копалин різної форми і складу.

Математична модель геологічного середовища побудована як система меж розподілу ділянок з однорідними властивостями. Щоб визначити властивості середовища в заданій точці, достатньо визначити її приналежність до конкретної області.

Система дозволяє створювати об'ємні структурні літолого-стратиграфічні або інші моделі геологічного середовища з переважно субгоризонтально-шаруватою структурою, в тому числі при наявності клинів шарів. При цьому можливий розрахунок і візуалізація необмеженої кількості вертикальних і горизонтальних розрізів створеної моделі.

В цій дисертаційній роботі вирішена задача розробки аналітико-численних методів математичного моделювання структури та просторового розподілу акустичних властивостей морських відкладів, представлених як шарувате неоднорідне середовище. Розроблені методи дозволяють створювати дискретні, безперервні або змішані структурно-акустичні моделі неоднорідного морського дна, з урахуванням розшарування, флюїдо- та газонасиченості донних відкладів, наявність в них порожнин і включень різних форм і властивостей.

Розроблені алгоритми генерації модельних донних структур дозволяють створювати, аналізувати і зберігати для подальшого використання просторові розподіли механіко-акустичних властивостей середовища (щільність, пружність постійних Ламе, швидкість подовжніх і поперечних звукових хвиль, акустичного імпедансу та ін.) довільного ступеня складності.

Для моделювання структурних елементів дна, була реалізована процедура багатокомпонентної фільтрації одно-, дво- або тривимірного нормального стохастичного поля просторових частот. Різні параметри спектральної фільтрації дозволяють створювати моделі донних структур з широким діапазоном шорсткостей поверхонь донних шарів, взаємною кореляцією їх форми, одночасно синтезуючи різномасштабні за розміром і розподілом в просторі неоднорідності.

Розроблено алгоритми отримання модельного акустичного відгуку, який є суперпозицією всіх акустичних сигналів, відбиття від геологічних границь, що мають різні коефіцієнти відбиття. Акустичне відбиття описується так званою моделлю згортки.

На заздалегідь розробленій моделі донних відкладів вперше проводилися чисельні експерименти з виявлення тонкої структури донних відкладів при використанні в якості зонduючого імпульсу складних сигналів. Як показало чисельне моделювання,

перспективними типами зондуючих імпульсів для профілювання донних відкладів, є сигнали ЛЧМ і код Баркера (фазоманіпульований сигнал). Простіша апаратна реалізація ЛЧМ сигналу робить його більш доступним для реалізації профілювання тонкої структури донних відкладів. Однак завдяки розвитку технологій, розробку і створення профілографа з кодом Баркера необхідно виділити в окремий і перспективний напрямок. Слід також зазначити, що актуальним питанням є цифрова реєстрація повного сигналу, який відкриває можливість використання додатково до потужності (амплітуди) і спектральних характеристик відбитих сигналів для дослідження структури морського ґрунту.

На основі розробленого програмного комплексу можуть бути розроблені інші програмні засоби для моніторингу відпрацьованих родовищ корисних копалин, вирішення питань оптимізації оперативного планування на гірничодобувних підприємствах на основі ефективного контролю структури запасів відпрацьованих родовищ, визначення пріоритетних напрямків експлуатаційного та розвідувального буріння і тому подібне.

Виконано математичне моделювання процесів визначення рельєфу дна за допомогою гідрогеоакустичних засобів. Показано, що за даними ехолота відновлюється тільки макро-рельєф, а за даними БПЕ та фазового ГБО ще і мікро-рельєф. БПЕ і фазовий ГБО є найбільш продуктивними засобами дослідження рельєфу дна, через те що вони визначають глибину на відстані від судна.

Розроблено математичний алгоритм, на основі якого пропонується метод, призначений для відтворення рельєфу дна акваторії на основі гідрографічної інформації (глибини водойми в окремих точках з координатами), і виконано його чисельну реалізацію. Виходячи з запропонованого методу вирішення проблеми отримано візуальне зображення рельєфу дна на прикладі р. Дніпро. Розроблений алгоритм має достатній ступінь гладкості в точках склеювання функцій і менше викидів в одномірному випадку в порівнянні з кубічною інтерполяцією, яку використовують в розрахунках.

Побудовано цифрову модель рельєфу дна і ізобатичну карту ділянки р. Дніпро за даними ехолота. Згідно з реальними даними ГБО–500М було відтворено рельєф. Побудовані цифрові моделі рельєфу дна р. Дніпро поблизу м. Переяслав-Хмельницький, р. Прип'ять, в акваторіях Бузько-Дніпровсько-Лиманського каналу за допомогою

розробленого програмного комплексу та сучасних GIS-технологій.

Проведені спільні комплексні гідрографічні та гідроакустичні дослідження у 2007, 2013, 2018–2019 рр. забезпечили отримання сучасних унікальних даних що внесені до гідрографічного фрагмента БОД з метою створення можливості постійного моніторингу акваторій, які досліджувалися та підвищення ефективності навігаційно-гідрографічного забезпечення судноплавства. Проведені дослідження мають науково-технічне і прикладне значення.

Ключові слова: просторовий спектр, донні відклади, перетворення Фур'є, ехолот, геоакустичні параметри донних відкладів, границя розділу, GIS-технології.

ABSTRACT

Shundel O.I. Development of a mathematical model of a layered heterogeneous medium as an integral part of the oceanographic data bank. – Qualification scientific paper, manuscript.

The thesis for a Ph.D. degree in physical and mathematical sciences in specialty 04.00.22 – "geophysics". - State institution "Scientific Hydrophysical Center of the National Academy of Sciences of Ukraine". – S.I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2021.

Modeling, as one of the effective means of understanding the laws of existence and development of various objects, is widely used in both hydroacoustics and geology. Geological model is defined as an abstract or material representation of objects or processes, adequate to the studied objects (processes) in relation to some given criteria. Physical (material), graphic (cartographic) and mathematical models have found the greatest application in the practice of geological exploration works. The choice of the type of the most effective from the cognitive point of view of the model is determined primarily by the specifics of the modeled object and the tasks facing the researcher. Of the above models, the maximum versatility and functionality have mathematical models, which are still becoming predominant, why to a large extent contributes to the current level of development and availability of powerful computer equipment. However, it should be noted that the full-scale implementation of methods of mathematical modeling is hindered by certain features of geology as a science.

In geological practice, a mathematical model is usually understood as an approximate description using mathematical symbols of any geological object, phenomenon or process that contains its properties that are essential for specific modeling purposes, and, within these purposes, which can replace real objects, phenomena or processes in their study. The proposed definition reflects the obvious fact that in any modeling, including mathematical, it is impossible to fully describe the properties of the object under study, so the description includes only some of the most important at this stage of modeling, the properties of natural geological objects (for example, density, speed of sound, attenuation, etc.). Defining such properties is not always a simple task and it requires separate consideration.

Some authors believe that because the formation of mathematical models to some extent involved a priori geological data obtained in the study of similar geological objects, phenomena or processes and which can somehow characterize the logic of development, structure, composition or other characteristics of modeling, that is the reason for this reason, such models are considered geological and mathematical. Such a methodological feature as the involvement of a priori geological information in the formation of models, is inherent in all types of modeling without exception. Thus, the term "geological-mathematical model" emphasizes only the applied aspect of modeling, namely – the nature of the object of modeling and the specific features of the problems, and only in this sense has the right to exist.

The simulation, in most cases, is a rather long iterative process and the most acceptable mathematical model is selected based on the condition of how correctly it reflects the properties of the original object selected for modeling. Since knowledge about the structure of the object under study cannot be exhaustive and, accordingly, ideas about its structure are probabilistic, it is impossible to achieve the complete identity of the original model in principle. In such a situation with a greater basis, we can talk about the adequacy of the mathematical model. In practice, it is not always possible to achieve a good fit of the model, even with a substantially simplified idea of the structure of the original, so the inevitable certain, in each case strictly individual, compromise between the existing at a particular time understanding of the geological position. modeling and geological-mathematical embodiment of the latter. On the other hand, in a similar situation, when the degree of conformity of a priori ideas about the properties of the object of modeling the real geological position depends not only on the complexity of its geological structure, but also on such

subjective factors as detail of available geological information, training and intelligence researcher, these a priori ideas should not be fetishized. In this regard, it can be noted that the work itself on the formation of a mathematical three-dimensional model, of course – in the presence of a full-fledged computer visualization of both intermediate and final results, can change the initial idea of the geological structure of the studied volume. project. The three-dimensional model, even very schematic and insufficiently substantiated, gives the researcher a qualitatively different reflection of the whole set of information involved in its creation. Moreover, this reflection is fundamentally different for the better from the traditional forms of presentation of geological materials in the form of two-dimensional maps, sections or block diagrams.

Usually the modeling strategy of gradual complication and differentiation of the initially simple and general structural-acoustic model of the bottom is used. This approach makes it possible to consider most aspects of the problem of detecting inhomogeneities of the bottom structure by sonar methods.

The main purpose of the developed models is to build simple, meaningful and applied in the physical relation of physical interpretations of the found solutions.

In the dissertation work the analysis of existing models of real geological environment is performed: impedance and elastic models of bottom sediments, heterogeneous models of environments, statistical model of bottom environment, Bio models and their modifications.

An approach to the construction and visualization of complex three-dimensional geological structures based on a system of hierarchically ordered parametric spline surfaces with sections is proposed. Important original points of this approach are the use of parametric surfaces with internal sections to describe geophysical gaps and emissions, as well as the hierarchical ordering of the system of geological boundaries in the form of a binary tree. Three-dimensional mathematical models based on this approach allow the use of optimization methods to automatically match the parameters of the model with heterogeneous geological and geophysical data. This allows to solve both direct and inverse problems of hydrogeoacoustics, geophysics, based on the developed mathematical model of the geological environment, as well as to visualize the results of such solutions.

A system of computer three-dimensional modeling of geophysical fields of geological structures has been developed. This software allows you to create models of the bottom, containing the inclusion of minerals of different shapes and compositions.

The mathematical model of the geological environment is built as a system of boundaries of areas with homogeneous properties. To determine the properties of the environment at a given point, it is sufficient to determine its belonging to a specific area.

The system allows to create three-dimensional structural lithological-stratigraphic or other models of the geological environment with mainly subhorizontal-layered structure, including in the presence of wedges of layers. It is possible to calculate and visualize an unlimited number of vertical and horizontal sections of the created model.

In this dissertation the problem of development of analytically-numerous methods of mathematical modeling of structure and spatial distribution of acoustic properties of the sea deposits presented as the layered inhomogeneous environment is solved. The developed methods allow to create discrete, continuous or mixed structural-acoustic models of inhomogeneous seabed, taking into account the stratification, fluid and gas saturation of bottom sediments, the presence of cavities and inclusions of different shapes and properties.

The developed algorithms for generating model bottom structures allow to create, analyze and store for further use the spatial distributions of mechanical and acoustic properties of the medium (density, elasticity of Lamé constants, velocity of longitudinal and transverse sound waves, acoustic impedance, etc.) of arbitrary complexity.

To model the structural elements of the bottom, the procedure of multicomponent filtering of one-, two- or three-dimensional normal stochastic field of spatial frequencies was implemented. Different parameters of spectral filtering allow to create models of bottom structures with a wide range of surface roughnesses of bottom layers, mutual correlation of their form, at the same time synthesizing heterogeneities of different scales in size and distribution in space.

Algorithms for obtaining a model acoustic response, which is a superposition of all acoustic signals, reflection from geological boundaries with different reflection coefficients, have been developed. Acoustic reflection is described by the so-called convolution model.

Numerical experiments were performed for the first time on a pre-developed model of bottom sediments to identify the fine structure of bottom sediments when using complex signals

as a probing pulse. As shown by numerical simulations, promising types of probing pulses for profiling bottom sediments are chirp signals and Barker code (phase-locked signal). A simpler hardware implementation of the chirp signal makes it more accessible for the implementation of profiling the fine structure of bottom sediments. However, due to the development of technology, the development and creation of a profilograph with Barker's code must be allocated in a separate and promising direction. It should also be noted that the topical issue is the digital registration of the complete signal, which opens the possibility of using in addition to the power (amplitude) and spectral characteristics of the reflected signals to study the structure of marine soil.

On the basis of the developed software package, other software tools can be developed for monitoring spent mineral deposits, solving problems of optimizing operational planning at mining enterprises on the basis of effective control of the structure of spent deposits, determining priority areas of operational and exploratory drilling and the like.

Mathematical modeling of bottom relief processes using hydrogeoacoustic means is performed. It is shown that according to the sonar data only the macro-relief is restored, and according to the data to MBE and phase SSS also the micro-relief. MBE and phase SSS are the most productive means of studying the relief of the bottom, as they determine the depth away from the vessel.

The mathematical algorithm on the basis of which the method intended for restoration of a relief of a bottom of water area on the basis of the hydrographic information (depth of a reservoir in separate points with coordinates) is offered, and its numerical realization is executed. Based on the obtained method of solving the problem, a visual image of the bottom relief was obtained on the example of the Dnieper River. The developed algorithm has a sufficient degree of smoothness at the bonding points of the functions and less emissions in the one-dimensional case compared to the cubic interpolation used in the calculations.

A digital terrain model and an isobatic map of the Dnieper section were built according to the sonar data. According to real data, SSS–500M the relief was restored. Built cifr relief models of the bottom of the Dnieper River near Pereyaslav-Khmelnysky, Pripyat, in water areas Bug-Dnieper-Lyman channel with the help of the developed software complex and modern GIS-technologies.

Conducted joint comprehensive hydrographic and hydroacoustic studies in 2007, 2013, 2018–2019 provided modern unique data included in the hydrographic fragment of the BOD in order to create opportunities constant monitoring of the studied waters and increasing the efficiency of navigation and hydrographic support of navigation. The conducted researches have scientific-technical and applied value.

Keywords: spatial spectrum, bottom sediments, Fourier transformations, echo sounders, geoacoustic parameters of sediments, partition boundary, GIS technologies.

Список публікацій здобувача за темою дисертації

Монографії

1. Чорнобильська зона відчуження: комплексна річкова науково-дослідна експедиція «Прип'ять –2019»: О.А. Щипцов, О.Ю. Берестецкий, О.М. Галущенко, М.Ф. Голодов, А.Ю. Гордєєв, А.В. Варуха, С.Г. Стефанов, О.Г. Тищенко, С.А. Хмельницький, С.Г. Федосєєнков, **О.І. Шундель**, О.О. Щипцов За ред. чл.-кор. НАН України О.А. Щипцова. Київ: Держгідрографія, 2019. 128 с.

Статті в наукових фахових виданнях України:

2. Гончар А.И., Донченко С.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Автоматизированный многофункциональный комплекс мониторинга акваторий. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2005. №13. С. 406–411.

3. Гончар А.И., Донченко С.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Использование гидроакустических технологий для экологического мониторинга акваторий. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2006. №14. С.164–170.

4. Гончар А.И., Донченко С.И., Нестеренко Л.В., **Шундель А.И.** Моделирование акустического отклика от геологической среды. *Геоинформатика*. 2008. №3. С. 21–23.

5. Гончар А.И., Федосєєнков С.Г., **Шундель А.И.**, Худоконь В.В., Сафонов А.В. Совмещение планшета панорамного гидроакустического комплекса со спутниковой картой. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2011. С.117– 121.

6. Гончар А.И., **Шундель А.И.**, Федосєєнков С.Г. Некоторые аспекты создания структурных моделей неоднородного слоистого дна. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*. 2013. Вип. 27. С. 151–155.

7. Щипцов О.А., Федосєєнков С.Г., **Шундель О.І.** Теоретичне обґрунтування та експериментальне підтвердження виявлення циліндричних об'єктів гідроакустичними засобами. *Геоінформатика*. 2019. №4(72). С.96–105 (Index Copernicus International, Google Scholar).

8. Голодов М.Ф., Гордєєв А.Ю., Нестеренко Л.В., Тимченко Ю.А.,

Федосеєнков С.Г., **Шундель О.І.**, Щипцов О.А., Щипцов О.О. Океанографічні дослідження морського та річкового середовища. *Геофізичний журнал*. 2019. Т. 41, № 6. С. 111–127 (Web of Science).

Тези доповідей і матеріали конференцій

9. Гончар А.И., Донченко С.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Использование свёртки при обработке гидролакационной информации ГБО. *Современное состояние и проблемы навигации и океанографии: труды VI Российской научно-технической конф. НО-2007*. 23–25 мая 2007 г. Санкт-Петербург. Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт МО РФ, 2007. С. 345–349

10. Гончар А.И., Донченко С.И., Клипилин Г.И., **Шундель А.И.** Получение профилограмм от слоистой модели морского дна. *Проблемы, методы и средства исследований Мирового океана: сб. докладов второй междунар. научно-практической конф.* 13–14 мая 2008 г. Запорожье. Научно-технический центр панорамных акустических систем, 2008. С. 255–263

11. Клипилин Г.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Моделирование и обработка сигналов гидролокатора бокового обзора, использующего частотную модуляцию в режиме непрерывной посылки. *Проблемы, методы и средства исследований Мирового океана: сб. докладов второй междунар. научно-практической конф.* 13–14 мая 2008 г. Запорожье. Научно-технический центр панорамных акустических систем, 2008. С. 264–274

12. Гончар А.И., Донченко С.И., Нестеренко Л.В., **Шундель А.И.** Моделирование профилограмм от слоистой модели морского дна, содержащей крупномасштабные включения. *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики: труды IX Всемирной конф. ГА – 2008*. 27–29 мая 2008 г. Санкт-Петербург: Президиум РАН, 2008. С. 124–127

13. Гончар А.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.**, Федосеєнков С.Г. Построение планшета обследованных акваторий по данным панорамного акустического комплекса (ПАК). *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики: труды X Всероссийской конф. ГА – 2010*. 25–27 мая 2010 г. Санкт-

Петербург: Президиум РАН, 2010. С. 78–80.

14. Гончар А.И., Голод О.С., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Вероятностная оценка послойного определения литологических свойств донных отложений в профилограммах. *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики: труды XI Всероссийской конф. ГА–2012.* 22–24 мая 2012 г. Санкт-Петербург: Президиум РАН, 2012. С. 265–268.

15. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Обследование прибрежных акваторий гидроакустическими средствами. *Морские берега Украины: V Всеукраинский семинар-совещание, 10–13 сентября 2012 г.* пгт. Кацивели: МГИ НАН Украины, 2012.

16. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., **Шундель А.И.** Цифровое моделирование параметрического профилографа. *Проблемы, методы и средства исследования Мирового океана: сб. докладов третьей междунар. науч.-практ. конф., 14–15 мая 2013 г.* Запорожье: НТЦ ПАС НАН Украины. С. 65–78.

17. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., **Шундель А.И.** Математическое моделирование спектрального метода определения коэффициентов затухания и отражения для многослойных водонасыщенных донных отложений. *Проблемы, методы и средства исследования Мирового океана: сб. докладов третьей междунар. науч.-практ. конф., 14–15 мая 2013 г.* Запорожье: НТЦ ПАС НАН Украины. С. 193–204.

18. Гончар А.И., Попова Т.А., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Геоакустические методы исследования дна. *Проблемы, методы и средства исследования Мирового океана: сб. докладов третьей междунар. науч.-практ. конф., 14–15 мая 2013 г.* Запорожье: НТЦ ПАС НАН Украины. С. 299–309.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ	18
ВСТУП.....	19
1 АНАЛІЗ ІСНУЮЧИХ МОДЕЛЕЙ РЕАЛЬНОГО ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА.....	26
1.1 Проблеми створення акустичних моделей шельфових морських акваторій	27
1.2 Імпедансна і пружна моделі донних відкладів	30
1.3 Гетерогенні моделі середовища.....	32
1.4 Статистична модель донного середовища	35
1.5 Модифікації моделей Біо	38
1.5.1 Модель Біо для пружнопористого флюїдонасиченого середовища	40
1.5.2 Деякі моделі механізмів дисипації	49
Висновки до розділу 1	56
Список використаних джерел до розділу 1	57
2 СТВОРЕННЯ МАТЕМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ НЕОДНОРІДНИХ ШАРУВАТИХ ДОННИХ СТРУКТУР, НАБЛИЖЕНИХ ДО РЕАЛЬНОГО ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА	66
2.1 Тривимірне математичне моделювання складного геологічного середовища за реальними даними	78
2.2 Структурні моделі неоднорідного шаруватого дна.....	90
2.2.1 Структурні моделі I і II типів.....	91
2.2.1.1. Дискретна модель шаруватого дна з локалізованими неоднорідностями	91
2.2.1.2. Безперервна модель неоднорідного дна	97
2.2.2. Принципи побудови структурних моделей III типу	98
2.3 Синтез і аналіз інтерферометричних зображень неоднорідного дна	104
Висновки до розділу 2	113
Список використаних джерел до розділу 2	116
3 МАТЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ ГІДРОАКУСТИЧНОГО ПОЛЯ ГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУР	120
3.1 Відбиття плоскої хвилі від границі розділу середовищ	121
3.2 Створення математичної моделі акустичного поля від системи шарів при вертикальному зондуванні.....	125
3.3 Дослідження впливу неоднорідностей на структуру акустичного поля	130

3.3.1 Вплив розмірів неоднорідностей на структуру акустичного поля	130
3.3.2 Вплив частоти випромінюваного імпульсу на структуру акустичного поля	131
3.3.3 Вплив складу неоднорідностей на структуру акустичного поля	132
3.4 Використання широкосмугових сигналів для визначення "тонкої структури" осадової товщі	133
Висновки до розділу 3	138
Список використаних джерел до розділу 3	139
4 МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ ВИЗНАЧЕННЯ РЕЛЬЄФУ ДНА ГІДРОГЕОАКУСТИЧНИМИ ЗАСОБАМИ В ДІАПАЗОНІ ГЛИБИН 0–500 М..	141
4.1 Відновлення рельєфу дна гідрогеоакустичними засобами	141
4.2 Метод інтерполяції для відновлення донної поверхні	149
Висновки до розділу 4	166
Список використаних джерел до розділу 4	166
ВИСНОВКИ	169
ДОДАТОК А – Приклади дискретних, безперервних і змішаних структурно-акустичних моделей дна	175
ДОДАТОК Б – Вплив розмірів неоднорідностей на структуру акустичного поля	186
ДОДАТОК В – Вплив частоти випромінюваного імпульсу на структуру акустичного поля	199
ДОДАТОК Г – Вплив складу неоднорідностей на структуру акустичного поля	210
ДОДАТОК Д – Список публікацій здобувача за темою дисертації	219

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

- ГІС – геоінформаційні системи;
- СУБД – система управління базами даних;
- ШПХ – швидке перетворення Ханкеля;
- ШПФ – швидке перетворення Фур'є ;
- ГБО – гідролокатор бокового огляду;
- БПЕ – багатопроменевий ехолот;
- БОД – база океанографічних даних;
- ЛЧМ–сигнал – лінійно-частотно модульований сигнал;
- ВСП – вертикальне сейсмічне профілювання;
- Z – імпеданс;
- \vec{v} – швидкість;
- \vec{n} – нормаль;
- λ і μ – коефіцієнти Ламе;
- K – об'ємний модуль пружності гетерогенного середовища;
- β – коефіцієнт згасання;
- ϕ – коефіцієнт пористості;
- ρ – щільність середовища;
- c_L і c_S – швидкість поширення поздовжніх і поперечних хвиль в середовищі;
- V – амплітуда відбитої хвилі;
- W – амплітуда хвилі, що пройшла;
- f – частота випромінюваного імпульсу;
- δ_{ij} – функція Кронекера;
- $k = \frac{\omega}{c}$ – хвильове число;
- $G(r, r')$ – функція Гріна;
- $H_m^{(1,2)}(k, r)$ – функції Ханкеля;
- $J_0(k|r_B - r_L|)$ – функція Бесселя нульового порядку;
- ∇ – оператор Гамільтона;

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Сучасний підвищений інтерес до континентального шельфу посилює вимоги до деталізації його акустичного опису і до рівня фізичної адекватності останнього. У той же час з появою сучасних високопродуктивних обчислювальних машин можливості моделювання гідроакустичних явищ на міловодді істотно розширилися.

Емпіричні гідрологічні і геологічні моделі в сукупності представляють узагальнену фізичну модель реального геосередовища. Вибір теоретичної акустичної моделі тому не довільний. Математична модель, як ідеалізація фізичної картини, повинна відображати в формалізованому вигляді основні особливості останньої. Реалізується вона у вигляді певного методу розрахунку поля в середовищі і обчислювальних програм.

У загальноприйнятому розумінні геоакустична модель описує шар води, осадову товщу, що складається з пухких і консолідованих осадових відкладів, твердий фундамент. Вона має два рівня уявлення – якісний, описовий, і кількісний, в якому всі характеристики формалізуються у вигляді просторово-часових залежностей, наприклад, швидкість звуку у відкладах представляється як функція координат, глибини і місця. Обидва рівня діалектично пов'язані між собою. Знання якісного геологічного складу відкладів дозволяє робити висновки про кількісні значення параметрів моделі. І, навпаки, отримані акустичними або сейсмічними методами кількісні значення параметрів моделі можуть вносити свої корективи в розуміння процесів геологічного формування морського дна.

Моделювання, як один з ефективних засобів пізнання закономірностей існування і розвитку самих різних об'єктів, широко застосовується як в гідроакустиці, так і в геології.

В геологічній практиці під математичною моделлю зазвичай розуміють наближений опис за допомогою математичних символів будь-якого геологічного об'єкта, явища або процесу, що містить в собі його властивості, істотні для конкретних цілей моделювання, і, в межах даних цілей здатний замінити реальні

об'єкти, явища або процеси при їх вивченні. У запропонованому визначенні підтверджується той очевидний факт, що при будь-якому моделюванні, в тому числі і математичному, неможливий повномасштабний опис властивостей об'єкта, що досліджується, тому в опис включаються лише деякі, найбільш важливі на даному етапі моделювання, властивості природних геологічних об'єктів (наприклад, щільність, швидкість звуку, згасання і ін.).

Моделювання в більшості випадків досить тривалий ітераційний процес і обирається найбільш прийнятна математична модель, виходячи з умови, наскільки коректно вона відображає вибрані для моделювання властивості об'єкта-оригіналу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дослідження, результати яких висвітлені у дисертаційній роботі, є логічним продовженням робіт, виконаних автором згідно планових та договірних науково-дослідних робіт: «Математическое моделирование слоистых неоднородных сред с полостями простой и сложной формы» 2004 р. № держреєстрації 01040008326, «Математическое моделирование пространственной структуры геофизических сред и оценка возмущений акустических полей, обусловленных наличием локализованных структурных аномалий» 2005 р. № держреєстрації 0105U004526, «Математическое моделирование пространственной структуры сред с учётом геофизических полей в нестационарной постановке» 2006 р. № держреєстрації 0106U005897, «Создание теоретических основ моделирования пространственной структуры сред с учётом геофизических полей в нестационарной постановке» 2007 р. № держреєстрації 0107U004017, «Исследование нелинейных (резонансных) эффектов, которые могут индуцироваться особенностями структуры дна при распространении и трансформации разномасштабных волновых возмущений» 2007 р. № держреєстрації 0107U004016, «Исследование влияния неоднородностей (полостей и включений) геологической структуры дна на её амплитудно-частотную характеристику» 2008 р. № держреєстрації 0108U007120, «Исследование слоистости дна с использованием сложных зондирующих сигналов для определения структуры донных отложений и водной среды» 2009 р.

№ держреєстрації 0109U003224, «Создание теоретических основ и методологии моделирования гидроакустических полей геологических структур» 2010 р. № держреєстрації 0106U000108, «Создание математической модели геологического разреза, содержащего залежи метана» 2011 р. № держреєстрації 0111U008905, «Развитие математических моделей геологических структур, приближённых к реальной среде. Развитие алгоритмов и программного обеспечения исследования донных структур гидрогеоакустическими средствами» 2012 р. № держреєстрації 0112U001874, «Математическое моделирование процессов определения рельефа дна гидрогеоакустическими средствами. Разработка алгоритмов и средств определения детального рельефа дна» 2014 р. № держреєстрації 0112U001874 та мають безпосередній зв'язок з іншими виробничими та науково-дослідними роботами, що виконуються ДУ «Гідрофізичний центр НАН України».

Мета і завдання дослідження – створення аналітико-чисельних методів для моделювання шаруватих геологічних структур з порожнинами простої і складної форми.

Основні завдання роботи:

1. Аналіз існуючих моделей реального геологічного середовища.
2. Розробити аналітико-чисельні методи моделювання структури та просторового розподілу акустичних властивостей морських відкладів, представлених шаруватим неоднорідним середовищем.
3. Розробити алгоритми отримання модельного акустичного відгуку відбиття від геологічних границь з різними коефіцієнтами відбиття.
4. Розробити систему комп'ютерного тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур.

Об'єкт дослідження – неоднорідні шаруваті донні відклади, що містять порожнини й включення.

Предмет дослідження – моделювання розподілу неоднорідностей у морському дні.

Методи дослідження. Постановка й розв'язок крайових задач для структурно-акустичних моделей дна, які містять локалізовані неоднорідності. Використання

параметричних бікубічних сплайнів для моделювання поверхонь границь розділу. Багатокомпонентна фільтрація одно-, дво- або тривимірного нормального стохастичного поля просторових частот для моделювання структурних елементів дна. Розв'язок сітчастих рівнянь на основі адаптивного модифікованого попереміннотрикутного методу варіаційного типу.

Наукова новизна отриманих результатів. 1. Розроблено аналітико-чисельні методи моделювання структури й просторового розподілу акустичних властивостей шаруватих неоднорідних донних відкладів.

2. Реалізовано процедуру багатокомпонентної фільтрації одно-, дво- або тривимірного нормального стохастичного поля просторових частот для моделювання структурних елементів дна.

3. Створено імітаційну модель гідроакустичного ехо-сигналу, що адекватно відображає формування ехо-сигналу від шаруватих неоднорідних донних відкладів й враховує параметри випромінюючого сигналу.

4. Розроблено програмний комплекс тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур, який дозволяє створювати моделі дна, що містять включення різної форми й складу.

Практичне значення одержаних результатів. Результати дослідження дозволяють будувати та візуалізувати складні тривимірні та двовимірні геологічні структури на основі системи ієрархічно впорядкованих параметричних сплайнових поверхонь з розрізами. Важливими оригінальними точками такого підходу є використання параметричних поверхонь з внутрішніми розрізами для опису геофізичних розривів і викидів, а також ієрархічне впорядкування системи геологічних границь у вигляді бінарного дерева. Тривимірні математичні моделі, побудовані на основі такого підходу, дозволяють використовувати методи оптимізації для автоматичного узгодження параметрів моделі з різнорідними геолого-геофізичними даними. Це дозволяє вирішувати як прямі, так і зворотні задачі гідрогеоакустики, геофізики, спираючись на розроблену математичну

модель геологічного середовища, а також візуалізувати результати таких рішень.

Особистий внесок здобувача. Здобувачем самостійно проведено всі етапи дисертаційного дослідження, зокрема збір та аналіз інформації з періодичних видань та фондових матеріалів, здійснено розробку математичного апарату та програмного забезпечення комплексу тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур. Виконано апробацію даного комплексу на реальних матеріалах науково-дослідних експедицій та модельних даних.

Дисертантом виконано апробацію створених аналітико-чисельних методів моделювання шаруватих геологічних структур при виконанні низки науково-дослідних робіт та при проведенні науково-дослідних експедицій, де підтверджена доцільність використання створеного комплексу тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур.

Усі теоретичні і практичні результати, висновки та наукова новизна, які викладені в дисертаційній роботі, отримано здобувачем самостійно. Особистий внесок здобувача у науковій праці, зазначено у списку опублікованих за темою дисертації робіт.

Особистий внесок автора в основні роботи, виконані в співавторстві, визначається наступним чином. Колективна монографія [Щипцов та ін., 2019] – збір та аналіз матеріалів, участь у натурних випробуваннях, проведення обробки гідрогеоакустичної інформації, побудова фрагментів ізобатичних карт та цифрових моделей рельєфу, методико-методологічні основи яких використані в дисертаційній роботі. Стаття [Гончар и др., 2005] – побудова цифрової моделі дна та поєднання із супутниковою картою і прив'язкою до географічних координат під час моніторингу акваторій, проведення обробки гідрогеоакустичної інформації, методико-методологічні основи яких використані в дисертаційній роботі. Стаття [Гончар и др., 2006] – побудова цифрової моделі дна та сполучення із супутниковою картою і прив'язкою до географічних координат під час моніторингу акваторій, побудова об'ємних зображень сигналу. Стаття [Гончар и др., 2008] – збір та аналіз матеріалів, розробка моделі акустичного відгуку. Стаття [Гончар и др., 2011] – збір та аналіз матеріалів, поєднання планшету гідроакустичної зйомки зі супутниковими даними. Стаття [Гончар и др., 2013] – збір та аналіз матеріалів, розробка

та аналіз системи комп'ютерного тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур, математичне моделювання геологічного середовища, наближеного до реального. Стаття [Щипцов та ін., 2019] – збір та аналіз матеріалів, обробка гідроакустичної інформації по виявленню циліндричних об'єктів. Стаття [Голодов та ін., 2019] – збір та аналіз матеріалів, безпосередня участь в морських та річкових експедиціях, обробка гідроакустичної інформації та передача її до банку океанографічних даних, побудова цифрових моделей дна.

Апробація результатів дисертації. Основні положення і результати дисертаційних досліджень доповідалися і обговорювалися на вітчизняних і міжнародних наукових нарадах і конференціях, зокрема: VI Російська науково-технічна конференція «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии НО – 2007» (Державний науково-дослідний навігаційно-гідрографічний інститут МО РФ, м. Санкт-Петербург, 23–25 травня 2007 р., форма участі – публікація тез); II міжнародна науково-практична конференція «Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану» (Науково-технічний центр панорамних акустичних систем НАН України, м. Запоріжжя, 13–14 травня 2008 р., форма участі – публікація тез); IX Всесвітня конференція «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики ГА – 2008» (Санкт-Петербургський науковий центр РАН, м. Санкт-Петербург, 27–29 травня 2008 р., форма участі – публікація тез); X Всесвітня конференція «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики: ГА – 2010» (Санкт-Петербургський науковий центр РАН, м. Санкт-Петербург, 25–27 травня 2010 р., форма участі – публікація тез); XI Міжнародна конференція «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики ГА–2012» (Санкт-Петербургський науковий центр РАН, м. Санкт-Петербург, 22–24 травня 2012 р., форма участі – публікація тез); V Всеукраїнський семінар-нарада «Морські берега України» (МГІ НАН України, смт. Кацивелі (АР Крим), 10–13 вересня 2012 р., форма участі – постерна доповідь); III міжнародна науково-практична конференція «Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану» (Науково-технічний центр панорамних акустичних систем НАН України, м. Запоріжжя, 14–15 травня 2013 р., форма участі – публікація тез).

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота викладена на 221 сторінці машинописного тексту, складається зі вступу, чотирьох розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та п'яти додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 150 сторінок. Робота ілюстрована 4 таблицями та 117 рисунками. Список використаних джерел містить 175 найменувань.

Подяка. Я щиро вдячний першому науковому керівнику член-кореспонденту НАН України, доктору технічних наук, с.н.с. Гончару Анатолію Івановичу за постійну всебічну підтримку, допомогу та поради. Особлива вдячність науковому керівнику член-кореспонденту НАН України, доктору географічних наук, професору Щипцову Олександрові Анатолійовичу за всебічне сприяння та підтримку та надання можливості збору фактичного матеріалу для досліджень. Моя подяка також головному науковому співробітнику відділу петромагнетизму і морської геофізики Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України доктору геологічних наук, професору Володимирі Павловичу Коболеву за допомогу та поради. Висловлюю також подяку академіку НАН України, доктору геолого-мінералогічних наук, професору, раднику при дирекції ДНУ «Центр проблем морської геології, геоекології та осадового рудоутворення НАН України» Шнюкову Євгену Федоровичу за плідну співпрацю.

РОЗДІЛ 1

АНАЛІЗ ІСНУЮЧИХ МОДЕЛЕЙ РЕАЛЬНОГО ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Найбільш перспективними і інтенсивно розвиваючимися методами дослідження динамічних процесів і неоднорідностей в мілководному середовищі стали акустичні і сейсмоакустичні. Причина цього більшою мірою пов'язана зі швидким розвитком технічних засобів, обчислювальної техніки і методів математичної обробки. Використання низькочастотних звукових хвиль (нижче 1 кГц) уможливило проведення комплексних досліджень великих морських акваторій в безперервному режимі. Сейсмоакустичний моніторинг дозволяє зробити висновки про наявність тих чи інших неоднорідностей у водному середовищі, а також фіксувати різні динамічні процеси в шельфовій океанічній зоні.

З точки зору хвильової акустики формування звукового поля в зоні океанського шельфу визначається моделлю геосередовища – поверхнею моря і поглинаючим дном. Кожна конкретна модель має безліч специфічних властивостей і факторів, які визначають певний набір закономірностей поширення звуку в ньому. Переважаючими факторами є розподіл по глибині швидкості звуку і геоакустичні властивості дна. Всі інші, наприклад, випадкові неоднорідності і морські течії, істотно менше впливають на звукове поле. Таким чином, немає сенсу проводити будь-які експериментальні і теоретичні акустичні дослідження доти, поки не визначено основні фактори мілководної зони. Узагальнення, а також якісний і кількісний опис останніх відноситься до наукової категорії – геоакустична модель дна. Основне місце в формуванні моделі займають експериментально виміряні, екстрапольовані і передбачені кількісні значення тих параметрів дна, які представляють інтерес для підводної гідроакустики, наприклад, швидкість поширення звукових хвиль в відкладах, коефіцієнт згасання, структура і потужність осадових шарів, їх щільність і т.п.

У загальноприйнятому розумінні геоакустична модель описує: шар води, осадову товщу, яка складається з пухких і консолідованих осадових відкладів,

твердий фундамент [Hamilton, 1980]. Вона має два рівня уявлення – якісний, описовий, і кількісний, в якому всі характеристики формалізуються у вигляді просторово-часових залежностей, наприклад, швидкість звуку в відкладах представляється як функція координат глибини і місця. Обидва рівня діалектично пов'язані між собою. Знання якісного геологічного складу відкладів дозволяє робити висновки про кількісні значення параметрів моделі. І, навпаки, отримані акустичними або сейсмічними методами кількісні значення параметрів моделі можуть вносити свої корективи в розуміння процесів геологічного формування морського дна [Самченко и др., 2011].

1.1 Проблеми створення акустичних моделей шельфових морських акваторій

Спочатку теоретичні моделі служили, головним чином, для фізичної інтерпретації найбільш істотних експериментальних закономірностей поширення низькочастотного звуку в реальних умовах. Модель ідеального хвильоводу виявилася для цього надмірним спрощенням. Перша модель неідеального хвильоводу запропонована Пекерісом [1951]. Модель Пекеріса досить задовільно пояснила основні акустичні ефекти звуку вибуху, що спостерігалися Ворцелем і Івінгом [1951] в прибережних водах східного узбережжя США. Однак з самого початку виявилася і систематична неузгодженість теорії та експерименту в смузі частот, яка правильно інтерпретувалася як неадекватність теоретичної моделі реального дна, що не враховує його шаруватості структури [Пекерис, 1951].

В подальшому розвитку теорії значна увага приділялася послідовному врахуванню шаруватості водної товщі і дна. Потрібно було підвищити рівень адекватності розроблюваних моделей з тим, щоб їх можна було успішно використовувати і для прогнозування реальних акустичних явищ.

Подібно до того, як ідея шаруватості водної товщі знайшла вираження у вигляді її гідрологоакустичної моделі, ідея шаруватого дна привела до уявлення про його геоакустичну модель. Згідно з Гамільтоном [1977, 1980], під останньою розуміється

модель реального дна, складена на основі вимірів, екстраполяції і передбачення всіх фізичних параметрів шаруватого дна, суттєвих для підводної акустики. З огляду на різноманіття моделей реального дна доцільно їх конкретизувати для кожної акваторії. Внаслідок цього вони принципово прив'язані до географічних координат, за своєю природою є емпіричними і їх зазвичай необхідно представляти у вигляді геоінформаційних систем (ГІС), здатних забезпечити збір, зберігання, пошук і маніпулювання даними великого обсягу. Використання гідрологоакустичних і геоакустичних моделей узгоджується із загальною вимогою до моделювання акустичних явищ за критерієм фізичної адекватності.

Емпірична гідрологічна і геологічна моделі в сукупності представляють узагальнену фізичну модель реального геосередовища. Вибір теоретичної акустичної моделі тому не довільний. Математична модель, як ідеалізація фізичної картини, має відображати в формалізованому вигляді основні особливості останньої. Реалізується вона у вигляді певного методу розрахунку поля в середовищі і обчислювальних програм.

Розглянуті уявлення призводять до загального підходу. Суть його полягає в тому, щоб при побудові адекватної акустичної моделі певної акваторії в якості параметрів відповідно до обраної моделі використовуються емпіричні гідрологічні та геоакустичні моделі району. Такий підхід реалізується послідовним рішенням трьох задач.

1. Побудова узагальнених гідрологоакустичних і геоакустичних моделей. Отримання початкових даних для побудови цих моделей виходить за рамки власне акустичної проблеми. Використовуються результати морських гідрологічних, геологічних, геофізичних, сейсмічних досліджень. Вони збираються, узагальнюються і подаються у вигляді баз даних ГІС, що містять інформацію про батиметрію, структуру дна, щільність, швидкість повздовжніх і поперечних хвиль у кожному шарі і т.п. Побудована таким чином геоакустична модель, конкретизує постановку другої задачі і вносить в неї фізичну визначеність.

2. Акустичне калібрування акваторії. У постановці цієї задачі узагальнена геоакустична модель дна і теоретична модель геосередовища мають бути заданими. Мета полягає в уточненні або довизначенні параметрів моделі за результатами акустичного зондування. Як основна експериментальна процедура, зондування

забезпечується двома суднами, які споряджені гідрологічним обладнанням, генераторами і випромінювачами тональних імпульсних сигналів, прийомними системами і засобами реєстрації звуку, ехолотом і т.д. Обробка сигналів ставиться як задача статистичної ідентифікації в теорії систем. Методика обробки ґрунтується на узгодженні теоретичних і експериментальних характеристик звукового поля. Для цього вирішується відповідна зворотна задача з використанням багатовимірної оптимізаційної процедури, що мінімізує цільову функцію – функціонал нев'язки. Отримані оцінки параметрів геоакустичної моделі дна розглядаються як елементи акустичної моделі акваторії і вводяться в ГІС.

3. Експериментальна перевірка адекватності акустичної моделі. Спрямована, перш за все, на зіставлення розрахункових характеристик поля з даними вимірів, виконаних в різних районах моря в різний час на різних частотах при різних взаємних положеннях випромінювача і приймача. При наявності каліброваних випромінювачів, можлива реалізація на різних частотах принципу порівняння з еталоном. Оцінюються точність прогнозів, формулюються і уточнюються умови і границі застосування побудованої акустичної моделі.

Відповідно до зазначеного підходу в Сибірська Філія Акустичного Інституту РАН побудована низькочастотна акустична модель Баренцева моря, для якої вплив дна є визначальним. Модель реалізована у вигляді ГІС, що включає в себе програму розрахунку поля і СУБД, причому БД за параметрами гідрологоакустичної і багатопольової геоакустичної моделей перекривають більшу частину акваторії моря. Модель забезпечує прогнози звукового поля монопольного джерела для будь-якої траси, заданої координатами випромінювання і прийому [Белогорцев и др., 2002].

Адекватна акустична модель континентального шельфу, реалізована у вигляді ГІС, постає, по суті, універсальною. Вона дозволяє вирішувати задачі імітаційного моделювання, ставити чисельні експерименти, незамінна при непрямих натурних вимірах, випробуваннях, створенні систем акустичної діагностики і моніторингу і т.д.

1.2 Імпедансна і пружна моделі донних відкладів

Залежно від специфіки розв'язуваної задачі осадовий матеріал можна розглядати як рідке (імпедансне), тверде або гетерогенне середовище.

В акустично рідких середовищах існують тільки повздовжні хвилі. Локальною характеристикою поверхні і внутрішніх границь рідкої осадової товщі є хвильовий опір (імпеданс).

$Z = -P/(\vec{v} \cdot \vec{n})$, якщо тиск P на елемент границі з нормаллю \vec{n} викликає коливання елемента зі швидкістю \vec{v} [Исакович, 1973; Шендеров, 1972, 1989]. Імпеданс однорідного середовища з щільністю ρ і швидкістю поширення хвилі c дорівнює ρc . Завдання імпедансів на границях середовищ, в тому числі імпедансів локалізованих неоднорідностей донної структури, еквівалентно формулюванню змішаної крайової задачі, яка включає як окремі випадки задачі Діріхле ($Z = 0$) і Неймана ($Z \rightarrow \infty$). Узагальнення на випадок акустично неоднорідних поверхонь ($Z \neq \text{const}$) становить суть четвертої крайової задачі. Крім умов на границях, для визначення поля необхідно також використовувати умову випромінювання, яка дозволяє виключити вплив нескінченно віддалених джерел поля. Уявлення про товщу донних ґрунтів як імпедансне середовище дозволяє будувати досить загальні акустико-структурні моделі дна з об'єктом без залучення складного і часто невиправданого у прикладному відношенні математичного апарату для аналізу пружних і гетерогенних середовищ.

Основою опису хвильових процесів в пружних (акустично твердих) середовищах є динамічні рівняння теорії в'язкопружності (рівняння Ламе) [Собисевич и др., 1999; Ландау, Лифшиц, 1965; Аки, Ричардс, 1983; Гончар, 2004; Голод и др., 2010]

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = \vec{f} + (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \vec{u}) \quad (1.1)$$

для векторного поля $\vec{u}(\vec{r}, t)$ зміщення елементів середовища. В компонентах поля $\vec{u}(\vec{r}, t)$ і збурення $\vec{f}(\vec{r}, t)$ рівняння Ламе (1.1) мають вигляд ($i, j = 1..3$):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial^2 x_j}, \quad (1.2)$$

де λ і μ – коефіцієнти Ламе, що описують лінійний зв'язок тензорів деформацій і напруг середовища.

Для вирішення рівнянь (1.2) використовується теорема Ламе [Аки, Ричардс, 1983]. Якщо поле зсувів $\vec{u}(\vec{r}, t)$ задовольняє рівнянням Ламе (1.2), то існують скалярний (ϕ) і векторний ($\vec{\psi}$) пружні потенціали, які мають властивості:

$$\vec{u} = \nabla \phi + \nabla \times \vec{\psi}, \quad \nabla \cdot \vec{\psi} = 0; \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \frac{\Phi}{\rho} + c_L^2 \nabla^2 \phi, \quad c_L^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}; \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = \frac{\vec{\Psi}}{\rho} + c_S^2 \nabla^2 \vec{\psi}, \quad c_S^2 = \frac{\mu}{\rho}; \quad (1.5)$$

де ϕ і $\vec{\psi}$ – потенціали Гельмгольца [Исакович, 1973] для поля збурень $\vec{f} = \nabla \Phi + \nabla \times \vec{\Psi}$, причому $\nabla \times (\nabla \Phi) \equiv 0$ и $\nabla \cdot \vec{\Psi} = 0$.

Теорема Ламе дозволяє звести рішення для складних рівнянь виду (1.1) або (1.2) до вирішення хвильових рівнянь (1.4) і (1.5) для потенціалів Ламе ϕ и $\vec{\psi}$. З теореми Ламе видно, що поле зсувів $\vec{u} = \vec{u}_L + \vec{u}_S$ розділяється на поле повздовжніх $\vec{u}_L = \nabla \phi$ (P_L) і поперечних $\vec{u}_S = \nabla \times \vec{\psi}$ (P_S) хвиль, що незалежно поширюються в пружному середовищі зі швидкостями c_L і c_S відповідно.

Як окремий напрямок сформувалися дослідження впливу пористої структури відкладів (модель Біо). Різні аспекти моделювання процесу поширення і розсіювання акустичних хвиль в морських відкладах і ґрунтах різного типу можна знайти, наприклад, в роботах [Хемптон, 1977; Buckingham, 1997, 1998; Geerits, 1994; Chotiros, 1995; Kargl, Lim, 1993; Nihei et. al, 1995; Stephen, Swift, 1994; Kargl, Williams, 1998] і цитованої в них літературі.

У разі не надто високих частот відклади можуть розглядатися як деяке "ефективне" суцільне середовище, рідке або пружне, з параметрами, які можуть змінюватися в просторі. Для опису акустичних властивостей рідких (неконсолідованих) відкладів достатньо двох параметрів, наприклад, щільності і стисливості, або щільності і швидкості

звуку. Для пружного дна таких параметрів три: щільність і швидкість двох різних типів хвиль, повздовжніх і зсувних. При цьому, для врахування поглинання в середовищі швидкості поширення хвиль, а в деяких випадках і щільність, вважаються комплексними. Численні дослідження виявили емпіричні співвідношення між цими параметрами, а також їх зв'язок з найважливішими фізико-механічними властивостями відкладів, їх пористістю, розміром частинок і низкою інших [Hamilton, 1980; Хемптон, 1977; Buckingham, 1997, 1998; Kargl, Williams, 1998; Milholland et. al, 1980]. Ці взаємозв'язки, природно, не є жорсткими, а лише наближено описують співвідношення між невеликим числом параметрів в реально багатопараметричному середовищі. Однак вони дозволяють, знаючи величину одного з параметрів, передбачати найбільш ймовірні значення і можливі граничні зміни інших параметрів [Голод и др., 2010].

1.3 Гетерогенні моделі середовища

Найбільш точно і повно акустичні властивості донних відкладів описуються моделями гетерогенних (пористих флюїдонасичених) середовищ – моделлю Біо, суспензійною моделлю і іншими моделями, які є узагальненням теорії пружності на багатозфазні середовища [Собисевич и др., 1999; Хемптон, 1977; Андерсон, 1977; Куперман, 1984; Био, 1963; Николаевский, 1970; Голод и др., 2010].

У моделі Біо донні відклади представляються у вигляді двофазної квазірівноважної системи – насиченого рідиною більш-менш жорсткого скелета, утвореного безліччю контактуючих твердих частинок.

Співвідношення між напруженнями і деформаціями гетерогенного середовища, описуваного моделлю Біо, мають вигляд [Куперман, 1984]:

$$\begin{aligned}\sigma &= K e - C \xi, \\ p &= C e - M \xi,\end{aligned}\tag{1.6}$$

де σ і p – гідростатичний і поровий тиск; $e = dV/V$ і $\xi = dV_f/V$ – об'ємне розширення твердого скелета і рідини.

Об'ємний модуль пружності гетерогенного середовища має компоненти K_f для рідини, K_s для твердих частинок і K_b для скелета. Якщо модуль зсуву скелета μ , пористість породи $\phi = V_f/V$, то $K = K_s(K_b + Q)(K_s + Q)^{-1}$, $C = QK_s(K_s + Q)^{-1}$, $M = CK_s(K_s - K_b)^{-1}$, $Q = \phi^{-1}K_f(K_s - K_b)(K_s - K_f)^{-1}$ і $N = K + 4\mu/3$. В такому середовищі можуть існувати хвилі трьох типів: повздовжня хвиля P_L^1 в рідині, повздовжня хвиля P_L^2 , що виникає внаслідок руху рідини відносно скелета, і поперечна хвиля P_s в скелеті. Поширення хвиль P_L^1 і P_L^2 описується рівняннями:

$$\nabla^2 (He - C\xi) = \frac{\partial}{\partial t^2} (\rho_e - \rho_f \xi), \quad (1.7)$$

$$\nabla^2 (Ce - M\xi) = \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\rho_f e - \rho_c \xi) - F_\eta \frac{\partial \xi}{\partial t}. \quad (1.8)$$

Згасання, викликане в'язкими втратами, описується функцією F_η і ефективною щільністю середовища ρ_c . Теорія Біо передбачає існування локального мінімуму поглинання у гетерогенному середовищі при певному співвідношенні пружних параметрів середовища $K_b + 4\mu/3 \sim K_f(\phi^{-1} - 1)(\rho_s/\rho_f - 1)$, яке впливає з хвильових рівнянь (1.7) і (1.8). Потрібно відзначити, що модель Біо при визначенні швидкостей хвиль і коефіцієнтів їх поглинання оперує з важко оцінюваними параметрами.

У моделі Біо враховуються пружні властивості окремих складових відкладів і взаємодія між ними, проте врахування реального розподілу часток за діаметром можливий тільки в суспензійній моделі гетерогенного середовища. Опис поширення хвильових полів в суспензійній моделі засновано на теорії багатократного розсіяння на частинках твердої фази осадового матеріалу. Суспензійна модель може бути застосована тільки до високопористих відкладів, які не мають жорсткої структури.

Оцінки залежності $\beta \sim \omega^n$ коефіцієнта згасання β в осадовій товщі від частоти f дають значення $0,9 < n < 2$ на всьому робочому діапазоні частот гідроакустики. Залежність $\beta \sim \omega$ призводить до висновку про існування однієї або декількох робочих частот, оптимальних для виявлення локалізованих (резонуючих) неоднорідностей та інших елементів донної структури [Бурдик, 1988; Gonchar, 2002; Голод и др., 2010]. Вибір оптимальної частоти ω^* і визначається залежністю згасання хвилі в середовищі від частоти, і залежністю амплітуди поля розсіювання локалізованої неоднорідності від хвильових розмірів останньої. Дійсно, хвиля з частотою $\omega > \omega^*$ загасає в осадовій товщі, а хвиля з $\omega < \omega^*$ дифрагує на локалізованій неоднорідності, утворюючи слабе поле розсіювання. І в першому, і в другому випадку неоднорідність формує менший ехо-сигнал і обчислюється складніше.

Осадовий матеріал як поглинаюче середовище характеризується безрозмірним ступенем непружності $Q(\omega)$ [Аки, Ричардс, 1983], який визначає коефіцієнт згасання $\beta = \omega/2cQ$ акустичної хвилі. Залежність $\beta \sim \omega$ показує, що Q практично не залежить від ω в широкому діапазоні частот. У цьому випадку аналіз поширення хвиль проводиться за допомогою дисперсійних співвідношень, а хвильове число k представляється у вигляді $K = \omega c^{-1}(\omega) + i\beta(\omega)$. Дисперсія хвиль P_L і P_S у лінійному в'язкопружному середовищі описується за допомогою параметра $\xi_{L,S} = (1 - \zeta_{L,S}^2)(1 + \zeta_{L,S}^2)^{-2}$, $\zeta_{L,S} = \beta c_{L,S}/2\pi f$, і формальних співвідношень $\lambda + 2\mu = \rho v_L^2 \xi_L$ і $\mu = \rho v_S^2 \xi_S$, або умовами $\text{Im } K_b \neq 0$ і $\text{Im } \mu \neq 0$ в моделі Біо [Hamilton, 1980]. Можна показати [Аки, Ричардс, 1983], що правильним співвідношенням є:

$$\omega c^{-1}(\omega) = \omega c^{-1}(\infty) + H[\beta(\omega)],$$

де $H[\beta(\omega)] = \pi^{-1} \int_{\mathbb{R}^1} \beta(\xi)(\xi - \omega)^{-1} d\xi$ – перетворення Гілберта від коефіцієнта згасання.

Тому фазова затримка хвилі на конкретній частоті ω визначається інтегралом від спектра поглинання $\beta(\omega)$ на всіх частотах. Таким чином, задача поширення хвиль, вирішена для ідеально пружного середовища, може бути узагальненням на

поглинаючі середовища заміною $k \in \mathbb{R} \rightarrow K \in \mathbb{C}$. Такий підхід також дозволяє формально вводити неоднорідні хвилі при описі проходження хвиль з криволінійним фронтом через границі розділу середовищ.

Теоретичний аналіз і експериментальні дані [Хемптон, 1977; Куперман, 1984] показують, що хвиля P_L^1 практично не диспергує, а її коефіцієнт згасання β складає близько $0,1 \div 1,0$ дБ на довжині хвилі λ . Хвиля P_L^2 сильно диспергує і надзвичайно швидко згасає; хвилі P_L^2 можуть бути суттєві тільки для газонасичених відкладів. Хвиля P_S має коефіцієнт згасання на порядок більший β для P_L^1 і швидкість поширення $c_S \ll c_L$, що призводить до пізніх і слабкіших вступів ехо-сигналів, які переносяться хвилею P_S . Таким чином, серед описуваних моделлю Біо хвиль P_L^1 , P_L^2 і P_S , найбільш стійким і інформативним переносником ехо-сигналів, що знаходяться в гетерогенному середовищі локалізованих неоднорідностей є хвиля P_L^1 , еквівалентна хвилі рідкого (імпедансного) середовища.

Гетерогенному середовищу, що вміщує локалізовані неоднорідності, притаманні сильно нелінійні резонансні ефекти [Собисевич и др., 1999; Собисевич, Собисевич, 2001; Голод и др., 2010]. При конструюванні будь-якої (імпедансної, пружної або гетерогенної) акустичної моделі середовища, що містить будь-яку локалізовану неоднорідність, також необхідно враховувати пружні властивості і, можливо, внутрішню структуру цієї неоднорідності. Ці особливості, які відображені в граничних умовах, можуть формувати тонку структуру амплітудно-частотної характеристики системи "дно-неоднорідність" і впливати на виявлення неоднорідностей і інших структурних збурень.

1.4 Статистична модель донного середовища

В відкладах, як суцільному середовищі, існує два основних типи нерегулярностей (збурень), які можуть бути причиною розсіювання звуку: об'ємні неоднорідності і

нерівності границь. Об'ємними неоднорідностями є просторові флуктуації різних параметрів середовища щодо їх середніх значень (усереднених по горизонтальних координатах), як правило, залежать від глибини внаслідок загальної стратифікації відкладів. Нерівності можуть відноситися до різних границь – поверхні дна (границі вода-відклади) і внутрішнім границям розділу в товщі відкладів [Голод и др., 2010].

Статистична модель збурень донного середовища включає в себе просторові спектри нерівностей і об'ємних неоднорідностей осадової товщі з урахуванням можливих взаємних кореляцій між нерівностями різних границь, а також між флуктуаціями різних параметрів середовища. Необхідні дані вже є для нерівностей поверхні дна [Briggs, 1989; Jackson et. al 1986, 1997, 1996], однак вони практично відсутні для внутрішніх границь розділу. Недостатньо даних і для статистичного опису об'ємних неоднорідностей товщі відкладів. Можемо використати спектральні характеристики неоднорідностей, засновані на даних глибоководного буріння [Ефимов, 1998], а також кернів верхнього шару ґрунту [Crowther, 1983; Lyons, et. al, 1994], однак вони дозволяють дати тільки одномірний опис реально тривимірного випадкового процесу. Це призводить до необхідності введення в модель неоднорідностей деякого вільного параметра, "коефіцієнта анізотропії", що пов'язує горизонтальний і вертикальний масштаби неоднорідностей [Ивакин, 1981; Бунчук, Ивакин, 1985; Yamamoto, 1995, 1996; Turgut, 1997].

Розсіюючі властивості дна можуть істотно відрізнятися для різних типів стратифікованих відкладів, а також для різних частотних діапазонів зондуючого сигналу. На досить високих частотах істотними є параметри тільки приповерхневого шару відкладів, так як мала глибина проникнення звуку в ґрунт, і донне середовище може розглядатися як однорідний в середньому напівпростір. Розсіювачами при цьому є нерівності поверхні дна і приповерхневі об'ємні неоднорідності. Дослідженню двох різних механізмів високочастотного розсіювання, об'ємного і поверхневого, присвячено велику кількість робіт [Jackson et. al, 1997, 1996, 1986; Ивакин и др., 1998, 1985; Crowther, 1983; Lyons, 1994; Ивакин, 1981, 1983, 1986; Yamamoto, 1995, 1996; Turgut, 1997; Kuo, 1964, 1995; Ивакин, Лысанов, 1981; Jackson, 1994]. У цих роботах відклади розглядалися акустично рідкими, тобто знехтували їх здатністю підтримувати зсувні напруження. В

рамках цієї моделі вдалося пояснити багато закономірностей, які спостерігаються при розсіянні звуку дном океану [Ивакин, 1986; Jackson et. al, 1986; Jackson, 1994; Бунчук, Житковский, 1980; Gensane, 1989; Rogers, 1997; Williams, Jackson, 1998].

Серед тих, що залишилися поки недостатньо вивченими відзначимо ефекти, пов'язані з проникненням звуку в відклади і його розсіюванням при малих (менших критичного) кутах ковзання, що спостерігаються, наприклад, в районах з піщаним дном [Thorsos et. al, 1997; Clarke et. al, 1997]. Частково посилення проникнення звуку в відклади вдається пояснити впливом нерівностей поверхні дна, як великих [Ивакин, Лысанов, 1981], так і дрібномасштабних [Thorsos et. al, 1997]. Посилення розсіювання при малих кутах ковзання може бути обумовлено впливом великих нерівностей на розсіювання об'ємними неоднорідностями [Ивакин, Лысанов, 1981] і дрібними нерівностями [Jackson et. al, 1986]. Таке посилення розсіювання може спостерігатися і в районах з вирівняним дном. У деяких випадках це може бути викликане наявністю в відкладах газових бульбашок [Jackson et. al, 1996]. Існують також спроби пояснити цей ефект в рамках моделі Біо – на якісному рівні він пояснюється порушенням відкладів другого типу повздовжніх хвиль – повільних хвиль Біо [Chotiros, 1995]. Однак надійних вимірювань цих хвиль і їх основних параметрів в реальних відкладах поки недостатньо для кількісного пояснення спостережуваного ефекту.

Вплив зсувної пружності дна вивчалось в ряді робіт [Ивакин, 1990; Essen, 1994; Yang, Broschat, 1994; Jackson, Ivakin, 1998]. Досліджувалися характеристики розсіювання для різних типів дна, від піску до базальту. Було показано, що зсувними ефектами в пісках можна знехтувати. Для консолідованих і скельних ґрунтів ці ефекти є визначальними і призводять, зокрема, до посилення ролі об'ємного розсіювання. Це пояснюється "пом'якшенням" границі розділу, що збільшує проникнення первинного поля в ґрунт, а також появою трьох нових каналів об'ємного розсіювання, що включають зсувні хвилі: поряд з розсіюванням повздовжніх хвиль в повздовжні, з'являється розсіювання повздовжніх хвиль в зсувні, а також зсувних в повздовжні і зсувні [Голод и др., 2010].

Із зниженням частоти проникнення звуку в ґрунт зростає і вплив стратифікації (залежності середніх параметрів дна від глибини) внаслідок регулярної рефракції, відбиття внутрішніми границями розділу, розсіювання нерівностями і об'ємними неоднорідностями глибоких шарів дна. Випадок об'ємного низькочастотного розсіювання звуку флуктуаціями швидкості звуку було розглянуто в роботах [Ивакин, 1986; Tang, Frisk, 1992; Mourad, Jackson, 1993]. В роботі [Ивакин, 1986], зокрема, було отримано вираз для коефіцієнта розсіювання від довільного шаруватого рідкого середовища, а в роботі [Mourad, Jackson, 1993] вивчався вплив приповерхневих градієнтів швидкості звуку на об'ємне розсіювання в відкладах. Випадок розсіювання нерівною поверхнею стратифікованих рідких відкладів розглядався в роботах [Essen, 1994; Мое, Jackson, 1994]. У роботах [McDaniel, 1992; Kuperman, Schmidt, 1986; Tang, 1996; Ivakin, 1994, 1997; Ивакин, 1994] вивчалися різні моделі шаруватих середовищ з нерівними внутрішніми границями розділу. Моделі в [Ивакин, 1994; Ivakin, 1994, 1997] включають також об'ємне розсіювання флуктуаціями щільності і швидкості звуку. Причому в роботах [Ivakin, 1997] вони узагальнені на випадок рідкого шаруватого середовища, що лежить на пружному розсіюючому напівпросторі. Загальним ефектом в низькочастотному розсіянні від шаруватих відкладів є осцилюючий характер частотно-кутових залежностей коефіцієнта розсіювання, причому масштаби осциляцій визначаються інтерференційними співвідношеннями і залежать від параметрів шаруватої структури відкладів.

Нещодавно запропоновано єдиний підхід до об'ємного і поверхневого розсіювання [Ivakin, 1998]. Цей підхід розглядає нерівності як окремий випадок об'ємних збурень середовища, що примикає до плоскої (необуреної) границі розподілу. Це дозволяє дати загальний опис задачі розсіювання на основі єдиного інтегрального рівняння, що включає обидва типи збурень середовища [Голод и др., 2010].

1.5 Модифікації моделей Біо

У роботі [Ковтун, 2011], на основі аналізу багатьох публікацій щодо взаємозв'язаного розповсюдження хвиль в пористому флюїдонасиченому

середовищі, для якого для якого Я.І. Френкель [1944] і М. Біо [1956] ввели двофазну модель середовища, розглянуто види рівнянь які його описують. Також розглянуто моделі дисипації пористого середовища та методи, що враховують їх.

Теорія Біо (Biot A. [1956, 1957, 1962]), це лінійна теорія ефективних двофазних середовищ, в якій середовище розглядається як жорсткий пористий каркас з заповненими флюїдом порами. Її основні рівняння отримано шляхом прийнятих припущень з визначень функції щільності енергії пружної деформації й кінетичної енергії. Вченими було також отримано макроскопічні рівняння поропружності з використанням іншої теорії, відмінної від Біо, та математично жорсткіших методів усереднення. Вони загалом відповідають теорії Біо для слабков'язкого насиченого флюїду [Ковтун, 2011].

Відповідно до теорії Біо основною властивістю пружно-пористого насиченого середовища є можливість поширення у ньому двох поздовжніх хвиль, швидкої і повільної, а також поперечної хвилі.

Можна охарактеризувати збурений стан пружно-пористого середовища двома полями усереднених векторів зсувів: $u = u(x_k, t)$ – для жорсткого пористого каркаса і $U = U(x_k, t)$ – для рідини в поровому просторі або ж зсувів флюїду відносно каркаса $w = \phi(U - u)$, де ϕ – коефіцієнт пористості. Поле зсувів u , яке реєструється приладами, та тиск флюїду p_f , є зовнішнім проявом деформацій, а зміщення U або w не вимірюється й може бути визначено рішенням відповідної математичної задачі.

За структурою рівняння Біо подібні рівнянням пружного середовища й складаються з рівнянь закону Гука і суцільного середовища. Виключивши напруги з рівнянь пористого середовища, як у випадку пружності, отримані рівняння типу Ламе для пористого середовища. Системи рівнянь для пористого середовища Біо можуть бути представлені у трьох представленнях. У першому є зміщення u й U та напруги твердої й рідкої фаз ($\sigma^{(S)}$, $\sigma^{(S)}$), проте воно незручне для використання в задачах про поширення хвиль в шаруватих середовищах через те, що не всі безперервні на границях розділу величини входять в рівняння [Молотков, 2001]. В

другому представленні є зміщення u в пружній (твердій) фазі, сумарні напруги τ , й тиск p флюїду і різниця зміщення в рідкій фазі w . У третьому представленні в рівнянні поропружності є зміщення u , повна напруга τ і флюїдний тиск p , відночас зміщення w або U виключено з модифікованих рівнянь руху середовища [Ковтун, 2011].

Особливістю рівнянь Біо є їх ускладнення при врахуванні дисперсії і поглинання. Через тертя на границях між рідиною і каркасом в порах (механізм в'язкої дисипації) виникає ефект дисипації в однорідному середовищі Біо, який призводить до введення додаткових членів в рівняння руху Біо. Рекомендується вводити додаткові члени з ядрами релаксації й враховувати не ідеальність обох фаз (в'язко-поропружні моделі середовища) для деяких моделей дисипації. Вплив дисипації виявляється по-різному для різних типів хвиль. У разі повільної поздовжньої хвилі результат в'язкої дисипації є найбільш сильним з частотно-залежним згасанням, яке робить її важкопостережною у флюїдонасичених породах.

Порувате середовище визначається також залежностями для щільності потенційної і кінетичної енергій, які є позитивно визначеними квадратичними формами від похідних зсувів. Існує тотожний зв'язок між рівняннями Біо і цими квадратичними формами, сутність якого в тому, що закон Гука і вираз для щільності потенційної енергії характеризуються однією і тією ж позитивно визначеною матрицею [Молотков, 2001]. Між рівнянням руху і виразом для щільності кінетичної енергії є подібний зв'язок. Узагальненням рівнянь для пружного рідкого середовища є вирази для щільності енергії пружної деформації і кінетичної енергії пористих середовищ Біо [Ковтун, 2011].

1.5.1 Модель Біо для пружнопористого флюїдонасиченого середовища

Щільність потенційної енергії пружної деформації W наведена у вигляді квадратичної форми через зсуви u , w в [Biot, 1962]:

$$W = \frac{1}{2} C_{ik, qm} e_{ik} e_{qm} + Q_{kq} e_{kq} \zeta + \frac{1}{2} M \zeta^2, \quad (1.9)$$

де $C_{ik,qm}, Q_{qm}, M$ – (ефективні пружні) параметри пористого насиченого середовища;
 $Q_{qm} = \alpha_{qm} M$; $C_{kq,ml}$ – компоненти тензора (аналог тензора пружності) каркаса,
 насиченого флюїдом, $k, q, m, l=1,2,3$; Q_{kl} – елементи тензора Q другого рангу, що
 відображають зв'язок між об'ємними змінами твердого каркаса і флюїду, $k, l=1,2,3$;
 $e_{km}(u) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_m} + \frac{\partial u_m}{\partial x_k} \right)$ – компоненти тензора деформації каркаса; $\zeta = -\text{div } w$.

Щільність кінетичної енергії E є квадратичною формою:

$$E = \frac{1}{2} \rho \left(\frac{\partial u_i}{\partial t} \right)^2 + \rho_f \frac{\partial u_i}{\partial t} \frac{\partial w_i}{\partial t} + \frac{1}{2} m_{ij} \frac{\partial w_i}{\partial t} \frac{\partial w_j}{\partial t}, \quad (1.10)$$

де $\rho = \phi \rho_f + (1-\phi) \rho_s$ – щільність пористого матеріалу в цілому; ρ_s і ρ_f – щільності
 пружного каркаса і флюїду; m_{ij} ($i, j=1,2,3$) – елементи симетричної і позитивно
 визначеної матриці ефективних щільностей (тензор другого рангу, який визначається
 геометрією порового простору (тензором звивистості) і щільністю флюїду).

Для середовищ з статистично-ізотропним полем мікрошвидкості флюїду
 мають вигляд $m_{ij} = \rho_m \delta_{ij}$ де δ_{ij} – функція Кронекера ($\delta_{ij}=1$ при $i=j$ і $\delta_{ij}=0$ при $i \neq j$).

Функція дисипації D представлена квадратичною формою для
 низькочастотної області [Biot, 1962]:

$$D = \frac{1}{2} \eta s_{ij} w_i w_j,$$

де η – в'язкість флюїду; $(s_{ij}) = (\kappa_{ij})^{-1}$ – позитивно-визначена симетрична матриця
 фільтраційного опору, обернена до матриці (κ_{ij}) тензора проникності середовища.

З рівняння (1.9) і виразу для варіації потенційної енергії

$$\delta W = \tau_{ij} \delta e_{ij} + p \delta \zeta$$

маємо співвідношення зв'язку між напруженнями і деформаціями, які представлено
 для загального випадку анізотропії у вигляді [Ковтун, 2011]

$$\begin{pmatrix} \tau_{11} \\ \tau_{22} \\ \tau_{33} \\ \tau_{23} \\ \tau_{31} \\ \tau_{12} \\ p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} & q_1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} & q_2 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} & q_3 \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & c_{44} & c_{45} & c_{46} & q_4 \\ c_{51} & c_{52} & c_{53} & c_{54} & c_{55} & c_{56} & q_5 \\ c_{61} & c_{62} & c_{63} & c_{64} & c_{65} & c_{66} & q_6 \\ q_1 & q_2 & q_3 & q_4 & q_5 & q_6 & M \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_{11} \\ e_{22} \\ e_{33} \\ 2e_{23} \\ 2e_{31} \\ 2e_{12} \\ \zeta \end{pmatrix}, \quad (1.11)$$

де τ_{ij} – елементи повного тензора напружень пористого насиченого середовища; p – тиск флюїду.

У роботі [Ковтун, 2011] показано, що довільно-анізотропне пористе середовище Біо характеризується симетричною матрицею системи (1.11) й позначається далі через $A_{7 \times 7}$, з 28 пружними коефіцієнтами: 21 параметр $c_{ij} = c_{ji}$, 6 коефіцієнтів q_i і M . Визначено зв'язок між парами індексів (kq) і (ml) елементів $C_{kq,ml}$ тензора C та індексами i, j елементів c_{ij} , який має вигляд: $(1) \leftrightarrow (11)$, $(2) \leftrightarrow (22)$, $(3) \leftrightarrow (33)$, $(4) \leftrightarrow (23) = (32)$, $(5) \leftrightarrow (13) = (31)$, $(6) \leftrightarrow (21) = (12)$. Подібним чином визначається зв'язок елементів q_i ($i=1,2,\dots,6$) з елементами Q_{kl} ($k, l=1,2,3$) матриці тензора Q .

В (1.11) передбачається позитивна визначеність матриці $A_{7 \times 7}$, а також матриць (c_{ij}) і Q . Тензори C і Q мають властивість симетрії

$$C_{ij,mk} = C_{mk,ij} = C_{ji,km} = C_{ij,kn}, \quad Q_{ij} = Q_{ji}$$

і дозволяють записати співвідношення (1.11) у вигляді

$$\begin{aligned} \tau_{ki} &= C_{ki,qm} e_{qm} + Q_{ki} \zeta, \\ p &= -Q_{kq} e_{kq} + M \zeta. \end{aligned} \quad (1.12)$$

Використовуючи інваріантності величини W відносно до афінських ортогональних перетворень координат встановлюються структури матриці $A_{7 \times 7}$. Скориставшись тензорним характером введених таблиць $(C_{kq,ml})$ і (Q_{kl}) , можна записати закон їх перетворення:

$$C'_{ab,cd} = \frac{\partial x'_a}{\partial x_\alpha} \frac{\partial x'_b}{\partial x_\beta} \frac{\partial x'_c}{\partial x_\gamma} \frac{\partial x'_d}{\partial x_\sigma} C_{\alpha\beta,\gamma\sigma}, \quad Q'_{ab} = \frac{\partial x'_a}{\partial x_\alpha} \frac{\partial x'_b}{\partial x_\beta} Q_{\alpha\beta} \quad (1.13)$$

при переході від однієї системи координат $\{x_k\}$, до іншої подібної системи $\{x'_k\}$, пов'язаної з першою формулою перетворення:

$$x'_k = a_{ki} x_i, \quad a_{ki} a_{qi} = \delta_{kq},$$

де a_{ki} – матриця перетворення системи координат.

Число незалежних коефіцієнтів матриці $A_{7 \times 7}$, що зберігають своє значення при переході від однієї системи координат до іншої, визначається в залежності від типу симетрії середовища, числом можливих інваріантів (квадратичних форм), що містяться в виразі для щільності енергії деформації W анізотропного пористого середовища [Ковтун, 2011].

Щільність потенційної енергії пружної деформації W для випадка ізотропного середовища є сумою чотирьох квадратичних форм від інваріантів тензора деформації e_{ij} пористого каркаса та інваріанта деформації флюїду ζ [Biot, 1962]:

$$2W = (\lambda_c + 2\mu)(e_{11} + e_{22} + e_{33})^2 + \mu(e_{23}^2 + e_{13}^2 + e_{12}^2 - 4e_{22}e_{33} - 4e_{11}e_{33} - 4e_{11}e_{22}) + 2q(e_{11} + e_{22} + e_{33})\zeta + M\zeta^2,$$

де λ_c , μ , q , M – пружні константи пористого матеріалу.

Матриця системи (1.11) в цьому випадку матиме вигляд:

$$\begin{pmatrix} \lambda_c + 2\mu & \lambda_c & \lambda_c & 0 & 0 & 0 & q \\ \lambda_c & \lambda_c + 2\mu & \lambda_c & 0 & 0 & 0 & q \\ \lambda_c & \lambda_c & \lambda_c + 2\mu & 0 & 0 & 0 & q \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ q & q & q & 0 & 0 & 0 & M \end{pmatrix}. \quad (1.14)$$

Вираз для W містить вже вісім інваріантів з коефіцієнтами ($c_{11} = \lambda_c + 2\mu$; $c_{33} = \lambda_c + 2\mu - p$; $c_{44} = \mu - m$; $c_{66} = \mu$; $c_{13} = \lambda_c - l$, q_1 , q_2 , R) для трансверсально-ізотропного середовища Біо, вісь симетрії якого збігається з віссю Ox_3 системи координат. Пружні константи входять в матрицю $A_{7 \times 7}$ наступним чином:

$$\begin{pmatrix} \lambda_c + 2\mu & \lambda_c & \lambda_c - l & 0 & 0 & 0 & q_1 \\ \lambda_c & \lambda_c + 2\mu & \lambda_c - l & 0 & 0 & 0 & q_1 \\ \lambda_c - l & \lambda_c - l & \lambda_c + 2\mu - p & 0 & 0 & 0 & q_2 \\ 0 & 0 & 0 & \mu - m & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu - m & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ q_1 & q_1 & q_2 & 0 & 0 & 0 & M \end{pmatrix}. \quad (1.15)$$

З співвідношень (1.14) та (1.15) видно, що при $l=p=m=0$ і $q_2=q_1=q$ трансверсально-ізотропне середовище вироджується в ізотропне.

Ортотропне пористе середовище, вісі симетрії якого суміщені з вісями координатної системи $\{x_k\}$, визначено матрицею

$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 & q_1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & 0 & q_2 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & 0 & 0 & 0 & q_3 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} & 0 \\ q_1 & q_2 & q_3 & 0 & 0 & 0 & M \end{pmatrix}. \quad (1.16)$$

Система рівнянь руху відносно компонент векторів зміщення u_i і w_i для випадка неоднорідного та довільно-анізотропного середовища Біо має вигляд [Biot, 1962]

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x_j} \left(C_{ij,mk} \frac{\partial u_m}{\partial x_k} - Q_{ij} \delta_{mk} \frac{\partial w_m}{\partial x_k} \right) &= \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\rho u_i + \rho_f w_i) \quad (i=1,2,3), \\ -\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\delta_{ij} Q_{mk} \frac{\partial u_m}{\partial x_k} - M \delta_{ij} \delta_{mk} \frac{\partial w_m}{\partial x_k} \right) &= \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\rho_f u_i + m_{ij} w_j) + \eta s_{ij} \frac{\partial w_j}{\partial t} \quad (i=1,2,3). \end{aligned} \quad (1.17)$$

В правій частині рівнянь щільність та параметри m_{ij} і s_{ij} представляються незахищеними від координат, що в загальному випадку для пористого середовища є невірним.

Для спрощеного запису співвідношень (1.12) і рівнянь (1.17) необхідно перейти до шестимірному вектору зміщень [Ковтун, 2011]

$$U_i = \begin{cases} u_i, & i=1,2,3; \\ w_{i-3}, & i=4,5,6. \end{cases} \quad (1.18)$$

Рівняння (1.17) відносно компонент вектору (1.18) для випадку однорідного анізотропного середовища Біо представлені у вигляді [Ковтун, Решетников, 1996]

$$C_{ij}^{kq} \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_k \partial x_q} - G_{ij} \frac{\partial^2 U_j}{\partial t^2} - \eta D_{ij} \frac{\partial U_j}{\partial t} = 0, \quad (i=1, \dots, 6). \quad (1.19)$$

В (1.19) введено таблицю пружних параметрів C_{ij}^{kq} , елементи якої формуються за правилом

$$C_{ij}^{kq} = \begin{cases} C_{ik,qj}, & i, j, k, q = 1, 2, 3; \\ -Q_{ik} \delta_{j-3,q}, & i, k, q = 1, 2, 3; j = 4, 5, 6; \\ -Q_{jq} \delta_{i-3,k}, & i = 4, 5, 6; j, k, q = 1, 2, 3; \\ M \delta_{i-3,k} \delta_{j-3,q}, & i, j = 4, 5, 6; k, q = 1, 2, 3, \end{cases} \quad (1.20)$$

а також матриці G і D виду:

$$G = \begin{pmatrix} \rho I & \rho_f I \\ \rho_f I & \tilde{M} \end{pmatrix}, \quad D = \begin{pmatrix} O & O \\ O & S \end{pmatrix}, \quad (1.21)$$

де I і O – відповідно одинична і нульова матриці розміром 3×3 ; $\tilde{M} \equiv (m_{kq})$ – матриця тензора ефективних щільностей флюїду; $S \equiv (s_{ij})$ – матриця тензора опору течії флюїду, зворотна до матриці $K \equiv (\kappa_{mq})$ – тензора проникності середовища.

Таблиця має симетрію $C_{ij}^{kq} C_{ij}^{kq} = C_{ji}^{qk}$.

Враховуючи (1.18), (1.20), (1.21), щільності енергії пружної деформації W і кінетичної енергії E можна представити у вигляді:

$$W = \frac{1}{2} C_{ij}^{kq} \frac{\partial U_i}{\partial x_k} \frac{\partial W_j}{\partial x_q}, \quad E = \frac{1}{2} G_{ij} \frac{\partial U_i}{\partial t} \frac{\partial W_j}{\partial t}, \quad (1.22)$$

а співвідношення між напруженнями і зсувами з (1.11), (1.12) матимуть вид:

$$t_{ik} = C_{ij}^{kq} \frac{\partial U_j}{\partial x_q} \quad (i=1, \dots, 6; k=1, 2, 3), \quad (1.23)$$

де через t_{ik} позначена прямокутна таблиця розміру 6×3

$$t_{ik} \equiv \begin{cases} \tau_{ik}, & i, k = 1, 2, 3; \\ p\delta_{i-3,k}, & i = 4, 5, 6; \quad k = 1, 2, 3. \end{cases}$$

Вектор щільності потоку енергії P зі складовими, використовуючи таблицю t_{ik} , має вигляд [Ковтун, 2011]:

$$P_k = -t_{ik} \frac{\partial U_i}{\partial t} = -C_{ij}^{kq} \frac{\partial U_j U_i}{\partial x_q \partial t} \quad (k = 1, 2, 3). \quad (1.24)$$

У випадку однорідного ізотропного середовища в роботі Біо [1956] рівняння поропружності отримані відносно до вектору зсуву твердого каркаса u і вектору зсуву рідкої фази U .

Усереднені напруги за об'ємом і зміщення u , U за своїми фазами пов'язані між собою співвідношеннями закону Гука [Biot, 1956]:

$$\begin{aligned} \sigma_{km}^{(s)} &= 2Ne_{km}(u) + (A\nabla \cdot u + \tilde{Q}\nabla \cdot U)\delta_{km} \quad (k, m = 1, 2, 3), \\ \sigma_{km}^{(f)} &= -\phi p\delta_{km} = (\tilde{Q}\nabla \cdot u + R\nabla \cdot U)\delta_{km}, \end{aligned} \quad (1.25)$$

де $\sigma_{km}^{(s)}$ – елементи тензора напруги твердої фази; $\sigma^{(f)}$ – напруга рідкої фази; A , N – модуль зсуву пружного скелета; \tilde{Q} , R – пружні модулі середовища, які виражаються через коефіцієнти пористості, стисливості C_s , C_f і модуль об'ємного стиснення K .

Рівняння руху середовища наведені у вигляді [Biot, 1956]:

$$\begin{aligned} (A + N)\nabla(\nabla \cdot u) + N\Delta u + \tilde{Q}\nabla(\nabla \cdot U) &= \rho_{11}u_{tt} + \rho_{12}U_{tt} - b(u_t - U_t), \\ \tilde{Q}\nabla(\nabla \cdot u) + R\nabla(\nabla \cdot U) &= \rho_{12}u_{tt} + \rho_{22}U_{tt} + b(u_t - U_t), \end{aligned} \quad (1.26)$$

де $u_{tt} = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$; $b = \frac{\eta}{k}\phi^2$ (η – в'язкість флюїду, k – проникність середовища); ρ_{12} , ρ_{22} – ефективні щільності середовища, які визначаються виразами:

$$\rho_{11} = \rho_s(1 - \phi) + \rho_f\phi(g - 1), \quad \rho_{12} = -\rho_f\phi(g - 1), \quad \rho_{22} = \rho_f\phi g, \quad (1.27)$$

де ρ_s і ρ_f – щільності пружного каркаса і флюїду; ϕ – пористість; g – коефіцієнт звивистості порів.

Параметри середовища повинні задовольняти співвідношенням

$$PR - \tilde{Q}^2 > 0, \quad P = A + 2N, \quad P > 0, \quad R > 0, \quad \rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2 > 0,$$

які впливають з умов позитивності квадратичних форм для енергії пружної деформації і кінетичної енергії.

Залежність між повними напруженнями $\tau_{ij} = \sigma_{ij}^{(s)} + \sigma_{ij}^{(f)}$ і деформаціями у термінах зсувів u і w в ізотропному випадку можна представити через коефіцієнти Ламе осушеного каркаса μ, λ і коефіцієнти $M = R/\phi^2$ і $a = \frac{\tilde{Q} + R}{R}\phi$ у вигляді

$$\begin{aligned} \tau_{ij} &= 2\mu e_{ij}(u) + \left[(\lambda + a^2 M)(\nabla \cdot u) - ap \right] \delta_{ij} \quad (k, m = 1, 2, 3), \\ \nabla \cdot w &= - \left(\frac{p}{M} + a \nabla \cdot u \right), \end{aligned}$$

або

$$\begin{aligned} \tau_{ij} &= 2\mu e_{ij}(u) + (\lambda_c \nabla \cdot u + aM \nabla \cdot w) \delta_{ij} \quad (k, m = 1, 2, 3), \\ p &= -(aM \nabla \cdot u + M \nabla \cdot w). \end{aligned} \quad (1.28)$$

Еквівалентні системи (1.26) рівняння руху матимуть вигляд [Biot, 1962]

$$\begin{aligned} (\lambda_c + \mu) \nabla (\nabla \cdot u) + \mu \Delta u + aM \nabla (\nabla \cdot w) &= \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \rho_f \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}, \\ aM \nabla (\nabla \cdot u) + M \nabla (\nabla \cdot w) &= \rho_f \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \rho_m \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \frac{\eta}{k} \frac{\partial w}{\partial t}. \end{aligned} \quad (1.29)$$

Параметри $\lambda_c, \mu, \alpha, M$ пов'язані з пружними модулями з (1.25) співвідношеннями $N = \mu, A = \lambda + (\alpha - \phi)^2 M, \tilde{Q} = \phi(a - \phi)M, R = \phi^2 M; \rho = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_s$ є щільність пористого матеріалу в цілому, і $\rho_m = \rho_{22} / \phi^2 = (\phi \rho_f + \rho_a) / \phi^2 = \frac{g \rho_f}{\phi}$ – ефективна щільність флюїду. У низькочастотній області параметри η, k і ρ_m не залежать від частоти.

Коефіцієнт μ – модуль зсуву обсягу пористого матеріалу – дорівнює модулю зсуву пружної матриці (каркаса). Нехай K_s, K_f, K_m і K_c позначають об'ємні модулі стисливості зерен породи, флюїду, пружної матриці і насиченої породи відповідно. Тоді пружні константи $N_c = \lambda_c + 2\mu, \alpha M$ і M можна представити таким чином:

$$\begin{aligned}
H_c &= \lambda_c + 2\mu = K_c + \frac{4}{3}\mu, \quad K_c = K_s \left[(K_m + Q) / (K_s + Q) \right], \\
Q &= K_f (K_s - K_m) / \phi (K_s - K_m), \\
D \equiv aM &= K_s K_f (K_s - K_m) / \left[K_f (K_s - K_m) + K_s \phi (K_s - K_f) \right], \\
M \equiv \frac{1}{\beta} &= K_s^2 K_f / \left[K_f (K_s - K_m) + K_s \phi (K_s - K_f) \right] = 1 / \left[1/K_f + (\tilde{a} - \phi) / K_s \right],
\end{aligned}$$

де

$$\tilde{a} = 1 - K_m / K_s.$$

Автор роботи [Ковтун, 2011] зазначив, що наведені формули справедливі тільки в разі ізотропного і мономінерального каркасу. Якщо ж каркас містить зерна різних порід, наприклад, піску і глини, або побудований з декількох взаємопроникних решіток, як, наприклад, в разі порід в зоні мерзлоти або порід з газогідратами, необхідно використовувати інші формули, які виводяться на основі підходів, які розвиваються, наприклад, в роботах [Berryman, Milton, 1991; Carcione et.al, 2005].

Для випадку анізотропного пористого середовища рівняння Санчес-Паленсія представляють зв'язане тверде тіло, насичене слабков'язким флюїдом [Санчес-Паленсія, 1984]:

$$\begin{aligned}
\tau_{ij} &= a_{ijkh}^{(s)} e_{kh}(u) - a_{ij} p \quad (i, j = 1, 2, 3), \\
-p &= \frac{1}{\beta} a_{ij} e_{ij}(u) + \frac{1}{\beta} \nabla \cdot w,
\end{aligned} \tag{1.30}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} &= \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} + \rho_f \frac{\partial^2 w_i}{\partial t^2} \quad (i = 1, 2, 3), \\
\frac{\partial w}{\partial t} &= \int_0^t \hat{K}(t - \tau) \left(-\rho_f \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - \nabla p \right) \tau d\tau,
\end{aligned} \tag{1.31}$$

де $a_{ijkh}^{(s)}$ – елементи тензора пружних коефіцієнтів осушеного твердого каркаса; a_{ij} – елементи тензора ефективної напруги; $\frac{1}{\beta} \equiv M$; $\hat{K}(t)$ – деякий оператор.

Рівняння (1.30) – (1.31) є більш загальною формою рівнянь поропружності. Якщо прийняти $\hat{K}(t) = const$, то від рівнянь (1.31) можна перейти до випадку, що

описаний рівняннями (1.29) або (1.26). Зазначимо, що рівняння руху виду, схожого з (1.31), з'являються, наприклад, у разі врахування частотно-залежної дисипації.

1.5.2. Деякі моделі механізмів дисипації

У низькочастотній області теорія Біо використовувалася у малій кількості додатків через те, що вона згасання повздовжніх і поперечної хвиль і їх дисперсії передбачала не вірно, на відміну від додатків дослідження яких було пов'язано з високочастотною областю. У роботах 1980–1990 років припускалися думки, що запроваджені в області теорії Біо у роботах [Berryman, 1980; Johnson, Plona, 1982; Johnson et. al, 1987] механізми поглинання передбачають ефекти поширення хвиль в штучних неприродних середовищах, але не співпадають в сейсмічній області частот з описом згасання і дисперсії хвиль в реальних флюїдонасичених донних відкладах. Теорія Біо на один або два порядки амплітуди дає більш низькі значення дисперсії, ніж реальні експериментальні данні, у низькочастотному діапазоні (10^0 – 10^3 Гц) [Kelder, Smeulders, 1997].

Малі макроскопічні потоки рідини обумовлюються розповсюдженням хвиль через водонасичені породи. При розповсюдженні повздовжньої хвилі через пористий шар, який є однорідним виникає потік, який перпендикулярний хвильовому фронту, з області стиснення в область розширення. Згасання, яке обумовлене цим процесом має максимум на релаксаційній частоті ω_{vbl} , яке відповідає стану, при якому починають створюватися в'язкі приграничні шари на стінках порів (інерційні сили рідини в кожній порі починають домінувати над в'язкими зсувними силами).

Модель відносних потоків [Johnson et. al, 1987] має вигляд

$$\omega_{vbl} = \frac{\eta}{\rho_f k_0 F} \quad (1.32)$$

де η – флюїдна в'язкість; ρ_f – щільність флюїду; k_0 – проникність; F – електричний формаційний фактор.

Це затухання, відоме як згасання «глобального потоку» Біо і в інтервалі частот наземної сейсміки 10^0 – 10^2 Гц є знехтувано мале.

У літературі, на ранніх етапах дослідження ймовірних механізмів дисипації в пористих відкладах, відмінних від Біо, описувалися кілька механізмів які могли б викликати додаткове згасання в реальних породах. Як свідчать експериментальні дані, один з них спричинений присутністю глини в середовищі [Klimentos, Cann, 1988; Klimentos, 1991; Николаевский и др., 1970]. Припускається, що збільшення поверхні порового простору і шорсткості стінок обумовлене прилипання глинистих частинок до стінок порів, яке в свою чергу може збільшувати в'язку дисипацію.

«Локальний потік» найбільш часто згадується при утворенні додаткових (в масштабі розміру зерен і мікротріщин) локальних потоків рідини. Такий механізм сейсмічного хвильового згасання як локальний флюїдний потік, був запропонований Mavko, A. Nur [1979] і вивчався багатьма авторами [O'Connell, Budiansky, 1977; Murphy, et. al, 1986; Уайт и др., 1975]. Базується цей підхід на втратах, які виникають внаслідок локального потоку порової рідини в окремій порі (або між двома зв'язаними порами) в процесі деформації, яка обумовлена розповсюдженням хвилі. Коли, наприклад, діє плоска деформація на еліпсоїдальну пору, відбувається зміна її форма, що є причиною деякого руху рідини всередині пори. Цей механізм не враховується в класичній теорії Біо, яка має справу тільки з макроскопічним (так званим глобальним) потоком. Такий процес не враховується в класичній теорії Біо, яка має справу тільки з макроскопічним потоком рідини. Побудова кількісної моделі впливу локального потоку на певний внесок в хвильове згасання є складним завданням, оскільки доводиться мати справу з індивідуальними порами, тріщинами і характеризувати середовище на рівні порового масштабу [Ковтун, 2011].

Досліджені пізніше інші моделі механізмів поглинання також пов'язані з концепцією локальних потоків. Однак вони відрізняються від описаної тим, що ці моделі повністю макроскопічні і засновані на просторовому розподілу макроскопічних параметрів локально-неоднорідного пористого середовища, а не з параметрами окремих порів і тріщин.

Додатковий механізм згасання, який призводить до вже помітного згасання і дисперсії в смузі частот наземної сейсміки, гідрогеоакустики і вертикального сейсмічного

профілювання (ВСП), виникає у разі присутності гетерогенності в масштабі пористого середовища. Шаруватість відкладів є переважним джерелом гетерогенності в осадовому басейні. Це вперше було зрозуміло і промодельовано в [Plona, 1980]. Р-хвиля буде стискати (або розширювати) одночасно безліч шарів, в наслідок того, що її довжина значно більше, ніж товщини шарів. Внаслідок того, що кожен шар має загалом різні властивості стисливості, зміна флюїдного тиску в суміжних шарах буде різною і за допомогою дифузії буде прагнути до рівноважного стану (за рахунок в'язких потоків). Процес флюїдної дифузії у термінах теорії Біо відомий як «повільна хвиля Біо». Її вперше експериментально було виявлено Plona [Plona, 1980] на ізольованій границі поділу за допомогою модової конверсії з падаючої Р-хвилі (див. також [Chin et. al, 1985]).

Тобто, якщо довжина хвилі більша за товщину шарів, можна вважати що повільні хвилі збуджуються, щоб компенсувати збурення флюїдного тиску між шарами. Проходження швидкої поздовжньої хвилі викликає дисипацію в тонкошаровій моделі процесом генерації локальних потоків між шарами (тобто конверсія швидкої поздовжньої хвилі в дифузійні повільні хвилі, які повністю затухають всередині шарів, є механізмом додаткового поглинання). В сейсмічній смузі частот, потік рідини, який пов'язаний з урівноваженням тиску, викликає значне зростання згасання й дисперсії. Таке повільно-хвильове згасання має максимум на релаксаційній частоті ω_{sv} , відповідно до випадку, коли глибина скін-шару, захопленого процесом дифузії флюїдного тиску (довжина проникнення всередину), становить приблизно порядок розміру пористого простору і згідно [Pride et. al, 2002; Ковтун, 2011]

$$\omega_{sv} \approx \frac{K_f k_0}{\eta \phi h^2}$$

де ϕ – характеристична пористість шаруватості (наприклад, середня пористість); K_f – флюїдна нестисливість; k_0 – характеристична проникність; h – характеристична товщина шару.

Багато досліджень було виконано за цією проблемою. Так, White та ін. моделювали низькочастотну рівновагу флюїдного тиску між почерговими газо- і

рідинонасиченими шарами, при цьому нехтуючи усіма ефектами розсіювання. Автори для згасання і дисперсії Р-хвилі, які викликані міжшаровими потоками рідини, отримали явний вираз. Norris [1993] дав асимптотичний розв'язок тієї ж задачі, що дозволило роз'єднати ефект дифузії флюїдного тиску (або повільної хвилі) від поширення (швидкої поздовжньої) хвилі. Необхідно, щоб довжина Р-хвилі була набагато більше, ніж характеристична довжина, на якій змінюються фізичні властивості пористого матеріалу (і за якою визначаються властивості ефективного матеріалу). Norris визначив з точністю до головного порядку внески в згасання і дисперсію поздовжньої хвилі, які викликані встановленням рівноваги флюїдного тиску між періодичними шарами, у відповідності до низькочастотної асимптотичної границі. Він отримав аналогічні результати згасання і дисперсії, як і у [Уайт и др., 1975] і, таким чином, дав обґрунтування більш евристичної апроксимації.

Б.Я. Гуревич і С.Л. Лопатніков [1995] розширили цю задачу, враховуючи Р-хвильове розповсюдження в випадкових шаруватих осадових структурах. Використання теорії Біо до неоднорідних (випадкових або періодично шаруватих) пористих порід призводить до використання рівнянь Біо зі змінними коефіцієнтами. За допомогою методів статистичного збурення автори, з аналізу цих рівнянь, вивели залежності швидкості і нормалізованого згасання Q^{-1} швидкої поздовжньої хвилі як функції частоти. Максимальні значення згасання і швидкісної дисперсії відбуваються на частоті $\omega_0 = \frac{kN}{\eta h^2}$, коли довжина повільної хвилі Біо дорівнює середньому розміру неоднорідності (середній товщині шару або характеристичній довжині). Аналітичні результати цих авторів для згасання і дисперсії отримані при поєднанні наступних вимог: мінливості фізичних властивостей між різними шарами повинні бути малими (наближення типу одноразового розсіювання); частота повинна бути малою, щоб всі ефекти Р-хвильового розсіювання від окремих шарів були б нехтовно малі. Для отримання асимптотичних результатів, необхідно застосовувати припущення про кореляцію функцій, які характеризують випадкову шаруватість. При застосуванні авторами

цієї теорії до випадку періодичного чергування шарів, то виявилось, що результати схожі на ті, що були отримані у Norris [1993] і Уайт [1975].

Щоб отримати асимптотичні результати, необхідні припущення про кореляційні функції, що характеризують випадкову шаруватість. Коли автори застосували цю теорію до випадку періодичного чергування шарів, то результати виявилися схожі на ті, що були отримані у Norris [1993] і Уайт [1975] (результат обмежений лише вимогою періодичності шарів). У області низьких частот Q^{-1} пропорційно $\omega^{1/2}$ у разі випадкової і ω^1 в разі періодичної шаруватості. Згасання зменшується як $\omega^{-1/2}$ на частотах, які вище за ω_0 незалежно від типу шаруватості. Для реального випадку шаруватості з експоненційною функцією кореляції відзначається значно поступова зміна швидкості і згасання з частотою, ніж при періодичній шаруватості середовища. Характер кривих згасання і дисперсії є типово релаксаційним.

Такі автори, як Gelinsky і Shapiro [1997], Gelinsky і ін. [1998] розширили задачу Р-хвильового розповсюдження на високих частот у випадкових шаруватих середовищах, при яких Р-хвильове розсіювання від границь розділів шарів визначається у вигляді додаткового повільно-хвильового міжшаруватого потоку. Ними були отримані аналітичні результати для випадків, в яких інтегральна кореляційна функція відповідала певним типам випадкової залежності, і показали, що їх асимптотичні результати збігаються з результатами чисельного моделювання, яке здійснено при використанні комплексу OASES, який дозволяє обчислювати хвильові поля в шаруватому середовищі [Ковтун, 2011].

У роботі Б.Я. Гуревича, В.Б. Зирянова, С.Л. Лопатнікова [1997] досліджували в широкому частотному діапазоні роздільний і спільний вплив на згасання швидкої поздовжньої хвилі декількох механізмів на прикладі одновимірної моделі тонкошаруватого пористого середовища Біо: розсіювання, викликаного тонкою шаруватістю, внутрішньшаруватих потоків рідини і стандартного в'язкоінерційного поглинання теорії Біо. Так для моделі з випадковою шаруватістю теоретичні та чисельні результати досліджень показали, що в сейсмічних і звукових частотних діапазонах згасання, пов'язане з механізмами внутрішньшаруватих потоків ($f_{\text{flow}} \approx 10^0 - 10^1$ Гц) і розсіювання ($f_{\text{scat}} \approx 10^2 - 10^3$ Гц), переважає над згасанням Біо;

залежність механізму поглинання внутрішньо шаруватих потоків від частоти має більш поступовий характер, ніж для розсіювання або інших відомих причин згасання; усереднена залежність затухання від частоти, обумовлена комбінованим впливом трьох механізмів, виражається суперпозицією теоретичних рішень кожного з механізмів.

Модель тонкошаруватого пористого середовища більш-менш схожа з об'єднаною моделлю Біо і потоків видавлювання («sqrirt-flow») (BISQ-модель), яку запропонували Dvorkin, Nur [1995] і узагальненої на випадок анізотропії в роботах Parra [1997, 2000]. В одновимірній BISQ-моделі використовується циліндрична геометрія, яка має тільки один (в ізотропному випадку) вільний просторовий параметр – так звану довжину потоку видавлювання (на відміну від плоскошаруватої геометрії), вибрану так, щоб модельні і спостережувані дані згасання збігалися між собою.

У роботах Parra [1997, 2000] розглянута анізотропна модель пористого середовища Біо. Вона пов'язана з системою однаково орієнтованих флюїдонасичених тріщин, в якій потоки видавлювання описуються за допомогою спеціального тензора.

У [Ковтун, 2011] зауважено, що характеристична частота f_{sq} BISQ-моделі розташовується в звукових і високочастотних областях ($f_{sq} \approx 10^3 - 10^5$ Гц) і займає проміжне положення між f_{scat} і f_{biot} ($\approx 10^5 - 10^7$ Гц).

У роботі S. Pride, E. Tromeur, J. Berryman [2002] дано докладне чисельне дослідження розповсюдження Р-хвиль через тонкошарові доні відклади. У цих дослідженнях при розповсюдженні Р-хвилі враховується вплив частоти, кута падіння, товщини шарів, проникності і пружної піддатливості порід. Результати чисельного моделювання повністю співпадають з попередніми теоретичними дослідженнями: механізм урівноваження флюїдного тиску між шарами призводить до значного затухання у низькочастотній області. Моделювання показало, що при досить тонкій шаруватості (1–10 см), повільнохвильові ефекти мають максимальні значення в смузі частот наземної сейсміки ($10^1 - 10^2$ Гц). Збільшення товщини шарів до 1 м і більше викликає зниження $\omega_{sv}/2\pi$ до частоти менше 1 Гц.

Інший підхід врахуванню частотно-залежної дисипації полягає в створенні ефективних в'язкопружних або в'язкопоропружних моделей середовища, які викликають такі ж самі ефекти поглинання і дисперсії.

В середовищі Біо має місце ще й затухання всередині обох фаз (крім згасання, пов'язаного з тертям флюїду, який рухається в порах, зі стінками порів). Для того, щоб взяти до уваги це згасання модулі, що входять до закону Гука, замінюються операторами, що містять ядра релаксації або коефіцієнти в'язкості. Наприклад, пружний коефіцієнт H_c замінюється на оператор

$$H_c \rightarrow H_0 + \chi_n \frac{\partial}{\partial t} + \int_0^t d\tau H_1(t-\tau) \dots,$$

де H_0 – пружна константа; χ_n – коефіцієнт в'язкості твердої фази; $H_1(t-\tau)$ – деяке різницеве ядро.

Присутність вузького граничного шару в поровому флюїдному потоці сильно впливає на дисперсійні співвідношення для пористого середовища. У високочастотній границі ($\omega \rightarrow \infty$) результуюче поглинання пропорційне $\omega^{1/2}$.

Аналогічні дисперсійні закони були також отримані з дифузійної релаксації. В роботі В.Е. Рок, А. Нануга [2000] розглядається ефективна модель, яка заснована на базі інтегродиференційного хвильового рівняння. Показано, що таке рівняння з ядром пам'яті $K_\alpha(t)$, відповідним апроксимації дисперсійного закону зі значенням показника $\alpha=0.65$, добре узгоджується з результатами Гуревича і Лопатнікова [1995] в широкій частотній області

$$k = \frac{1}{c_\infty \omega} + i\lambda(-i\omega)^\alpha$$

де k – комплексне хвильове число; c_∞ – високочастотна межа швидкості звуку; λ – константа, що залежить від високо- або низькочастотної границі швидкості звуку.

В роботі J.M. Carcione [1998] різні механізми дисипації вводяться в теорію Біо за допомогою заміни модуля взаємодії між фазами (М) на залежні від часу релаксаційні функції. Вони засновані на стандартній лінійній моделі твердого тіла, і проводиться порівняння хвильового поропружного чисельного моделювання з відповідними

розрахунками, які засновані на однофазному моделюванні для ефективного в'язкопружного середовища. В роботі показано, що однорідне пористе середовище можна промодельовати однофазним в'язкопружним середовищем. Щоб отримати відповідність з модулем пористого середовища для кожного в'язкопружного модуля досить тільки одного релаксаційного механізму. Внаслідок того, що згасання в рівняннях Біо не пов'язане з пружною в'язкопружністю через співвідношення між напруженнями і деформаціями, стандартна модель в'язкопружності не відповідає опису комплексних модулів Біо. Тому при побудові еквівалентних в'язкопружних рівнянь руху безпосередньо зіставляються характеристики згасання і дисперсії швидкостей хвиль шляхом підбору релаксаційних функцій. Ці функції пов'язані з хвильовими модами. Для кожної хвильової моди підбирається свій релаксаційний механізм. Релаксаційні часи пов'язані з характеристичними частотами і показниками згасання Q .

Більш докладно про рівняння поропружності з урахуванням частотно-залежної дисипації можна подивитися в роботі [Ковтун, 2011].

Висновки до розділу 1

Виконано аналіз існуючих моделей реального геологічного середовища: імпедансна та пружна моделі донних відкладів, гетерогенні моделі середовищ, статистична модель донного середовища, моделі Біо та їх модифікації.

Показано, що однорідне пористе середовище може бути змодельоване як однофазне в'язкопружне середовище. У той же час для кожного в'язкопружного модуля достатньо тільки одного релаксаційного механізму, щоб отримати відповідність з модулем пористого середовища. У зв'язку з тим, що згасання в Біо рівняннях не пов'язано з пружною в'язкістю через співвідношення між напруженнями і деформаціями, стандартна модель в'язкості, яка узагальнює функції стиснення і поперечний модуль релаксаційними функціями, не відповідає опису комплексних модулів Біо. Тому, при побудові еквівалентних в'язких рівнянь руху безпосередньо порівнюються характеристики згасання і дисперсії швидкостей хвиль методом підбору релаксаційних функцій, пов'язаних з хвильовими модами. Для кожної

хвильової моди підбирається свій власний механізм релаксації, в якому час релаксації асоціюється з характерними частотами і показниками згасання.

Представлено елементи теорії Біо для анізотропного пружнопористого флюїдонасиченого середовища в низькочастотному діапазоні. Розглянуто деякі моделі механізмів частотно-залежної дисипації.

Список використаних джерел до розділу 1

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. 520 с.
2. Андерсон Р.С. Статистическая корреляция между физическими свойствами и скоростью звука в осадках. Акустика морских осадков. / пер. с англ. А.В. Бунчик, Е.А. Копыла. М.: Мир, 1977. С. 438–480
3. Белогорцев А.С., Белов А.И., Журавлев В.А., Хоха Ю.В. Акустические модели шельфовых морских акваторий и проблема их физической. Труды Нижегородской акустической научной сессии, ННГУ. 2002. С. 64–67
4. Био М.А. Обобщенная теория распространения акустических волн в диссипативных пористых средах. *Механика*. 1963. № 6. С.135–155
5. Бунчук А.В., Житковский Ю.Ю. Рассеяние звука дном океана в мелководных районах (обзор). *Акуст. журн.* 1980. Т.26(5). С. 641–654
6. Бунчук А.В., Ивакин А.Н. Азимутальная анизотропия обратного рассеяния звука дном в мелководных районах. Тез. V семинара "Акуст. статист. модели океана". М., 1985. С. 47–51
7. Бурдик В.С. Анализ гидроакустических систем. Л.: Судостроение, 1988. 392 с.
8. Гамильтон Э.Л. Геоакустические модели морского дна. Акустика морских осадков. / пер. с англ. А.В. Бунчик, Е.А. Копыла. М.: Мир, 1977. С. 176–210
9. Голод О.С., Гончар А.И., Неверова С.И., Шундель А.И. Обзор физико-геологических моделей дна. *Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану)*. 2010. № 7. С. 73–81
10. Ефимов А.В., Ивакин А.Н., Лысанов Ю.П. Геоакустическая модель рассеяния звука дном океана, основанная на данных глубоководного бурения. *Океанология*. 1998. №28(3). С. 371–375

11. Ивакин А.Н. Акустические статистические модели дна для мелководных районов океана. *Судостроительная промышленность, сер. Акустика*. 1986. №1. С. 3–10
12. Ивакин А.Н. О рассеянии звука многомасштабными неоднородностями грунта. *Океанология*. 1981. Т.21(1). С. 42–44
13. Ивакин А.Н. Рассеяние звука неоднородностями стратифицированных осадков. *Акуст. журн.* 1986. Т.32(6). С. 791–798
14. Ивакин А.Н. Рассеяние звука неоднородностями упругого полупространства. *Акуст. журн.* 1990. Т.36(4). С. 670–675
15. Ивакин А.Н. Рассеяние звука случайными неоднородностями подводного грунта и малыми неровностями его поверхности. *Вопросы судостроения, сер. Акустика*. 1983. №17. С. 20–25
16. Ивакин А.Н. Реверберация в плоском случайно-неоднородном волноводе при узкополосном акустическом зондировании. *Акуст. журн.* 1994. Т.40(3). С. 476–477
17. Ивакин А.Н., Лысанов Ю.П. Рассеяние звука объемными неоднородностями подводного грунта, ограниченного неровной поверхностью. *Акуст. журн.* 1981. Т.27(3). С. 384–390
18. Ивинг М., Ворцель Д. Распространение звука взрывов в мелкой воде. Распространение звука в океане. М.: Изд-во иностр. лит, 1951. С. 157–179.
19. Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 496с.
20. Ковтун А.А. Об уравнениях модели био и их модификациях. *Вопросы геофизики*. СПб., 2011. Вып. 44. С. 3–26
21. Куперман У., Енсена Ф. Акустика дна океана. М.: Мир, 1984. 456 с.
22. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. Теоретическая физика. М.: Наука, 1965. Т.VII. 204 с.
23. Математическое моделирование слоистых неоднородных сред с полостями простой и сложной формы. Гончар А.И. Отчет по НИР/ НТЦ ПАС НАН Украины; № ГР 01040008326. Запорожье, 2004. 151 с.
24. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. М. Механика пористых насыщенных сред. М: Недра, 1970. 339 с.

25. Ляпин А.А., Селезнев М.Г., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Механико-математические модели в задачах активной сейсмологии. М.: ГНИЦ ПГК (МФ) при Куб ГУ Минобразования России, 1999. 294 с.
26. Молотков Л. А. Исследования распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. СПб.: Наука, 2001. 347 с.
27. Николаевский В.Н. Механика насыщенных пористых сред. М.: Наука, 1970. 336 с.
28. Пекерис К. Теория распространения звука взрыва в мелкой воде. Распространение звука в океане. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. С. 48–156.
29. Самченко А.Н, Швырев А.Н., Пивоваров А.А., Коротченко Р.А. Распространение низкочастотного акустического сигнала в мелком море с учетом влияния неоднородностей в донных осадках. *Подводные исследования и робототехника*. 2011. Т. 2(12). С.52–56
30. Санчес-Паленсия Э. Неоднородные среды и теория колебаний. М.: Мир, 1984. 472 с.
31. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Волновые процессы и резонансы в геофизике. М.: ОИФЗ РАН, ГНИЦ ПГК (МФ) при Куб ГУ Минобразования России, 2001. 299 с.
32. Уайт Дж.Э., Михайлова Н.Г., Ляховицкий Ф.М. Низкочастотные сейсмические волны в флюидонасыщенных слоистых породах. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1975. Т.11(10). С. 654–659
33. Френкель Я. И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве. *Изв. АН СССР. Сер. География и геофизика*. 1944. Т. 8(4). С. 133–150.
34. Хемптон Л. Акустика морских осадков / пер. с англ. А.В. Бунчик, Е.А. Копыла. М.: Мир, 1977. 533 с.
35. Шендеров Е.Л. Волновые задачи гидроакустики. Л.: Судостроение, 1972. 352 с.
36. Шендеров Е.Л. Излучение и рассеяние звука. Л.: Судостроение, 1989. 304 с.
37. Berryman J. G. Confirmation of Biot's theory. *Appl. Phys. Lett.* 1980. Vol. 37. P. 382–384

38. Berryman J.G., Milton G.W. Exact results for generalized Gassmann's equations in composite porous media with two constituents. *Geophysics*. 1991. Vol. 56(12). P. 1950–1960.
39. Biot M. A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated Porous Solid. *J. Acoust. Soc. Amer.* 1956. Vol. 28. P. 168–178
40. Biot M.A. Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media. *J. Acoust. Soc. Amer.* 1962. Vol. 34(9). P. 1254–1264.
41. Biot M.A. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *J. Appl. Phys.* 1962. Vol. 33(4). P. 1482–1498.
42. Biot M.A., Willis D.C. The elastic coefficients of the theory of consolidation. *J. Appl. Mech.* 1957. Vol. 24. P. 594–601.
43. Briggs K.B. Microtopographical roughness of shallow-water continental shelves. *IEEE J. Oceanic Eng.* 1989. Vol. 14. P. 360–367
44. Buckingham M.J. Theory of acoustic attenuation, dispersion, and pulse propagation in unconsolidated granular materials including marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.* 1997. Vol. 102(5). P. 2579–2596
45. Buckingham M.J. Theory of compressional and shear waves in fluidlike marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.* 1998. Vol. 103(1). P. 288–299
46. Carcione J.M., Helle H.B., Santos J.E., Ravazzoli C. L. A constitutive equation and generalized Gassmann modulus for multimineral porous media. *Geophysics*. 2005. Vol. 70(2). P. 17–26.
47. Chin R.C.Y., Berryman J.G., Hedstrom G.W. Generalized ray expansion for pulse propagation and attenuation in fluid-saturated porous media. *Wave motion*. 1985. Vol. 7. P. 43–65
48. Chotiros N.P. Biot model of sound propagation in water-saturated sand. *J. Acoust. Soc. Am.* 1995. V.97(1). P. 199–214
49. Clarke J.E.H., Danforth B.W., Valentine P. Areal seabed classification using backscattering angular response at 95 kHz. In *High Frequency Acoustics in Shallow Water*, SACLANTCEN, LaSpezia, Italy, 1997. P. 243–250

50. Corcione J. M. Viscoelastic effective rheologies for modelling wave propagation in porous media. *Geophys. Prospect.* 1998. Vol. 46. P. 249–270
51. Crowther P. A. Some statistics of the sea-bed and acoustic scattering therefrom. *Acoustics and Sea-Bed*, ed. by N.G. Pace (Bath University, Bath, England). 1983. P. 921–929
52. Dvorkin J., Mavko G., Nur A. Squirt flow in fully saturated rocks. *Geophysics*. 1995. Vol. 60. P. 97–107
53. Essen H.H. Scattering from a rough sedimental seafloor containing shear and layering. *J. Acoust. Soc. Am.* 1994. Vol. 95(3). P. 1299–1310
54. Geerits T.W. Acoustic wave propagation through porous media revisited. *J. Acoust. Soc. Am.* 1994. Vol. 100(5). P. 2949–2959
55. Gelinsky S., Shapiro S.A. Poroelastic Backus averaging for anisotropic layered fluid- and gas-saturated sediments. *Geophysics*. 1997. Vol. 62(6). P. 1867–1878.
56. Gelinsky S., Shapiro S.A., Muller T., Gurevich B. Dynamic poroelasticity of thinly layered structures. *Int. J. Structures*. 1998. Vol. 35. P. 4739–4751
57. Gensane M. A statistical study of acoustic signals backscattered from the sea bottom. *IEEE J. Ocean. Engr.* 1989. V.14. P. 84–93
58. Gonchar A.I., Pisanko I.M. Optimization of long low-sized silted objects search at parametric survey of sea bottom. Proc. of 16th Intern. Symp. of Nonlinear Acoustics. M. 2002. P. 142–149
59. Gurevich B., Lopatnikov S.L. Velocity and attenuation of elastic waves in finely layered porous rocks. *Geophys. J. Internat.* 1995. Vol. 121. P. 933–947
60. Gurevich B., Zyrianov V.B., Lopatnikov S.L. Seismic attenuation in finely layered porous rocks: Effects of fluid flow and scattering. *Geophysics*. 1997. Vol. 62(1). P. 310–324
61. Hamilton E.L. Geoacoustic modeling of the sea floor. *J. Acoust. Soc. Am.* 1980. Vol. 68. P. 1313–1340.
62. Hanyga A., Rok V.E. Wave propagation in micro-heterogeneous porous media: A modelbased on an integro-differential wave equation. *J. Acoust. Soc. Am.* 2000. Vol. 107(6). P. 2965–2972

63. Ivakin A.N. A unified approach to volume and roughness scattering. *J. Acoust. Soc. Am.* 1998. Vol. 103(2). P. 827–837
64. Ivakin A.N. A unified model for seabed volume and roughness scattering. In *High Frequency Acoustics in Shallow Water*, SACLANTCEN, LaSpezia, Italy. 1997. P. 267–273
65. Ivakin A.N. First-order model for bottom volume and roughness scattering. In *International Conference on Shallow Water Acoustics*. Beijing. 1997. P. 85–89
66. Ivakin A.N. Modelling of sound scattering by the sea floor. *J. de Physique IV*. 1994. Vol. 4. P. 1095–1098
67. Ivakin A.N. Sound scattering by rough interfaces of layered media. In *Third International Congress on Air- & Structure- Borne Sound and Vibration*, Montreal, Canada. 1994. Vol.3. P. 1563–1570
68. Jackson D.R. Models for scattering from the sea bed. *Proc. Inst. Acoust.* 1994. Vol. 16. P. 161–169
69. Jackson D.R., Baird A.M., Crisp J.J., Thomson P.A.G. High-frequency bottom backscatter measurements in shallow water. *J. Acoust. Soc. Am.* 1986. Vol. 80(4). P. 1188–1199
70. Jackson D.R., Briggs K.B. High-frequency bottom backscattering: roughness versus sediment volume scattering. *J. Acoust. Soc. Am.* 1997. Vol. 92(2). P. 962–977
71. Jackson D.R., Briggs K.B., Williams K.L., Richardson M.D. Tests of models for high-frequency sea-floor backscatter. *IEEE J. Oceanic Eng.* 1996. Vol. 21(4). P. 458–470
72. Jackson D.R., Ivakin A.N. Effects of shear elasticity on sea bed scattering: Numerical examples. *J. Acoust. Soc. Am.* 1998. Vol. 103(1). P. 346–354
73. Jackson D.R., Ivakin A.N. Scattering from elastic sea beds: First-order theory. *J. Acoust. Soc. Am.* 1998. Vol. 103(1). P. 336–345
74. Jackson D.R., Winebrenner D.P., Ishimaru A. Application of the composite roughness model to high-frequency bottom backscattering. *J. Acoust. Soc. Am.* 1986. Vol. 79(5). P. 1410–1422
75. Johnson D.L., Koplik J., Dashen R. Theory of dynamic permeability and tortuosity in fluid-saturated porous media. *Fluid Mech.* 1987. Vol. 176. P. 379–402
76. Johnson D.L., Plona T.J. Acoustic slow waves and the consolidation transition. *J. Acoust. Soc. Amer.* 1982. Vol. 72. P. 556–565

77. Kargl S.G., Lim R. A transition-matrix formulation of the scattering in inhomogeneous, saturated porous media. *J. Acoust. Soc. Am.* 1993. Vol. 94. P. 1527–1550
78. Kargl S.G., Williams K.L. Double monopole resonance of a gas-filled, spherical cavity in a sediment. *J. Acoust. Soc. Am.* 1998. Vol. 103(1). P. 265–274
79. Kelder O., Smeulders D.M.J. Observation of the Biot slow wave in water-saturated Nivel-steiner sandston. *Geophysics*. 1997. Vol. 62(6). P. 1794–1796
80. Klimentos T. The effects of porosity-permeability-clay content on the velocity of compres-sional waves. *Geophysics*. 1991. Vol. 56(12). P. 1930–1939
81. Klimentos T., Mc Cann C. Way is the Biot slow compressional wave not observed in realrocks. *Geophysics*. 1988. Vol. 53. P. 1605–1609
82. Kuo E.Y. Joint perturbation scattering characterization of a littoral ocean bottom reverberation: Theory, scattering strength predictions, and data comparisons. *IEEE J.Ocean. Engr.* 1995. Vol. 20(3). P. 198–210
83. Kuo E.Y. Wave scattering and transmission at irregular surfaces. *J. Acoust. Soc. Am.* 1964. Vol. 36(11). P. 2135–2142
84. Kuperman W.A., Schmidt H. Rough surface elastic wave scattering in a horizontally stratified ocean. *J. Acoust. Soc.Am.* 1986. Vol. 79. P. 1767–1777
85. Ковтун А.А., Решетников В.В. Распространение объемных волн в лучевом приближении в однородных анизотропных упругопористых насыщенных средах. *Вестн.С.-Петерб. ун-та.* 1996. Сер. 4, Вып. 4. С. 18–27.
86. Lyons A.P., Anderson A.L., Dwan F.S. Acoustic scattering from the seafloor: Modeling and data comparison. *J.Acoust.Soc.Am.* 1994. Vol. 95. P. 2441–2451
87. Mavko G., Nur A. Attenuation in partially saturated rocks. *Geophysics*. 1979. Vol. 44. P. 161–178.
88. McDaniel S.T. Effect of surficial sediment layering on high-frequency seafloor reverberation. *J. Acoust. Soc. Am.* 1992. Vol. 91(3). P. 1353–1356
89. Milholland P., Manghnani M.H., Schlanger S.O., Sutton G.H. Geoacoustic modelling of deep-sea carbonate sediments. *J.Acoust.Soc.Am.* 1980. Vol. 68(5). P. 1351–1360

90. Moe J.E., Jackson D.R. First-order perturbation solution for rough surface scattering cross section including the effects of gradients. *J. Acoust. Soc. Am.* 1994. Vol. 96(3). P. 1748–1754
91. Mourad P.D., Jackson D.R. A model/data comparison for low-frequency bottom backscatter. *J. Acoust. Soc. Am.* 1993. Vol. 94(1). P. 344–358
92. Murphy W.F., Winkler K.W., Kleinberg R.L. Acoustic relaxation in sedimentary rocks: Dependence on grain contacts and fluid saturation. *Geophysics*. 1986. Vol. 51. P. 757–766
93. Nihei K.T., Myer L.R., Cook N.G.W. Numerical simulation of elastic wave propagation in granular rock with the boundary integral equation method. *J. Acoust. Soc. Am.* 1995. Vol. 97(3). P. 1423–1434
94. Norris A.N. Low-frequency Dispersion and Attenuation in Partially Saturated Rocks. *J. Acoust. Soc. Am.* 1993. Vol. 94. P. 359–370
95. O’Connell R.J., Budiansky B. Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 5719–5735.
96. Parra J. O. Poroelastic model to relate seismic wave attenuation and dispersion to permeability anisotropy. *Geophysics*. 2000. Vol. 65(1). P. 202–210
97. Parra J. O. The transversely isotropic poroelastic wave equation including the Biot and the squirt mechanisms: Theory and application. *Geophysics*. 1997. Vol. 62(1). P. 309–318.
98. Plona T. Observation of a Second Bulk Compressional Wave in a Porous Medium at Ultrasonic Frequencies. *Appl. Phys. Lett.* 1980. Vol. 36. P. 259–261
99. Pride S., Tromeur E., Berryman J. Biot slow-wave effects in stratified rock. *Geophysics*. 2002. Vol. 67. P. 271–281
100. Rogers A.K. An experimental investigation of the contribution of sediment volume scattering to acoustic backscatter measured on the shallow waters of the Florida Strait. In *High Frequency Acoustics in Shallow Water* SACLANTCEN, LaSpezia, Italy, 1997. P. 459–466
101. Stephen R.A., Swift S.A. Finite difference modeling of geoacoustic interaction at anelastic seafloor. *J. Acoust. Soc. Am.* 1994. Vol. 95(1). P. 60–70

102. Tang D. A note on scattering by a stack of rough interfaces. *J. Acoust. Soc. Am.* 1996. Vol. 99. P. 1414–1418
103. Tang D., Frisk G.V. Spectral parameterization of scattering from a random ocean bottom. *J. Acoust. Soc. Am.* 1992. Vol. 92(5). P. 2792–2799
104. Thorsos E.I., Jackson D.R., Williams K.L. Modeling of Subcritical Penetration into Sediments Due to Interface Roughness. In *High Frequency Acoustics in Shallow Water*, SACLANTCEN, LaSpezia, Italy, 1997. P. 563–569
105. Turgut A. Inversion of bottom/subbottom statistical parameters from acoustic backscatter data. *J. Acoust. Soc. Am.* 1997. Vol. 102(2). P. 833–852
106. Williams K.L., Jackson D.R. Bistatic bottom scattering: Model, experiments, and model/data comparison. *J. Acoust. Soc. Am.* 1998. Vol. 103(1). P. 169–181
107. Yamamoto T. Acoustic scattering in the ocean from velocity and density fluctuations in the sediments. *J. Acoust. Soc. Am.* 1996. Vol. 99(2). P. 866–879
108. Yamamoto T. Velocity variabilities and other physical properties of marine sediments measured by crosswell acoustic tomography. *J. Acoust. Soc. Am.* 1995. Vol. 98. P. 2235–2248
109. Yang T., Broschat S.L. Acoustic scattering from a fluid-elastic-solid interface using the small-slope approximation. *J. Acoust. Soc. Am.* 1994. Vol. 96. P. 1796–1803

РОЗДІЛ 2

СТВОРЕННЯ МАТЕМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ НЕОДНОРІДНИХ ШАРУВАТИХ ДОННИХ СТРУКТУР, НАБЛИЖЕНИХ ДО РЕАЛЬНОГО ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Один з ефективних засобів пізнання закономірностей існування і розвитку самих різних об'єктів є моделювання, яке широко застосовується як в гідроакустиці, так і в геології. Геологічна модель визначається, як абстрактне або речове відображення об'єктів або процесів, адекватного досліджуваним об'єктам (процесам) щодо деяких заданих критеріїв [Аузин, Глазнев, 2001; Паффенгольц, 1973]. Фізичні (речові), графічні (картографічні) та математичні моделі широко використовуються при виконанні геологорозвідувальних робіт. Вибір виду найбільш ефективної моделі залежить перш за все від специфіки модельованого об'єкта і задачами, що стоять перед дослідником. Важливу роль відіграє і інформаційна забезпеченість моделювання. З перерахованих вище моделей максимальною універсальністю і функціональністю володіють математичні моделі, які до теперішнього часу є переважаючими, чому перш за все сприяє сучасний рівень розвитку і доступність потужних засобів обчислювальної техніки. Однак необхідно відзначити, що повномасштабному впровадженню методів математичного моделювання перешкоджають певні особливості геології як науки. Ці особливості, які зумовили, зокрема, віднесення геології до числа наук описових, проявляються в тому, що теоретичні поняття геології, як правило, багатопланові і неоднозначні, а геологічні характеристики об'єктів досліджень, далеко не завжди конкретні і такі, що грішать суб'єктивізмом. Часто надмірний вплив надають наукові переконання їх авторів, не завжди безперечні і достатньо обґрунтовані. Все це не тільки заважає повноцінному математичному опису підходів до виконання структурно-геологічних побудов або прогнозованих шляхів розвитку будь-яких геологічних процесів, але і ускладнює математичну формалізацію наявної емпіричної геологічної інформації.

У геологічній практиці під математичною моделлю зазвичай розуміють наближений опис за допомогою математичних символів будь-якого геологічного об'єкта, явища або процесу, що містить в собі його властивості, істотні для конкретних цілей моделювання, і, в межах даних цілей, яке може замінити реальні об'єкти, явища або процеси при їх вивченні. У пропонованому визначенні підтверджується той очевидний факт, що при будь-якому моделюванні, в тому числі і математичному, неможливий повномасштабний опис властивостей досліджуваного об'єкта, тому в опис включаються лише деякі, найбільш важливі на даному етапі моделювання, властивості природних геологічних об'єктів (наприклад щільність, швидкість звуку, згасання та ін.). Визначення таких властивостей – не завжди просто вирішуване завдання і воно вимагає окремого дослідження [Аузин, Глазнев, 2001].

Ряд авторів вважають, що, оскільки при формуванні математичних моделей в тій чи іншій мірі проявляються задіяними апіорні геологічні дані, отримані при вивченні подібних геологічних об'єктів, явищ або процесів і які здатні якимось чином охарактеризувати логіку розвитку, структуру, склад або інші характеристики об'єкта моделювання, то є підстави саме з цієї причини, подібні моделі вважати геолого-математичними [Каждан и др., 1979]. Така методична особливість, як залучення апіорної геологічної інформації при формуванні моделей, властива всім без винятку видам моделювання. Отже, термін "геолого-математична модель" підкреслює лише прикладний аспект моделювання, а саме – природу об'єкта моделювання та специфічні особливості вирішуваних задач, і тільки в цьому сенсі має право на існування.

Висока ефективність використання об'ємних моделей, які можуть бути фізичними або математичними, обумовлена тим, що вони, крім наочності і інформативності, мають великий прогностичний потенціал (з певною часткою умовності, до класу об'ємних в деяких випадках відносять і блок-діаграми, які є геометричними моделями) [Бурде, 1978]. Досвід моделювання геологічних об'єктів, накопичений в останні роки свідчить, що з цілої низки причин найбільшу прикладну ефективність мають комп'ютерні математичні тривимірні

моделі [Аузин, Глазнев, 2000, 2001; Денисов, 1998; Жданов и др., 1997; Аронов, 2000; Сильвестер и др. 1998; Шелепов и др., 1998]. Серед цих причин не останнє місце займає та обставина, що в процесі створення подібних моделей досягається максимально повна і адекватна змісту реалізація і подальше зберігання наявної геолого-геофізичної інформації. Практичне використання математичних комп'ютерних моделей дає можливість відносно легко здійснити процес безперервного моделювання, покликаного відображати розвиток в часі будь-якого геологічного процесу або явища, що піддається математичному опису. Аналогічним чином і структурно-геологічна комп'ютерна модель може не носити статичного характеру, а безперервно розвиватися в міру розширення знань про досліджуваний об'єкт, як в результаті отримання додаткових даних, так і через переосмислення і коригування матеріалів інтерпретації вже наявної інформації. В даному випадку фактично здійснюється моніторинг геологічних уявлень про будову об'єкта. Сучасні програмні засоби істотно полегшують цей процес, дозволяючи уточнювати побудову моделі тільки в межах обсягу, обмеженого сферою впливу інформації, що вноситься без її перебудови за границею цієї, дуже часто, досить локальної області. Повноцінне впровадження комп'ютерних математичних моделей геологічних об'єктів в геологорозвідувальний процес радикально змінює інформаційну базу прийняття рішень визначаючих стратегію і практику не тільки розвідки, але і розробки родовищ корисних копалин. При цьому різко зростає обґрунтованість і, відповідно, геолого-економічна ефективність подібних рішень.

Специфіка природних геологічних об'єктів (перш за все – притаманна більшості з них суттєва структурна складність, значні розміри і малодоступність для безпосередніх досліджень) така, що велика частина моделей, що будуються на основі експериментальних даних, відноситься до категорії імовірнісних. Причому дуже часто сама можливість моделювання не може бути реалізована без залучення додаткової інформації. Малодоступність для прямого вивчення призводить до того, що інформація про об'єкт дослідження значно дискретизована не тільки в просторі, але і частіше – в часі.

Суттєві часові розриви між окремими актами отримання інформації можуть мати особливо негативні наслідки при вивченні відносно швидко протікаючих геологічних процесів. Цей фактор слід враховувати при моніторингу різних процесів, пов'язаних, зокрема, з розробкою родовищ корисних копалин, геокріологічними явищами, гео-екологічними аспектами розвитку геологічних середовищ і т.п. [Аузин, Глазнев, 2001].

При реконструкції геологічної будови будь-якого об'єкта задовольняються вельми обмеженим числом експериментальних даних, які фрагментарно характеризують його структуру, причому обсяг фрагмента, по якому є конкретна інформація, в переважній більшості випадків, навіть віддалено не наближається до обсягу досліджуваного об'єкта в цілому. Нерідко дані, з якими доводиться оперувати, додатково обтяжені випадковими відхиленнями, в тому числі і помилками суб'єктивного характеру, які є наслідком неадекватної реконструкції профілю свердловини, некоректної прив'язки керна матеріалу по глибині, помилкового визначення літолого-стратиграфічної приналежності порід тощо. Труднощі з інформаційним забезпеченням моделювання загострюються, коли моделювання здійснюється на основі синтезу результатів робіт різної геологічної спрямованості, що проводилися із значними часовими перервами різними виконавцями, особливо, якщо ці фахівці належали до різних геологічних шкіл і, відповідно, при осмисленні результатів своїх досліджень могли орієнтуватися на різні апріорні уявлення з історії розвитку і будови досліджуваного об'єкта. У подібній ситуації необхідний попередній ретельний аналіз всього обсягу інформації з метою її взаємоузгодження і критичного переосмислення з єдиних позицій [Аронов, 1990; Боровко, 1971; Аузин, Глазнев, 2001].

Спочатку різна прикладна орієнтованість робіт обумовлює і різні підходи як до методики їх проведення, так і до повноти й спрямованості інтерпретації одержуваних первинних матеріалів. Зокрема, нерідко виявляється, що значні ділянки розрізів глибоких свердловин, які на момент проведення досліджень не представляли прямого практичного інтересу, залишаються практично не

вивченими. Повноцінна літолого-стратиграфічна реконструкція подібних інтервалів може бути виконана тільки шляхом скрупульозного аналізу даних каротажу, оскільки не тільки адекватність прив'язки кернового матеріалу до фактичних глибин відбору, але і саме його збереження зазвичай не відповідає певним вимогам. Важливість залучення матеріалів геофізичних досліджень в свердловинах підтверджує і та обставина, що часто з часом стратиграфічне розчленування розрізів істотно змінюється, при цьому, як правило, віковий розподіл відкладів деталізується, окремі комплекси порід переходять з одного стратиграфічного підрозділу в інший, тощо. Найбільш обґрунтоване виконання подібного уточнення стратиграфії, а паралельно і літології розрізів розкритих свердловин, можливе лише при залученні даних каротажу [Аузин, Бабкин, 2000].

Практика геологорозвідувальних робіт однозначно свідчить, що основною об'єктивною причиною багатоваріантності будь-яких геологічних побудов є інформаційний дефіцит, який можна зменшити, довівши до відносно прийняттого рівня, але практично ніколи не вдається усунути повністю. Найважливішим фактором, здатним хоча б частково заповнити дефіцит одержуваної в результаті вивчення керна і оголень (а саме подібні дані становлять основну фактологічну базу при створенні об'ємних моделей геологічних об'єктів) геологічної інформації, можуть виступати відомості про будову і глибини залягання геологічних тіл, одержуваних в процесі інтерпретації матеріалів водних, наземних і свердловинних геофізичних досліджень. По суті тільки ці дані можуть використовуватися для коректної інтерполяції і екстраполяції в близько-свердловинному просторі прив'язаному до свердловин і оголень дискретної геологічної інформації. Подібний позитивний досвід стосовно залучення даних 3D сейсмозвідки та томографії міжсвердловинного простору за допомогою методів свердловинної геофізики для вирішення аналогічних задач є в нафтогазовій галузі при формуванні геолого-технологічних моделей родовищ вуглеводневої сировини і моніторингу процесів їх відпрацювання [Аузин, Глазнев, 2001].

Моделювання, в більшості випадків, достатньо тривалий ітераційний процес і найбільш прийнятна математична модель відбирається, виходячи з умови, наскільки коректно вона відображає вибрані для моделювання властивості об'єкта-оригіналу. Оскільки знання про будову досліджуваного об'єкта не можуть бути вичерпними і, відповідно, уявлення про його будову носять імовірнісний характер, то досягти повної ідентичності моделі оригіналу неможливо в принципі. У подібній ситуації з більшими підставами, можна говорити про адекватність математичної моделі. На практиці далеко не завжди вдається досягти хорошої відповідності моделі навіть істотно спрощеним уявленням про будову оригіналу, тому неминучий певний, в кожному випадку чітко індивідуальний, компроміс між наявними на конкретний момент часу розумінням геологічного стану на об'єкті моделювання та геолого-математичним втіленням останнього. З іншого боку, в подібній ситуації, коли ступінь відповідності апріорних уявлень про властивості об'єкта моделювання реального геологічного стану залежить не тільки від складності його геологічної будови, але і від таких суб'єктивних факторів, як детальність наявної геологічної інформації, професійна підготовка і інтелект дослідника, ці апріорні уявлення не слід абсолютизувати. У зв'язку з цим можна зауважити, що сама по собі робота з формування математичної об'ємної моделі, звичайно – при наявності можливості повноцінної комп'ютерної візуалізації як проміжних, так і остаточних результатів, здатна змінити первісне представлення про геологічну будову досліджуваного об'єкта. Тривимірна модель, навіть дуже схематична і недостатньо інформаційно обґрунтована, дає в руки дослідника якісно інше відображення всієї сукупності залученої для її створення інформації. Причому це відображення принципово переважає традиційні форми представлення геологічних матеріалів у вигляді двомірних карт, розрізів або блок-діаграм [Аузин, Глазнев, 2001].

Дотепер багато фахівців прийшли до розуміння того, що максимальна прикладна ефективність від застосування комп'ютерної техніки може бути досягнута шляхом оптимізації взаємодії (в певному сенсі – симбіозу)

комп'ютерних систем з професійним потенціалом гідроакустиків, сейсмологів, геологів (створення так званого людино-машинних систем). Людино-машинний симбіоз не може бути продуктивним без забезпечення повноцінної тривимірної візуалізації результатів на всіх етапах досліджень і забезпечення можливості роботи з зображеннями. Важливість саме цього сегмента процесу обумовлена тим, що найбільш ефективний, який володіє колосальною пропускною спроможністю, канал отримання інформації людиною – зоровий, і саме він повинен бути задіяний найбільш повно для максимального використання інтелектуальних можливостей фахівця.

Програмні засоби моделювання повинні задовольняти таким вимогам як технологічність, достатня повнота і завершеність програмного забезпечення, некритичність до форм подання початкової інформації і зручність вирішення прикладних завдань. Ці засоби повинні дозволяти використовувати різні види геолого-геофізичної та іншої інформації незалежно від її обсягів, в тому числі і починаючи з самих мінімальних, що відповідають зазвичай початковій стадії створення моделі. Крім того, з практичної точки зору надзвичайно важливо, щоб двомірні представлення тривимірних моделей могли бути надані на паперових носіях інформації у стандартній формі. З технічного боку, при реалізації програмного забезпечення до апаратної частини не повинно пред'являтися надмірно жорстких вимог, а якомога більша кількість процедур, і, перш за все, процес візуалізації, могли б бути реалізовані максимально доступними засобами, бажано вбудованими в стандартне програмне забезпечення Windows.

Орієнтуючись на роботу [Аузин, Глазнев, 2001] та блок-схему, яка показана на рис. 2.1, було розроблено власну систему комп'ютерного тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур [Гончар и др., 2010]. Детально процес створення математичних моделей геофізичних полів геологічних структур буде описаний нижче, приклад тривимірної геологічної структури представлено на рис. 2.2. Даний програмний комплекс

дозволяє створювати моделі дна, що містять включення корисних копалин різної форми і складу, в тому числі вуглеводневу сировину (рис. 2.2–2.4).

Система дозволяє здійснювати створення об'ємних структурних літолого-стратиграфічних чи інших моделей геологічних середовищ з переважно субгоризонтально-шаруватою будовою, в тому числі і при наявності виклинювання пластів. При цьому можливий розрахунок і візуалізація необмеженого числа вертикальних і горизонтальних розрізів створеної моделі (рис. 2.5).



Рис. 2.1. Блок-схема створення математичних моделей геологічних структур [Аузин, Глазнев, 2001].

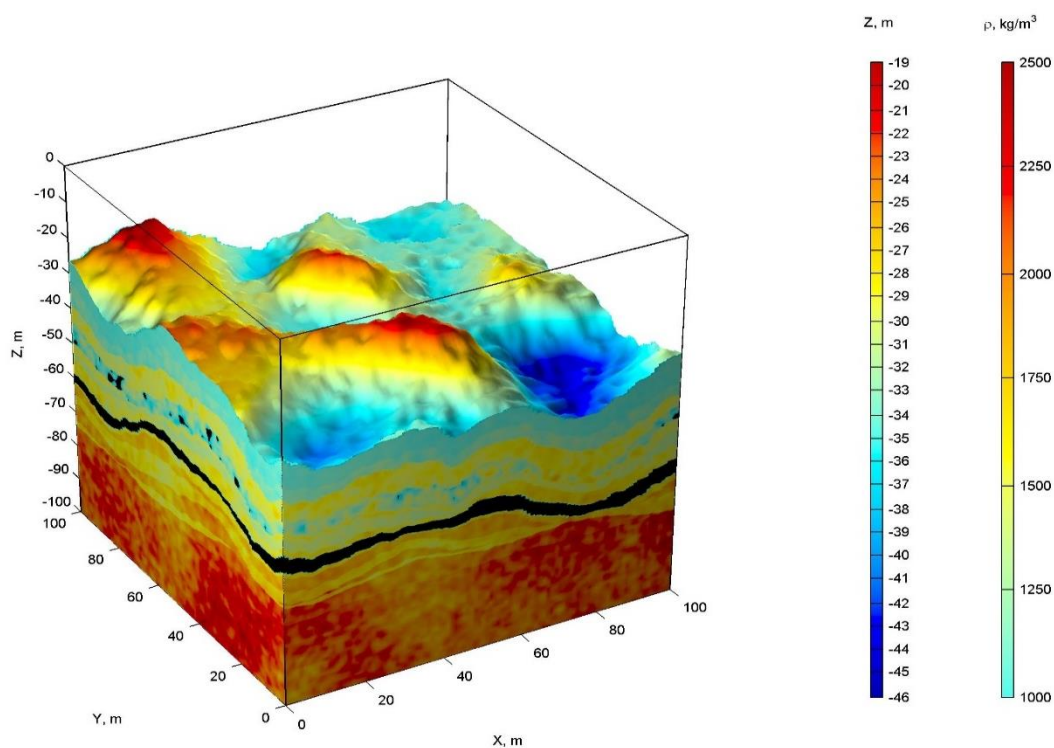


Рис. 2.2. Модель дна, що містить включення у вигляді пласта.

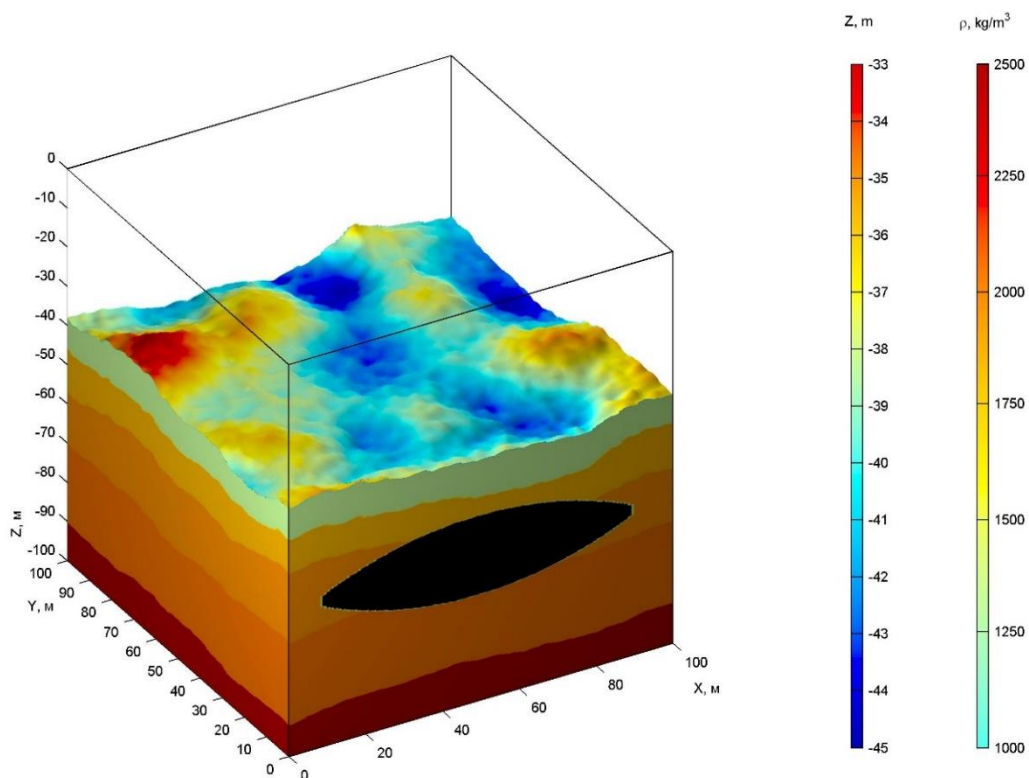


Рис. 2.3. Модель дна, що містить включення у вигляді обмеженого пласта.

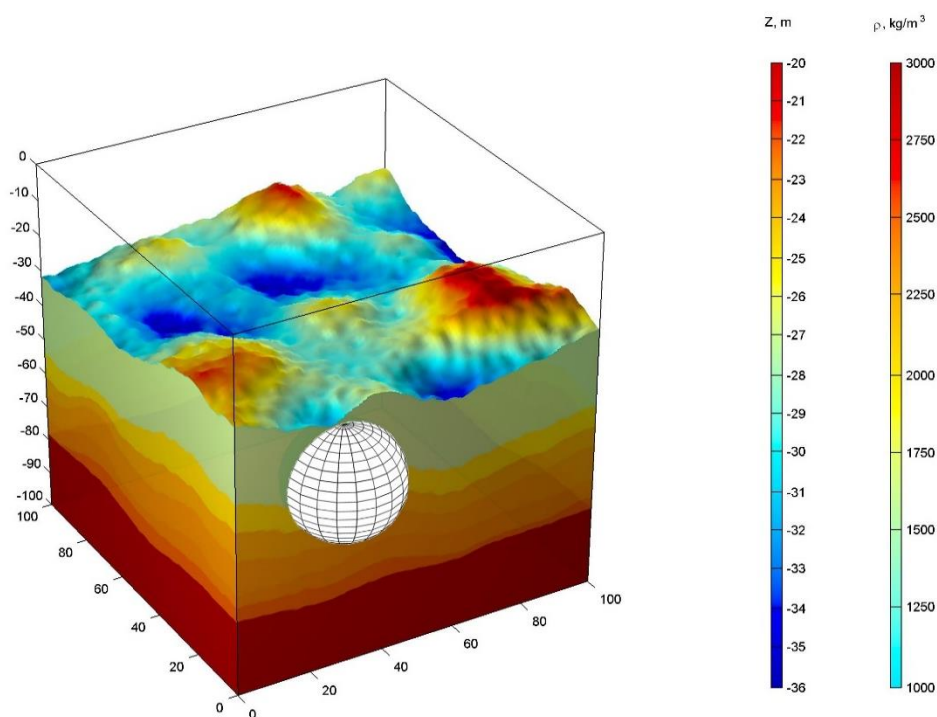


Рис. 2.4. Модель дна, що містить включення сферичного типу.

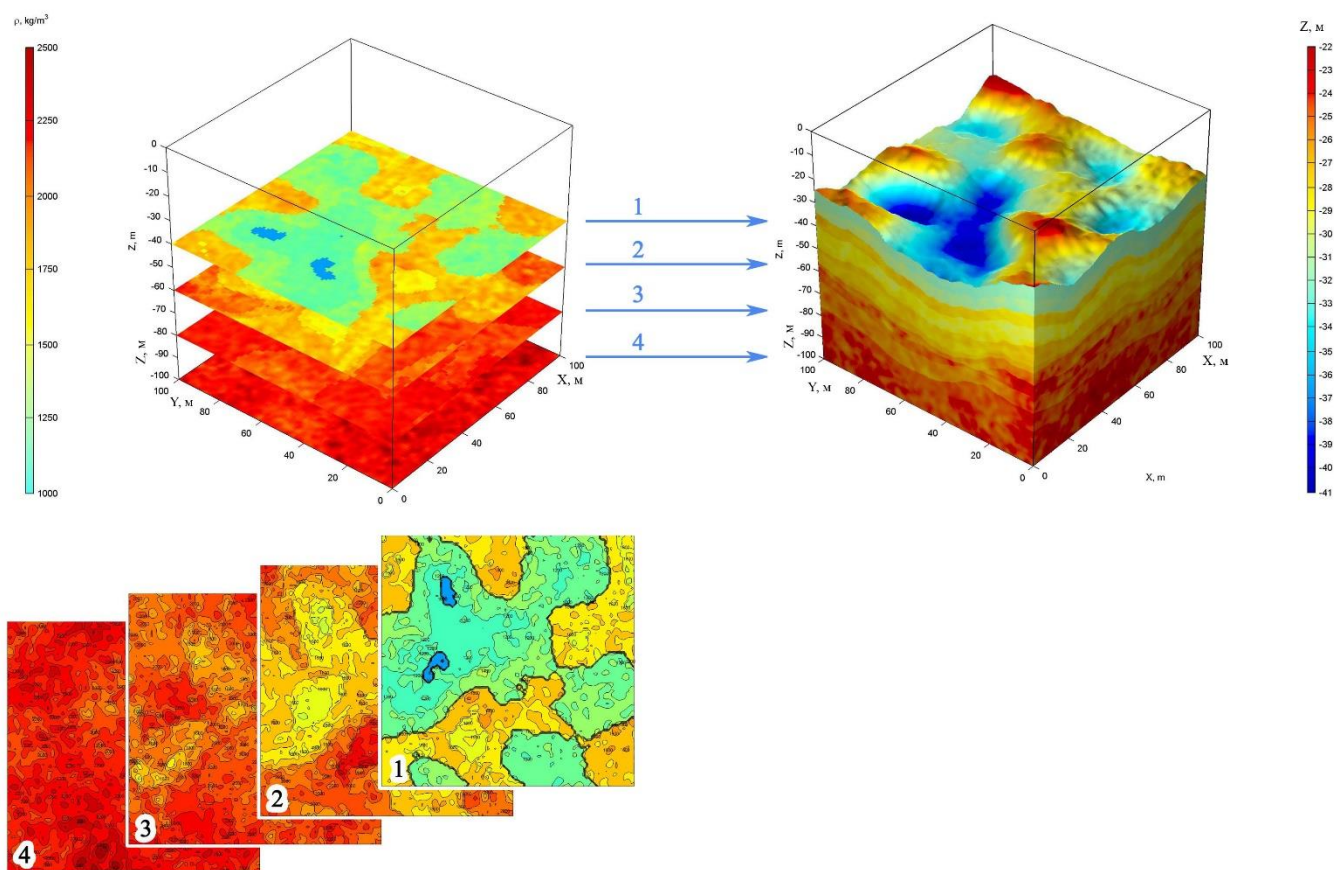


Рис. 2.5. Модель геологічної структури дна і горизонтальні перетини до неї.

Створені тривимірні моделі необхідні для моделювання панорамної зйомки (роботи ГБО, ГБО з інтерферометричним каналом, багатопроменевого ехолота), тривимірного профілювання, побудови ізобатичних карт за результатами ехолотних промірів [Гончар и др., 2010].

При моделюванні процесу профілювання донних структур доцільніше використовувати не тривимірні моделі геологічних структур, а двомірні (плоский вертикальний зріз тривимірної структури). За допомогою розробленого програмного комплексу, при створенні моделі розрізу геологічної структури, що містить поклад нафти, обрано структурний непорушений обводнений, який не містить газоконденсату тип покладу. Параметри моделі геологічного розрізу наведено в табл. 2.1.

Таблиця 2.1.

Акустичні параметри моделі геологічного розрізу [Берзон и др. 1975]

Номер пласта	ρ , кг/м ³	c , м/с	d , м	β , 1/м
0	1000	1500	300	0
1	1650	1460	5	$1,2 \cdot 10^{-1}$
2	1780	1580	5	$4 \cdot 10^{-2}$
3	1720	1540	10	$4 \cdot 10^{-2}$
4	1870	1640	20	$1 \cdot 10^{-2}$
5	2180	1800	40	$1 \cdot 10^{-3}$
6	1860	1900	40	$2,3 \cdot 10^{-1}$
7	2060	2000	20	$7 \cdot 10^{-3}$
8	2450	2100	560	$2,9 \cdot 10^{-2}$

Математична модель геологічного розрізу, що містить вуглеводневу сировину, хоч і має спрощений вигляд, але вона близька до реальних геологічних розрізів, її розміри 1000x1000м (рис. 2.6).

Незважаючи на свою спрощеність, дана модель дозволить розрахувати і оцінити гідроакустичне поле відгуку на імпульсний вплив, що і буде зроблено в наступному розділі роботи.

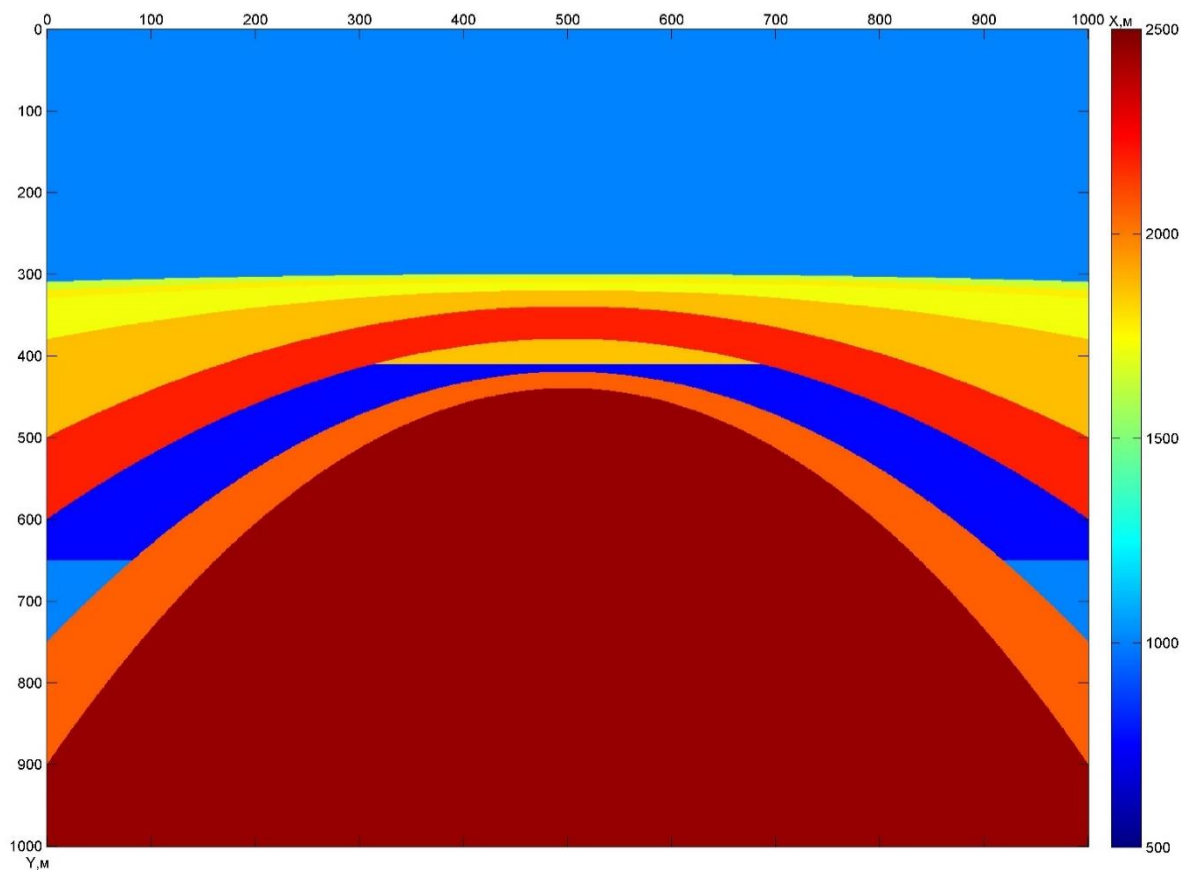


Рис.2.6. Математична модель геологічної структури, що містить поклад нафти.

Необхідно підкреслити, що дана система може знайти застосування не тільки при вирішенні перерахованих вище завдань. На її основі можуть бути розроблені інші програмні засоби, що дозволяють вести моніторинг відпрацювання родовищ корисних копалин, вирішувати питання оптимізації оперативного планування на гірничодобувних підприємствах на основі ефективного контролю структури запасів відпрацьованих родовищах, визначати пріоритетні напрямки експлуатаційного і розвідувального буріння тощо.

2.1 Тривимірне математичне моделювання складного геологічного середовища за реальними даними

Необхідна умова ефективної експлуатації земних надр – детальні тривимірні моделі геологічних середовищ [Дюлак, 2008; Аузин, Глазнев, 2000; Кашик и др. 2003]. Пошуки перспективних покладів корисних копалин і оптимізації процесів їх вилучення, а також їх розробки з уникненням ризиків і мінімізації нанесення шкоди довкіллю неможливі без побудови тривимірних моделей геологічних середовищ.

Все більш актуальним стає завдання дослідження геологічних структур складної будови при вичерпанні великих нафтових родовищ, розташованих у відносно товстошаруватих колекторах [Аузин, Глазнев, 2000]. Це в свою чергу підвищує вимоги до структурної складності і детальності використовуваних моделей [Ларичев, 2010].

В даний час широке використання в математичному апараті математичного моделювання геологічних середовищ отримали сіткові і кінцево-елементні моделі, засновані на уявленні властивостей середовища вузлами регулярних або нерегулярних сіток [Дюлак, 2008; Аузин, Глазнев, 2000; Кашик и др. 2003; Caumon et. al, 2005; Adzhiev et. al, 2002]. При вирішенні багатьох наукових і промислових геофізичних задач за допомогою різницевих і кінцево-елементних методів такі моделі дозволили забезпечити широких спектр моделювальних можливостей контролю складності і модельовальної і аналітичної систем. Ці моделі так само представляють собою гарну основу для візуалізації. Головний недолік методів поточкового завдання властивостей середовища полягає у потребах великого обсягу пам'яті комп'ютерів і високої швидкості розрахунку, особливо для задач, в яких присутні істотно різномасштабні структури, а це важлива умова побудови детальної моделі.

Слід зазначити, що другою основною проблемою при побудові сіткових моделей, в яких робиться спроба врахувати різномасштабність структурних елементів геологічних середовищ, є побудова і перебудова різномасштабних сіток.

При створенні геологічних моделей слід звернути увагу на джерела та види інформації поверхневої сейсморозвідки, морської сейсмо-гідроакустики, профілювання, а

також свердловинні вимірювання, що включають різні види каротажу (прямого виміру властивостей середовища уздовж свердловини) і ВСП.

Найбільш інформаційними та важливими залишаються дані про структуру середовища, що містяться в сейсмічній і гідроакустичній інформації, які представляють собою відбиття від границь, які розділяють відносно однорідні шари. Ці границі і виділяються на сейсмічних розрізах і профілограмах як сейсмічні горизонти. Також дані каротажу і ВСП дозволяють в першу чергу визначити границі шарів всередині і в околі свердловин.

Тобто, інформація про внутрішні границі середовища, які поділяють області з більш-менш однорідними властивостями – початкова інформація, яка використовується для побудови моделі середовища.

Математична модель геологічного середовища може бути побудована як система границь, які розділяють області з однорідними властивостями. Таким чином, для того щоб визначити властивості середовища в заданій точці достатньо визначити її приналежність до тієї чи іншої області.

З урахуванням особливостей геологічних середовищ можна сформулювати вимоги, яким повинна задовольняти математична модель різномасштабного геологічного середовища [Кашик и др. 2003; Brandel et. al, 2005; Ларичев и др., 2004, 2005, 2010; Maximov et. al, 2004; Максимов и др. 2005]:

- Модель має описувати блочно-однорідне, переважно шарувате середовище (в якому, однак, може бути задана слабка зміна параметрів всередині блоку, наприклад слабкий градієнт властивостей).
- Границі шарів є нерівними, плавно змінюються в латеральному напрямку поверхні, плавність яких, однак, може бути порушена розривами і значними викривленнями, аж до неоднозначної проекції на горизонтальну площину.
- Вхідними даними моделі є дані про положення границь геологічних шарів, які можуть бути задані як набір точок, довільно розташованих в просторі (з похибкою, іноді значною), а також безпосередньо у вигляді сейсмограм, профілограм. В останньому випадку параметри моделі повинні бути обрані так, щоб можна було б узгодити в рамках деякої моделі поширення сейсмічних хвиль, побудованих в рамках моделі. І

експериментальні сейсмічні записи, що є вже побудовою моделі на основі розв'язання зворотної задачі.

- Сама модель за можливості має описуватися мінімальним числом параметрів, яким можна уявити геологічну структуру заданої складності. Ця вимога пов'язана зі згаданою вище можливістю побудови моделі на основі розв'язання зворотної задачі, і в цьому випадку, чим менше варійованих параметрів, тим легше вирішувати таке завдання.
- Одночасно модель мусить легко візуалізуватися і просто модифікуватися експертом-геологом і геофізиком на основі ясного візуального уявлення.

Використовуючи ці правила, можна сформувати модель, що є набором неплоских границь, які розділяють шари із заданими властивостями, такими як швидкість повздовжніх і поперечних хвиль, щільність, пористість, проникність, коефіцієнт згасання та ін.

При математичному моделюванні шари визначаються як області простору між відповідними поверхнями. Описані вище границі представляють собою гладкі викривлені поверхні, в загальному випадку з розривами і неоднозначною проекцією на горизонтальну площину. Загалом, неплоский і не паралельний характер границь призводить до того, що система таких шарів не може бути лінійно впорядкована, але як буде показано нижче, може бути впорядкована у вигляді двійкового дерева [Ларичев, 2010].

За відповідними свердловинними даними і даними сейсморозвідки та профілювання будується кожна поверхня моделі і є параметричний бікубічний сплайн, який отримується як рішення оптимізаційної варіаційної задачі про узгодження моделі і вхідних даних. Це дозволяє задовільнити сукупності вхідних даних різної природи, і, зокрема, різного роду граничним умовам. Важливою перевагою як при їх візуалізації, так і при вирішенні різних задач є невелике число сплайнів коефіцієнтів границі і їх диференційні характеристики, що описуються аналітично.

В роботах [Caumon et. al, 2005; Adzhiev et. al, 2002; Brandel et. al, 2005] обговорювалися підходи до побудови математичних моделей, які відповідають схожим вимогам, проте в цих роботах використано інші методи конкретної реалізації моделі.

Параметрами, якими має володіти опис границь розділу геологічних шарів, визначаються з одного боку властивостями самих геологічних шарів, а з іншого —

особливостями методів розрахунку хвильових полів. Варто зазначити, що осадові шари мають переважно шарувату структуру. В наслідок різних процесів ці шари можуть зазнавати складні пружні і пружно-пластичні деформації і, зокрема, утворювати складки. Також можуть відбуватися внутрішні розломи і зрушення (крім описаних пружних і пружно-пластичних деформацій), що призводять в свою чергу до розривів окремих границь.

З розвитком сучасних математичних методів в геофізиці бікубічні сплайни активно використовуються для опису поверхонь розділу геологічних середовищ. Різним аспектам такого використання присвячені, наприклад, роботи [Dominique et. al, 2002; Billings et. al, 2002; Rasmus, Hjelle, 2003]. Але на практиці зазвичай сплайни використовуються для опису гладких і слабо викривлених поверхонь і в принципі не розглядається питання про використання бікубічних сплайнів для поверхонь з внутрішніми розривами. Параметричний бікубічний сплайн з розривами на параметричній сітці може бути ефективно використаний для моделювання границь, які володіють зазначеними вище властивостями, на основі різнорідних і довільно розподілених в просторі даних [Ларичев и др, 2004, 2005, 2010; Maximov et. al, 2004; Максимов и др., 2005].

У роботі [Ларичев, 2010] розглянуто на простому прикладі загальний підхід до використання параметричних бікубічних сплайнів для моделювання поверхонь границь розділу за довільно розташованими даними.

На площині параметрів UV введемо прямокутну сітку з множиною вузлів $\{(u_i, v_i)\}_{i=1, j=1}^{N_u, N_v}$. Тоді на цій сітці бікубічний сплайн має вигляд [Ларичев, 2010]:

$$s_w(u, v; \{C_{ij}^w\}_{i=0, j=0}^{N_u+1, N_v+1}) = \sum_{i=0}^{N_u+1} \sum_{j=0}^{N_v+1} C_{ij}^w \varphi_i(u) \varphi_j(v) \quad (2.1)$$

де $w = x, y, z$; $\varphi_k(t)$ — k — а базова функція (В-сплайн); $\{C_{ij}^w\}_{i=0, j=0}^{N_u+1, N_v+1}$ — коефіцієнти розкладання бікубічного сплайна за системою базових функцій.

Припускається, що кожна з координат $x(u, v)$, $y(u, v)$, $z(u, v)$, параметрично заданій поверхні є бікубічний сплайн, вважаємо, що формула (2.1) задає на сітці $\{(u_i, v_i)\}_{i=1, j=1}^{N_u, N_v}$ параметричний бікубічний сплайн, а індекс w приймає значення x, y і z .

Отже, задачу про побудову поверхні, може бути зведено до задачі мінімізації цільового функціонала, який виражає відхилення параметричної сплайнової поверхні від даних.

Нехай для простоти дані про розташування поверхні відомі у вигляді набору точок $\{(x_q, y_q, z_q)\}_{q=1}^Q$, параметризованих у вигляді $\{(u_q, v_q, w_q)\}_{q=1}^Q$, де w знову приймає значення x , y і z , а також задані граничні умови за положенням границь в просторі і нахилу границь до горизонтальної площини. У цьому простому випадку такий функціонал має вигляд [Ларичев, 2010]:

$$F_w \left(\{C_{i,j}^w\}_{i,j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right) = F_w^\Sigma + F_w^{bnd} + F_w^{drv} + F_w^{reg} \quad (2.2)$$

де

$$F_w^\Sigma \left(\{C_{i,j}^w\}_{i,j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right) = \sum_{q=1}^Q \left(s_w(u_q, v_q) - w_q \right)^2; \quad (2.3)$$

$$F_w^{bnd} \left(\{C_{i,j}^w\}_{i,j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right) = \beta_w \int_{\Gamma} dl \left(s_w(u(l), v(l)) - f_w(l) \right)^2; \quad (2.4)$$

$$F_w^{drv} \left(\{C_{i,j}^w\}_{i,j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right) = \gamma_w \int_{\Gamma} dl \left(\frac{\partial s_w(u(l), v(l))}{\partial n} - g_w(l) \right)^2; \quad (2.5)$$

$$F_w^{reg} \left(\{C_{i,j}^w\}_{i,j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right) = \alpha_w \int_{\Omega} \left(s_{w,uu}^2 + 2s_{w,uv}^2 + s_{w,vv}^2 \right) d\Omega; \quad (2.6)$$

де Γ – границя області; $\frac{\partial}{\partial n}$ – похідна по нормалі до границі; $f_w(l)$, $g_w(l)$ – функції, що задають положення і нахил границі відповідно; α_w , β_w , γ_w – регулюючі коефіцієнти.

Перший доданок в (2.1) – це сума квадратів відхилень параметричного сплайна від точок даних, другий і третій доданок задають граничні умови за положенням (2.4) і нахилом (2.5) границі. Четвертий доданок є, по суті, сумарною кривизною (в лінійному наближенні), і призначений, з одного боку, для регуляризації поведінки поверхні в областях, де відсутні будь-які дані, а з іншого дозволяє управляти загальною гладкістю поверхні, уникаючи різких викидів.

Для побудови необхідної поверхні досить знайти множину коефіцієнтів сплайна (2.1), які мінімізують цільовий функціонал (2.2) $\min F_w \left(\{C_{i,j}^w\}_{i,j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right)$.

Для цього досить вирішити систему нормальних рівнянь

$$\frac{\partial F_w \left(\{C_{ij}^w\}_{i=0, j=0}^{N_u+1, N_v+1} \right)}{\partial C_{kl}^w} = 0. \quad (2.7)$$

Оскільки коефіцієнти $\{C_{ij}^w\}_{i=0, j=0}^{N_u+1, N_v+1}$ входять в усі частини функціоналу (2.2) квадратично, система рівнянь (2.7) є системою лінійних алгебраїчних рівнянь із симетричною, позитивно визначеною матрицею.

Вирішення цієї системи дає коефіцієнти сплайна, які проходить поблизу точок даних при додаткових граничних умовах і умові, яка обмежує сумарну кривизну.

Вплив кожної із додаткових умов визначається ваговими коефіцієнтами.

У більш загальному випадку можуть бути використані інші дані і поставлені інші додаткові умови, в залежності від наявних даних.

Зокрема, в якості даних про стан границь разом зі свердловинними даними можуть бути використані сейсмічні записи, профілограми, отримані в результаті морської сейсморозвідки [Лесонен и др., 2007; Гогоненков, 1987; Ларичев и др., 2008, 2010]. Тоді при відомій або модельній функції джерела формулюється функціонал у вигляді суми квадратів відхилень сейсмічних (гідроакустичних) записів і синтетичних сейсмограм (профілограм), побудованих з урахуванням відбиття від границь заданих бікубічними сплайнами. Така задача залишається лінійною тільки за умови додаткової апріорної інформації, але в принципі може вирішуватися, як нелінійна задача, наприклад, шляхом мінімізації цільового функціонала методом сполучених градієнтів.

Для процедури параметризації початкових даних у найпростішому випадку однозначної поверхні параметризація даних $\left\{ (x_q, y_q, z_q) \right\}_{q=1}^Q$, може бути обрана у вигляді $u_q = x_q$, $v_q = y_q$, або узагальнена, на випадок, коли $x(u, v)$ і $y(u, v)$. Лінійне перетворення у цьому випадку системи координат і дозволяє описувати поверхні, які можуть бути однозначно спроектовані на деяку площину, відмінну від площини XU . Але в разі неоднозначної

поверхні такий підхід не придатний і не дає можливість поліпшити апроксимацію за рахунок перерозподілу параметричного простору, без збільшення кількості осередків сітки [Ларичев, 2010].

Для процедури завдання параметричних координат, що дозволяє описувати неоднозначні поверхні у просторі розставляється невелике число точок, в подальшому званих маркерами, із заздалегідь приписаними параметричними координатами. Координати вибираються таким чином, щоб поверхня, побудована за цими точками, мала потрібну топологію і проходила через хмару даних в необхідній послідовності. Тоді параметричні координати точок даних визначаються як параметричні координати найближчої точки маркерного сплайна (тобто сплайнової поверхні, побудованої за маркерами).

Розставляючи маркери, при такому підході, по суті, управляємо розподілом параметричного простору.

Це дозволяє поставити питання про знаходження серед усіх можливих параметризацій оптимальної в сенсі мінімізації квадратів відхилення апроксимуючої поверхні за різними параметризаціями.

В цьому випадку в цільовому функціоналі (2.2) варійованими параметрами будуть не тільки коефіцієнти сплайна, але і параметричні координати (u_q, v_q) , поставлені у відповідність до точок даних (x_q, y_q, z_q) . Це завдання є вже нелінійним, але воно може бути ефективно вирішено, наприклад, за допомогою методу сполучених градієнтів, а в якості початкового наближення може бути обрана параметризація, отримана методом маркерного сплайна.

Описаний у [Ларичев, 2010] підхід може бути узагальнений на поверхні з внутрішніми розривами.

Розглянемо нерегулярні сітки з прямокутними комірками, які отримані з регулярних прямокутних сіток шляхом видалення деяких комірок і/або проведення розрізів уздовж границь комірок.

Використання математичного апарату бікубічних сплайнів дозволяє узагальнити викладені вище методи на нерегулярні сітки. В кожній з прямокутних комірок бікубічний сплайн представлений бікубічним поліномом. Коефіцієнтами цього полінома є його значення і значення його похідних в кутових точках комірки.

Якщо в бікубічних поліномів у двох сусідніх комірках ці коефіцієнти в загальних вузлах збігаються, а інші коефіцієнти пов'язані співвідношеннями, що визначають безперервність на границі першої і другої похідної, то кусково-задана функція, складена з цих двох поліномів, є безперервною разом з першими і другими похідними на спільній границі цих комірок. Це вірно для будь-яких двох комірок, що мають спільну границю.

При довільному наборі комірок, які мають попарно спільні границі, може бути визначена кусково-задана функція, яка представлена на кожній з комірок бікубічним поліномом, і безперервна разом з першими і другими похідними на границі комірок, тобто є бікубічний сплайн.

Якщо ж вдасться ввести базис з бікубічних B -сплайнів на нерегулярній сітці, то довільний бікубічний сплайн над такою сіткою можна представити у вигляді розкладання по такому базису аналогічно (2.1) [Ларичев, 2010].

Нехай є деяка регулярна прямокутна сітка. Припустимо з неї шляхом видалення деяких комірок і проведення розрізів уздовж ліній сітки утворена нерегулярна сітка, що складається з прямокутних комірок. Нехай ці комірки граничать одна з одною так, що разом утворюють однозв'язну область. Дамо кожній з цих комірок унікальний ідентифікаційний номер $n = 1, \dots, N$. Тоді взаємне розташування комірок будемо описувати за допомогою множини векторів $\left\{ \left(i_n^{top}, i_n^{right}, i_n^{bottom}, i_n^{left} \right) \right\}_{n=1}^N$, де числа $i_n^{top}, i_n^{right}, i_n^{bottom}, i_n^{left}$, є номерами комірок сусідніх з коміркою n , верхній, правий, нижній і лівий відповідно, або дорівнюють нулю, якщо відповідної сусідньої комірки немає.

Позначимо ці комірки як прямокутники $\left[u_{left,n}, u_{right,n} \right] \times \left[v_{bottom,n}, v_{top,n} \right]$, де $u_{left,n}, u_{right,n}$, координати лівої і правої, а $v_{bottom,n}, v_{top,n}$ – верхньої і нижньої границі комірки n . При цьому всі комірки, сусідні зверху і знизу, мають ті самі координати $u_{left,n}, u_{right,n}$, а зліва і справа $v_{bottom,n}, v_{top,n}$. Тоді вся сітка може бути позначена як множина $\left\{ \left[u_{left,n}, u_{right,n} \right] \times \left[v_{bottom,n}, v_{top,n} \right] \right\}_{n=1}^N$ [Ларичев, 2010].

Для опису бікубічного полінома на кожному з цих осередків потрібно 16 бікубічних базових функцій (бікубічних B -сплайнів). Це видно, якщо побудувати

розкладання (2.1) для сітки, яка складається з однієї єдиної комірки. Дійсно, в цьому випадку відповідне розкладання (2.1) бікубічного полінома по В-сплайнам набуде вигляду [Ларичев, 2010]:

$$s_n(u, v) = \sum_{j=0}^3 \sum_{i=0}^3 C_{n,ij} \varphi_{n,i}(u) \varphi_{n,j}(v) \quad (2.8)$$

Індекс n вказує на те, що записано розкладання бікубічного полінома в осередку з номером n . Розкладання (2.8) може бути записано для кожної окремої комірки незалежно від існування інших осередків.

На рис. 2.7 а зображено розширену сітку (тобто сітка, в якій представлено всі комірки, в яких визначено базові функції $\{(u_i, v_i)\}_{i,j=-2}^{N_u+3, N_v+3}$, разом з тими, які виходять за рамки основної сітки $\{(u_i, v_i)\}_{i=1, j=1}^{N_u, N_v}$) для основної сітки, що складається з однієї комірки. Єдиний осередок основної сітки на цій схемі заштрихований, а заштрихованими точками позначені центральні вузли 16 базових функцій $\varphi_{n,i}(u) \varphi_{n,j}(v)$.

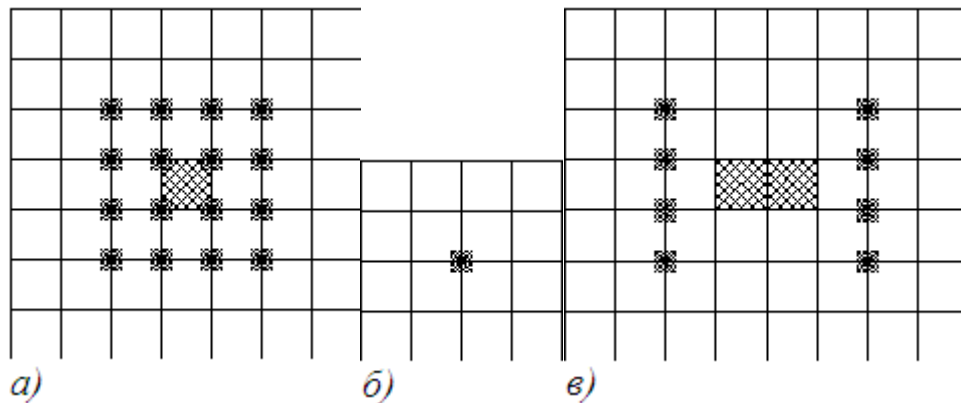


Рис. 2.7. Схеми розташування центрів базових функцій для однієї комірки: а) для двох сусідніх комірок, б) Квадратними крапками позначені центри базових функцій, в) і комірки, на яких базова функція відмінна від 0. Заштриховані квадрати-комірки основної сітки, не заштриховані – комірки розширеної сітки [Ларичев, 2010].

Кожна з цих базових функцій відмінна від нуля на квадраті з 4×4 комірок з центром у вузлі, позначеному заштрихованою точкою (рис 2.7 б). Далі будемо вважати що, заштриховані точки умовно позначають відповідні базові функції $\varphi_{n,i}(u)\varphi_{n,j}(v)$. З кожною такою точкою можна пов'язати відповідно коефіцієнт $C_{n,ij}$. Для двох сусідніх осередків відповідна схема має вигляд (рис.2.7 в). На цьому рисунку чорними точками позначено базові функції, які беруть участь в описі бікубічного полінома в обох сусідніх комірках. Якщо коефіцієнти, пов'язані з цими базовими функціями в розкладах виду (2.8), для обох комірок збігаються, то кусково-задана функція, складена з бікубічних поліномів в цих двох комірках, є гладкою, в тому числі і на їх спільній границі. Продовжуючи додавати комірки до вільних границь вже наявних комірок, отримаємо довільну нерегулярну сітку з прямокутними комірками. При цьому, для того щоб функція, кусково-задана розкладаннями (2.8), в кожній такій комірці була гладкою, досить, щоб в розкладах для сусідніх комірок коефіцієнти перед загальними базовими функціями цих комірок збігалися.

Візьмемо K різних базових функцій і, відповідно K різних коефіцієнтів з набору $\{C_{n,ij}\}_{n=1,i,j=0}^{N,3,3}$. Тоді кожному коефіцієнту і відповідній йому базовій функції надамо номер $k=1, \dots, K$. Таким чином, маємо відповідність $k(n,i,j): n,i,j \rightarrow k$, замість співпадаючих коефіцієнтів $C_{n,ij}$ і $\varphi_{n,i}(u)\varphi_{n,j}(v)$ функцій отримаємо відповідно C_k і $\varphi_k(u,v)$, де $k=k(n,i,j)$. Тоді замість розкладання (2.1) можна записати [Ларичев, 2010]

$$s_n(u,v,\{C_k\}_{k=1}^K) = \sum_{i=0}^K C_k^w \varphi_k(u,v) \quad (2.9)$$

Вид цільового функціоналу не буде залежати від застосування представлення (2.9) на нерегулярній сітці і, отже, весь наведений вище підхід, заснований на цільовому функціоналі (2.2) може бути використаний і для сплайнів поверхонь, заданих на нерегулярній сітці.

В рамках описуваного підходу у [Ларичев, 2010] можлива також постановка задачі, в якій апроксимуюча поверхня будується таким чином, що її край (зовнішній або

внутрішній) в процесі оптимізації знаходиться на іншій поверхні, тобто гранична умова формулюється як приналежність краю однієї поверхні (лінії) до деякої іншої поверхні.

Для цього необхідно змінити частини цільового функціонала (2.4) і (2.5), які відповідають за поведінку границь, замінивши явні функції $f_w(l)$ і $g_w(l)$ на параметризовані криві, що лежать на поверхні, до якої слід прив'язати край i , після цього, проваріювати по положенню такої кривої на поверхні. Звичайно, точне рішення такого завдання, як правило, неможливо якщо край, який прив'язують належить сплайну, заданому на параметричній сітці, що відрізняється за своїми параметрами (наприклад кількістю комірок) від параметричної сітки поверхні до якої прив'язують цей край, але рішення в сенсі мінімуму відповідного цільового функціоналу проте може бути побудовано.

В рамках описуваного підходу граничні поверхні можуть обчислюватися незалежно один від одного. Це в багатьох випадках призводить до взаємних перетинів, або, з точки зору моделювання середовища, одна з поверхонь відсікає іншу. Щоб описати складні геологічні структури, границі упорядковуються в ієрархічну систему, описувану бінарним деревом. Це бінарне дерево будується наступним чином. На початку вибирається перша поверхня в ієрархії (наприклад, денна поверхня, поверхня моря або поверхня морського дна), вона стає коренем дерева. Ця поверхня ділить простір на два напівпростори умовно звані «верхній» і «нижній». Асоційовані з границею властивості середовища приписуються нижньому напівпростору. Наступна границя проходить тільки в одному з напівпросторів відносно до попередньої границі і відсікається границею, що стоїть вище неї в ієрархії, тобто чий вузол в дереві розташований ближче до кореня. Ця границя також ділить напівпростір, що залишився, на дві частини – «верхню» і «нижню» і знову властивості асоційовані з цією границею приписуються «нижньому» напівпростору і т.д. [Ларичев, 2010].

Всі ці операції в рамках «шаруватої» топології описувати досить складні геологічні структури, границі яких здатні в загальному випадку мати значну кривизну, можуть містити неоднозначну проекцію на горизонтальну площину, розриви, виклинювання, скиди та інші особливості [Ларичев, 2010].

Заснований принцип на ієрархічному впорядкуванні поверхонь, запропонований в роботі [Brandel et. al, 2005] має аналогічний підхід, де так само подано «геологічні»

підстави побудови ієрархії поверхонь. Але на відміну від підходу у [Ларичев, 2010], в роботі [Brandel et. al, 2005] пропонується будувати і зберігати перетини поверхонь, як триангульованих, так і заданих аналітично, в той час як використання для побудови границь системи вертикальних променів дозволяє уникати фіксування ліній перетину. До цього підходу близьке ієрархічне впорядкування об'ємів, описуваних R-функціями, яке використане в роботі [Adzhiev, 2002].

Для визначення положення точки відносно границі в ієрархічно впорядкованій моделі геологічного середовища в якості критерію використовується парність перетину вертикального променя з границею. Використання ієрархії границь дозволяє побудувати ефективні алгоритми для визначення положення точки в моделі, обліку ділянок границь, що виходять за відповідну область, побудови сіток і променевих трас. Швидкість алгоритмів не залежить від кількості границь, а тільки від висоти дерева ієрархії. Облік зайвих ділянок границь відбувається автоматично відповідно до ієрархії.

Для визначення положення точки в моделі ієрархії проводиться від кореня дерева. На кожному кроці визначається положення точки відносно відповідної межі. В результаті визначається положення точки в ієрархії моделі і відповідній їй властивості середовища.

Однією з головних задач представленого у роботі [Ларичев, 2010] підходу є побудова моделі складних геологічних структур, автоматизація на основі цього рішення оптимізаційної задачі і прямої візуалізації побудованої математичної моделі з можливістю її візуального редагування.

Використання даного математичного апарату може бути ефективно застосовуватись для побудови і візуалізації просторових сіток з урахуванням структурних особливостей моделі [Rasmus, Hjelle, 2007], що є актуальним завданням, наприклад, для кінцево-різницевого або кінцево-елементного моделювання гідродинаміки нафтових пластів з урахуванням тепломасопереносу, рішення хвильових задач і задач теорії пружності [Ларичев, 2010].

2.2 Структурні моделі неоднорідного шаруватого дна

Завдання оцінки відгуку дна, що містить безліч локалізованих і розподілених неоднорідностей, на імпульсний вплив вимагає апріорного знання всіх особливостей структури осадової товщі і акустичних властивостей її елементів. Мінливу структуру реального дна складно одноманітно описати і врахувати в рамках якої-небудь однієї моделі, тому при аналізі зазвичай використовуються локальні і спрощені структурні моделі, що характеризують окремі ділянки дна.

Нехай є деяке геофізичне середовище M . Середовище M є сукупністю певним чином взаємопов'язаних і взаємодіючих геофізичних полів $M_j(\vec{r})$, тобто $M \equiv \{M_j\}$. Поля $M_j(\vec{r})$ описують просторовий розподіл відповідних геофізичних параметрів μ_j . Такий розподіл можна вважати квазістаціонарним, якщо не враховувати перехідні і швидко протікаючі процеси.

Параметрами μ_j можуть бути – щільність, пружні характеристики, сейсмічні напружки, швидкість звуку, акустичний імпеданс і ін. Параметри μ_j можуть мати скалярну, векторну або, в загальному випадку, тензорну природу. Оскільки одні параметри можуть виражатися через інші, при моделюванні є сенс редукувати μ_j до сукупності деяких первинних параметрів.

Можна стверджувати, що поля M_j описують структуру середовища M і визначають, тим самим, її динаміку, а саме: стійкість (вимагає окремого розгляду) і поведінку при взаємодії з зовнішніми (додатковими) джерелами полів $P_q(\vec{r})$. У загальному випадку для кожного виду (q) зовнішнього поля може існувати безліч джерел. Надалі поля M_j будемо називати полями структури, а поля P_q – полями джерел.

Моделювання структури геофізичного середовища M (структурне моделювання), при якому безпосередньо задаються значення полів M_j в кожному елементарному обсязі простору, назовемо моделюванням I типу. Таке моделювання, яке застосовується до великих обсягів складноструктурованого середовища, є трудомістким і надто неефективним. Тому практично завжди створенню моделі I типу передують більш-

менш формалізований опис геометрико-топологічних особливостей середовища M (моделювання II типу). Моделі II типу не володіють достатньою гнучкістю і верифікованістю, оскільки в них відсутня процедура виділення структурних особливостей середовища і не визначені критерії такого виділення. Моделювання, засноване на виділенні структурних особливостей середовища відповідно до визначених (в тому числі з використанням експериментальних даних) критеріїв, назовемо моделюванням III типу. Зауважимо, що моделі III типу є узагальненням моделей II типу, які, в свою чергу, узагальнюють моделі I типу.

2.2.1 Структурні моделі I і II типів

Розглянемо загальні принципи моделювання реальних донних структур, які характеризуються більшою чи меншою мірою шаруватості, морфологією, а також випадковими (флуктуації властивостей) і детермінованими (локалізованими) неоднорідностями.

Можна виділити два класи модельних уявлень структурованого середовища [Кобрунов, 2001]. У першому випадку середовище представляється системою границь між областями з заданими характеристиками. У другому, більш загальному випадку, розподіл властивостей середовища представляється довільною функцією координат в досліджуваному об'ємі середовища. Такі моделі можна визначити як дискретні і безперервні відповідно.

2.2.1.1 Дискретна модель шаруватого дна з локалізованими неоднорідностями

Розглянемо побудову дискретної моделі донної структури (рис. 2.8).

Нехай в системі координат (x, y, z) задана область $V = X \times Y \times Z$ донної структури. Кожен елемент $dv \in V$ дна характеризується сукупністю $\Psi(dv) = \{\rho, \phi, \lambda, \mu, \dots\}$ взаємопов'язаних властивостей, наприклад, щільністю ρ , пористістю ϕ , пружними постійними Ламе λ і μ і т.д. Будемо шукати метод, який

конструює масив значень $\Psi(dv \in V)$, які відповідають з високою точністю реальній донній структурі.

Нехай в області V осадової товщі виділяються $K + 1$ структурних станів Ψ_k ($k = 0..K$), відповідних водному середовищу (Ψ_0) і шарам дна ($\Psi_{1..K}$). Відповідні станам Ψ_k горизонтально протяжні області (можливо, багатозв'язкові) $\Omega_k \in V$ будемо називати k -доменами. Области Ω_k в даному випадку є елементами донної структури.

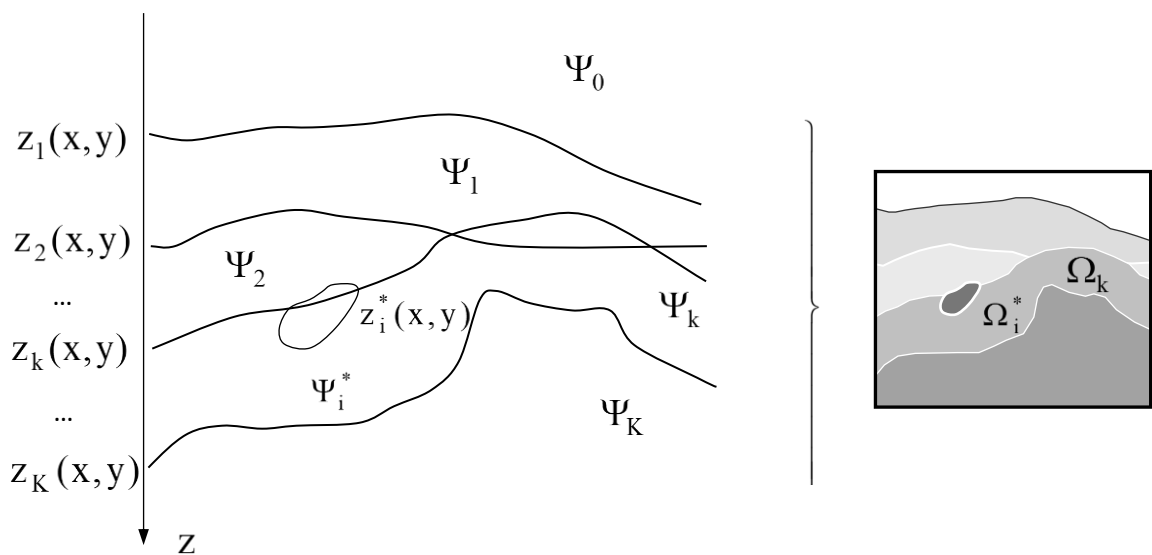


Рис. 2.8. Моделювання дискретної донної структури з локалізованою неоднорідністю.

Введемо для дискретного ряду станів Ψ_s впорядковану послідовність поверхонь $z_k(x,y)$, які утворюють донні горизонти. Функції $z_k(x,y)$ зручно задавати в такій формі:

$$z_k(x,y) = z_k^0 + \delta z_k(x,y) = z_k^0 + F_2^{-1}[C_k(f_x, f_y)]; \quad (2.8)$$

де z_k^0 – середні рівні залягання горизонтів z_k ; δz_k – відхилення горизонтів z_k від середніх рівнів z_k^0 , причому ці відхилення визначаються шляхом зворотного двовимірного Фур'є-перетворення (F_2^{-1}) власних просторових спектрів $C_k(f_x, f_y)$.

Значення z_k^0 формально є нульовими членами Фур'є-розкладів утворюючих поверхонь z_k , однак винесені з спектрів C_k в силу того, що зазвичай $z_k^0 \gg \delta z_k$ і $z_k^0 \gg F_2^{-1}[C_k(0,0)]$.

Просторові спектри $C_k(f_x, f_y)$ визначають морфологічні особливості горизонтів z_k , включаючи великі нерівності горизонтів (f_x і f_y малі) і їх малорозмірну стохастичну «шорсткість» (f_x і f_y великі). При $C_k(f_x, f_y) = 0$ отримуємо морфологічно вироджені плоскі горизонти, що залягають на глибинах z_k^0 . Тому в такій моделі всі форми поверхневого і внутрішнього рельєфу донної структури можуть розглядатися в якості збурень ідеально компланарної шаруватої структури. Якщо вважати, що морфологію внутрішньої структури дна задає, як правило, більш щільна підкладка (горизонт z_k), то просторові спектри C_k слід визначати рекурсивно:

$$C_{k-1} = C_k + \varepsilon_k; \quad (2.10)$$

де $\varepsilon_k(f_x, f_y)$ – функції які виражають ступінь кореляції форми суміжних горизонтів.

При $\varepsilon_k(f_x, f_y) = 0$ сусідні горизонти матимуть однакову форму, що дозволяє описувати «успадкування» форми внутрішніх горизонтів донної структури, обумовлене їхнім спільним генезисом. Топологічна зв'язність донних шарів визначається функціями $\varepsilon_k(f_x, f_y)$. Дійсно, випадкові відхилення $\varepsilon_k(f_x, f_y)$ від нульового значення визначають взаємну неузгодженість форми горизонтів донної структури, а значить, їх можливий перетин в просторі. Якщо суміжні горизонти корельовані слабо, тобто $\langle |\varepsilon_k(f_x, f_y)| \rangle \gg 0$, то топологічна зв'язність шарів буде залежати від співвідношення потужностей Δz_k^0 горизонтів і величин δz_k їх відхилень. У свою чергу, відхилення δz_k , як впливає з (2.9) і (2.10), можуть бути описані функціями $\varepsilon_k(f_x, f_y)$.

Для генерації просторових спектрів C_k (або функцій ε_k) при моделюванні шаруватого дна введемо двовимірне нормальне випадкове поле $N(\vec{f})$, реалізація

якого в просторі $\vec{f} = (f_x, f_y)$ визначається середнім μ і дисперсією σ . Введемо також сукупність двовимірних нормальних субфільтрів $f_c(\vec{f})$, описуваних виразами

$$f_c(\vec{f}) = \frac{1}{2\pi\sigma_{cx}\sigma_{cy}\xi_c} \exp\left\{-\frac{1}{2\xi_c^2}(u_{cx}^2 - 2\rho_c u_{cx}u_{cy} + u_{cy}^2)\right\},$$

$$\xi_c = \sqrt{1-\rho_c^2}, \quad u_{cx} = \frac{f_x - \mu_{cx}}{\sigma_{cx}}, \quad u_{cy} = \frac{f_y - \mu_{cy}}{\sigma_{cy}}; \quad \sigma_{cx} > 0, \quad \sigma_{cy} > 0, \quad |\rho_c| \leq 1$$
(2.11)

що утворюють фільтр $F(\vec{f})$ виду

$$F(\vec{f}) = \sum w_c f_c(\vec{f}),$$
(2.12)

де $w_c > 0$ – вага субфільтрів.

Кожен субфільтр $w_c > 0$ виду (2.11) дозволяє описувати квазівипадкові структурні елементи одного просторового масштабу, які залежать від параметрів $\vec{\mu}_c = (\mu_{cx}, \mu_{cy})$ і $\vec{\sigma}_c = (\sigma_{cx}, \sigma_{cy})$. Всі нормальні субфільтри такі, що

$$\int_{R^2} f_c(\vec{f}) d\vec{f} = 1,$$
(2.13)

Тому

$$\int_{R^2} F(\vec{f}) d\vec{f} = \sum w_c.$$
(2.14)

Просторові спектри $C_k(\vec{f})$ горизонтів z_k шаруватої донної структури будемо вважати результатом фільтрації $F(\vec{f})$ випадкового поля $N(\vec{f})$, визначаючи в такий спосіб:

$$C_k(f_x, f_y) = C_k(\vec{f}) = F(\vec{f}) \cdot |N(\vec{f})|.$$
(2.15)

Розглянемо тепер один з можливих способів композиції синтезованих горизонтів z_k в донну структуру, тобто способів визначення властивостей будь-якого з елементів dv шаруватого дна за заданими функціями z_k .

$$\Psi(x, y, z) = \sum_k \Psi_k U_-(z - z_k) \prod_{q>k} U_+(z_q - z). \quad (2.19)$$

Будемо вважати, що елемент $dv \in V$ осадової товщі належить домену Ω_k (тобто $\Psi(dv) = \Psi_k$), якщо він розташований під границями z_k (тобто $z > z_k$) і над усіма границями $z_{q>k}$ (тобто $z < z_{q>k}$). Для цього представимо властивості елементів донної структури функцією виду:

$$\Psi(x, y, z) = \sum \Psi_k g_k(x, y, z), \quad (2.16)$$

де $g_k(x, y, z)$ – так званий генератор донної структури (метод композиції структурних елементів), що має в даному прикладі вигляд:

$$g_k(x, y, z) = \begin{cases} 1, & z \in [z_k, z_{q>k}) \\ 0, & z \notin [z_k, z_{q>k}) \end{cases}. \quad (2.17)$$

Використовуючи для опису умов $z - z_k \geq 0$ і $z_{q>k} - z > 0$ одиничні функції

$$U_-(\xi) = \begin{cases} 1, & \xi \geq 0 \\ 0, & \xi < 0 \end{cases} \quad \text{і} \quad U_+(\xi) = \begin{cases} 1, & \xi > 0 \\ 0, & \xi \leq 0 \end{cases}, \quad \text{отримаємо наступне уявлення генератора}$$

донної структури:

$$g_k(x, y, z) = U_-(z - z_k) \prod_{q>k} U_+(z_q - z). \quad (2.18)$$

Тоді властивості елементів осадової товщі будуть описуватися функцією:

$$\Psi(x, y, z) = \sum_k \Psi_k U_-(z - z_k) \prod_{q>k} U_+(z_q - z). \quad (2.19)$$

Поверхня рельєфної і неоднорідної осадової товщі з усіма її морфологічними і структурними особливостями формально є верхньою границею нульового домену і визначається виразом:

$$\begin{cases} \Psi(x, y, z) = \Psi_0 \\ \Psi(x, y, z + dz) \neq \Psi_0 \end{cases} \text{ або } \begin{cases} \Psi = \Psi_0 \\ \partial\Psi/\partial z \neq 0 \end{cases} \quad (2.20)$$

Необхідно відзначити, що не існує теоретичних обмежень на порядок (кількість шарів K) і морфологічну деталізацію (верхні частоти спектрів C_k) моделюємої дискретної донної структури.

Неоднорідності, локалізовані в шаруватій донній структурі, можна моделювати у вигляді i -доменів Ω_i^* , що володіють властивостями Ψ_i^* і обмежених замкнутими поверхнями $z_i^*(x, y)$. Структура шаруватого дна, що містить безліч локалізованих неоднорідностей, буде описуватися наступним виразом:

$$\Psi(\vec{r}) = \begin{cases} \sum \Psi_k g_k(\vec{r}), & \vec{r} \in V \setminus \bigcup_i \Omega_i^* \\ \Psi_i^*, & \vec{r} \in \Omega_i^* \end{cases} \quad (2.21)$$

Таким чином, при моделюванні дискретної (стратифікованої) донної структури виділяються K структурних станів Ψ_k , яким відповідають протяжні i , в загальному випадку, багатозв'язкові області (домени) Ω_k . Для дискретного ряду станів Ψ_k вводиться впорядкована послідовність поверхонь $z_k(x, y)$, які утворюють донні горизонти (стани можуть повторюватися у напрямку седиментації). Різномасштабні морфологічні особливості горизонтів z_k визначаються їх просторовими спектрами $C_k(f_x, f_y)$. Якщо генеральну морфологію структури дна задає підкладка (скеляста основа), то спектри верхніх горизонтів можуть бути визначені рекурсивно. Дискретна донна структура описується функцією виду $\Psi(\vec{r}) = \sum \Psi_k g_k(\vec{r})$, де $g_k(\vec{r})$ – так званий генератор структури, який визначає спосіб формування k -доменів Ω_k . Порядок (кількість K станів Ψ_k) і ступінь морфологічної деталізації (розмір ненульової області в спектрах C_k) дискретної донної структури, що моделюється, можуть бути задані довільно великими.

2.2.1.2. Безперервна модель неоднорідного дна

Розглянемо побудову безперервної моделі неоднорідної донної структури (рис. 2.9).

Припустимо, що в області моделювання V дно не має явно вираженої шаруватості, проте є неоднорідним. Іншими словами, нехай стани Ψ_k не утворюють певного дискретного ряду, а k -домени не мають чітких границь. Подібна модель може використовуватися, зокрема, при описі неоднорідностей в шарах донних структур.

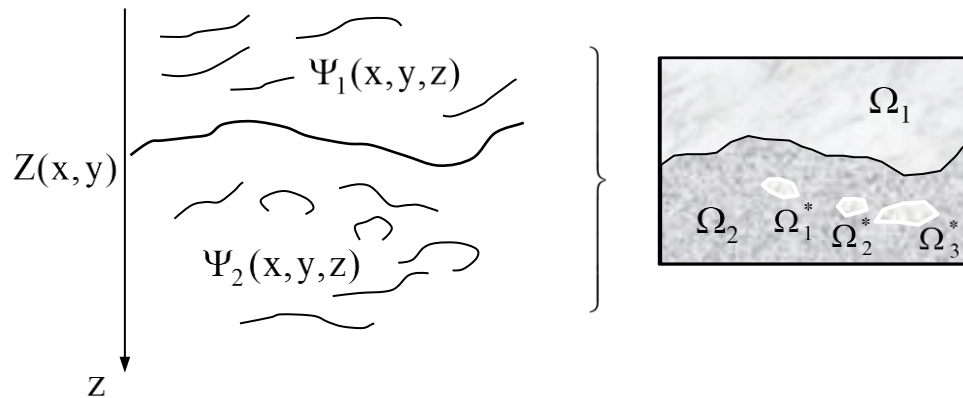


Рис. 2.9. Моделювання безперервної донної структури і виділення в ній неоднорідностей.

Розглянемо як приклад опис структури, яка утворена граничними неоднорідними напівпросторами Ω_1 і Ω_2 . Властивості елементів такої структури можна описувати функцією (тобто задавати спосіб композиції):

$$\Psi(x, y, z) = \Psi_1(x, y, z)U_-(z)U_+[Z(x, y) - z] + \Psi_2(x, y, z)U_-[z - Z(x, y)], \quad (2.22)$$

де $Z(x, y)$ – функція, яка визначає форму границі напівпросторів Ω_1 і Ω_2 , а функції $\Psi_1(x, y, z)$ і $\Psi_2(x, y, z)$ задають властивості матеріалу цих напівпросторів.

Функції в (2.22) зручно задавати в такій формі:

$$\begin{aligned} Z(x, y) &= z^0 + \delta z(x, y) = z^0 + F_2^{-1}[C_z(f_x, f_y)]; \\ \Psi_q(x, y, z) &= \psi_q^0 + \delta \psi_q^0(x, y, z) = \psi_q^0 + F_3^{-1}[C_q(f_x, f_y, f_z)], \quad q = 1, 2. \end{aligned} \quad (2.23)$$

При описі структури неоднорідного дна в безперервній моделі вважається, що відхилення $\delta z(x, y)$ від середнього значення z^0 визначають форму границь напівпросторів Ω_1 і Ω_2 , а структурні обурення $\delta \psi_q^0(x, y, z)$ середні властивості ψ_q^0 напівпросторів Ω_q задають їх внутрішні особливості. Різномасштабні морфологічні та структурні збурення середовищ можна задавати за допомогою двох- і тривимірних просторових спектрів C_z і C_q . Ці спектри можна, як і раніше, вважати результатом фільтрації деякого дво- або тривимірного випадкового поля.

Внутрішні границі в структурі дна, змодельованої викладеним способом, можна виділити, визначаючи локальні максимуми поля $|\vec{\nabla} \Psi(x, y, z)|$.

Реальні донні структури завжди будуть відрізнятися від структур, одержуваних в рамках дискретної і безперервної моделей. Можна лише говорити про ступінь наближення модельних уявлень до реальності. Слід зауважити, що безперервна модель є більш загальною – шаруватість може бути виражена спектрально, а за особливостями синтезованих спектрів можна оцінити ступінь шаруватості ґрунту. Крім того, в безперервній моделі завжди може бути виражена будь-яка локалізована неоднорідність структури дна.

Викладені концепції дозволяють створювати конструктивні структурні моделі реальної осадової товщі з різномасштабними збуреннями, локалізованими або розподіленими неоднорідностями, і в рамках створених моделей визначати відгук середовища на зовнішній вплив.

2.2.2. Принципи побудови структурних моделей III типу

Для побудови структурних моделей III типу середовища M зручно використовувати такі методи розпізнавання образів як, наприклад, кластерний аналіз. Розглянемо це питання детально.

Введемо простір ознак μ_j , відповідних «первинним» полям M_j . Нехай середовище M характеризується деякими розподілами полів $M_j(\vec{r})$. Нормуємо ці

значення для: $\forall j: \tilde{M}_j(\vec{r}) = \frac{M_j(\vec{r}) - \min M_j(\vec{r})}{\max M_j(\vec{r}) - \min M_j(\vec{r})}$; тепер $0 \leq \tilde{M}_j(\vec{r}) \leq 1$. Відобразимо

всі нормовані значення $\tilde{M}_j(\vec{r})$ полів середовища M в одиничному j -мірному кубі з координатними осями μ_j (кубі ознак). Локальні максимуми щільності нормованих значень \tilde{M}_j в кубі ознак відповідають деяким станам ψ_s середовища M . Фактично мова йде про побудову функції щільності ймовірності станів. Критерій, за яким може бути проведено розбиття куба ознак на області, які містять локальні максимуми щільності, в методах розпізнавання образів називається вирішальним правилом. Існує безліч способів завдання вирішального правила [Максимов и др., 2005, 2010; Ларичев и др., 2005, 2008; Dominique et. al, 2002; Billings et. Al, 2002; Rasmus, Hjelle, 2003; Лесонен и др., 2007; Гогоненков, 1987; Кобрунов, 2001; Волошин и др., 1992; Патрик, 1980; Фу, 1977]. Саме цей критерій визначає ступінь деталізації моделі геофізичного середовища M .

Нехай в результаті застосування деякого вирішального правила одиничний куб розбитий на S областей, тобто в заданій області Ω_M виділено S модельних станів $\psi_s = \{M_j^s\}$ середовища M і введено відхилення $\delta(\vec{r}) = \|M_j^s - M_j(\vec{r})\|$ від ψ_s -стану. Оскільки властивості елемента \vec{r} середовища однозначно визначаються його належністю до одного зі станів ψ_s , структуру середовища природно описувати деякою функцією станів $\psi(\vec{r})$, що приймає значення з дискретного набору $\psi(\vec{r})$. Залежно від вирішального правила (а значить, і деталізації структурного моделювання) область значень функції $\psi(\vec{r})$ може збільшуватися або зменшуватися. Можна стверджувати: модельна структура середовища є результат застосування до генеральної сукупності елементів середовища деякого вирішального правила.

Розглянемо можливі способи опису функції станів $\psi(\vec{r})$, вважаючи вирішальне правило заданим. Вирішальне правило не повинно змінюватися в ході моделювання; ознаки μ_j вибираються так, щоб елемент середовища ідентифікувався однозначно.

Віднесення конкретного елемента середовища (його реалізації), представленого значеннями його властивостей (ознак), до одного з фіксованого переліку образів (класів) за певним вирішальним правилом визначається як розпізнавання елемента середовища. Перелік образів, інформативних ознак і вирішальні правила або задаються розпізнавальною системою ззовні, або формуються самою системою. Допоміжна функція систем, що розпізнаються – оцінка ризику втрат. Без цієї функції неможливо, наприклад, побудувати оптимальні вирішальні правила і вибрати найбільш інформативну систему ознак для розпізнавання.

Припустимо, що $2 \leq S < \infty$ – множина розпізнаваних образів (класів), назване *алфавітом*, X – ознаковий (вибірковий) простір, N – розмірність ознакового простору (кількість ознак, які характеризують розпізнавані об'єкти), $D(X)$ – безліч вирішальних правил, за якими здійснюється віднесення розпізнаваного об'єкта (реалізації) до того чи іншого образу, R – ризик втрат при розпізнаванні.

Кількість розпізнаваних образів S завжди кінцева і не може бути менше двох. Перелік образів може задаватися системою, що розпізнається, ззовні. У багатьох випадках система, що розпізнається, сама формує перелік розпізнаваних образів, тобто проводить кластерний аналіз. Розмірність ознакового простору N має бути мінімальною, оскільки при цьому скорочується кількість необхідних вимірювань, спрощуються обчислення, що формують і реалізують вирішальні правила, підвищується статистична стійкість результатів розпізнавання. Разом з тим зменшення N , взагалі кажучи, веде до зростання ризику втрат. Тому формування ознакового простору є компромісним завданням, яке можна розділити на дві частини: формування початкового простору ознак і мінімізація розмірності цього простору. У частині, що стосується мінімізації розмірності, існують формальні методи і алгоритми [Волошин, 2000]. Проблема оптимального формування початкового простору на даний момент ще не вирішена. Побудова вирішальних правил – найбільш багата щодо розроблених підходів і методів вирішення компонента завдань розпізнавання. Основна мета, яка при цьому переслідується, – мінімізація ризику втрат.

Ризик втрат R фактично є критерієм, за яким формується найбільш інформативний ознаковий простір і найбільш ефективні вирішальні правила. І алфавіт, і ознаки, і вирішальні правила повинні бути такими, щоб по можливості мінімізувати ризик втрат. Цей критерій (характеристика системи, що розпізнається) є складовим. В нього в загальному випадку входять втрати на помилки розпізнавання і витрати на вимірювання ознак розпізнаваних об'єктів. Зазвичай в якості ризику втрат фігурує середня ймовірність помилки розпізнавання або максимальна компонента матриці ймовірностей помилок.

Таким чином, X можна уявити як якийсь простір розмірності N з певною в цьому просторі метрикою. Будь-який об'єкт (реалізація) представляється у вигляді точки (вектора) в цьому просторі. Проекція цієї точки на i -у вісь координат відповідає значенню i -ї ознаки. Методи вирішення задач розпізнавання, розглянуті в [Волошин, 2000], умовно поділяються на детерміністичні і статистичні.

Будемо називати область Ω_s доменом стану s , якщо $\psi(\vec{r} \in \Omega_s) = \psi_s$. Середовище M , яке характеризується в області Ω_M S модельними станами $\psi_s = \{M_j^s\}$, структурується S доменами. При цьому $\Omega_M = \bigcup \Omega_s$; якщо для деякого стану ψ_s домен порожній ($\Omega_s = \emptyset$), то цей стан вважається не представленим в області Ω_M . Останній факт дозволяє описувати в моделі так звані віртуальні стани, які, будучи не представлені в даній області середовища, можуть проявитися в іншій її області, наприклад, при переміщенні джерела поля P_q . Моделювання функції станів $\psi(\vec{r})$ (акустична детермінація) зводиться до завдання областей Ω_s , які в реальному середовищі можуть мати вкрай складну топологію (бути багатозв'язними і/або містити не пов'язані між собою підобласті). Співвіднесення областей $\{\omega_s\}$, що утворюють Ω_s , зі станами ψ_s можна описувати орієнтованим графом $X(\Omega, \Psi)$ структурно-акустичних зв'язків, початковими вершинами якого є ψ_s , а кінцевими – ω_s . Відзначимо, що структурно-акустичну модель можна вважати стійкою тільки в тому випадку, якщо варіювання вирішального правила не змінює графа $X(\Omega, \Psi)$.

Для синтезу доменів Ω_s , що визначають структурні особливості середовища M , розглянемо деяку сукупність $\mathfrak{Z} = \{\vec{R}, \zeta(\vec{R}), \xi(\vec{R})\}$, звану каркасом структури. Каркас \mathfrak{Z} складається з безлічі точок \vec{R} (джерел) і функцій $\zeta(\vec{R})$ і $\xi(\vec{R})$, заданих на цій множині. Функція $\zeta(\vec{R})$, як і функція станів $\psi(\vec{r})$, приймає одне із S значень, і визначає приналежність джерела \vec{R} будь-якому стану ψ_s . Функція $\xi(\vec{R})$ є ваговою функцією джерела \vec{R} при синтезі доменів. Функцію станів $\psi(\vec{r})$ будемо визначати наступним чином:

$$\psi(\vec{r}) = \zeta(\vec{R}) : \min \tau(\vec{r}, \vec{R}), \quad (2.24)$$

де $\tau(\vec{r}, \vec{R}) = \xi^{-1}(\vec{R}) \cdot |\vec{r} - \vec{R}|$ – поле джерела \vec{R} .

Таким чином, завдання структурного моделювання середовища M зводиться до задачі синтезу каркаса структури \mathfrak{Z} . Додатковим завданням є редукція каркаса структури.

Джерела, для яких $\zeta(\vec{R}) = \psi_s$, будемо називати s -джерелами I_s ; вони утворюють каркас структури стану $\mathfrak{Z}_s = \{\vec{R}_s, \psi_s, \xi(\vec{R}_s)\}$. Безліч точок $\Gamma(\vec{r})$ простору, для яких виконуються умови $\tau = \tau(\vec{r}, \vec{R}_{s1}) = \tau(\vec{r}, \vec{R}_{s2})$ при $\tau(\vec{r}, \vec{R}_{sj}) \geq \tau$ ($s1 \neq s2$), є границею доменів Ω_{s1} і Ω_{s2} (можливо, також і деяких доменів Ω_{sj}). Для визначення характеристик джерел, що породжують деяку границю $\Gamma(\vec{r})$ доменів і необхідно використовувати методи диференціальної геометрії [Рашевский, 1956]. Відзначимо тільки, що будь-яка границя $\Gamma(\vec{r})$ в такій моделі буде описуватися сукупністю сферичних і плоских областей.

Досить часто поля структури і поля джерел виявляється зручно описувати в системах криволінійних координат $(x^1, x^2, x^3) \equiv (x^i)$. Система (x^i) вважається заданою, якщо її функції $x^i = x^i(x, y, z)$ однозначні і є безперервно диференціюючими, причому якобіан перетворення $J \equiv \frac{\partial(x^1, x^2, x^3)}{\partial(x, y, z)} \neq 0$ [Корн, Корн, 1974]. Зауважимо, що система (x^i) не обов'язково повинна бути ортогональною. Криволінійні координати (x^i) дозволяють досить просто описати поля окремих

типів джерел P_q , а вираз структури середовища в цих координатах іноді дозволяє спростити вид крайових задач.

Нехай моделюється деякий, досить великий, обсяг V_M середовища M . Розіб'ємо V_M на безліч елементарних обсягів $dV_M \ll V_M$ так, щоб величина $J^{-1}dx^1dx^2dx^3$ була постійною, а величина $\sum_i \sum_k g_{ik}(x^1, x^2, x^3)dx^i dx^k$ – мінімальною. Рівність (перша умова) і компактність (друга умова) елементарних обсягів dV_M забезпечують коректність (статистичну репрезентативність) виконуваної вибірки (вимагає окремого розгляду).

Тут введені позначення $g_{ik}(x^1, x^2, x^3) = \left[\frac{\partial x}{\partial x^i} \frac{\partial x}{\partial x^k} + \frac{\partial y}{\partial x^i} \frac{\partial y}{\partial x^k} + \frac{\partial z}{\partial x^i} \frac{\partial z}{\partial x^k} \right]_{(x^1, x^2, x^3)}$
 (g_{ik} – компоненти метричного тензора) і $J^{-1} \equiv \frac{\partial(x, y, z)}{\partial(x^1, x^2, x^3)} = \sqrt{\det[g_{ik}(x^1, x^2, x^3)]}$
 [Корн, Корн, 1974].

Розбиття V_M на $dV_M(\vec{r}) = dV_M(x^i, x^i + dx^i)$ здійснюється завданням послідовностей $\{x^i\}$, які будуть повністю незалежні тільки в тому випадку, якщо V_M обмежений координатними поверхнями використовуваної системи координат (x^i) . Найпростішим є евклидове розбиття, якому відповідав би $g_{ik} = I$ і рівновіддалені значення в кожній послідовності $\{x^i\}$ (так звана рівномірна сітка розбиття). Іншими поширеними системами є сферична ($\sqrt{g} = r^2 \sin \theta$) і циліндрична ($\sqrt{g} = \rho$) системи координат, для яких послідовності $\{r; \theta; \phi\}$ і $\{\rho; \phi; z\}$, які забезпечують коректність вибірки, вже не утворюють рівномірної сітки розбиття.

Приклади, що ілюструють побудову дискретних, безперервних і змішаних структурно-акустичних моделей дна I–III типів за допомогою концепцій, викладених в даному розділі, показано на рисунках у Додатку А. Синтез моделей проводився в середовищі Matlab за допомогою спеціалізованих script-функцій і GUI-оболонки. Для подальшого використання синтезованих моделей зберігалися або просторові спектри їх структурних елементів (моделі I–II типів), або каркаси структур (моделі III типу). У всіх варіантах використання моделі III типу вимагали

значно менших витрат пам'яті і процесорних потужностей. Відкритим залишається питання суміщення безперервних моделей II типу, синтезованих спектрально, і моделей III типу, синтезованих по каркасам. Реконструкція моделей III типу по їх каркасам може виявитися більш оптимізованою для виконання системами розподілених обчислень (кластерами). Для повного вирішення питання оптимізації необхідні масштабні чисельні експерименти і доведення алгоритмів синтезу просторових розподілів акустичних властивостей елементів модельованих середовищ.

2.3 Синтез і аналіз інтерферометричних зображень неоднорідного дна

Розроблені алгоритми побудови структурно-акустичних моделей неоднорідного шаруватого дна (розділ 2.2) можуть бути ефективно використані для аналізу цілого ряду прикладних задач. Алгоритми синтезу структурно-акустичних моделей дозволяють створювати так звані «віртуальні полігони» [Гончар и др., 2004], які застосовуються в задачах моделювання процесів профілювання і стратифікації дна, гідрокаційної зйомки дна, інтерферометричної зйомки донного рельєфу. Одним з найбільш ілюстративних прикладів є синтез неоднорідного дна з метою визначення рельєфу донної поверхні за результатами аналізу інтерферометричного зображення дна. Інтерферометричні системи дозволяють здійснювати оцінку нерівностей рельєфу дна, виявляти пологі впадини і виступи, що не дають гідроакустичній тіні розрізняти ділянки дна з негативними і позитивними ухілами.

Для забезпечення умов когерентності випромінювання в інтерферометричних системах відбувається тільки одним гідроакустичним перетворювачем, а прийом – двома перетворювачами, рознесеними по вертикалі на відстань (базу) d . Відношення $N = d/\lambda$ бази d антенної системи до довжини λ звукової хвилі задає максимальне число інтерференційних смуг, відповідних кратній 2π різниці фаз прийнятих ехо-сигналів і утворюючих інтерференційне

зображення дна. Координати $n < N$ точок поверхні дна можуть бути визначені за часом приходу інтерференційних максимумів і номерами інтерференційних смуг.

Початковими даними в моделі інтерферометричної зйомки неоднорідного дна є *віртуальний полігон* – компактна множина $P = \{\vec{r}, s(\vec{r})\}$ елементарних ділянок дна з заданими в області $X \times Y$ координатами \vec{r} і середнім значенням коефіцієнта зворотного розсіювання $s(\vec{r})$. Вид полігону визначається двовимірним зворотним перетворенням Фур'є F_2^{-1} від спектральних уявлень $C_z(f_x, f_y)$ і $C_s(f_x, f_y)$, таких що $\{\vec{r}\} \leftarrow F_2^{-1}C_z$ і $\{s(\vec{r})\} \leftarrow F_2^{-1}C_s$. Зокрема, поверхня дна $Z(x, y)$ синтезованого полігону P описується виразами:

$$\begin{aligned} Z(x, y) &= z^0 + \delta z(x, y), \\ \delta z(x, y) &= F_2^{-1}[C_z(f_x, f_y)], \\ C_z(f_x, f_y) &= |N_z(f_x, f_y)| \cdot \sum w_c f_c(f_x, f_y), \end{aligned} \quad (2.25)$$

де δz – відхилення глибини полігону P від середнього значення z^0 ; F_2^{-1} – зворотне двовимірне перетворення Фур'є; C_z – просторовий спектр відхилень δz ; N_z – двовимірне нормальне випадкове поле, яке визначається середнім μ_N і дисперсією σ_N ; f_c – двовимірні нормальні субфільтри, описувані виразом (2.11).

Розподіл $s(x, y)$ коефіцієнта зворотного розсіювання по площі полігону P задається аналогічно.

Задання в уявленнях C_z і C_s декількох «спектральних вікон» дозволяє дати цілісний і простий опис різномасштабних змін рельєфу і властивостей ґрунту, випадково розподілених по площі полігону P . Такий спосіб синтезу ідентичний генерації границі неоднорідних напівпросторів Ω_1 і Ω_2 , розглянутої в розділі 2.2.

Як приклад на рис. 2.10–2.11 наведені синтезовані просторові спектри $C_z(f_x, f_y)$ і $C_s(f_x, f_y)$, а також відповідні розподілу глибин $Z(x, y)$ і коефіцієнта зворотного розсіювання $s(x, y)$ по віртуальному полігону.

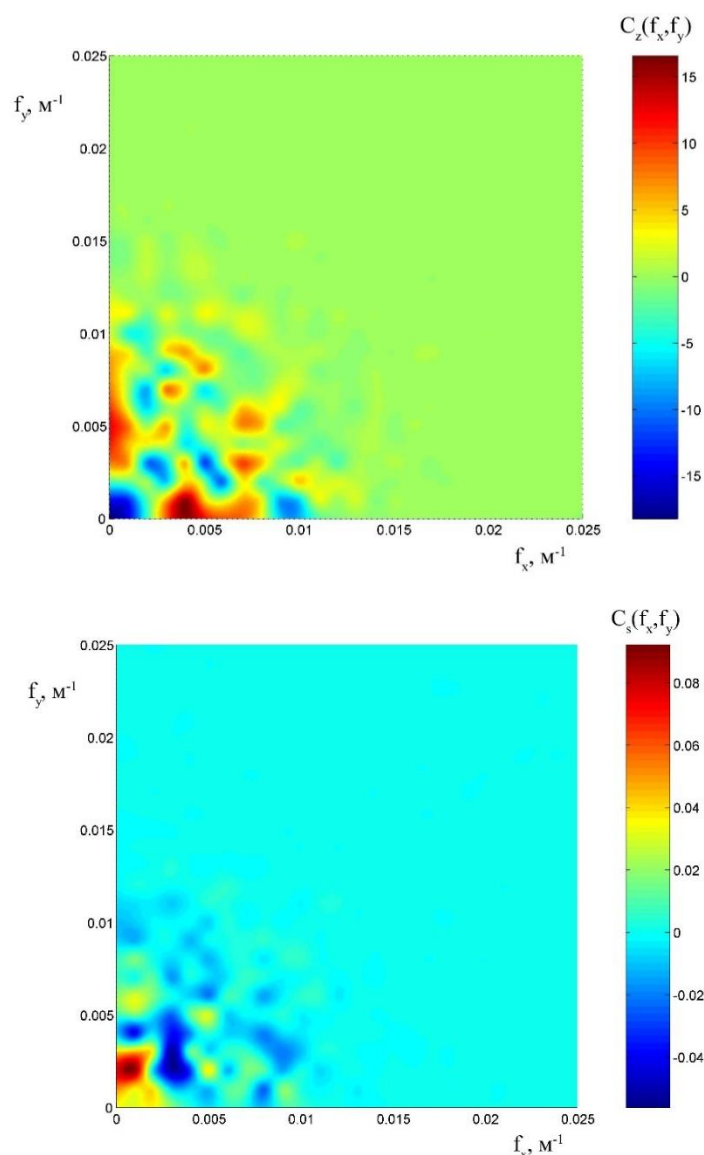


Рис. 2.10. Синтезовані просторові спектри флуктуацій донного рельєфу $C_z(f_x, f_y)$ і коефіцієнта зворотного розсіювання $C_s(f_x, f_y)$.

Рух антенної пари інтерферометричного бокового огляду в просторі над полігоном P може бути описано за допомогою наступних випадкових процесів: миттєвих значень амплітуди швидкості $v(t)$, кутів бортової $\alpha(t)$ і кільової $\beta(t)$ качки, а також ристання $\gamma(t)$. Для визначення множини $W \subset P$ ділянок дна полігону, що утворюють смугу бокового огляду в певний момент часу $W \subset P$, у разі переходу до миттєвої системи координат антенної пари. Такий перехід може бути здійснений обертанням і паралельним перенесенням всієї множини точок $\{\vec{r}\}$ синтезованого полігону P , причому параметри цього перетворення визначаються всією сукупністю попередніх значень $(v, \alpha, \beta, \gamma)_{t < t_0}$ [Гончар и др., 2004].

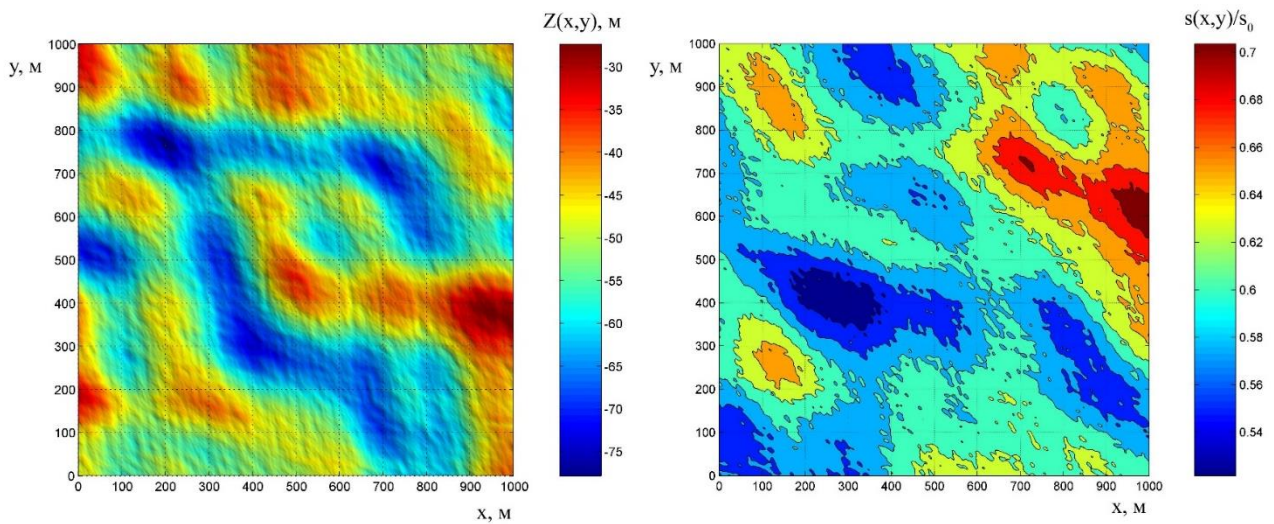


Рис. 2.11. Рельєф донної поверхні $Z(x, y)$ віртуального полігону і просторовий розподіл $s(x, y)$ коефіцієнта зворотного розсіювання, нормованого до піщаних ґрунтів (s_0).

Інтерференція ехо-сигналів, які приймаються антенною парою від ділянок дна, що відносяться до області W , дає реалізацію, яка відноситься до моменту часу t_0 . При розрахунку інтерференційних сигналів, як правило, необхідно підвищувати дискретизацію області W , використовуючи, наприклад, алгоритм бігармонічної сплайн-інтерполяції [Sandwell, 1987].

У разі сталих гармонійних коливань різниця фаз $\Delta\varphi_i$ сигналів від елемента \vec{r}_i донної поверхні, прийнятих антенами, розташованими в точках \vec{r}_1 і \vec{r}_2 ($|\vec{r}_2 - \vec{r}_1| = d$), визначається виразом:

$$\Delta\varphi_i = k\Delta_i = 2\pi\lambda^{-1}\Delta_i = 2\pi\lambda^{-1}(\Delta_{i2} - \Delta_{i1}) = 2\pi\lambda^{-1}(|\vec{r}_i - \vec{r}_2| - |\vec{r}_i - \vec{r}_1|). \quad (2.26)$$

Розглянемо задачу синтезу інтерферометричного зображення поверхні неоднорідного дна в нестационарній постановці. Нехай джерело випромінює звуковий імпульс $p_0(t)$, який характеризується спектром $p_0(\omega)$:

$$p_0(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{R_1} p_0(\omega) e^{i\omega t} d\omega; \quad (2.27)$$

тут $p_0(t)$ і $p_0(\omega)$ пов'язані одновимірним перетворенням Фур'є.

Якщо не враховувати дисперсію швидкості звуку, то складові ехо-сигналу від елемента \vec{r}_1 донної поверхні з коефіцієнтом зворотного розсіювання $s_i = s(\vec{r}_1)$, які відносяться до частоти спектрального розкладання (2.27), можна представити у вигляді:

$$\begin{aligned} p_{i1}(t, \omega) &\sim s_i e^{i\omega(t-\delta_{i1})}, \\ p_{i2}(t, \omega) &\sim s_i e^{i\omega(t-\delta_{i2})}; \end{aligned} \quad (2.28)$$

де $\delta_{i1} = c^{-1} |\vec{r}_1 - \vec{r}_1|$ і $\delta_{i2} = c^{-1} |\vec{r}_1 - \vec{r}_2|$ – фазові затримки ехо-сигналу на антенах, які знаходяться в точках \vec{r}_1 і \vec{r}_2 ($|\vec{r}_2 - \vec{r}_1| = d$).

Тоді сигнал, який приймається антенною парою на частоті ω , буде описуватися виразом

$$\begin{aligned} p_i(t, \omega) &= p_{i1}(t, \omega) + p_{i2}(t, \omega) \sim s_i e^{i\omega t} [e^{-i\omega\delta_{i1}} + e^{-i\omega\delta_{i2}}] = \\ &= s_i e^{i\omega t} [e^{-i\omega\delta_{i1}} + e^{-i\omega(\delta_{i1} + \varphi_i)}] = s_i e^{i\omega t} e^{-i\omega\delta_{i1}} [1 + e^{-i\omega\varphi_i}]. \end{aligned} \quad (2.29)$$

де $\varphi_i = \delta_{i2} - \delta_{i1}$ – фазова затримка ехо-сигналу від елемента між точками \vec{r}_1 і \vec{r}_2 .

Для прийнятого антенною парою сигналу $p_i(t)$ від елемента дна, що збуджується імпульсом $p_0(t)$, маємо:

$$p_i(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{R_1} p_0(\omega) p_i(t, \omega) d\omega \sim \frac{s_i}{\sqrt{2\pi}} \int_{R_1} p_0(\omega) e^{-i\omega\delta_{i1}} [1 + e^{-i\omega\varphi_i}] e^{i\omega t} d\omega. \quad (2.30)$$

Якщо, наприклад, випромінюється модульований частотою ω_0 гаусів імпульс ширини σ

$$p_0(t) = e^{-t^2/2\sigma^2} \cos \omega_0 t, \quad (2.31)$$

має спектр $p_0(\omega)$ виду

$$p_0(\omega) = \sigma \sqrt{2\pi} [e^{-\sigma^2(\omega + \omega_0)^2/2} + e^{-\sigma^2(\omega - \omega_0)^2/2}], \quad (2.32)$$

то для сигналу $p_i(t)$ з (2.30) маємо

$$p_i(t) \sim \sigma s_i \int_{R_1} [e^{-\sigma^2(\omega+\omega_0)^2/2} + e^{-\sigma^2(\omega-\omega_0)^2/2}] e^{-i\omega\delta_{i1}} [1 + e^{-i\omega\varphi_i}] e^{i\omega t} d\omega. \quad (2.33)$$

Ехо-сигнал від всієї озвученої донної поверхні (елементів області W), на виході антенної пари буде мати вигляд:

$$P(t) = \sum_i p_i(t) \sim \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sum_i s_i \int_{R_1} p_0(\omega) e^{-i\omega\delta_{i1}} [1 + e^{-i\omega\varphi_i}] e^{i\omega t} d\omega, \quad (2.34)$$

$$\varphi_i = c^{-1} (|\vec{r}_i - \vec{r}_2| - |\vec{r}_i - \vec{r}_1|).$$

Інтерференційні максимуми і мінімуми сигналу $P(t)$ формуються за рахунок фазових затримок φ_i ехо-сигналів від елементів \vec{r}_i донної поверхні, які приймаються в точках \vec{r}_1 і \vec{r}_2 ($|\vec{r}_2 - \vec{r}_1| = d$). Неоднорідність донної поверхні, що враховується в (2.30) за допомогою коефіцієнтів s_i , викликає додаткові флуктуації інтенсивності на інтерференційному зображенні дна. Крім того, кожна реалізація $U(t)$ інтерферограми, яка реалізується в реальних умовах, містить аддитивно підмішаний шум, який ускладнює аналіз інтерферометричного зображення.

Як приклад на рис. 2.12 показані смуга огляду синтезованого віртуального полігону і відповідне інтерферометричне зображення поверхні неоднорідного дна.

Найбільш проблемною задачею аналізу інтерферометричних зображень є створення алгоритмів сталого виділення ліній інтерференційних максимумів і усунення неоднозначності визначення їх номерів.

Для стійкого виділення ліній інтерференційних максимумів розроблено кореляційний метод обробки, який пройшов апробацію на синтезованих інтерферограмах віртуальних полігонів і показав свою високу ефективність. Суть методу полягає в побудові і оцінці двовимірних функцій $C(\mu, \sigma) = \text{corr}[U(t), U_0(t, \mu, \sigma)]$ взаємної кореляції між кожною з реалізацій $U(t)$ інтерферограми і опорним сигналом $U_0(t, \mu, \sigma) = e^{-(t-\mu)^2/2\sigma^2}$, $\mu \in [0, T]$, де T – тривалість реалізації $U(t)$. В розрахованій матриці $C(\mu, \sigma)$ проводиться оцінка $E(\mu)$ ліній кореляційних максимумів, відповідних інтерференційним максимумам

реалізації $U(t)$. На основі $E(\mu)$ оцінки вибираються $N = d/\lambda$ найбільш ймовірних значень μ . Етапи цього методу ілюструє рис. 2.13.

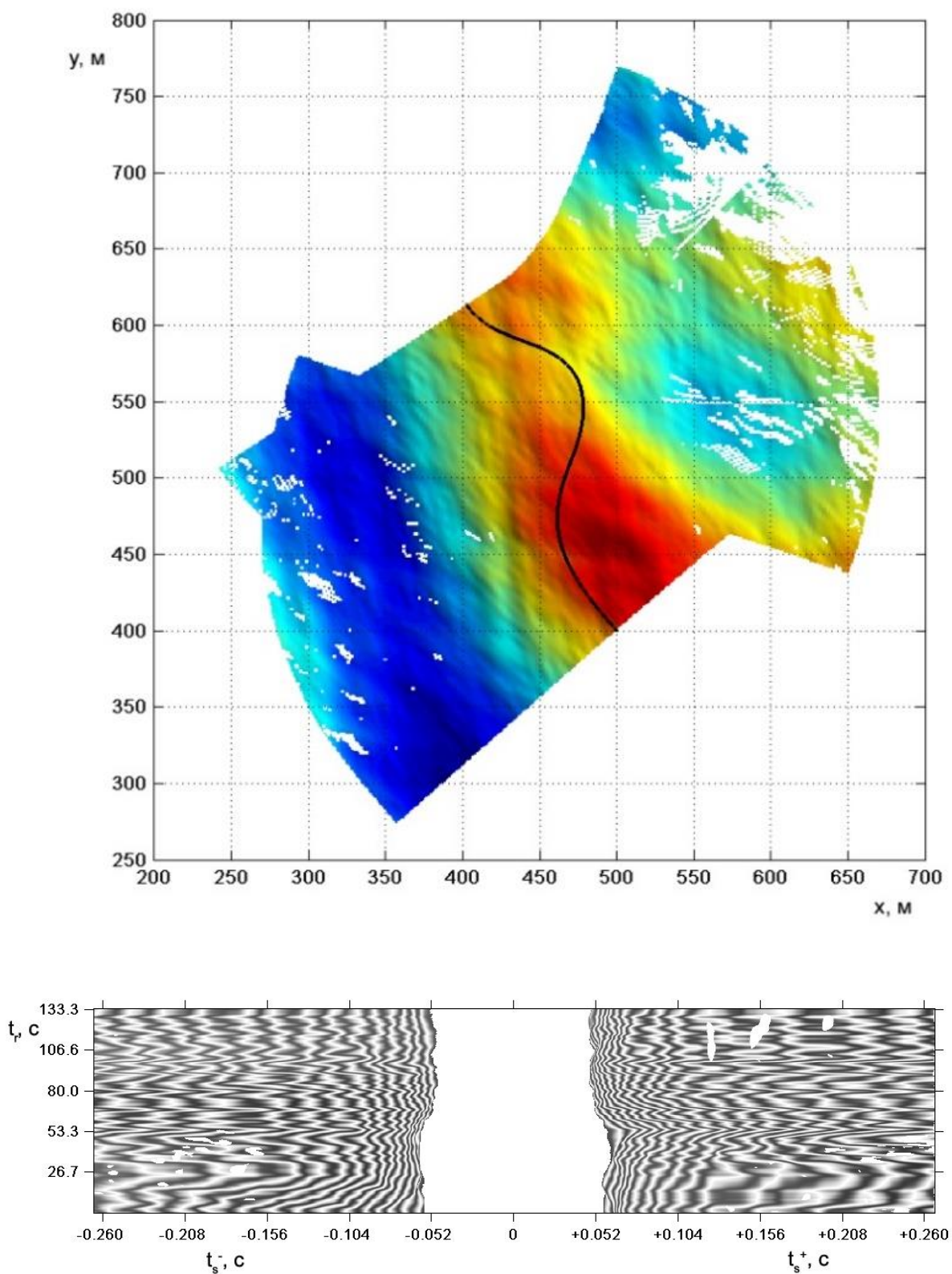


Рис. 2.12. Смуга огляду синтезованого віртуального полігону і відповідне інтерферометричне зображення поверхні неоднорідного дна.

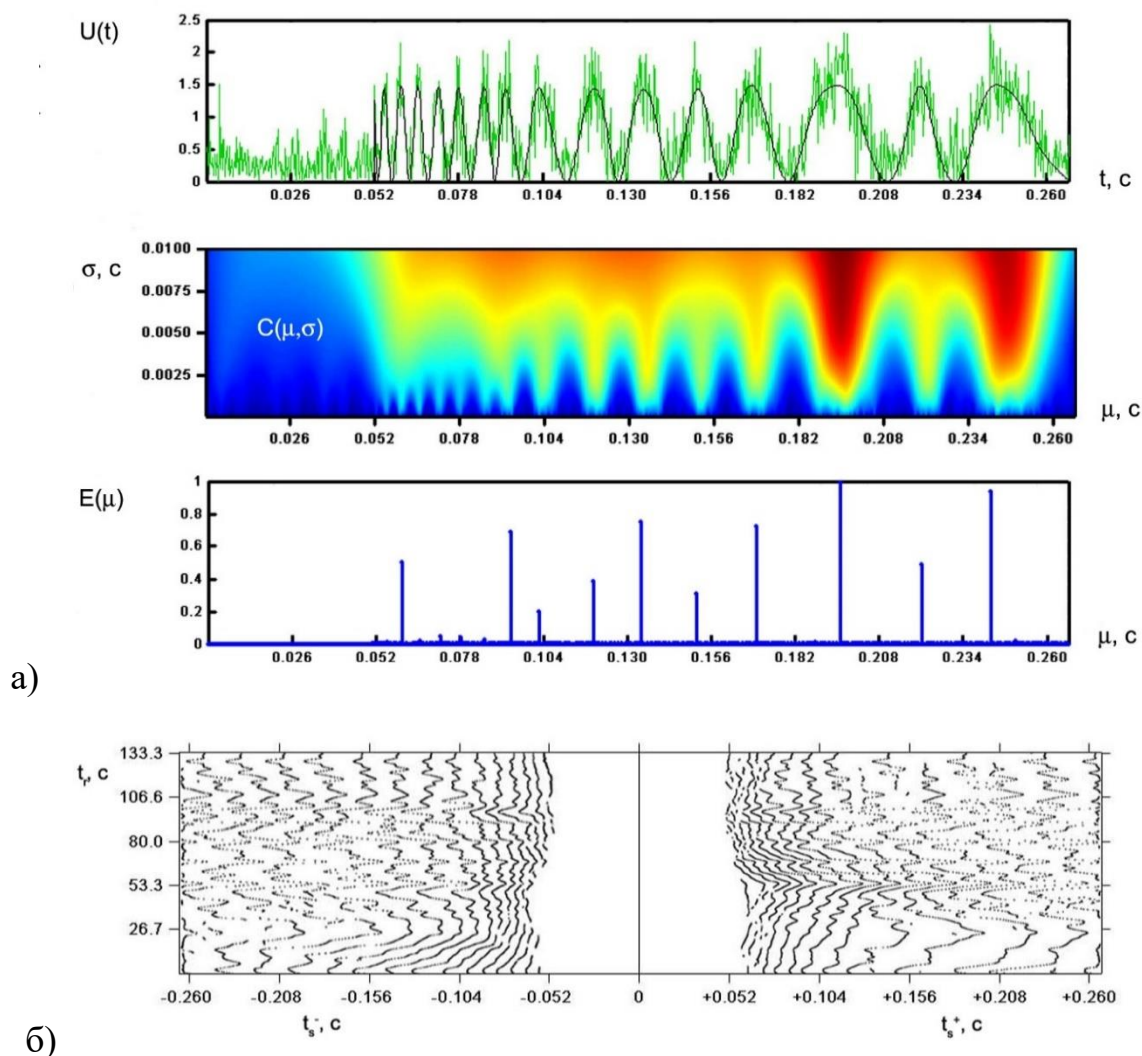


Рис. 2.13. Кореляційна обробка зашумленої інтерферограми: а) обробка окремої реалізації; б) виділені лінії інтерференційних максимумів.

Приклади інтерферограм, оброблених кореляційним методом, показані на рис. 2.14. Додатково необхідно досліджувати можливість використання кореляційного методу для виділення на профілограмі границь слабо помітних донних шарів, а також інших неоднорідностей дна.

В цьому випадку опорний сигнал $U_0(t, \mu, \sigma)$, як очікується, буде корелювати на сигналах неоднорідностей з характерним розміром порядку $c\sigma$.

Задача усунення неоднозначності визначення номерів ліній інтерференційних максимумів зводиться до виключення хибних сигналів, які не потрапляють на лінії, і до усунення областей розривів ліній, відповідних зонам тіні. Для вирішення цієї задачі був розроблений алгоритм, заснований на мінімізації оцінки функцій, які описують лінії інтерференційних максимумів.

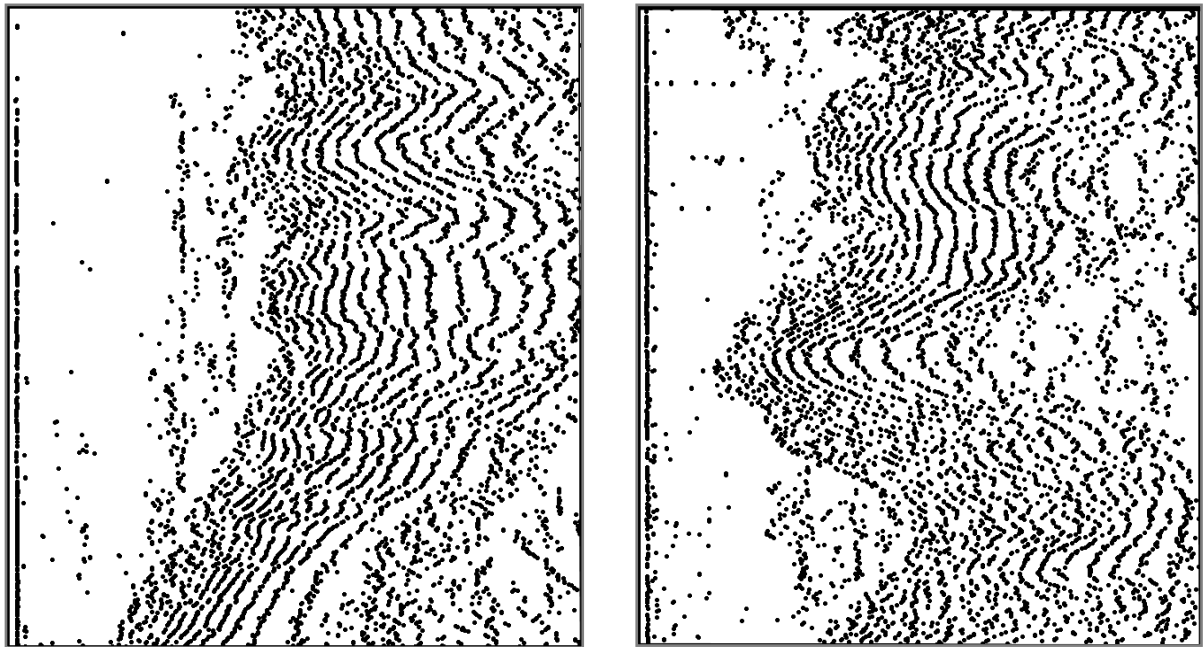


Рис. 2.14. Приклади реальних інтерферограм, оброблених кореляційним методом.

Розглянемо область інтерферограми, що складається з R реалізацій, які містять по S вибірок; максимальне число ліній інтерференційних максимумів $N^e = d/\lambda = df/c$ визначається базою d антенної системи і робочою частотою f . Нехай в області $(R \times S^e)$ ($S^e > S$) параметрично задано N^e функцій $Y_n(x)$, які описують лінії інтерференційних максимумів і задовольняють таким умовам:

$$\begin{aligned} Y_1(x) &= H(x), \\ \forall x \in R : Y_{n+1}(x) &> Y_n(x); \end{aligned} \quad (2.35)$$

де H – глибина місця.

Потрібно визначити вид функцій $Y_n(x)$, використовуючи оброблену кореляційним методом інтерферограму $S \times R$ і умови (2.35).

Введемо для сукупності функцій $Y_n(x)$ оцінку

$$\chi = \sum_{n=1}^{N^e} \chi_n = \sum_{n=1}^{N^e} \sum_{r=1}^R \chi_{nr}, \quad (2.36)$$

де $\chi_n = \sum_{r=1}^R \chi_{nr}$ – оцінка функції; χ_{nr} – оцінка значення y_{nr} функції Y_n r -ої реалізації.

Розкладемо оцінку χ_{nr} на адитивні компоненти:

$$\chi_{nr} = u_{nr} + f_{nr} + g_{nr}, \quad n = 1..N^e, \quad r = 1..R. \quad (2.37)$$

Для найкращого збігу функцій $Y_n(x)$ і ліній інтерференційних максимумів оцінка u_{nr} значення y_{nr} має бути мінімальна при попаданні y_{nr} на максимуми кореляційної оцінки $E(\mu)$ даної реалізації. Оцінка f_{nr} значення y_{nr} щодо значень y_{mr} ($m \neq n$) повинна бути максимальна при $y_{nr} = y_{mr}$, що виключає злиття ліній інтерференційних максимумів. Оцінка g_{nr} дозволяє врахувати зміну кількості N ліній в області S , що може мати місце при зміні рельєфу донної поверхні, і монотонно зростатиме в області $S^e \setminus S$. Всі ці оцінки (u_{nr} , f_{nr} і g_{nr}) визначаються шуканими значеннями y_{nr} функцій Y_n в r -й реалізації $U(t)$, обробленої кореляційним методом.

Таким чином, задача ідентифікації ліній інтерференційних максимумів (визначення функцій Y_n) зводиться до мінімізації повної оцінки

$$\chi = \sum_{n=1}^{N^e} \sum_{r=1}^R [u_{nr} + f_{nr} + g_{nr}]. \quad (2.38)$$

Алгоритми виділення і ідентифікація ліній інтерференційних максимумів, як показують чисельні оцінки, можуть успішно використовуватися при вирішенні задачі аналізу складних інтерферометричних зображень.

У розглянутому прикладі віртуальні полігони, синтезовані за допомогою розроблених алгоритмів структурно-акустичного моделювання, відіграють роль масивів початкових даних для однієї з прикладних задач гідроакустики. Інша область застосування структурно-акустичних моделей дна – синтез і аналіз профілограм вимагає детального знання методів розрахунку акустичних полів в неоднорідних середовищах.

Висновки до розділу 2

Розроблено математичні моделі шаруватих геологічних структур, близьких до реального геосередовища.

Запропоновано підхід до побудови та візуалізації складних тривимірних геологічних структур на основі системи ієрархічно впорядкованих параметричних сплайнних поверхонь з розрізами. Важливими оригінальними точками такого підходу є використання параметричних поверхонь з внутрішніми розрізами для опису геофізичних розривів і викидів, а також ієрархічне впорядкування системи геологічних границь у вигляді бінарного дерева. Тривимірні математичні моделі, побудовані на основі такого підходу, дозволяють використовувати методи оптимізації для автоматичного узгодження параметрів моделі з різнорідними геолого-геофізичними даними. Це дозволяє вирішити як прямі, так і зворотні задачі гідрогеоакустики, геофізики, спираючись на розроблену математичну модель геологічного середовища, а також візуалізувати результати таких рішень.

Розроблено систему комп'ютерного тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур. Цей програмний комплекс дозволяє створювати моделі дна, що містять включення корисних копалин різної форми і складу, в тому числі і вуглеводневої сировини.

Математична модель геологічного середовища побудована як система границь розподілу ділянок з однорідними властивостями. Щоб визначити властивості середовища в заданій точці, достатньо визначити її приналежність до конкретної області.

Система дозволяє створювати об'ємні структурні літолого-стратиграфічні або інші моделі геологічного середовища з переважно субгоризонтально-шаруватою структурою, в тому числі при наявності клинів шарів. При цьому можливий розрахунок і візуалізація необмеженої кількості вертикальних і горизонтальних розрізів створеної моделі.

Створено тривимірні моделі необхідні для моделювання панорамної зйомки (роботи ГБО, ГБО з інтерферометричним каналом, багатопроменевого ехолоту), тривимірного профілювання, побудови ізобатичних карт за результатами вимірювань ехолотом.

Розроблено аналітико-чисельні методи математичного моделювання структури та просторового розподілу акустичних властивостей морських відкладів, представлених як шарувате неоднорідне середовище. Розроблені методи дозволяють створювати дискретні, безперервні або змішані структурно-акустичні моделі неоднорідного морського дна, з

урахуванням розшарування, флюїдо- та газонасичених донних відкладів, наявність в них порожнин і включень різних форм і властивостей.

Розроблені алгоритми генерації модельних донних структур дозволяють створювати, аналізувати і зберігати для подальшого використання просторові розподіли механіко-акустичних властивостей середовища (щільність, пружність постійних Ламе, швидкість подовжніх і поперечних звукових хвиль, акустичного імпедансу і т.ін.) довільного ступеня складності.

Для моделювання структурних елементів дна, була реалізована процедура багатокомпонентної фільтрації одно-, дво- або тривимірного нормального стохастичного поля просторових частот. Різні параметри спектральної фільтрації дозволяють створювати моделі донних структур з широким діапазоном шорсткостей поверхонь донних шарів, взаємною кореляцією їх форми, одночасно синтезуючи різномасштабні за розміром і розподілом в просторі неоднорідності.

У дискретних моделях структура дна розглядається як просторова композиція зон фіксованих механіко-акустичних становищ (доменів структури). Композиція доменів здійснюється функцією - генератором структури, яка для кожної точки в просторі здійснює редукцію середовища з заздалегідь впорядкованою сукупністю станів. Елементи структури дна (шари донних відкладів, порожнин, включень) синтезуються в дискретних моделях як квазіоднорідні утворення. Безперервні моделі дозволяють синтезувати просторове розподіл акустичних характеристик одночасно у всьому обсязі, що моделюється, і визначати границі локалізованих або розподілених неоднорідностей через локальні максимуми градієнта полів щільностей, швидкостей, імпедансів і ін. Змішані структурно-акустичні моделі дна поєднують характерні властивості дискретних і неперервних моделей.

Розглянуто метод обробки інтерферометричної інформації гідролокаторів бокового огляду, що базується на аналізі матриць коефіцієнтів кореляції окремих реалізацій з послідовністю опорних сигналів. Алгоритми виділення і ідентифікація ліній інтерференційних максимумів, як показують численні оцінки, виконані на синтезованих структурно-акустичних моделях неоднорідного рельєфного дна, можуть бути успішно використані при вирішенні аналізу складних інтерферометричних зображень.

Список використаних джерел до розділу 2

1. Аронов В.И. Методика построения карт геолого- геофизических признаков и геометризация залежей нефти и газа на ЭВМ. М., 1990. 301 с.
2. Аронов В.И. Трехмерная аппроксимация как проблема обработки, моделирования и интерпретации геофизических и геологических данных. *Геофизика*. 2000. №4. С. 21–25
3. Аузин А.А., Бабкин В.Ф. Корреляция отложений турнейского яруса по данным геофизических исследований в скважинах. *Геологический вестник центральных районов России*. 2000. №2. С. 13–17
4. Аузин А.А., Глазнев В.В. Компьютерное геолого-математическое моделирование: проблемы и возможности. *Вест. Воронеж. университета. Геология*, 2001. Вып. 11. С. 199–204
5. Аузин А.А., Глазнев В.В. Объемные цифровые модели геологических объектов и некоторые проблемы их создания. *Геофизика*. 2000. №5. С. 40–43
6. Аузин А.А., Глазнев В.В. Разработка трехмерных компьютерных моделей геологических сред. *Вестн. Воронеж. ун-та. Геология*. 2000. Вып. 5(10). С. 177–182
7. Аузин А.А., Глазнев В.В. Разработка трехмерных компьютерных моделей геологических сред. *Вестн. Воронеж. ун-та. Геология*. 2000. Вып. 5(10). С. 177–182
8. Берзон Н.С., Вейцман П.С., Капустян Н.К. Опыт построения тонкослоистой модели области границы Мохоровича. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1975. №2. С. 25–36
9. Боровко Н.Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., 1971. 174 с.
10. Бурде А.И. Теоретические основы и способы определения комплекса методов при региональных геологосъемочных и поисковых работах. Л., 1978. 143 с.
11. Волошин Г.Я. Методы распознавания образов. Владивосток, ВГУЭС, 2000. 78 с.
12. Волошин Г.Я., Бурлаков И.А., Косенкова С.Т. Статистические методы решения задач распознавания, основанные на аппроксимационном подходе. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1992. 168с.
13. Гогоненков Г.Н. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. М.: Недра, 1987. 220 с.

14. Гончар А.И., Неверова С.И., Шундель А.И., Шлычек Л.И. Создание системы компьютерного трехмерного моделирования геофизических полей геологических структур. *Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану)*. 2010. № 7. С. 90–100
15. Гончар А.И., Шлычек Л.И., Гончар Ю.А., Писанко И.Н. Обработка интерферометрической информации панорамных гидроакустических систем с использованием навигационных данных. Труды 7-й международной конф. Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики. СПб, 2004. С.73–77
16. Гончар А.И., Писанко И.Н., Шлычек Л.И., Гончар Ю.А. Использование математических моделей при разработке панорамных гидроакустических систем. Труды V-й Российской научно-технической конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» («НО-2004»). Том 2. Санкт-Петербург: ГНИНГИ МО РФ, 2004. С. 87–91
17. Денисов С.Б. Системы моделирования месторождений и их роль в процессах освоения и разработки месторождений углеводородов. *Нефтяное хозяйство*. 1998. №1. С. 14–19.
18. Дюлак Жан-Клод. Обоснование необходимости следующего поколения решений по созданию геологических моделей. *Oil and Gas Eurasia*. 2008. Vol. 4. С. 34–39
19. Каждан А.Б., Гусков О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М., 1979. 168 с.
20. Кашик А.С., Билибин С.И., Гогоненков Г.Н., Жукова Л.В., Кирилов С.А., Федоров А.Л. Новые технологии при построении цифровых геологических моделей месторождений углеводородов. *Технологии ТЭК*. 2003. №3. С. 35–41
21. Кобрунов А.И. Параметризация в математических моделях геологических сред при решении обратных задач. *Геофизический журнал*. 2001. Т.23(5). С. 3–12.
22. Корн Г., Корн Т. М. Справочник по математике (для научных работников и инженеров). М., Наука, 1974. 832 с.
23. Ларичев В.А., Лесонен Д.Н., Максимов Г.А., Подъячев Е.В., Деров А.В. 3D модель геологической среды для расчета волновых полей. Научная сессия МИФИ 2004. Сборник научных трудов. 2004. Т.5. С. 92–93

24. Ларичев В.А., Лесонен Д.Н., Максимов Г.А., Подъячев Е.В., Дерев А.В. Математическая модель трехмерной геологической среды с разрывами для решения прямых и обратных задач геофизики. Сборник трудов. XVI Сессия РАО. 14–18 ноября 2005 года. Т.1 Физическая акустика. Распространение и дифракция волн. Москва, ГЕОС, 2005. С.321–324.
25. Ларичев В.А., Лесонен Д.Н., Максимов Г.А., Подъячев Е.В., Дерев А.В. О подходе к трехмерному математическому моделированию сложной геологической среды с разрывами для визуализации и решения прямых и обратных задач геофизики. *Научная визуализация*. 2010. Т.2(2). С. 20–33
26. Ларичев В.А., Максимов Г.А., Попов П.В. Динамическая инверсия данных поверхностной сейсморазведки на основе глобальной оптимизации сплайновой модели тонкослоистого пласта. Сборник трудов XX сессии РАО 27–31 октября 2008 г., Москва. Москва, ГЕОС, 2008. Т.1. С.348–350
27. Лесонен Д.Н., Ларичев В.А., Максимов Г.А., Подъячев Е.В., Дерев А.В. Построение структурных сеток трехмерных геологических сред произвольной топологии для решения волновых задач геофизики. Сборник трудов XIX сессии РАО 24–28 сентября 2007 г., Нижний Новгород. Москва, ГЕОС 2007. Т.1. С.317–320
28. Максимов Г.А., Ларичев В.А., Лесонен Д.Н., Подъячев Е.В., Дерев А.В. Математическая модель трехмерной геологической среды с разломами для решения прямых и обратных задач геофизики. «Гальперинские чтения – 2005» Научно-практическая конференция «ВСП и трехмерные системы наблюдений в сейсморазведке». Москва, ЦГЭ. 2005. С. 118–121
29. Патрик Э. Основы теории распознавания образов. М.: Сов. радио, 1980. 407 с.
30. Паффенгольц К.Н. Геологический словарь. Т.1. М., 1973. 486 с.
31. Жданов С.А., Максимов М.М., Хавкин А.Я. Проектирование разработки нефтяных месторождений с использованием постоянно действующих геолого-технологических моделей. *Нефтяное хозяйство*. 1997. №3. С. 33–36
32. Рашевский П.К. Курс дифференциальной геометрии. М.: ГИТТЛ, 1956. 420 с.
33. Сильвестер И.Ф., Хеарн О.Т., Хсу Х., Эллиот С. Гигантское месторождение Карачаганак - реализация его потенциала. *Нефтяное обозрение*. 1998. С. 4–15

34. Фу К.С. Структурные методы в распознавании образов. М.: Мир, 1977. 320 с.
35. Шелепов В.В., Галимзянов Р.М., Парфенов Б.В., Басик Е.П. Рабочая модель Повховского месторождения с целью определения запасов нефти. *Нефтяное обозрение*. 1998. С. 52–61
36. Adzhiev V., Kartasheva E., Kunii T., Pasko A., Schmitt B. Cellular-functional modeling of heterogeneous objects. *Proc. 7th ACM Symposium on Solid Modeling and Applications, Saarbrücken, Germany (June 17 – 21, 2002)*, Konwoo Lee and N.M. Patrikalakis (Eds.), ACM Press. 2002. P. 192–203.
37. Billings D. Stephen, Rick K., Garry N. Newsam Interpolation of geophysical data using continuous global surfaces. *Geophysics*. 2002. Vol. 67(6). P.1810–1822
38. Brandel B.S., Schneider S., Perrin M., Guiard N., Rainaud J.F., Lienhardt P., Bertrand Y. Automatic Building of Structured Geological Models. *Journal of Computing and Information Science in Engineering*. 2005. Vol. 5(2). P.138–148.
39. Caumon G., Lévy B., Castanié L., Paul J.-C. Visualization of grids conforming to geological structures: a topological approach. *Computers and Geosciences*. 2005. Vol. 31(6). P. 671–680.
40. Dominique Apprato, Christian Gout, Dimitri Komatitsch. A New Method for Ck-Surface Approximation From a Set of Curves, With Application to Ship Track Data in the Marianas Trench1. *Mathematical Geology*. 2002. Vol. 34(7). P.831–843
41. Maximov G.A., Larichev V.A., Lesonen D.N., Pod'yachev E.V., Derov A.V. Mathematical model of 3D geological medium with raptures for solution of direct and inverse geophysical problems. Proceedings of the XVI Session of the Russian Acoustical Society. 2004. P. 252–255
42. Rasmus Jan., Hjelle Øyvind. Multiresolution Spline Models and Their Applications. *Geomorphology Concepts and Modeling in Geomorphology: International Perspectives TERRAPUB, Tokyo*. 2003. P. 221–237
43. Sandwell D.T., Biharmonic Spline Interpolation of GEOS-3 and SEASAT Altimeter Data, *Geophysical Research Letters*, 2. 1987. P. 139–142

РОЗДІЛ 3

МАТЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ ГІДРОАКУСТИЧНОГО ПОЛЯ ГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУР

У дослідженнях, пов'язаних з розробкою і створенням нових моделей гідроакустичних засобів освітлення підводної обстановки, виникає необхідність проведення чисельного моделювання роботи даних засобів. У подібних випадках часто бувають труднощі через високу вартість і трудомісткість організації та проведення натурних спостережень для надання реальної гідроакустичної інформації. Ці особливості гідроакустичних спостережень є спонукальним мотивом до створення різного роду імітаційних моделей і імітаторів гідроакустичного ехо-сигналу і викликають необхідність диференційованого підходу до повноти опису фізичних процесів, що відбуваються при формуванні ехо-сигналу в конкретній обстановці.

Існує два підходи до створення моделі ехо-сигналу. Перший полягає в створенні моделі для деякого узагальненого ехо-сигналу, який володіє досить загальними властивостями, другий – в створенні моделі ехо-сигналу для конкретного типу гідроакустичного засобу.

Є також градація моделей, яка впливає з методологічних відмінностей в рішенні хвильового рівняння. Теоретично точні моделі головним чином призначені для вирішення задач розсіювання полів на тілах найпростішої форми. При аналізі полів об'єктів складної форми застосовуються різні спрощення і допущення при вирішенні рівнянь. Поєднання цих наближень і очевидний фізичний сенс акустичних процесів і визначає групу фізичних моделей.

Підхід до побудови внутрішньої структури моделей ехо-сигналу визначається класифікацією гідроакустичних моделей об'єктів, що спостерігаються: точкові або розподілені, зосереджені або протяжні, лінійні або поверхневі і т.п.

Існуючі в даний час методи моделювання ехо-сигналу можна розділити на детермінований метод і відповідно клас детермінованих моделей, статистичний метод

і відповідно клас статистичних моделей. Для детермінованих моделей характерна наявність заданого поточного стану об'єктів, які спостерігаються, і відомих залежностей їх відбивних характеристик. Статистичне моделювання використовується в разі, коли відбивні властивості об'єктів, які спостерігаються, мають випадковий характер або в складі ехо-сигналу присутні перешкоджаючі компоненти.

Предметом роботи є задача синтезу імітаційної моделі гідроакустичного ехо-сигналу, яка адекватно описує формування ехо-сигналу від шаруватого неоднорідного дна і враховуючої параметри випромінюючого сигналу.

Справжня імітаційна модель ехо-сигналу призначена для створення на її основі комп'ютерного імітатора, який забезпечує імітаційною вимірювальною інформацією чисельні дослідження різного роду моделей, наприклад, таких як моделі профілографа з тональним і складним сигналом, необхідних для визначення тонкої структури донних відкладів, пошуку корисних копалин, в тому числі вуглеводневої сировини.

3.1 Відбиття плоскої хвилі від границі розділу середовищ

Припустимо, що з однорідної рідини, яка займає верхній півпростір $z > 0$, зі швидкістю звуку c_0 й щільністю ρ_0 , на границю $z = 0$ з іншою однорідною рідиною, що займає нижній півпростір $z < 0$, з параметрами c_1 , ρ_1 , падає монохроматична плоска звукова хвиля частоти ω (рис 3.1), середовища вважаються нерухомими.

Площина x_y співпадає з площиною падіння хвилі, що містить в собі (за визначенням) нормаль до границі розділу і хвильовий вектор падаючої хвилі. Коефіцієнт відбиття хвилі є відношенням комплексних амплітуд відбитої і падаючої хвилі та позначається як V . Амплітуда падаючої хвилі умовно приймається за одиницю.

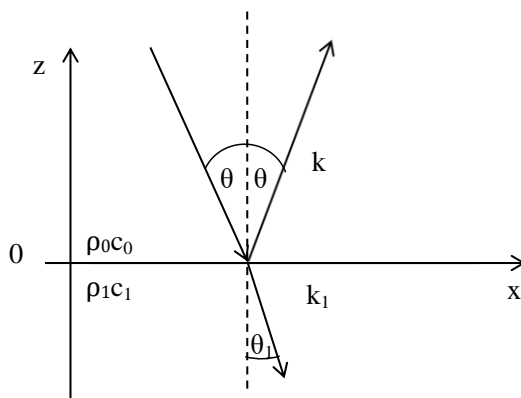


Рис. 3.1. Геометрія задачі про відбиття і заломлення плоскої звукової хвилі на границі розділу [Бреховских, Годин, 1989].

Враховуючи викладене вирази для падаючої і відбитої хвиль матимуть вигляд [Бреховских, Годин, 1989]

$$\begin{aligned} p_i &= \exp[ik(x \sin \theta - z \cos \theta)], \\ p_r &= V \exp[ik(x \sin \theta + z \cos \theta)], \end{aligned} \quad (3.1)$$

де $k = \frac{\omega}{c}$; θ – кут падіння хвилі, який складається хвильовим вектором з віссю z .

Повне поле у верхньому середовищі становитиме

$$p = p_i + p_r = [\exp[-ikz \cos \theta] + V \exp[ikz \cos \theta]] \exp[ikx \sin \theta]. \quad (3.2)$$

Заломлена хвиля в нижньому середовищі матиме вигляд:

$$p_1 = W \exp[ik(x \sin \theta_1 - z \cos \theta_1)], \quad k_1 = \frac{\omega}{c}, \quad (3.3)$$

де θ – кут заломлення; W – коефіцієнт прозорості границі (коефіцієнт пропускання або коефіцієнт проходження).

Величини V , W і θ_1 визначаються відповідно умов [Бреховских, Годин, 1989]

$$\left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right]_s = 0, \quad [p]_s = 0 \quad (3.4)$$

на границі розділу. Оскільки граничні умови повинні бути дотримані при довільному значенні горизонтальних координат, то хвилі з різними значеннями горизонтального хвильового вектору мають задовольняти їм незалежно. Можна сказати, що падаюча, відбита і та, що пройшла, хвилі мають однакові проекції хвильового вектору на площину $z=0$. Це є прямим наслідком інваріантності шаруватого середовища щодо горизонтальних трансляцій. Зі сталості постійної горизонтальної компоненти хвильового вектору стосовно хвилі, яка пройшла, випливає закон заломлення Снеля:

$$k \sin \theta = k_1 \sin \theta_1, \quad \sin \theta / \sin \theta_1 = n, \quad c^{-1}(z) \sin \theta(z) = \text{const}. \quad (3.5)$$

З поняття імпедансу, граничні умови (3.4) запишуться у еквівалентному вигляді

$$[Z]_z = 0, \quad [p]_z = 0, \quad (3.6)$$

де $Z = \frac{-p}{v_z} = -i\omega\rho p / \frac{\partial p}{\partial z}$.

Зв'язок коефіцієнтів відбиття і прозорості є наслідком безперервності тиску:

$$1 + V = W \quad (3.7)$$

Скориставшись (3.1), (3.2) і визначенням імпедансу, останній в нижньому середовищі запишеться у вигляді

$$Z_1 = \frac{\rho_1 c_1}{\cos \theta_1}, \quad (3.8)$$

а імпеданс сумарного поля падаючої і відбитої хвиль у верхньому середовищі у вигляді

$$Z = (\rho c / \cos \theta) [\exp(-2ikz \cos \theta) + V] / [\exp(-2ikz \cos \theta) - V]. \quad (3.9)$$

Можна знайти коефіцієнт відбиття, якщо прирівняти імпеданс при $z=0$:

$$V = (Z_1 \cos \theta - \rho c) / (Z_1 \cos \theta + \rho c). \quad (3.10)$$

Цей вираз справедливий для коефіцієнта відбиття від довільного шаруватого півпростору ($z < 0$), якщо тільки знайдено його «вхідний» імпеданс Z_1 при $z = 0$.

Для найпростішого випадку однорідного нижнього напівпростору, з урахуванням формули (3.8) для Z_1 , (3.10) запишеться [Бреховских, Годин, 1989]:

$$V = \frac{m \cos \theta - n \cos \theta_1}{m \cos \theta + n \cos \theta_1}, \quad m = \rho_1 / \rho, \quad (3.11)$$

або з урахуванням (3.5) вираз матиме вигляд

$$V = \frac{m \cos \theta - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta}}{m \cos \theta + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta}}. \quad (3.12)$$

Якщо під коренем знаходиться від'ємна величина, то вибір знаку кореня впливає з умови обмеженості поля преломленої хвилі (3.3) на нескінченності:

$$\operatorname{Im} \cos \theta_1 = \operatorname{Im} \left(\sqrt{n^2 - \sin^2 \theta} / n \right) \geq 0. \quad (3.13)$$

Якщо скористатися імпедансом падаючої хвилі $Z = \frac{\rho c}{\cos \theta}$, формула (3.10) запишеться в найбільш простому і симетричному вигляді:

$$V = \frac{Z_1 - Z}{Z_1 + Z}. \quad (3.14)$$

Коефіцієнт проходження знаходиться з (3.7):

$$W = \frac{2Z_1 \cos \theta}{Z_1 \cos \theta + \rho c} = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z} \quad (3.15)$$

або

$$W = \frac{2m \cos \theta}{m \cos \theta + n \cos \theta_1} = \frac{2m \cos \theta}{m \cos \theta + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta}}. \quad (3.16)$$

Вирази (3.11), (3.12) і (3.16) для коефіцієнтів відбиття і проходження називаються формулами Френеля.

3.2 Створення математичної моделі акустичного поля від системи шарів при вертикальному зондуванні

В роботі [Бреховских, Годин, 1989] розглядається середовище, яке складається з n шарів, укладених між водним напівпростором з параметрами $\rho_0 c_0$ і підстильним напівпростором з параметрами $\rho_{n+1} c_{n+1}$ (рис. 3.2).

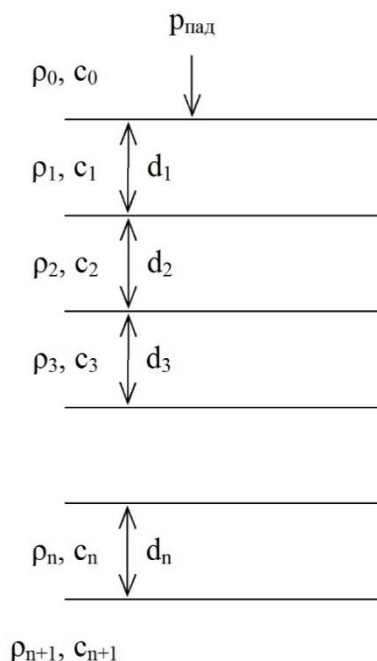


Рис. 3.2. Визначення коефіцієнтів відбиття і проходження від системи шарів [Бреховских, Годин, 1989].

Тоді в припущенні однократного відбиття хвиль від границь шарів коефіцієнт відбиття від верхньої границі першого шару з урахуванням згасання в [Бреховских, Годин, 1989] обчислюється як:

$$V_{10} = \frac{Z_1 - Z_0}{Z_1 + Z_0} e^{-2\beta_0 H} \quad (3.17)$$

де β_0 – коефіцієнт поглинання звуку в воді; H – глибина.

Аналогічно коефіцієнт відбиття для верхньої межі другого шару відносно верхньої межі першого в [Бреховских, Годин, 1989] обчислюється як:

$$V_{20} = W_{01} V_{21} W_{10} e^{-2\beta_0 H} e^{-2\beta_1 d_1} \quad (3.18)$$

де β_1 – коефіцієнт поглинання звуку в першому шарі; d_1 – товщина першого шару.

Далі автори [Бреховских, Годин, 1989] отримали розрахунки коефіцієнта відбиття для верхньої границі третього шару відносно верхньої границі першого:

$$V_{30} = W_{01}W_{12}V_{32}W_{21}W_{10}e^{-2\beta_0H}e^{-2\beta_1d_1}e^{-2\beta_2d_2} \quad (3.19)$$

де β_2 – коефіцієнт поглинання звуку в другому шарі; d_2 – товщина другого шару.

Таким чином, коефіцієнт відбиття від верхньої границі N -го шару відносно верхньої границі першого дорівнює [Бреховских, Годин, 1989]:

$$\begin{aligned} V_{N0} &= \left[\prod_{i=1}^{N-1} W_{i-1,i} V_{N,N-1} W_{i,i-1} e^{-2\beta_i d_i} \right] e^{-2\beta_0 H} = \\ &= V_{N,N-1} e^{-2\beta_0 H} \left[\prod_{i=1}^{N-1} W_{i-1,i} W_{i,i-1} e^{-2\beta_i d_i} \right], \quad N \geq 2 \end{aligned} \quad (3.20)$$

Враховуючи, що $W_{i-1,i} = 1 + V_{i,i-1} = 1 - V_{i-1,i}$, $W_{i,i-1} = 1 + V_{i-1,i} = 1 - V_{i,i-1}$, $V_{i,i-1} - V_{i-1,i}$, вираз (3.20) можна записати у вигляді [Гончар и др., 2010]:

$$V_{N0} = V_{N,N-1} e^{-2\beta_0 H} \left[\prod_{i=1}^{N-1} (1 - V_{i,i-1}^2) e^{-2\beta_i d_i} \right]. \quad (3.21)$$

Коефіцієнти $V_{i,i-1}$ розраховуються за формулою (3.12), поклавши в ній $\theta=0$.

Запишемо акустичний тиск ехо-сигналу відбитого від шаруватого дна, яке складається з N шарів, на вході антени

$$p_{omp} = V_{10} e^{-2\beta_0 H} p_{uzl} (t - 2c_0 H) + \sum_{N=2}^{n+1} \left\{ V_{N,0} \cdot p_{uzl} \left(t - 2c_0 H - 2 \sum_{i=1}^{N-1} c_i d_i \right) \right\} + p_N \quad (3.22)$$

або з урахуванням (3.21) вираз (3.22) набуде вигляду [Гончар и др., 2010]:

$$\begin{aligned} p_{omp} &= V_{10} e^{-2\beta_0 H} p_{uzl} (t - 2c_0 H) + \\ &+ e^{-2\beta_0 H} \sum_{N=2}^{n+1} \left\{ V_{N,N-1} \left[\prod_{i=1}^{N-1} (1 - V_{i,i-1}^2) e^{-2\beta_i d_i} \right] p_{uzl} \left(t - 2c_0 H - 2 \sum_{i=1}^{N-1} c_i d_i \right) \right\} + p_N \end{aligned} \quad (3.23)$$

де p_N – тиск на антені створений шумом; p_{uzl} – зонduючий сигнал, який може бути як простим, так і складним.

Існує інший спосіб, який дозволяє розрахувати відбитий сигнал від шаруватого неоднорідного дна. Модельний акустичний відгук є суперпозицією всіх акустичних сигналів, відбитих від геологічних границь, які мають різні коефіцієнти відбиття. Акустичний відгук може бути описаний так званою згортковою моделлю [Шевченко, 2002; Кири, Брукс, 1988]:

$$p_{отр} = p_{изл} \otimes V + p_N, \quad (3.24)$$

де $V(t)$ – імпульсна характеристика середовища, яка визначається послідовністю коефіцієнтів відбиття від всіх границь. $V(t)$ це трансформовані в часовий масштаб коефіцієнти $V_{N,0}$.

Трансформацію в часовий масштаб і згортку (3.24) можна робити з маленьким кроком дискретизації. Тоді рівняння (3.24) є фільтрацією імпульсної характеристики середовища. Фільтром, який визначає зміну частотного діапазону відгуку, є акустичний сигнал джерела. При моделюванні акустичний сигнал може бути розрахований аналітично або виділений з реального хвильового поля. Способи аналітичного завдання сигналу джерела різноманітні.

Задання випромінюваного акустичного сигналу при моделюванні можна розглядати як генерацію смугового фільтра, використовуваного для фільтрації відгуку коефіцієнтів відбиття. Задання в частотній області амплітудного і фазового спектра дозволяє генерувати будь-які акустичні сигнали.

Амплітудний спектр визначає частотний склад сигналу, а фазовий спектр може визначати тип акустичного сигналу.

Модель акустичного відгуку (3.24) є згорткою сигналу джерела і імпульсної характеристики середовища. Якщо уявити, що морське середовище – це деякий "чорний ящик", то імпульсна характеристика середовища $V(t)$ – є відгук "чорного ящика" на вхідний дельта- імпульс

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases}$$

Розрахунок гідроакустичного відгуку за формулою (3.24) проводиться набагато швидше, ніж за (3.23), тому що згортку можна виконувати не в часовій області, а в частотній, використовуючи швидке перетворення Фур'є (ШПФ). Однак формула (3.23) має більше наглядний вид формування відбитого сигналу від геологічної структури дна [Гончар и др., 2010].

В даному випадку розглядається функція $V(t)$ – імпульсна характеристика середовища, як послідовність коефіцієнтів відбиття, забуваючи про те, що при поширенні хвиль утворюються кратні хвилі, які ускладнюють хвильову картину в реальному відгуку [Шевченко, 2002].

Існують алгоритми, які передбачають отримання модельного відгуку з урахуванням всіх кратних хвиль. Розглянемо схему [Шевченко, 2002] утворення відбитих хвиль і хвиль, що пройшли в шаруватому середовищі. Для простоти розіб'ємо геологічний розріз на безліч паралельних пластів з постійною часовою потужністю. Мінімальну часову потужність можна взяти рівною кроку дискретизації відгуку. При цьому частина границь матиме нульові значення коефіцієнта відбиття. У цьому випадку ми можемо послідовно і рекурентно виконувати розрахунок, рухаючись за схемою (рис. 3.3) від пласта до пласту.

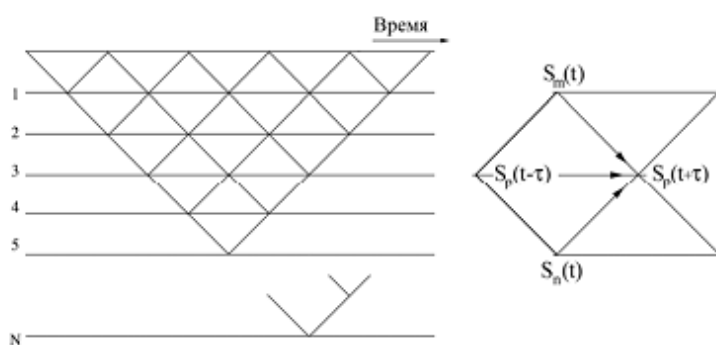


Рис. 3.3. Схема розрахунку хвильового поля [Шевченко, 2002].

Рекурентний розрахунок поля виконується за формулою [Шевченко, 2002]:

$$S_p(t + \tau) = (1 - R)S_m(t) + (1 + R)S_n(t) - S_p(t - \tau), \quad (3.25)$$

де R – крива відбивної здатності, перерахована в часовий масштаб на рівний крок.

Для відбиття від поверхні дна формула (3.25) спрощується і набуває вигляду:

$$S_1(t+\tau) = 2S_2(t) - S_1(t-\tau) \quad (3.26)$$

Для створеної математичної моделі дна (рис. 2.6), яка представляє вертикальний зріз геологічної структури з характеристиками шарів, наведеними в табл. 2.1 і, яка містить поклади нафти, за формулами (3.17–3.24) виконано розрахунок відбитого хвильового поля, що реєструється антеною при вертикальному профілюванні.

Розрахунок проводився в середовищі Matlab за допомогою спеціалізованих script-функцій, написаних власноруч [Гончар и др., 2010]. Приклад розрахованої модельної профілограми наведено на рис. 3.4.

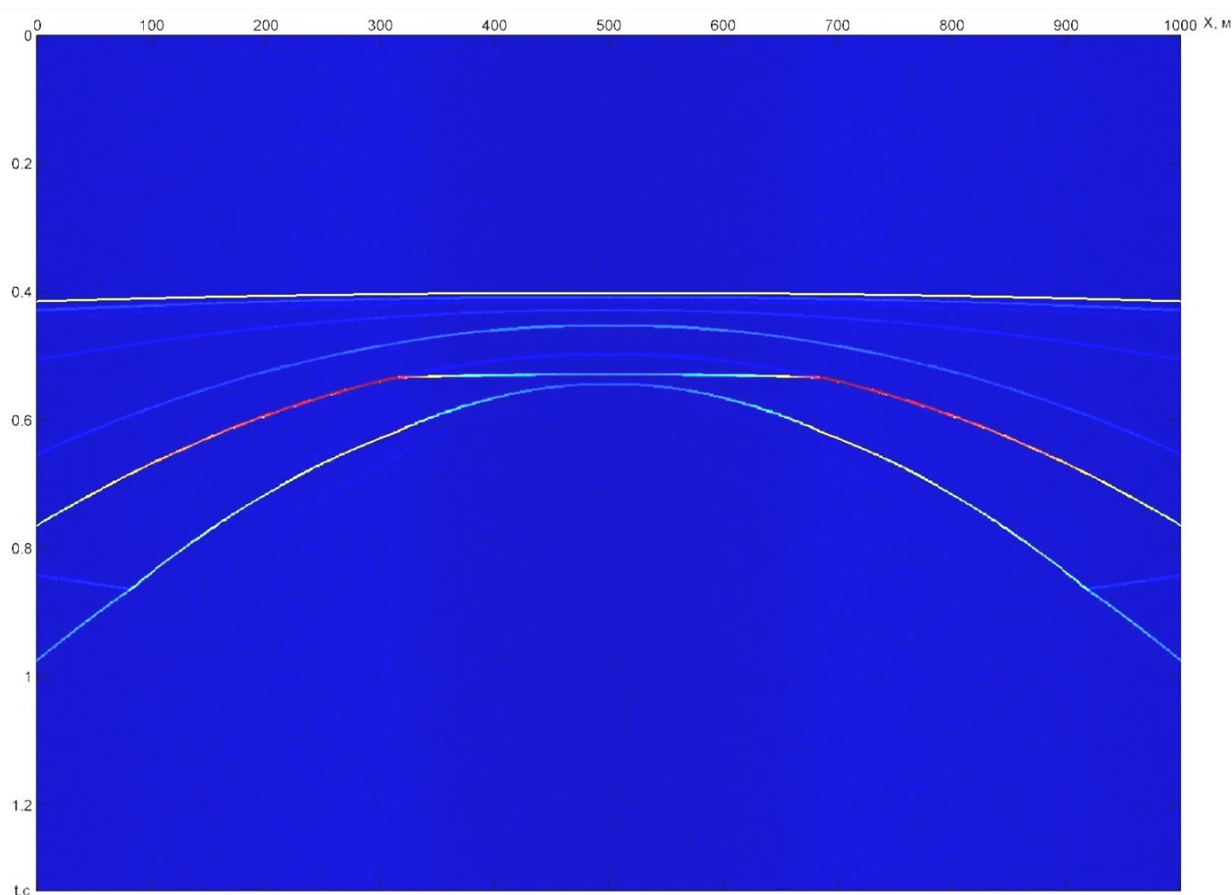


Рис. 3.4. Розрахункова профілограма.

При розрахунку профілограми використовувалися наступні параметри випромінюваного імпульсу: частота f дорівнює 3кГц, тривалість τ дорівнює 3мс, період зондування T дорівнює 1,333с, амплітуда дорівнювала одиниці.

На рис.3.4 видно, що коефіцієнт відбиття від границі з нафтою більше, ніж від інших границь, це пояснюється більшою різницею імпедансів між нафтовим пластом і вищерозміщеним шаром, ніж між будь-якими іншими шарами. Границю розділу між останніми шарами практично не видно, внаслідок згасання хвильового поля при поширенні.

Дуже часто помилки у початкових даних не дозволяють добитися абсолютної подібності модельного і реального хвильового поля. Тому складно використовувати модельні відгуки для чисельних оцінок і побудови залежностей амплітуд від параметрів геологічної моделі. Але навіть якісна інформація про зв'язок акустичного хвильового поля з фізичними параметрами пластів може принести відчутну користь при інтерпретації даних профілювання.

Таким чином, в роботі створено теоретичні основи і методологія моделювання гідроакустичних полів геологічних структур. Створено математичну модель гідроакустичного відгуку, зареєстрованого на антені при профілюванні донних структур, використовуючи в якості зондуючого сигналу сигнал будь-якої складності. Розраховано модельну профілограму від моделі розрізу геологічної структури, що містить вуглеводневу сировину.

3.3 Дослідження впливу неоднорідностей на структуру акустичного поля

В даному підрозділі розглянуто вплив розміру, складу включення, а також частоти випромінюваного імпульсу на структуру акустичного поля. Представлено чисельні експериментальні дані.

3.3.1 Вплив розмірів неоднорідностей на структуру акустичного поля

На рисунках у Додатку Б представлено чисельні експерименти з впливу розміру включення на сигнал, фазу сигналу, швидкість зміни фази сигналу і спектр сигналу. Параметри шарів моделі дна взяті з табл. 3.1, частота випромінюваного імпульсу дорівнювала $f=10$ кГц, тривалість імпульсу $\tau=1$ мс. Включення

представлено у вигляді пласта з розміром, який змінюється в середній його частині. Розмір середньої його частини d змінювався від 2 до 10 м (див. рис.Б.1, Б.6, Б.11, Б.16, Б.21). Порожнина заповнена нафтою.

Про наявність границь розділів шарів і границь включення можна судити з профілограми, фази сигналу і швидкості зміни фази сигналу. На профілограмі границі розділів шарів і включень видно чітко. Фаза сигналу також може служити критерієм виділення границь, там, де фаза сигналу носить випадковий характер, відсутнє відбиття від будь-яких границь або об'єктів, а ділянки де фаза носить не випадковий характер, є границями розділів середовища або границями включень, від яких і відбувається відбиття акустичної хвилі. Але швидкість зміни фази сигналу більш чітко підкреслює границю розділів і включень, тому що в тих ділянках вона носить більш постійний характер, ніж в інших.

Таблиця 3.1

Параметри шарів моделі дна

Номер шару	ρ , кг/м ³	c , м/с	Z , кг/(с·м ²)
1	1320	1480	1953600
2	1858	1617	3004386
3	1972	1645	3243940
4	2064	1817	3750288
5	2500	2000	5000000

Варіювання вертикального розміру включення призводить до того, що чим менше розмір включення, тим менше спотворюються (згинаються, просідають) нижче залягаючі границі розділів шарів, це добре видно на профілограмах і швидкості зміни фази сигналу.

3.3.2 Вплив частоти випромінюваного імпульсу на структуру акустичного поля

На рисунках у Додатку В представлено чисельні експерименти з впливу частоти випромінюваного імпульсу на сигнал, фазу сигналу, швидкість зміни фази сигналу і спектр сигналу. Параметри шарів моделі дна взяті з табл. 3.1, частота

випромінюваного імпульсу f змінювалася від 1 кГц до 10 кГц, тривалість імпульсу $\tau=1$ мс. Включення представлено у вигляді пласта з вертикальним розміром в середній його частині d рівним 10 м (див. рис. В.1). Порожнина заповнена нафтою.

Через те, що коефіцієнти відбиття від границь розділів середовищ і границь включень не залежать від частоти випромінюваного імпульсу, то відрізняються профілограми, фази сигналів і швидкість зміни фази сигналу при опроміненні моделі дна, що містить включення, імпульсами з різною частотою заповнення. При опроміненні дна з включенням частотами 3 кГц, 5 кГц на профілограмах границі розділів середовищ і границі включення більш чітко видно, ніж при опроміненні імпульсами 1 кГц, 7 кГц, 10 кГц. Але при опроміненні частотами 7 кГц, 10 кГц, границі видно не тільки на профілограмах, а й на швидкості зміни фази сигналу. На інших частотах границь теж видно на швидкості зміни фази сигналу, але менш чітко.

3.3.3 Вплив складу неоднорідностей на структуру акустичного поля

На рисунках у Додатку Г представлено чисельні експерименти з впливу складу неоднорідностей на сигнал, фазу сигналу, швидкість зміни фази сигналу і спектр сигналу. Параметри шарів моделі дна взяті з табл. 3.1, частота випромінюваного імпульсу f дорівнювала 10 кГц, тривалість імпульсу $\tau=1$ мс. Включення представлено у вигляді пласта з вертикальним розміром в середній його частині d рівним 10 м (див. рис. Г.1). Порожнина заповнювалася повітрям, водою, газогідратом, нафтою. Фізичні властивості перерахованих речовин представлено в табл. 3.2

Таблиця 3.2

Фізичні властивості речовин заповнення порожнин

	ρ , кг/м ³	c , м/с	z , кг/(м ² с)
Повітря	1,29	330	425,7
Вода	1000	1500	1500000
Газогідрат	850	2000	1700000
Нафта	750	1300	975000

При заповненні включення повітрям спостерігається розрив нижчих шарів, і чітко виділяється верхня границя включення. При заповненні включення водою, верхня границя практично не виділяється, зате нижня виділяється чітко. При заповненні включення газогідратом верхня границя виділяється слабо, а нижня чітко, так само спостерігається вигин нижчих шарів через більш великий імпеданс газогідрату ніж навколишнього середовища. При заповненні включення нафтою чітко спостерігається як верхня, так і нижня границя включення, і спостерігається також вигин нижчих шарів.

3.4 Використання широкосмугових сигналів для визначення "тонкої структури" осадової товщі

Традиційним підходом до вирішення задач дистанційного зондування і сейсморозвідки морського дна є використання потужних імпульсних джерел звуку (пневмогармат і подібних до них джерел, що генерують широкосмугові сигнали вибухового типу). Поряд з такими перевагами як високий рівень випромінювання і відносна простота використання, імпульсні джерела мають і ряд істотних недоліків, серед яких – низька стабільність (повторюваність) імпульсів випромінювання і пов'язані з цим труднощі в забезпеченні тривалого накопичення корисних сигналів, а також переважання в спектрі випромінювання відносно високочастотних компонент (що формуються ударним фронтом хвилі) і мала частина "корисної" (в сенсі глибини зондування) потужності в низькочастотній частині спектра. В якості перспективної альтернативи подібним джерелам і розвиненим на їх основі методам профілювання дна розглядається підхід, заснований на використанні когерентних гідроакустичних джерел. Потенційні переваги такого підходу визначаються, перш за все, можливістю застосування добре розвинених процедур узгодженої просторово-часової обробки сигналів зі спеціальними спектральними характеристиками (так званих складних сигналів) з метою підвищення дальності і розрізняювальної здатності зондування.

У роботах [Гончар, 2007, 2008] одержано формули для отримання моделі відгуку від шаруватої структури морського дна. У даній роботі створено модель вертикального зрізу шаруватої тонкої структури морського дна. Вона складається з

тонких шарів. Товщина шарів менше, ніж розрізнявальна здатність ($ct/2$) при використанні тонального імпульсу з тривалістю $\tau=1$ мс. Це найменша тривалість, яку можна використовувати для тонального сигналу з частотою заповнення 10 кГц. Практичну значимість дає розрізнення шарів, саме коли їх товщина менше розрізнявальної здатності. Від цієї моделі отримано відгук (профілограма) для різних типів зондуючих імпульсів і різної тривалості. Дана модель дозволяє оцінити розрізнявальну здатність зондуючих сигналів, в тому числі і широкосмугових для виявлення тонкої структури донних відкладів. На рис. 3.5 представлено вертикальний зріз донних відкладів морського дна.

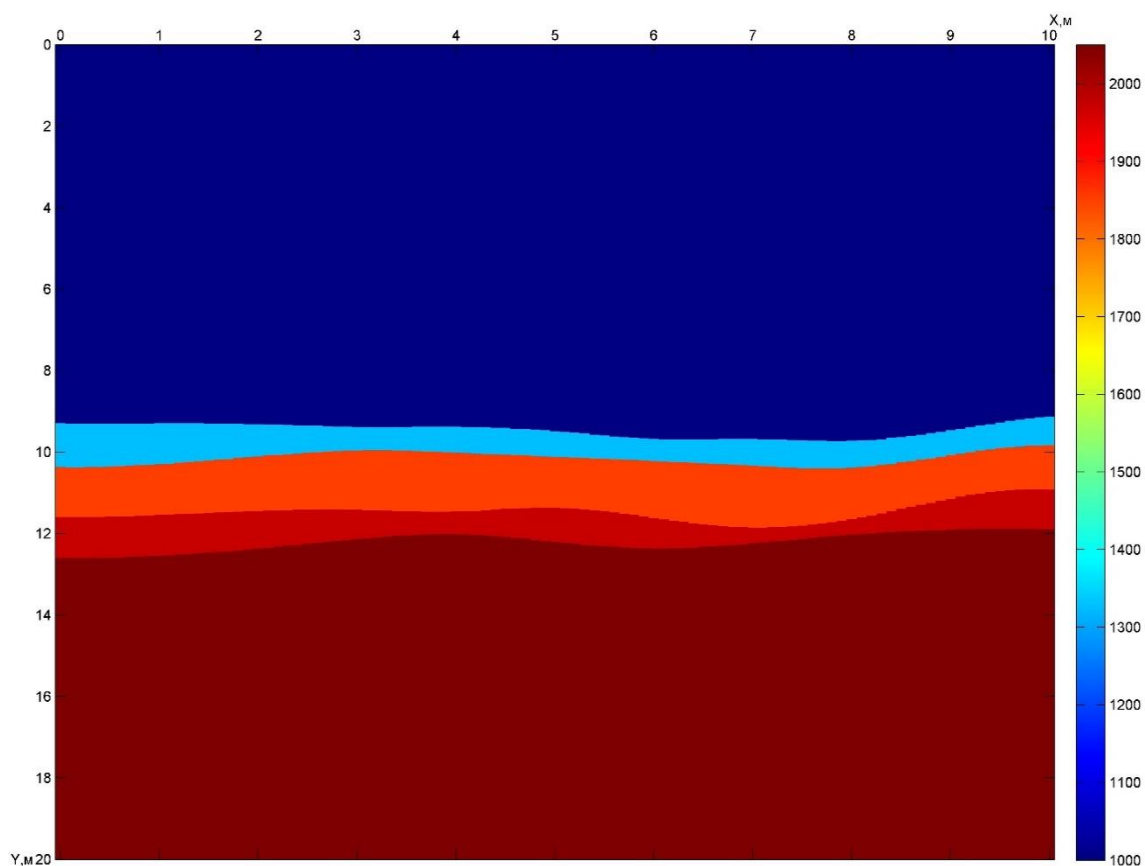


Рис. 3.5. Модель вертикального зрізу донних відкладів.

У табл. 3.3 наведено параметри шарів, з яких складається дана модель.

Розглянемо три види зондуючих імпульсів: тональний, ЛЧМ, і фазоманіпульований код Баркера.

Таблиця 3.3

Характеристики шарів

Номер шару	ρ , кг/м ³	c , м/с	Z , кг/(с·м ²)
1	1000	1500	1500000
2	1325	1480	1961000
3	1850	1617	2991450
4	1975	1645	3248875
5	2050	1817	3724850

Тональний імпульс. Робоча частота $f=10$ кГц, тривалість імпульсу $\tau=1$ мс. На рис. 3.6 а представлено профілограму при $\tau=1$ мс без кореляційної обробки, на рис. 3.6 б представлено ту ж профілограму, але з кореляційною обробкою (згортка з комплексно-сполученою копією випромінюваного сигналу).

Як видно, з рис. 3.6 застосування тонального зондуючого імпульсу для виявлення тонкої структури донних відкладень недоцільне. Границі розділу шарів не чіткі, зливаються і візуально їх дуже важко розрізнити (практично неможливо).

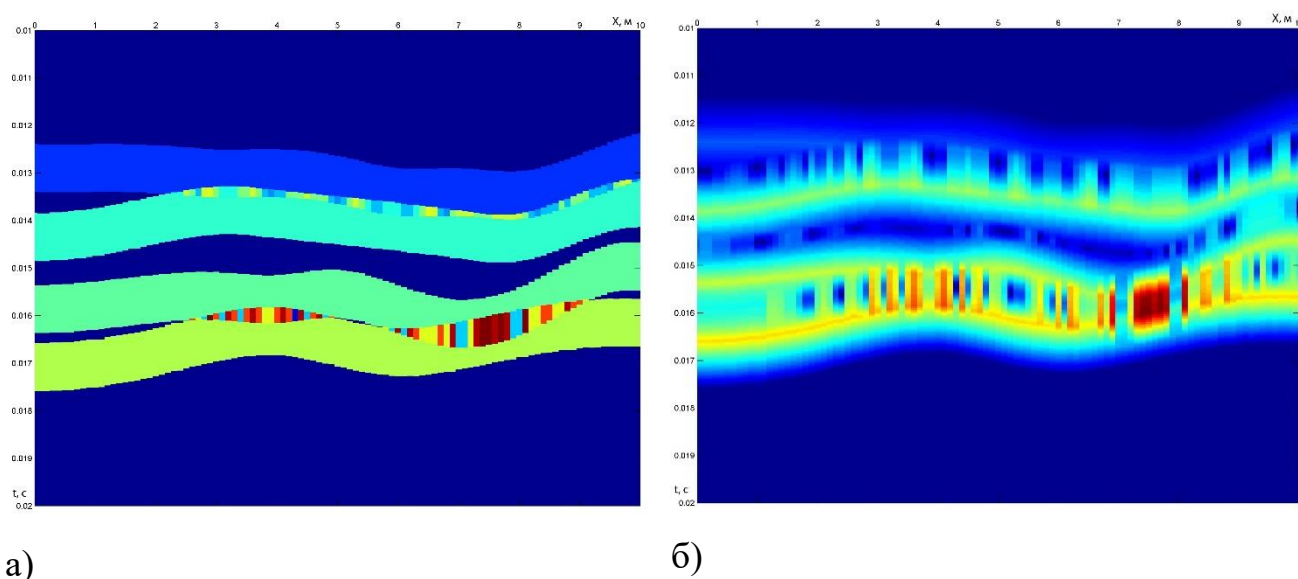


Рис. 3.6. Профілограма, отримана при використанні тонального сигналу тривалістю $\tau=1$ мс: а) не оброблена, б) оброблена.

Розглянемо тепер ЛЧМ імпульс. Середня частота $f=10$ кГц, девіація $\Delta f=6000$ кГц, тривалість імпульсу $\tau=1$ мс, 10 мс. На рис. 3.7 представлено профілограму при $\tau=1$ мс без обробки і з обробкою відповідно. З рис. 3.7 видно, що

застосування ЛЧМ імпульсу з подальшою обробкою дозволяє виділити границі розділу тонкої структури.

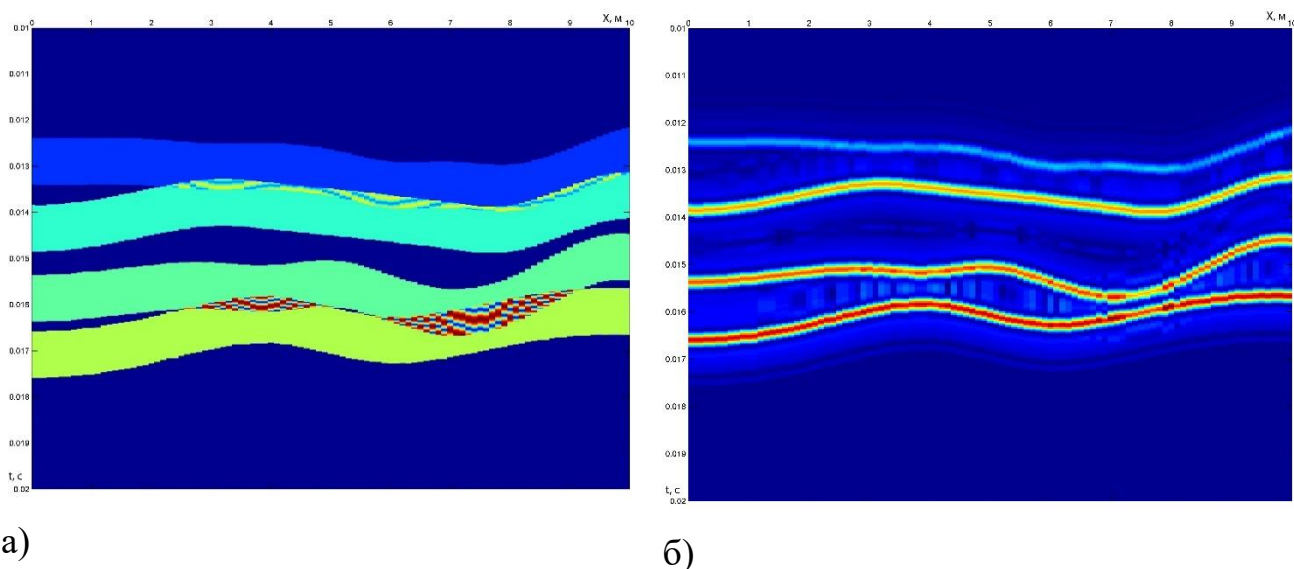


Рис. 3.7. Профілограма, отримана при використанні ЛЧМ сигналу тривалістю $\tau=1$ мс: а) не оброблена, б) оброблена.

Збільшення тривалості зондуючого імпульсу до 10 мс дозволяє так само чітко виділити границі шарів (рис. 3.8).

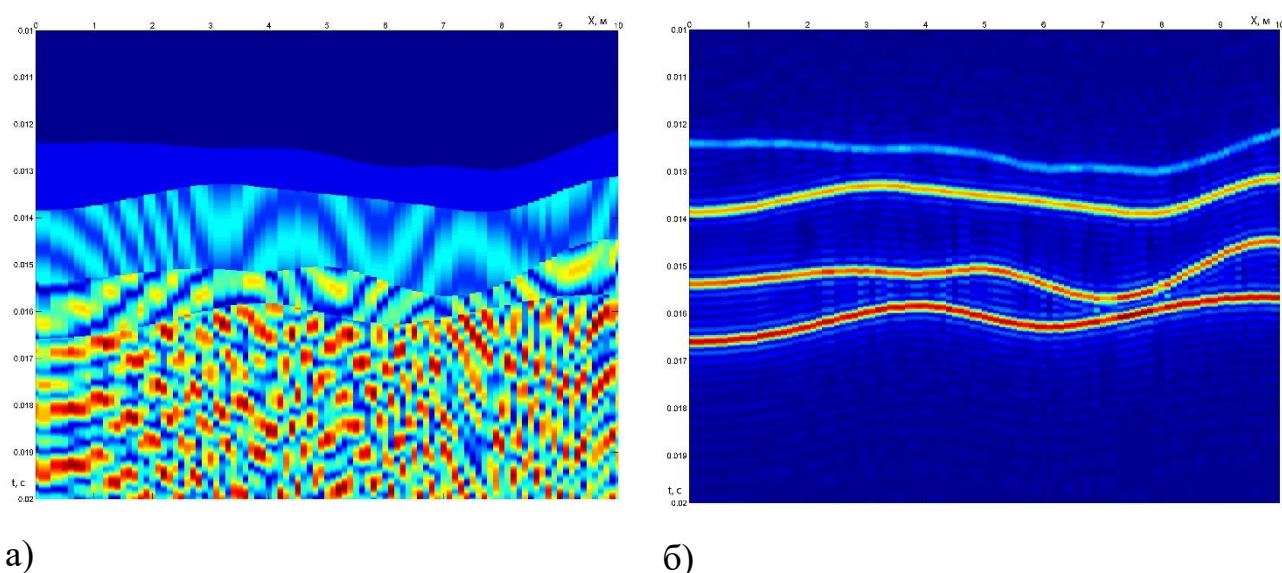


Рис. 3.8. Профілограма, отримана при використанні ЛЧМ сигналу тривалістю $\tau=10$ мс: а) не оброблена, б) оброблена.

Розглянемо кодовий сигнал Баркера. Сигнал складається з N сигналів тривалістю τ , тривалість всього сигналу дорівнює $N\tau$. У нашому випадку $N=13$. На рис. 3.9

наведено профілограми без (а) і з обробкою (б) для сигналу Баркера з $\tau=0,1$ мс і заповненого тональним сигналом. Як видно з рис. 3.9, розділення шарів наявне, границі видно чітко.

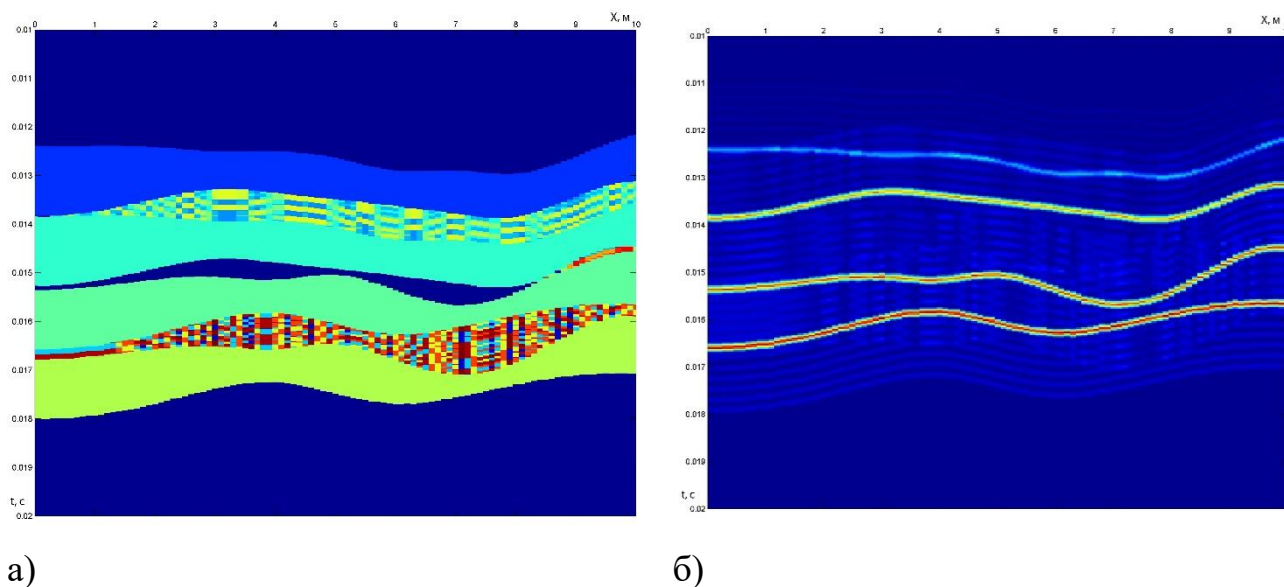


Рис. 3.9. Профілограма, отримана при використанні коду Баркера з тональним заповненням тривалістю $\tau=0,1$ мс: а) не оброблена, б) оброблена.

На рис. 3.10 наведено профілограми без і з обробкою для сигналу Баркера з $\tau=1$ мс і заповненого тональним сигналом. Як видно з рис. 3.10 шари практично не розрізняються, тобто застосування «довгих» сигналів з тональним заповненням недоцільно.

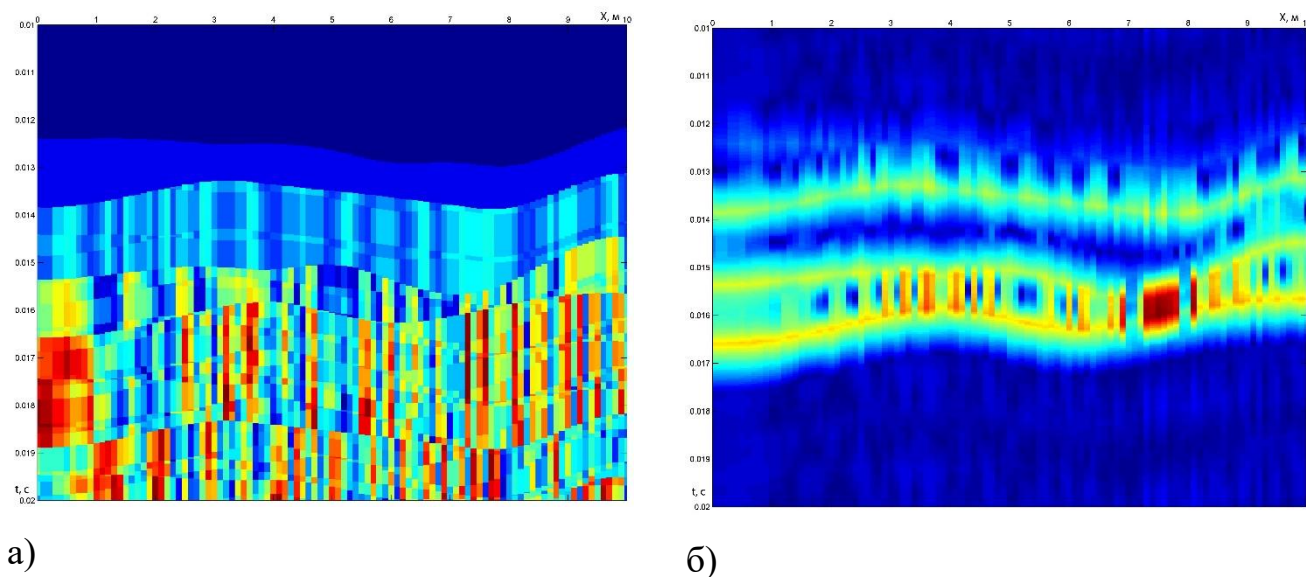


Рис. 3.10. Профілограма, отримана при використанні коду Баркера з тональним заповненням тривалістю $\tau=1$ мс: а) не оброблена, б) оброблена.

На рис. 3.11 наведено профілограми без і з обробкою для сигналу Баркера з $\tau=1$ мс, заповненого ЛЧМ сигналом. Як видно з рис. 3.11, шари виділяються чітко.

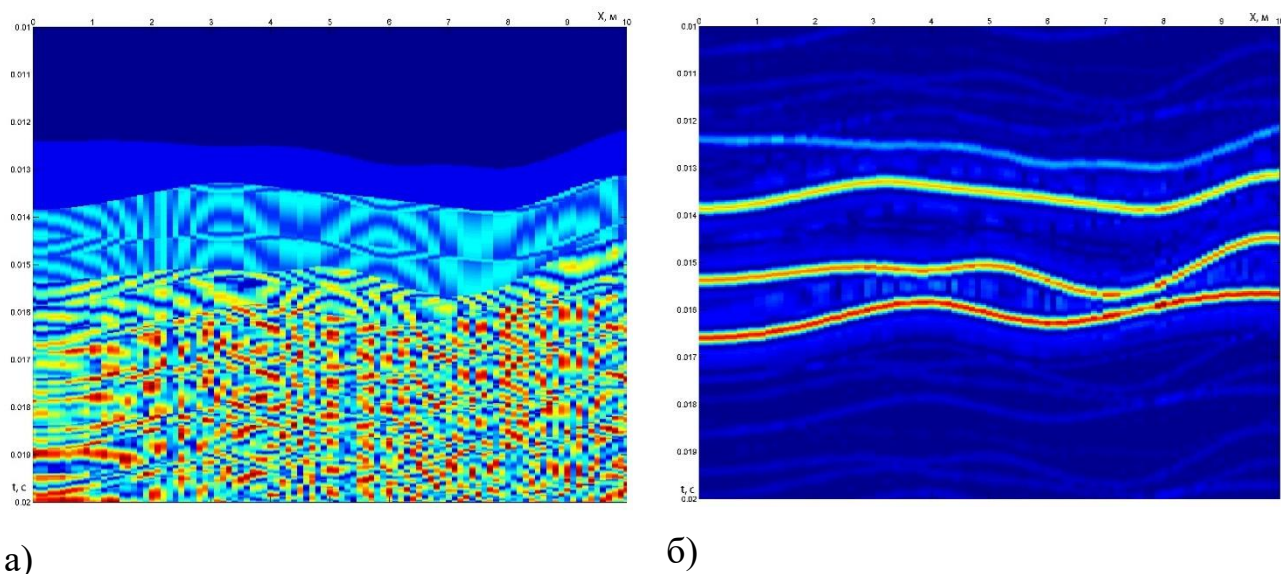


Рис. 3.11. Профілограма, отримана при використанні коду Баркера з тональним заповненням тривалістю $\tau=1$ мс: а) не оброблена, б) оброблена.

Отже, підбиваючи підсумок можна сказати, що для визначення тонкої структури донних відкладень найкраще підходить фазоманіпульований сигнал Баркера, який складається з коротких імпульсів з тональним заповненням, або ЛЧМ сигнали. З огляду на те, що ЛЧМ сигнали є простішими в апаратній реалізації, вони є оптимальними для визначення тонкої структури донних відкладів.

Висновки до розділу 3

Розроблено алгоритми отримання модельного акустичного відгуку, який є суперпозицією всіх акустичних сигналів, відбитих від геологічних границь, що мають різні коефіцієнти відбиття. Акустичне відбиття описується так званою моделлю згортання.

Проведено чисельні експерименти щодо впливу розміру, складу включення, а також частоти випромінюваних імпульсів на структуру акустичного поля.

Останнім часом спостерігається зростаючий інтерес до використання нестационарних сигналів різної складності, особливо широкосмугових через їх високу, порівняно з вузькосмуговими, просторову розрізнявальну здатність, а також

можливістю їх аналізу в частотно-часовій області. Зокрема, широкосмугові сигнали можуть бути використані для визначення "тонкої структури" донних відкладів, а також для локалізації дрібних об'єктів розсіювання, занурених у відклад. Однак для широкосмугових сигналів взаємозв'язки між характеристиками ехо та параметрами середовища не такі чіткі і вивчені набагато гірше, ніж для монохроматичних і вузькосмугових сигналів. Крім того, опис процесу широкосмугового розсіювання вимагає введення і вивчення інших, більш загальних характеристик ехо-сигналу.

На заздалегідь розробленій моделі донних відкладів вперше проводилися чисельні експерименти з виявлення тонкої структури донних відкладів при використанні в якості зондуючого імпульсу складних сигналів. Як показало чисельне моделювання, перспективними типами зондуючих імпульсів для профілювання донних відкладів, є сигнали ЛЧМ і код Баркера (фазоманіпульований сигнал). Простіша апаратна реалізація ЛЧМ сигналу робить його більш доступною для реалізації профілювання тонкої структури донних відкладів. Однак завдяки розвитку технологій, розробку і створення профілографа з кодом Баркера необхідно виділити в окремий і перспективний напрямок. Слід також зазначити, що актуальним питанням є цифрова реєстрація повного сигналу, який відкриває можливість використання додатково до потужності (амплітуди) і спектральної характеристики відбитих сигналів для дослідження структури морського ґрунту.

При моделюванні процесу профілювання донних відкладів доцільніше використовувати не тривимірні моделі геологічних структур, а двовимірні (плаский вертикальний зріз тривимірної структури).

Список використаних джерел у розділі 3

1. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика слоистых сред. М.: Наука, 1989. 416с.
2. Гончар А.И., Неверова С.И., Шундель А.И., Шлычек Л.И. Расчёт математической модели гидроакустического отклика при профилировании донных структур. *Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи та засоби досліджень Світового океану)*. 2010. № 7. С. 101–106

3. Исследование влияния неоднородностей (полостей и включений) геологической структуры дна на её амплитудно-частотную характеристику. Гончар А.И.: Отчет по НИР/ НТЦ ПАС НАН Украины; № ГР0108U007120. Запорожье, 2008. 85 с.

4. Исследование нелинейных (резонансных) эффектов, которые могут индуцироваться особенностями структуры дна при распространении и трансформации разномасштабных волновых возмущений. Гончар А.И. Отчет по НИР/ НТЦ ПАС НАН Украины; № ГР0107004016. Запорожье, 2007. 89 с.

5. Кири П., Брукс М. Введение в геофизическую разведку. М.: Мир, 1988. 382 с.

6. Шевченко А.А. Скважинная сейсморазведка. М: РГУ нефти и газа, 2002. 129 с.

РОЗДІЛ 4

МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ ВИЗНАЧЕННЯ РЕЛЬЄФУ ДНА ГІДРОГЕОАКУСТИЧНИМИ ЗАСОБАМИ В ДІАПАЗОНІ ГЛИБИН 0–500 М

4.1 Відновлення рельєфу дна гідрогеоакустичними засобами

У цьому розділі виконано математичне моделювання процесів визначення рельєфу дна такими засобами, як ехолот, багатопроменевий ехолот і інтерферометр. Моделювання було виконано в середовищі Matlab [Гончар, 2014].

Для моделювання процесів визначення рельєфу дна, змодельовано рельєф розміром 1000x1000 м з середньою глибиною $z=-20$ м і середньоквадратичним відхиленням 5 м (рис. 4.1). Деталі моделювання рельєфу описано у розділі 2 цієї роботи та в роботі [Гончар, 2004].

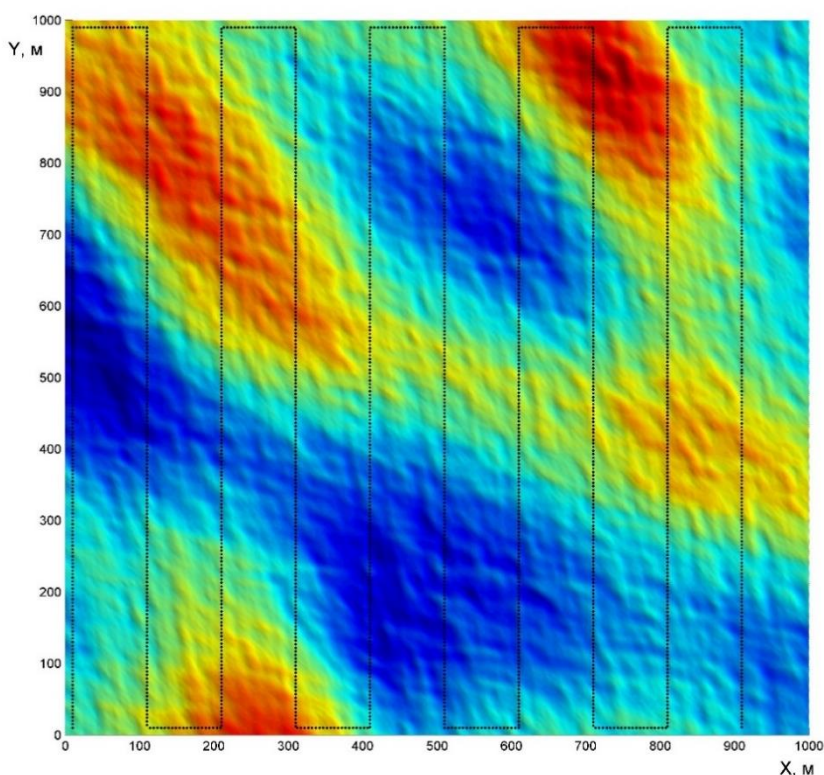


Рис. 4.1. Модель рельєфу дна.

При моделюванні визначення рельєфу дна за допомогою ехолота, якщо водне середовище однорідне, а швидкість c в ньому постійна і апіорі відома, то глибина z може визначатися за формулою:

$$z = c\Delta t / 2.$$

Таким чином, рухаючись заданим галсом, в кожній точці визначається глибина під судном. Координати точок та глибини в них зберігаються в масиві даних. Створивши координатну сітку з необхідним кроком, дані ехолота інтерполюються на цю координатну сітку і в результаті отримуємо відновлений рельєф. Алгоритм інтерполяції буде описаний нижче у наступному підпункті.

На рис. 4.2 показано результат відновлення рельєфу за даними ехолоту.

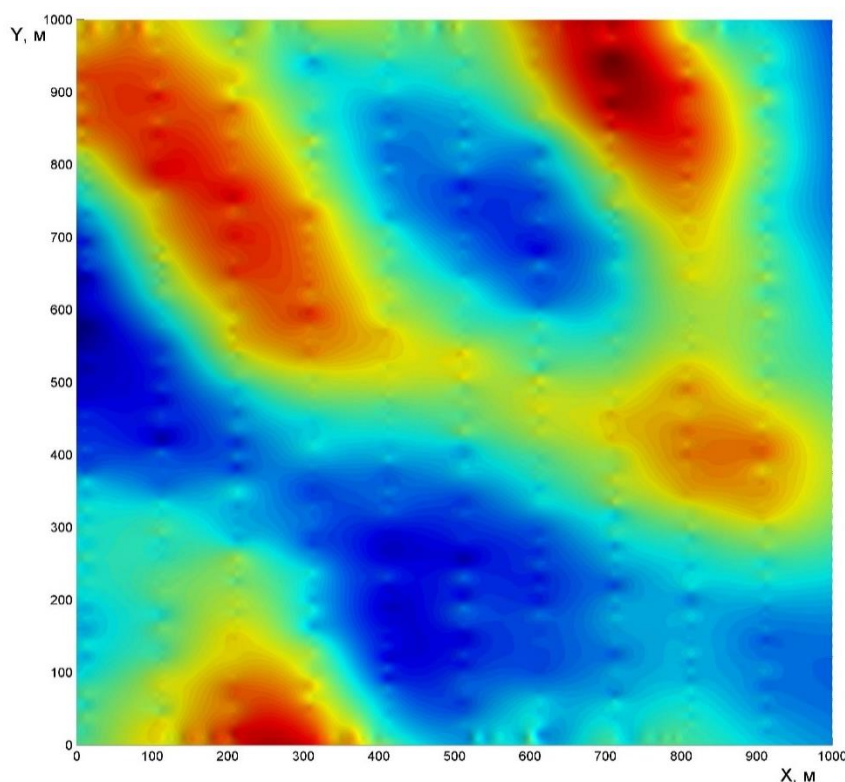


Рис. 4.2. Рельєф, відновлений за даними ехолоту.

Моделювання визначення рельєфу дна за допомогою багатопроменевого ехолоту (БПЕ) виконано з наступними характеристиками: кут огляду 150 градусів, кількість пучків 512, робоча частота 100 кГц, діапазон вимірювань 100 м.

На рис. 4.3 зображено положення основних датчиків БПЕ в системі координат, яка жорстко з'єднана з корпусом судна, з початком в центрі мас, яка називається системою судна. Ця координатна система є "правою" і найчастіше використовується в інерційних системах і датчиках рухів судна (ДРС) [Hare, 2001].

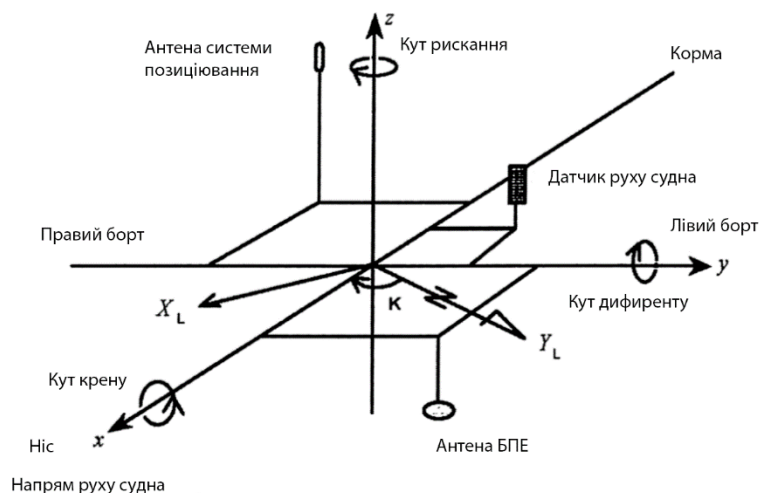


Рис. 4.3. Координатні системи БПЕ, прив'язані до центру мас судна [Hare, 2001].

Друга система координат, яка використовується БПЕ, є локальною системою, осі якої позначені індексом « L ». На рис. 4.3 круговими стрілками показано напрями позитивних обертань кутів для крену, диференту і рискання (курсу). Напрямок на північ "N" збігається з віссю Y_L локальної системи. У даній системі координат до позитивної зміни кута диференту приводить рух носової кінцевості судна вгору. Позитивною зміною кута крену є напрямок, при якому рухається вгору лівий борт. Позитивною зміною курсу є випадок, коли судно котиться праворуч (за годинниковою стрілкою).

У смузі огляду, яка є перпендикулярною курсу судна, виміряна глибина (d) та її перехресне зміщення (y) можуть визначатися похилою відстанню, яка отримується шляхом вимірювання часу між посилкою і надходженням акустичного сигналу і відомого кута променю на прийомі θ , який є кутом осі променю по відношенню до вертикалі антенної решітки, яка вимірюється в системі координат судна.

Глибина \bar{d} і її поперечне зміщення « y » у системі координат судна (x, y, z) вираховуються за формулами [Hare, 1995]:

$$\bar{d} = r \cos \theta = -z. \quad (4.1)$$

$$y = r \sin \theta \quad (4.2)$$

Геометричний кут нахилу променю θ , вимірюється від надира, позитивними є значення для лівого борту. Відлік позитивних значень здійснюється проти

годинникової стрілки. Зрозуміло, що можна корегувати систему координат ехолота за бортову і кильову качку і курс обертання відповідного вектору навколо трьох ортогональних осей координат. Запишемо це в матричній формі:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_L = \mathfrak{R}(K, P, R) \begin{bmatrix} 0 \\ r \sin \theta \\ -r \cos \theta \end{bmatrix}_V, \quad (4.3)$$

де \mathfrak{R} – матриця обертання; R – кут повороту за рахунок бортової качки (крену) системи координат судна; P – кут обертання за рахунок кильової качки (диферента) системи координат судна; K – кут курсу системи координат судна, який обчислюється від напрямку на "північ".

Індекси L і V означають, що відповідні вектори належать до локальної (L) і суднової (V) координатної системи. Локальна система також є «правою». Знання вектору глибини в локальній системі дозволяє перейти до геодезичних координат глибини в глобальній системі відліку. Для цього мають бути відомі геодезичні координати антени системи позиціонування, лінійні зміщення антен БПЕ і системи позиціонування, а також курс. Матриця $\mathfrak{R}(K, P, R)$ в рівнянні (4.3) є матрицею обертання і формується в результаті послідовного обертання осей на кути $K = K' - 90$, $R = -R'$, $P = P$. Тут K' – курс і, R' – кут диферента, які виміряні ДРС. У формі матриці ця операція буде записана як [Hare, 2001]:

$$\mathfrak{R}(K, P, R) = \begin{bmatrix} \sin K & -\cos K & 0 \\ \cos K & \sin K & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos P & 0 & -\sin P \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin P & 0 & \cos P \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos R & -\sin R \\ 0 & \sin R & \cos R \end{bmatrix}, \quad (4.4)$$

Виконавши трансформацію, отримуємо матрицю повороту, яка перетворює виміри, зроблені в системі судна, в локальну систему координат, у вигляді [Hare, 2001]:

$$\mathfrak{R}(K, P, R) = \begin{bmatrix} \sin K \cos P & -\cos K \cos R - \sin K \sin P \sin R & -\cos K \sin R - \sin K \sin P \cos R \\ \cos K \cos P & \sin K \cos R - \cos K \sin P \sin R & -\sin K \sin R - \cos K \sin P \cos R \\ \sin P & \cos P \sin R & \cos P \cos R \end{bmatrix}, \quad (4.5)$$

Тепер, використовуючи формулу (4.3) і матрицю (4.5), отримуємо координати x_L , y_L в локальній системі, пов'язаній з перетворювачем БПЕ за такими формулами:

$$x_L = -r \sin \theta (\cos K \cos R + \sin K \sin P \sin R) - r \cos \theta (\cos K \sin R - \sin K \sin P \cos R) \quad (4.6)$$

$$y_L = r \sin \theta (\sin K \cos R - \cos K \sin P \sin R) + r \cos \theta (\sin K \sin R + \cos K \sin P \cos R) \quad (4.7)$$

$$Z_L = r \sin \theta \cos P \sin R - r \cos \theta \cos P \cos R \quad (4.8)$$

Далі перетворюємо формулу (4.8) до наступного виду:

$$Z_L = -r \cos P (\cos \theta \cos R - \sin \theta \sin R) \quad (4.9)$$

і скориставшись теоремою косинуса суми кутів, формула (4.9) перетворюється на вигляд:

$$Z_L = -r \cos P \cos(\theta + R) \quad (4.10)$$

Враховуючи формулу (4.1) індивідуальна глибина в кожній посилці буде мати вигляд:

$$\bar{d} = r \cos P \cos(\theta + R). \quad (4.11)$$

Вираз (4.11) є основною формулою для обчислення глибини на основі отриманої дальності (r) та кута променю (θ), який вимірює БПЕ.

Таким чином, рухаючись по заданому галсу, визначаються координати точок, які потрапили в смугу огляду, глибини в них, і надалі зберігаються в масив даних. Створивши координатну сітку із необхідним кроком, дані БПЕ інтерполюються на цю координатну сітку, а в результаті отримуємо відновлений рельєф. На рис. 4.4 представлено відновлений рельєф за модельними даними БПЕ [Гончар, 2014].

Моделювання визначення донного рельєфу за допомогою фазового ГБО (інтерферометричного гідролокатора бокового огляду (ІГБО)) проводиться з такими характеристиками: база даних ІГБО $d = 10\lambda$, робоча частота 100 кГц, похила дальність 100 м.

Для вимірювання рельєфу дна в гідролокатор бокового огляду (ГБО) включають додаткові канали прийому через додатковий набір антен в вертикальній площині. При цьому забезпечується вимірювання інтерферометричним методом додаткового параметра – кута приходу ехо-сигналів з подальшим обчислюванням глибини.

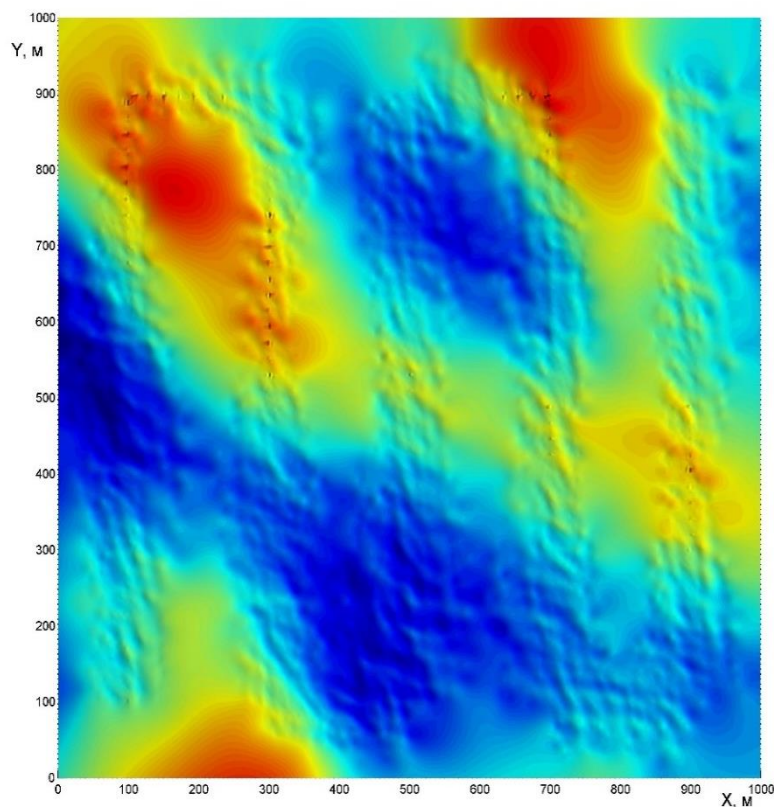


Рис. 4.4. Рельєф, відновлений за модельними даними багатопроменевого ехолота.

На рис. 4.5 показано в якості ілюстрації вимірювання рельєфу дна за допомогою двох приймальних антен A_1 і A_2 , що знаходяться на відстані d одна від одної.

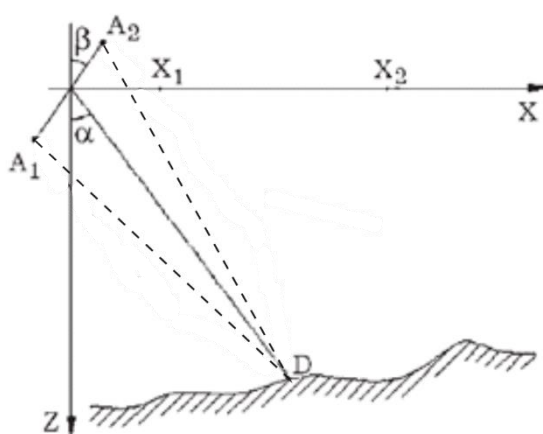


Рис. 4.5. Принцип роботи інтерферометричного ГБО.

В процесі локації зондуючий сигнал відбивається від дна (точка D) і приймається обома антенами. У той же час різниця в фазах сигналів, зареєстрованих у приймальних каналах антен A_1 та A_2 , визначається співвідношенням [Матвиенко и др. 2009]

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi d}{\lambda} \cos(\alpha + \beta), \quad (4.12)$$

де d – база інтерферометра; λ – довжина хвилі акустичного сигналу, що випромінюється; β – кут відхилення інтерферометра від вертикалі; α – кут приходу відбитого сигналу, визначеного співвідношенням.

$$\alpha = \arccos\left(\frac{2z}{ct}\right) \quad (4.13)$$

де z – глибина в точці відбиття сигналу; c – швидкість звуку у воді; t – час проходження сигналу від випромінювача до морського дна і назад до приймальної антени.

Обчислення різниці фаз ехо-сигналів здійснюється вимірюванням фази коефіцієнта взаємної кореляції r_{12} відлуння ехо-сигналів $s_1(\tau)$ і $s_2(\tau)$ і з виходу двох каналів прийому [Долотов и др. 1997]:

$$r_{12}(\tau) = \langle s_1(\tau) s_2^*(\tau) \rangle = r_0 \exp(i\Delta\varphi)$$

Співвідношення (4.12) і (4.13) дають можливість визначити глибину z шляхом вимірювання різниці фаз $\Delta\varphi_i$ і часу прибуття t_i відбитого сигналу.

За умови незалежного запису сигналів, коли в кожній з приймальних антен фіксуються реальні (Re) і уявні (Im) компоненти приймального сигналу, двоантенний інтерферометр реалізується програмно. Для мультиплікативного інтерферометру (інтерферометр з перемноженням сигналів) відліки інтерферометричної фази $\Delta\varphi$ обчислюються за формулою [Долотов и др. 1997]

$$\Delta\varphi = \arctan\left[\frac{\text{Re}_2 \text{Im}_1 - \text{Re}_1 \text{Im}_2}{\text{Re}_2 \text{Re}_1 + \text{Im}_2 \text{Im}_1}\right] \quad (4.14)$$

де Re_1 , Im_1 , Re_2 , Im_2 – реальні і уявні компоненти сигналів, які реєструються відповідно антенами A_1 і A_2 .

Отримана фазова картина (інтерферограма) містить лінії максимумів і мінімумів. По лініям максимумів визначаються глибина і горизонтальна відстань за формулами [Гончар и др., 1999]

$$Z(t) = r \frac{\lambda}{d} n$$

$$Y(t) = r \sqrt{1 - \left(\frac{\lambda}{d} n \right)^2}$$

де r – відстань до лінії максимумів; n – ціла частина відносини d/λ .

Формули переведення з судової системи координат до локальної ті ж самі, що і для БПЕ.

Таким чином, рухаючись по заданому галсу і визначаючи координати точок і глибини в них, які потрапили в смугу огляду, зберігаються в масив даних. Створивши координатну сітку з необхідним кроком, дані фазового ГБО інтерполюються на цю координатну сітку і, як наслідок, отримаємо відновлений рельєф. На рис. 4.6 представлено відновлений рельєф за модельними даними фазового ГБО.

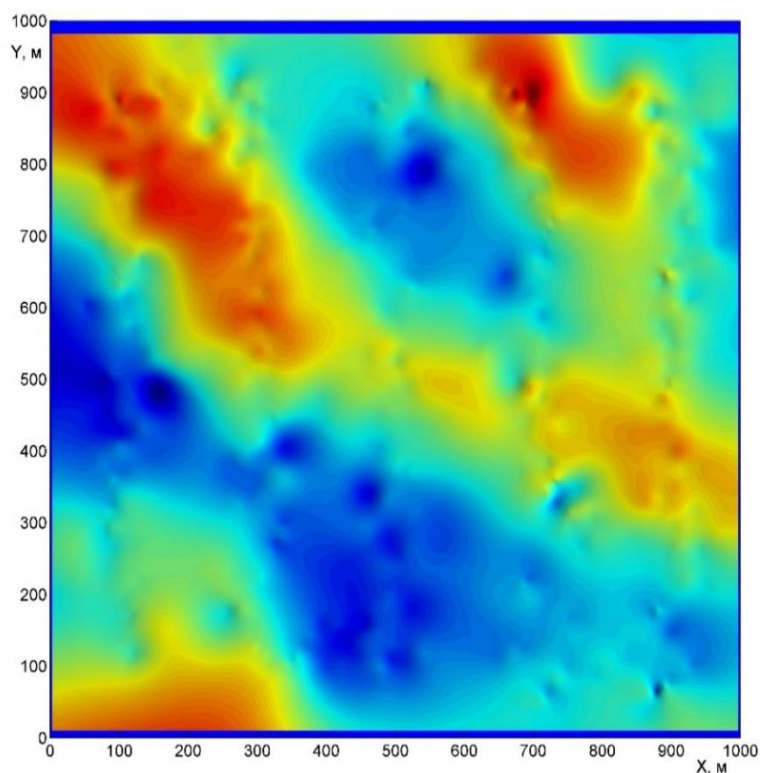


Рис. 4.6. Відновлений рельєф за даними фазового ГБО.

З рис. 4.1, 4.2, 4.4, 4.6 видно, що за даними ехолота відновлюється тільки макро-рельєф, а заданими БПЕ і фазового ГБО ще і мікро-рельєф. БПЕ і фазовий

ГБО є найбільш продуктивними засобами обстеження рельєфу дна, так як вони визначають глибину в стороні від судна.

4.2 Метод інтерполяції для відновлення донної поверхні

На рельєф дна акваторії впливають майже всі процеси, що відбуваються в водній товщі. Морфологію поверхні дна та її часові зміни також визначає антропогенна діяльність людства (видобуток корисних копалин, скидання стічних вод, будівництво морських споруд і т.д.) в придонному шарі акваторій.

Створення комплексу програм відновлення геометрії донної поверхні ґрунтується на розробках математичних моделей гідрофізичних процесів і прогнозування геосистем завдяки створенню детальних карт глибин.

Одним з актуальних завдань, що виникають у прогнозуванні геосистем мілких водойм [Сушинов и др., 2011], є задача обробки гідрографічної інформації. Як правило, глибина водойми встановлюється в окремих точках або ізолініями рівня.

Через похибки обчислювань внаслідок неточного задання геометрії розрахункової області зазначені карти для створення обчислювальних сіток не є пріоритетними. Тобто функцію двох змінних опису рельєфу дна водойми необхідно наблизити більш гладкими функціями з метою підвищення точності розрахунків гідрогеоакустичних процесів.

Щоб отримати функцію рельєфу дна, використовуємо розв'язок рівняння дифузії, до якого зводиться рівняння Сен-Венана, яке описує транспорт насосів [Сушинов и др., 2011]. Цей підхід дозволить уникнути високих градієнтів розрахункового поля. Щоб отримати функцію глибини, використовуємо рівняння Лапласу:

$$\Delta H = 0 \quad (4.15)$$

де H – глибина водойми.

Але виникає значний недолік, пов'язаний з відсутністю гладкості в точках, де задаються значення поля глибини, для усунення якого використаємо рішення наступного рівняння:

$$\Delta^2 H = 0 \quad (4.16)$$

Звісно кожен підхід має ті чи інші недоліки. Останній підхід відрізняється великими викидами (відхилення від лінійної функції). За допомогою перших двох підходів можна отримати гладкі функції, які не мають виділених напрямків.

Задля отримання гладкої функції рельєфу також можна використати розв'язок рівняння, що використовується для отримання схем підвищеного порядку похибки апроксимації для задачі транспорту тепла [Чистяков, 2013]:

$$\Delta H - \frac{h^2}{12} \Delta^2 H = 0 \quad (4.17)$$

Фундаментальною системою розв'язку рівняння (4.15) є наступна функція:

$$H_1(x) = 1, H_2(x) = x \quad (4.18)$$

для рівняння (4.16):

$$H_1(x) = 1, H_2(x) = x, H_3(x) = x^2, H_4(x) = x^3 \quad (4.19)$$

для рівняння (4.17) [Чистяков, 2013]:

$$H_1(x) = 1, H_2(x) = x, H_3(x) = ch(kx), H_4(x) = sh(kx), k = \sqrt{12}/h. \quad (4.20)$$

У першому випадку інтерполяція здійснюється відрізком прямих, що проходять через суміжні точки. У другому випадку інтерполяція реалізується на основі кубічних сплайнів. У третьому випадку – на основі сплайнів функції (4.20). У [Чистяков, 2013] побудовано алгоритм, призначений для одномірної інтерполяції на основі функції (4.20).

Задача одномірної інтерполяції функцій. Нехай на відрізку $a \leq x \leq b$ задана сітка $\omega = \{x_i : x_0 = a < x_1 < \dots < x_i < \dots < x_n = b\}$ та в її вузлах – значення функції $y(x)$, рівні

$y(x_0) = y_0, \dots, y(x_i) = y_i, \dots, y(x_n) = y_n$. Необхідно побудувати інтерполяційну функцію $f(x)$, яка збігається з функцією в вузлах сітки:

$$f(x_i) = y_i, \quad i = \overline{0, n} \quad (4.21)$$

Основною ціллю інтерполяції є отримання швидкого (економічний) алгоритму для обчислення $f(x)$ для значень x , які не містять початкових даних.

У випадку інтерполяції сплайном між будь-якими двома сусідніми вузлами функції його коефіцієнти на кожному інтервалі визначаються через умови сполучення у вузлах [Чистяков, 2010]:

$$f(x_i) = y_i, \quad f'(x_i - 0) = f'(x_i + 0), \quad f''(x_i - 0) = f''(x_i + 0), \quad i = \overline{1, n-1} \quad (4.22)$$

Крім того, на межі при $x = x_0$ і $x = x_n$ ставляться умови

$$f''(x_0) = 0, \quad f''(x_n) = 0. \quad (4.23)$$

На кожному відрізку $x \in [x_i, x_{i+1}]$, $i = \overline{0, n-1}$, шукається інтерполююча функція $f(x)$ у вигляді лінійної комбінації наступних функцій: 1 , x , $ch(kx)$, $sh(kx)$, де k – задана постійна. Тоді функція $f(x)$ може бути записана у вигляді [Чистяков, 2013]

$$f(x) = a_i + b_i(x - x_i) + c_i ch(k(x - x_i)) + d_i sh(k(x - x_i)). \quad (4.24)$$

З умови $f(x_i) = y_i$ маємо

$$y_i = a_i + c_i$$

або

$$a_i = y_i - c_i, \quad i = \overline{0, n-1}. \quad (4.25)$$

Позначимо $h_i = x_{i+1} - x_i$, $i = \overline{0, n-1}$, і підставимо $x = x_{i+1}$ у вираз (4.24), в результаті чого отримаємо [Чистяков, 2013]:

$$y_{i+1} = a_i + b_i h_i + c_i ch(kh_i) + d_i sh(kh_i), \quad i = \overline{0, n-1}. \quad (4.26)$$

Підставимо (4.25) у вираз (4.26):

$$y_{i+1} = y_i - c_i + b_i h_i + c_i ch(kh_i) + d_i sh(kh_i). \quad (4.27)$$

Обчислимо похідні [Чистяков, 2013]:

$$\begin{aligned} f'(x) &= b_i + kc_i ch(k(x-x_i)) + kd_i sh(k(x-x_i)) \\ f''(x) &= k^2 c_i ch(k(x-x_i)) + k^2 d_i sh(k(x-x_i)), \quad x \in [x_i, x_{i+1}] \end{aligned}$$

будемо вимагати їх безперервності $x = x_{i+1}$:

$$b_i + kc_i ch(k(x-x_i)) + kd_i sh(k(x-x_i)) = b_{i+1} + kd_{i+1}, \quad i = \overline{0, n-2}. \quad (4.28)$$

$$c_i ch(kh_i) + d_i sh(kh_i) = c_{i+1}, \quad i = \overline{0, n-2} \quad (4.29)$$

Загальна кількість невідомих коефіцієнтів, очевидно, дорівнює $4n$, число рівнянь (4.25), (4.26), (4.28) і (4.29) дорівнює $4n-2$. Відсутні два рівняння, отримаємо із умови (4.23) при $x=x_0$ і $x=x_n$:

$$c_0 = 0, \quad c_{n-1} ch(kh_{n-1}) + d_{n-1} sh(kh_{n-1}) = 0.$$

Вираз з (4.29) $d_i = (c_{i+1} - c_i ch(kh_i)) / sh(kh_i)$, підставляючи у вираз в (4.27), отримаємо [Чистяков, 2013]:

$$b_i = \frac{y_{i+1} - y_i}{h_i} + \frac{c_i - c_{i+1}}{h_i}. \quad (4.30)$$

Тепер підставивши вирази $b_i, d_i, b_{i+1}, d_{i+1}$ і формулу (4.28), в результаті чого отримаємо [Чистяков, 2013]:

$$\begin{aligned} \frac{y_{i+1} - y_i}{h_i} + \frac{c_i - c_{i+1}}{h_i} + kc_i sh(kh_i) + k \frac{c_{i+1} - c_i ch(kh_i)}{sh(kh_i)} ch(kh_i) = \\ = \frac{y_{i+2} - y_{i+1}}{h_{i+1}} + \frac{c_{i+1} - c_{i+2}}{h_{i+1}} + k \frac{c_{i+2} - c_{i+1} ch(kh_{i+1})}{sh(kh_{i+1})} ch(kh_i), \quad i = \overline{0, n-2} \end{aligned}$$

Після перетворень отримуємо різницеве рівняння другого порядку для визначення c_i

$$\begin{aligned} & \left(\frac{1}{h_{i-1}} - \frac{k}{sh(kh_{i-1})} \right) c_{i-1} + \left(k \frac{ch(kh_{i-1})}{sh(kh_{i-1})} + k \frac{ch(kh_i)}{sh(kh_i)} - \frac{1}{h_{i-1}} - \frac{1}{h_i} \right) c_{i+1} + \\ & + \left(\frac{1}{h_i} - \frac{k}{sh(kh_i)} \right) c_{i+1} = \frac{y_{i+1} - y_i}{h_i} - \frac{y_i - y_{i-1}}{h_{i-1}}, \quad i = \overline{1, n-1} \end{aligned} \quad (4.31)$$

з крайовими умовами

$$c_0 = 0, \quad c_n = 0. \quad (4.32)$$

Умова $c_n = 0$ еквівалентна умові $c_{n-1}ch(kh_{n-1}) + d_{n-1}sh(kh_{n-1}) = 0$. Різницеве рівняння (4.31) з умовами (4.32) можна вирішити методом прогонки.

Підсумуємо, недоліком першого підходу – є відсутність гладкості в точках склеювання, а другого – великі викиди. Щоб зменшити вплив цих недоліків доречно скористатися рішенням рівняння для отримання схем підвищеного порядку похибки апроксимації в задачі транспорту тепла. Інтерполяція, отримана на основі запропонованого алгоритму, має менше відхилення від лінійної інтерполяції в порівнянні з кубічним сплайном і має достатній ступінь гладкості в точках склеювання функцій [Чистяков, 2013].

Для апроксимація оператора другої похідної вводяться коефіцієнти $q_0, q_1, q_2, q_3, q_4, q_5, q_6$, які описують "заповнення" ділянок, які знаходяться в околицьному просторі комірки (контрольних ділянок). Значення q_0 характеризує "заповнення" ділянки $D_0 : \{x \in (x_{i-1}, x_{i+1}), y \in (y_{j-1}, y_{j+1}), z \in (z_{k-1}, z_{k+1})\}$, $q_1 - D_1 : \{x \in (x_i, x_{i+1}), y \in (y_{j-1}, y_{j+1}), z \in (z_{k-1}, z_{k+1})\}$, $q_2 - D_2 : \{x \in (x_{i-1}, x_i), y \in (y_{j-1}, y_{j+1}), z \in (z_{k-1}, z_{k+1})\}$, $q_3 - D_3 : \{x \in (x_{i-1}, x_{i+1}), y \in (y_j, y_{j+1}), z \in (z_{k-1}, z_{k+1})\}$, $q_4 - D_4 : \{x \in (x_{i-1}, x_{i+1}), y \in (y_{j-1}, y_j), z \in (z_{k-1}, z_{k+1})\}$, $q_5 - D_5 : \{x \in (x_{i-1}, x_{i+1}), y \in (y_{j-1}, y_{j+1}), z \in (z_k, z_{k+1})\}$, $q_6 - D_6 : \{x \in (x_{i-1}, x_{i+1}), y \in (y_{j-1}, y_{j+1}), z \in (z_{k-1}, z_k)\}$.

Заповнені частини ділянок D_m назовемо Ω_m , де $m=0...6$. Відповідно до цього коефіцієнти q_m можна розрахувати за формулами [Чистяков, 2013]

$$(q_m)_{i,j,k} = S_{\Omega_m} / S_{D_m}.$$

У випадку граничних умов у формі Неймана, дискретний аналог оператора дифузійного $(\mu c'_x)'_x$ переносу, отриманий за допомогою інтегро-інтерполяційного методу [Самарский, 1989], що враховує часткове «заповнення» комірок, може бути записаний в такій формі [Тимофеева и др., 2011]:

$$(q_0)_{i,j} (\mu c'_x)'_x = (q_1)_{i,j} \mu_{i+1/2} \frac{c_{i+1,j} - c_{i,j}}{h_x^2} - (q_2)_{i,j} \mu_{i-1/2} \frac{c_{i,j} - c_{i-1,j}}{h_x^2}.$$

Подібним чином будуть записані апроксимації на інших координатних напрямках.

Для апроксимації оператора другої похідної з «різничевою схемою, яка має четвертий порядок похибки апроксимації, необхідно апроксимувати оператор $c'' - c^{(IV)} h^2/12$ другим порядком похибки апроксимації [Чистяков, Семенякина, 2013]:

$$(q_0)_i c''_i = (q_1)_i \frac{c_{i+1} - c_i}{h^2} - (q_2)_i \frac{c_i - c_{i-1}}{h^2}.$$

$$(q_0)_i c^{(IV)}_i h^2/12 = \frac{(q_1)_i}{12h^2} \left(\frac{(q_1)_{i+1}}{(q_0)_{i+1}} c_{i+2} - 2c_{i+1} + \frac{(q_2)_{i+1}}{(q_0)_{i+1}} c_i \right) -$$

$$- \left(\frac{(q_1)_i}{12h^2} + \frac{(q_2)_i}{12h^2} \right) \left(\frac{(q_1)_i}{(q_0)_i} c_{i+1} - 2c_i + \frac{(q_2)_i}{(q_0)_i} c_{i-1} \right) + \frac{(q_2)_i}{12h^2} \left(\frac{(q_1)_{i-1}}{(q_0)_{i-1}} c_i - 2c_{i-1} + \frac{(q_2)_{i-1}}{(q_0)_{i-1}} c_{i-2} \right).$$

В результаті отримуємо представлення про оператор дифузного переносу c'' з різною схемою, яка має четвертий порядок точності. Рішення отриманих сітчастих рівнянь виконано на основі адаптивного модифікованого поперемінно-трикутного методу (ПТМ) варіаційного типу [Самарский, Николаев, 1978; Коновалов, 2002; Чистяков, 2010]. На рис. 4.7 наведено зображення рельєфу окремої ділянки дна р. Дніпро біля м. Запоріжжя. На рис. 4.8 представлено відновлений рельєф окремої ділянки Чорного моря за реальними даними ГБО–500.

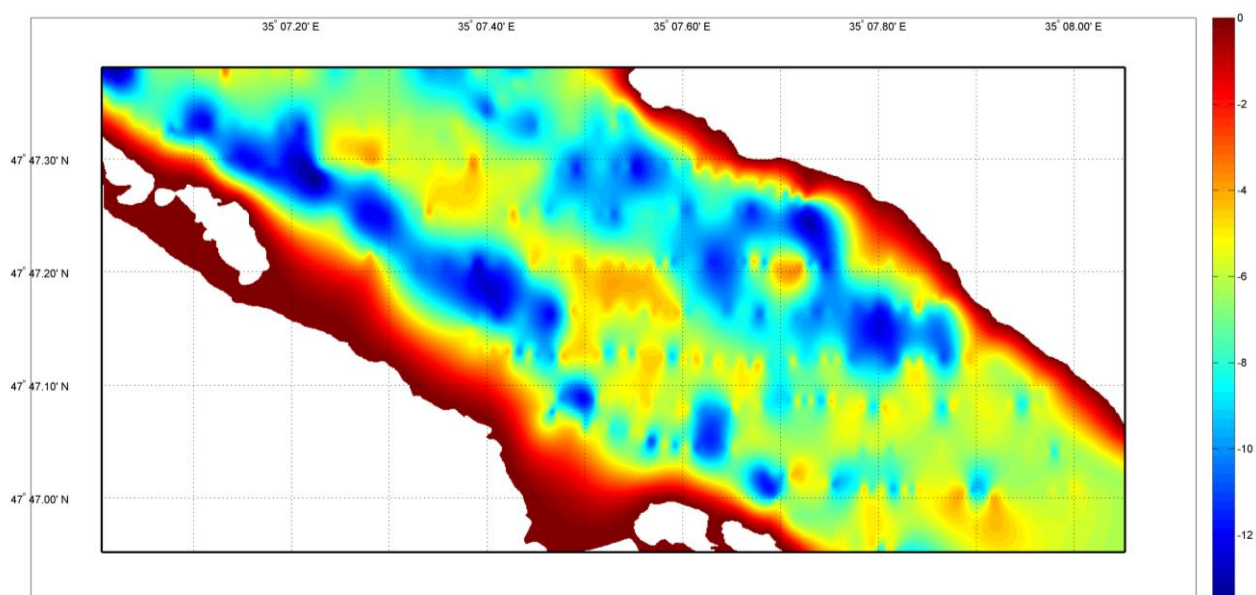


Рис. 4.7. Рельєф обстеженої ділянки р. Дніпро, який відновлено за реальними даними ехолота.

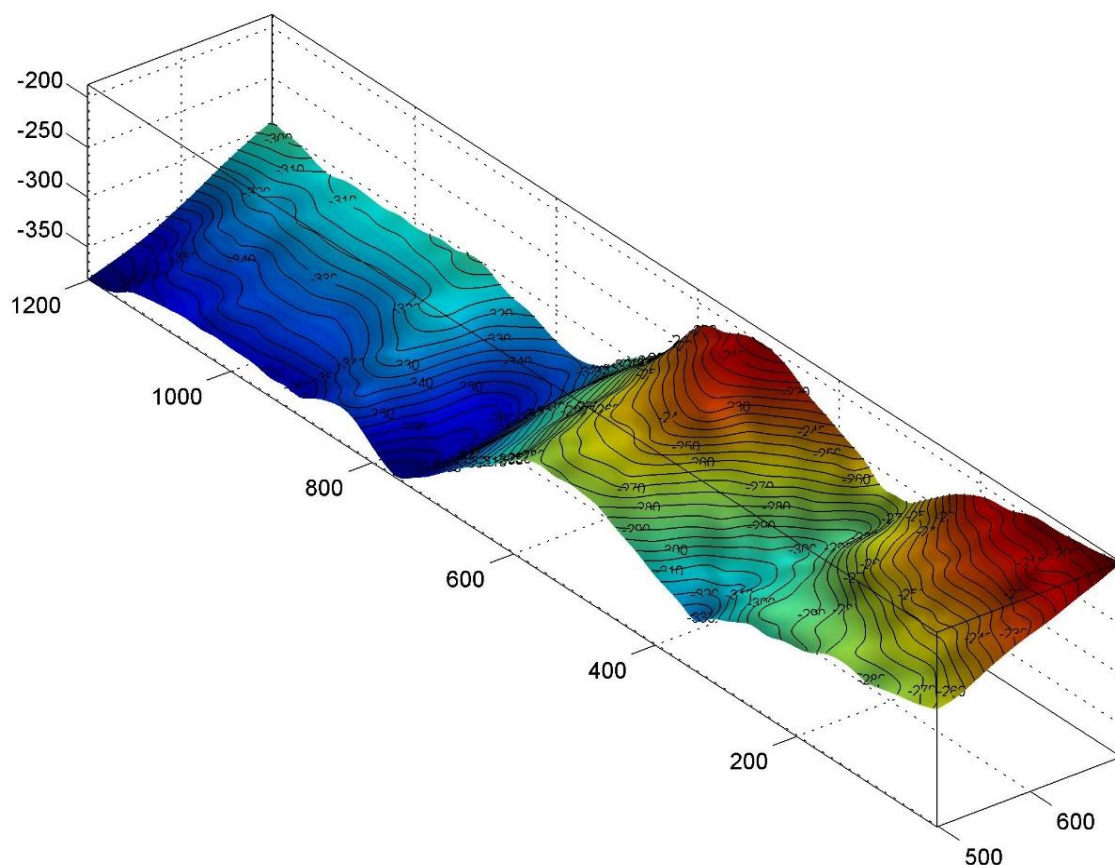


Рис. 4.8. Рельєф, який відновлено за реальними даними ГБО–500.

Зауважимо, що запропонований алгоритм має достатній ступінь гладкості в точках склейки функцій і має менше викидів в одномірному випадку в порівнянні з кубічною функцією, яка використовується в обчисленнях. Також, на основі

отриманої функції було розроблено схему підвищеного порядку апроксимації для розв'язання поставленої задачі в цій роботі [Чистяков, 2013].

У 2013р. проводилися морські експериментальні дослідження у Чорному морі в 75-му рейсі науково-дослідного судна «Професор Водяницький». Мета проведених гідроакустичних досліджень – гідроакустичне профілювання приповерхневих донних відкладів, визначення їх геоакустичних параметрів, стратифікація та упорядкування результатів визначення літологічних типів донних відкладів за допомогою методів дистанційної геоакустичної зйомки та взяття проб донних відкладів.

У 2018 році Державна установа «Держгідрографія» Міністерства інфраструктури України спільно з ДУ «Гідрофізичний центр НАН України» розробили проект науково-дослідницької програми з відновлення океанографічної бази даних України. Мета програми – океанографічне та гідрографічне вивчення морських і річкових акваторій для підвищення ефективності навігаційно-гідрографічного забезпечення безпеки судноплавства і створення спільного банку океанографічних даних (БОД) Національної академії наук України, Міністерства інфраструктури України та Морської адміністрації.

Відповідно до положень Угоди про науково-технічне співробітництво між зазначеними установами у 2018 році проведено три спільні комплексні науково-дослідні експедиції, а саме:

з 8 по 14 вересня – річкова експедиція «Дніпро–2018» в акваторії Канівського водосховища річки Дніпро з використанням судна «Дельфін» (судновласник – ДУ «Держгідрографія»);

з 9 по 11 жовтня – морська експедиція «Чорне море–2018». Під час експедиції було досліджено акваторію північно-західної частини Чорного моря з використанням великого гідрографічного катера «О. Солодунов» (судновласник – ДУ «Держгідрографія»). Загальна протяжність маршруту експедиції – понад 160 морських миль.

з 6 по 8 листопада – річкова експедиція «Дунай–2018», яка завершила цикл досліджень морського і річкового середовища, запланованих у 2018 році. Під час

експедиції було вивчено акваторії гирла Бистре, Очаківського гирла та Соломонова рукава дельти Дунаю з використанням спеціалізованих суден: малого гідрографічного судна «Шляховик» і малого гідрографічного катера «Гідрограф-3» (судновласник – ДУ «Держгідрографія»).

Відповідно до положень Угоди про науково-технічне співробітництво між зазначеними установами у 2019 році проведено чотири спільні комплексні науково-дослідні експедиції, а саме:

з 23–26 квітня 2019 річкова науково-дослідна експедиція «Дунай–2019» проводилась в акваторіях головного навігаційного фарватеру р. Дунай від 0 км до 67 км та акваторіях рукавів Прямого, Іванешть, Катенька, Машенька, Соломонова на малому гідрографічному судні (МГС) «Шляховик» та малому гідрографічному катері (далі –МГК) «Гідрограф-3» (судновласник – державна установа «Держгідрографія»);

з 18–20 червня 2019 морська науково-дослідна експедиція «Чорне море–2019» проводилась в акваторії північно-західної частини Чорного моря на підходах до портів Чорноморськ, Білгород-Дністровський та Одеса з використанням спеціалізованих суден: великого гідрографічного катера (ВГК) «О. Солодунов» та малого гідрографічного катера (далі – МГК) «Гідрограф-2»;

з 6–8 серпня 2019 морська науково-дослідна експедиція «Чорне море (БДЛК)–2019» проводилась в акваторії північно-західної частини Чорного моря, а саме в акваторіях Бузько-Дніпровсько-Лиманського каналу (БДЛК) та Одеської затоки з використанням спеціалізованих суден: великого гідрографічного катера (ВГК) «А. Лисенко» і ВГК «О. Солодунов» (судновласник – державна установа «Держгідрографія»);

з 8–21 серпня річкова комплексна науково-дослідна експедиція «Прип'ять–2019» в акваторіях головного навігаційного фарватеру р. Прип'ять від 30 км до 62 км в межах Чорнобильського радіаційно-екологічного біосферного заповідника з використанням спеціалізованих плавзасобів, зокрема річкового судна «Дельфін», маломірного судна Aqua Spirit державної установи «Держгідрографія» та

маломірних суден Чорнобильського радіаційно-екологічного біосферного заповідника.

Специфіка вибору районів робіт дає підставу розглядати їх як полігони для розробки, випробування та впровадження різних техніко-методичних і технологічних прийомів виділення, оцінки та аналізу гідрофізичних параметрів акваторій у широкому діапазоні стратегічних задач промислово-господарського комплексу України.

В результаті комплексного дистанційного гідроакустичного вивчення рельєфу дна та донних відкладів за площею та розрізненням, за характеристиками відбитих сигналів проведено вивчення гідрофізичних та геофізичних параметрів (геоакустичні характеристики та літологічні типи донних відкладів, зворотна та об'ємна реверберація водної товщі) обстежених районів акваторій, в тому числі підхідних каналів та гідротехнічних споруд.

За допомогою сучасного вітчизняного гідроакустичного комплексу проведено площадну гідроакустичну зйомку дна та водної товщі обстежених районів, що дало змогу виявити та дослідити затоплені об'єкти природнього та техногенного походження.

За допомогою програмного забезпечення розробленого в ДУ «Гідрофізичний центр НАН України» та сучасних GIS-систем були побудовані відповідні математичні моделі дна. Отримані геофізичні параметри було упорядковано та підготовлено для введення до гідрографічного фрагменту бази океанографічних даних (БОД) задля подальшого аналізу та збереження.

На рис. 4.9–4.19 представлені приклади побудованих цифрових моделей рельєфу дна окремих акваторій за алгоритмами, які описані у даній дисертаційній роботі та з використання сучасних GIS-систем.

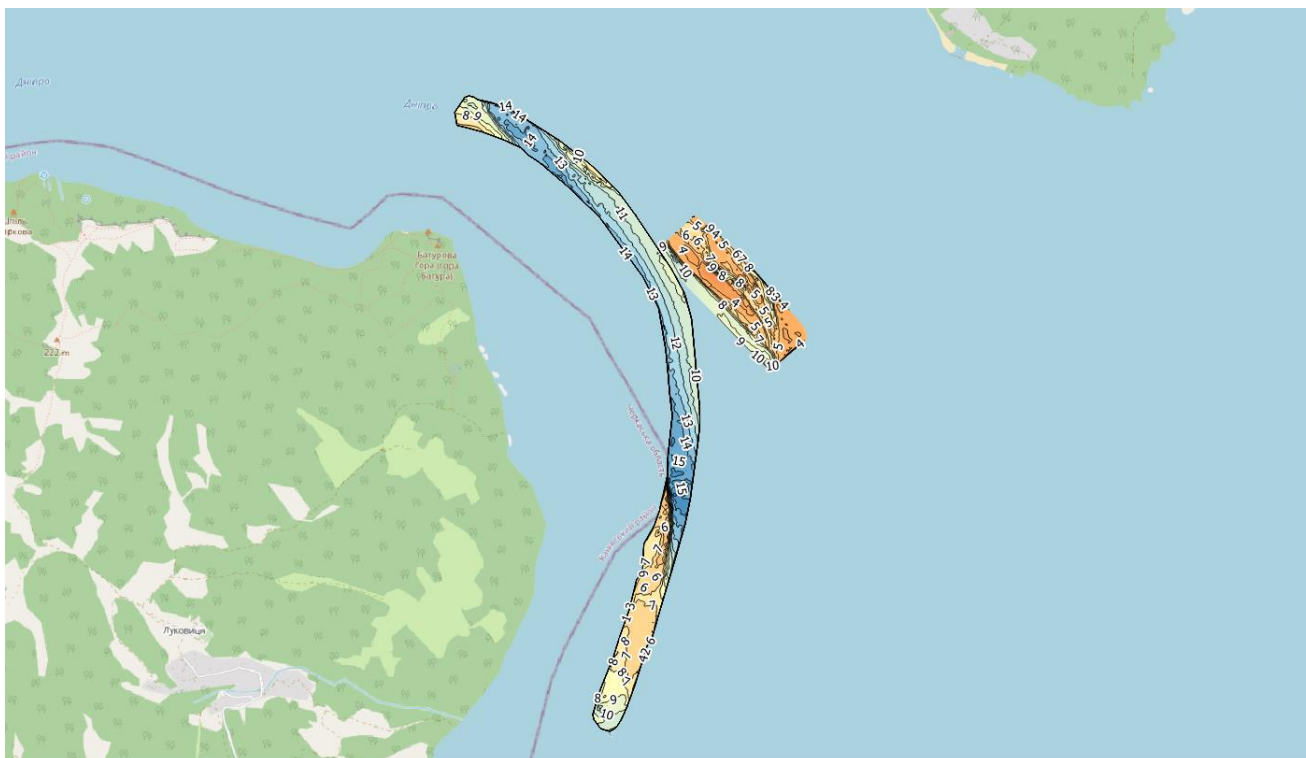


Рис. 4.9. Цифрова модель рельєфу дна р. Дніпро поблизу м. Переяслав-Хмельницький.

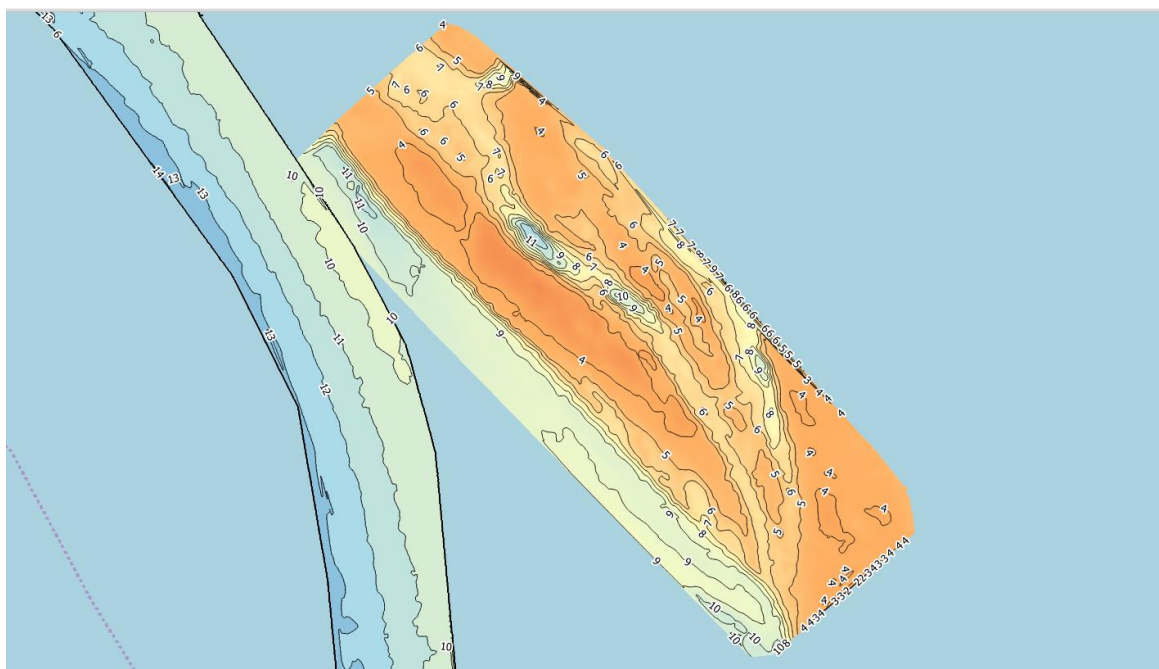


Рис. 4.10. Збільшений фрагмент з рис. 4.9.

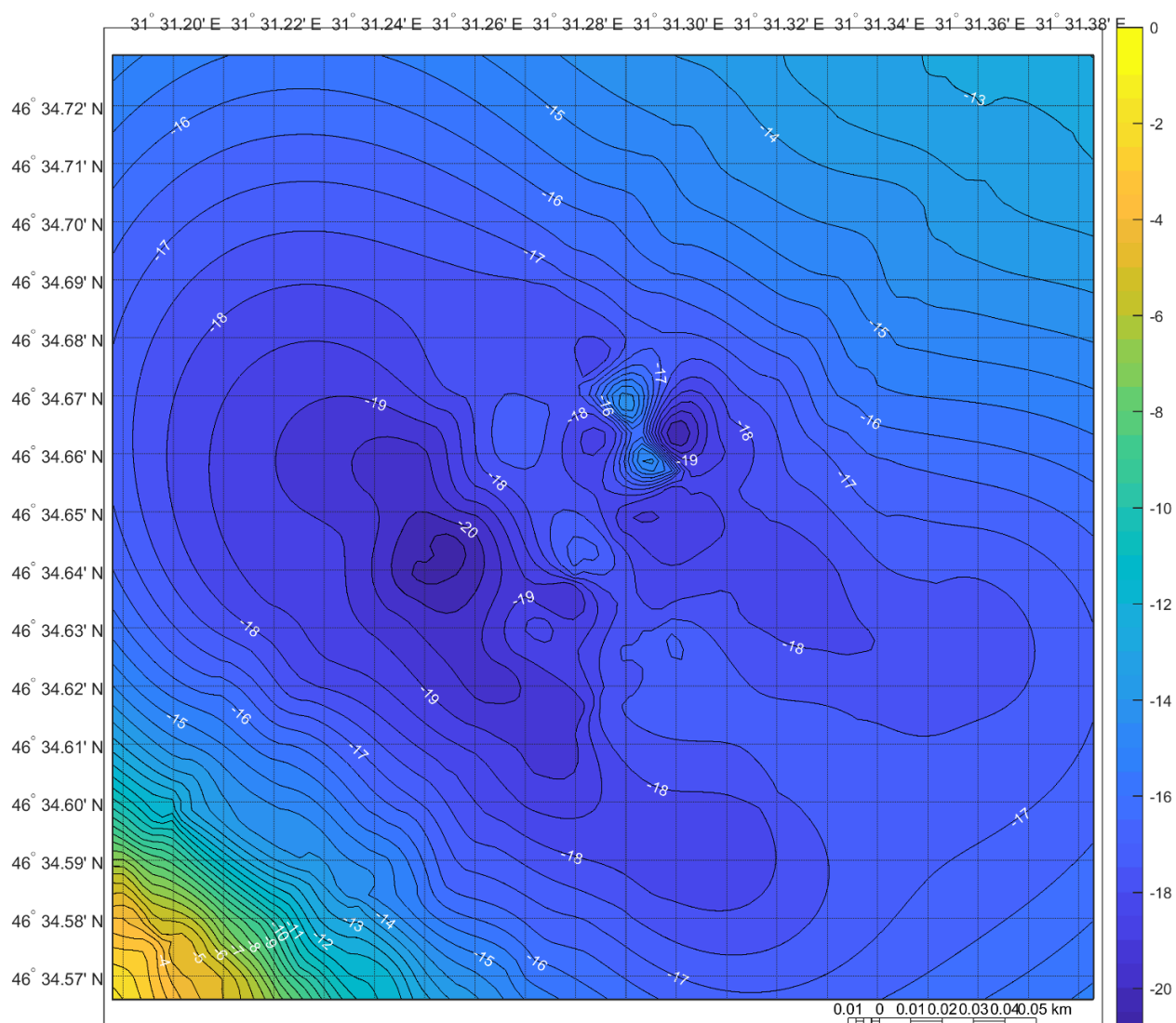


Рис. 4.11. Цифрова модель рельєфу дна в акваторіях Бузько-Дніпровсько-Лиманського каналу.

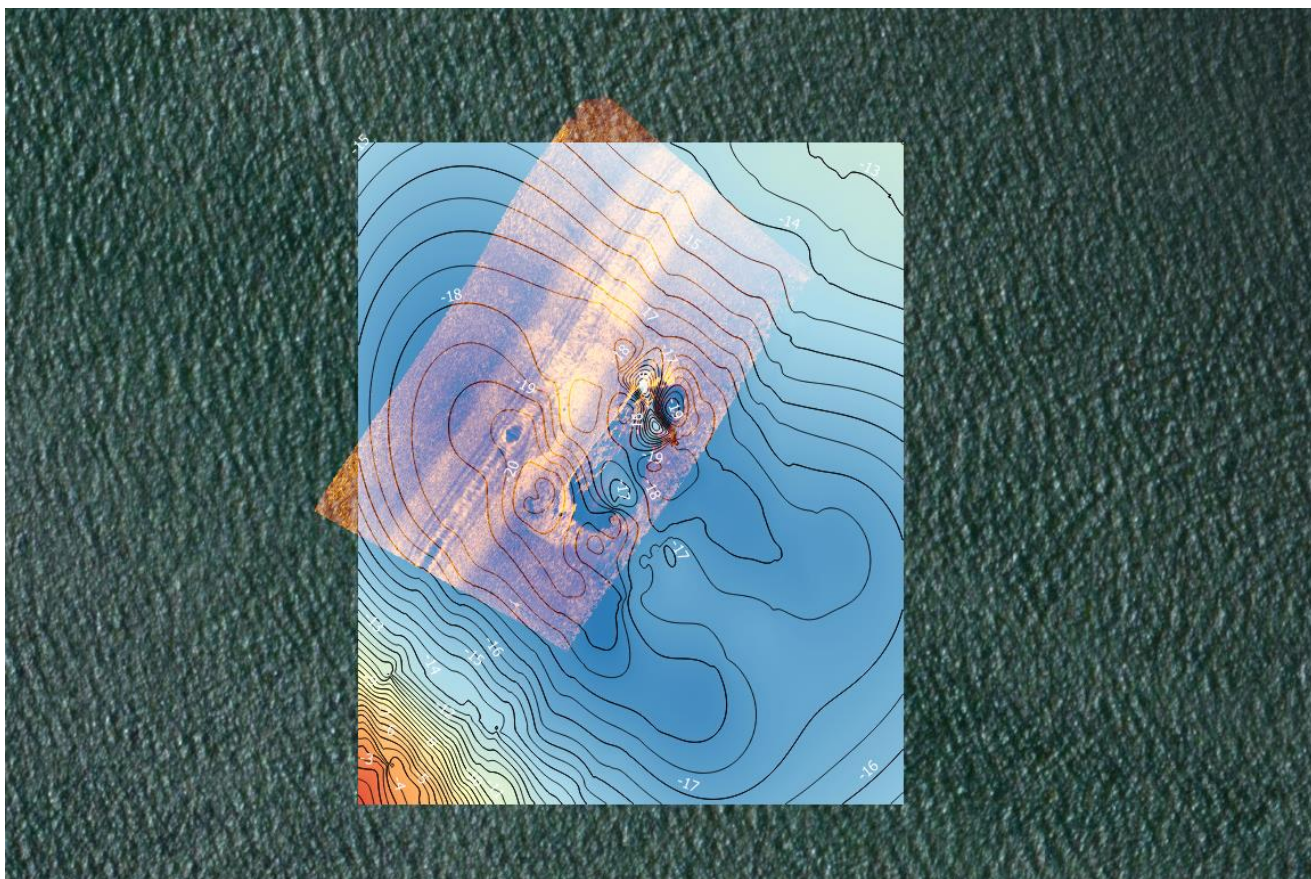


Рис. 4.12. Поєднання цифрової моделі рельєфу дна (рис. 4.11) з супутниковою картою та гідролокаційним зображенням за допомогою GIS-технологій.

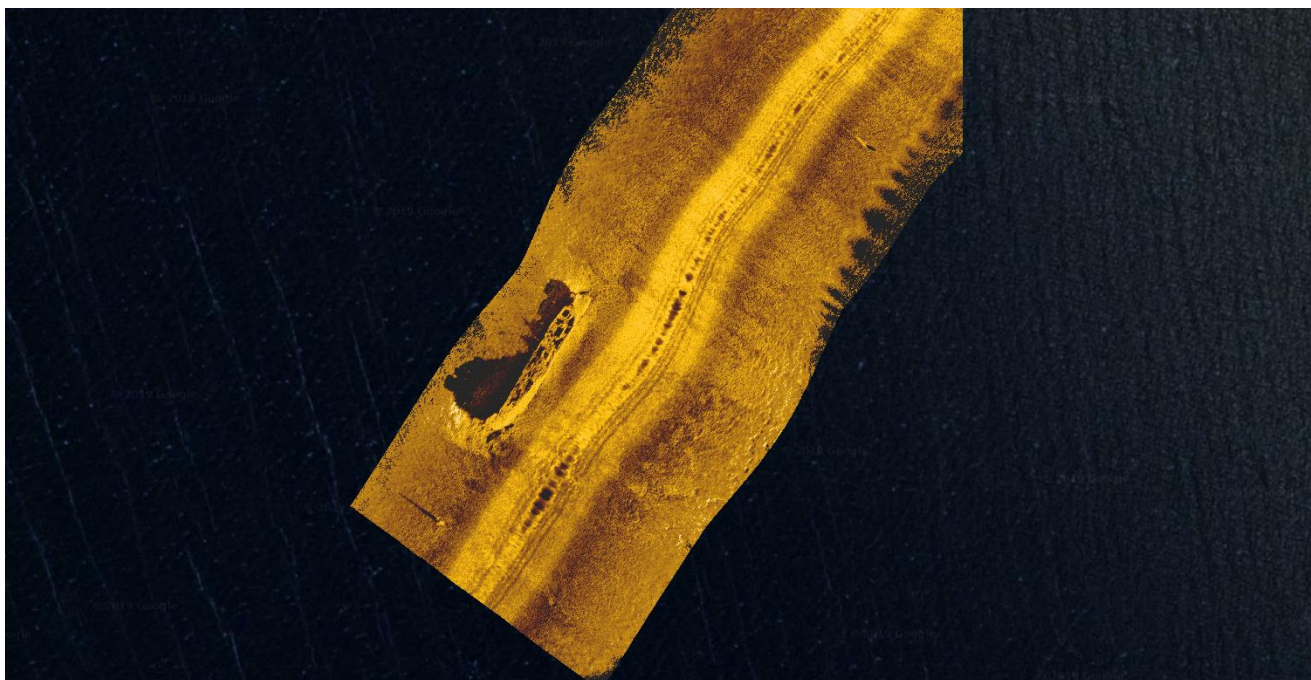


Рис. 4.13. Поєднання гідролокаційного зображення з супутниковою картою за допомогою GIS-технологій.

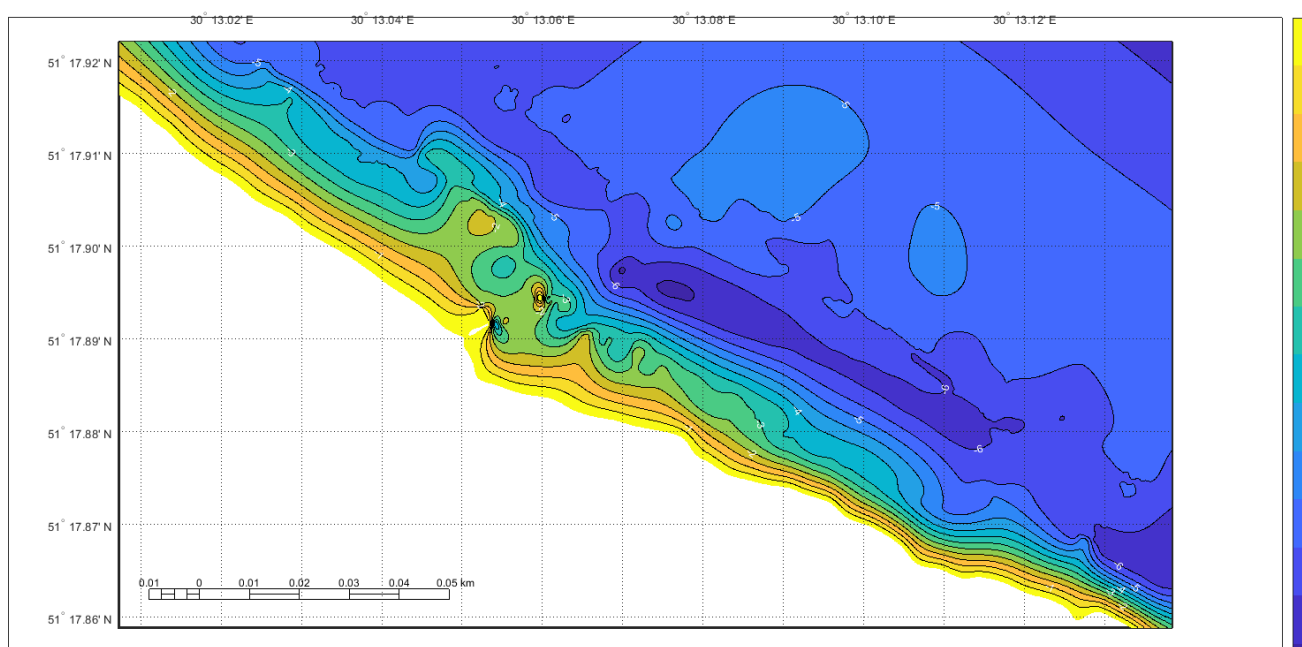


Рис. 4.14. Цифрова модель рельєфу дна на ділянці р. Прип'ять.

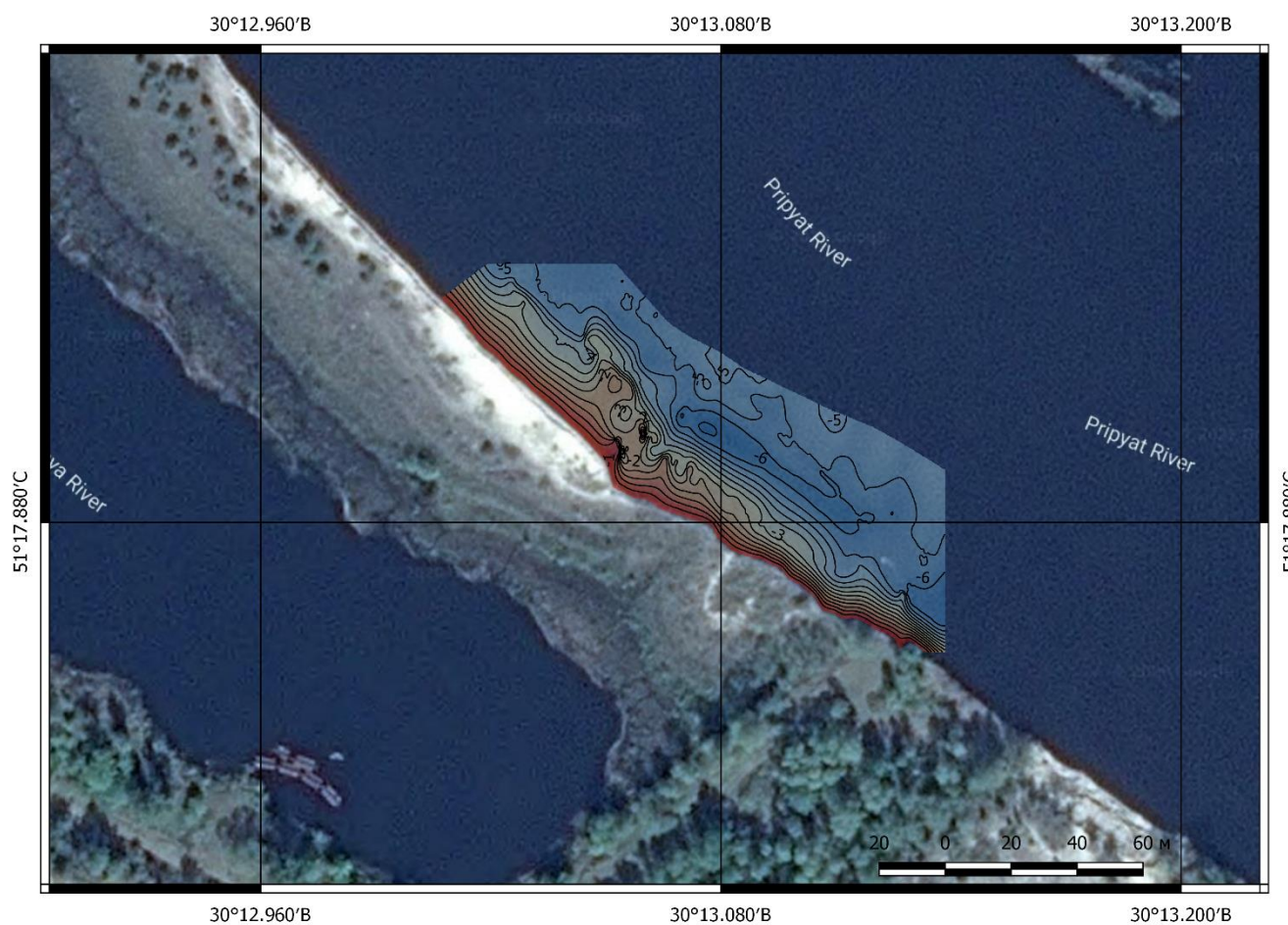


Рис. 4.15. Поєднання цифрової моделі рельєфу дна (рис. 4.14) з супутниковою картою за допомогою GIS-технологій.

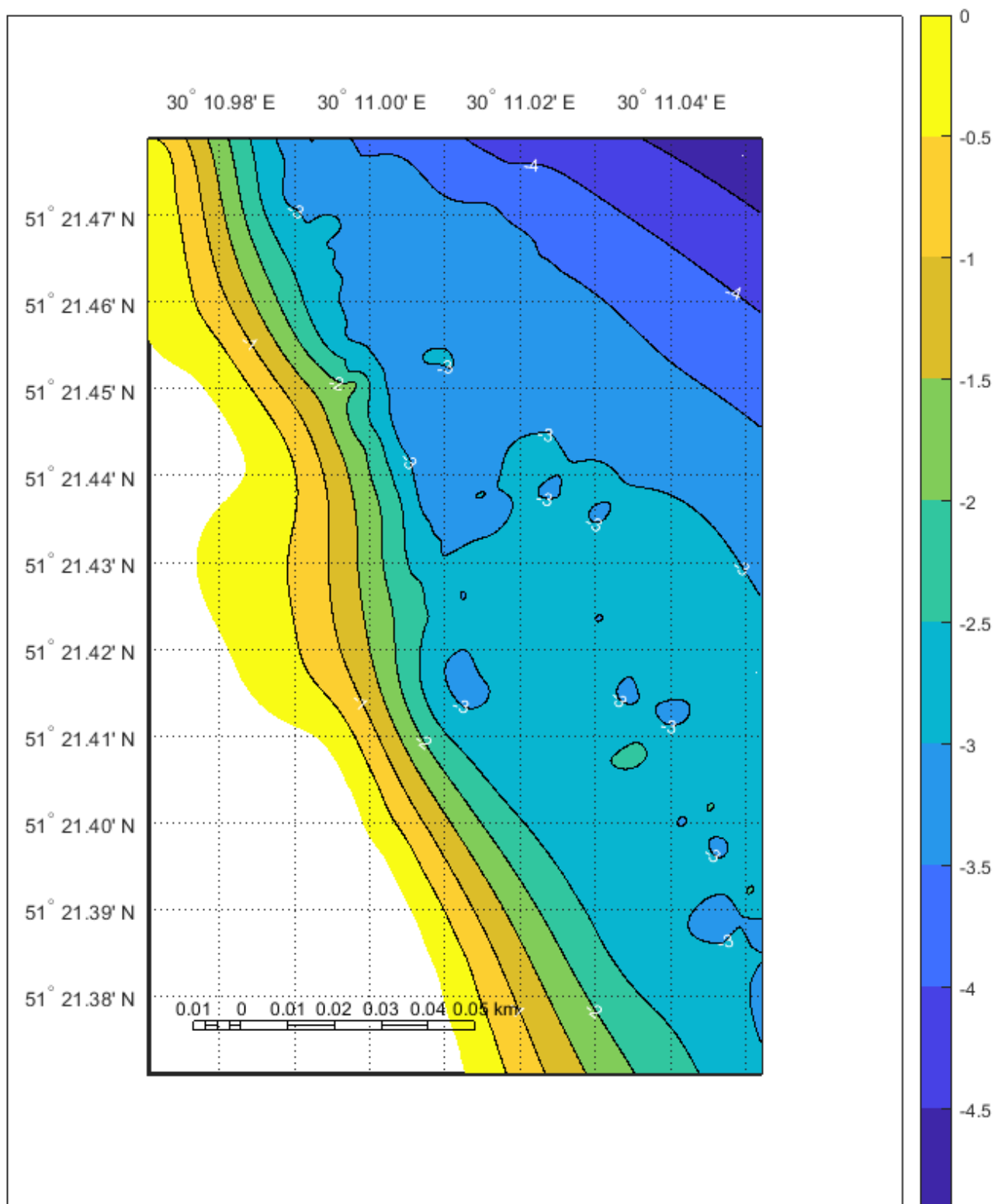


Рис. 4.16. Цифрова модель рельєфу дна на ділянці р. Прип'ять.

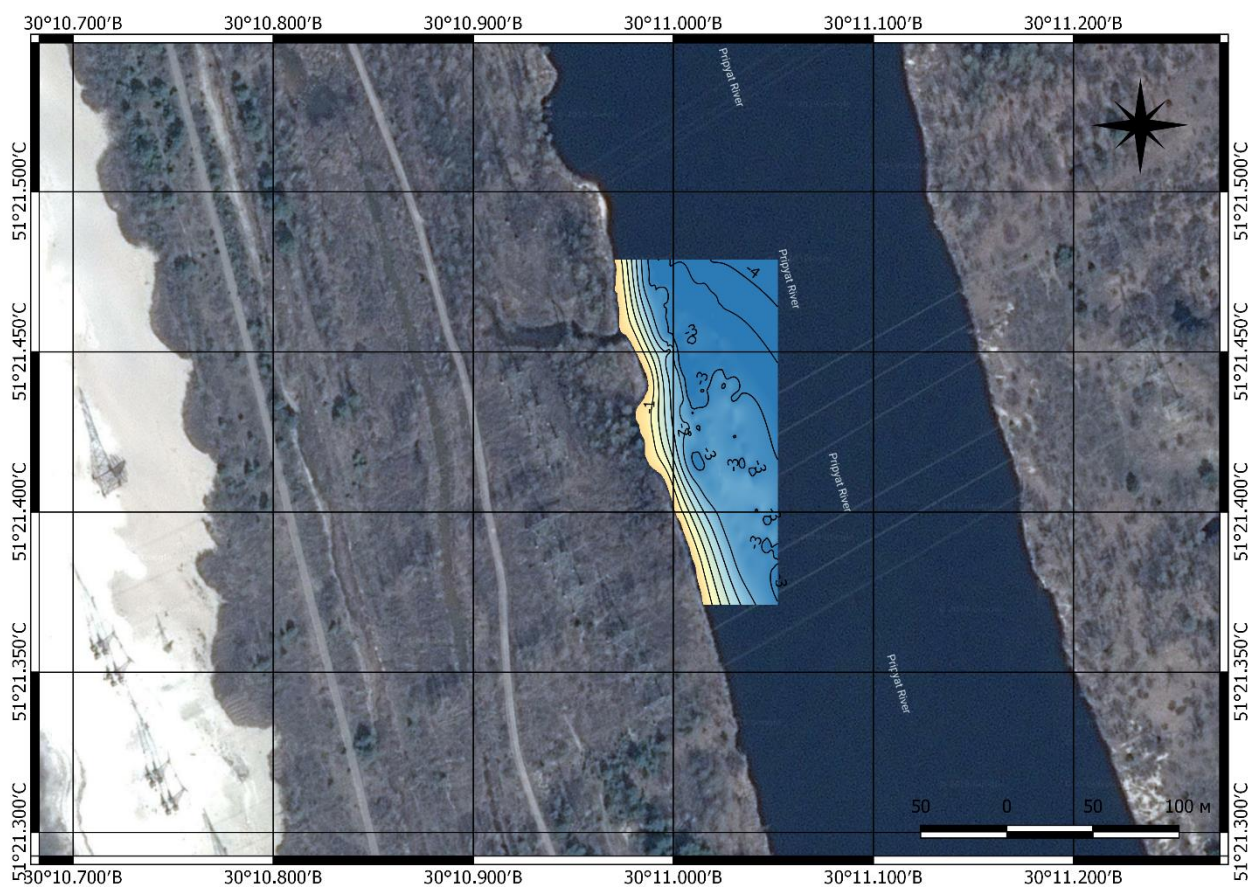


Рис. 4.17. Поєднання цифрової моделі рельєфу дна (рис. 4.16) з супутниковою картою за допомогою GIS-технологій.

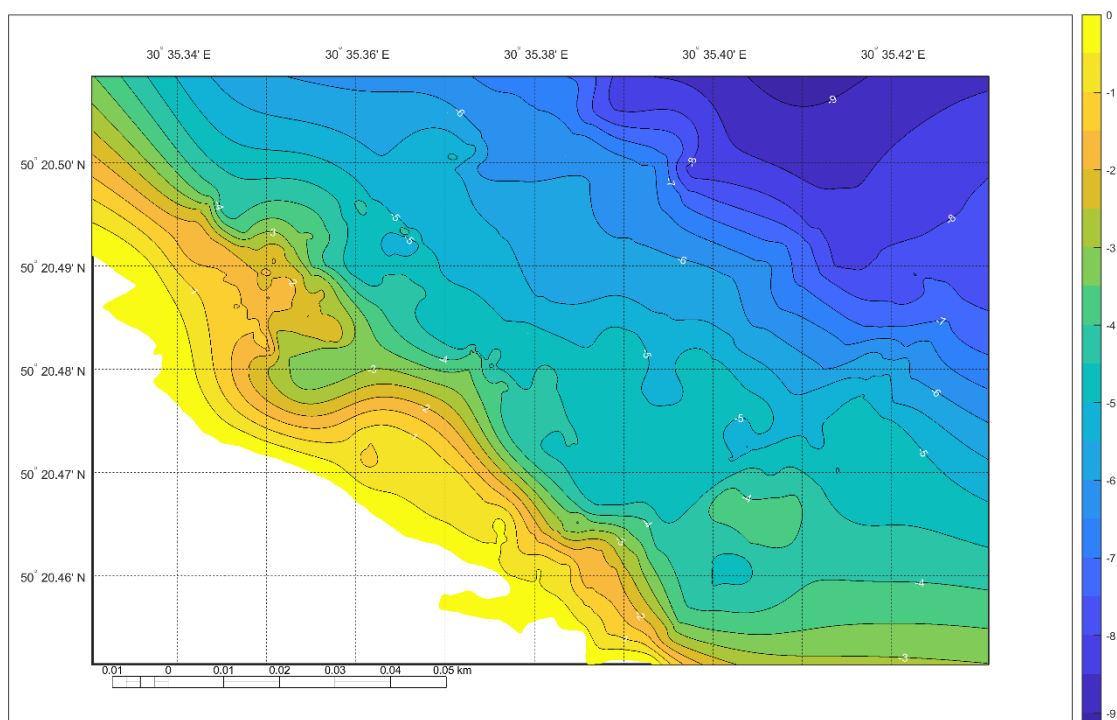


Рис. 4.18. Цифрова модель рельєфу дна на ділянці р. Дніпро біля о. Жуків.

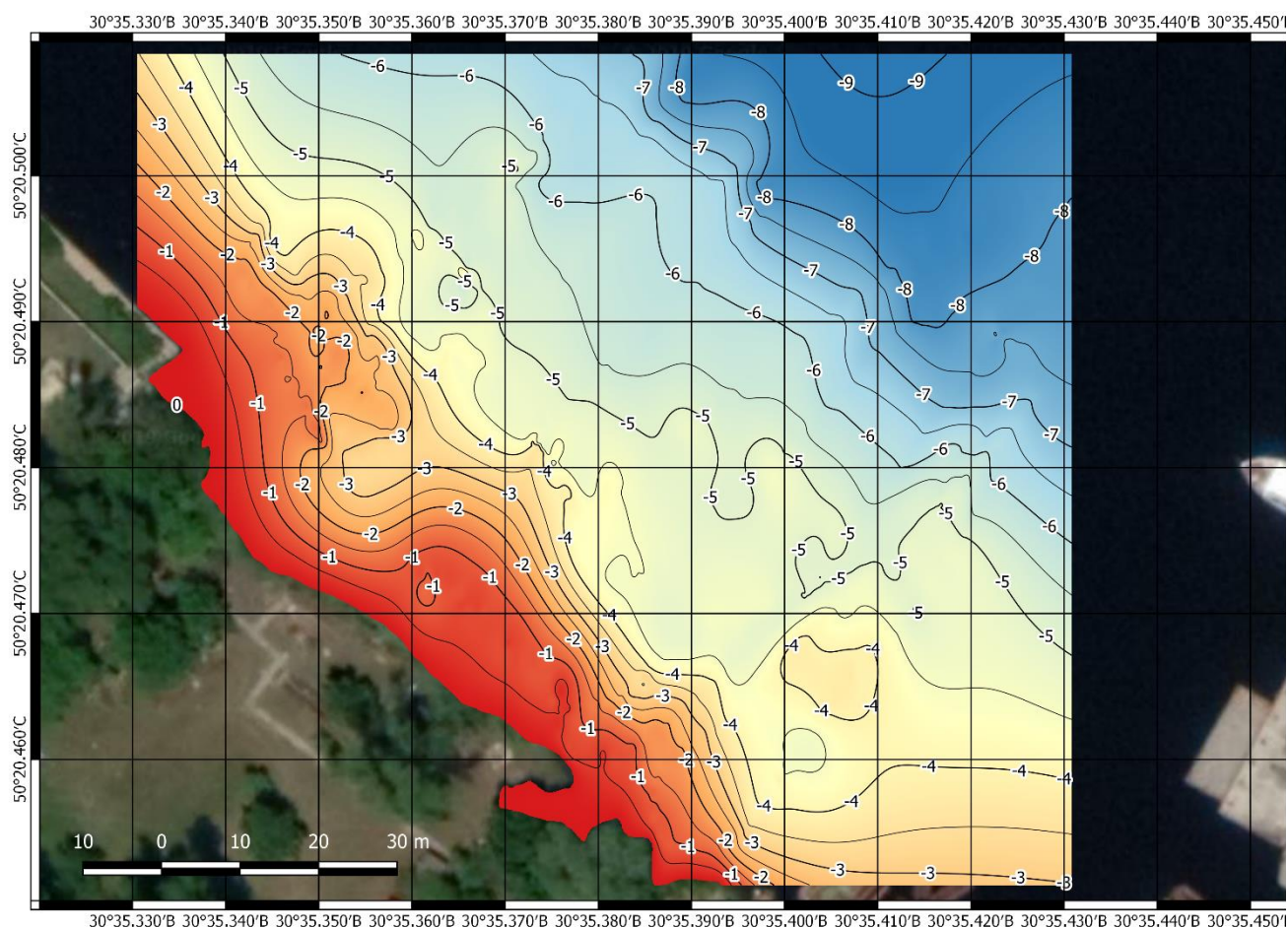


Рис. 4.19. Поєднання цифрової моделі рельєфу дна (рис. 4.18) з супутниковою картою за допомогою GIS-технологій.

Проведені спільні комплексні гідрографічні та гідроакустичні дослідження у 2007, 2013, 2018–2019 рр. забезпечили отримання сучасних унікальних даних. В результаті комплексного дистанційного гідроакустичного вивчення рельєфу дна та донних відкладів за площею та за характеристиками відбитих сигналів проведено вивчення геофізичних параметрів (геоакустичні характеристики та літологічні типи донних відкладів, зворотна та об'ємна реверберація водної товщі) обстежених районів акваторії. Побудовано відповідні математичні моделі (полігони геоакустичних даних). Здобуті дані дозволяють провести комплексну порівняльну оцінку геофізичних особливостей донних відкладів як єдиної екосистеми.

Отримані геофізичні параметри було упорядковано та передано до гідрографічного фрагмента БОД для подальшого збереження та аналізу, з метою створення можливості постійного моніторингу акваторій, які досліджувалися та

підвищення ефективності навігаційно-гідрографічного забезпечення судноплавства, а також з метою обміну інформацією між установами НАН України та іншими організаціями.

Висновки до розділу 4

Виконано математичне моделювання процесів визначення рельєфу дна за допомогою гідрогеоакустичних засобів. Показано, що за даними ехолота відновлюється тільки макро-рельєф, а за даними БПЕ та фазового ГБО ще і мікро-рельєф. БПЕ і фазовий ГБО є найбільш продуктивними засобами дослідження рельєфу дна, тому що вони визначають глибину в стороні від судна.

Запропоновано математичний алгоритм, на основі якого пропонується метод, призначений для відновлення рельєфу дна акваторії на основі гідрографічної інформації (глибини водойми в окремих точках з координатами), і виконана його чисельна реалізація. Виходячи з отриманого методу вирішення проблеми, отримано візуальне зображення рельєфу дна на прикладі р. Дніпро. Розроблений алгоритм має достатній ступінь гладкості в точках склейки функцій і менше викидів в одномірному випадку в порівнянні з кубічною інтерполяцією, що використовуються в розрахунках.

Побудовано цифрову модель рельєфу та ізобатичну карту ділянки р. Дніпро за даними ехолота. Згідно з реальними даними ГБО–500М було відновлено рельєф. Побудовані цифрові моделі рельєфу дна р. Дніпро поблизу м. Переяслав-Хмельницький, р. Прип'ять, в акваторіях Бузько-Дніпровсько-Лиманського каналу за допомогою розробленого програмного комплексу та сучасних GIS-технологій.

Список використаних джерел до розділу 4

1. Гончар А.И., Голод О.С., Клочан Ю.А., Шлычек Л.И. Теоретические основы создания панорамных гидроакустических систем. Запорожье, 1999. 296 с.
2. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., Шундель А.И. Прогнозирование цифровой модели рельефа по модельным данным гидрогеоакустических средств. *Гідроакустичний журнал (Проблеми, методи і*

засоби досліджень Світового океану). 2014. № 11. С. 9–16.

3. Долотов С.А., Каевицер В.И., Разманов В.М. Об одной особенности съемки рельефа дна интерферометрическим гидролокатором бокового обзора. *Акустический журнал*. 1997. Т. 43(4). С. 559–562

4. Коновалов А.Н. К теории попеременно-треугольного итерационного метода. *Сибирский математический журнал*. 2002. Т. 43(3). С. 552–572.

5. Матвиенко Ю.В., Воронин В.А., Тарасов С.П., Скняра А.В., Тутынин Е.В. Пути совершенствования гидроакустических технологий обследования морского дна с использованием автономных необитаемых подводных аппаратов. *Подводные исследования и робототехника*. 2009. Т. 8(2). С. 4–15

6. Математическое моделирование слоистых неоднородных сред с полостями простой и сложной формы. Гончар А.И. Отчет по НИР/ НТЦ ПАС НАН Украины; №ГР01040008326. Запорожье, 2004. 151 с.

7. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1989. 616с.

8. Самарский А.А., Николаев Е.С. Методы решения сеточных уравнений. М.: Наука, 1978. 532с.

9. Сухинов А.И., Тимофеева Е.Ф., Чистяков А.Е. Построение и исследование дискретной математической модели расчета прибрежных волновых процессов. *Известия ЮФУ. Технические науки*. 2011. Т. 8(121). С. 22–32.

10. Сухинов А.И., Чистяков А.Е., Алексеенко Е.В. Численная реализация трехмерной модели гидродинамики для мелководных водоемов на супервычислительной системе. *Математическое моделирование*. 2011. Т. 23(3). С. 3–21.

11. Сухинов А.И., Чистяков А.Е., Проценко Е.А. Двумерная гидродинамическая модель, учитывающая динамическое перестроение геометрии дна мелководных водоемов. *Известия ЮФУ. Технические науки*. 2011. Т. 8(121). С. 159–167.

12. Сухинов А.И., Чистяков А.Е., Проценко Е.А. Построение дискретной двумерной математической модели транспорта наносов. *Известия ЮФУ. Технические науки*. 2011. Т. 8(121). С. 32–44.

13. Чистяков А.Е. Об аппроксимации граничных условий трехмерной модели движения водной среды. *Известия ЮФУ. Технические науки*. 2010. Т. 6(107). С. 66–77.

14. Чистяков А.Е. Теоретические оценки ускорения и эффективности параллельной реализации ПТМ скорейшего спуска. *Известия ЮФУ. Технические науки*. 2010. Т. 6(107). С. 237–249.

15. Чистяков А.Е., Семенякина А.А. Применение методов интерполяции для восстановления донной поверхности. *Известия ЮФУ. Технические науки*. 2013. Т. 4 (141). С. 21–28.

16. Hare R. Depth and position error budget for multibeam echosounding. *International hydrographic review*. Monaco, 1995. LXXII(2). P. 37–69

17. Hare R. Error budget analysis for US naval oceanographic office (NAV-OCEANO) hydrographic survey systems. University of Southern Mississippi, 2001. 155 p.

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі здійснено аналіз існуючих моделей реального геологічного середовища: імпедансна та пружна моделі донних відкладів, гетерогенні моделі середовищ, статистична модель донного середовища, моделі Біо та їх модифікації.

Показано, що однорідне пористе середовище може бути змодельовано як однофазне в'язкопружне середовище. Для кожного в'язкопружного модуля достатньо тільки одного релаксаційного механізму, щоб отримати відповідність з модулем пористого середовища. У зв'язку з тим, що згасання в Біо рівняннях не пов'язано з пружною в'язкістю через співвідношення між напругою і деформаціями, стандартна модель в'язкості, яка узагальнює функції стиснення і поперечний модуль з релаксаційними функціями, не відповідає опису комплексних модулів Біо. Тому, при побудові еквівалентних в'язких рівнянь руху безпосередньо порівнюються характеристики згасання і дисперсії швидкостей хвиль методом підбору релаксаційних функцій, пов'язаних з хвильовими модами. Для кожної хвильової моди підбирається свій власний механізм релаксації, в якому час релаксації асоціюється з характерними частотами і показниками згасання.

Представлено елементи теорії Біо для анізотропного пружнопористого флюїдонасиченого середовища в низькочастотному діапазоні. Розглянуто деякі моделі механізмів частотно-залежної дисипації.

Розроблено математичні моделі шаруватих геологічних структур, близьких до реального геосередовища.

Запропоновано підхід до побудови та візуалізації складних тривимірних геологічних структур на основі системи ієрархічно впорядкованих параметричних сплайнових поверхонь з розрізами. Важливими оригінальними точками такого підходу є використання параметричних поверхонь з внутрішніми розрізами для опису геофізичних розривів і викидів, а також ієрархічне впорядкування системи геологічних границь у вигляді бінарного дерева. Тривимірні математичні моделі, побудовані на основі такого підходу, дозволяють використовувати методи

оптимізації для автоматичного узгодження параметрів моделі з різнорідними геолого-геофізичними даними. Це дозволяє вирішувати як прямі, так і зворотні задачі гідрогеоакустики, геофізики, спираючись на розроблену математичну модель геологічного середовища, а також візуалізувати результати таких рішень.

Вперше розроблено систему комп'ютерного тривимірного моделювання геофізичних полів геологічних структур. Цей програмний комплекс дозволяє створювати моделі дна, які містять включення корисних копалин різної форми і складу, в тому числі і вуглеводневої сировини.

Математична модель геологічного середовища побудована як система границь розподілу ділянок з однорідними властивостями. Щоб визначити властивості середовища в заданій точці, достатньо визначити її приналежність до конкретної області.

Розроблений програмний комплекс дозволяє створювати об'ємні структурні літолого-стратиграфічні або інші моделі геологічного середовища з переважно субгоризонтально-шаруватою структурою. При цьому можливий розрахунок і візуалізація необмеженої кількості вертикальних і горизонтальних розрізів створеної моделі.

Створені тривимірні моделі необхідні для моделювання панорамної зйомки (роботи ГБО, ГБО з інтерферометричним каналом, багатопроменевого ехолоту), тривимірного профілювання, побудови ізобатичних карт за результатами вимірювань ехолотом.

Ця дисертаційна робота вирішує задачу розробки аналітико-чисельних методів математичного моделювання структури та просторового розподілу акустичних властивостей морських відкладів, представлених як шарувате неоднорідне середовище. Розроблені методи дозволяють створювати дискретні, безперервні або змішані структурно-акустичні моделі неоднорідного морського дна, з урахуванням розшарування, флюїдо- та газонасичених донних відкладів, наявності в них порожнин і включень різних форм і властивостей.

Розроблені алгоритми генерації модельних донних структур дозволяють створювати, аналізувати і зберігати для подальшого використання просторові

розподіли механіко-акустичних властивостей середовища (щільність, пружність постійних Ламе, швидкість подовжніх і поперечних звукових хвиль, акустичного імпедансу та ін.) довільного ступеня складності.

Для моделювання структурних елементів дна, була реалізована процедура багатокомпонентної фільтрації одно-, дво- або тривимірного нормального стохастичного поля просторових частот. Різні параметри спектральної фільтрації дозволяють створювати моделі донних структур з широким діапазоном шорсткостей поверхонь донних шарів, взаємною кореляцією їх форми, одночасно синтезуючи різномасштабні за розміром і розподілом в просторі неоднорідності.

У дискретних моделях структура дна розглядається як просторова композиція зон фіксованих механіко-акустичних становищ (доменів структури). Композиція доменів здійснюється функцією-генератором структури, яка для кожної точки в просторі здійснює редукцію середовища за заздалегідь впорядкованою сукупністю станів. Елементи структури дна (шари донних відкладів, порожнин, включень) синтезуються в дискретних моделях як квазіоднорідні утворення. Безперервні моделі дозволяють синтезувати просторовий розподіл акустичних характеристик одночасно у всьому обсязі, що моделюється, і визначати границі локалізованих або розподілених неоднорідностей через локальні максимуми градієнта полів щільностей, швидкостей, імпедансів і ін. Змішані структурно-акустичні моделі дна поєднують характерні властивості дискретних і неперервних моделей.

Розглянуто метод обробки інтерферометричної інформації гідролокаторів бокового огляду, який базується на аналізі матриць коефіцієнтів кореляції окремих реалізацій з послідовністю опорних сигналів. Алгоритми виділення й ідентифікація ліній інтерференційних максимумів, виконані на синтезованих структурно-акустичних моделях неоднорідного рельєфного дна, можуть бути успішно використані під час аналізу складних інтерферометричних зображень.

Розроблено алгоритми отримання модельного акустичного відгуку, який є суперпозицією всіх акустичних сигналів відбиття від геологічних границь, які

мають різні коефіцієнти відбиття. Акустичне відбиття описується так званою моделлю згортки.

Проведено чисельні експерименти відносно впливу розміру, складу включення, а також частоти випромінюваних імпульсів на структуру акустичного поля.

Останнім часом спостерігається зростаючий інтерес до використання нестационарних сигналів різної складності, особливо широкосмугових через їх високу, порівняно з вузькосмуговими, просторову розрізняльну здатність, а також можливість їх аналізу в частотно-часовій області. Зокрема, широкосмугові сигнали можуть бути використані для визначення "тонкої структури" донних відкладів, а також для локалізації дрібних об'єктів розсіювання, занурених у відклад. Однак для широкосмугових сигналів взаємозв'язки між характеристиками ехо та параметрами середовища не такі чіткі і менш вивчені, ніж для монохроматичних і вузькосмугових сигналів. Крім того, опис процесу широкосмугового розсіювання вимагає введення і вивчення інших, більш загальних характеристик ехо-сигналу.

На заздалегідь розробленій моделі донних відкладів проводилися чисельні експерименти з виявлення тонкої структури донних відкладів при використанні в якості зондування імпульсу складного сигналу. Як показало чисельне моделювання, перспективними типами зондуючих імпульсів для профілювання донних відкладів, є сигнали ЛЧМ і код Баркера (фазоманіпульований сигнал). Простіша апаратна реалізація ЛЧМ сигналу робить його більш доступним для реалізації профілювання тонкої структури донних відкладів. Отже, завдяки розвитку технологій, розробку і створення профілографа з кодом Баркера необхідно виділити в окремий і перспективний напрямок. Слід також зазначити, що актуальним питанням є цифрова реєстрація повного сигналу, який відкриває можливість використання додатково до потужності (амплітуди) і спектральні характеристики відбитих сигналів для дослідження структури морського ґрунту.

При моделюванні процесу профілювання донних відкладів доцільніше використовувати не тривимірні моделі геологічних структур, а двовимірні (плаский вертикальний зріз тривимірної структури).

Створено математичну модель гідроакустичного відгуку, зареєстрованого на антені під час профілювання донних структур з використанням в якості зонduючого сигналу, сигнал будь-якої складності. Розраховано модельну профілограму від моделі розрізу геологічної структури, що містить вуглеводневу сировину.

На основі розробленого програмного комплексу можуть бути розроблені інші програмні засоби для моніторингу відпрацьованих родовищ корисних копалин, вирішення питань оптимізації оперативного планування на гірничовидобувних підприємствах на основі ефективного контролю структури запасів відпрацьованих родовищ, визначення пріоритетних напрямків експлуатаційного та розвідувального буріння і тому подібне.

Виконано математичне моделювання процесів визначення рельєфу дна за допомогою гідрогеоакустичних засобів. Показано, що за даними ехолота відтворюється тільки макро-рельєф, а за даними БПЕ та фазового ГБО ще і мікро-рельєф. БПЕ і фазовий ГБО є найбільш продуктивними засобами дослідження рельєфу дна, так як вони визначають глибину на відстані від судна.

Запропоновано математичний алгоритм, на основі якого пропонується метод, призначений для відтворення рельєфу дна акваторії на основі гідрографічної інформації (глибини водойми в окремих точках з координатами), і виконана його чисельна реалізація. З огляду на розроблений метод отримано візуальне зображення рельєфу дна на прикладі р. Дніпро. Розроблений алгоритм має достатній ступінь гладкості в точках склейки функцій і менше викидів в одномірному випадку в порівнянні з кубічною інтерполяцією, яка використовуються в розрахунках.

Побудовано цифрову модель рельєфу і ізобатичну карту ділянки р. Дніпро за даними ехолота. Згідно з реальними даними, ГБО–500М було змодельовано рельєф акваторії Чорного моря. Побудовані цифрові моделі рельєфу дна р. Дніпро поблизу м. Переяслав-Хмельницький, р. Прип'ять, в акваторіях Бузько-Дніпровсько-

Лиманського каналу за допомогою розробленого програмного комплексу та сучасних GIS-технологій.

Проведені морські експериментальні дослідження у Чорному морі в 75-му рейсі науково-дослідного судна (НДС) «Професор Водяницький» в рамках цільової комплексної програми наукових досліджень «Комплексна оцінка стану і прогнозування динаміки морського середовища та ресурсів Азово-Чорноморського басейну» спільно з фахівцями Інституту геологічних наук НАН України та спільні комплексні гідрографічні та гідроакустичні дослідження 2013, 2018–2019 рр. забезпечили отримання сучасних унікальних даних які внесені до гідрографічного фрагмента БОД з метою створення можливості постійного моніторингу акваторій, які досліджувалися та підвищення ефективності навігаційно-гідрографічного забезпечення судноплавства.

Проведені дослідження мають науково-технічне і прикладне значення.

Розроблені алгоритми і методи можуть бути використані в наступних НДР ДУ «Гідрофізичний центр НАН України» і будуть використовуватися як основа при розробці нових сучасних гідроакустичних засобів (на етапі моделювання роботи цих засобів) для вирішення багатьох задач, а також при виконанні дистанційної ґрунтової зйомки та інших робіт на морі за допомогою гідроакустичних засобів. Перспективним тако ж є намір подальшої роботи з наповнення та відновлення Банку океанографічних даних з метою створення можливості постійного моніторингу акваторій, які досліджувалися та підвищення ефективності навігаційно-гідрографічного забезпечення судноплавства, а також з метою обміну інформацією між установами НАН України та іншими організаціями.

ДОДАТОК А – Приклади дискретних, безперервних і змішаних структурно-акустичних моделей дна

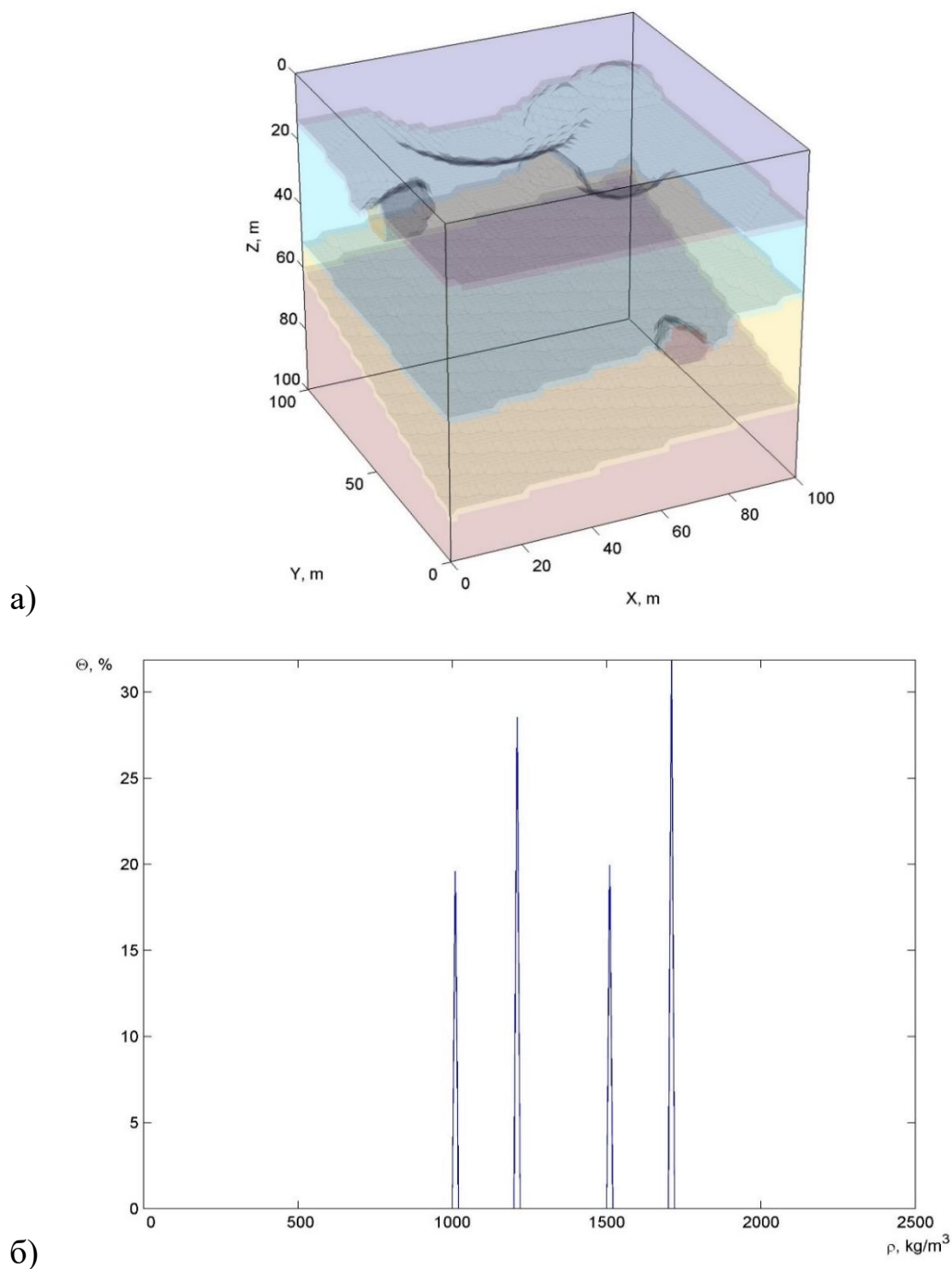


Рис. А.1. Структурно-акустична модель III типу, синтезована в кубі 100x100x100 м (дискретизація 1x1x0.5 м) по каркасу з 13 джерелами, які відносяться до 4-х станів: а) просторовий розподіл $\Psi(\vec{r})$ структурних елементів моделі; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м³.

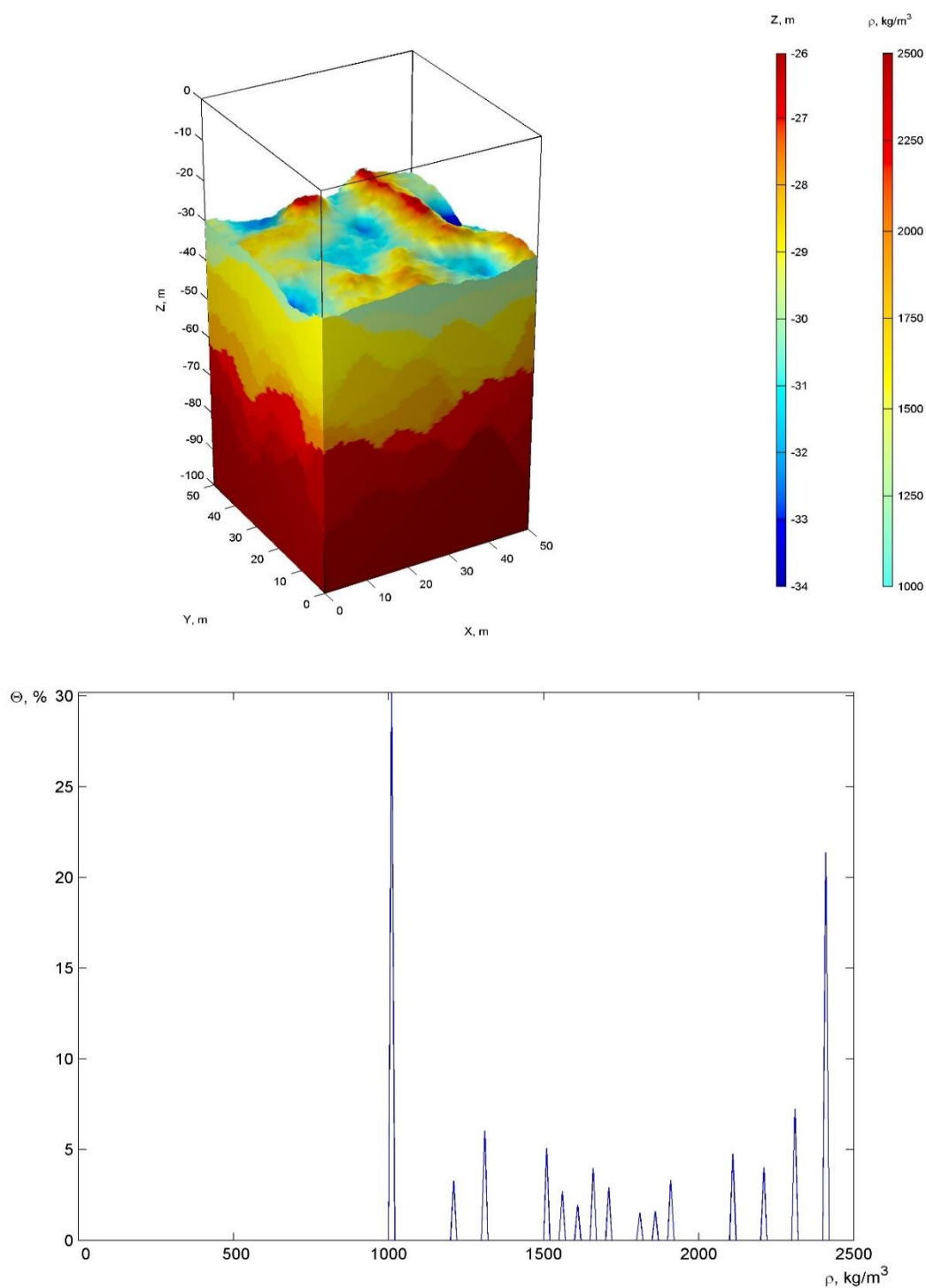


Рис. А.2. Дискретна структурно-акустична модель II типу, синтезована в області 50 x 50 x 100 м (дискретизація 1 x 1 x 0.2 м); 15 станів у вигляді некорельованих шарів зі зростаючою щільністю: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м³.

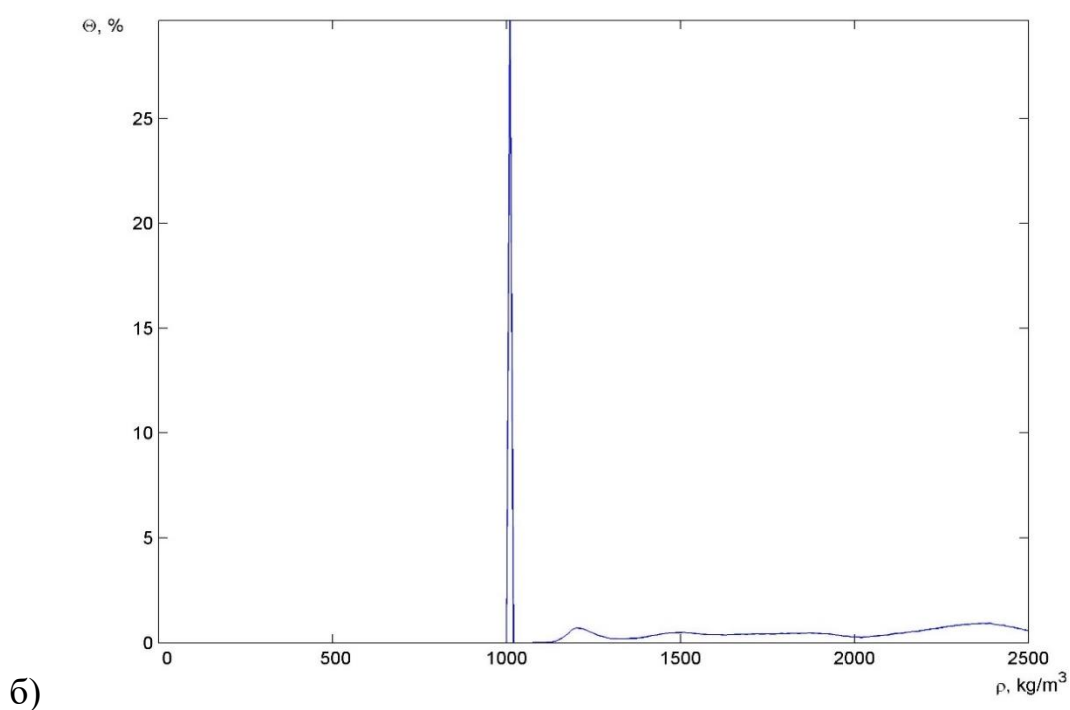
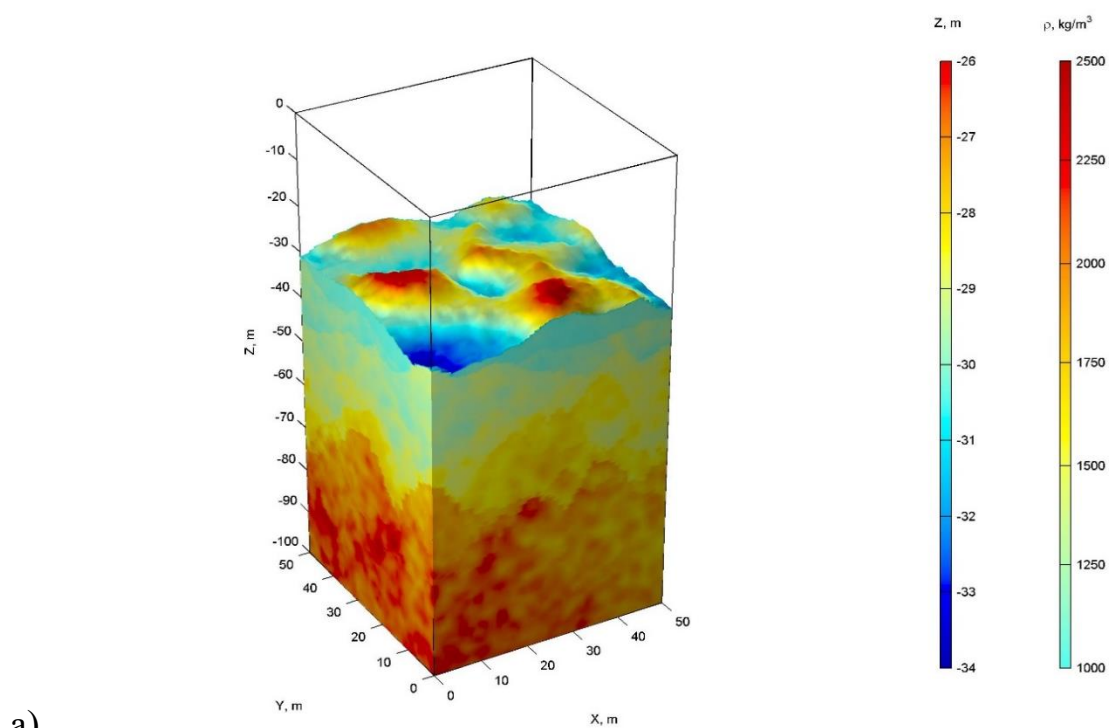


Рис. А.3. Змішана структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $50 \times 50 \times 100$ м (дискретизація $1 \times 1 \times 0.2$ м): а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .

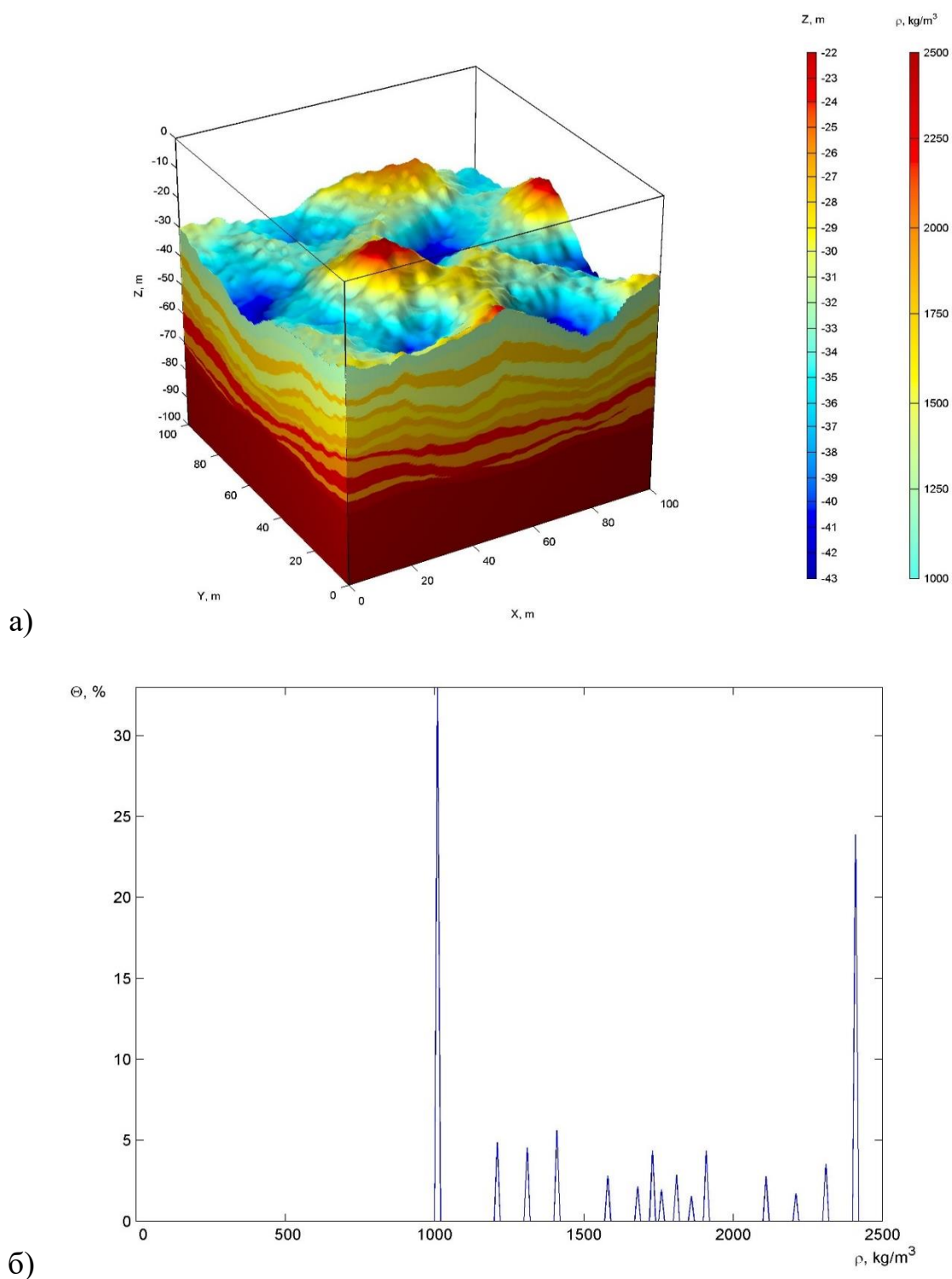


Рис. А.4. Дискретна структурно-акустична модель II типу, синтезована в області 100 x 100 x 100 м (дискретизація 1 x 1x 1 0.2 м); 14 станів у вигляді корельованих шарів зі зростаючою щільністю: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м³.

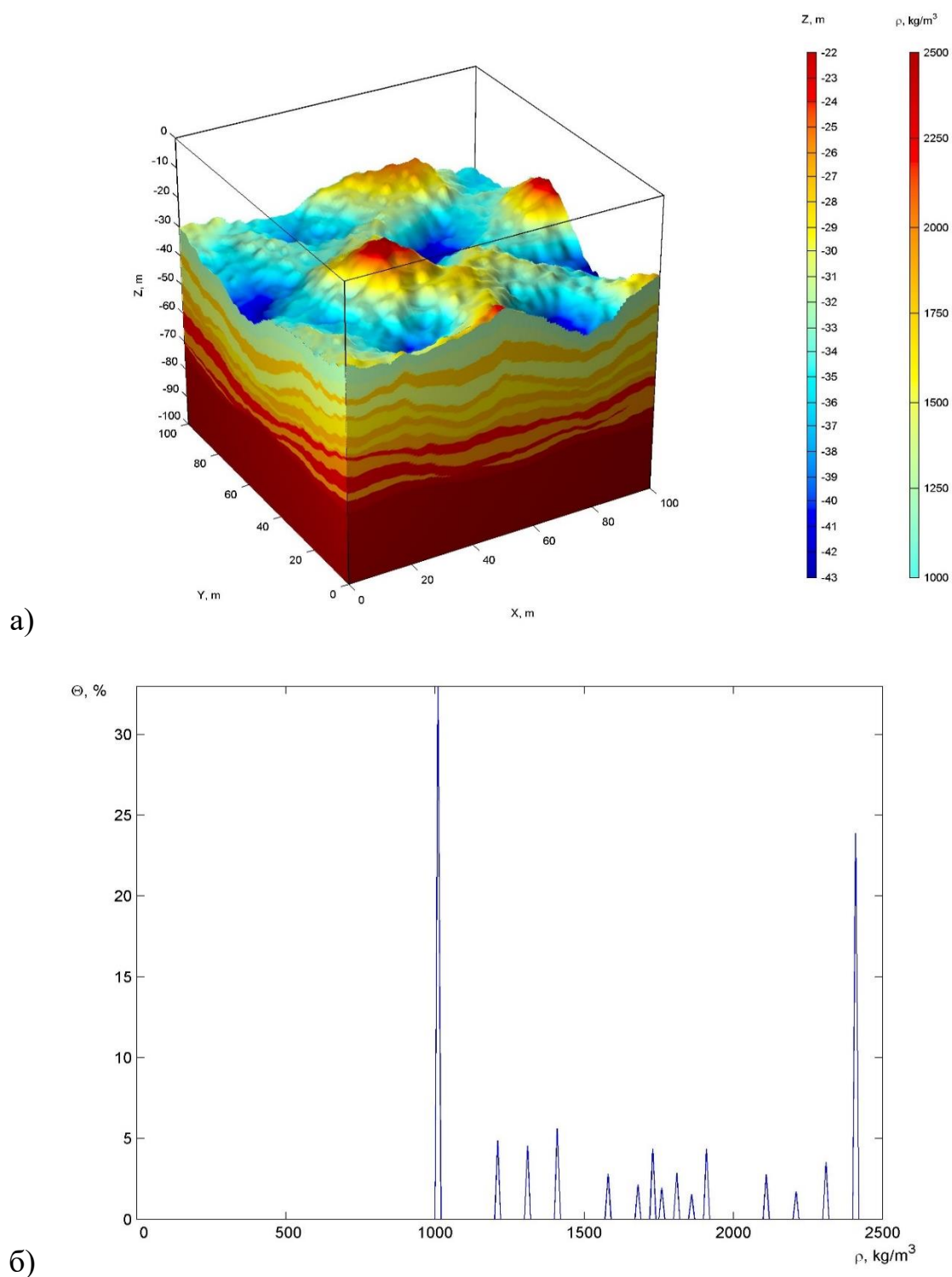


Рис. А.5. Дискретна структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $1 \times 1 \times 0.5$ м); 15 станів у вигляді корельованих шарів з змінюваною щільністю: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .

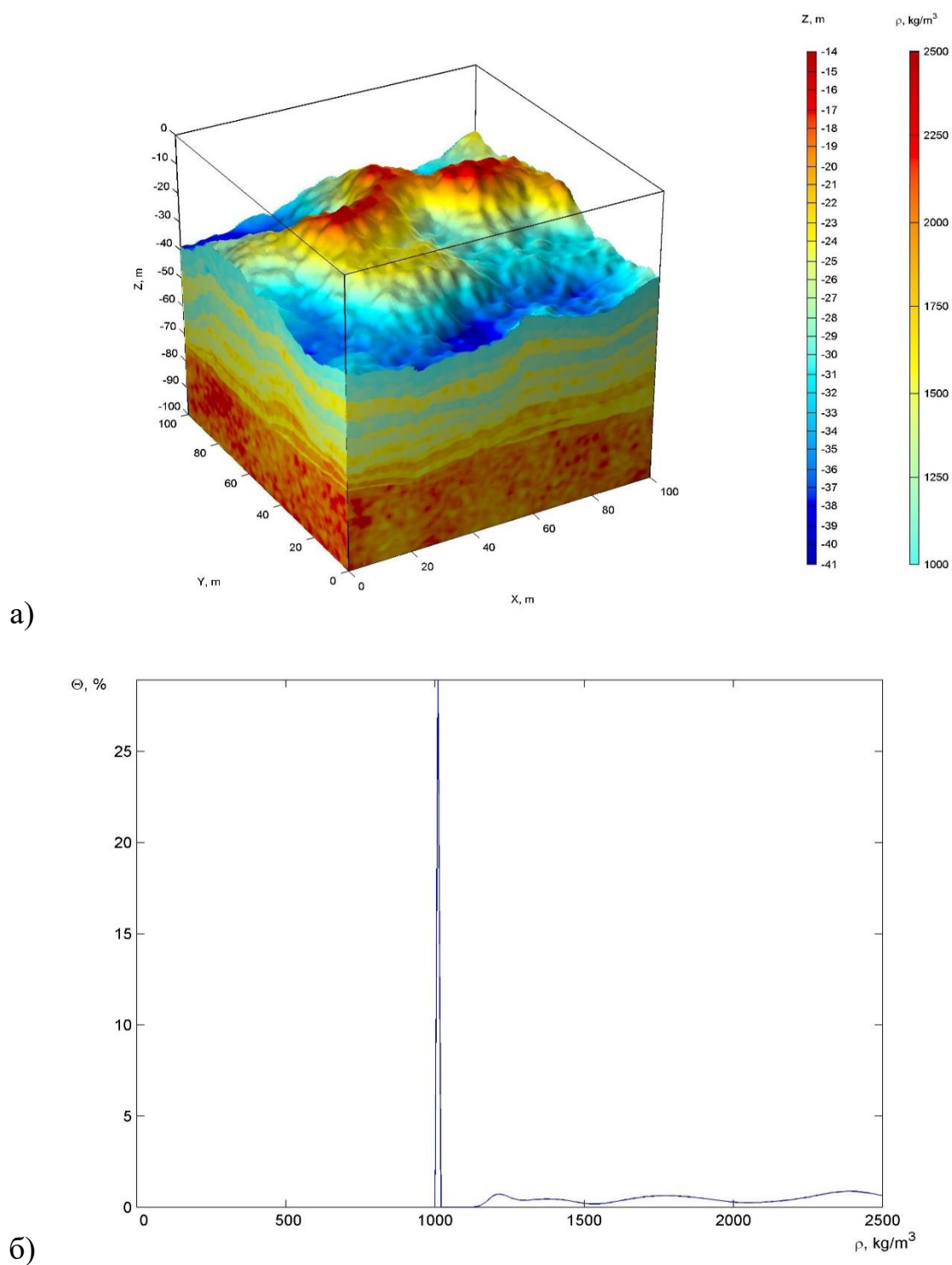
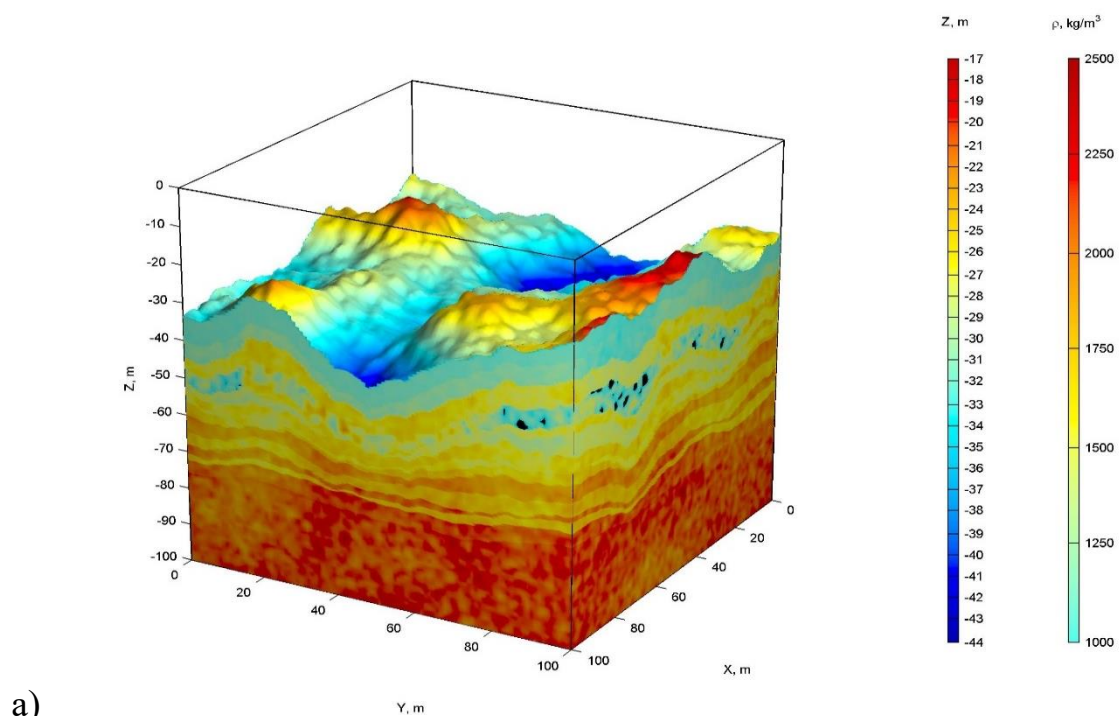
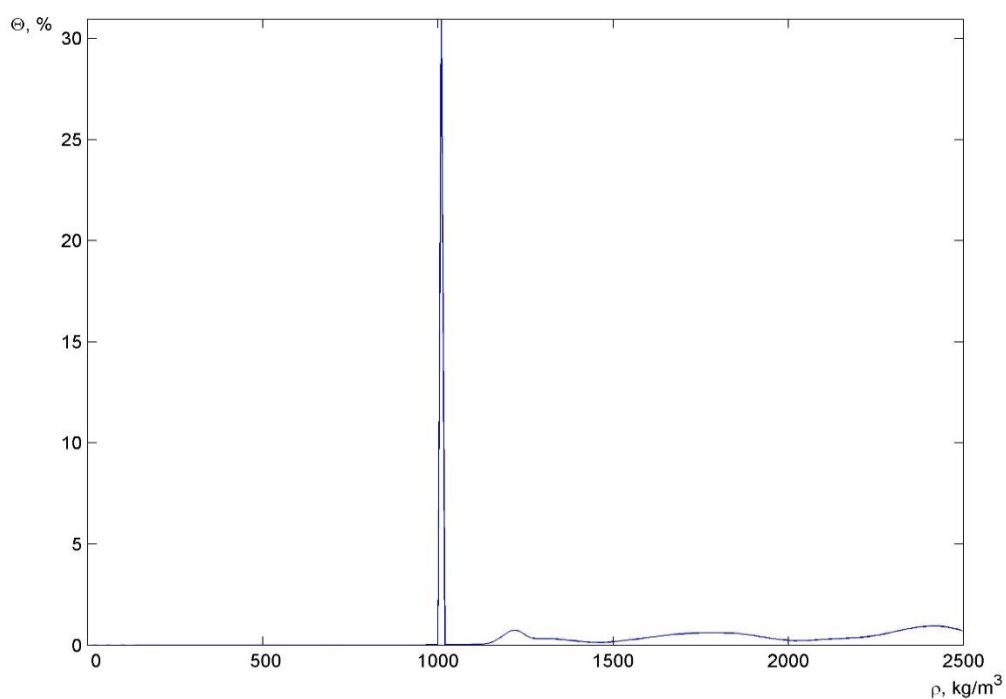


Рис. А.6. Змішана структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $1 \times 1 \times 0.2$ м): а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .



a)



б)

Рис. А.7. Змішана структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $1 \times 1 \times 0.2$ м); містить численні дрібні порожнини: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , kg/m^3 .

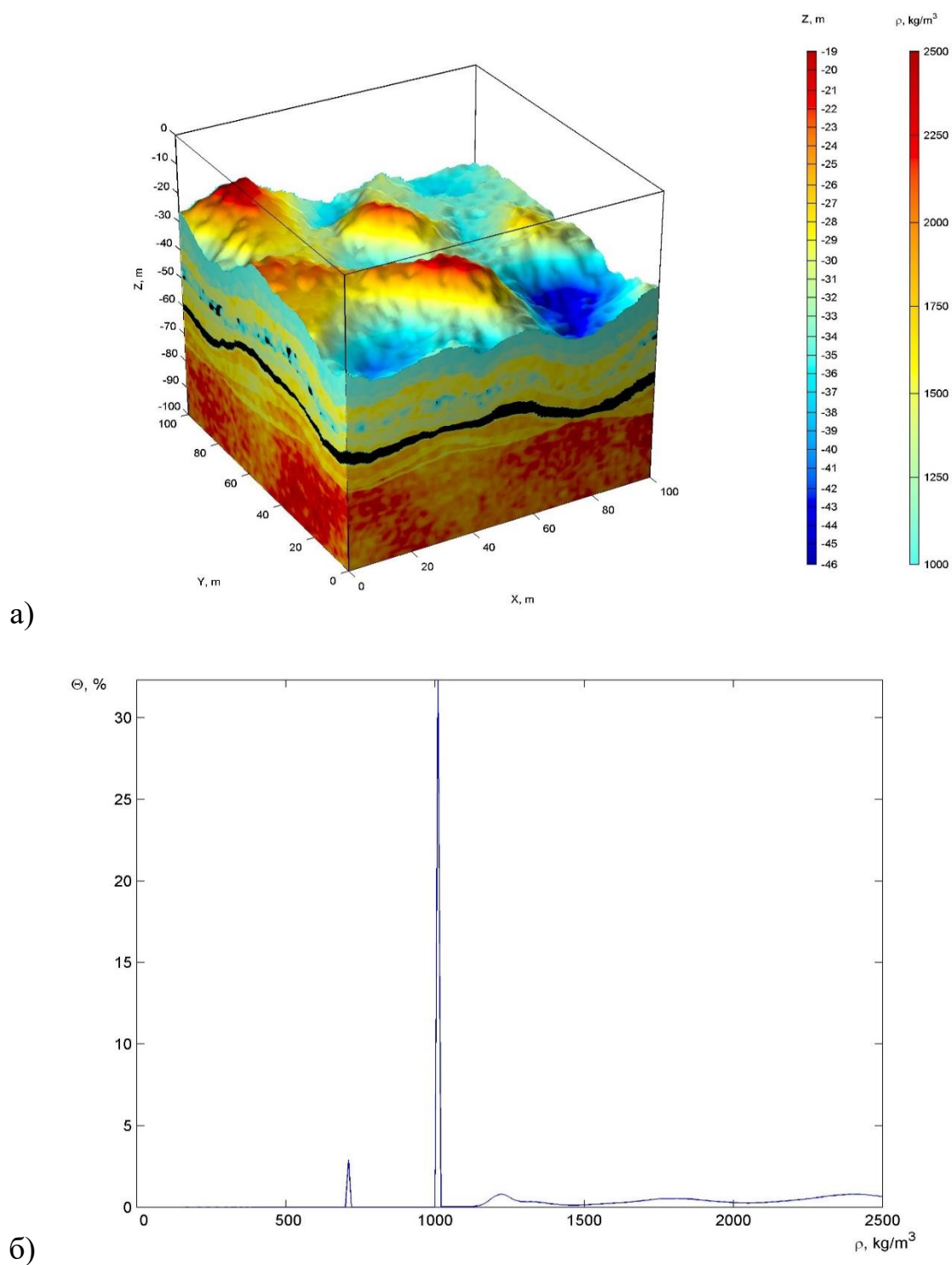


Рис. А.8. Змішана структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $1 \times 1 \times 0.2$ м); крім численних дрібних порожнин і включень містить газонасичений шар: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .

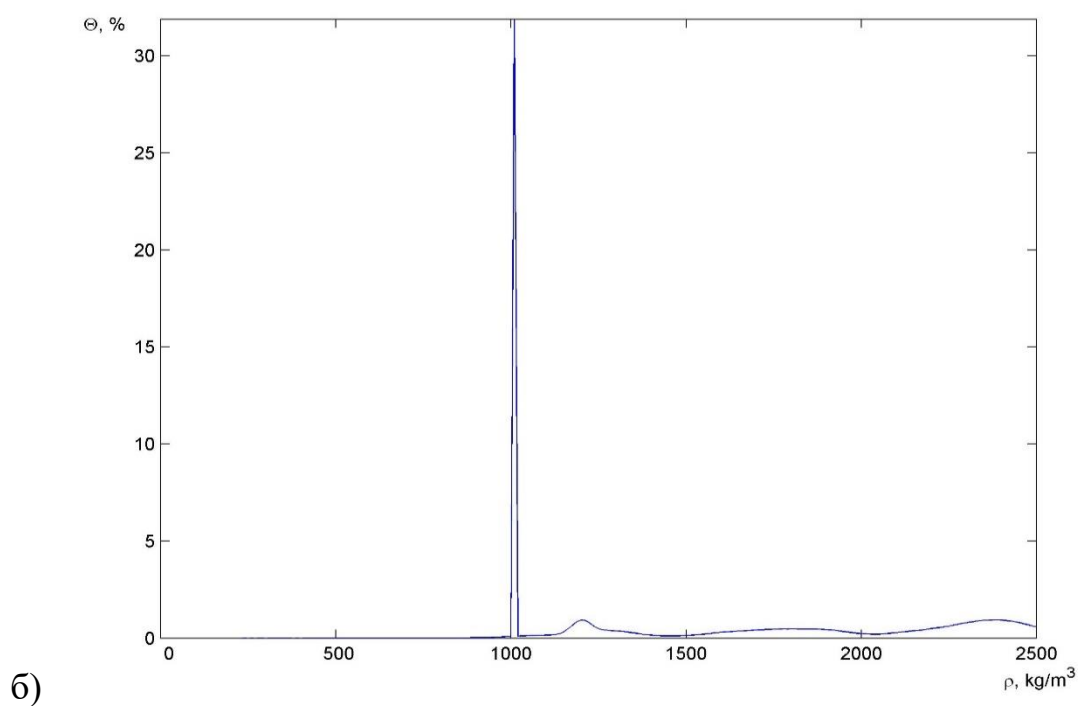
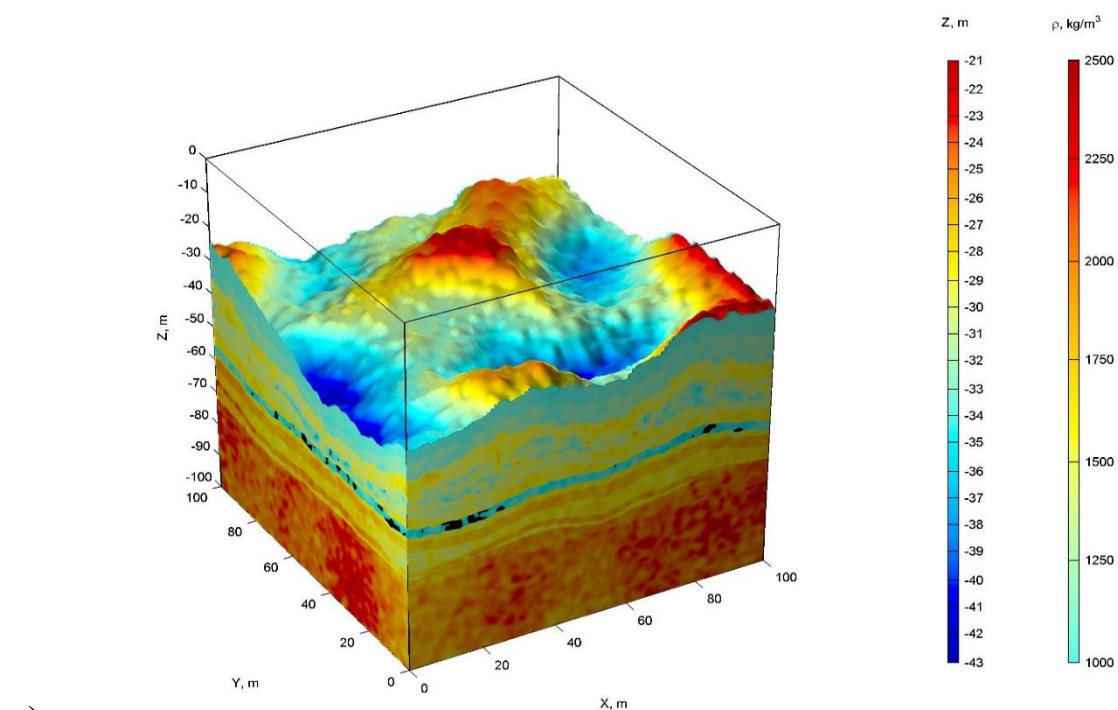


Рис. А.9. Змішана структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $0.5 \times 0.5 \times 0.2$ м); містить численні дрібні порожнини, локалізовані в шарі: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .

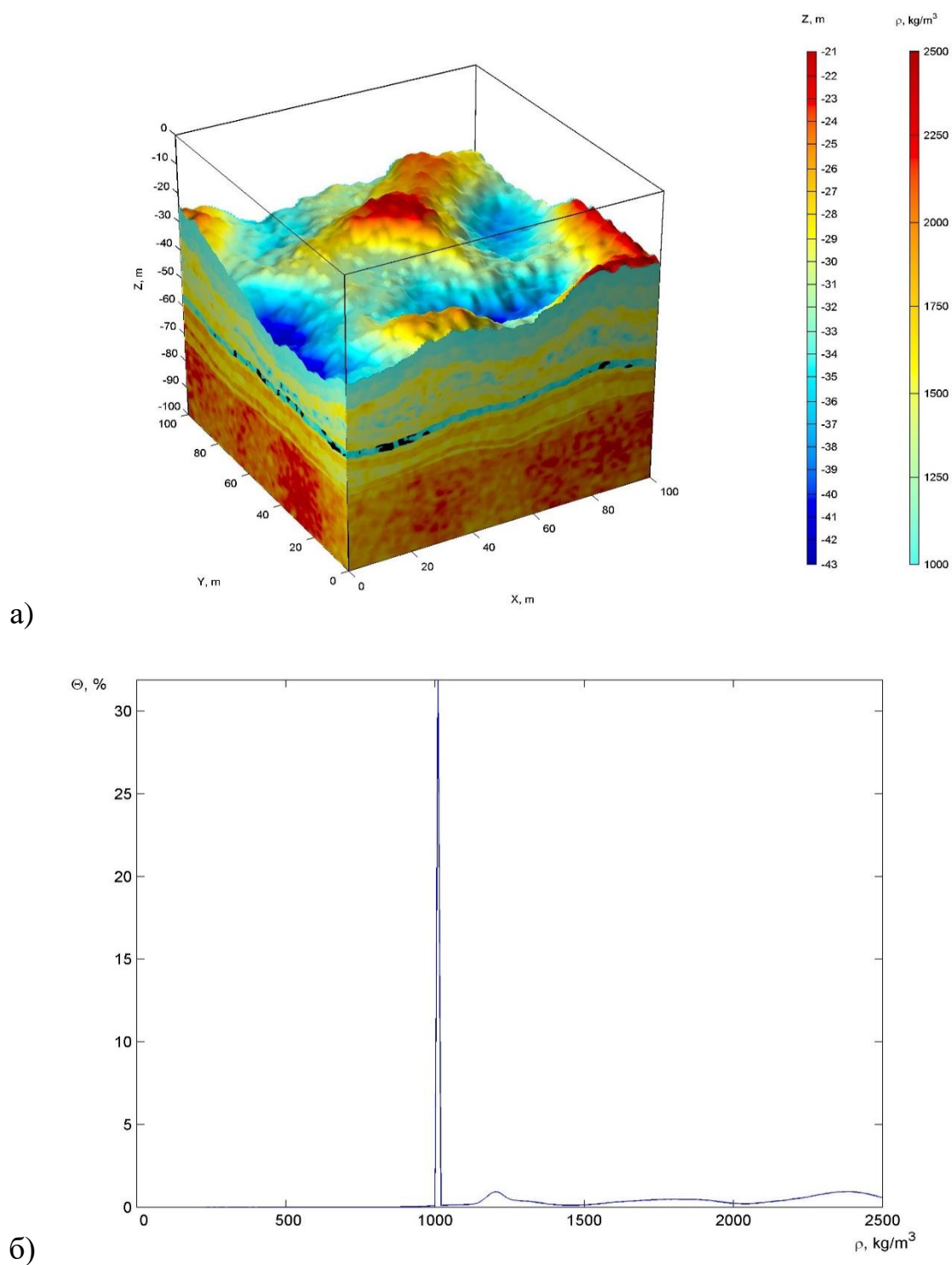


Рис. А.10. Змішана структурно-акустична модель Птипу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $0.5 \times 0.5 \times 0.2$ м); містить безліч дрібних порожнин, локалізованих в шарі: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .

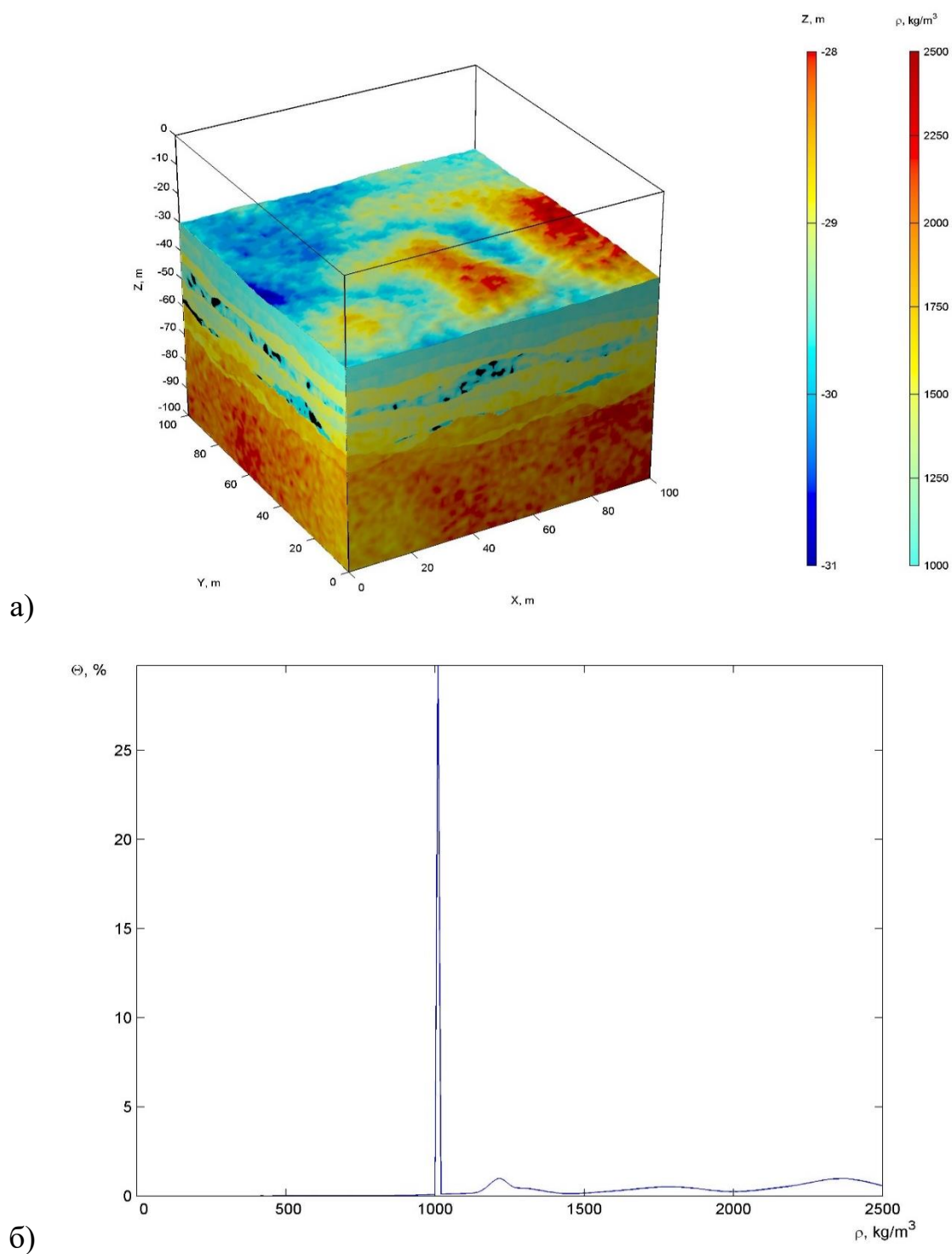
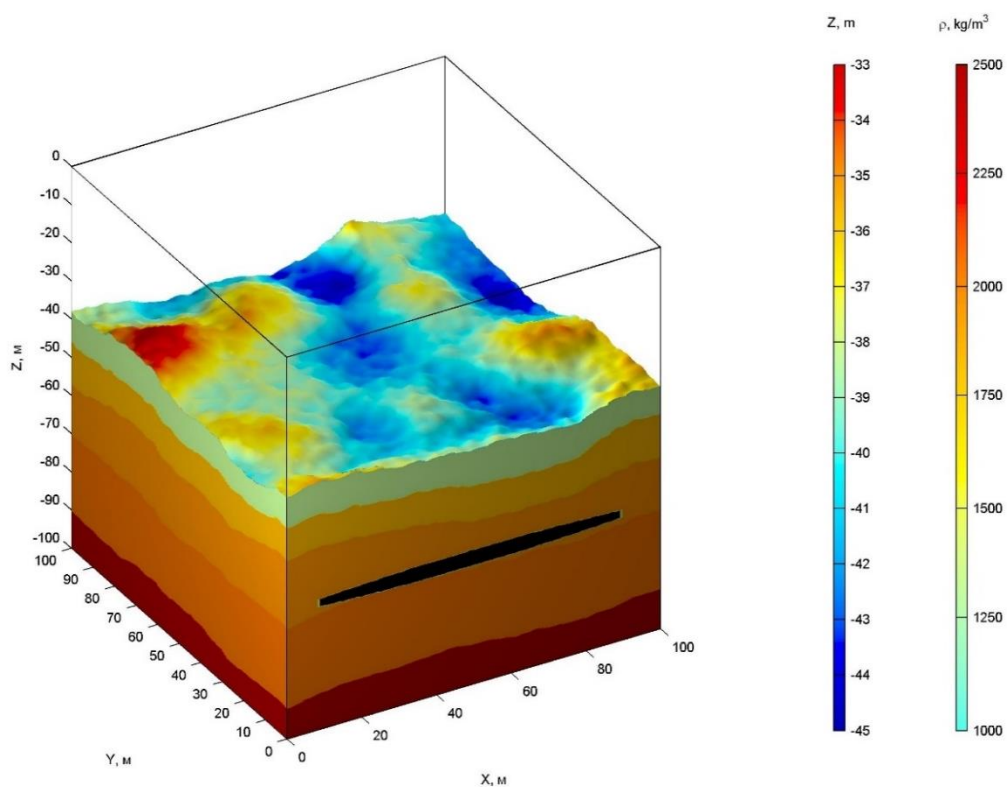
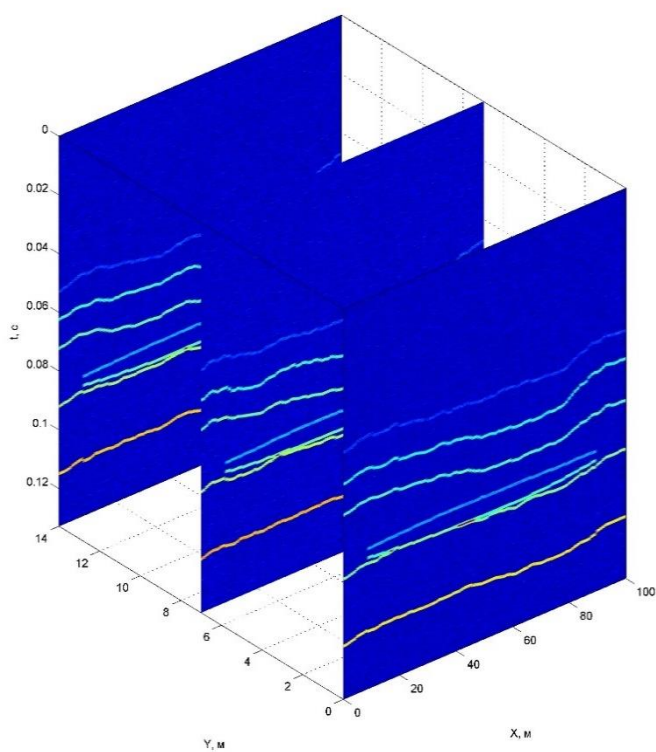


Рис. А.11. Змішана структурно-акустична модель II типу, синтезована в області $100 \times 100 \times 100$ м (дискретизація $1 \times 1 \times 0.2$ м) з виродженим рельєфом; містить безліч великих порожнин: а) розподіл щільності $\rho(x, y, z)$ елементів моделі і рельєфу $Z(x, y)$; б) відносний зміст модельних станів $\Theta(\Psi)$, % на осі щільності ρ , кг/м^3 .

ДОДАТОК Б – Вплив розмірів неоднорідностей на структуру акустичного поля

Рис. Б.1. Модель дна містить включення з вертикальним розміром $d=2\text{м}$.Рис. Б.2. Профілограми від дна з включенням (вертикальний розмір $d=2\text{м}$).

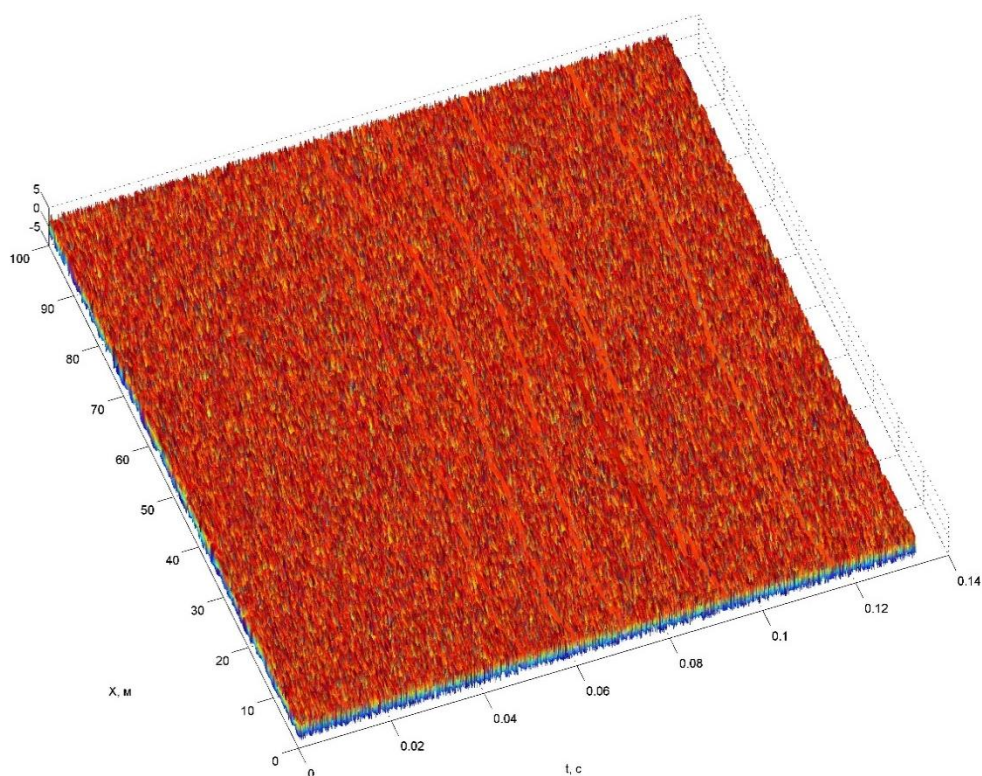


Рис. Б.3. Фаза сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=2\text{м}$).

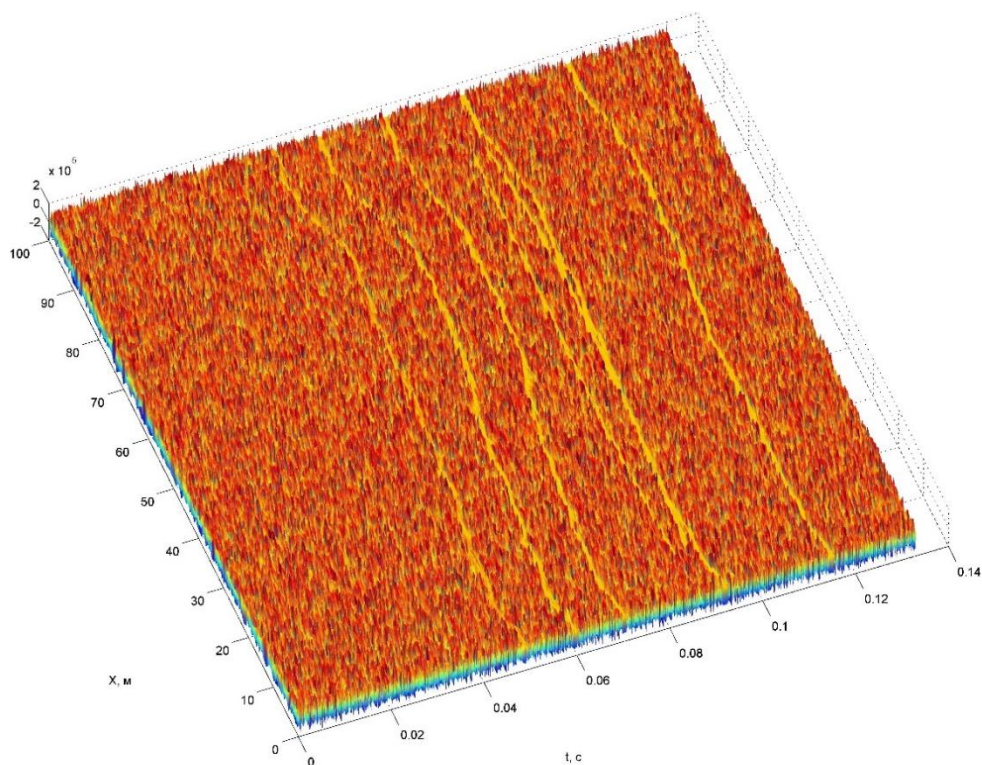


Рис. Б.4. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=2\text{м}$).

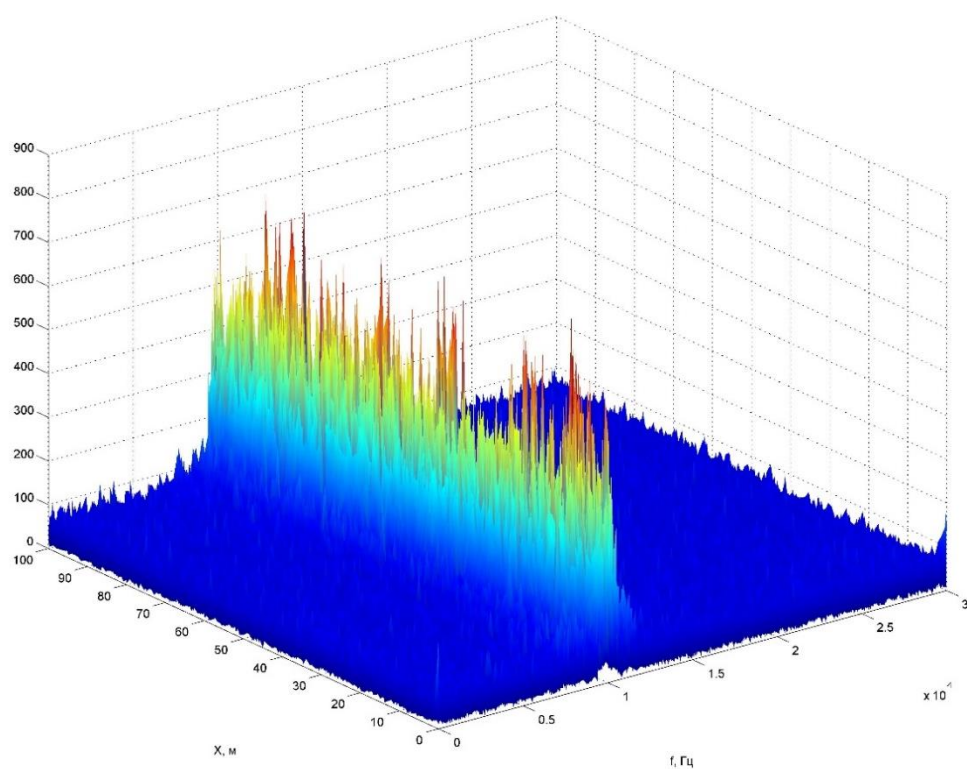


Рис. Б.5. Спектр сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=2$ м).

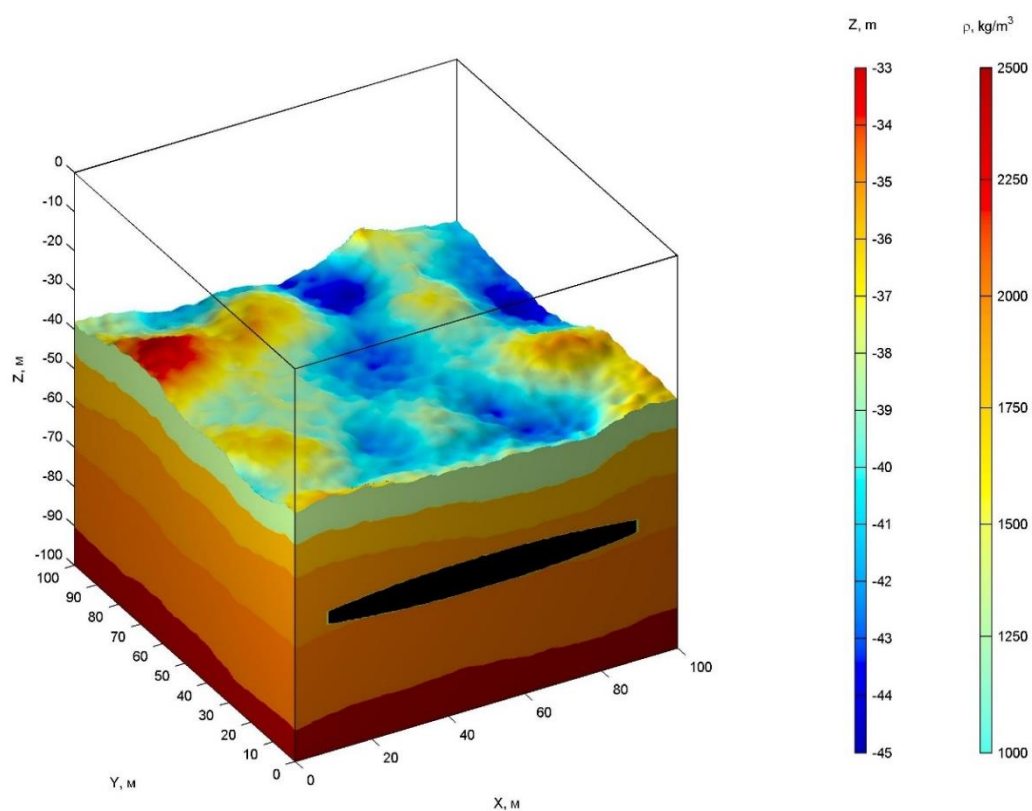


Рис. Б.6. Модель дна містить включення з вертикальним розміром $d=4$ м.

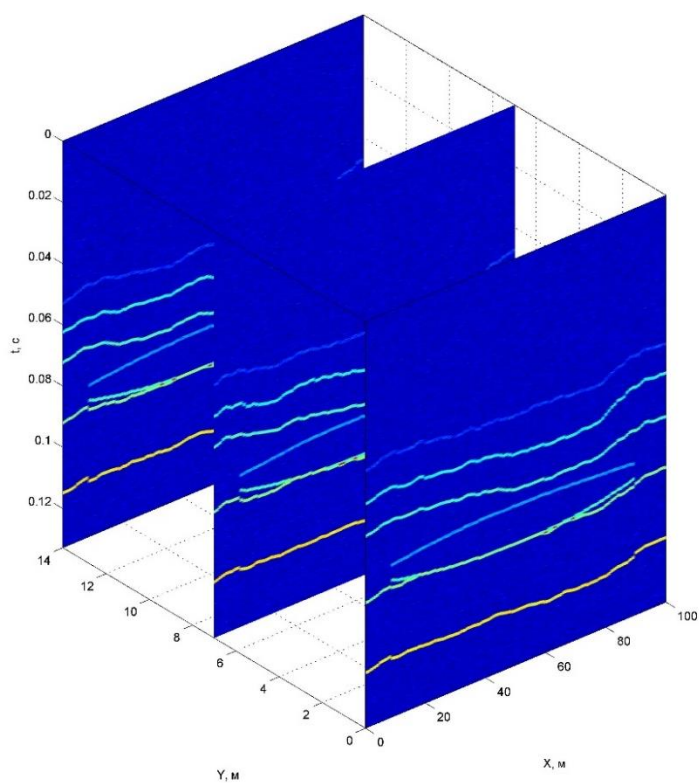


Рис. Б.7. Профілограми від дна з включенням (вертикальний розмір $d=4m$).

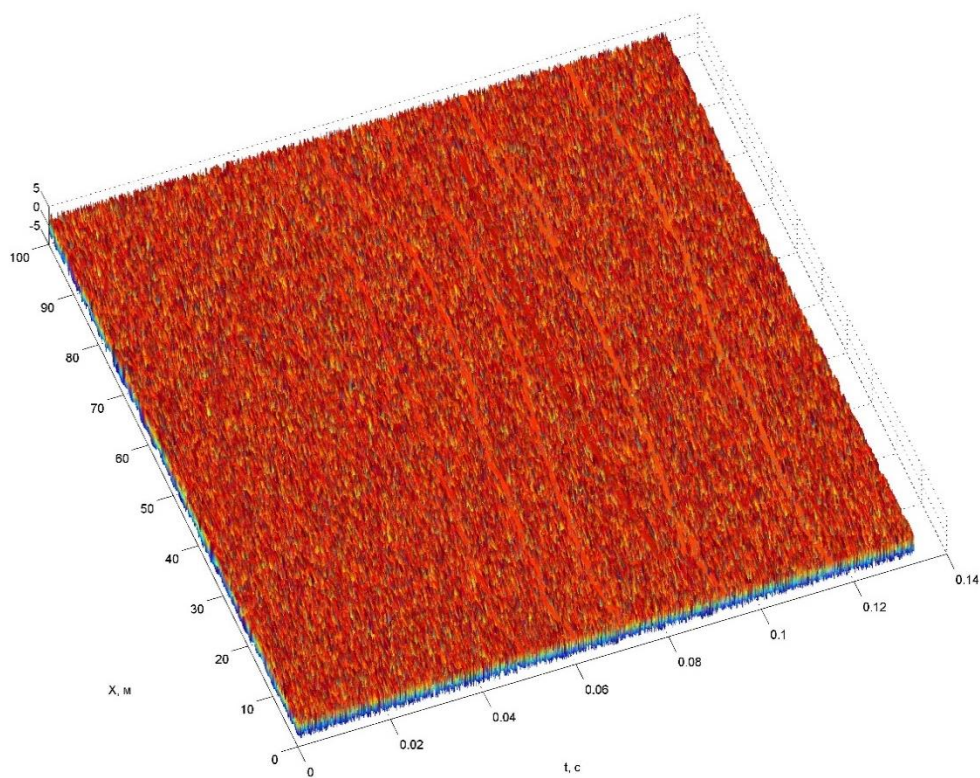


Рис. Б.8. Фаза сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=4m$).

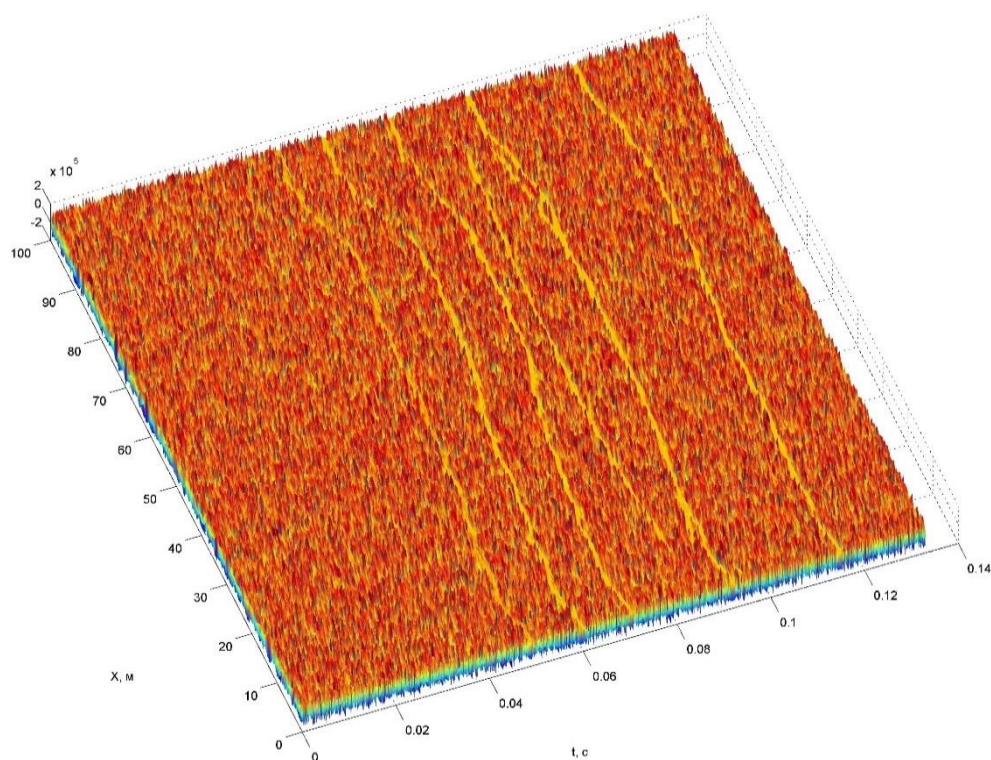


Рис. Б.9. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=4\text{м}$).

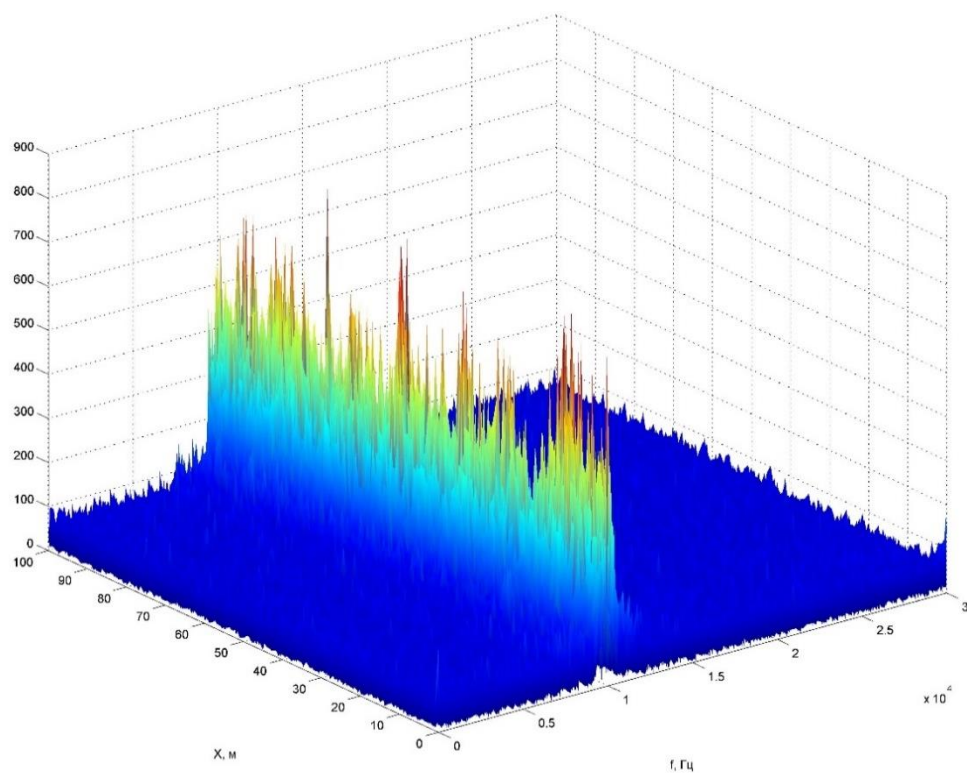


Рис. Б.10. Спектр сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=4\text{м}$).

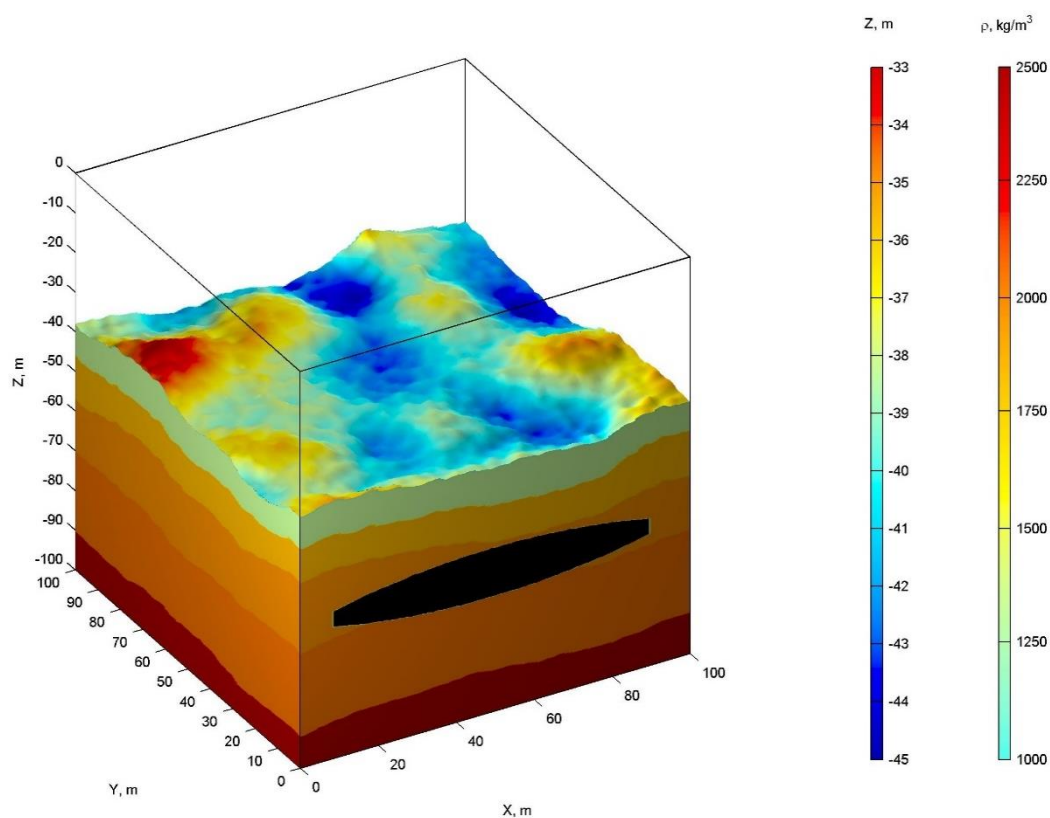


Рис. Б.11. Модель дна, що містить включення з вертикальним розміром $d=6m$.

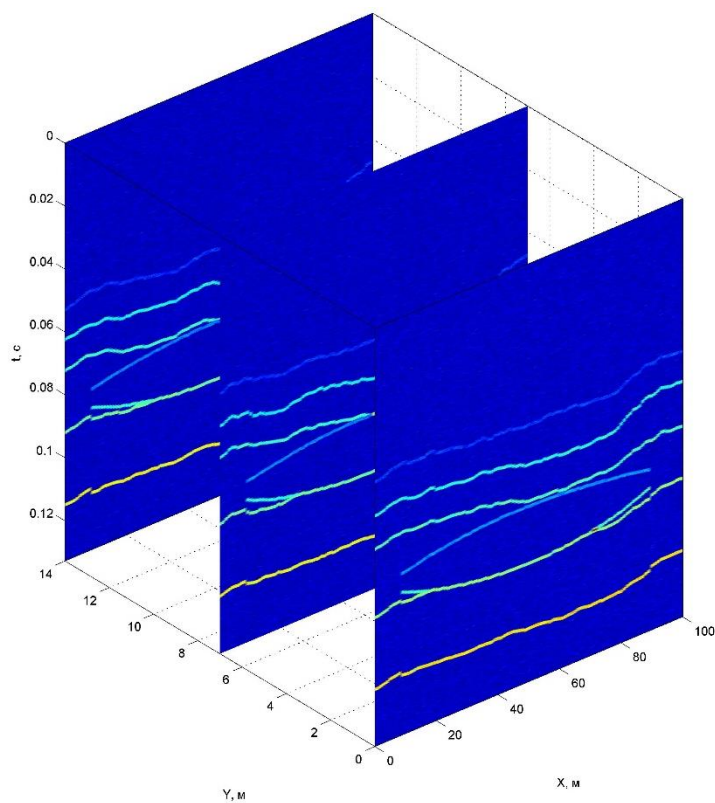


Рис. Б.12. Профілограми від дна з включенням (вертикальний розмір $d=6m$).

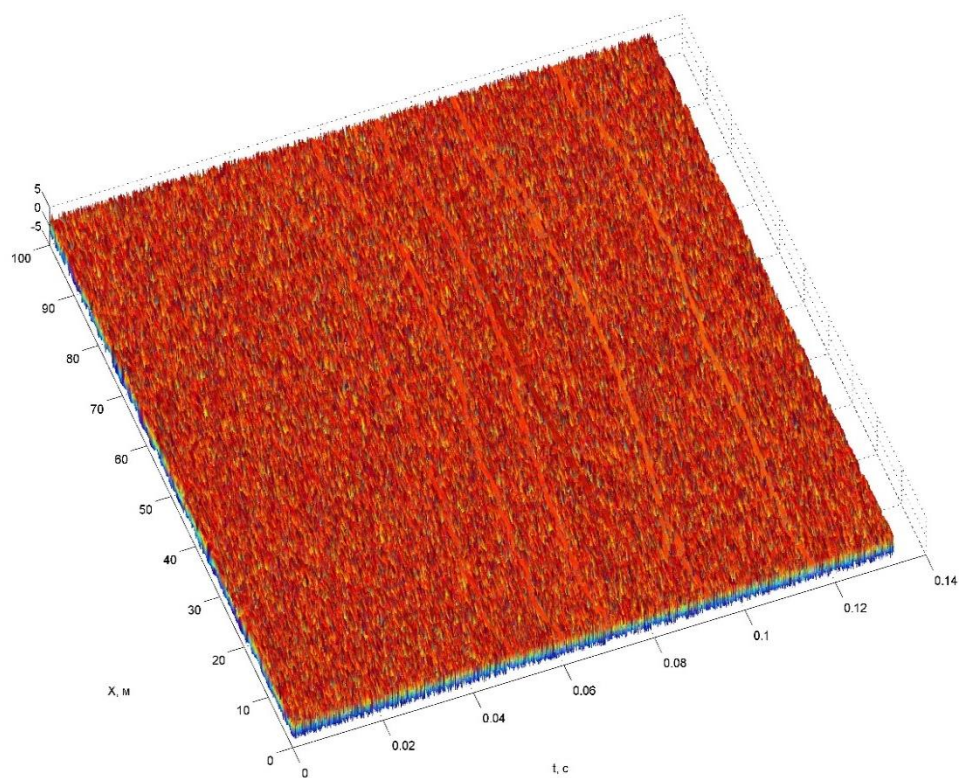


Рис. Б.13. Фаза сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=6\text{м}$).

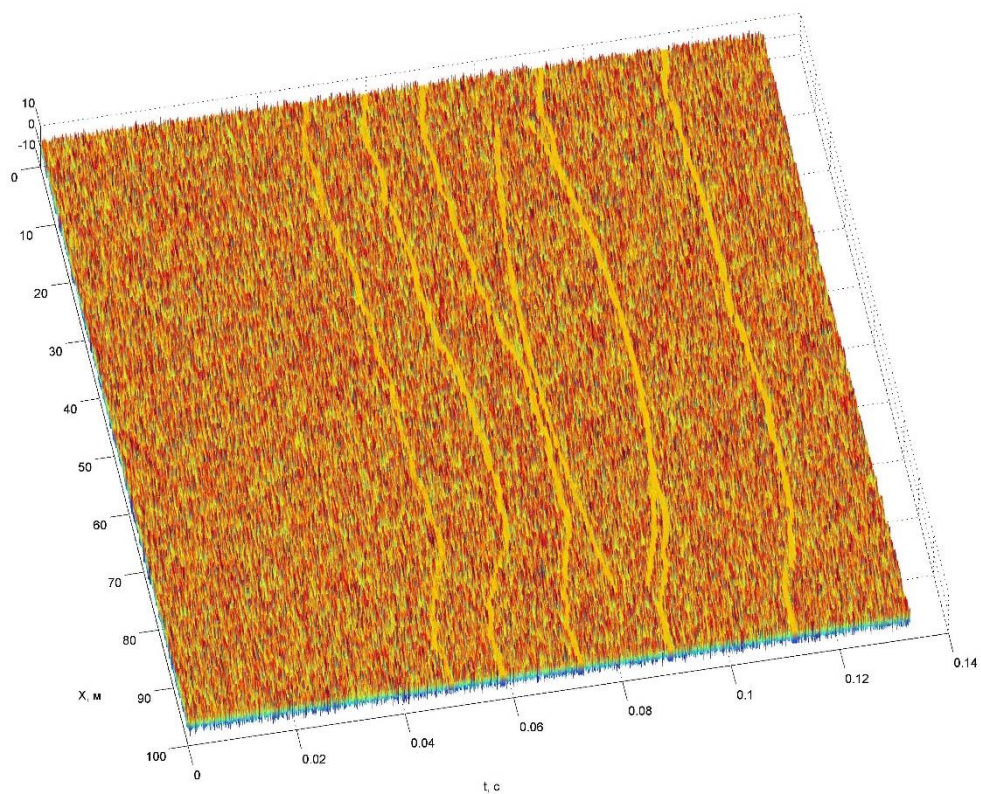


Рис. Б.14. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=6\text{м}$).

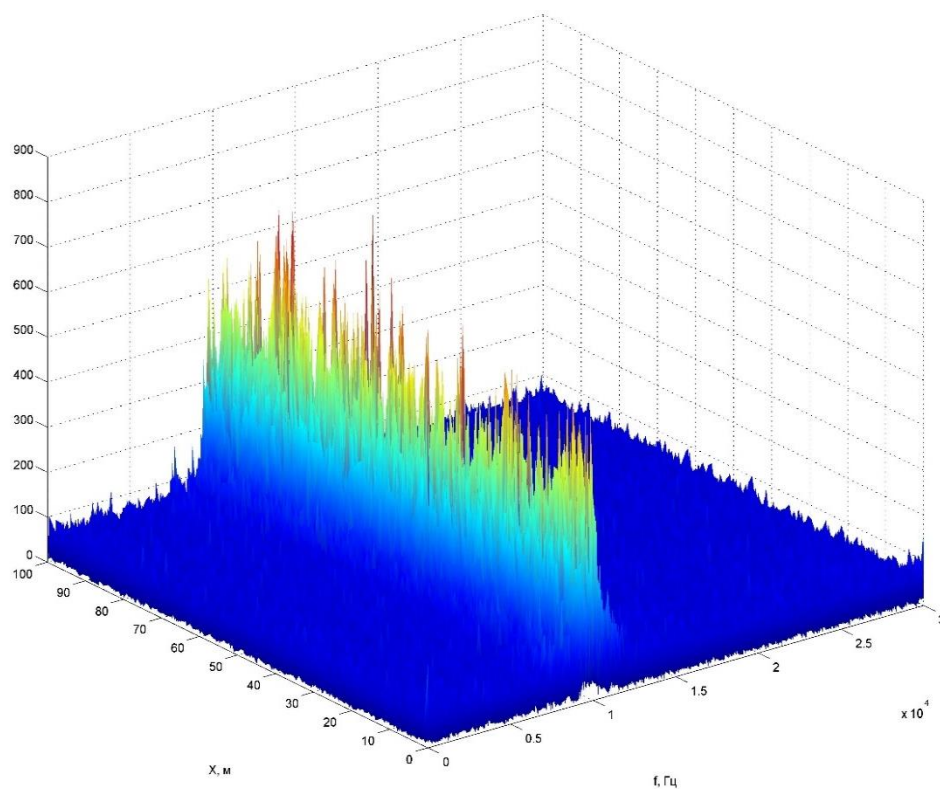


Рис. Б.15. – Спектр сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=6\text{м}$).

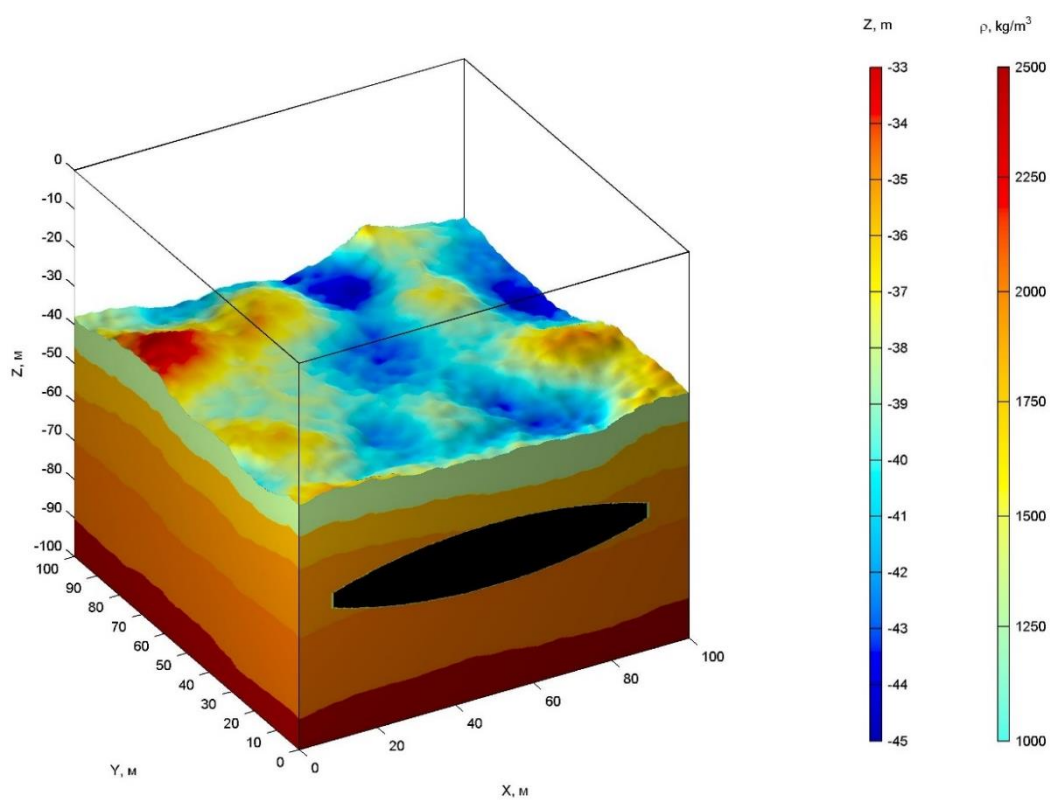


Рис. Б.16. Модель дна, що містить включення з вертикальним розміром $d=8\text{м}$.

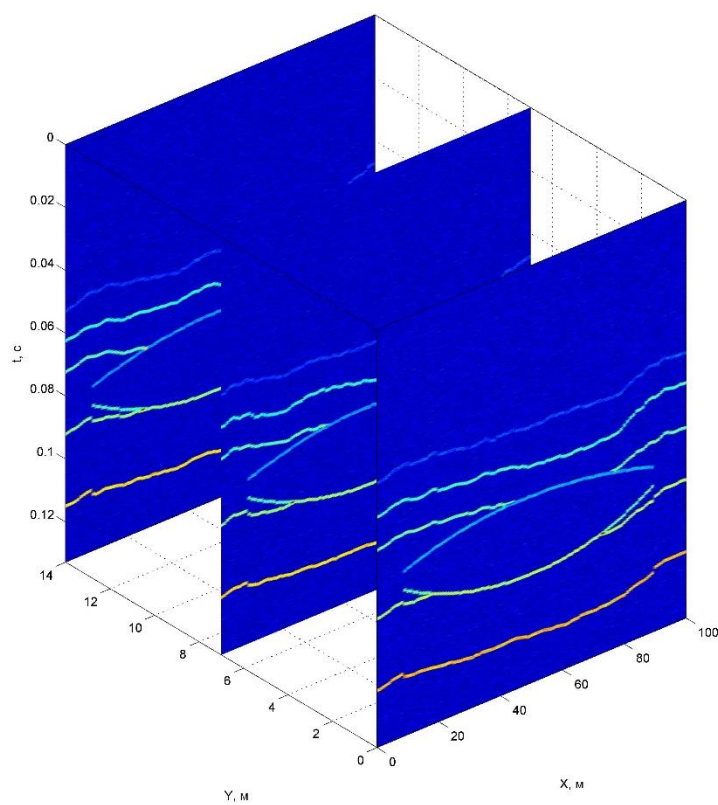


Рис. Б.17. Профілографи від дна з включенням (вертикальний розмір $d=8\text{м}$).

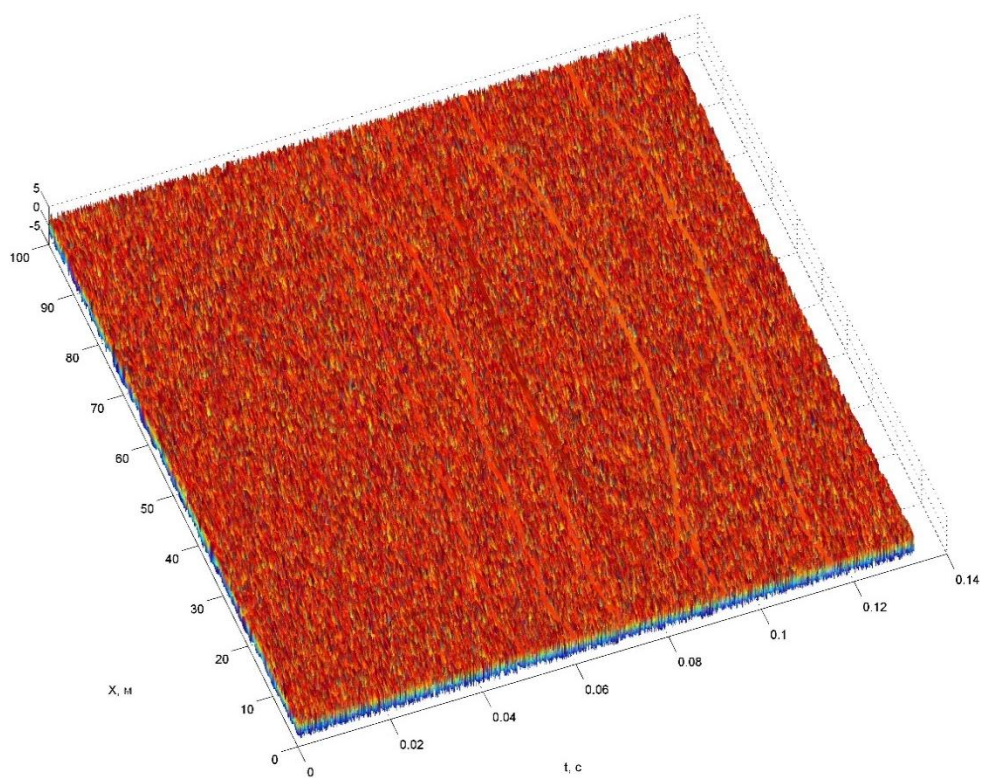


Рис. Б.18. Фаза сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=8\text{м}$).

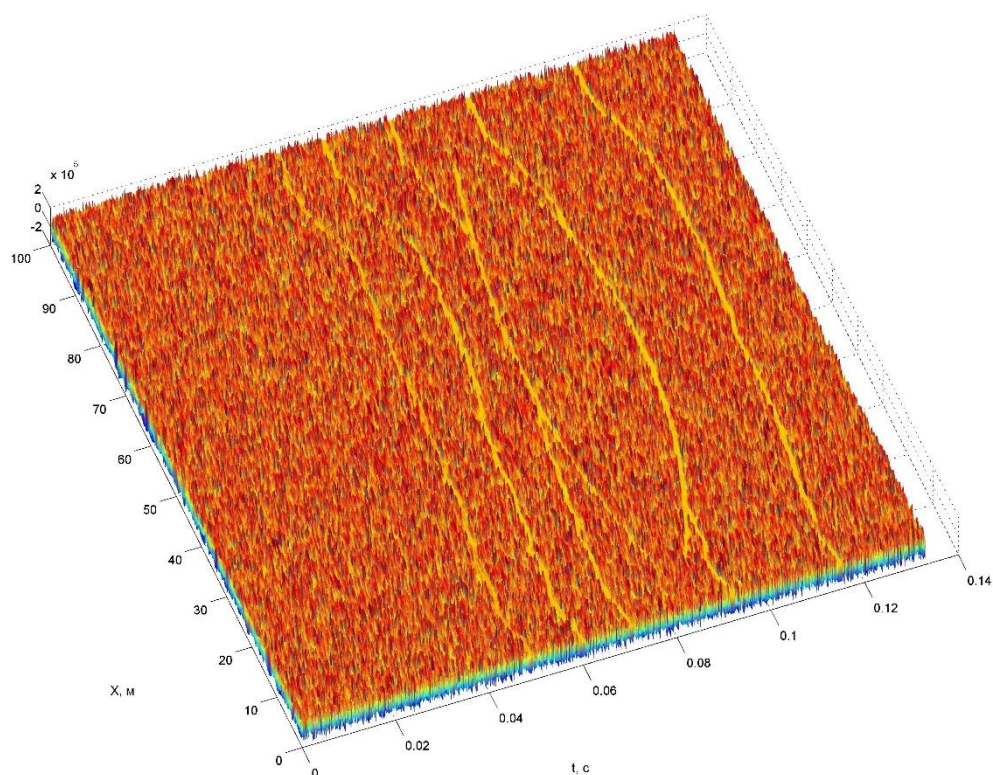


Рис. Б.19. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=8\text{м}$).

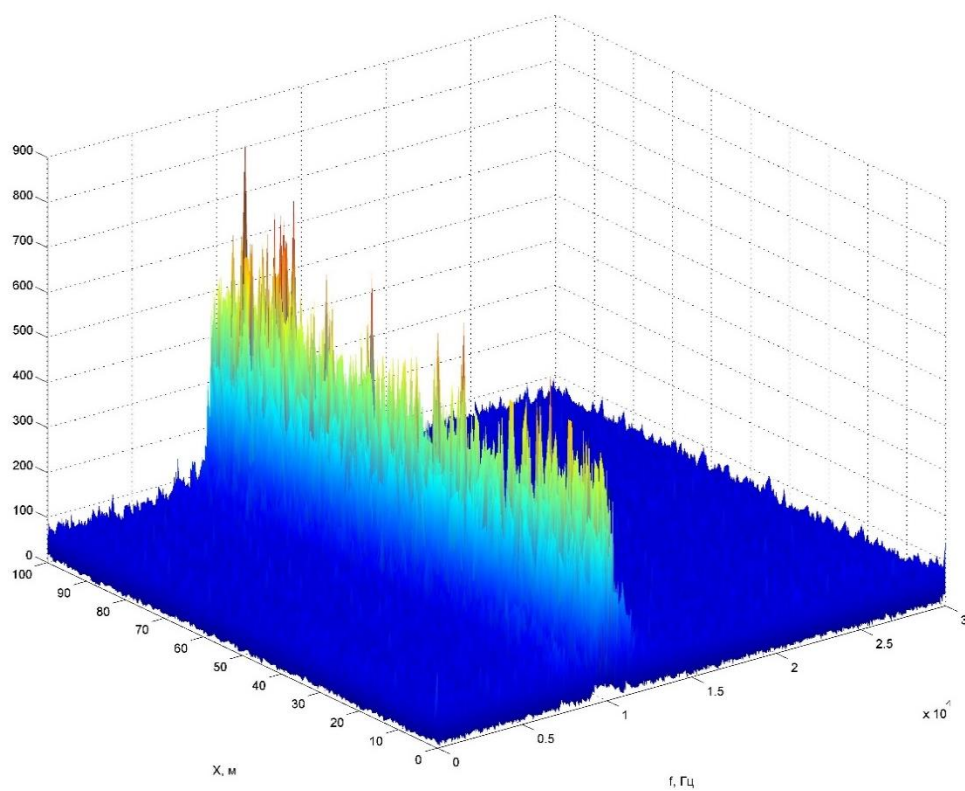


Рис. Б.20. Спектр сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=8\text{м}$).

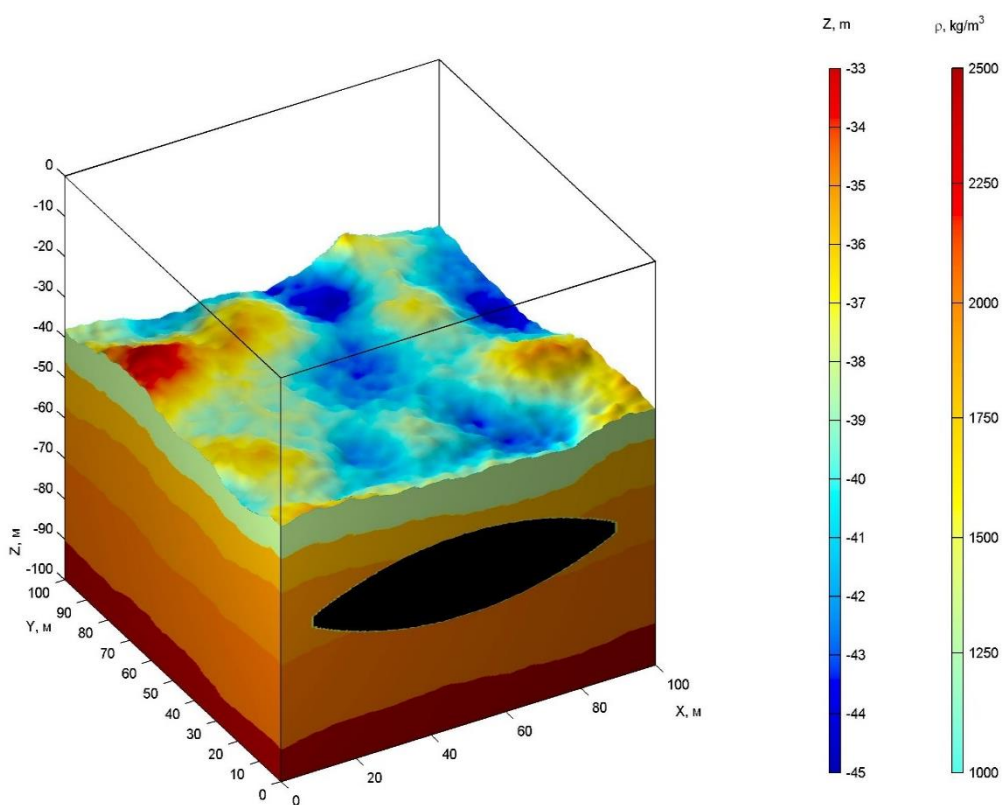


Рис. Б.21. Модель дна, що містить включення з вертикальним розміром $d=10m$.

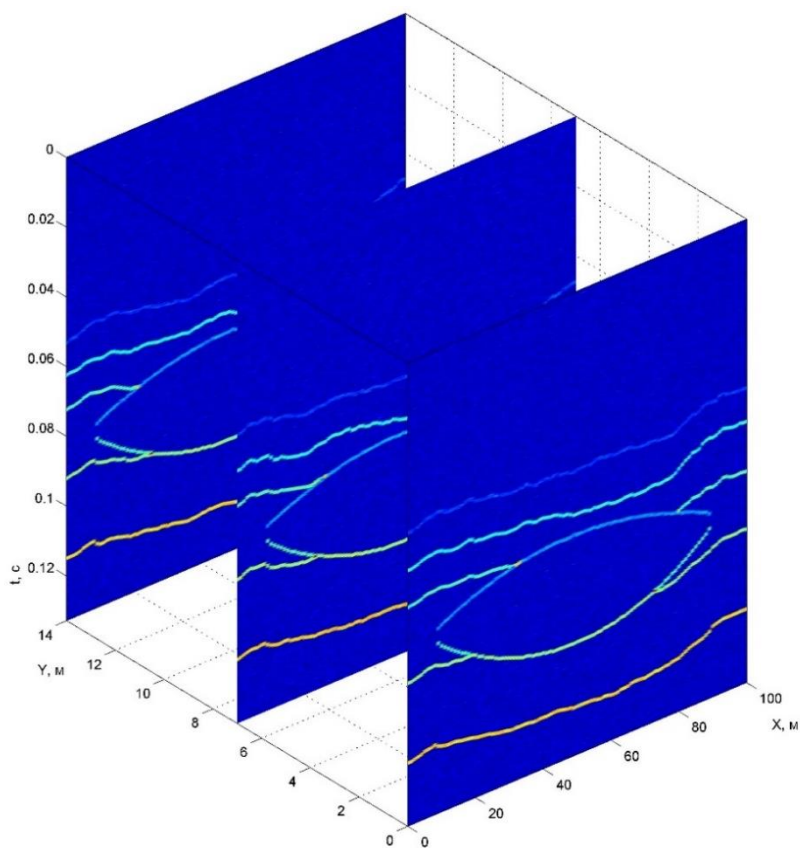


Рис. Б.22. Профілограми від дна з включенням (вертикальний розмір $d=10m$).

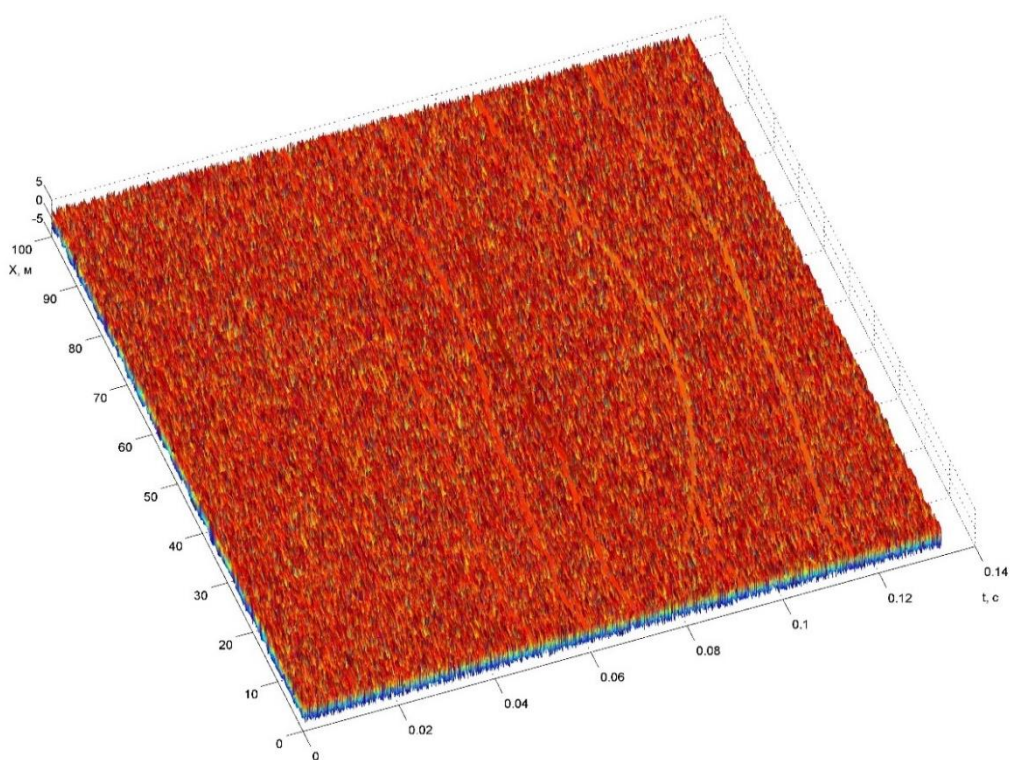


Рис. Б.23. Фаза сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $-d=10\text{м}$).

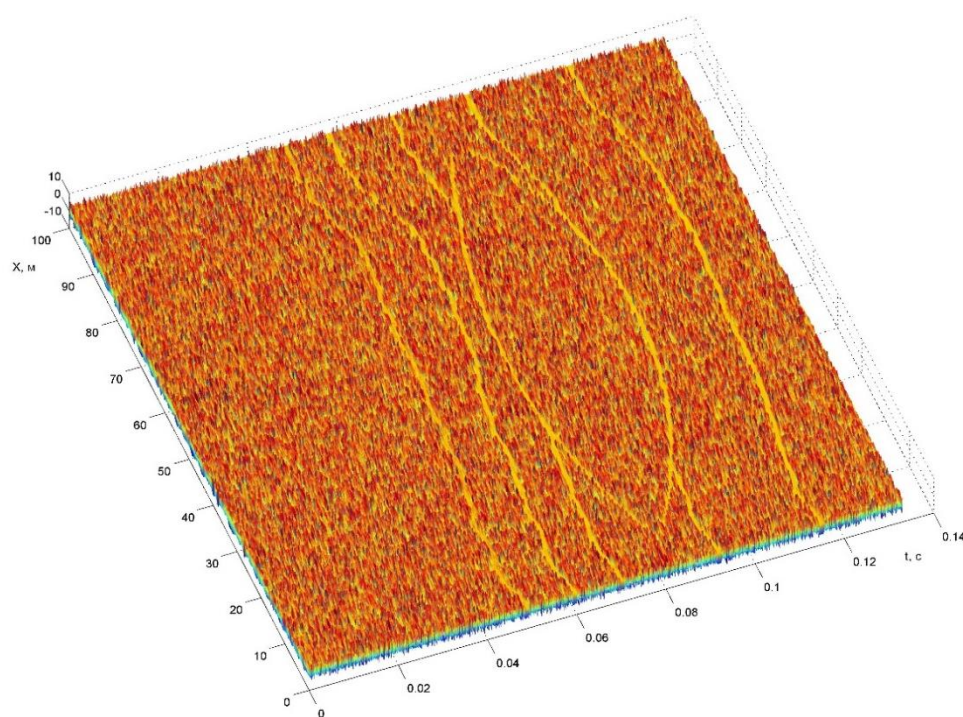


Рис. Б.24. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=10\text{м}$).

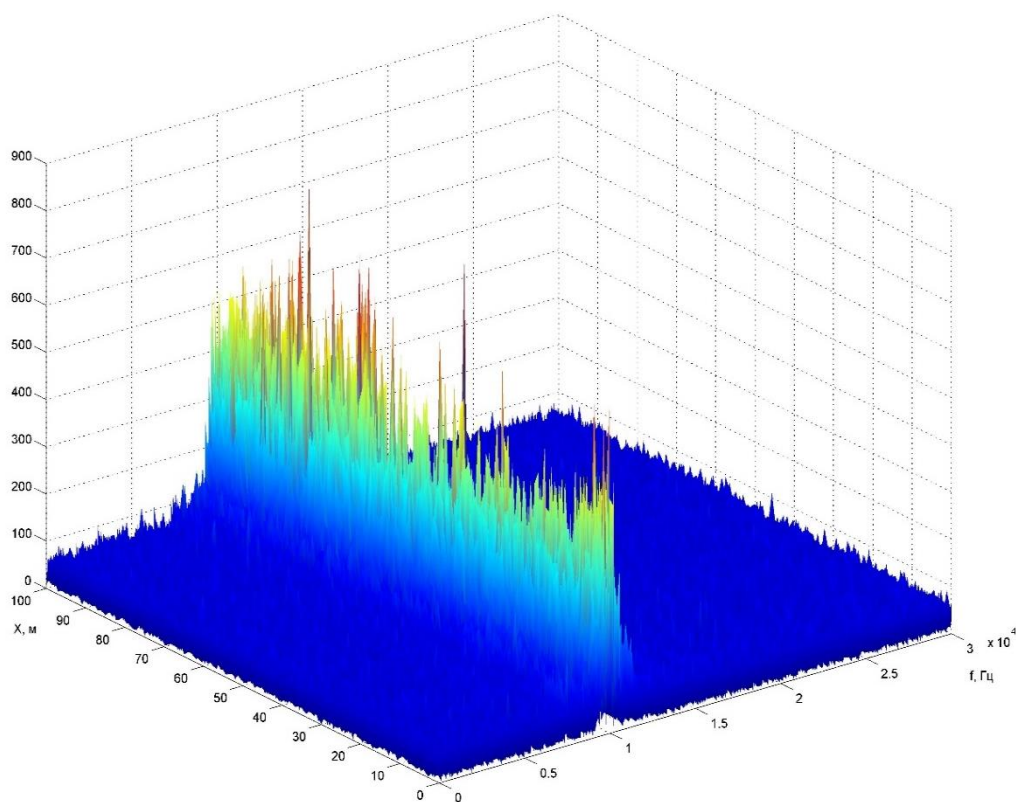


Рис. Б.25. Спектр сигналу від дна з включенням (вертикальний розмір $d=10\text{м}$).

ДОДАТОК В – Вплив частоти випромінюваного імпульсу на структуру акустичного поля

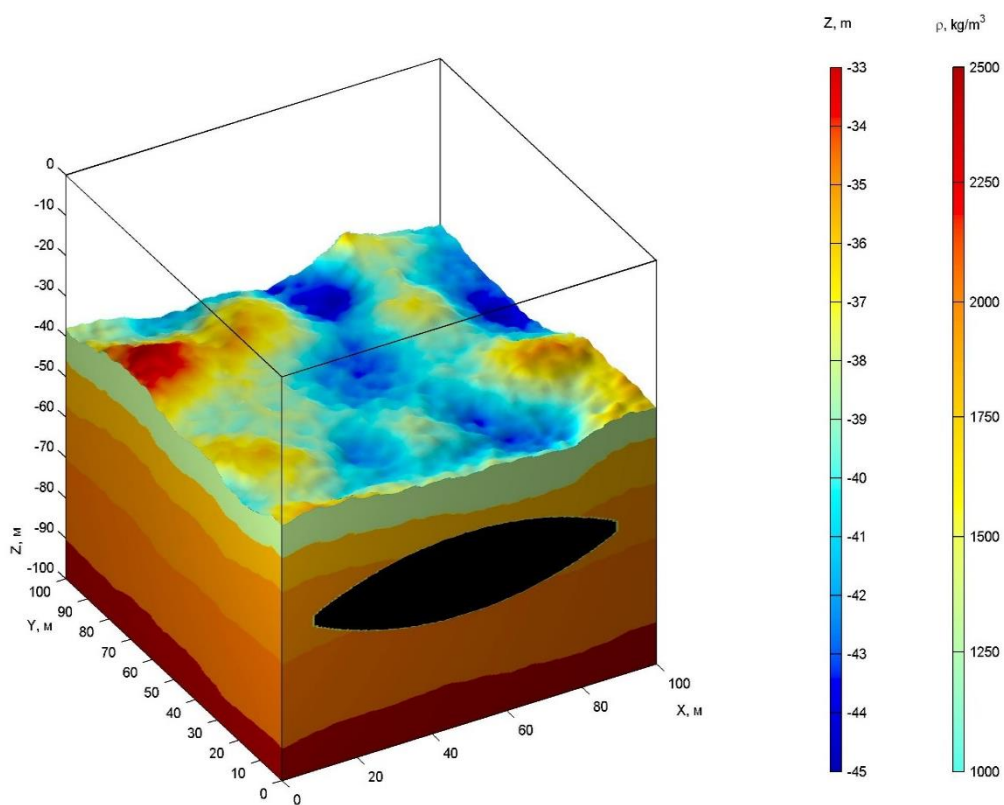


Рис. В.1. Модель дна, що містить в середній його частині включення з вертикальним розміром $d=10m$, заповнене нафтою.

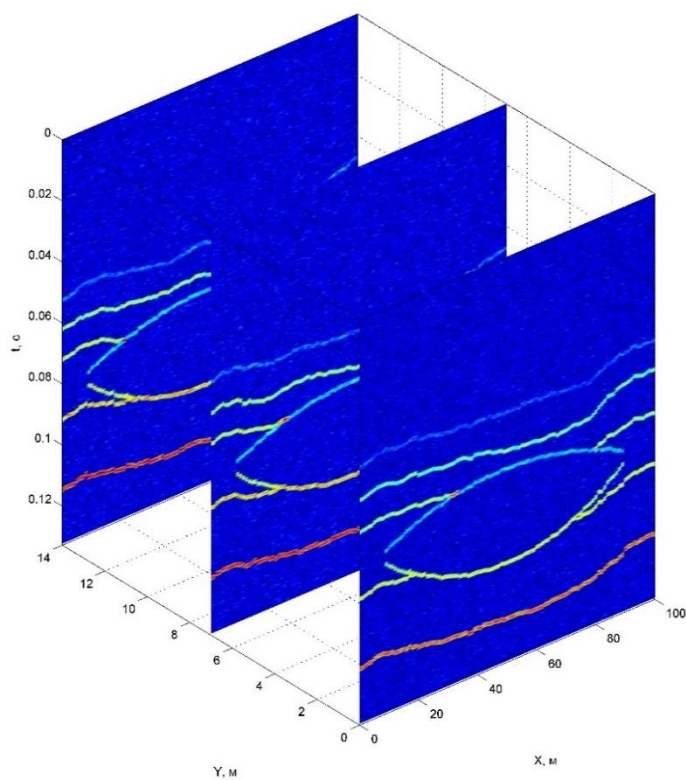


Рис. В.2. Профілограми від дна з включенням, $f=1$ кГц.

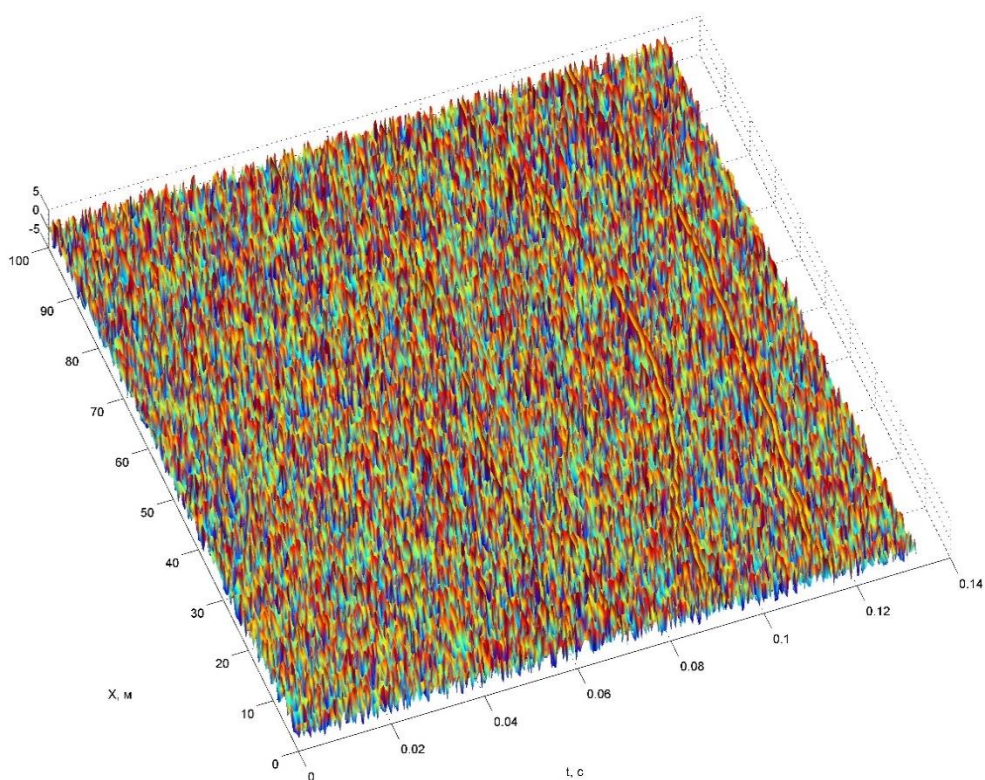


Рис. В.3. Фаза сигналу від дна з включенням, $f=1\text{ кГц}$.

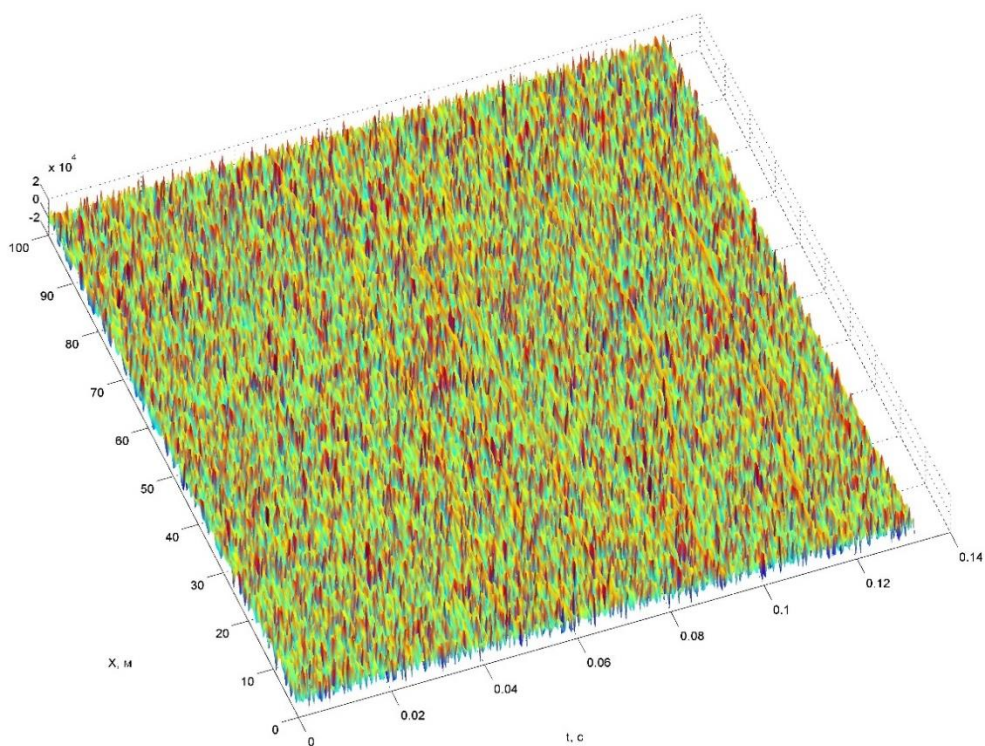


Рис. В.4. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, $f=1\text{ кГц}$.

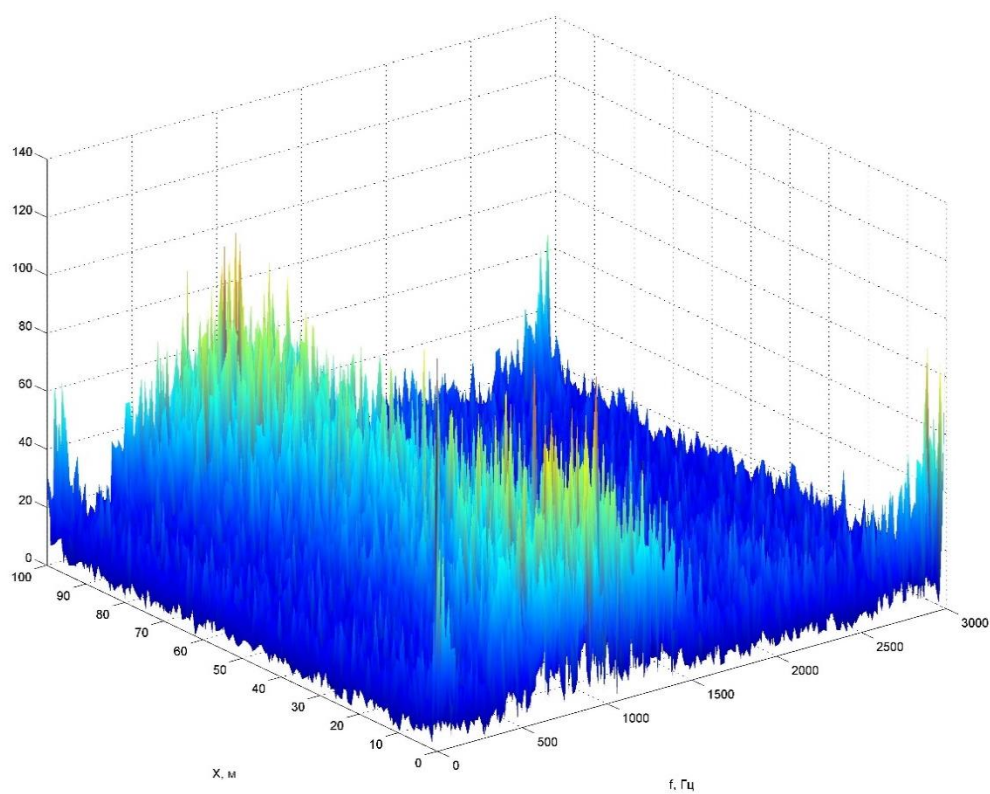


Рис. В.5. Спектр сигналу від дна з включенням, $f=1\text{кГц}$.

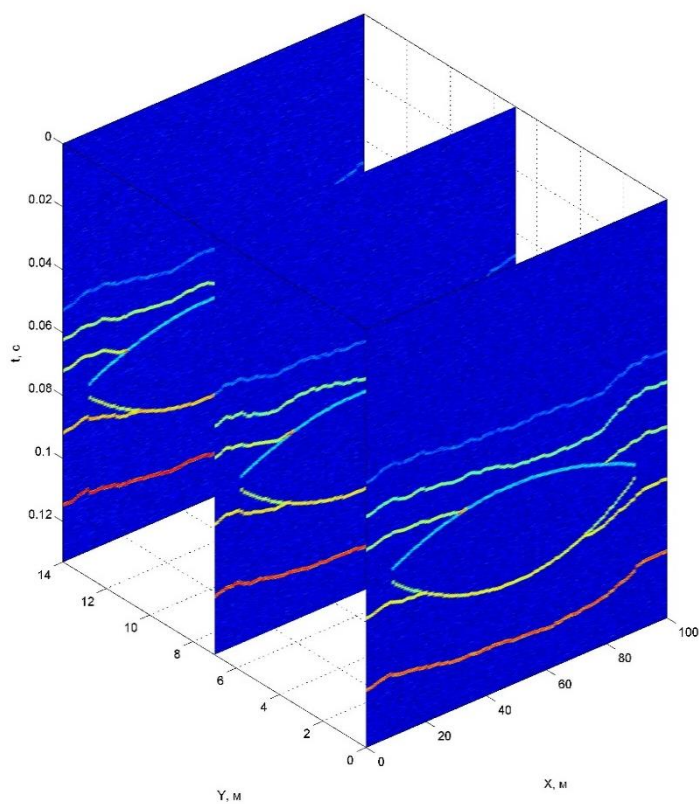


Рис. В.6. Профілограми від дна з включенням, $f=3\text{кГц}$.

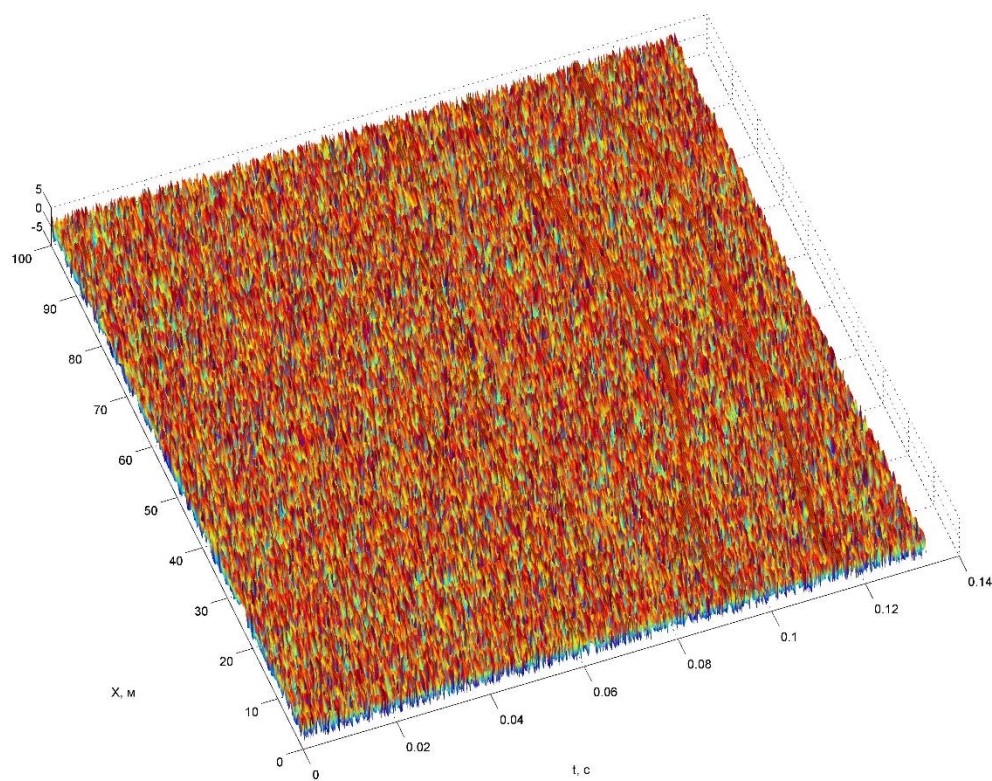


Рис. В.7. Фаза сигналу від дна з включенням, $f=3\text{кГц}$.

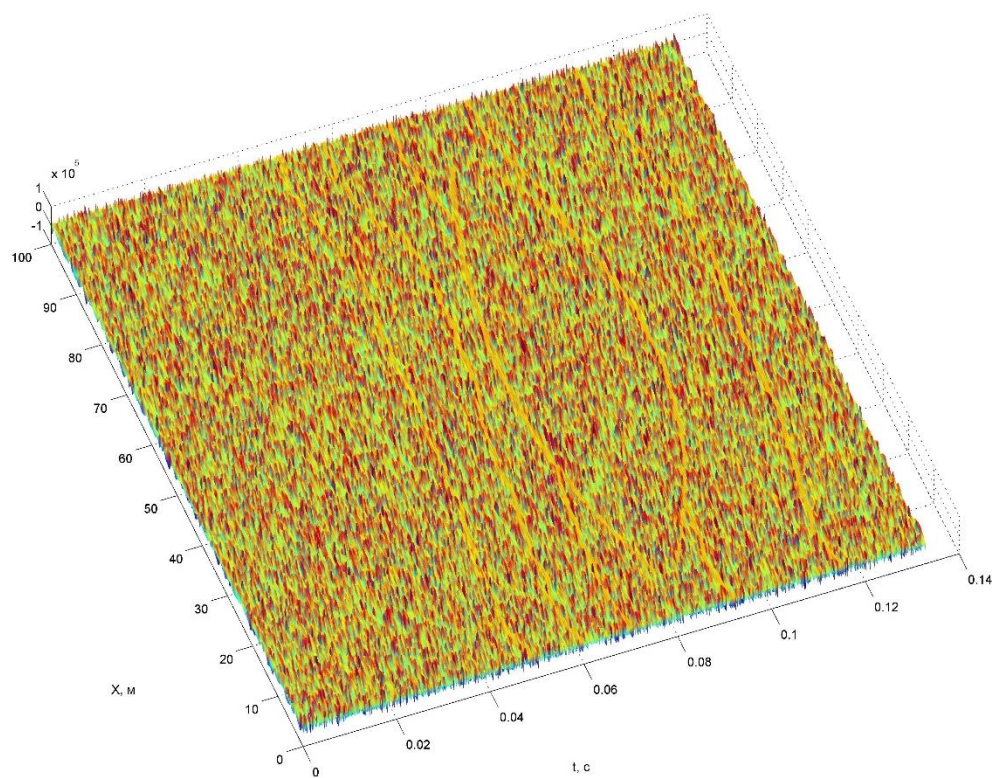


Рис. В.8. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, $f=3\text{кГц}$.

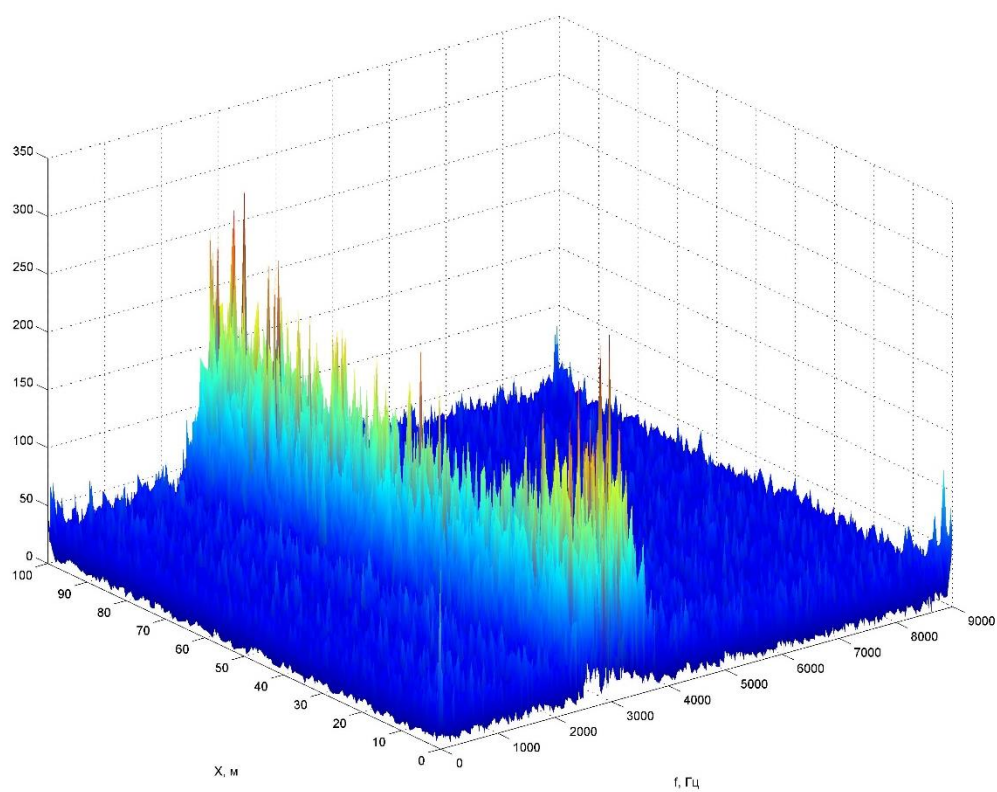


Рис. В.9. Спектр сигналу від дна з включенням, $f=3\text{ kHz}$.

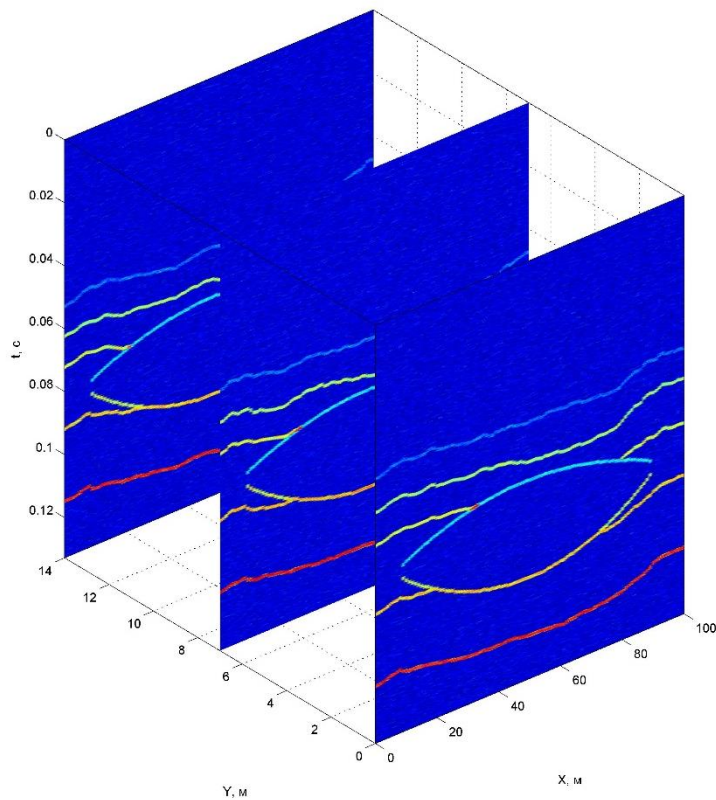


Рис. В.10. Профілограми від дна з включенням, $f=5\text{ kHz}$.

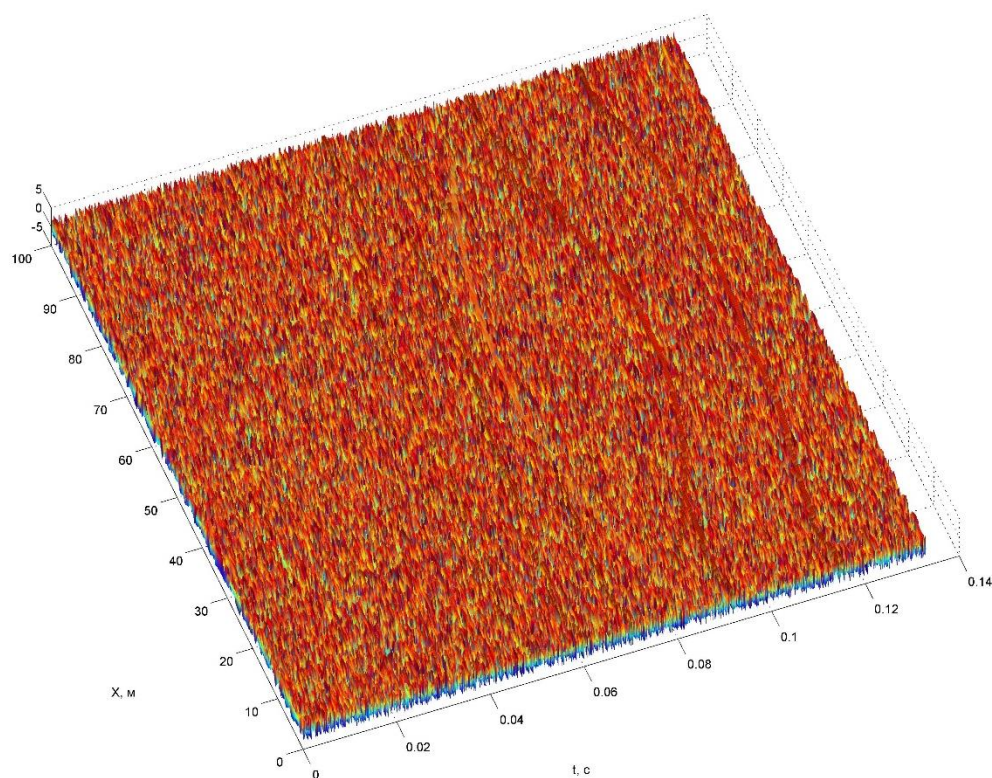


Рис. В.11. Фаза сигналу від дна з включенням, $f=5\text{кГц}$.

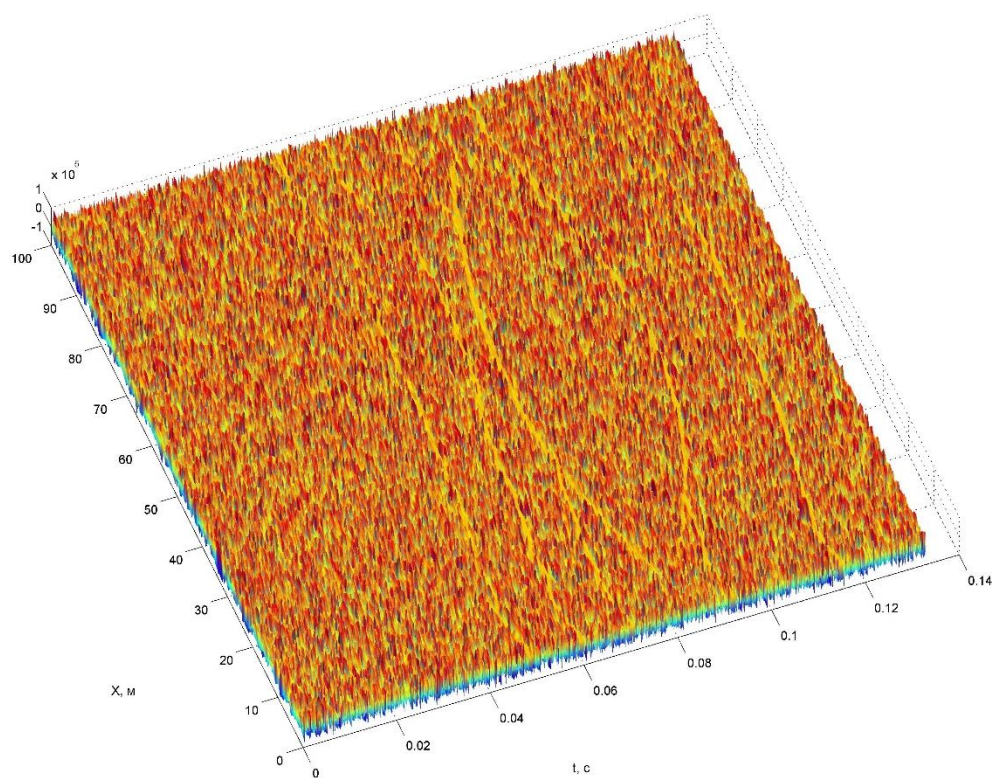


Рис. В.12. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, $f=5\text{кГц}$.

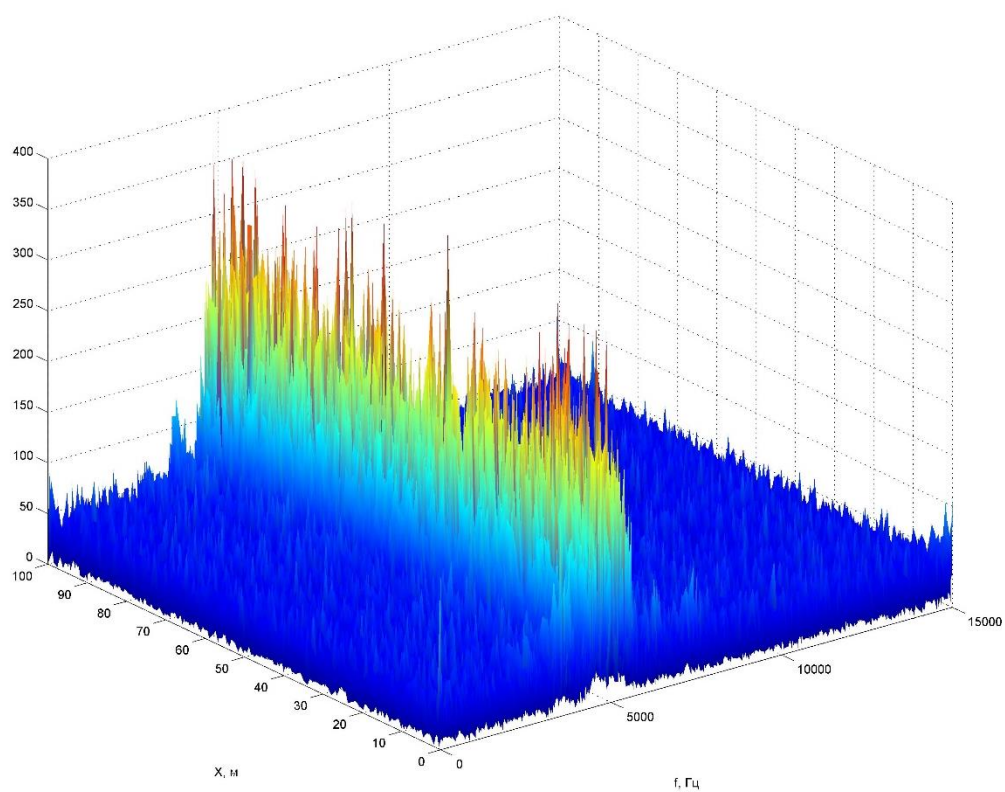


Рис. В.13. Спектр сигналу від дна з включенням, $f=5\text{кГц}$.

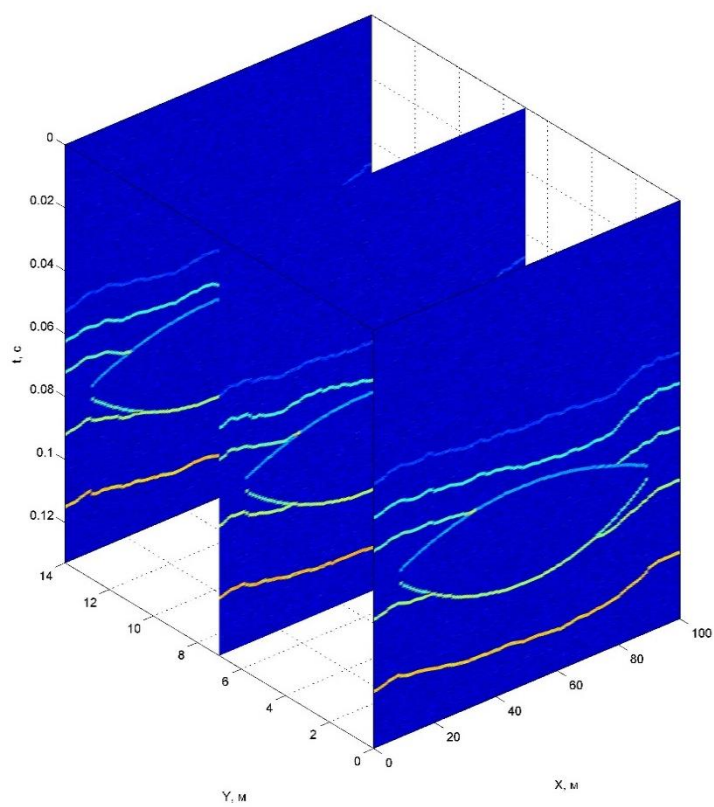


Рис. В.14. Профілограми від дна з включенням, $f=7\text{кГц}$.

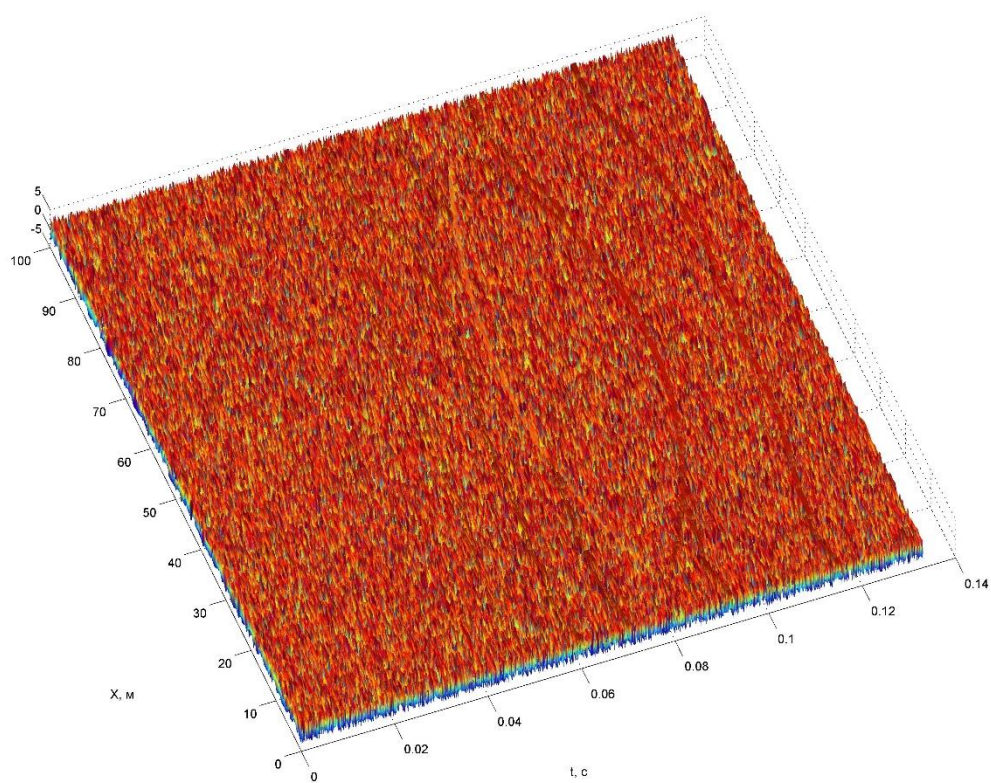


Рис. В.15. Фаза сигналу від дна з включенням, $f=7\text{кГц}$.

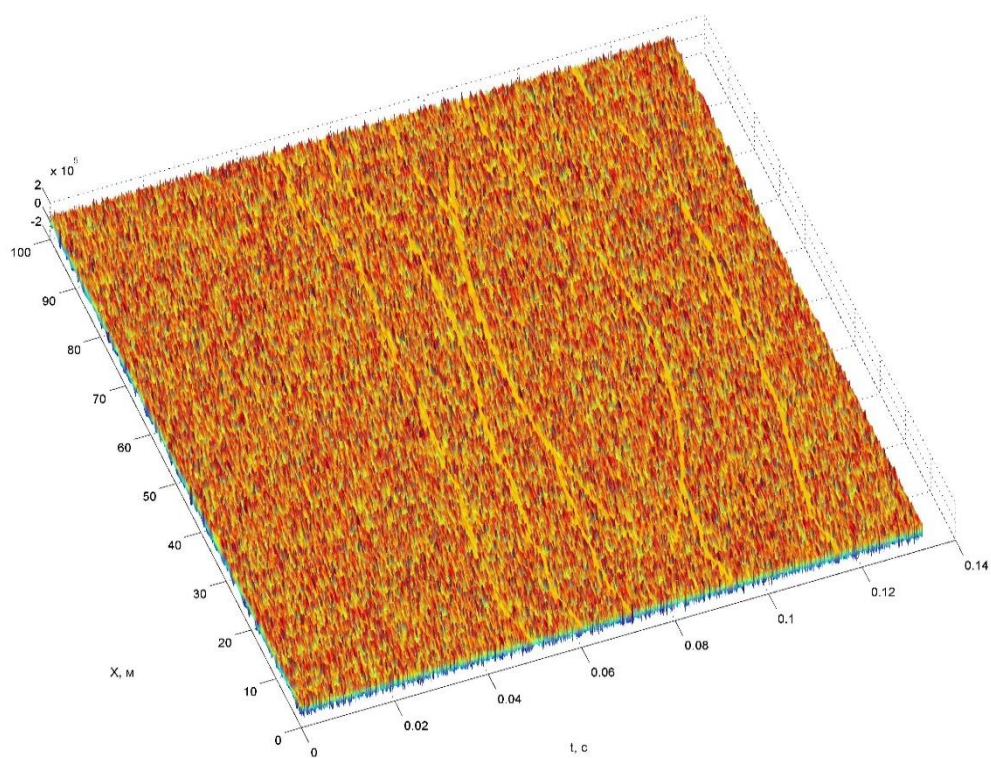


Рис. В.16. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, $f=7\text{кГц}$.

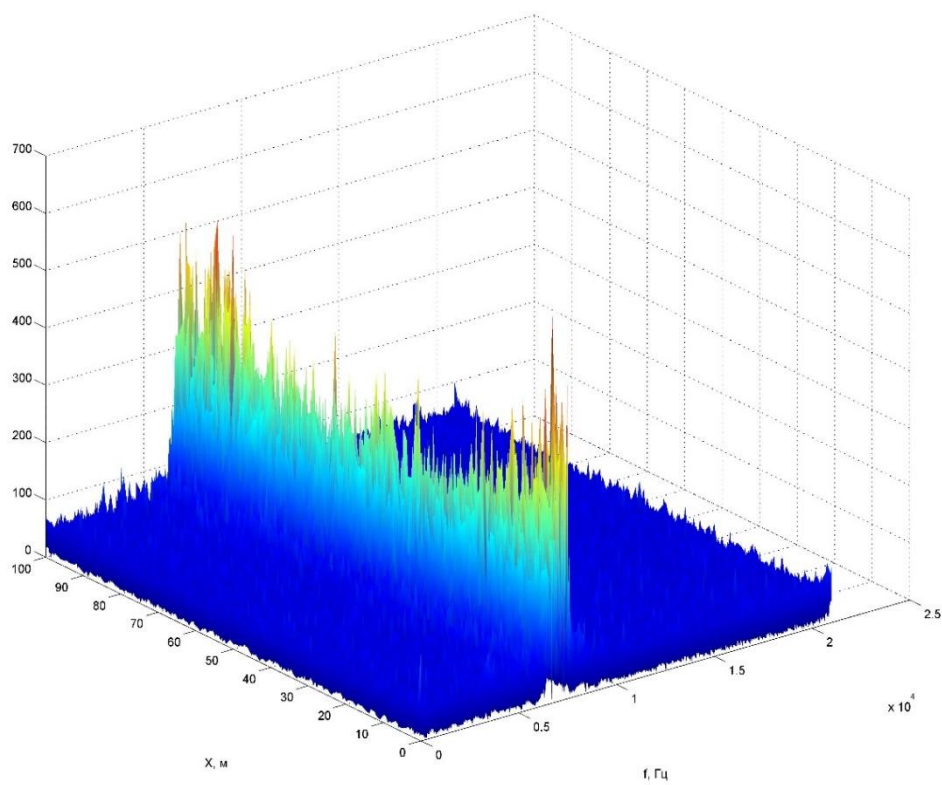


Рис. В.17. Спектр сигналу від дна з включенням, $f=7$ кГц.

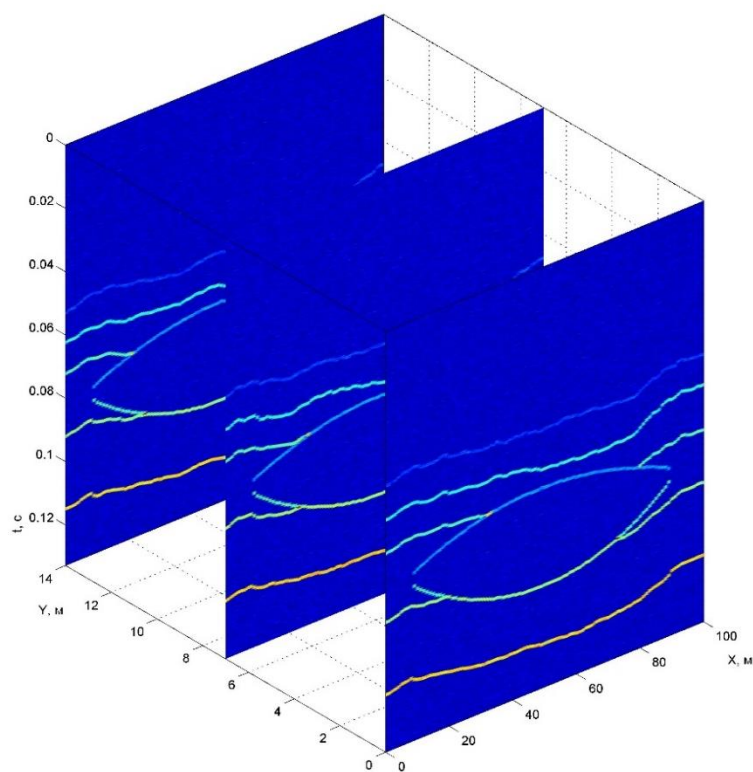


Рис. В.18. Профілограми від дна з включенням, $f=10$ кГц.

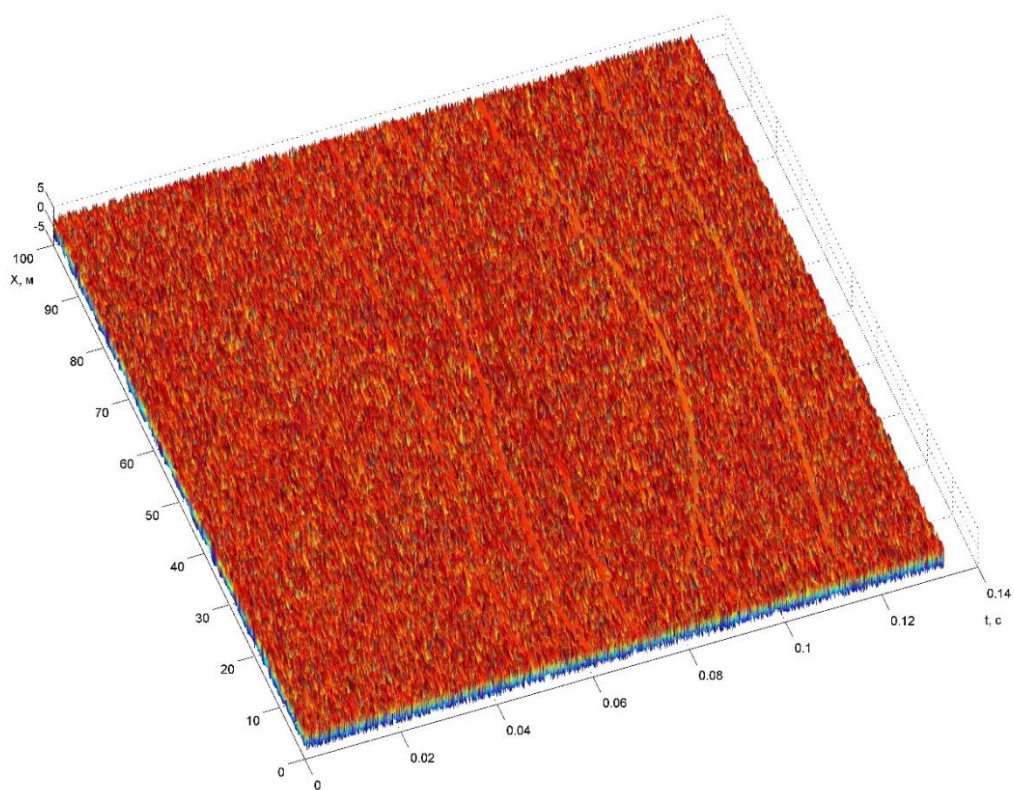


Рис. В.19. Фаза сигналу від дна з включенням, $f=10$ кГц.

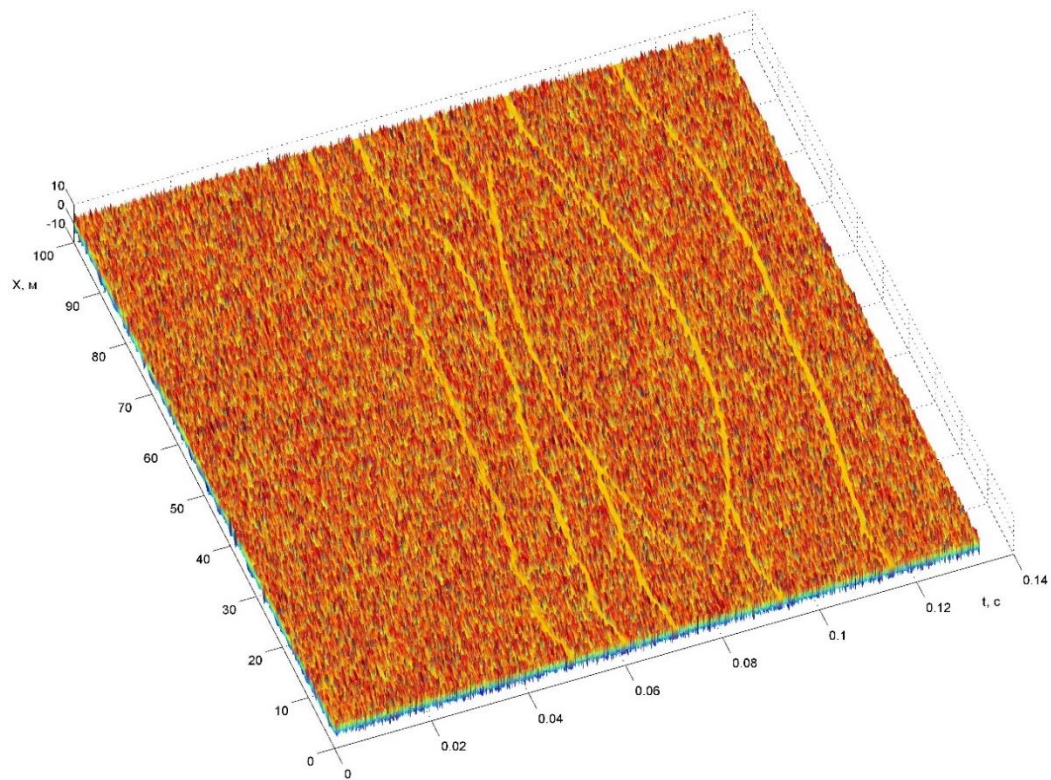


Рис. В.20. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, $f=10$ кГц.

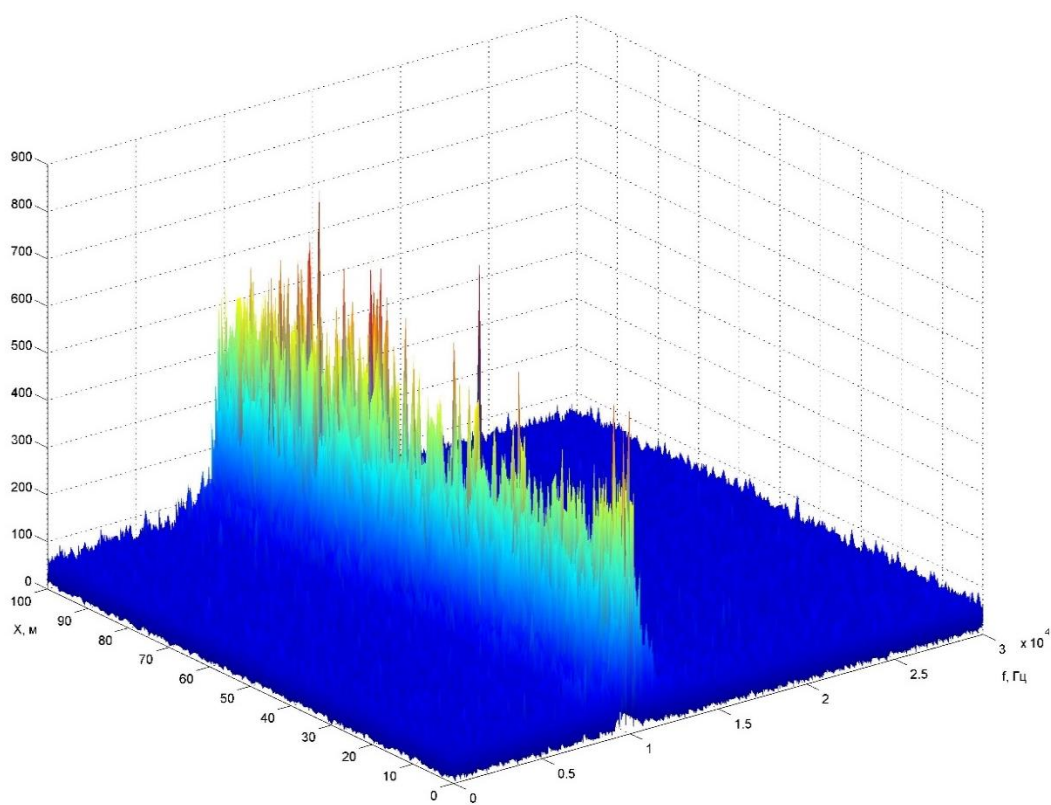


Рис. В.21. Спектр сигналу від дна з включенням, $f=10$ кГц.

ДОДАТОК Г – Вплив складу неоднорідностей на структуру акустичного поля

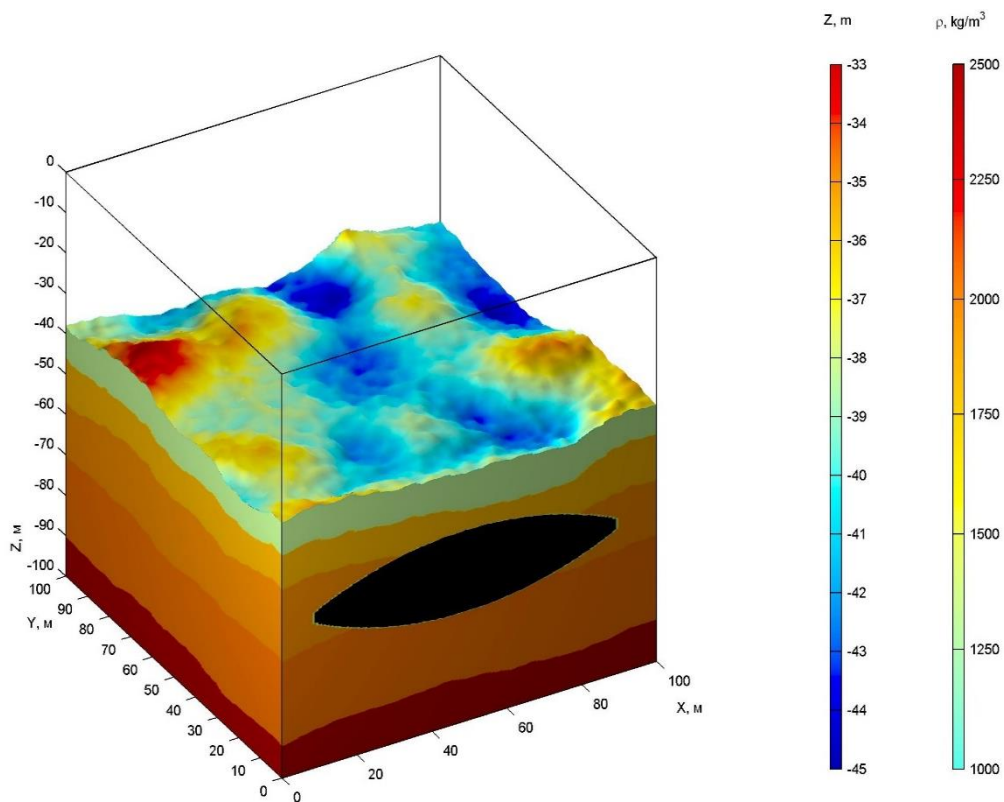


Рис. Г.1. Модель дна, що містить включення.

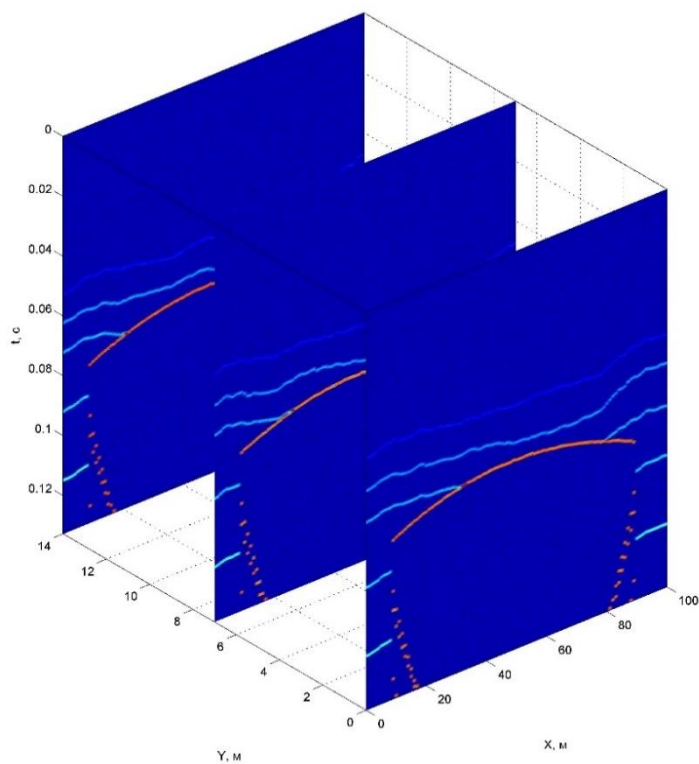


Рис. Г.2. Профілограми від дна з включенням, заповненим повітрям.

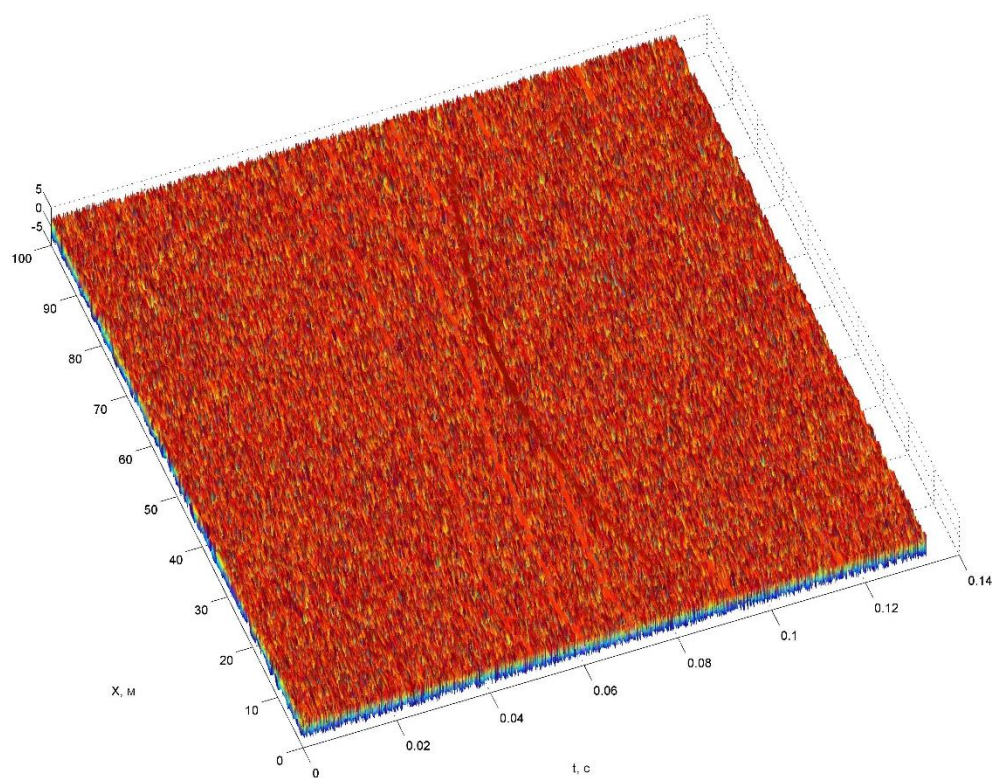


Рис. Г.3. Фаза сигналу від дна з включенням, заповненим повітрям.

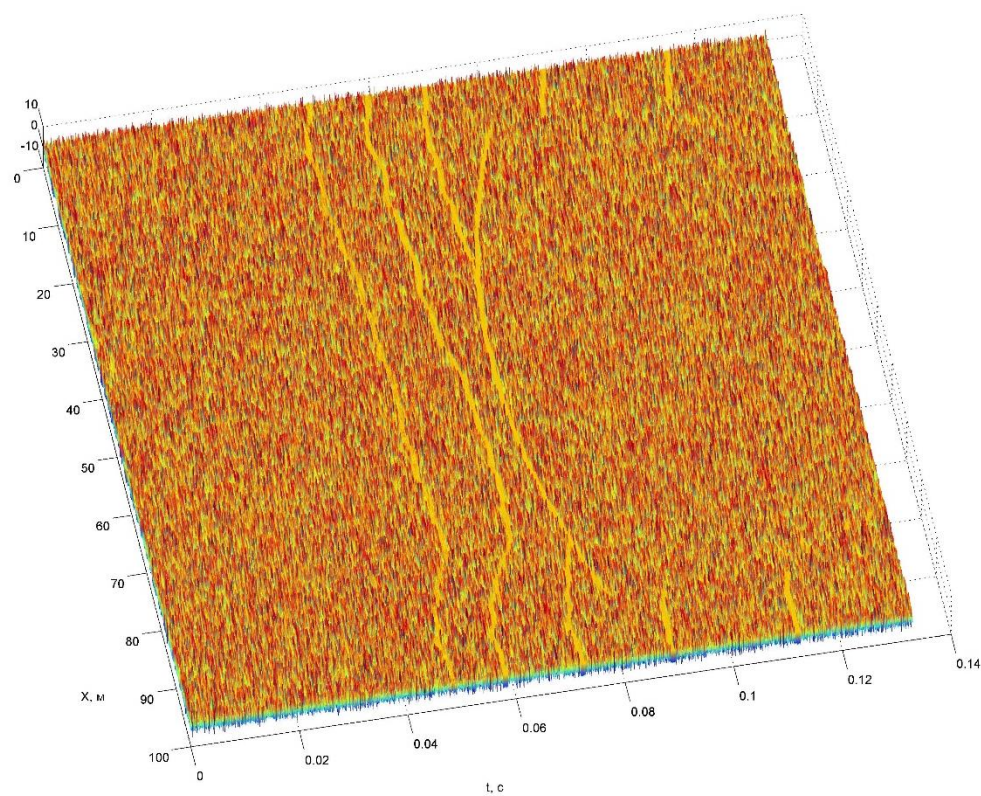


Рис. Г.4. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, заповненим повітрям.

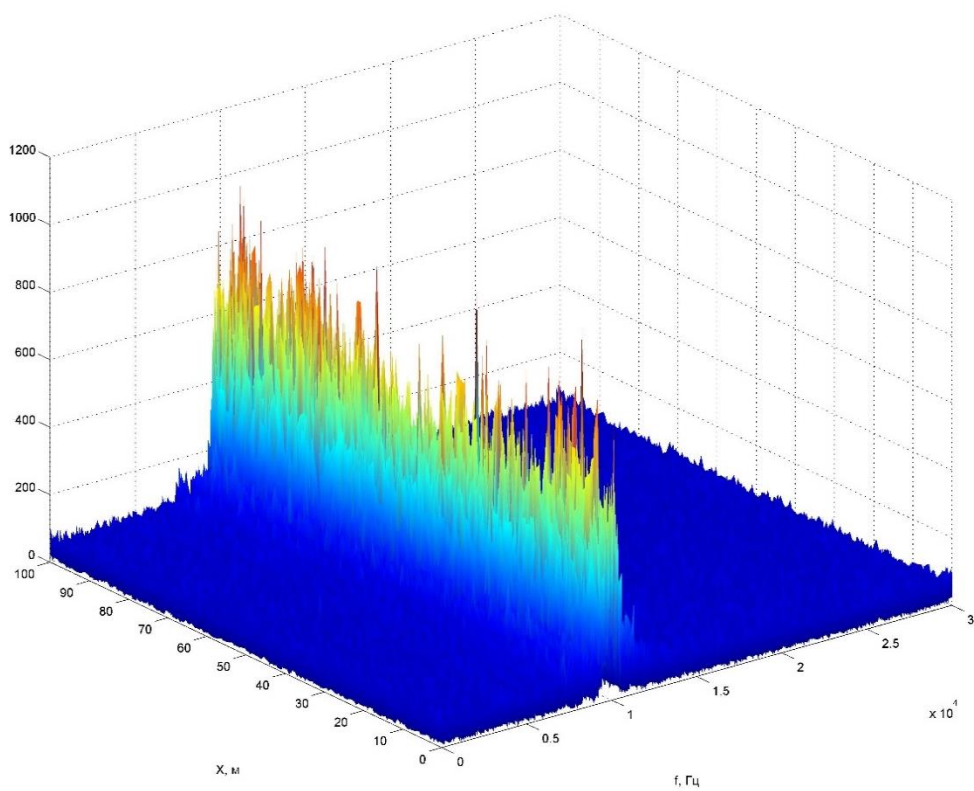


Рис. Г.5. Спектр сигналу від дна з включенням, заповненим повітрям.

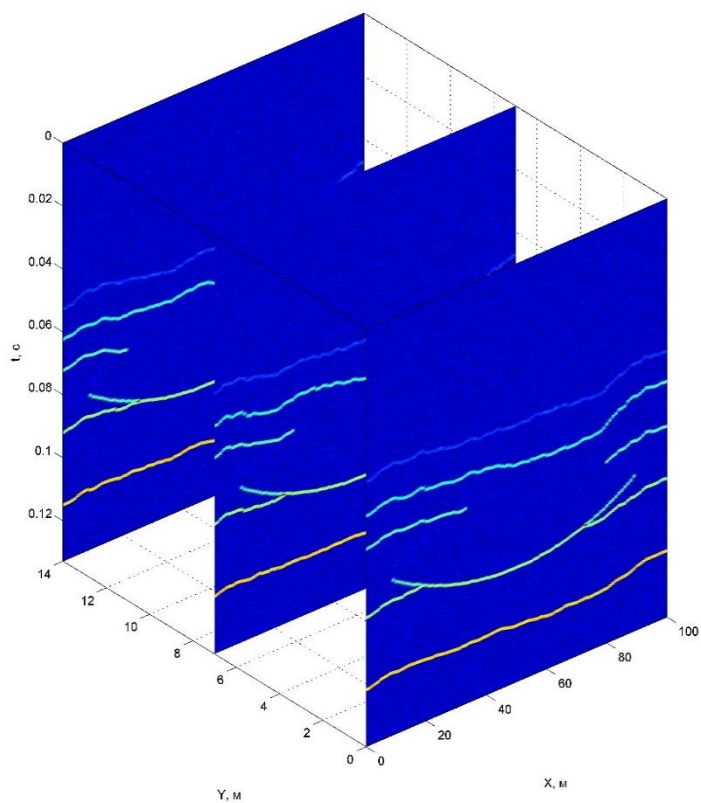


Рис. Г.6. Профілограми від дна з включенням, заповненим водою.

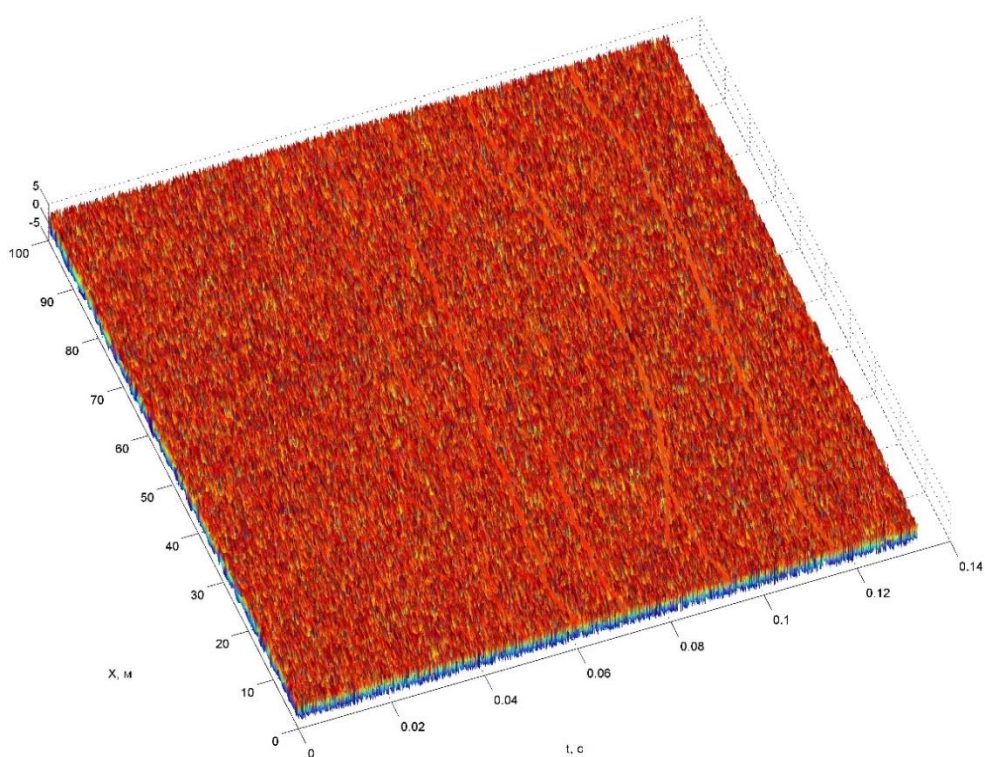


Рис. Г.7. Фаза сигналу від дна з включенням, заповненим водою.

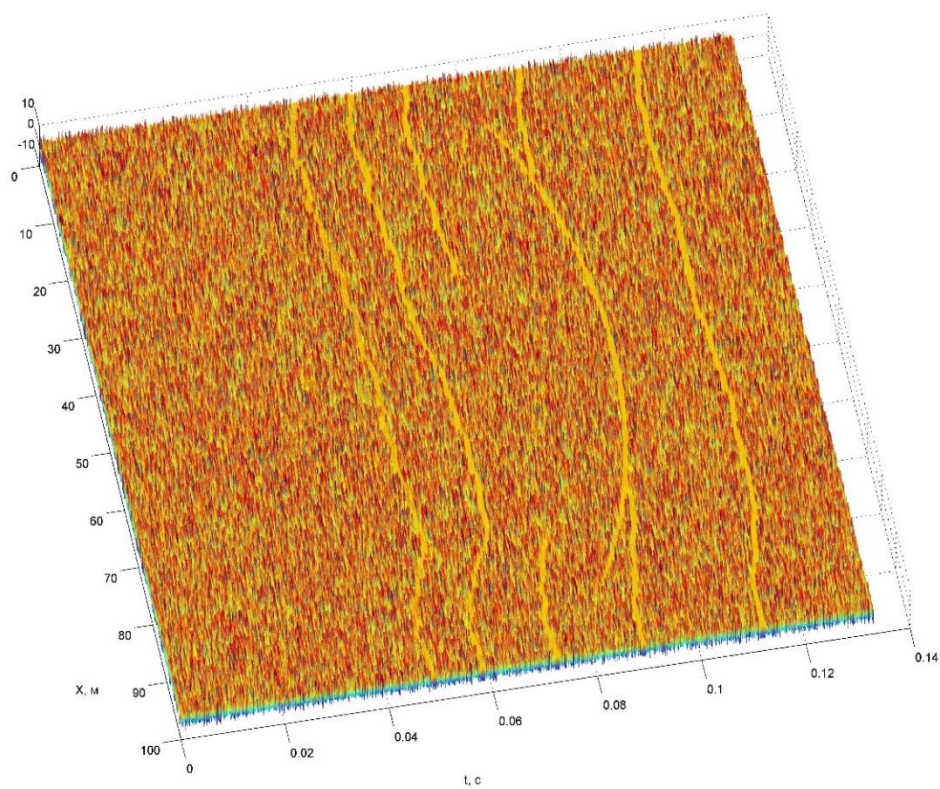


Рис. Г.8. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, заповненим водою.

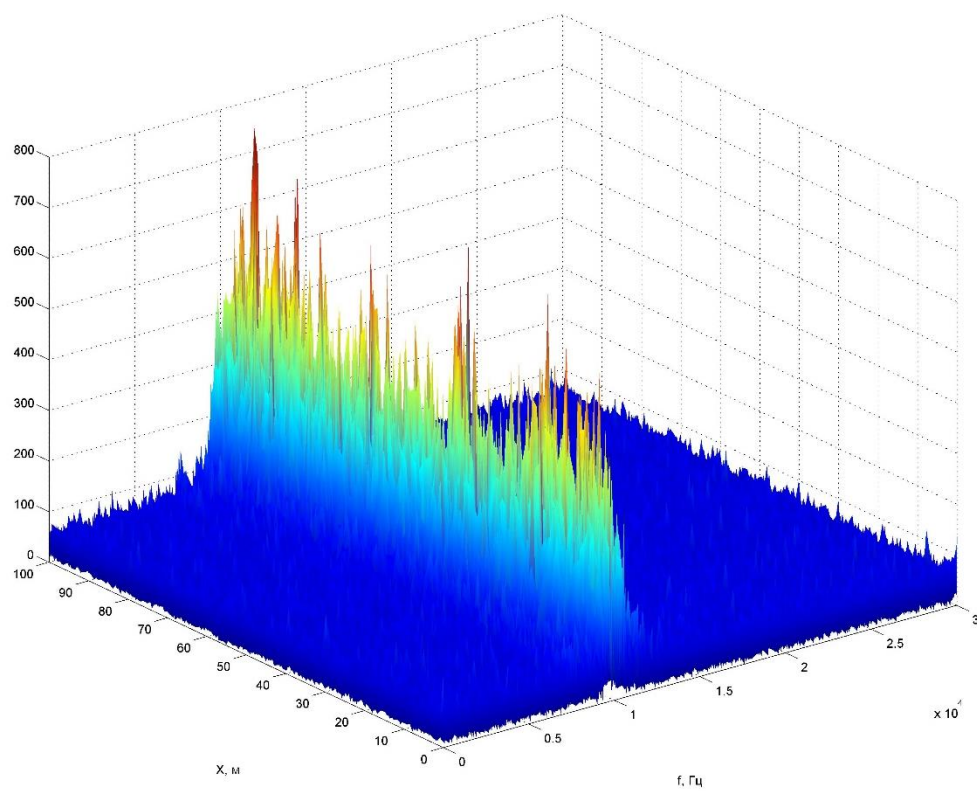


Рис. Г.9. Спектр сигналу від дна з включенням, заповненим водою.

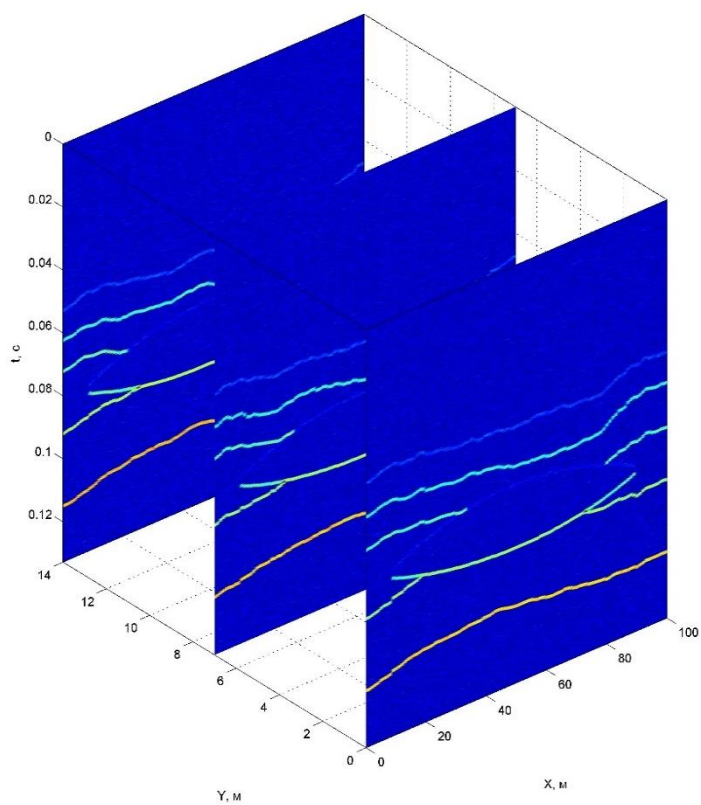


Рис. Г.10. Профілограми від дна з включенням, заповненим газогідратом.

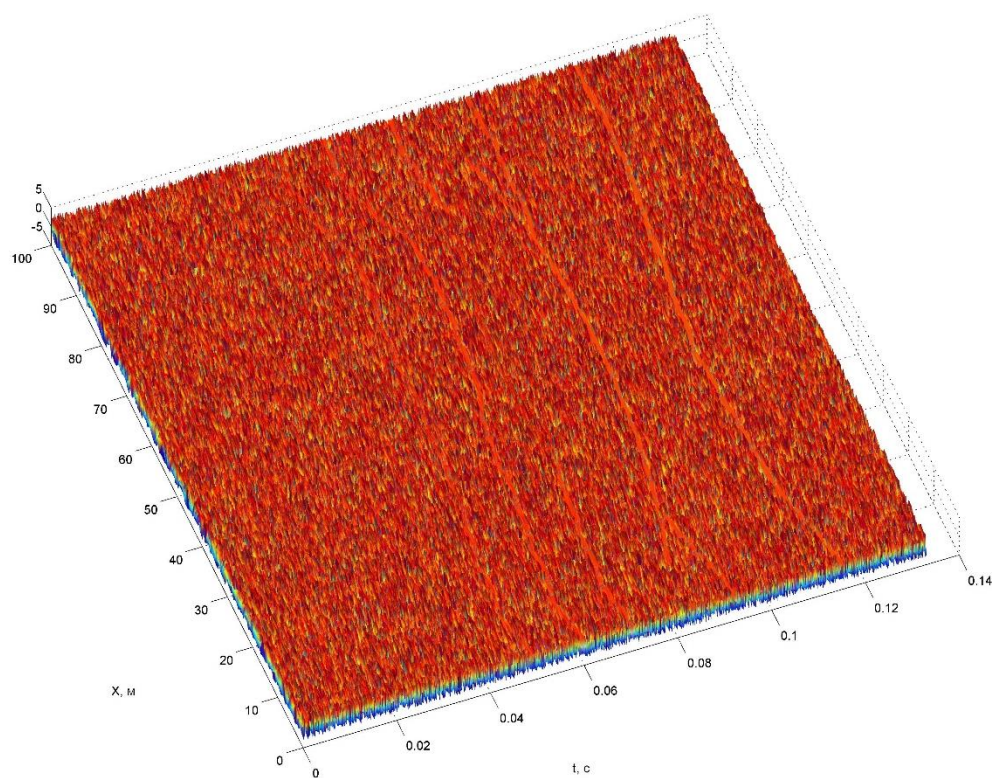


Рис. Г.11. Фаза сигналу від дна з включенням, заповненим газогідратом.

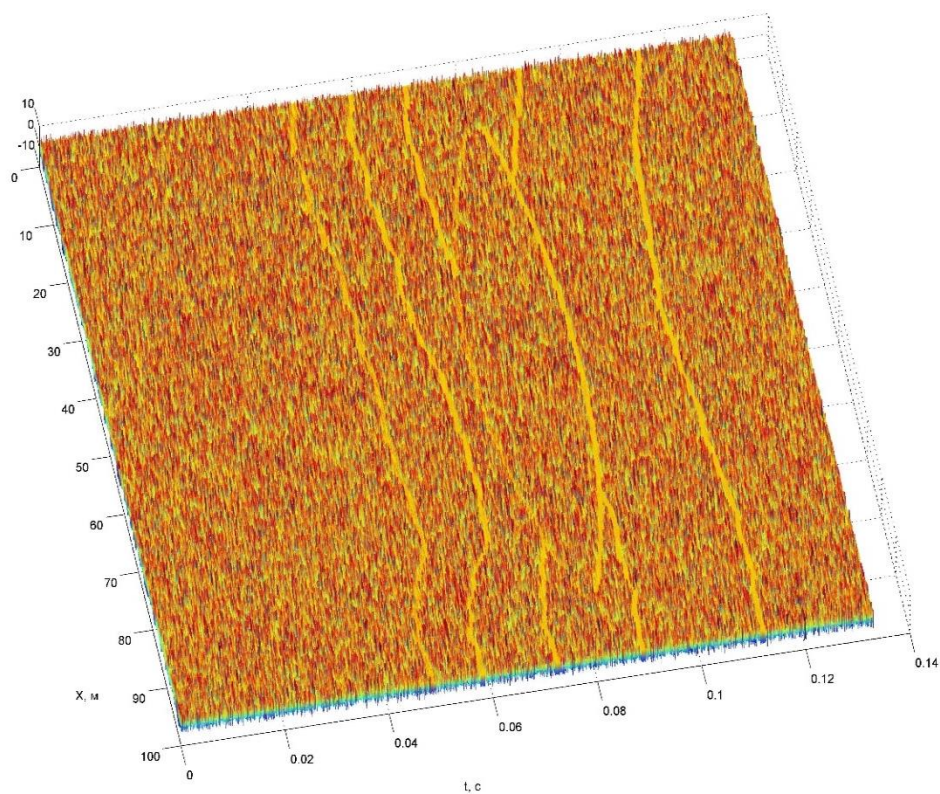


Рис Г.12. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, заповненим газогідратом.

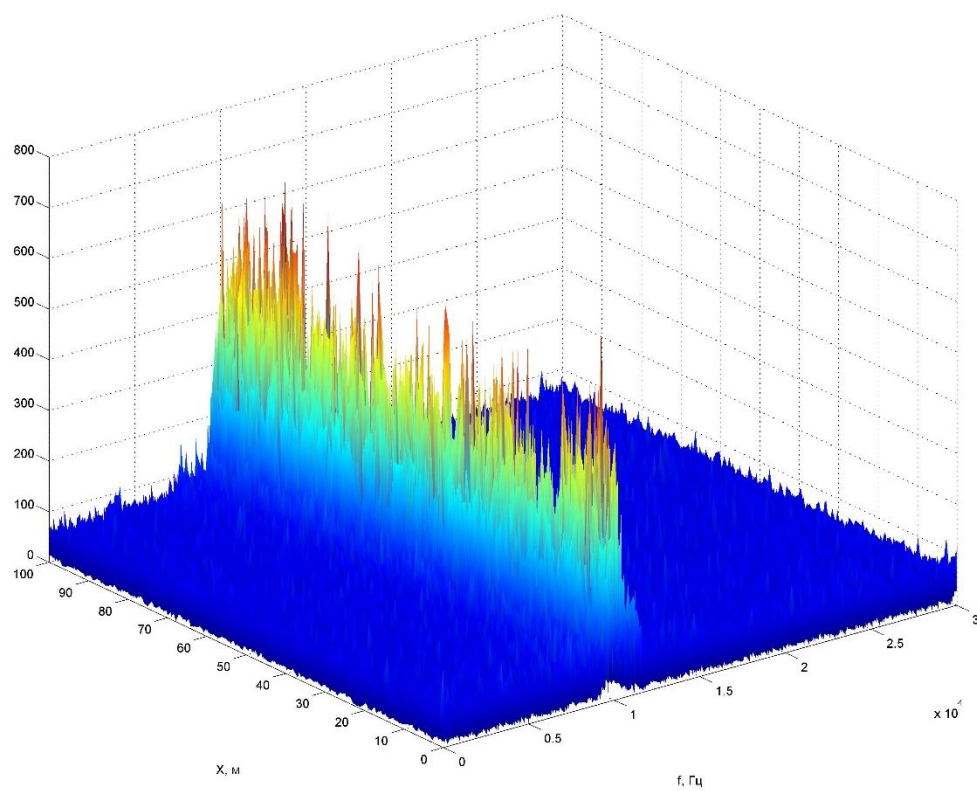


Рис. Г.13. Спектр сигналу від дна з включенням, заповненим газогідратом.

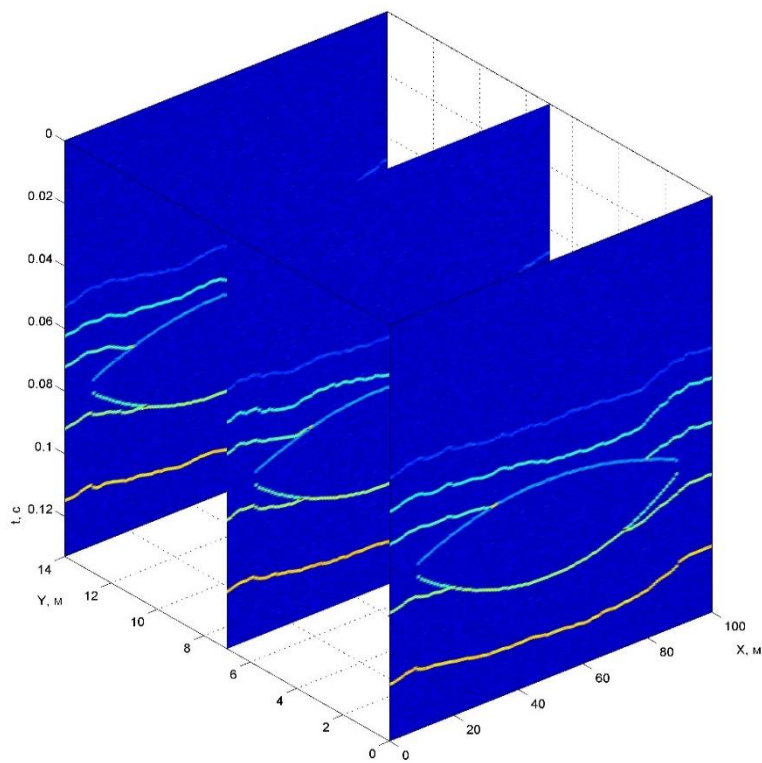


Рис. Г.14. Профілограми від дна з включенням, заповненим нафтою.

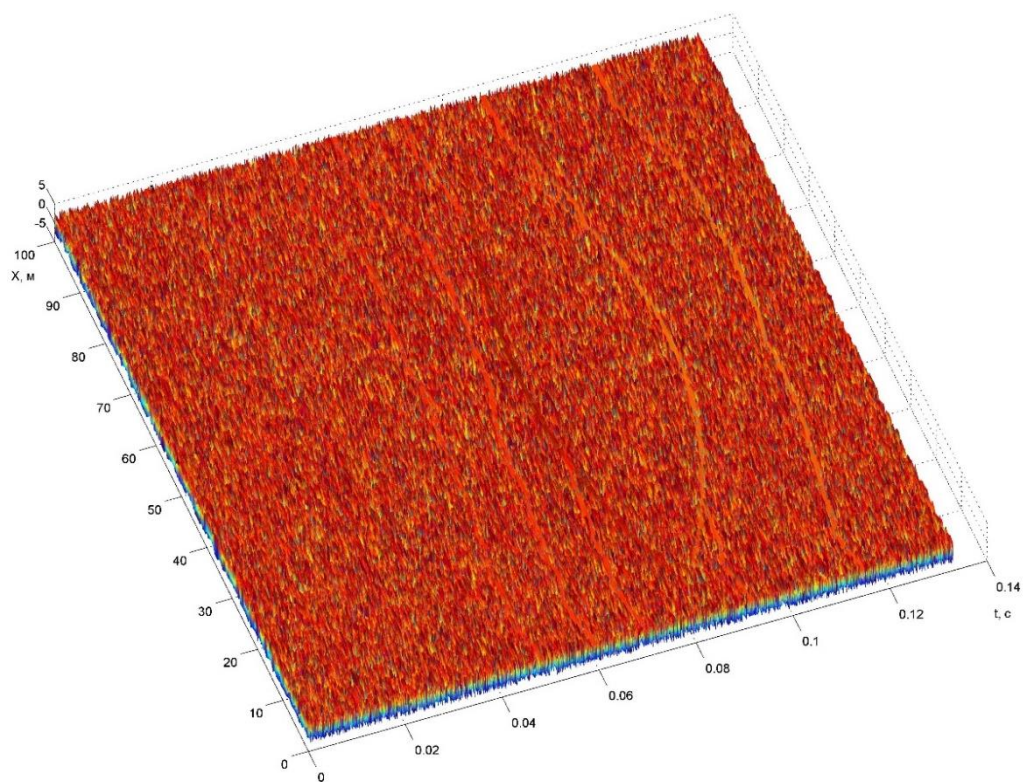


Рис. Г.15. Фаза сигналу від дна з включенням, заповненим нафтою.

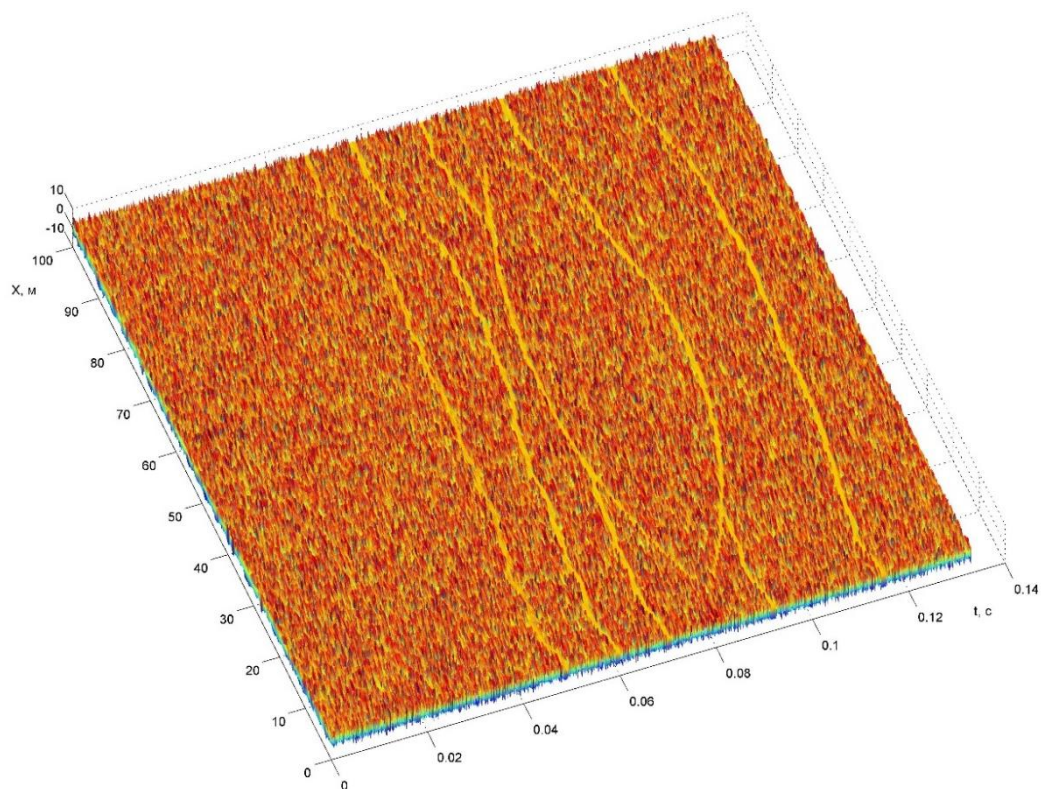


Рис. Г.16. Швидкість зміни фази сигналу від дна з включенням, заповненим нафтою.

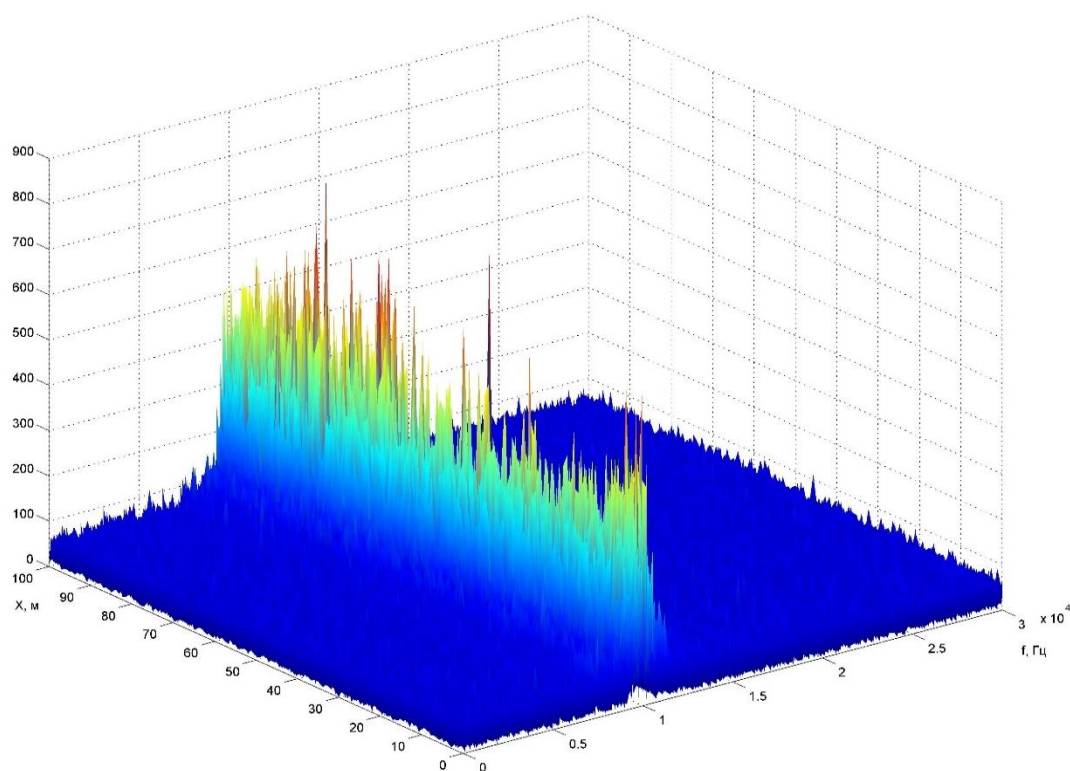


Рис. Г.17. Спектр сигналу від дна з включенням, заповненим нафтою.

ДОДАТОК Д

Список публікацій здобувача за темою дисертації

Монографії

1. Чорнобильська зона відчуження: комплексна річкова науково-дослідна експедиція «Прип'ять –2019»: О.А. Щипцов, О.Ю. Берестецький, О.М. Галущенко, М.Ф. Голодов, А.Ю. Гордєєв, А.В. Варуха, С.Г. Стефанов, О.Г. Тищенко, С.А. Хмельницький, С.Г. Федосєєнков, **О.І. Шундель**, О.О. Щипцов За ред. чл.-кор. НАН України О.А. Щипцова. Київ: Держгідрографія, 2019. 128 с.

Статті в наукових фахових виданнях України:

2. Гончар А.И., Донченко С.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Автоматизированный многофункциональный комплекс мониторинга акваторий. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2005. №13. С. 406–411.

3. Гончар А.И., Донченко С.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Использование гидроакустических технологий для экологического мониторинга акваторий. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2006. №14. С.164–170.

4. Гончар А.И., Донченко С.И., Нестеренко Л.В., **Шундель А.И.** Моделирование акустического отклика от геологической среды. *Геоинформатика*. 2008. №3. С. 21–23.

5. Гончар А.И., Федосєєнков С.Г., **Шундель А.И.**, Худоконь В.В., Сафонов А.В. Совмещение планшета панорамного гидроакустического комплекса со спутниковой картой. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2011. С.117– 121.

6. Гончар А.И., **Шундель А.И.**, Федосєєнков С.Г. Некоторые аспекты создания структурных моделей неоднородного слоистого дна. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*. 2013. Вип. 27. С. 151–155.

7. Щипцов О.А., Федосєєнков С.Г., **Шундель О.І.** Теоретичне обґрунтування та експериментальне підтвердження виявлення циліндричних об'єктів гідроакустичними засобами. *Геоінформатика*. 2019. №4(72). С.96–105 (Index Copernicus International, Google Scholar).

8. Голодов М.Ф., Гордеев А.Ю., Нестеренко Л.В., Тимченко Ю.А., Федосеенков С.Г., **Шундель О.І.**, Щипцов О.А., Щипцов О.О. Океанографічні дослідження морського та річкового середовища. *Геофізичний журнал*. 2019. Т. 41, № 6. С. 111–127 (Web of Science).

Матеріали та тези конференцій

9. Гончар А.И., Донченко С.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Использование свёртки при обработке гидролакационной информации ГБО. *Современное состояние и проблемы навигации и океанографии*: труды VI Российской научно-технической конф. НО–2007. 23–25 мая 2007 г. Санкт-Петербург. Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт МО РФ, 2007. С. 345–349

10. Гончар А.И., Донченко С.И., Клипилин Г.И., **Шундель А.И.** Получение профилограмм от слоистой модели морского дна. *Проблемы, методы и средства исследований Мирового океана*: сб. докладов второй междунар. научно-практической конф. 13–14 мая 2008 г. Запорожье. Научно-технический центр панорамных акустических систем, 2008. С. 255–263

11. Клипилин Г.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Моделирование и обработка сигналов гидролокатора бокового обзора, использующего частотную модуляцию в режиме непрерывной посылки. *Проблемы, методы и средства исследований Мирового океана*: сб. докладов второй междунар. научно-практической конф. 13–14 мая 2008 г. Запорожье. Научно-технический центр панорамных акустических систем, 2008. С. 264–274

12. Гончар А.И., Донченко С.И., Нестеренко Л.В., **Шундель А.И.** Моделирование профилограмм от слоистой модели морского дна, содержащей крупномасштабные включения. *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики*: труды IX Всемирной конф. ГА – 2008. 27–29 мая 2008 г. Санкт-Петербург: Президиум РАН, 2008. С. 124–127

13. Гончар А.И., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.**, Федосеенков С.Г. Построение планшета обследованных акваторий по данным панорамного акустического комплекса (ПАК). *Прикладные технологии гидроакустики и*

гидрофизики: труды X Всероссийской конф. ГА – 2010. 25–27 мая 2010 г. Санкт-Петербург: Президиум РАН, 2010. С. 78–80.

14. Гончар А.И., Голод О.С., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Вероятностная оценка послойного определения литологических свойств донных отложений в профилограммах. *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики*: труды XI Всероссийской конф. ГА–2012. 22–24 мая 2012 г. Санкт-Петербург: Президиум РАН, 2012. С. 265–268.

15. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Обследование прибрежных акваторий гидроакустическими средствами. *Морские берега Украины*: V Всеукраинский семинар-совещание, 10–13 сентября 2012 г. пгт. Кацивели: МГИ НАН Украины, 2012.

16. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., **Шундель А.И.** Цифровое моделирование параметрического профилографа. *Проблемы, методы и средства исследования Мирового океана*: сб. докладов третьей междунар. науч.-практ. конф., 14–15 мая 2013 г. Запорожье: НТЦ ПАС НАН Украины. С. 65–78.

17. Гончар А.И., Федосеенков С.Г., **Шундель А.И.** Математическое моделирование спектрального метода определения коэффициентов затухания и отражения для многослойных водонасыщенных донных отложений. *Проблемы, методы и средства исследования Мирового океана*: сб. докладов третьей междунар. науч.-практ. конф., 14–15 мая 2013 г. Запорожье: НТЦ ПАС НАН Украины. С. 193–204.

18. Гончар А.И., Попова Т.А., Федосеенков С.Г., Шлычек Л.И., **Шундель А.И.** Геоакустические методы исследования дна. *Проблемы, методы и средства исследования Мирового океана*: сб. докладов третьей междунар. науч.-практ. конф., 14–15 мая 2013 г. Запорожье: НТЦ ПАС НАН Украины. С. 299–309.