

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут»

Р. Е. Пащенко

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗЕМЛІ ТА ЇЇ ГЕОСФЕР

Навчальний посібник

Харків «ХАІ» 2022

УДК 550.3
П12

Рецензенти: д-р фіз.-мат. наук, с.н.с. В. К. Іванов,
д-р техн. наук, проф. В. А. Таршин

Пащенко, Р. Е.

П12 Методи досліджень Землі та її геосфер [Текст] : навч. посіб. /
Р. Е. Пащенко. – Харків : Нац. аерокосм. ун-т ім. М. Є. Жуковського
«Харків. авіац. ін-т», 2022. – 176 с.

ISBN 978-966-662-875-9

Подано теоретичні основи будови Землі та її геосфер. Наведено основні відомості про Землю, її форму, розміри, щільність, масу, пружність, в'язкість, температуру і вік, а також про силу тяжіння і тиск усередині Землі. Розглянуто будову та основні властивості земної кори, гідросфери та атмосфери, а також основні геофізичні поля. Викладено основні класичні методи геофізичних досліджень. Особливу увагу приділено методам нелінійної динаміки (фрактальному методу і методу фазової площини) для дослідження геофізичних сигналів (сигналів сейсмічних датчиків та наддовгохвильових передавачів), а також аерокосмічних зображень для вирішення різних проблем дистанційного зондування Землі.

Для студентів, що навчаються за спеціальностями 193 «Геодезія та землеустрій» спеціалізації «Геоінформаційні системи і технології» та 103 «Науки про Землю» спеціалізації «Космічний моніторинг Землі».

Іл. 106. Табл. 12. Бібліогр. : 27 назв

УДК 550.3

ISBN 978-966-662-875-9

© Пащенко Р. Е., 2022
© Національний аерокосмічний
університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут», 2022

ЗМІСТ

Передмова.....	5
1. ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ БУДОВИ ЗЕМЛІ ТА ЇЇ ГЕОСФЕР.....	6
1.1 Основні відомості про Землю.....	8
1.1.1 Форма і розміри Землі.....	8
1.1.2 Щільність, маса, сила тяжіння і тиск усередині Землі....	10
1.1.3 Пружність, в'язкість, температура і вік Землі.....	11
1.1.4 Метод сейсмічного зондування дослідження внутрішньої будови Землі.....	13
1.1.5 Внутрішня будова Землі.....	17
1.2 Побудова та основні властивості геосфер Землі.....	20
1.2.1 Побудова земної кори.....	23
1.2.2 Складові частини гідросфери.....	27
1.2.3 Форма, розміри, склад і побудова атмосфери.....	33
1.3 Геофізичні поля.....	40
1.3.1 Поняття геофізичного поля та геофізичної аномалії.....	40
1.3.2 Гравітаційне поле Землі.....	41
1.3.3 Механізм формування електромагнітного поля Землі...	47
1.3.4 Будова магнітосфери Землі.....	52
1.4 Основні методи геофізичних досліджень.....	57
1.4.1 Гравітаційний метод.....	58
1.4.2 Магнітний метод.....	61
1.4.3 Сейсмічний метод.....	63
1.4.5 Електричний метод.....	67
1.4.6 Ядерна геофізика.....	70
1.4.7 Свердловинна геофізика і геофізичні дослідження свердловин.....	73
Запитання для самоперевірки.....	76
2. МЕТОДИ НЕЛІНІЙНОЇ ДИНАМІКИ ДОСЛІДЖЕННЯ ГЕОФІЗИЧНИХ СИГНАЛІВ І АЕРОКОСМІЧНИХ ЗОБРАЖЕНЬ.....	78
2.1 Основні поняття нелінійної динаміки.....	78
2.2 Основні методи нелінійної динаміки.....	83
2.2.1 Метод фрактального аналізу.....	84
2.2.1.1 Поняття фракталу, перетворення подібності та ітерації.....	84
2.2.1.2 Класифікація та правила побудови фракталів....	89
2.2.1.3 Поняття розмірності.....	99
2.2.1.4 Визначення фрактальної розмірності.....	104

2.2.2	Метод фазової площини.....	113
2.2.2.1	Побудова фазових портретів.....	113
2.2.2.2	Поняття псевдофазової площини.....	123
2.3	Аналіз геофізичних сигналів з використанням методів нелінійної динаміки.....	127
2.3.1	Аналіз сигналів сейсмічних датчиків під час виявлення вибухів.....	127
2.3.2	Аналіз сигналів сейсмічних датчиків під час землетрусів.....	132
2.3.3	Аналіз зміни стану рухомих іоносферних збурень.....	140
2.3.4	Аналіз сигналів наддовгохвильових передавачів для виявлення атмосферних явищ (гроз).....	148
2.4	Використання методів нелінійної динаміки для вирішення завдань дистанційного зондування Землі.....	153
2.4.1	Селекція об'єктів на цифровому зображенні з використанням поля фрактальних розмірностей.....	153
2.4.2	Використання фрактального методу для вирішення завдань ДЗЗ.....	157
	Запитання для самоперевірки.....	171
	БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК.....	174

ПЕРЕДМОВА

Однією з основних задач сучасної науки є вивчення внутрішньої будови і розвитку Землі та її геосфер. Всі геосфери Землі (літосфера (тверда оболонка), гідросфера (водяна оболонка), атмосфера (повітряна оболонка)) за своєю будовою і розвитком є взаємозв'язаними і взаємообумовленими. Вони утворюють єдине ціле, що пов'язане із земною поверхнею і має свої специфічні закони існування. У цей час геофізичні дослідження охоплюють різні шари земної кори на материках, прибережні зони і простори морів і океанів, а також нижні і верхні шари атмосфери.

Складність будови і складу геосфер, відмінність і різноманітність фізичних процесів, що відбуваються в них, неоднакова доступність для проведення вимірювань і спостережень їх фізичних (геофізичних) величин приводять до необхідності їх вивчення різноманітними методами. Існуючі методи геофізичних досліджень є єдиним комплексом методів вирішення конкретних завдань з практичного і теоретичного дослідження природних процесів та явищ в кожній геосфері і на Землі в цілому. В результаті таких досліджень отримується інформація про характеристики геосфер, природні процеси і явища, а також про зміну геофізичних полів.

Дослідження Землі та її геосфер зазвичай базуються на експериментальних геофізичних даних (геофізичних сигналах), тому для їх аналізу необхідні сучасні методи оброблення. Поряд з традиційними методами геофізичних досліджень (гравітаційним, магнітним, сейсмічним, електричним та ін.) для аналізу геофізичних сигналів все більше поширення почали набувати методи нелінійної динаміки (фрактальний, фазової площини та ін.). Такі методи також використовують для аналізу власного або відбитого електромагнітного випромінювання природних об'єктів, утворень або природних явищ за допомогою певних технічних засобів, які встановлюються на аерокосмічних носіях (засобах дистанційного зондування Землі). При цьому комплексне використання методів геофізичних досліджень і методів нелінійної динаміки спрямовано на встановлення механізму взаємодії і взаємовпливу всіх геосфер Землі для ефективного керування природними процесами, раціонального їх використання з метою забезпечення розвитку різних галузей господарства та охорони навколишнього середовища.

Навчальний посібник складається з двох розділів, які охоплюють основний теоретичний матеріал навчальної дисципліни «Методологія і методи досліджень Землі та її геосфер». Під час роботи автор користувався джерелами інформації, які наведені в кінці посібника. Необхідно зазначити, що під час написання першого розділу були використані роботи [1 – 9], а другого – роботи [10 – 27].

1. ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ БУДОВИ ЗЕМЛІ ТА ЇЇ ГЕОСФЕР

Наука, що вивчає фізичні явища і процеси в планеті Земля та її оболонках називається **геофізикою**. Назва цієї науки походить від грецьких слів «ге» (земля) і «фізики» (природа). Предметом дослідження геофізики є вся планета з її твердою оболонкою (літосферою), морями, океанами, наземними і підземними водами (гідросферою) і повітряною оболонкою (атмосферою). Відповідно до цього геофізику підрозділяють на фізику літосфери, фізику морів і фізику атмосфери. Іншими словами, геофізика являє собою комплекс наук, що вивчають фізичні властивості і склад Землі, явища і процеси, що відбуваються в її твердій, рідкій і газоподібній оболонках під час їх взаємодії.

Геофізика виникла на стику фізики і ряду інших природних наук, перш за все наук про Землю (геології, геодезії, географії, геохімії), а також астрономії. Геофізика розглядає Землю як єдине, складне і безперервно змінне фізичне тіло, що є складовою частиною Сонячної системи і що піддається дії космічних тіл (Сонця, Місяця та ін.). У комплексне вивчення Землі та її оболонок (геосфер) входять такі питання, як походження, форма, розміри і розвиток цих оболонок та Землі в цілому, а також їх склад, властивості, взаємний вплив, взаємодія і фізичні (геофізичні) поля.

Метою геофізичних досліджень є отримання відомостей про будову надр Землі, її водної і повітряної оболонок, вивчення історії її походження і розвитку, прогнозування майбутніх процесів в оболонках Землі.

Завдання геофізики зводяться до задоволення інтересів господарського розвитку і потреб людства. Насправді відомості, що отримуються геофізикою, необхідні людям для того, щоб найвигідніше і доцільно взаємодіяти з природою та ефективно використовувати її на користь суспільства.

Основними завданнями геофізики є:

- раціональне використання природних ресурсів;
- врахування і доцільне використання всіх властивостей геосфер, що впливають на практичну діяльність людини.

Під час вирішення першого завдання геофізики виходять з того, що запас непоновлюваних природних ресурсів (вугілля, нафти, газу та ін.) з часом зменшується. Тому постає питання, чи вистачить природних багатств для задоволення потреб людства; чи вистачить в першу чергу енергії як однієї з основ життя людей і розвитку виробництва.

Геофізика позитивно відповідає на поставлені питання, що виходять з цілої низки чинників, головними з яких є підвищення ефективності використання вже відомих джерел енергії, впровадження найраціональніших її перетворювачів, використання поновлюваних джерел у вигляді сонячної і ядерної енергії, енергії води і вітру, гарячих підземних вод, морських приливів та ін. У результаті з часом запаси всіх

енергетичних ресурсів на душу населення будуть зростати. В майбутньому виникне найімовірніше проблема надлишку енергії (тепла), а не її нестачі. Це приведе до необхідності навчитися відводити значну кількість теплоти в світовий простір, щоб уникнути розігрівання земної поверхні. У таких умовах, знаючи основні джерела надходження тепла і шляхи його витрат у всіх геосферах, знаючи процеси взаємного теплообміну між оболонками Землі, можна успішно вирішувати глобальну задачу регулювання теплового балансу на планеті в цілому.

Під час вирішення другого завдання геофізики виходять з того, що з розвитком людського суспільства, зростання його продуктивних сил і енергозброєності діапазон існування і діяльності людей розширюється. Розвиток техніки сприяє зниженню залежності людини від природних умов. Однак це не зменшує практичної значущості навколишнього середовища для ефективної діяльності людини. Технічний прогрес змушує людей враховувати все більш тонкі особливості природних умов великих регіонів і нерідко в глобальному масштабі. У таких умовах саме геофізика шляхом безперервного вдосконалення існуючих і створення нових методів та засобів дослідження геосфер покликана забезпечити оперативне отримання, збирання, оброблення, аналіз і доведення до споживачів всієї інформації про стан кожної оболонки Землі, причому інформації більш прискореної, ніж раніше, за часом, висотою (глибиною) і відстанню. Для вирішення наведених завдань застосовують різноманітні геофізичні методи.

Методи геофізики – специфічні фізичні методи вивчення та аналізу фізичних полів і явищ на земній поверхні, в шахтах, свердловинах, в глибинах морів, на різних висотах в атмосфері і навколишньому космічному просторі. Методи геофізики класифікують залежно від цілей геофізичних досліджень та їх технічної забезпеченості. За першою ознакою класифікації виділяють дві групи методів.

Перша група містить методи дослідження геофізичних полів, величин і явищ і насправді є всім комплексом методів вивчення природи, до яких належать:

- експедиційний метод;
- метод стаціонарних спостережень;
- експериментальний метод;
- метод теоретичного аналізу.

Кожен з цих чотирьох методів взаємно доповнює один одного, але при вирішенні глобальних геофізичних проблем в наш час основними є методи стаціонарних спостережень і теоретичного аналізу.

До другої групи методів належать методи вивчення будови, складу і властивостей геосфер, які містять пряме і непряме зондування оболонок Землі. Пряме зондування найбільше застосовують під час вивчення атмосфери, річок, озер, льодовиків і вод Світового океану. Непряме

зондування є основним методом отримання відомостей про фізичні властивості, агрегатний стан і будову глибоких земних надр.

Широкий арсенал космічних засобів допоміг отримати великий потік нової інформації, використовуваної для розшифрування будови, властивостей, взаємодії і динаміки геосфер. Все це дозволило створити принципові основи нового методу геофізичних досліджень – комплексного зондування геосфер з космічного простору.

У наш час дані космічних досліджень геосфер широко використовують в метеорології, океанографії, гідрології суші, гляціології, геології, сейсмології, вулканології, для охорони навколишнього середовища і в багатьох інших областях науки і народного господарства (водного, лісового, сільського, рибної промисловості та ін.). Комплексне зондування геосфер з космічного простору дозволяє одержати якісно нову інформацію для багатьох галузей геофізичних знань, зокрема для фізики хмар і вільної атмосфери, її ритміки і динаміки, фізики і динаміки морів, досліджень водних ресурсів материків, сейсмологічних досліджень земної кори, тектоніки, геоморфології, літолого-петрографічного аналізу і т.д.

1.1 Основні відомості про Землю

1.1.1 Форма і розміри Землі

За фігуру Землі приймають не збурену поверхню океану, а на суші – уявну поверхню води в каналах, які в думках прокладені крізь материки глибше за рівень моря і сполучені зі Світовим океаном. Ця поверхня перпендикулярна напрямку сили тяжіння, що забезпечує стабілізацію форми цієї поверхні внаслідок вільного перетікання води зі Світового океану.

Середній радіус Землі становить приблизно 6368 км, довжина кола – $\approx 40\,000$ км. Внаслідок обертання Землі навколо своєї осі реальна її фігура на 0,3 % відрізняється від кулі і наближається до еліпсоїда обертання (рисунок 1.1). Дійсну форму поверхні Землі називають **геоїдом**, через гори її відмінність від кулі становить близько 0,6 % (рисунок 1.1). За законами фізики з цього виходить, що Земля знаходиться в гідростатичній рівновазі і диференціюється за щільністю концентричними шарами.

На відміну від рівного еліпсоїда висота на кожній ділянці геоїду визначається точним балансом між відцентровою силою і локальною гравітацією. Обертання Землі створює відцентрову силу, причому на екваторі вона вища, ніж у полюсів. Через цю різницю планета виявляється трохи сплюснута, і її діаметр, що проходить через екватор, стає на 43 км більше. Якби всю Землю цілком покривав безкрайній океан, то він утворював би трохи витягнутий еліпсоїд, і ця фігура точніше відповідала б дійсній формі Землі. Маса розподілена по поверхні планети не зовсім рівномірно. Зазвичай плити літосфери материків товщі, ніж океанічні.

Високі гори і глибокі западини, могутні рудні відклади – все це створює слабкі аномалії, ділянки, в яких гравітаційне поле виявляється трохи сильнішим або слабкішим звичайного.

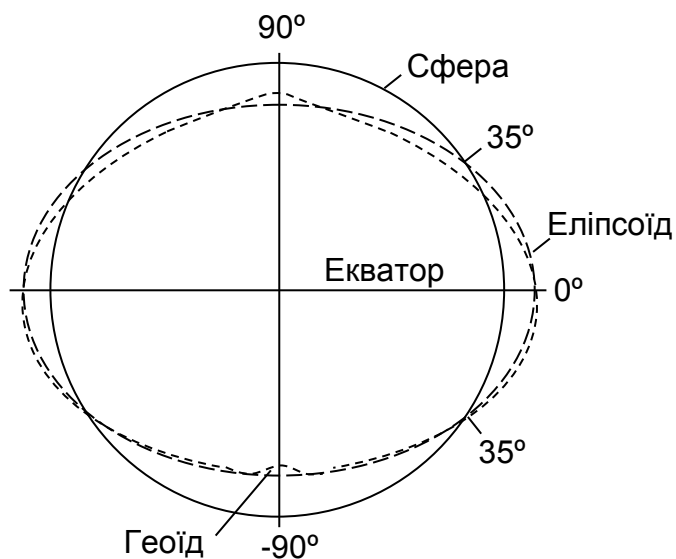


Рисунок 1.1 – Форма Землі (сфера; еліпсоїд обертання; геоїд (кардіоїд))

На рисунку 1.1 видно, що існує відхилення геоїда (EGM96) від ідеалізованої фігури Землі (еліпсоїда WGS84). Відхилення геоїда EGM96 від опорного еліпсоїда WGS84 змінюється в діапазоні від -105 м (на півночі Індійського океану) до $+85$ м (на заході Тихого океану).

Світова геодезична система (World Geodetic System – WGS) – стандартизована координатна система на Землі, яка розроблена та підтримується Геопросторово-розвідувальною агенцією США, була ухвалена в 1984 році та востаннє переглянута у 2004 році. Початок координат системи WGS84 перебуває в центрі мас Землі. Поверхня датуна системи WGS84 – це стиснутий еліпсоїд із великим (екваторіальним) радіусом $a = 6\,378\,137$ м на екваторі і стисненням $f = 1/298,257223563$. Тоді полярна напіввісь b

$$a \cdot (1 - f) = 6\,356\,752,3142 \text{ м.}$$

Альтернативою WGS84 є система геодезичних параметрів Землі ПЗ-90, яка була розроблена в 1990 році та використовується в Російській Федерації. Існують уточнені версії ПЗ-90.02 і ПЗ-90.11, що були ухвалені відповідно у 2002 і 2011 роках. За базову поверхню в ПЗ-90.02 і ПЗ-90.11 прийнято загальноземний еліпсоїд із такими основними геометричними характеристиками: великий радіус $a = 6\,378\,136,5 \pm 1$ м, стиснення $f = 1/(298,2564151 \pm 0,001)$, центр еліпсоїда сполучено з початком геоцентричної системи координат.

1.1.2 Щільність, маса, сила тяжіння і тиск усередині Землі

Щільність відомих хімічних елементів і мінералів змінюється в межах $0,5 \dots 22,5 \text{ г/см}^3$, гірських порід – $1,6 \dots 3,5 \text{ г/см}^3$. Середня щільність земної кори за даними безпосередніх вимірювань на гірських породах – $2,75 \dots 2,67 \text{ г/см}^3$. **Середня щільність Землі** – $5,52 \text{ г/см}^3$ (приблизно у два рази більше середньої щільності земної кори).

З урахуванням геофізичних сейсмологічних даних про наявність стрибків швидкості пружних коливань приймається такий розподіл щільності всередині Землі (рисунок 1.2): загальне збільшення щільності (σ) за глибиною (h) до $12,2 \text{ г/см}^3$ в центрі Землі зі стрибком щільності $+4,0 \text{ г/см}^3$ на межі ядра на глибині 2900 км (можливі також стрибки щільності на глибинах $350 \dots 500$ і 5000 км). Ступінчасте збільшення щільності Землі пов'язується зі зміною якісного речовинного складу і фазового стану її гірських порід.

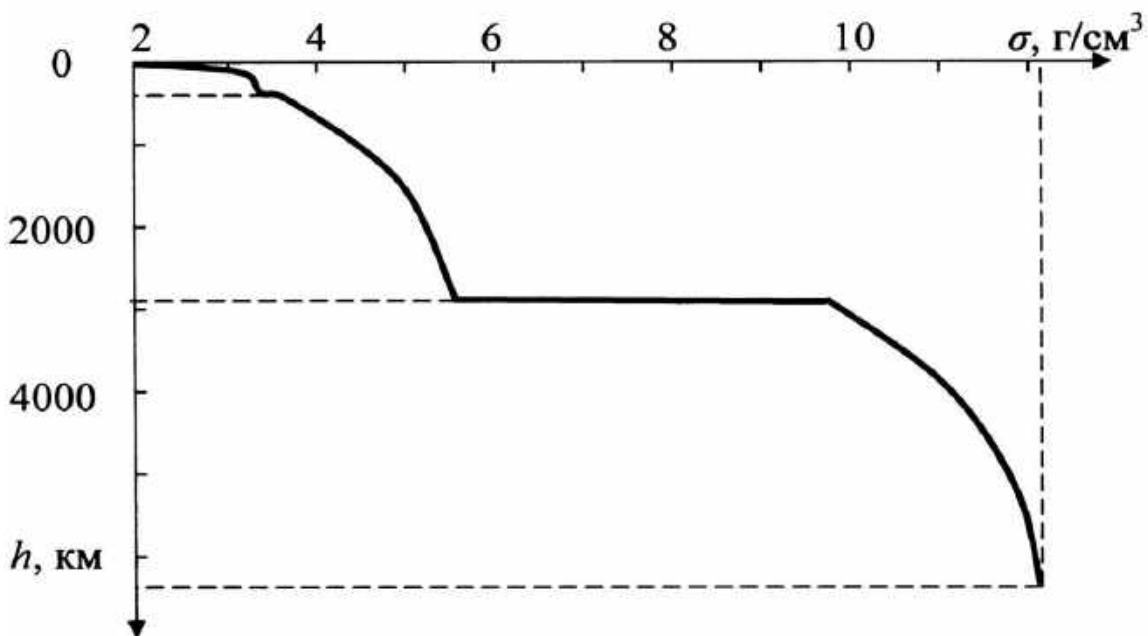


Рисунок 1.2 – Зміна щільності Землі залежно від глибини

Маса Землі – $5,98 \cdot 10^{24} \text{ кг}$; ця величина отримана шляхом порівняння тяжіння Землі з тяжінням відомих мас (басейну з водою і свинцевою кулею) з використанням маятника і високоточної ваги.

На певній глибині від поверхні Землі сила тяжіння дорівнює тяжінню всіх глибше розташованих кульових шарів, оскільки тяжіння вище розташованих кульових шарів дорівнює нулю. Отже, **сила тяжіння** за глибиною монотонно зменшується і в центрі Землі дорівнює нулю.

Тиск у середині Землі можна визначати як гідростатичний, оскільки відносно сил, що тривало діють, тверде середовище поводить себе як рідина. Згідно з розрахунками на межі ядра тиск перевищує $1,3 \text{ млн атмосфер}$, а в центрі Землі – $3,5 \dots 4,0 \text{ млн атмосфер}$.

1.1.3 Пружність, в'язкість і температура Землі

Розглядаючи швидкі деформації, що спричиняються землетрусами, використовується тільки одна сторона механічних властивостей Землі – пружність. Однак в деформації Землі під дією вікових відцентрових прискорень залежно від обертання навколо своєї осі виразно виявляється й інша сторона механічних властивостей – в'язкість.

Теоретично в абсолютно твердій літосфері Землі величини місячного і сонячного приливів в Світовому океані мали б максимуми 0,56 м і 0,24 м, а в абсолютно рідкій – дорівнювали нулю. Насправді їх спостережувана величина становить 1/3 максимальної теоретичної, це дозволяє вважати, що Земля приблизно вдвічі твердіше сталі і на глибині 1500 км має максимум твердості, а з наближенням до центру – зменшується до нуля. Аналіз вільних коливань земної осі (амплітуда яких становить близько 10 м) дозволяє оцінити в'язкість внутрішньої частини Землі, як набагато більшої ніж гірські породи земної кори.

Відносно жорсткості і в'язкості можна оцінити період релаксації механічних процесів: в оболонці – у декілька століть, в ядрі – до доби.

Стосовно довгих (геологічних) впливів Земля може розглядатися як безперервно пластичне тіло, що деформується.

Узагальнені характеристики Землі наведено у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1 – Узагальнені характеристики Землі

Назва характеристики	Числове значення
Екваторіальний радіус	6378,1366 км
Полярний радіус	6356,777 км
Стиснення земного еліпсоїда	1/298,25642
Середній радіус	6371,032 км
Довжина екватора	40075,696 км
Площа поверхні	510,2 10^6 км ²
Об'єм	1,0834 10^{12} км ³
Маса	5,9733 10^{24} кг
Середня щільність	5518 кг/м ³
Кутова швидкість обертання (змінна)	7,292115 10^{-5} рад/с
Прискорення сили тяжіння (на рівні моря)	
на екваторі	9,7803278 м/с ²
на полюсі	9,8321853 м/с ²
стандартне	9,80665 м/с ²
Момент інерції відносно осі обертання	8,0365 10^{37} кг·м ²

Температура Землі. Добова ізотерма Землі проходить на глибині не більше 2 м, річна – 10 ... 40 м, вікова – декілька сотень метрів (вічна

мерзлота – релікт льодовикового періоду). Ще нижче спостерігається монотонне підвищення температури за глибиною.

Геотермічна ступінь Землі ($m/^{\circ}C$) є дуже мінливою (найбільша – на стародавніх щитах, більше $100 m/^{\circ}C$) унаслідок різного глибинного теплового потоку і різної теплопровідності гірських порід.

Постійним джерелом внутрішнього тепла Землі є радіоактивні елементи (Ra, U, Th, K, Ac), найбільший вміст яких зосереджується в кислих вивержених і магматичних породах (і значно варіюється). Тому підвищений термічний режим пов'язано лише з верхніми шарами Землі: температура зростає інтенсивно до глибини 200 км (до $1200 \dots 1800^{\circ}C$), потім дуже плавно – до $2000 \dots 4000^{\circ}C$ до центру Землі.

Вік Землі. Визначення віку Землі має велике наукове і практичне значення. З наукової точки зору це вкрай необхідно під час вирішення низки кардинальних термодинамічних, геохімічних і деяких інших завдань геофізики. Практична значущість виявляється під час оцінювання природних ресурсів, проектування досліджень і розробок корисних копалин з урахуванням можливого часу їх утворення.

Тривалість геологічного етапу в житті Землі визначають за віком мінералів і гірських порід, які складають земні товщі, що мають шарувату будову. Кожен шар утворюється за певний проміжок часу, а сумарний час утворення всіх шарів визначає вік всієї їх товщі – вік земної кори.

Існує дві великі групи методів визначення віку гірських порід. Перша містить методи визначення їх відносного віку, друга – абсолютного (абсолютного літочислення).

Методи визначення відносного віку гірських порід є наближеними і фіксують лише послідовність утворення порід, тобто, які з них утворилися раніше, а які пізніше. Цими методами не визначають тривалість утворення порід в абсолютних одиницях часу (рік, тисячоліття, мільйони років). До таких методів належать **стратиграфічний, палеонтологічний і петрографічний.**

Стратиграфічний метод заснований на вивченні розташування шарів гірських порід у товщі земної кори. Осади як продукти вивітрювання накопичуються шарами, і тому нижній шар є більш стародавнім, ніж шари, що залягають над ним. Таке розташування шарів властиво зонам земної кори з непорушеним заляганням відкладень осадів, але таке залягання може часто порушуватися і внаслідок цього у вертикальному профілі порушується хронологічна послідовність відкладень осадів.

У геологічній практиці найбільш широке застосування одержав **палеонтологічний метод**, який ґрунтується на вивченні органічних залишків, що зустрічаються у вигляді скам'янілості в осадових породах. На Землі життя існує близько 3,5 млрд років. Весь цей час органічний світ розвивається безперервно і послідовно. Тому в шарах осадових порід різного віку зустрічаються залишки тваринного і рослинного світу різних періодів розвитку Землі. Порівняння цих залишків між собою дає

можливість встановлювати відносний вік гірських порід.

Петрографічний метод ґрунтується на результатах зіставлення мінерального складу, зовнішнього вигляду порід і умов їх утворення. Схожість порід за цими і деякими іншими характеристиками дозволяє вважати їх одновіковими, хоча виходи таких порід на земну поверхню можуть бути просторово віддалені один від одного. Всі розглянуті методи зазвичай використовують в єдиному комплексі.

Методи визначення абсолютного віку гірських порід основані на вивченні продуктів розпаду радіоактивних елементів гірських порід. Радіоактивні елементи потрапляють у породи при їх формуванні і схильні до мимовільного розпаду. При цьому утворюються нові хімічні елементи, які іншим шляхом не виникають. Так, при розпаді ізотопу урану 238 утворюється ізотоп свинцю 206 і виділяється гелій. Ізотоп торію 232 перетворюється на ізотоп свинцю 208, вуглець 14 – на азот 14 і т. д. Період напіврозпаду радіоактивних елементів різний, як неоднаковий і їх вміст в породах. Наприклад, період напіврозпаду урану 238 становить $4,53 \cdot 10^9$ років, торію 232 – $13,9 \cdot 10^9$ років, вуглецю 14 – 5 750 років. Визначаючи вміст радіоактивних елементів в гірських породах і знаючи період напіврозпаду кожного з них (він постійний для кожного ізотопу), можна за спеціальними формулами обчислити вік породи.

За допомогою цих методів встановлено вік Землі, земної кори і окремих її ділянок. Виявилось, що вік Землі становить близько $4,55 \pm 0,55$ млрд років, Сонячної системи – 4,8 млрд років, земної кори – приблизно 3,5 – 4 млрд років. Вік гірських порід на окремих ділянках земної кори дуже різний. Так, найбільш стародавні породи о. Цейлон мають вік 540 млн років, Каліфорнії – 1 700 млн років, України – 1 910 млн років, Південної Африки – 2 675 млн років, Антарктиди – більше 3,5 млрд років.

Дані, одержані радіоактивним методом, незалежно підтверджуються аналізом змін внутрішнього стану механічної системи «Земля – Місяць» з часом під впливом приливного тертя. Відповідні розрахунки показують, що при подовженні земної доби на 0,001 с за 100 років, яке спостерігається, перехід цієї системи від початкової (мінімально можливої) тривалості земної доби (5 годин) і місячного місяця (24 години) до сучасних може бути досягнуто приблизно за 4 млрд років, що приблизно відповідає оцінюванню віку Землі радіоактивним методом.

1.1.4 Метод сейсмічного зондування дослідження внутрішньої будови Землі

Сучасні уявлення про внутрішню будову Землі є наближеними. Особливо це стосується глибоких земних надр, недоступних для прямого зондування. Найбільш достовірні дані про внутрішню будову Землі дозволяють одержати комплексні геофізичні розвідки, серед яких

найбільшою інформативністю вирізняється сейсмічна розвідка (сейсмічне зондування). **Сейсмологія** – розділ геофізики, що вивчає сейсмічні хвилі землетрусів.

Сейсмічне зондування ґрунтується на дослідженні залежності швидкостей поширення сейсмічних (пружних) хвиль від типу хвилі і виду середовища, через яке вони проходять. Як відомо, механічна дія на тверді тіла спричиняє в них деформацію об'єму і зрушення. Відповідно ударна дія на Землю, наприклад, в результаті землетрусів, призводить до виникнення сейсмічних хвиль.

Сейсмічні хвилі – це коливальні рухи речовини, спричинені землетрусами або штучними вибухами. Вони бувають двох типів – **об'ємні** і **поверхневі**, мають різні поширення, заломлення і відбиття залежно від агрегатного стану і фізико-механічних властивостей гірських порід.

Об'ємні хвилі розділяють на **подовжні** і **поперечні** (рисунок 1.3).

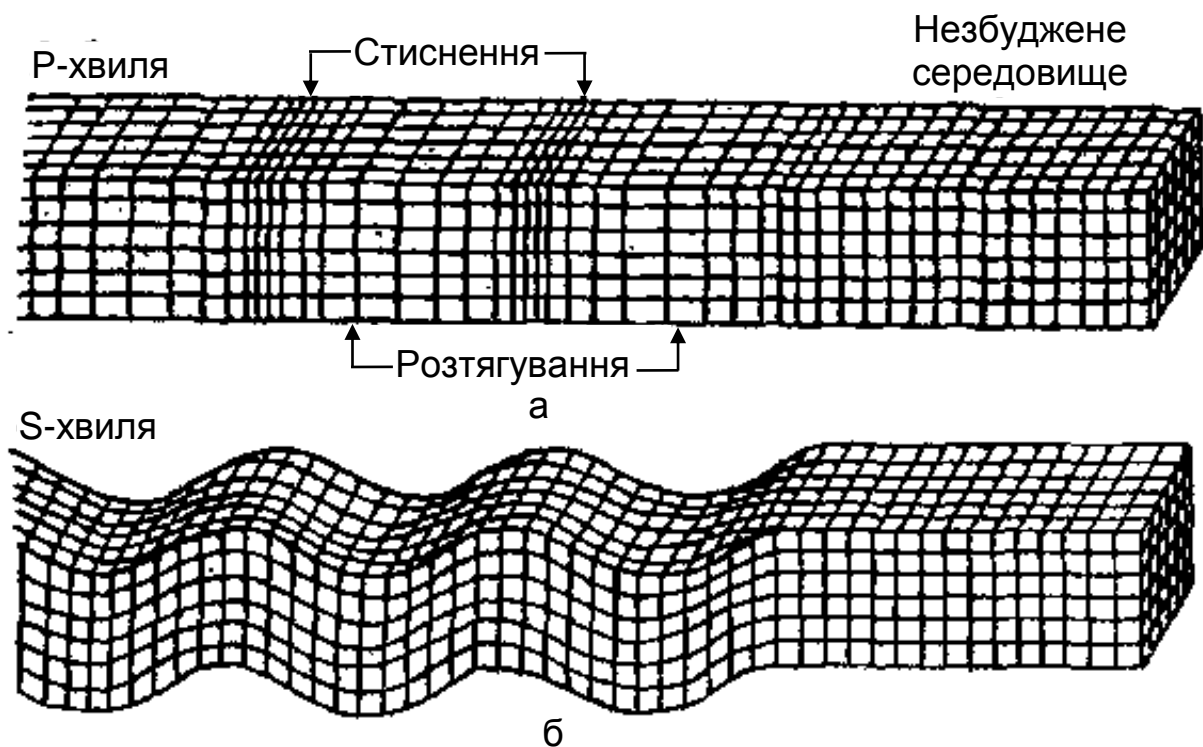


Рисунок 1.3 – Два типи об'ємних хвиль: подовжні (а) і поперечні (б)

Подовжні хвилі (P-хвилі, від лат. prima – перші) – це хвилі стиснення і розтягування (розрідження). Вони є пружними коливаннями частинок речовини навколо свого середнього положення у напрямку поширення хвилі. Ці хвилі мають найбільшу швидкість V_p і проходять через тверді і рідкі середовища. P-хвилі спричиняють періодичні зміни об'єму речовини, через яку вони проходять.

Поперечні хвилі (S-хвилі, від лат. secundo – другі) – це хвилі зрушення речовини, коливання її частинок відбуваються в напрямку, перпендикулярному до поширення хвилі. Вони проходять тільки в твердих

середовищах, мають швидкість V_s меншу, ніж V_p і спричиняють зміни форми речовини без зміни її об'єму. Звичайне співвідношення їх швидкостей V_p/V_s становить 1,7 – 1,8 ($V_p = \sqrt{3} V_s$).

Під час землетрусів подовжні сейсмохвилі (P-хвилі) приходять першими, а поперечні (S-хвилі) – другими. У рідкому середовищі, де деформації зрушення відсутні, S-хвилі не поширюються, а поглинаються.

Поверхневі хвилі (L-хвилі, від лат. *longa* – довгі) по суті є суперпозицією P- і S- хвиль. Вони мають більшу довжину хвилі, ніж P- і S- хвилі і виникають на межі різнорідних середовищ у поверхні материків та океанічного дна і спричиняють одночасно деформацію об'єму і зрушення. Їх швидкість менше швидкостей подовжніх і поперечних хвиль (V_p і V_s).

Знання законів поширення сейсмічних хвиль (що нагадують закони променевої оптики) дає можливість вивчати внутрішню будову Землі.

Сейсмічні станції, розташовані на різних ділянках земної поверхні, фіксують форму, розмір і час проходження хвиль землетрусів. Ці дані і сучасні методи обчислення дозволяють відповісти на запитання про фізичний характер середовища поширення сейсмічних хвиль і дають можливість з'ясувати відмінності фізичних властивостей земних надр. У першу чергу це стосується щільності речовини.

Якби від поверхні до свого центру Земля була однорідним тілом, тобто щільність її всюди залишалася б однаковою, то в усіх точках земного радіусу R швидкість була б тією ж самою. В цьому випадку шлях поширення хвиль через все тіло Землі був би прямолінійним. Насправді шляхи пробігу сейсмічних хвиль мають складний криволінійний характер, причому зростання з глибиною значень модуля стиснення або пружності (K_c) і модуль зрушення $\mu_{зр}$ випереджає збільшення щільності ρ . Це призводить до того, що криві $V_p = f(R)$ і $V_s = f(R)$ мають різкі зломи, де швидкості змінюються стрибкоподібно (рисунок 1.4).

Дані реєстрації сейсмічних хвиль (сейсмограми) показують, що перша поверхня стрибка знаходиться на глибині в середньому близько 60 ... 70 км. На цьому видаленні від земної поверхні V_p різко зростає з 5 до 8 км/с.

Надалі V_p швидко підвищується і на глибині близько 2 900 км досягає 13,6 км/с. Глибше швидкість V_p різко падає, а потім з подальшим поширенням до центру Землі поволі наростає, асимптотично наближаючись до прямої $V_p = f(R) = \text{const}$. На цій же глибині значення швидкості V_s різко знижуються, наближаючись до нуля.

Детальніші дані реєстрації S-хвиль в зонах глибше 2 900 км свідчать про те, що, починаючи з глибин близько 5 000 км, S-хвилі поширюються зі швидкістю менше 0,5 ... 1,0 км/с.

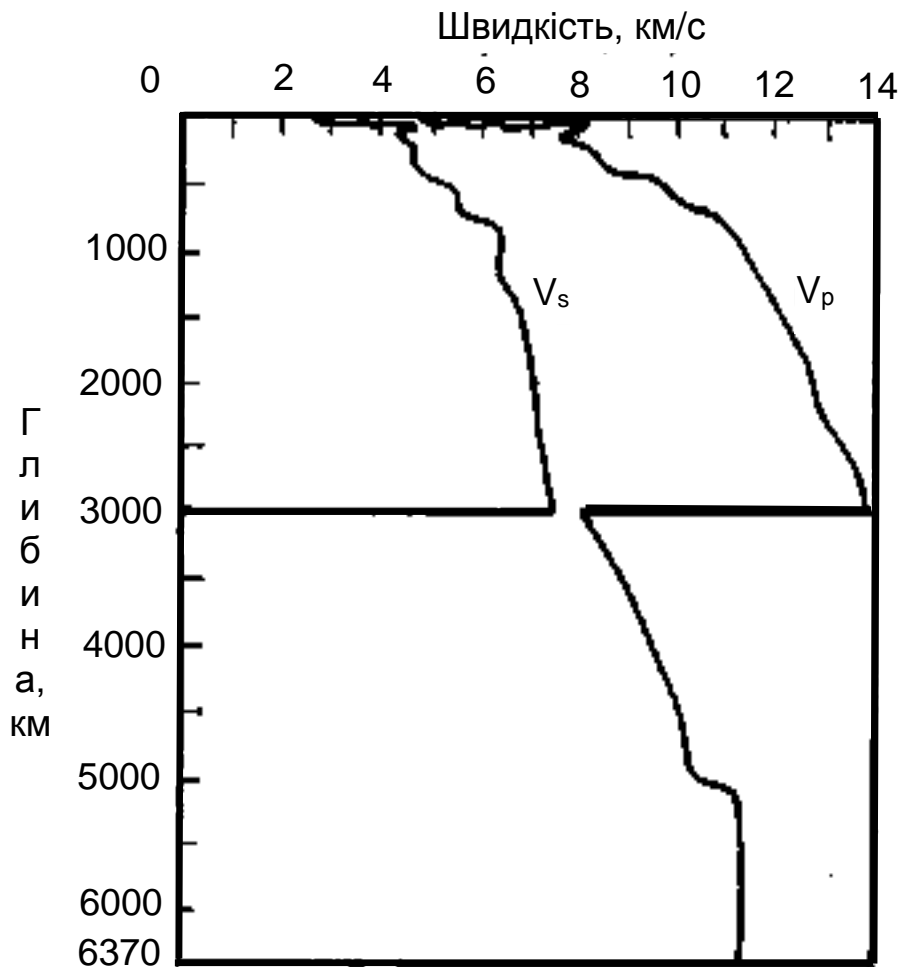


Рисунок 1.4 – Швидкість поширення подовжніх (V_p) і поперечних (V_s) сейсмічних хвиль усередині Землі

Стрибкоподібна зміна за глибиною швидкостей сейсмічних хвиль характеризує стрибкоподібне збільшення пружних властивостей і щільності речовини земних надр за глибиною. Це стає основою для прийняття твердження про шаруватість Землі і визначення в ній трьох частин, або трьох внутрішніх геосфер (рисунок 1.5): зовнішньої (земної кори), внутрішньої (ядра) і проміжної (мантії).

У цих геосферах значення швидкостей V_p або V_s значно розрізняються. Так, на нижній межі земної кори V_p і V_s дорівнюють відповідно 6,1 км/с і 4,5 км/с, а на верхній межі мантії – близько 8,0 км/с і 4,9 км/с. На нижній межі мантії P- і S-хвилі поширюються зі швидкостями, що приблизно дорівнюють 13,6 км/с і 7,5 км/с відповідно. В ядрі значення швидкості V_p спочатку знижується до 8,1 км/с, потім поступово зростає до 11,3 км/с і надалі залишається практично постійним. Така стрибкоподібна зміна значень V_p і V_s і невеликі значення V_s (приблизно 0,5 ... 1,0 км/с) в зовнішній частині ядра свідчать про значну відмінність внутрішніх геосфер за щільністю та агрегатним станом.

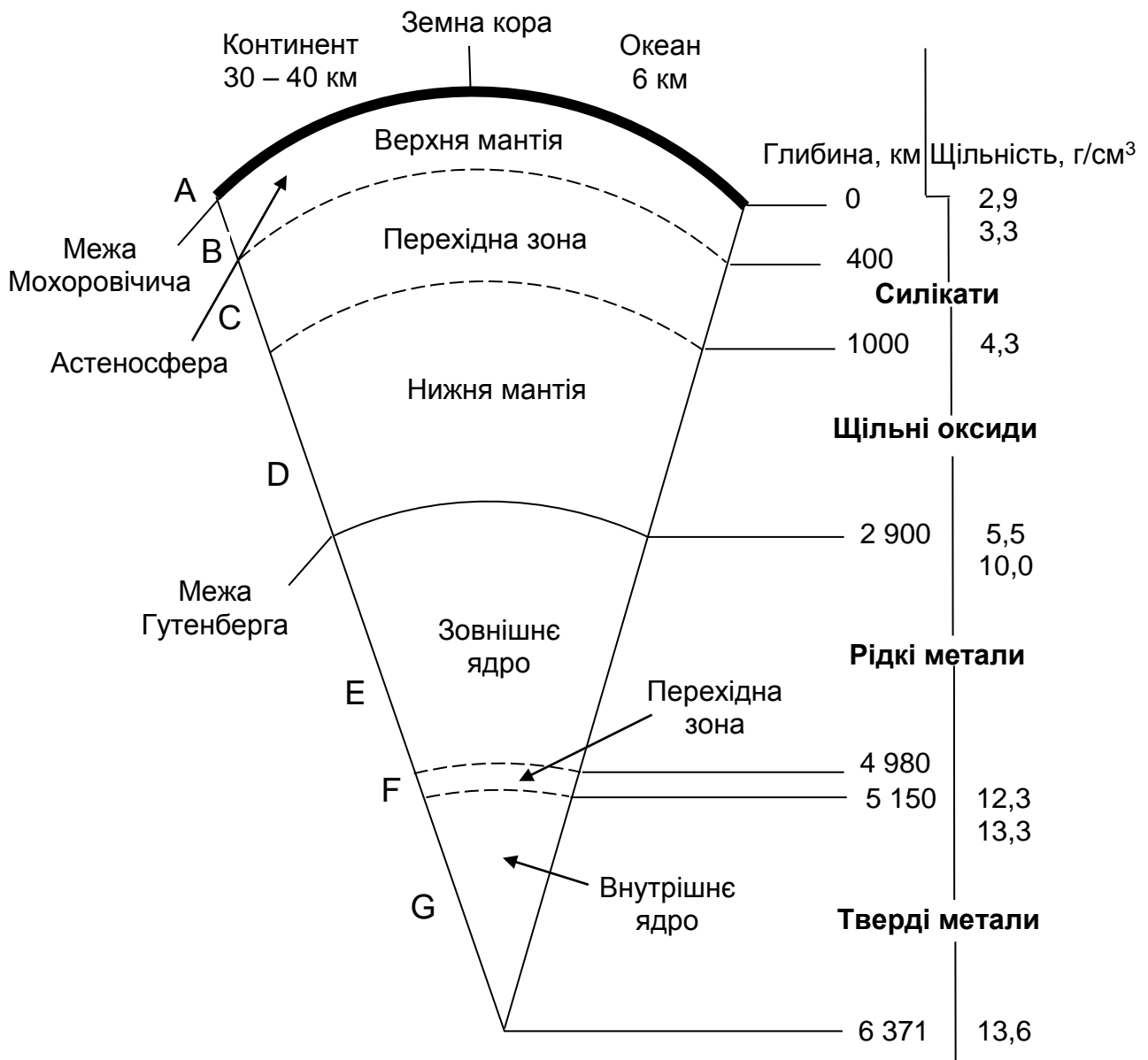


Рисунок 1.5 – Внутрішні геосфери Землі

1.1.5 Внутрішня будова Землі

Внутрішня будова Землі складається з трьох внутрішніх геосфер: земної кори, мантії та ядра.

Земна кора є найбільш неоднорідною і складно побудованою. Розрізняють декілька типів земної кори, найбільш поширеними є материкова і океанічна. У будові материкової земної кори існують три шари: верхній – осадовий (від 0 до 20 км), середній, названий умовно гранітним (від 10 до 40 км) і нижній – базальтовий (від 10 до 70 км). Земна кора складається з речовини, що виділилася з мантії. Верхня її межа збігається з поверхнею материків та океанічного дна. Вона є нерівною, відмінність її відміток досягає приблизно 20 км (гора Джомолунгма має висоту 8 848 м, відмітка дна Маріанської впадини – 11 022 м). За нижню

межу земної кори приймають поверхню Мохоровічича (скорочено Мохо), швидкість сейсмічних хвиль на якій стрибкоподібно збільшується до 8 км/с. Поверхня Мохо практично дзеркально повторює земну поверхню. Амплітуди коливань відміток нижньої межі більше, ніж верхньої, і досягають 70 км. Будова земної кори шарувата, але неоднакова під материками і океанами. Хімічний склад земної кори наведено у таблиці 1.2.

Таблиця 1.2 – Хімічний склад земної кори

Елемент	%	Елемент	%
Кисень	46,8	Натрій	2,6
Кремній	27,3	Калій	2,6
Алюміній	8,7	Магній	2,1
Залізо	5,1	Інші	1,2
Кальцій	3,6		

Мантия є перехідною зоною (проміжною оболонкою) між земною корою і ядром Землі. Верхня її межа збігається з поверхнею Мохо, нижня (межа Вехерта – Гутенберга) знаходиться на глибині 2 900 км. У межах цієї геосфери наростання $V_p = f(R)$ відбувається нерівномірно на окремих ділянках земного радіусу: найшвидше – у верхньому 1 000-кілометровому шарі (особливо до глибини 400 ... 410 км), значно повільніше – в зоні глибини 1 000 ... 2 900 км. Тому сейсмічні дані дозволяють виділити три шари: В, С і D (див. рисунок 1.5). Перший з них (В) називається **верхньою мантиєю** (шар Гутенберга), нижня межа якої розташована на глибині 400 ... 410 км; другий шар (С) – перехідна зона (**середня мантия**), або шар Голіцина, – тягнеться до глибини 1 000 км; третій шар (D) – **нижня мантия** – до глибини 2 900 км. Іноді під терміном «верхня мантия» розуміють шари В та С.

Найбільш вивченою є верхня мантия, в межах якої Р-хвилі поширюються зі швидкістю більше 8 км/с. У шарі В на глибині близько 120 ... 250 км під материками і 60 ... 400 км і більше під океанічною корою земна речовина знаходиться у в'язкому, частково розплавленому стані. Цей шар знижує швидкості Р- і S-хвиль і його називають **астеносферою** («пояс розм'якшення»), або хвилеводом. В'язкість речовини астеносфери (10^{19} Па·с) нижча, ніж покривного її шару (10^{22} Па·с), тому її матеріал місцями розм'якшений до рідкого стану і прагне спливати. Астеносфера є зоною зародження вулканів.

Верхня частина мантиї вище за астеносферу і разом із земною корою має назву **літосфера**, або кам'яна оболонка Землі. Вона характеризується активними рухами гірських порід, тому її ще називають тектоносферою. Товщина літосфери в різних її частинах неоднакова. Під материками вона може досягати багатьох десятків кілометрів, під океанами – зменшуватися

до десятків і одиниць кілометрів в області серединно-океанічних хребтів. У цілому мантія за винятком астеносфери знаходиться в твердому стані.

Ядро, або барисфера – це найбільш щільна внутрішня геосфера, її щільність – $(10...12) 10^3 \text{ кг/м}^3$, радіус – 3 470 км. За сейсмічними даними (зменшення швидкостей Р-хвиль з 13,6 км/с до 8,1 км/с і наближення V_s до нуля) в ній виділяються два шари: шар Е – до глибини 4 980 км, або зовнішнє ядро, і шар G – до центру Землі, або внутрішнє ядро. Між шарами Е і G, як і між шарами D і Е, існують перехідні зони завтовшки відповідно близько 220 км і 140 км. Допускається, що речовина зовнішнього ядра знаходиться в рідкому стані, внутрішнього – в твердому стані, тиск в центральній частині ядра – 343 ГПа, температура – близько 5 000°C.

Таким чином, за результатами сейсмологічних досліджень встановлено таке:

- Земля є сукупністю семи кульових шарів з різними фізичними властивостями;

- найбільш різко виражені межі поділу фізичних властивостей Землі – на глибині 10 ... 70 км і 2 900 км, що дозволяють розділити Землю на кору, мантію і ядро. Нижня поверхня кори називається «Поверхня Мохоровічича» (або «Мохо»);

- можливе існування ще двох поверхонь стрибкоподібної зміни фізичних властивостей – в мантії на глибині 1 200 км і в ядрі на глибині 5 100 км;

- найбільш однорідна за фізичними властивостями – мантія, імовірно внаслідок постійного перемішування її речовини конвекційними струмами.

Внутрішні геосфери розрізняються за своїми розмірами і масою (таблиця 1.3), хімічним складом, температурою та її зміною, за агрегатним станом.

Таблиця 1.3 – Відносні розміри і маса внутрішніх сфер від розміру і маси Землі

Геосфера	Розмір, %	Маса, %
Земна кора	0,52	0,8
Мантія	45,32	68,2
Ядро	54,16	31,0

Середній радіус Землі дорівнює 6 371 200 м, маса Землі – приблизно $6 \cdot 10^{24}$ кг.

З цих даних виходить, що всі внутрішні геосфери нерівнозначні між собою. Самою незначною за масою і розмірами є земна кора, найбільшою за масою – мантія, а за розмірами – ядро.

Земна кора має найбільшу жорсткість, мантія – найбільшу в'язкість, ядро знаходиться в майже рідкому стані. Земну кору поділяють на

материкову і океанічну. Материкова кора має три шари: осадовий, гранітний і базальтовий, а океанічна – два шари: осадовий і базальтовий. Передбачається, що під дією високого тиску в мантії відбувається зміна хімічного складу і фізичного стану речовини, а в ядрі – повна металізація речовини (об'єднання електронних оболонок усіх його елементів і втрата їх специфічних хімічних властивостей).

1.2 Побудова та основні властивості геосфер Землі

Як було наведено раніше, планета Земля містить тверду оболонку – **літосферу** (внутрішня геосфера); моря, океани, наземні і підземні води – **гідросферу** і повітряну оболонку – **атмосферу** (зовнішні геосфери) (рисунок 1.6). На рисунку 1.6 також показано **біосферу**, яка є областю існування живих організмів на Землі. Цей термін вперше було використано австрійським геологом Е. Зюссом у 1875 р., а після видання в 1926 р. праці В. Вернадського «Біосфера» він почав широко використовуватися науковцями.

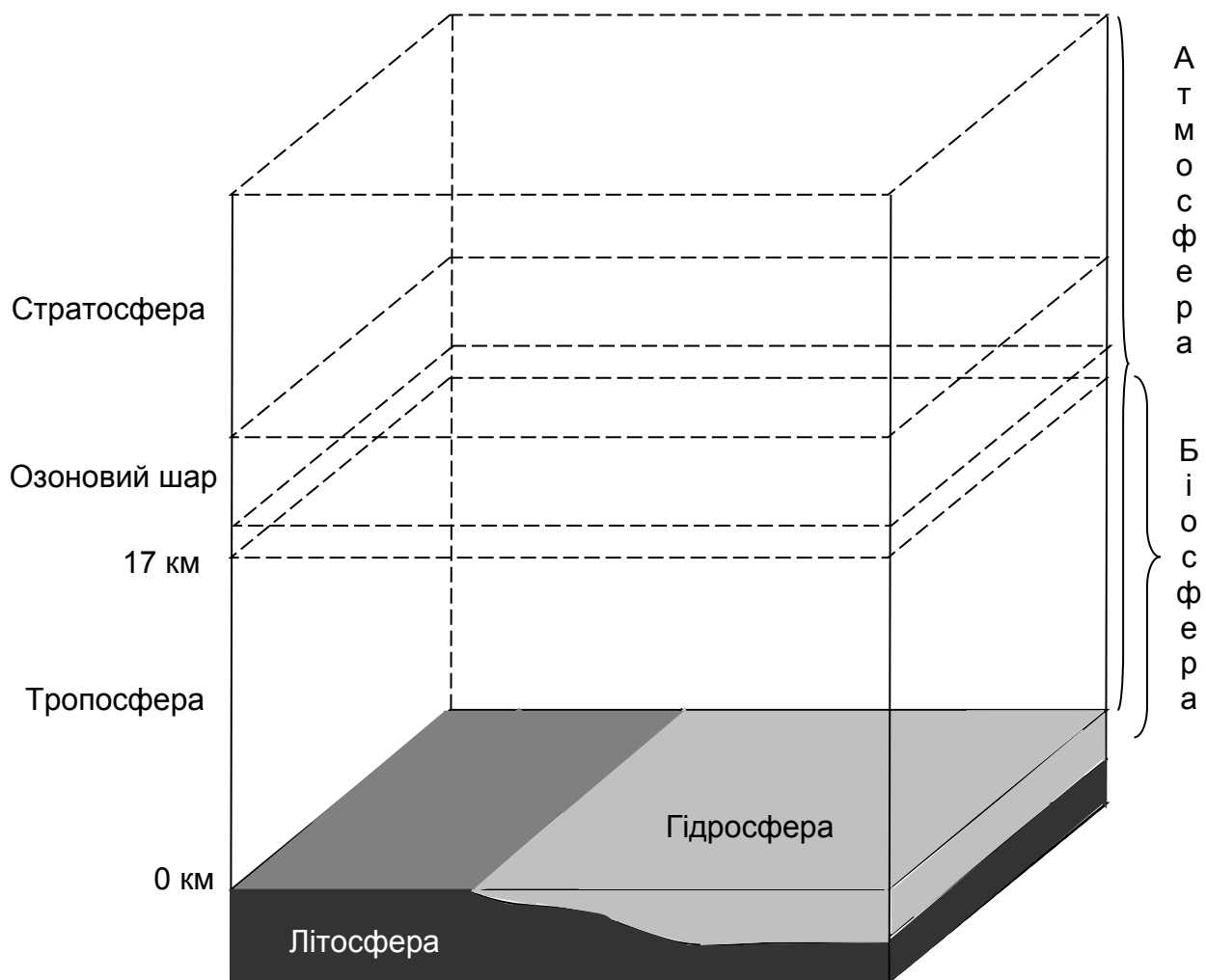


Рисунок 1.6 – Геосфери Землі

Живі організми існують на поверхні Землі в атмосфері, гідросфері та верхній частині літосфери, в цілому складаючи сферу життя на нашій планеті. Верхня межа біосфери розташована на висоті 15 ... 20 км над поверхнею Землі. Це визначається поширенням озонового шару, який затримує короткохвильове ультрафіолетове випромінювання, що згубне для живих організмів. Нижня межа біосфери поширюється до глибин 3,5 ... 7,5 км у літосфері.

Всі зовнішні геосфери є вторинними продуктами розвитку Землі: вони виділилися з глибоких земних надр і генетично пов'язані з внутрішніми геосферами (земною корою, мантією, ядром Землі). Тому, щоб краще зрозуміти будову, склад і властивості атмосфери і гідросфери, а також процеси, що відбуваються в них, в геофізиці значна увага приділяється земним надрам.

Усім геосферам властива низка загальних закономірностей будови, розвитку і рухів, але всі вони розрізняються за складом, фізичними властивостями і мають свої специфічні особливості. Тому цілісне уявлення про Землю може бути отримане лише на основі знань основних фізичних характеристик усіх геосфер і процесів, що відбуваються в них.

Фізика твердого тіла Землі (фізика Землі) досліджує склад, будову, фізичні властивості твердого тіла Землі і процеси, що відбуваються в ньому. Внутрішня геосфера Землі розподіляється на земну кору, мантію (верхню і нижню) і ядро (зовнішнє і внутрішнє). Їх вивченням займаються такі науки, як сейсмологія, гравіметрія, магнітологія, земна електрика, радіометрія, геотерміка та ін. Перші дві з них дають основоположні уявлення про внутрішню будову Землі, її форму, розміри, землетруси і т.д. Інші науки цього ряду доповнюють і уточнюють відомості про будову, склад, агрегатний стан земних надр, процеси, що відбуваються в них, а також про формування Землі як планети.

Гідрофізика займається вивченням фізичних процесів у безперервній водній оболонці Землі, яка містить воду в трьох агрегатних станах: рідкому, твердому і газоподібному (рисунок 1.7). Велику частину гідросфери складають води Світового океану – 96,536 %. На води суші (поверхневі і підземні) припадає менше 3,469 % всієї води. До складу гідросфери входять пари води в атмосфері, але частка їх мала – всього 0,001 % гідросфери. Гідрофізика також розглядає молекулярну будову і фізико-механічні властивості води у всіх її агрегатних станах, а також електричні, радіаційні та інші властивості води, снігу і льоду.

У гідрофізиці виділяють два підрозділи:

- **фізика морів** – досліджує в основному фізичні, хімічні, геологічні і біологічні процеси, що відбуваються в морях і океанах, закономірності поширення тепла, звуку і світла в морській воді, взаємодію океану та атмосфери і т.д. Вирішення завдань фізики морів здійснюється за допомогою даних таких наук, як **динаміка морів, морська гідрометрія, океанологія** та ін.;

- **фізика вод суші (гідрологія суші)** – займається дослідженням гідрологічних процесів, що відбуваються в річках, озерах, болотах, льодовиках і вічних снігах; охоплює такі науки, як **гідрометрія, гідрологічні розрахунки і гідрологічні прогнози, гідрографія, динаміка руслових потоків, лімнологія, гляціологія** та ін.

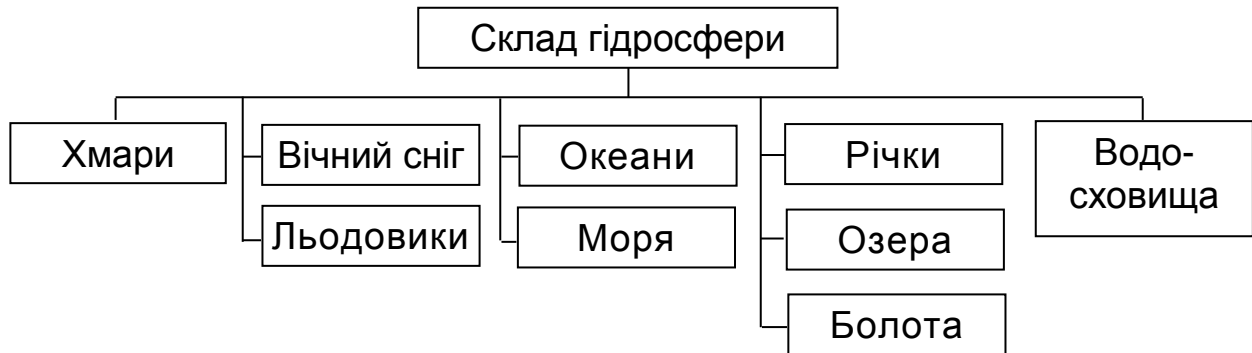


Рисунок 1.7 – Склад гідросфери

Фізика атмосфери (метеорологія) досліджує фізичні процеси і явища в повітряній оболонці Землі та їх взаємодію із земною поверхнею і космічним простором. По вертикалі за розподілом температури атмосферу поділяють на **тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу та екзосферу** (рисунок 1.8).

Фізика атмосфери – це найбільш розроблений розділ геофізики, що розглядає також будову атмосфери, склад і властивості атмосферного повітря. Фізика атмосфери є одним з основоположних розділів для багатьох дисциплін метеорологічного циклу, в який входять фізика приземного шару, фізика вільної атмосфери, актинометрія, динаміка атмосфери, фізика хмар і опадів. У цьому розділі використовують дані таких наукових дисциплін, як метеорологічні та аерологічні вимірювання, радіометеорологія, супутникова метеорологія та ін.

Усі природні процеси і явища на Землі тісно пов'язані між собою. У цілісній єдності знаходяться і всі геосфери, взаємодія яких полягає у взаємному обміні речовиною, енергією і взаємному впливі динаміки їх середовищ. У цьому сенсі води Світового океану і материків та атмосфера Землі і процеси, що відбуваються в них, не є виключенням. Тривала історія їх сумісного розвитку свідчить про великі і складні взаємообумовлені зміни як фізико-хімічних характеристик геосфер, так і їх водно-теплового режиму, мінералізації і хімічного складу.

Таким чином, складність будови і складу геосфер, відмінність і різноманітність фізичних процесів, що відбуваються в них, неоднакова доступність для вимірювань і спостережень їх фізичних (геофізичних) величин приводять до необхідності самостійного вивчення оболонок Землі різними науками.

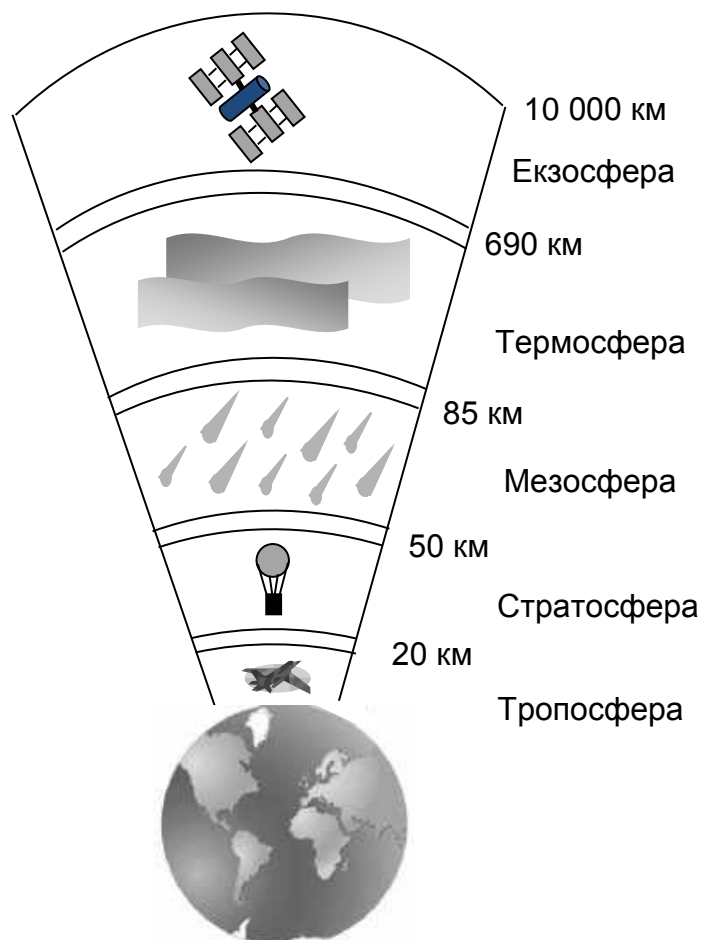


Рисунок 1.8 – Структура атмосфери

У геофізиці виділяють три крупні розділи, відповідні трьом основним геосферам: фізику так званої твердої Землі, або фізику твердого тіла Землі, гідрофізику і фізику атмосфери. Кожен з цих розділів має специфічні завдання і складається з цілого ряду окремих наук.

1.2.1 Побудова земної кори

Відмінність механізмів формування земної кори на окремих ділянках привела до неоднакової її будови. В зв'язку з цим прийнято розрізняти материкову і океанічну кору (рисунок 1.9).

Материкова кора має потужність, що змінюється в широких межах: від 25 ... 30 км під рівнинами до 60 ... 75 км під гірськими областями, в середньому складаючи близько 33 ... 35 км. Під горами є потовщення земної кори, виступи, які занурюються у глибину («коріння гір»). Особливо великої товщини кора досягає під Паміром, Гіндукушем (більше 60 км), Гімалаями (близько 75 ... 80 км) і Андами (75 км). Зазвичай найвищі гірські хребти мають найглибші «коріння» в земних надрах.

При сейсмічному зондуванні материкової кори виділяються три

основних шари, які розрізняються своєю щільністю. Верхній з них має назву **осадовий шар** (рисунок 1.10). Це найменш щільний шар ($\rho \approx 2,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) завтовшки від 2 ... 3 км у районах спокійного, майже горизонтального залягання гірських порід (платформ) до 20 ... 30 км в місцях, де породи зібрані у складки, які пронизані глибокими тріщинами (геосинклінальні області). Осадовий шар на материках є не скрізь: він покриває сушу лише на 70 ... 80 % в середньому на глибину до 5 ... 10 км. Цей шар складається з осадових гірських порід (глини, піску, пісковиків, вапняку, мергелів), на ньому залягає шар ґрунту. Значення швидкості V_p в межах осадового шару змінюється від 1,8 до 5,0 км/с.

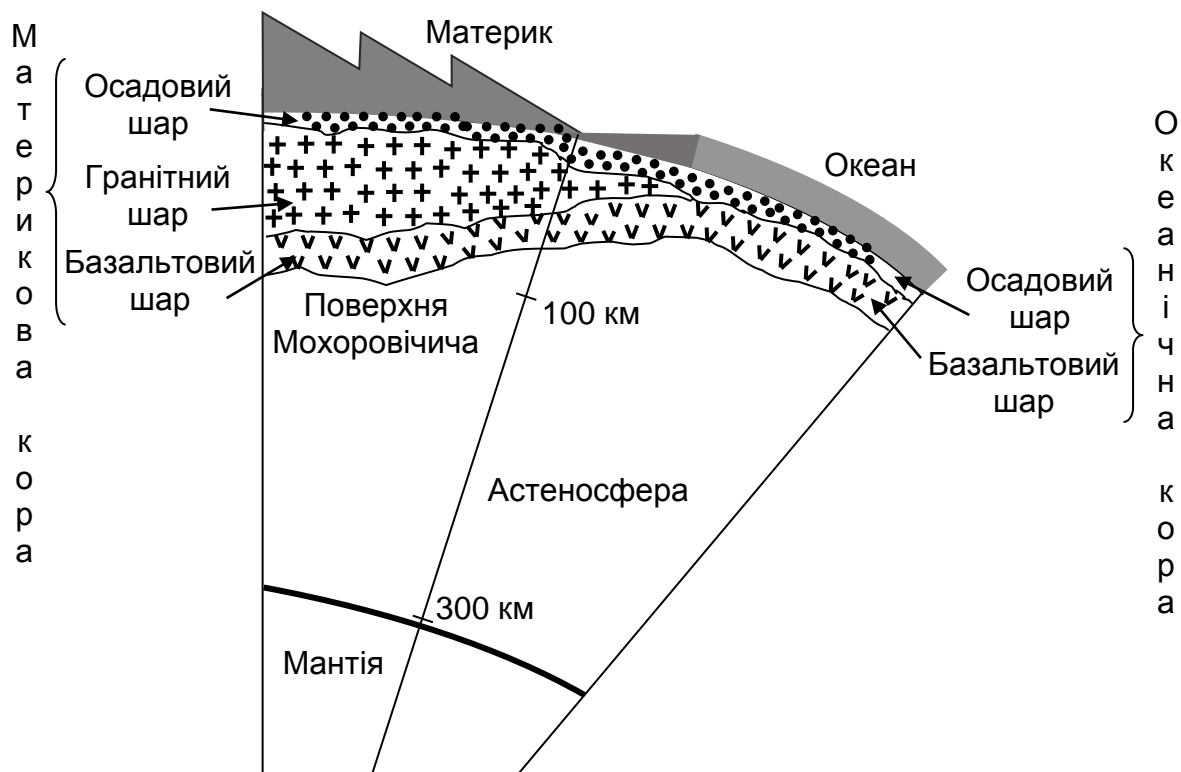


Рисунок 1.9 – Будова земної кори: материкова кора – осадовий шар, гранітний шар, базальтовий шар; океанічна кора – осадовий шар, базальтовий шар

Другий, найбільш товстий шар материкової земної кори, частіше званий **гранітним шаром** (рисунок 1.10), має велику щільність – $(2,4 \dots 2,6) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, і в ньому значення швидкості V_p знаходяться в межах 5,0 ... 6,2 км/с. Цей шар відповідає кристалічним гірським породам (граніту, гнейсу та ін.), в багатьох місцях виходить на поверхню (наприклад, в Карелії, на Кольському півострові, у Фінляндії, Швеції, в центральних частинах гірських хребтів Кавказу, Уралу, Тянь-Шаню, Алтаю, Саян, Альп, Карпат, Скелястих гір, Кордельєрів). У інших місцях гранітний шар прихований під осадовим і його товщина досягає 10 ... 20 км, а верхня

межа розташовується на глибині залежно від потужності опадів.

Третій шар материкової земної кори, зазвичай званий **базальтовим шаром** (рисунок 1.10), має щільність $(2,8 \dots 3,3) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Тут швидкість V_p становить $6,9 \dots 7,6 \text{ км/с}$. Цей шар складається з більш важких гірських порід, схожих з базальтами, габро, анортозитами та іншими, так званими виверженими гірськими породами. Його товщина знаходиться в межах $15 \dots 25 \text{ км}$ (місцями до 40 км), і він є суцільною оболонкою. Гранітний шар від базальтового відокремлено поверхнею Конрада, на якій швидкість сейсмічних хвиль зростає з $6,4 \text{ км/с}$ до $7,6 \text{ км/с}$.

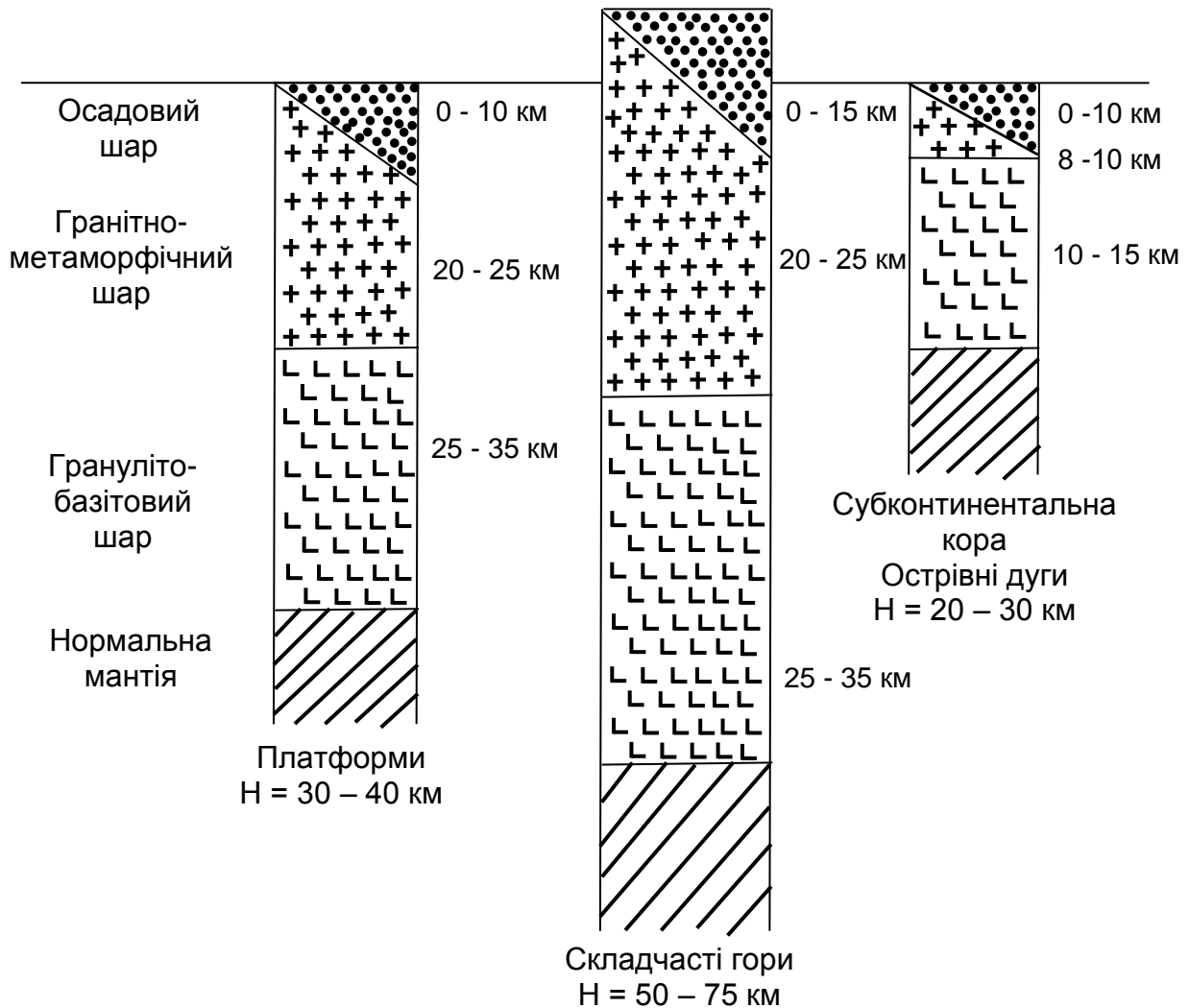


Рисунок 1.10 – Типи материкової кори

Океанічна кора тонша за материкову, вона складається з двох основних шарів – **осадового і базальтового** (рисунок 1.11). Дно Світового океану, окрім центральних частин океанічних хребтів, покрите шаром осадів неоднакової товщини: в межах молодих вулканічних гірських систем вона не перевищує декількох метрів, а на глибоководних рівнинах і біля материкових схилів досягає $0,5 \dots 3,0 \text{ км}$. Вік осадів, за даними бурових

робіт науково-дослідного судна «Гломар Челленджер», визначається від пізньоюрського (120 млн років) до сучасного. При цьому характерно, що в околичних частинах океану зустрічаються найстародавніші відкладення, що поступово замінялися все більш молодими у напрямку до осьових рифтових долин океанічних хребтів.

Джерелами глибоководних осадів є материки і підводні вулканічні виверження, що викидають у морську воду попели і лави. Кора материків постійно піддається розмиву і вивітрюванню, продукти яких переносяться поверхневими (до 85 ... 90 %) і ґрунтовими (1 ... 2 %) водами, льодом (до 7 %) і вітром (менше 1 %) в Світовий океан. Щорічно з материків в океан зноситься близько 27,3 млрд тонн матеріалу, 80 % якого осідає в межах материкових околиць, а 20 % виноситься в глибоководні басейни і рівнини. Основна роль в розподілі континентальних осадів належить планктонним мікроорганізмам, скелети яких утворені з'єднаннями кремнію і кальцію, що асимілюють з морської води. Перенесення і розподіл вулканічного матеріалу, як і органічних речовин, відбувається завдяки підводним течіям і вихровим потокам. Велика частина осадового шару океану є вапняними мулами, що створюються залишками живих організмів. Товщина базальтового шару змінюється від 3 до 12 км (рисунок 1.11).

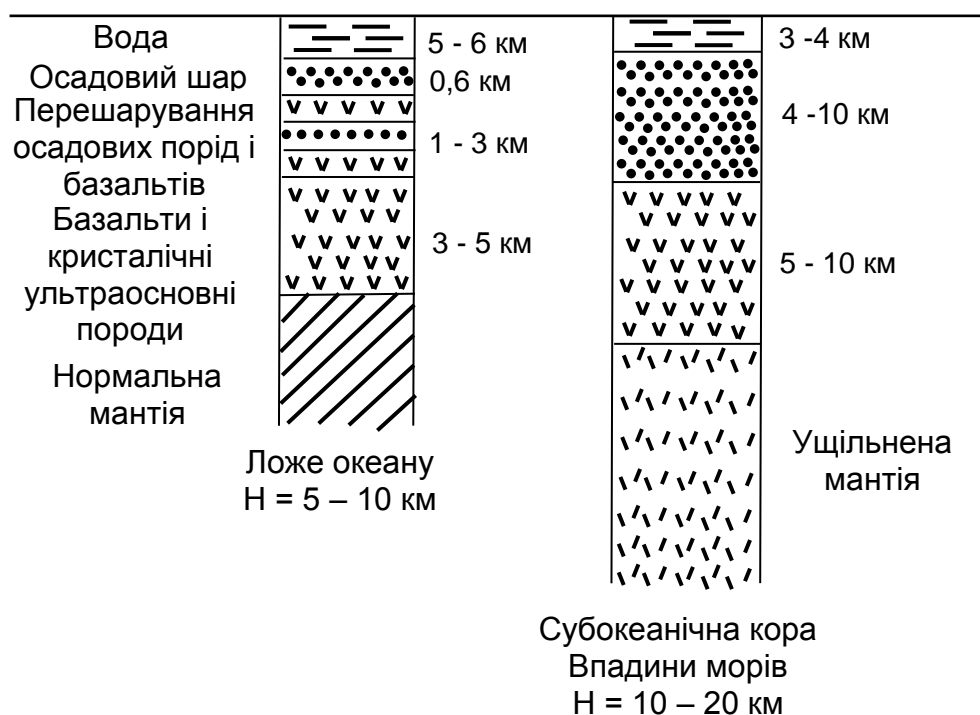


Рисунок 1.11 – Типи океанічної кори

Між цими двома основними шарами виділяється шар з меншою, ніж у базальтів, щільністю: його товщина – 1 ... 2 км, і фахівці вважають, що він складається з лав і вулканічних туфів. Таким чином, загальна товщина океанічної кори становить 5 ... 15 км, збільшуючись до 20 км поблизу материків, під океанічними островами і підводними хребтами. У

центральної частині Тихого океану потужність кори – близько 5 ... 8 км.

Земна кора має океанічну будову в районах Світового океану з глибинами більше 2 000 м. Це так звана нормальна океанічна кора. Базальтова кора і відсутність гранітного шару розкриті під глибокими частинами Чорного моря, південними районами Каспійського моря і в деяких інших морях. Таку ж будову має земна кора під дном багатьох інших внутрішньоматерикових морів з плоским дном, зануреним на велику глибину і оточеним чітко вираженим уступом материкового схилу. Тут кора значно товща, ніж під дном океанів. Це пов'язано з більшою товщею осадових шарів, що безпосередньо покривають базальтовий шар. Так, під дном Чорного моря кора має товщину близько 28 км, під дном південної частини Каспійського моря – до 40 км. Потовщена земна кора океанічного типу виявлена під дном Середземного, Сулавесі і деяких інших міжострівних морів, під дном Мексиканської затоки. Океанічна кора в зонах серединно-океанічних хребтів аномальна, в ній потужність осадового шару мінімальна, а магматичні породи основного складу (габро, анортозити) відсутні.

Вклинювання земної кори в горизонтальному напрямку від материків до Світового океану відбувається поступово (наприклад, на Атлантичному узбережжі Північної Америки та Європи), а іноді дуже різко виявляється в зникненні гранітного шару і зменшенні товщини земної кори під дном океанів. Уступ материкового схилу показує місце переходу материкової кори в океанічну. Материковий тип кори характерний і для мілководного моря і материкових мілин (Північне, Балтійське, Азовське моря, мілководдя околичних морів Азії та ін.).

1.2.2 Складові частини гідросфери

Гідросфера – це водна оболонка Землі. Із загальної площі земної поверхні 70,8 % покрито водами морів і океанів, що є безперервним водним середовищем, який називають Світовим океаном. Окрім нього гідросфера містить поверхневі води суші (річки, озера, болота, льодовики і вічні сніги), а також вологу атмосфери. У всіх цих частинах гідросфери вода знаходиться в рідкому, твердому і газоподібному станах. У гідросферу входять також підземні води – вільні гравітаційні води і води, фізично і хімічно поєднані в мінералах і гірських породах.

В атмосфері вміст води є незначним – менше 0,001 % її запасу в гідросфері. Тому за верхню межу гідросфери приймають поверхню Світового океану і водних об'єктів суші. Складніше вирішується питання про нижню межу гідросфери: все визначається тим, яку частину підземних вод включати у водну оболонку Землі. Дослідження багатьох вчених показали, що єдність природних вод виявляється в їх кругообігу, тобто в процесі водообміну Світового океану, материків і атмосфери. Об'єм підземних вод, що беруть активну участь у водообміні з поверхневими

водами, порівняно невеликий (об'єм близько 4 тис км³), і вони знаходяться в основному до глибини декількох десятків (рідше до сотні) метрів. Підземні води глибших земних надр також беруть участь в процесах водообміну на Землі, але тривалість їх оборту обчислюється мільйонами років. Тому приблизно за нижню межу гідросфери приймають нижню поверхню середньої потужності осадових гірських порід (3 ... 5 км.).

Вода на Землі розподілена нерівномірно. Її загальну кількість можна визначити лише приблизно через велику складність підрахунку її запасів усередині Землі. З більшою точністю враховано запас води в Світовому океані і атмосфері. Маса всієї води на Землі в наш час становить приблизно $2 \cdot 10^{21}$ кг. Сюди входять води гідросфери, атмосфери і вода, що знаходиться в різних заляганнях в літосфері, мантії Землі і в біологічних об'єктах.

Загальні запаси води в гідросфері становлять приблизно 1,34 ... 1,39 млрд км³, з них на Світовий океан припадає близько 97 % (таблиця 1.4). Однак цей загальний запас в гідросфері не є переважним на Землі: у фізично і хімічно з'єднаному стані її значно більше в глибоких земних надрах. Води геосфер тісно пов'язані між собою. За відповідних умов вони можуть переходити з однієї сфери в іншу, змінюючи при цьому фізичний стан на твердий, рідкий, газоподібний. Однак вони є єдиними і знаходяться в постійному русі.

Таблиця 1.4 – Загальні запаси води в гідросфері

Частини гідросфери	Площа поширення, тис км ²	Об'єм води, тис км ³	Частка від загальних світових запасів води, %
Світовий океан	361 300	1 138 500	96,53
Льодовики і сніг (полярні і гірські області)	16 227	24 064	1,74
Підземні води	134 800	23 400	1,69
Підземні льодовики в зоні вічної мерзлоти	21 000	300	0,023
Озера	2 058	176	0,014
Волога у ґрунті	82 000	16,5	0,001
Пари атмосфери	510 000	12,9	0,001
Болота	2 682	11,4	0,0007
Річкові води	148 800	2,1	0,0002

Термічна зональність вод Світового океану. Сонце є основним джерелом тепла для вод Світового океану. Перетинаючи поверхню води, сонячна радіація піддається розсіянню (дифузії) і поглинанню. У першому

випадку енергія не видозмінюється, вона залишається променистою. В процесі поглинання промениста енергія перетворюється на теплову. Вода морів і океанів відносно добре поглинає світлові хвилі: до 90 % сонячної енергії, що надходить, перетворюється в теплоту. В середньому поверхнева щільність сонячного теплового потоку, що поглинається океанами і морями, становить близько 155 Вт/м^2 , змінюючись від 92 до 272 Вт/м^2 залежно від переходу від $90 \dots 60^\circ$ до $20 \dots 0^\circ$ широти. Під впливом цього потоку відбувається нагрівання води Світового океану. Воно помітно у верхньому шарі, товщина якого багато в чому залежить від прозорості води і в середньому становить близько 10 м.

Разом з цим Світовий океан отримує тепло від інших, другорядних джерел. До них належать теплові потоки із земних надр через морське і океанічне дно з поверхневою щільністю від 1,9 до $10,5 \text{ Вт/м}^2$. Ще одне джерело тепла – хімічні реакції і розсіяння механічної енергії під час руху морських вод – також невелике. Тому для гідросфери Сонце є основним джерелом тепла.

Показником теплового стану морів і океанів є температура води. Вона змінюється у просторі та часі, причому ці зміни є неоднаковими в окремих частинах Світового океану.

Ізотерми – лінії однакової температури на поверхні Світового океану зазвичай витягнуті вздовж географічних паралелей. Ця закономірність достатньо виразно простежується до глибини 200 ... 500 м, але у розподілі температури води поверхневого шару існує явна асиметрія між західними і східними берегами океанів. Це особливо стосується зон в інтервалі $10 \dots 30^\circ$ широти, де поверхневий шар води на заході тепліше, ніж на сході. Тут ізотерми різко відхиляються до полюсів. Така особливість пов'язана з напрямком руху поверхневих вод у загальній схемі океанічних течій, що виносять теплі екваторіальні води у високі широти і відносно холодні води – у низькі. Цьому ж сприяють підйом глибинних і нагромадження поверхневих вод, а також ефекти наганання і зганання.

Середня температура води поверхневого шару всього Світового океану вища, ніж повітря біля земної поверхні, на 3° C і становить близько $+17,4^\circ \text{ C}$. Максимальних ($+36^\circ \text{ C}$) і мінімальних (близько -2° C) значень вона досягає відповідно в низьких і високих широтах. Залежно від температури поверхневого шару вод Світового океану прийнято розрізняти зони **тропічних вод, полярних вод і вод помірних областей**. Назва цих областей характеризує їх географічне розташування. Температура вод у вказаних зонах коливається у таких межах: тропічних вод – $+15 \dots +25^\circ \text{ C}$ на більшості акваторій, в окремих місцях – до $+28 \dots +30^\circ \text{ C}$; полярних вод – $+4 \dots -2^\circ \text{ C}$. Води помірних областей Світового океану займають проміжне положення територіально і за своїми властивостями, особливо за температурою (від $+5$ до $+16^\circ \text{ C}$).

Розподіл температури океанічних вод за глибиною також виявляє певну зональність (рисунок 1.12), що має свої особливості в тропічних і

полярних районах і зонах помірних широт. У кожній з цих областей верхній шар океану завтовшки в декілька десятків метрів є шаром з найбільш інтенсивним вертикальним перемішуванням води.

За характером та інтенсивністю змін температури води за глибиною **в тропічних водах** достатньо виразно виявляються три зони (шари). Перша з них охоплює верхній шар води зазвичай завтовшки до 50 м, де відбувається повільне падіння температури води з глибиною. Це обумовлено постійним перемішуванням води, особливо під впливом вітру. Друга зона містить шар – 50 ... 800 м, в якому градієнт температури змінюється від 0,7 °С/100 м у верхніх шарах до 2,4 °С/100 м на глибині 700 ... 800 м. Глибше 800 м падіння температури відбувається поволі (значення градієнта зменшуються від 0,65 до 0,01 °С на кожних 100 м глибини).

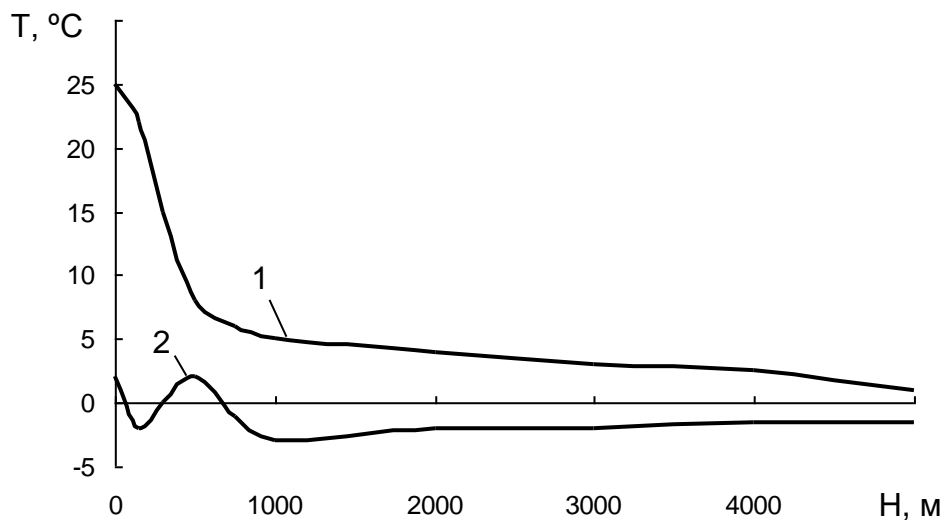


Рисунок 1.12 – Розподіл температури води за глибиною в тропічних (1) і полярних (2) морях

У **полярних океанічних водах** також виявляються три зони вертикального розподілу температури (рисунок 1.12). Верхній шар – це так звана вода місцевого походження, яка містить суміш вод околичних морів, вод, що утворюються від танення снігу і льодів, що дрейфують, льодовиків, а також вод атмосферних опадів. У цьому шарі температура води є від'ємною величиною (у Арктичному басейні близько - 1,75 °С). Середня потужність верхнього шару різна. Для Арктики вона становить близько 180 м у приатлантичному і 270 м у притихоокеанському секторах. На глибині в середньому від 200 до 800 м знаходиться зона теплих вод так званого зовнішнього походження. Ці води, принесені в полярні райони теплими течіями, мають температуру вище 0 °С. Так, в Арктичний басейн атлантична вода надходить з температурою близько + 1,9 °С (у стрижні течії вона вище – + 2 ... + 3 °С), але з просуванням на схід вода охолоджується: у притихоокеанському секторі на тій же глибині її

температура дорівнює $+0,5 \dots +0,6 \text{ }^\circ\text{C}$. Ця атлантична вода на своїх верхній і нижній межах має температуру близько $0 \text{ }^\circ\text{C}$. У третій, нижній зоні полярних вод знов відбувається пониження температури з переходом її до від'ємних значень; у приатлантичному секторі Арктики в самому придонному шарі вода має температуру $-0,8 \dots -0,85 \text{ }^\circ\text{C}$.

У **помірних широтах** вертикальний розподіл температури води подібний до розподілу її в тропічній зоні. Відмінність полягає лише в інтенсивності пониження температури.

Зміна температури води за глибиною в окремих морях нерідко дуже відрізняється від схем, характерних для Світового океану в цілому.

Морська крига утворюється під сумісною дією тепловіддачі з поверхні води в атмосферу, переохолодження води і за наявності ядер конденсації. Всі фізико-механічні властивості морської криги залежать від солоності води, з якої вона утворилася. Оскільки температура замерзання морської води непостійна і знижується зі зростанням солоності води, то утворення морської криги відбувається більш повільно, ніж прісного льоду річок (озер).

Вік морської криги є різним: від декількох годин і доби до декількох років і тисячоліть. Він визначається гідрометеорологічними умовами кригоутворення, кліматичними та іншими фізико-географічними особливостями району існування криги. Товщина криги змінюється від $0,3 \dots 0,7 \text{ м}$ в неарктичних морях до $0,7 \dots 1,0 \text{ м}$ і навіть 2 м (однорічна крига) – в арктичних. Багаторічна (пакова) крига (віком два роки і більше) звичайно має товщину $2,5 \text{ м}$ і більше. За видом руху морська крига поділяється на нерухому і дрейфуючу (плаваючу). Перша з них є суцільним крижаним покривом, що примерзнув до суші, друга знаходиться в постійному русі переважно в Світовому океані.

Морська крига має велике геофізичне значення. З одного боку, вона має велику відбивну здатність сонячної радіації. Це приводить до зменшення поглинання радіації Землею і, як результат, до зниження температури повітря. З іншого боку, під час кригоутворення виділяється тепло. Крім того, крижаний покрив є захисним: він значно зменшує втрату тепла морською водою шляхом безпосередньої віддачі його повітрю. Море, покрите кригою, захищене від зимового охолодження і літнього нагрівання. Тому морська крига певною мірою впливає на теплові запаси великих об'ємів морських і океанічних вод і зрештою – на клімат. Дрейф морської криги у низьких широтах також впливає там на погодні умови.

Океанічні (морські) течії, як поступальне перенесення водних мас на великі відстані, спричиняються дією внутрішніх і зовнішніх сил. Перші з них пов'язані з різною солоністю теплої і холодної води, що приводить до складного розподілу її щільності і, отже, тиску за глибиною. Зовнішніми є астрономічні сили і сили поверхневого тертя між водною поверхнею і рухомим над нею повітрям.

Разом з дією внутрішніх і зовнішніх сил (первинні сили) на рухомі

маси морської води постійно впливають так звані вторинні сили. До них належать сила Коріоліса і сила внутрішнього тертя між шарами води. Перша з них відхиляє рухомі маси води в Північній півкулі праворуч, в Південній – ліворуч від напрямку свого руху, обумовленого дією первинних сил. Це відхилення тим більше, чим вище швидкість руху частинок води, і збільшується від екватора до полюсів. Сила внутрішнього тертя уповільнює рух мас води. На межі розділу двох шарів, що рухаються з різною швидкістю, виникають вихори, змінюючи характер течії.

Течії розрізняються за низкою ознак. Найбільш важливими з них є періодичність, походження, стійкість, розташування в товщі морської води, температура і солоність води.

Залежно від періодичності океанічні (морські) течії поділяють на періодичні і неперіодичні. Перші з них містять приливні течії, що виникають під впливом приливотвірних сил у системах Земля-Місяць і Земля-Сонце, другі утворюються під впливом гідрометеорологічних причин. За походженням неперіодичні течії розділяють на щільнісні, бароградієнтні, стічні, вітрові й дрейфові. Залежно від розташування в товщі морської води течії можуть бути поверхневими, глибинними і придонними.

Світовий океан – основний терморегулятор Землі. Його тепловий вплив пов'язано з великим запасом води і високою її теплоємністю. Важливе значення при цьому має і те, що верхні шари води Світового океану і материків обмінюються теплом з шарами, що пролягають нижче, на істотно різній глибині.

Близько трьох чвертей нижньої атмосфери безпосередньо взаємодіють зі Світовим океаном. Тому процеси, що відбуваються над океанічною частиною гідросфери, в значній мірі визначають формування погоди над континентами. По суті, океан є як би акумулятором енергії атмосферних процесів.

Світовий океан – величезний дистильатор. З поверхні морів і океанів щорічно випаровується близько $4 \cdot 10^{17}$ кг води. При цьому кількість теплоти, що виділяється в атмосферу, досягає 10^4 Дж. Світовий океан є джерелом атмосферної вологи, також бере участь в регулюванні вмісту вуглекислого газу в атмосфері.

Велику теплову роль на Землі відіграють також і океанічні (морські) течії. Вони є генеральним постачальником тепла в глобальному масштабі. Разом з повітряними потоками вони (течії) вирівнюють температуру між полярними і тропічними широтами. Наскільки великим є вплив течій на клімат можна розглянути на такому прикладі. Східне узбережжя Канади і західне узбережжя Європи розташовані в зоні між $55 - 70^\circ$ північної широти. Середня річна температура повітря у цих зонах змінюється в межах від 0°C до -10°C у Канаді і від 0°C до $+10^\circ\text{C}$ в Європі. Це обумовлено тим, що канадське узбережжя омивається холодною Лабрадорською течією, а європейське – теплим Гольфстрімом. В результаті тривалість безморозного періоду на цих узбережжях

розрізняється в 2,5 – 3,5 рази.

1.2.3 Форма, розміри, склад і побудова атмосфери

Атмосфера (atmos – пара, sphaïra – куля) – це газова оболонка Землі. Вона є механічною сумішшю газів, що мають різне походження і неоднаковий вік. Подібно до твердого тіла Землі повітряна її оболонка не є ідеальною сферою. Форма атмосфери несиметрична щодо центру тяжіння Землі. В центрі екліптики атмосфера має виступ в напрямку, протилежному Сонцю. Припускають, що цим виступом є скупчення азоту і кисню, що йдуть з атмосфери в бік, що світиться, і який є протилежним Сонцю. Довжина виступу («газового хвоста» Землі) дорівнює близько $120 \cdot 10^6$ м. У зв'язку з цим за формою атмосфера Землі близька до еліпсоїда обертання, велика піввісь якого в 1,2 раза більше за малу піввісь.

Сучасна атмосфера складається з основних компонентів: азоту (78 %); кисню (21 %); аргону (0,93 %); вуглекислого газу (0,03 %); малих домішок: водню, гелію, неону, криптону, метану (0,009 %).

Крім того в атмосфері є пари води, а також аерозолі – завислі у повітрі дрібні тверді і рідкі частинки різних речовин.

Азот – основна складова частина атмосфери масою близько $3,7 \cdot 10^{15}$ т. Азот надходить в атмосферу з вулканічними газами, утворюється під час грозових розрядів, а також дії ультрафіолетового випромінювання Сонця. Більша частинка атмосферного азоту знаходиться в малоактивному молекулярному стані. Азот також може потрапляти в атмосферу внаслідок діяльності людини (спалювання різних видів речовин).

Кисень бере участь у хімічних реакціях у гідросфері, літосфері і біосфері. Маса кисню в атмосфері становить близько $1,5 \cdot 10^{15}$ т. Основне джерело кисню – фотосинтез зелених рослин. Близько 80 % усього кисню в атмосфері постачає морський фітопланктон, 20 % – виробляє наземна рослинність, переважно тропічні ліси.

Аргон є третім щодо поширення після азоту і кисню. Більшість аргону в атмосфері утворилося під час розпаду радіоактивного калію-40. Вважається, що він не вступає в реакції з іншими елементами, але недавно встановлено, що він може з'єднуватися з фторидом бору. В природі аргон зустрічається лише у вільному стані.

Вуглекислий газ бере участь у фотосинтезі рослин. Він утворюється під час спалювання речовин, гниття органічних решток, виділяється з вулканічними газами. Діяльність людини призводить до збільшення вмісту вуглекислого газу, а це – до підвищення середньорічної температури (парникового ефекту).

Водяна пара потрапляє в атмосферу внаслідок випаровування вологи з поверхні Землі. 90 % всієї водяної пари міститься в нижньому шарі атмосфери (до 5 км), вище 10 – 12 км водяної пари дуже мало.

Аерозолі, що містяться в атмосфері, поділяють на сульфатні вулканічного і промислового походження, мінеральні (пил), вуглеводневі (сажа) і морські (частинки морських солей). Частинок аерозолів сприяють пониженню температури земної поверхні. Аерозолі утримуються в атмосфері протягом днів і тижнів, а іноді роками (радіоактивний пил).

Маса атмосфери, що оцінюється з урахуванням особливостей рельєфу Землі і розподілу температури по її поверхні, становить $5,27 \cdot 10^{18}$ кг. У теплий період року вона більша, ніж в холодний приблизно на 10^{10} кг. Це обумовлено активізацією біологічних процесів, що супроводжуються виділенням газів. У результаті планетарного тепло- і масообміну маса атмосфери має сезонний перерозподіл. У період з січня по липень з Північної півкулі переходить в Південну близько $4 \cdot 10^{15}$ кг повітря. Під час мусонних тропічних вітрів в іншій половині року близько 0,078 % маси атмосфери здійснює зворотний шлях з Південної півкулі в Північну. Маса атмосфери розподілена за висотою нерівномірно: близько 50 % її зосереджено в нижньому 5-кілометровому шарі, 75 % – до висоти 10 км, 90 % – до 16 км, 95 % – до 20 км, близько 99 % знаходиться в нижньому 30-кілометровому шарі.

Нижньою межею атмосфери є поверхня материків і океанів. Верхню межу атмосфери точно визначити складно. Про наявність газової оболонки Землі роблять висновок на основі щільності атмосферного повітря ρ , кг/м³, яке на поверхні Землі становить приблизно 1,24 ... 1,30 кг/м³. З висотою значення ρ монотонно зменшуються і на висоті 60 ... 70 тис. км над земною поверхнею поступово наближаються до щільності міжпланетного середовища (10^{-21} кг/м³). На такому віддаленні від земної поверхні існує не повітряна оболонка, а окремі молекули і атоми, що мають довжину вільного пробігу тисячі кілометрів. Спостереження за гальмуванням штучних супутників Землі, польотами космічних кораблів, «зондами» показують, що атмосфера тягнеться до висоти 3 000 км.

Найважливішими характеристиками фізичного стану атмосфери є, окрім щільності, атмосферний тиск, температура і вологість повітря, вміст твердих і рідких домішок. Усі ці характеристики змінюються як по вертикалі (з підйомом від земної поверхні до верхньої межі атмосфери), так і по горизонталі (під час руху по широті або довготі), причому найбільш різкі зміни спостерігаються у вертикальному напрямку. Так, наприклад, температура повітря у нижніх шарах атмосфери убуває з висотою в середньому на 6 ... 7 °С на кожен кілометр висоти. У горизонтальному напрямку на 6 ... 7 °С температура повітря змінюється через 500 ... 600 км.

Подібні дані щодо просторових змін інших характеристик фізичного стану атмосфери свідчать про те, що вона більш неоднорідна по вертикалі, чим по горизонталі. У вертикальному напрямку в атмосфері можна виділити шари, в межах яких зміни фізичних характеристик або однотипні (однакового знаку), або повітря є однорідним за своїм газовим

складом.

У цей час атмосферу по вертикалі поділяють за чотирма ознаками:

- термічним режимом (зміною або розподілом температури за висотою);

- складом атмосферного повітря;

- взаємодією атмосфери із землею поверхнею;

- впливом атмосфери на літальні апарати.

Шари атмосфери за кожною ознакою наведено в таблиці 1.5.

Таблиця 1.5 – Основні ознаки розподілу атмосфери

Ознаки розподілу атмосфери	Шари атмосфери	Середня висота нижньої і верхньої меж шару, км
Вертикальний розподіл температури	Тропосфера	0 ... 10 (в полярних широтах) 0 ... 18 (на екваторі)
	Стратосфера	10 (18) ... 50
	Мезосфера	50 ... 80
	Термосфера	80 ... 1 000
	Екзосфера	Вище 1 000
Склад атмосферного повітря: співвідношення газів;	Гомосфера	0 ... 95
	Гетеросфера	Вище 95
концентрація іонів	Атмосфера	0 ... 50 (60)
	Іоносфера	Вище 50 (60)
Взаємодія атмосфери із землею поверхнею	Прикордонний шар (шар тертя)	0 ... 1 (1,5)
	Вільна атмосфера	Вище 1 (1,5)
Вплив на літальні апарати	Щільні шари (атмосфера)	0 ... 150
	Навколоземний космічний простір	Вище 150

Найбільше поширення отримав розподіл атмосфери за термічним режимом (рисунок 1.13): тропосфера (до 18 км); стратосфера (18 ... 50 км); мезосфера (50 ... 80 км); термосфера (80 ... 1 000 км); екзосфера (вище 1 000 км).

Межі основних шарів не залишаються постійними, вони змінюються залежно від широти і пори року. Особливо це стосується до шарів атмосфери, що виділяються за умовами вертикального розподілу температури. Так, товщина тропосфери змінюється від 16 ... 18 км над екватором до 8 ... 10 км, а іноді і до 6 км у полярних широтах.

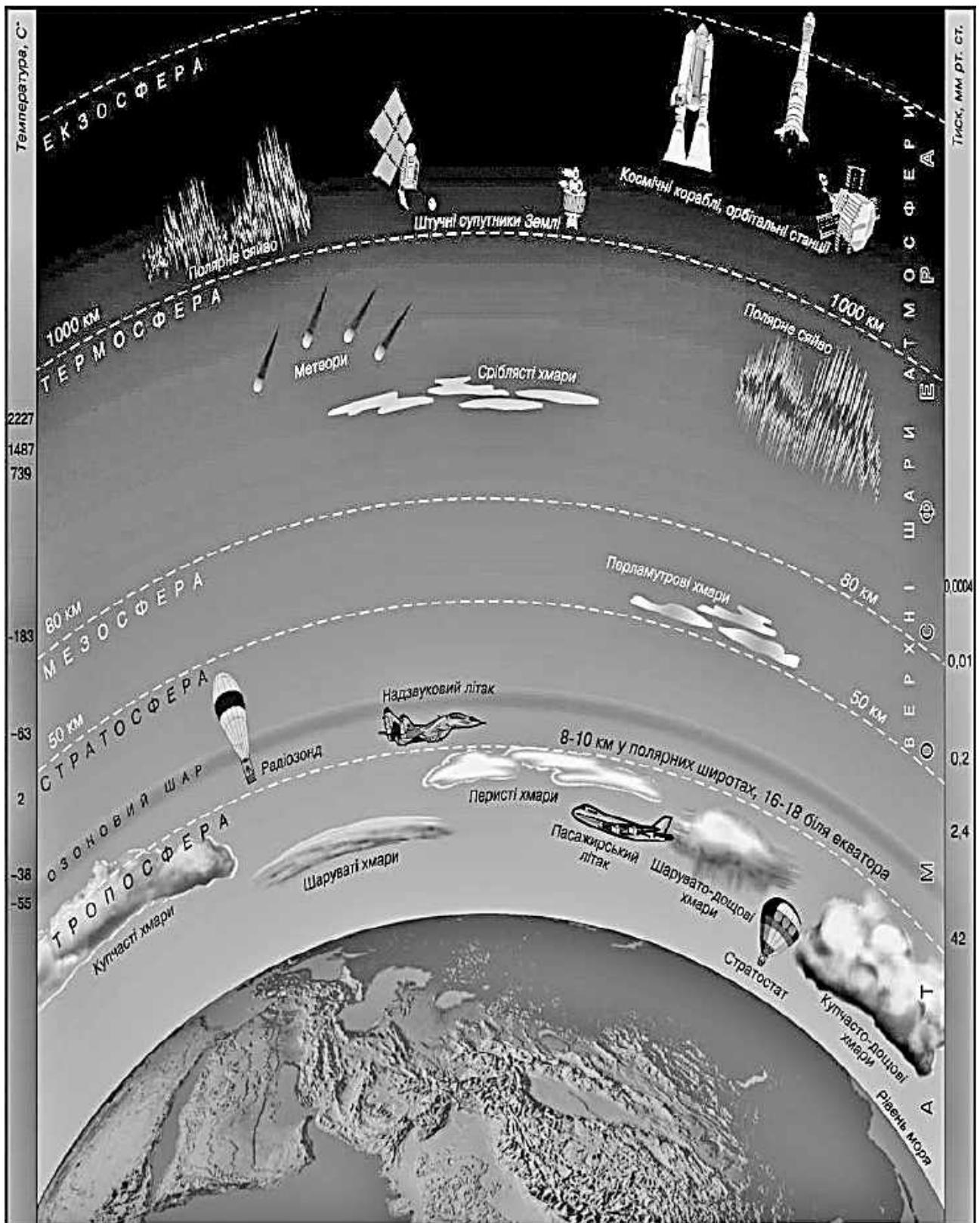


Рисунок 1.13 – Шари атмосфери за термічним режимом [13]

Тропосфера є найважливішим шаром атмосфери, де відбуваються різні метеорологічні явища. Це найбільш щільний і неоднорідний по вертикалі і горизонталі шар повітряної оболонки земної кулі. Тут зосереджено до 79 % всієї маси атмосфери в помірних і до 90 % – в

низьких широтах.

Залежно від зміни основних характеристик фізичного стану атмосферного повітря по вертикалі тропосферу прийнято поділяти на три шари:

- нижню тропосферу (прикордонний шар) заввишки до 1,0 ... 1,5 км;
- середню тропосферу з межами в середньому від 1,0 ... 1,5 км до 6,0 ... 8,0 км;
- верхню тропосферу – від 6,0 ... 8,0 км до 11 км.

Товщина і межі цих шарів можуть періодично змінюватися. Для тропосфери характерне зменшення температури за висотою, яке в середньому становить $0,65^{\circ}\text{C}$ на 100 м підйому (рисунок 1.14).

У **стратосфері** вертикальний розподіл температури характеризується відносною її постійністю до висоти 25 ... 30 км, а надалі невеликим зростанням за висотою (див. рисунок 1.14). Постійність температури є найбільш характерною для помірних широт, збільшення – для низьких екваторіальних і тропічних широт. Інша особливість стратосфери полягає в тому, що в шарі 30 ... 50 км виявляється область прогресивного підвищення температури за висотою. Так, в середніх широтах на висоті 30 км в середньому $t = 55^{\circ}\text{C}$, а на висоті 50 км температура досягає $t = 77^{\circ}\text{C}$. Така висока температура свідчить про високу середню швидкість руху газових молекул, а не про фізіологічно відчутне тепло.

У стратосфері на висоті 20 ... 50 км міститься озоновий шар – **озоносфера** (див. рисунок 1.13). Озон утворюється з молекул кисню, що поглинають ультрафіолетове випромінювання Сонця. Загальна кількість озону в атмосфері незначна, при температурі 0°C і в умовах нормального тиску увесь озон помістився б у шарі товщиною 2 ... 3 мм.

Незважаючи на малу густину озоновий шар захищає всі живі організми від ультрафіолетових променів. Останнім часом товщина озонового шару почала зменшуватись, тому що виникли озонові дірки. Найменшу товщину має озоновий шар над Антарктидою і островом Шпіцберген. Це явище шкідливо впливає на рослини, зумовлює захворювання тварин і людей, призводить до збільшення шкідливих мутацій. Якщо озон зовсім зникне, буде знищено все живе на планеті.

Вертикальний розподіл температури в **мезосфері** характеризується різким її зниженням за висотою (див. рисунок 1.14). Так, на висоті 55 ... 60 км середня температура є близькою до 0°C . На верхній межі мезосфери температура повітря влітку в помірних і високих широтах становить близько -80 ... -90°C , взимку – близько -40 ... -50°C .

У **термосфері** під впливом поглинання атомарним киснем і азотом короткохвильової радіації Сонця температура за висотою зростає (див. рисунок 1.14). Це ж характерно і для **екзосфери**.

Між основними шарами є перехідні шари, які мають назви «тропопауза», «стратопауза», «мезопауза» і «термопауза».

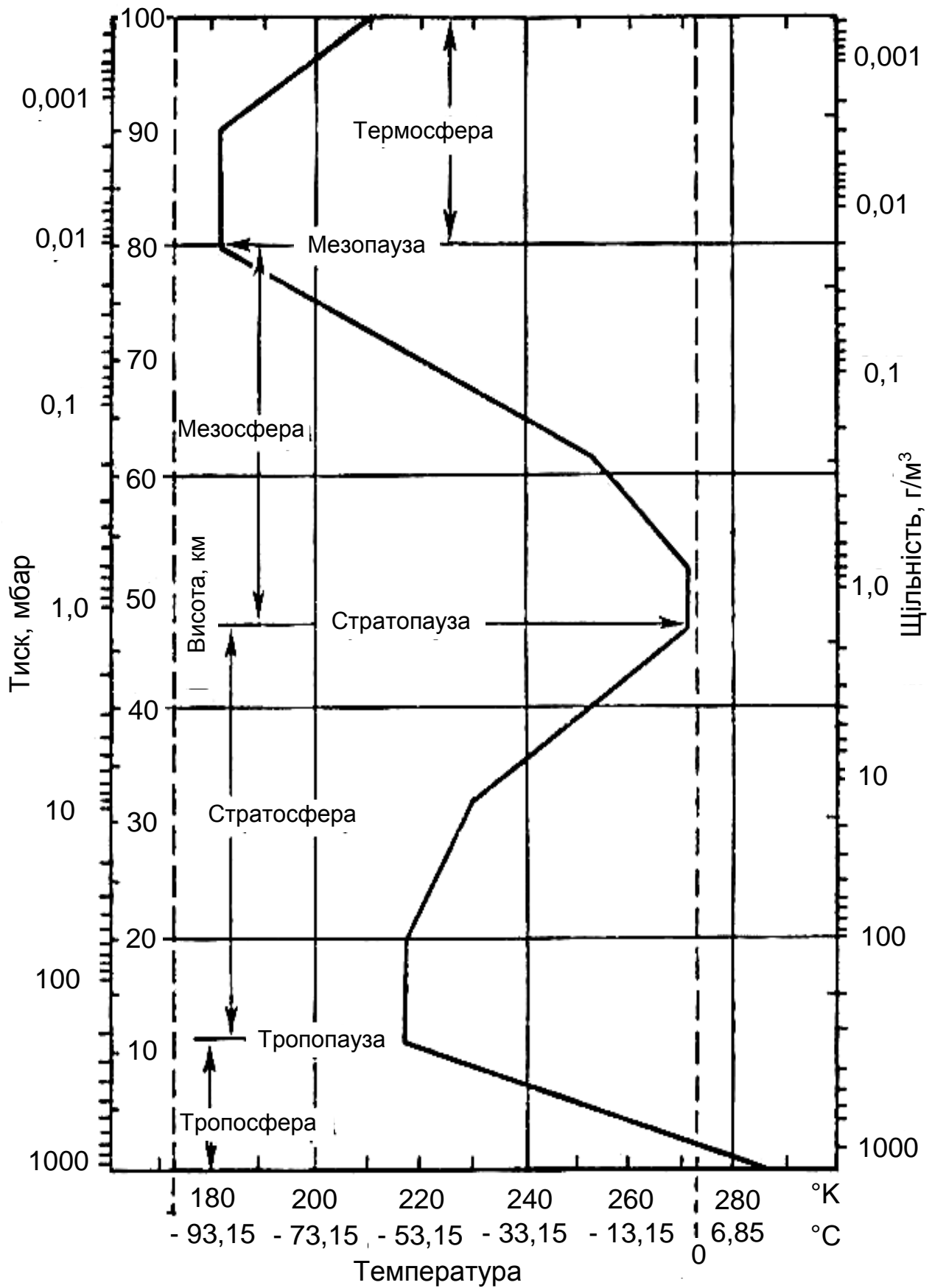


Рисунок 1.14 – Зміна тиску, щільності і температури залежно від висоти

У горизонтальному напрямку в окремих шарах атмосфери числові значення температури можуть бути різними у різних місцях. Стосовно тропосфери такі зміни температури мають три найбільш істотні особливості. Перша з них полягає в неухильному зниженні температури від екватора до полюсів, інша особливість – у відмінності температурного градієнта між суміжними широтами. Так, між 20 і 30° пн. ш. зниження середньої річної температури становить 4,6 °С, між 30 і 40° пн. ш. – 5,6 °С, між 40 і 50° пн. ш. – 8,6 °С. Ще однією особливістю є те, що на всіх паралелях Південної півкулі в середньому за рік холодніше, ніж на відповідних паралелях Північної півкулі.

Склад атмосферного повітря (співвідношення газів) залежно від висоти також змінюється. До висоти 100 км склад атмосфери постійний. Вище 100 км молекули кисню і азоту розпадаються під дією ультрафіолетового випромінювання. На висоті 100 ... 500 км атомарний кисень переважає молекулярний. На висоті 500 ... 200 км атмосфера складається з гелію, вище 2 000 км – з атомарного водню.

Вище 60 км атмосфера іонізована, в ній міститься велика кількість електрично заряджених частинок – іонів. Цей шар атмосфери має назву «іоносфера». В ній концентрація електрично заряджених частинок залежно від висоти над земною поверхнею зростає приблизно до рівня 300 км, а далі поволі зменшується. Характерною особливістю іоносфери є також і те, що в ній на окремих висотах спостерігаються області підвищеної концентрації іонів. Ці області позначаються латинськими буквами D, E і F, і в них концентрації іонів змінюються від сезону до сезону. Склад іонів не залишається постійним, він залежить від часу доби і широти. У денний час на висоті 225 ... 1 000 км в іоносфері переважають іони атомарного кисню.

Разом з областями D, E і F в іоносфері є зони, де концентрація іонів дуже відрізняється від їх концентрації в навколишньому середовищі. Ці зони – іонні хмари, мають різні розміри (від десятків метрів до тисяч кілометрів) і знаходяться у постійному русі.

Поділення атмосфери на прикордонний шар і вільну атмосферу пов'язане зі збуреним впливом рельєфу земної поверхні на характер руху повітря і з часовими змінами метеорологічних величин. У прикордонному шарі сила тертя є значною і тому швидкість повітряного потоку з висотою зростає до деякого значення, що дорівнює швидкості необуреного потоку. Напрямок вітру з висотою зміщується вправо. На висоті більше 1,5 км над земною поверхнею атмосфера вільна від впливу рельєфу місцевості. Тут силами турбулентного тертя в першому наближенні можна нехтувати.

Поділення атмосфери на щільні шари і навколоземний космічний простір є умовним. Воно пов'язане з впливом газового середовища на умови польоту літальних апаратів. У щільних шарах атмосфери опір атмосферного повітря є настільки великим, що літальний апарат з вимкненою рухомою установкою швидко втрачає швидкість. Тому він не

може здійснювати повний оберт навколо Землі. На висоті більше 150 км щільність атмосфери різко знижується, і літальний апарат може зробити не менше одного оберту навколо Землі при вимкненій рухомій установці.

Екологічне значення атмосфери:

- захищає живі організми від ультрафіолетового випромінювання;
- захищає Землю від ударів метеоритів;
- регулює добові і сезонні коливання температури; якби не було атмосфери, коливання температури були б ± 200 °С;
- через атмосферу здійснюється фотосинтез;
- впливає на екзогенні процеси, що відбуваються в атмосфері;
- впливає на водний баланс і режим поверхневих та підземних вод.

1.3 Геофізичні поля

1.3.1 Поняття геофізичного поля та геофізичної аномалії

Під **фізичним полем** розуміють простір, кожна точка якого може бути охарактеризована деякою величиною постійного або змінного значення відповідної фізичної властивості (параметра). Залежно від того, чи має така фізична величина напрямок або не має, фізичне поле може бути векторним або скалярним.

Фізичне поле, особливості якого залежать від геологічної будови земної кори, називається **геофізичним**. Кожному з'єднанню геологічних об'єктів відповідає певне геофізичне поле. Тільки завдяки цьому існує можливість розшифрувати отримані геофізичні дані.

Під час вирішення геологічних завдань геофізичними методами використовується відмінність об'єкта від середовища, в якому він знаходиться, за фізичними властивостями. Такі відмінності специфічно виявляються у фізичних полях, що досліджуються. Чим більше різниця фізичних параметрів геологічного тіла відносно оточуючих порід, тим більш контрастно вона буде виявлятися у відповідних фізичних полях у вигляді так званих **геофізичних аномалій**. Виникнення аномалій обумовлене однією з двох причин: локальним об'єктом є аномальне джерело природного фізичного поля або воно спричиняє спотворення природного або штучно створеного поля.

Геофізична аномалія – це особливість геофізичного поля, обумовлена впливом одного або декількох геологічних тіл. Аномалії виявляються на фоні нормального геофізичного поля, тобто такого його розподілу, яке існувало б в будь-якій певній точці простору, якби об'єкта, що створює аномалію, не існувало. Геологічні тіла, що спричиняють аномалії, прийнято називати такими, що збурюють, або аномалієтворними об'єктами.

Геофізична аномалія характеризується інтенсивністю, формою і розмірами залежно від того, наскільки фізичні параметри об'єкта відрізняються від властивостей оточуючих порід: від розмірів, глибини

залягання, форми та інших геометричних характеристик об'єкта, що збурює. Обов'язковою причиною появи геофізичної аномалії є різниця фізичних властивостей об'єкта, що збурює, і порід, що вміщують його. Якщо його щільність або намагніченість не відрізняються від щільності і намагніченості оточуючого середовища, то об'єкт не буде виявлятися в гравітаційному або магнітному полях. І навпаки, чим більша різниця фізичних властивостей, тим більше інтенсивною буде створена об'єктом аномалія.

Геофізичні поля широко використовуються під час теоретичних і практичних досліджень. Наприклад, геофізичні поля визначають характер і спрямованість міграції електрично заряджених частинок, процеси розчинення, окислення, зсуви гірських порід і тому подібне. Вони обумовлюють рух повітряних мас і природних вод, визначають диференціацію речовини за щільністю. Геофізичні поля дозволяють вивчати внутрішню будову і фізико-хімічні властивості Землі, виконувати розвідку корисних копалин і розкривати взаємодію геосфер.

Із всіх геофізичних полів найбільший інтерес становлять гравітаційне, електромагнітне і теплове поля, які значною мірою визначають обмін енергією і речовиною геосфер в планетарному масштабі. Що стосується інших геофізичних полів (поля тиску, вологості, хмарності, швидкості і напрямку вітру та ін.), то вони є складовими частинами спеціальних гідрометеорологічних дисциплін.

1.3.2 Гравітаційне поле Землі

Між будь-якими двома тілами (частинками) в природі завжди існує силова взаємодія, в результаті якої відбувається їх взаємне притягання. Фізичне поле цієї взаємодії має назву **поле тяжіння**, або так зване **гравітаційне поле**.

Гравітаційне поле Землі – це поле сили тяжіння, обумовлене тяжінням Землі і відцентровою силою, яка викликана її добовим обертанням, і характеризується просторовим розподілом сили тяжіння і гравітаційного потенціалу.

Вперше закон всесвітнього тяжіння сформулював І. Ньютон в 1687 році. Цей закон має універсальний характер, оскільки тяжіння властиво всім тілам, воно проникає крізь небесні тіла так само вільно, неначебто цих тіл не існує.

Основними вимірюваними елементами гравітаційного поля Землі є **прискорення вільного падіння і другі похідні потенціалу сили тяжіння**. За цими даними визначають форму Землі. Їх використовують в астрономо-геодезичних вимірюваннях при визначенні висот пунктів і обчисленні астрономо-геодезичних ухилів схилу. Елементи гравітаційного поля Землі широко застосовують у гравіметричній розвідці, навігації, метрології і при вирішенні цілого ряду завдань в багатьох інших областях

науки і техніки.

Сила тяжіння та її потенціал. За законом всесвітнього тяжіння дві точки притягуються одна до одної із силою

$$F = f \cdot m_1 \cdot m_2 / r_{1,2}^2, \quad (1.1)$$

де f – постійна тяжіння, яка дорівнює $(6,672 \pm 0,041) 10^{-11} \text{ м}^2/\text{кг}^2$;

$r_{1,2}$ – відстань, м, між точками 1 і 2, що мають відповідно маси m_1 і m_2 , кг.

На одиницю точкової маси, жорстко з'єднаної із Землею, одночасно діють три сили, геометрична сума яких, або їх рівнодіюча, має назву **сила тяжіння**:

$$G = F + I + F', \quad (1.2)$$

де F – сила тяжіння між точкою і всіма масами Землі;

I – центробіжна сила, що виникає внаслідок добового обертання Землі навколо своєї осі;

F' – сила тяжіння небесних тіл.

Силу F' визначають за виразом (1.1). Її числове значення і напрямок безперервно змінюються (через зміну взаємного положення Землі і небесних тіл) і це веде до **припливних змін G** . Для виключення F' із результатів вимірювань зазвичай вводять спеціальну поправку.

Сила F визначається розподілом мас у середині Землі та її формою. Якщо в першому наближенні прийняти Землю за кулю (рисунок 1.15), що складається з концентричних шарів постійної щільності, то сила F буде спрямована до центру Землі за законом

$$F = f \cdot M \cdot m_i / r^2, \quad (1.3)$$

де M і m_i – відповідно маса Землі та i -ї точки;

r – так звана геоцентрична відстань, $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ (x , y і z – геоцентричні координати).

Для реальної Землі значення сили F відрізняється від значення, обчисленого за формулою (1.3).

Центробіжна сила I спрямована по радіусу малого круга (рисунок 1.15), по якому відбувається обертання Землі:

$$I = m \cdot \omega^2 \cdot d, \quad (1.4)$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі;

d – відстань від осі обертання до i -ї точки.

Максимального значення сила I досягає на екваторі, де вона протилежна силі тяжіння F . Відцентрова сила прагне зменшити силу

тяжіння.

Якщо прийняти масу точки, що притягається, за одиницю, то сила тяжіння буде дорівнювати прискоренню вільного падіння g (рисунок 1.15). Тому іноді замість повного терміна «прискорення вільного падіння» вживають скорочений вираз «сила тяжіння». Ця сила сприяє утриманню тіл і предметів на поверхні Землі.

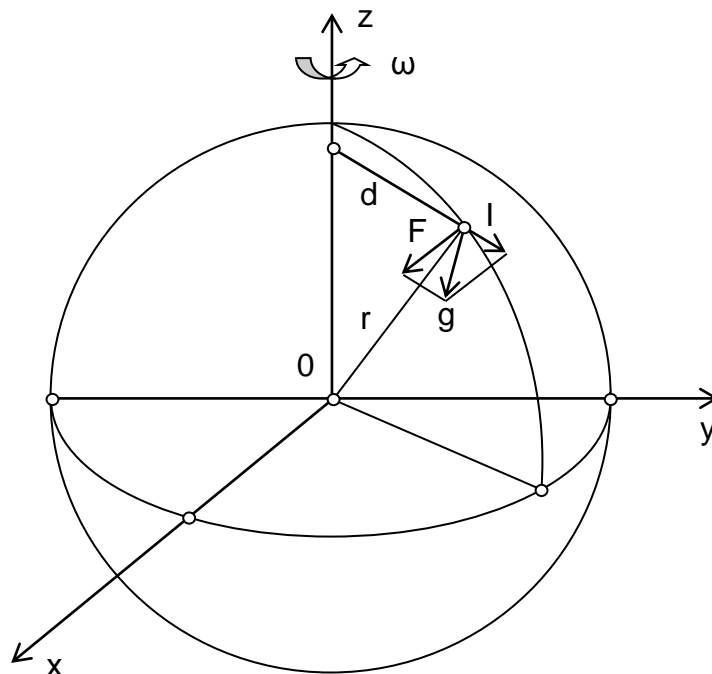


Рисунок 1.15 – Просторові координати і вектор сили тяжіння

Гравітаційне поле Землі має складну структуру, обумовлену неоднорідністю речовини земної кори і мантії. Тому його прийнято розділяти на дві частини: **нормальне гравітаційне поле** і **залишкове аномальне поле**.

Земний еліпсоїд найкращим чином апроксимує основну рівневу поверхню Землі – геоїд. У ньому велика екваторіальна піввісь, полярне стиснення, маса і кутова швидкість осьового обертання збігаються з відповідними параметрами Землі. Цей еліпсоїд називають **рівневим еліпсоїдом** (нормальною Землею). Його параметри визначають за допомогою сумісного оброблення даних астрономо-геодезичних і гравіметричних робіт і супутникових спостережень у планетарному масштабі.

За стандартизованими міжнародними угодами параметрами нормальної Землі є нормальний потенціал U , нормальна сила тяжіння g_0 , другі похідні нормального потенціалу сили тяжіння та інші елементи нормального поля.

За основну характеристику геофізичних полів приймають силу, з якою вони діють на одиничне джерело (електричний заряд, масу, енергію).

Зазвичай цю силу називають **напруженістю поля E** , яка є векторною величиною, спрямованою у бік дії сили. Якщо сила орієнтована по радіусу від джерела, то величина напруженості вважається додатною, якщо до джерела – від'ємною.

Напруженість геофізичних полів може бути оцінена через **потенціал**, тобто роботу, проведenu зовнішніми силами для внесення одиничного позитивного джерела до певної точки поля з нескінченності за умови, що напруженість в нескінченності дорівнює нулю. Ця робота надає джерелу деякий енергетичний потенціал U . Між E і U встановлено зв'язок $E = - \text{grad } U$: градієнт спрямовано у бік збільшення потенціалу, а напруженість – у бік його падіння.

Реальні значення сили тяжіння g , спостережувані в різних частинах земної поверхні, відрізняються від нормального її значення g_0 . Різницю значення $g_a = g - g_0$ в пункті спостережень називають **аномалією сили тяжіння** (гравітаційною аномалією).

Величина g_a обумовлена заляганням на глибині важких або легких гірських порід і руд. Аномалії бувають позитивними («надлишок мас»), зазвичай властиві глибоководним впадинам океанів, і негативними – властиві високогірним областям материків та районам залягання легких гірських порід і руд. Подібні співвідношення між реальними (g) і теоретичними (g_0) значеннями прискорення вільного падіння пояснюються тим, що порівняно невелика маса води океанів і морів компенсується масою гірських порід великої щільності (базальта, перидотита, що мають щільність близько $3,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$). На материках під гірськими хребтами залягають, мабуть, породи зниженої щільності. Все це означає, що на зміни g впливає геологічна будова району, тобто нерівномірний розподіл щільності мас усередині Землі.

За даними проекту GRACE була побудована карта глобального гравітаційного поля Землі (рисунок 1.16, а). Під час побудови карти використовували дані двох супутників, що знаходилися в 450 км від Землі. Супутники збирали інформацію, виконуючи ретельно вивірені маневри на орбіті. Тоді як один погойдувався і незначно переміщався в неоднаковому гравітаційному полі Землі, другий на відстані 220 км вимірював коливання з точністю до мікрона. Саме зміни відстані і давали змогу отримати інформацію про природу і масштаби гравітаційних аномалій кожної ділянки Землі. Над ними пролітали супутники приблизно раз на місяць, що дозволяло відстежувати природне пересування мас. Карта, створена за проектом GRACE, статична, але профіль гравітаційного поля постійно змінюється разом з рухами земної кори, океанів і атмосфери над ними.

Проект GOCE було реалізовано Європейським космічним агентством за допомогою науково-дослідницького супутника, який призначений для дослідження гравітаційного поля Землі й стаціонарної циркуляції океану. Головним корисним навантаженням супутника був електростатичний гравітаційний градіометр, що складався з шести акселерометрів.

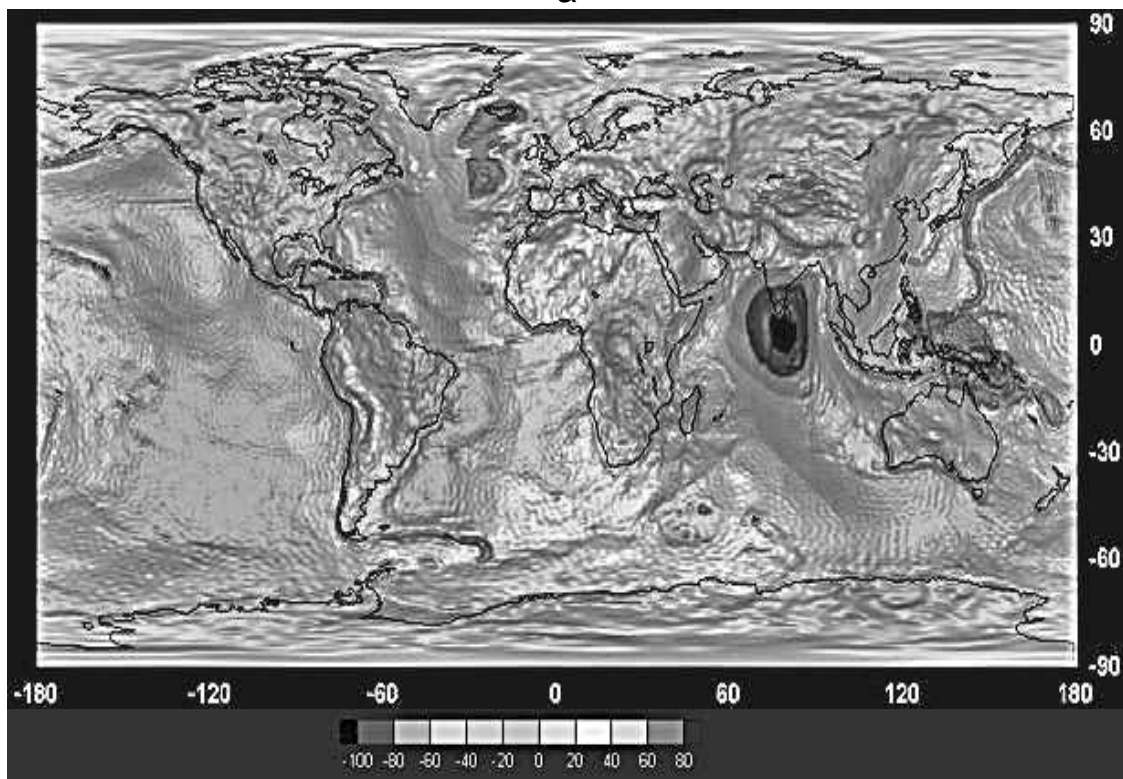
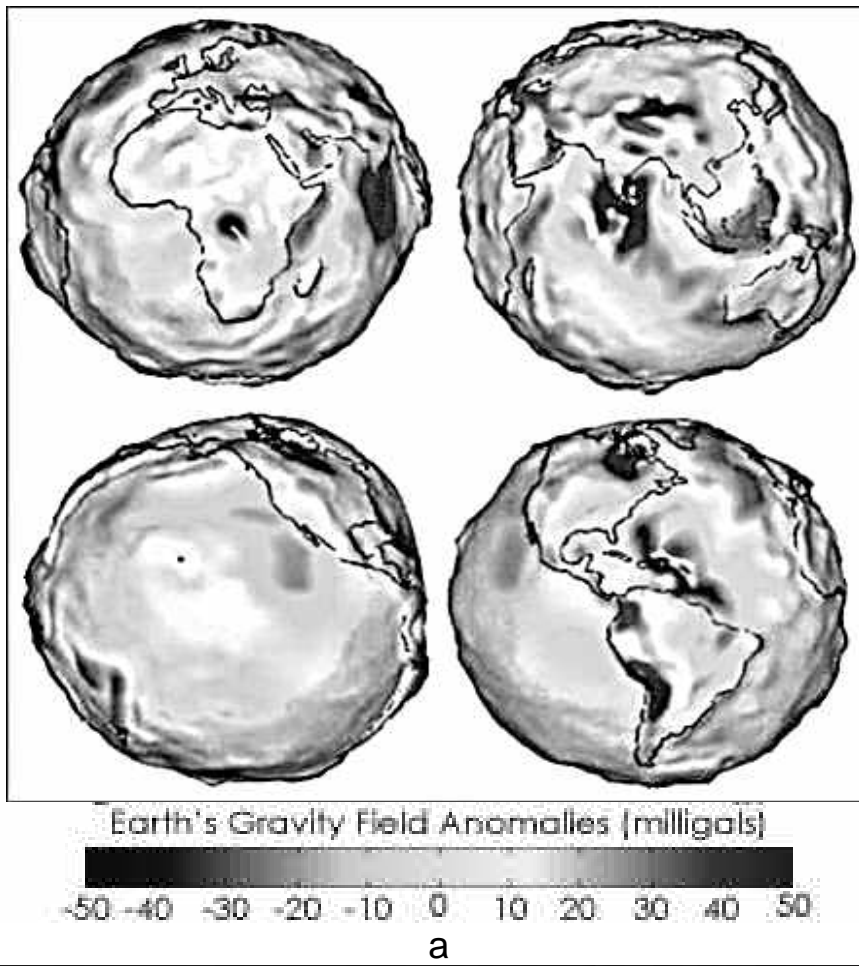


Рисунок 1.16 – Гравітаційна модель Землі: за даними GRACE – Gravity Recovery And Climate Change [14] (а) і GOCE – Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (б) [15]

За даними проекту GOCE була побудована модель поля тяжіння Землі (рисунок 1.16, б). Незважаючи на те, що для побудови моделі використовувалися спостереження, зроблені протягом тільки двох місяців, точність отриманих результатів на масштабах порядку 100 км перевершує точність ранніх моделей, основаних на багаторічних спостереженнях за допомогою інших гравіметричних супутників, включаючи супутникову місію GRACE.

У процесі просування вглиб Землі сила тяжіння зменшується і в центрі Землі доходить до нуля. Це є наслідком двох причин. З одного боку, до центру Землі сила тяжіння зростає обернено пропорційно до квадрата радіуса, з іншого – убуває пропорційно зменшенню маси, оскільки зовнішні маси вищих шарів на точку, що просувається вглиб, не діють.

Гравітаційні явища і процеси. Найважливішим наслідком сил гравітації є так звані гравітаційні явища і пов'язані з ними гравітаційні процеси. Під **гравітаційним явищем** розуміють переміщення гірських порід під впливом сили тяжіння з подальшим їх руйнуванням і накопиченням у вигляді рихлих відкладень.

У гравітаційних явищах беруть участь екзогенні, ендегенні і техногенні чинники. Вони є процесами механічного вивітрювання, процесами порушення і ослаблення зчеплення між окремими шарами гірських порід під впливом атмосферних опадів, поверхневих і підземних вод, процесами вилуговування і вимивання окремих мінералів і порід під землею, утворення підземних порожнеч, обривів або крутих схилів на поверхні Землі. Велика роль у порушенні стійкої рівноваги гірських порід належить землетрусам, різного роду вибухам, вимиванню річкою порід з основи схилу в результаті абразії, а також їх вилучення під час кар'єрних робіт. Дія цих чинників, так або інакше, призводить до порушення рівноваги гірських порід і до їх руху, головна роль в якому належить силі тяжіння і воді (аквальний чинник).

Гравітаційні явища є різноманітними і розрізняються своєю поширеністю, енергією, об'ємом мас гірських порід, що переміщуються, і деякими іншими характеристиками. Однак головна їх відмінність полягає в неоднаковій ролі сили тяжіння і води в їх виникненні. За цією ознакою на суші виділяють: **гравітаційні, гравітаційно-аквальні та аквально-гравітаційні явища**. У морях, річках та озерах гравітаційні явища мають назву **гравітаційно-субаквальні**.

До **гравітаційних явищ** належать **обвали і сніжні лавини**. Вони відбуваються повністю під дією сили тяжіння, головним чином в горах з обривистими схилами. Під час виникнення цих явищ відбувається відрив глиб гірських порід за тріщинами різного походження (в результаті фізичного вивітрювання, землетрусів, могутніх техногенних вибухів та ін.), рух порід, що відірвалися від гірського масиву, їх руйнування і скупчення різного за розмірами уламкового матеріалу біля підніжжя схилу гори (гірського масиву). В результаті утворюються так звані відвальні скупчення

з нерівною горбистою поверхнею. Ці явища можуть здійснюватися також в підземних порожнечах, утворюючи на земній поверхні різні провали, колодязі і воронкоподібні поглиблення.

Найбільше поширення мають **гравітаційно-аквальні явища**. До їх числа належать **зсуви**, які властиві гірським і рівнинним областям. На відміну від обвалів під час зсувів маса гірських порід, що відокремилася за тріщинами, не летить вниз і не падає, а ковзає по схилу. Зсуви розвиваються на будь-яких схилах гір, де існує перешарування різних порід з глинистими. У рівнинній місцевості зсуви відбуваються на узбережжях річок, озер і морів і характеризуються великою різноманітністю форм і масштабів. Так, об'єми гірських порід, що змістилися, змінюються від сотень (**невеликі зсуви**) до десятків тисяч (**великі зсуви**) і навіть сотень мільйонів кубічних метрів (**грандіозні зсуви**). За глибиною охоплення гірського схилу зсуви бувають **поверхневі**, пов'язані з дією атмосферних опадів, і **глибокі**, поверхня ковзання яких проходить в зоні дії підземних вод. За характером зсуву їх поділяють на **разові одночасні зсуви** і **багаторазові тривалого розвитку зсуви**. Спостерігається велика різноманітність зсувів за видами деформації і механізмами зсуву обвальних мас (**зсуви ковзання, обвалення, течії**). Є група великих зсувів, що виникають під час потужних землетрусів.

До **аквально-гравітаційних явищ** належать ті, в утворенні яких основну роль відіграє вода. Це **зсувні потоки, опливини і селі**, що спостерігаються в гірських районах. Їх утворення відбувається в періоди активної геологічної діяльності поверхневих і підземних вод, особливо під час сніготанення і злив. Вода, потрапляючи в гірські породи, зменшує зчеплення між складовими їх частинками і навіть зернами. В результаті породи стають текучими, розріджуються і під дією сили тяжіння починають сповзати або навіть стікати вниз по схилу.

Ще один тип гравітаційних явищ – **гравітаційно-субаквальні**, які відбуваються на підводних схилах річок, озер і морів. Зсуви виникають під дією сили тяжіння на крутих схилах. Під важкістю своєї маси підводний осадовий шар у вигляді мулистих утворень починає повзти. Цей процес посилюється ґрунтом берегів, які руйнуються, що створює додаткове навантаження на підводний схил.

1.3.3 Механізм формування електромагнітного поля Землі

Електромагнітне поле Землі є механізмом взаємодії електрично заряджених частинок всіх її оболонок. Зміна стану цих частинок у часі і просторі спричиняє виникнення електричних струмів, що супроводжуються появою магнітних полів. Звідси випливає, що електромагнітне поле Землі є єдиним цілим, таким, що має дві форми прояву. Одна з них – **електричні поля** з власними джерелами струму, інша – **магнітні поля**, що

створюються рухомими електричними зарядами і моментами спинів (від англ. spin – обертання) носіїв магнетизму (електронами, протонами та ін.).

Зв'язок між електричними і магнітними полями залежить від інтенсивності змін електромагнітного поля. При повільних його змінах цей зв'язок не відіграє істотної ролі, тому що напруженість одного поля, яка характеризується змінами іншого, пропорційна швидкості цих змін. У таких випадках умовно можна розглядати електромагнітне поле як два окремих поля – електричне і магнітне. Фізичною ж реальністю є єдине електромагнітне поле, що має електричну (\mathbf{E}) і магнітну (\mathbf{H}) напруженості, які змінюються у часі t і в різних точках простору ($\mathbf{\lambda}$, $\mathbf{\varphi}$) мають неоднакові значення, тобто $\mathbf{E}(\mathbf{\lambda}, \mathbf{\varphi}, t)$ і $\mathbf{H}(\mathbf{\lambda}, \mathbf{\varphi}, t)$ розрізняються.

Області наукового і практичного застосування даних про електричні і магнітні поля Землі безперервно поширюються. Так, розшифровка даних про магнітні аномалії дає змогу визначати глибину, форму і склад гірських порід, що спричиняє аномалії, і виявляти корисні копалини. Дослідження магнітних аномалій великих регіонів і цілих материків дозволяють визначити особливості будови і тектонічну структуру глибоких надр Землі. Безперервні і плавні зміни з року в рік, із сторіччя в сторіччя магнітного поля Землі (геомагнітного поля) використовують як індикатори глибинних процесів Землі. В той же час геомагнітне поле впливає на багато явищ навколоземного простору: воно «фільтрує» потоки космічних частинок і разом з атмосферою захищає живу природу від корпускулярного згубного випромінювання.

Коротко розглянемо механізми формування кожної зі складових електромагнітного поля.

Електричне поле Землі. Дані, одержані електровимірювачем показують, що біля поверхні Землі існує електричне поле, навіть якщо поблизу немає заряджених тіл. Це означає, що наша планета має деякий електричний заряд, тобто є зарядженою кулею великого радіуса.

Дослідження електричного поля Землі показало, що в середньому модуль його напруженості $E = 130$ В/м, а силові лінії – вертикальні і спрямовані до Землі (рисунок 1.17).

Найбільше значення напруженість електричного поля має в середніх широтах, а біля полюсів і екватора вона зменшується. Отже, наша планета в цілому має **негативний** заряд, який оцінюється величиною $q = 3 \cdot 10^5$ Кл, а атмосфера в цілому заряджена **позитивно** (рисунок 1.18).

Атмосферна електрика цього району залежить від глобальних і локальних чинників. Райони, де переважає дія глобальних чинників, розглядаються як зони «гарної» або непорушеної погоди, а де переважає дія локальних чинників – як зони порушеної погоди (райони гроз, опадів, пилових буревіїв та ін.).

Вимірювання показують, що різниця потенціалів між поверхнею Землі і верхнім краєм атмосфери дорівнює приблизно 400 кВ.

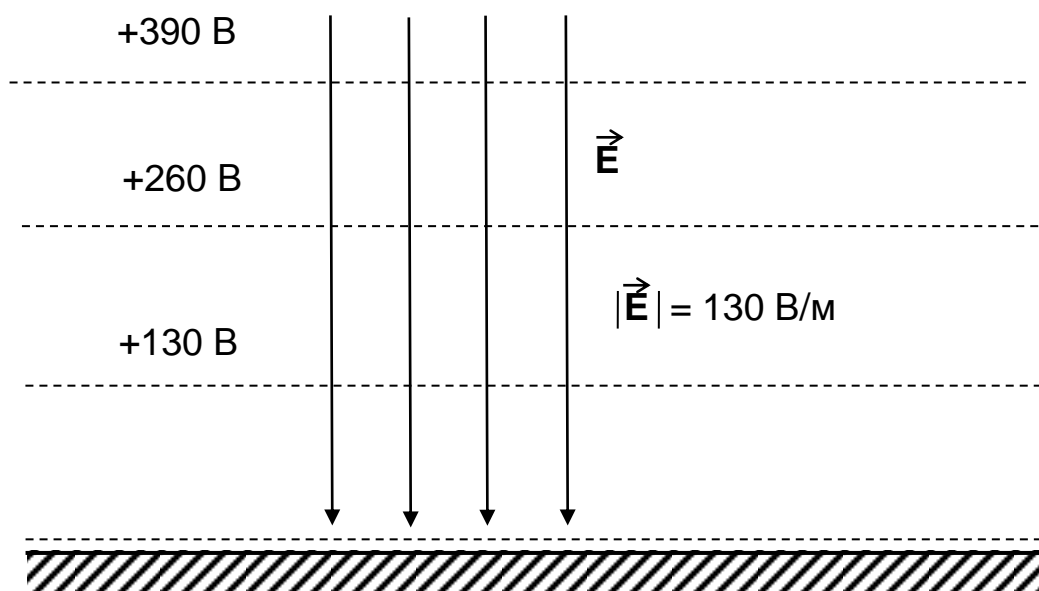


Рисунок 1.17 – Електричне поле Землі

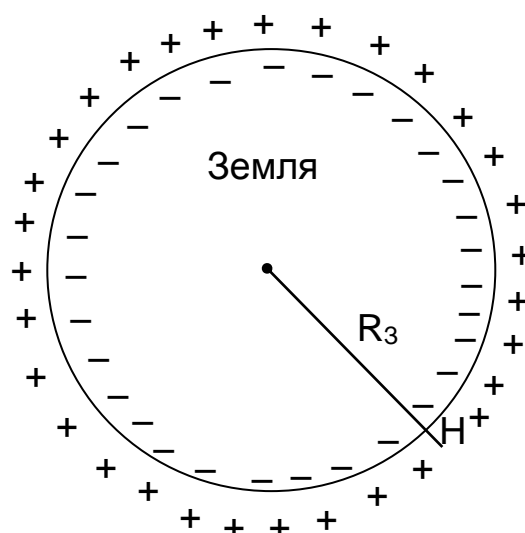


Рисунок 1.18 – Розподіл заряду Землі

Де ж починаються силові лінії поля, що закінчуються на Землі, іншими словами, де знаходяться позитивні заряди, які компенсують негативний заряд Землі? Дослідження атмосфери показали, що на висоті декількох десятків кілометрів над Землею існує шар позитивно заряджених (іонізованих) молекул, який називають **іоносферою**. Саме заряд іоносфери компенсує заряд Землі, тобто фактично силові лінії земної електрики йдуть від іоносфери до поверхні Землі, як в сферичному конденсаторі, обкладаннями якого є концентричні сфери.

Під дією електричного поля в атмосфері до Землі йде струм провідності. Через кожен квадратний метр атмосфери перпендикулярно до земної поверхні в середньому проходить струм силою $I \sim 10^{-12}$ А. На всю поверхню Землі припадає струм силою приблизно 1,8 кА. При такій

силі струму негативний заряд Землі мав би зникнути протягом декількох хвилин, але цього не відбувається. Завдяки процесам, що йдуть в земній атмосфері і поза нею, заряд Землі залишається в середньому незмінним. Отже, існує механізм безперервної електризації планети, що призводить до появи в ній негативного заряду. Такими атмосферними «генераторами», що заряджають Землю, є дощі, завірюхи, піщані бурі, торнадо, виверження вулканів, розбризування води водопадами і прибоєм, пара і дим промислових об'єктів та ін. Однак найбільший внесок в електризацію атмосфери роблять хмари і осадки. Зазвичай хмари у верхній частині заряджені позитивно, а в нижній частині – негативно.

Електризація грозових хмар здійснюється сумісною дією різних механізмів. По-перше, дробленням дощових крапель потоками повітря. В результаті дроблення падаючі крупніші краплі заряджаються позитивно, а краплі, що залишаються у верхній частині хмари, дрібніші – негативно. По-друге, електричні заряди розділяються електричним полем Землі, що має негативний заряд. По-третє, електризація виникає як результат вибіркового накопичення іонів крапельками різних розмірів, що знаходяться в атмосфері. Основним механізмом є падіння достатньо крупних крапель, що електризуються тертям об атмосферне повітря.

Дослідження показали, що сила струму в атмосфері Землі є максимальною о 19 годині вечора, а мінімальною о 4 годині ранку за Гринвічем.

Найбільш поширеним проявом атмосферної електрики є **блискавки**. Довгий час вважалось, що близько 1800 гроз, що одночасно відбуваються на Землі, приводять до появи струму силою ~ 2 кА, який компенсує втрати негативного заряду Землі за рахунок струмів провідності в зонах «гарної» погоди. Однак виявилось, що струм гроз значно менше вказаного і необхідно враховувати процеси конвекції на всій поверхні Землі. У зонах, де напруженість поля і щільність об'ємних зарядів найбільші, можуть зароджуватися блискавки. Розряду передуює виникнення значної різниці електричних потенціалів між хмарою і Землею або між сусідніми хмарами. Виникла таким чином різниця потенціалів може досягати мільярда вольтів, а подальший розряд накопиченої електричної енергії через атмосферу може створювати короточасні струми силою від 3 кА до 200 кА.

Виділяють два класи лінійних блискавок: наземні, що ударяють в Землю, і всередині хмари. Середня довжина блискавичних розрядів зазвичай становить декілька кілометрів, але іноді всередині хмари блискавки досягають 50 – 150 км.

Процес розвитку наземної блискавки складається з декількох стадій. На першій стадії в зоні, де електричне поле досягає критичного значення, починається ударна іонізація, що створюється вільними електронами, наявними в невеликій кількості. Під дією електричного поля електрони набувають значних швидкостей у напрямку до Землі і, стикаючись з молекулами, складовими повітря, іонізують їх. Таким чином, виникає

електронна лавина, яка переходить у низку електричних розрядів, – стримери, що є добрими провідними каналами, які зливаючись, дають початок яскравому термоіонізованому каналу з високою провідністю, – ступінчастому лідерові блискавки. У міру просування лідера до Землі напруженість поля на його кінці посилюється і під його дією з виступаючих на поверхні Землі предметів викидається у відповідь стример, що з'єднується з лідером. Звичайне явище – багатоканальні блискавки. Вони можуть налічувати до 40 розрядів з інтервалами від 500 мкс до 0,5 с, а повна тривалість багатократного розряду може досягати 1 с. Він зазвичай глибоко проникає всередину хмари, утворюючи безліч розгалужених каналів.

Таким чином, систему «Земля – атмосфера» можна вважати безперервно працюючою електричною машиною, що здійснює електризацію поверхні планети та іоносфери.

Люди живуть в постійному електричному полі значної напруженості (див. рисунок 1.17). Здається, що між головою і п'ятами людини має існувати різниця потенціалів ~ 200 В. Чому ж при цьому по тілу не проходить електричний струм? Це пояснюється тим, що тіло людини є хорошим провідником, і внаслідок цього деякий заряд з поверхні Землі переходить на нього. В результаті поле навколо кожної людини змінюється (рисунок 1.19) і його потенціал стає таким, що дорівнює потенціалу Землі.

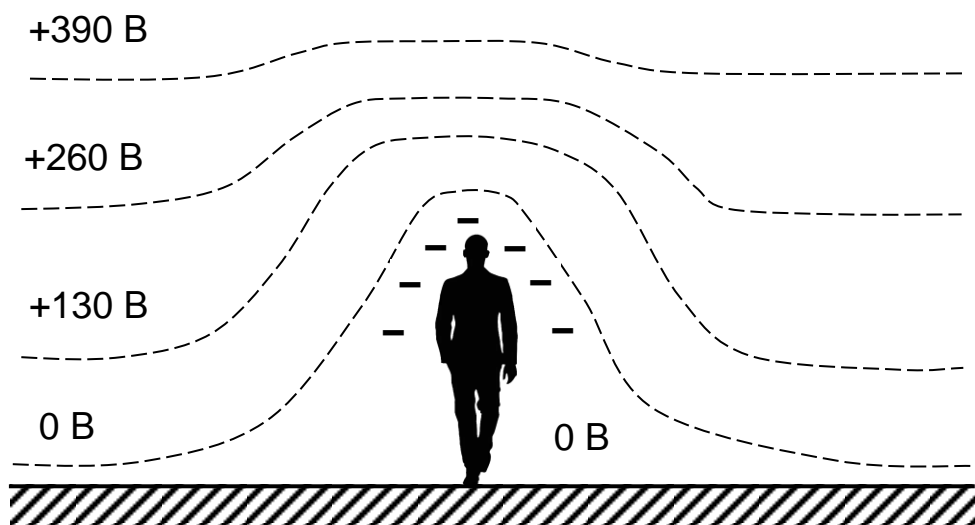


Рисунок 1.19 – Спотворення електричного поля Землі навколо людини

Електромагнітні властивості оболонок Землі характеризуються низкою параметрів: питомою електричною провідністю σ , питомим електричним опором ρ_a , відносною діелектричною проникністю ϵ і деякими іншими. Всі вони змінюються у часі і просторі і мають неоднакові значення в різних геосферах.

У гірських породах значення ϵ змінюються в широких межах. Діелектрична проникність порід зростає із збільшенням їх вологовмісту,

оскільки ϵ води приблизно в 10 – 12 разів вище, ніж у породотвірних мінералах. Зростає також проникність порід з їх переходом від кислих до основних у зв'язку з підвищенням вмісту в основних породах плагіоклазів і кольорових мінералів (піроксену, оливин, слюди та ін.) з високими значеннями ϵ .

1.3.4 Будова магнітосфери Землі

У цей час вважається, що геомагнітне поле Землі практично збігається з полем стрижнеподібного магніту, розташованого поблизу його центру. Причому центр земного магнітного диполя зміщено щодо центру планети на 0,07 середнього радіусу Землі у бік Тихого океану, а вісь диполя, або магнітна вісь Землі, нахилена до осі обертання Землі на $11,5^\circ$. Магнітні силові лінії такого величезного магніту виходять з північного магнітного полюса, розташованого в Південній півкулі, і, огинаючи Землю і поширюючись на десятки тисяч кілометрів і більше в навколосферному просторі, прямують до південного магнітного полюса в Північній півкулі.

Прийнято вважати, що там, де магнітна вісь перетинає поверхню Землі, розташовуються геомагнітні полюси. У Північній півкулі розташовується південний геомагнітний полюс, в Південній півкулі – північний. Однак їх називають за аналогією з географічними полюсами. Координати геомагнітних полюсів належать тільки до умовно одноріднонамагніченої кулі ідеальної форми (рисунок 1.20), а геомагнітне поле значно складніше, ніж поле стрижнеподібного магніту. Тому разом з геомагнітними полюсами (теоретичне поняття) розрізняють реальні магнітні полюси Землі, де магнітна стрілка під дією геомагнітного поля займає вертикальне положення.

Магнітні полюси не збігаються з географічними і за даними на 2012 рік мають такі координати: північний магнітний полюс – $\varphi = 85^\circ 54'$ пн. ш., $\lambda = 147^\circ 00'$ з. д., південний – $\varphi = 64^\circ 24'$ пд. ш. та $\lambda = 137^\circ 06'$ с. д. Положення геомагнітних і магнітних полюсів не є постійним: воно безперервно змінюється з року в рік.

Магнітне поле постійно існує не тільки поблизу земної поверхні. За допомогою ракет і міжпланетних космічних станцій воно виявлене на великих віддаленнях від поверхні Землі (рисунок 1.21). Воно зустрічається з космічним магнітним полем Сонця і полем сонячного вітру, тобто із закінченням плазми сонячної корони (зовнішня частина сонячної атмосфери) в міжпланетному просторі.

Швидкість частинок сонячного вітру (протонів і електронів) є близько 400 км/с, кількість частинок – декілька десятків в 1 см^3 . На межі космічного магнітного поля Сонця і геомагнітного поля напруженість становить близько $(0,4 \dots 0,5) \cdot 10^{-2} \text{ А/м}$.

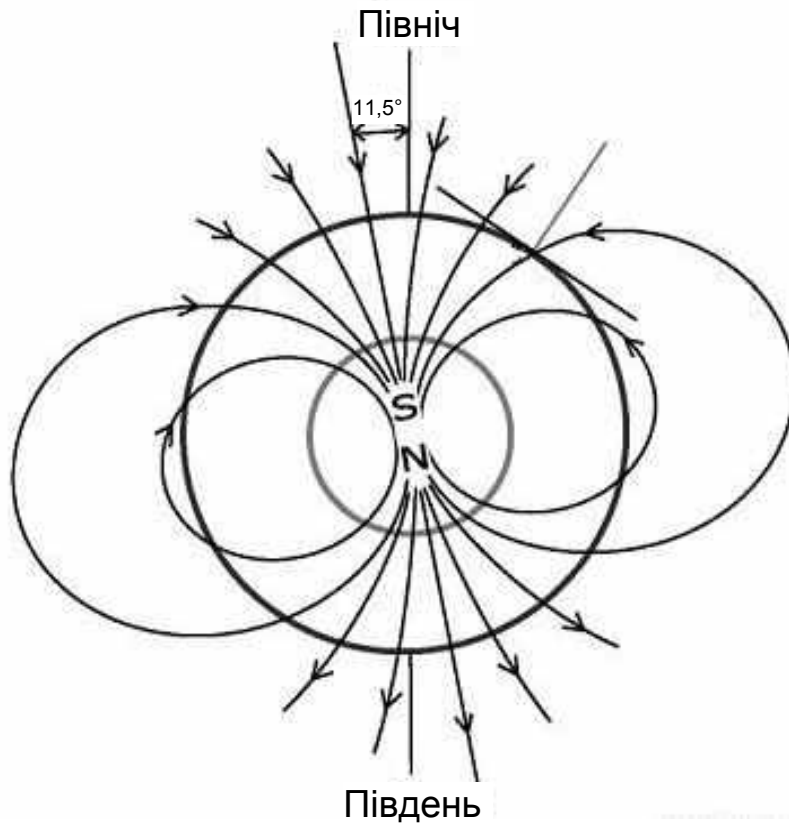


Рисунок 1.20 – Магнітне поле однорідної намагніченої кулі

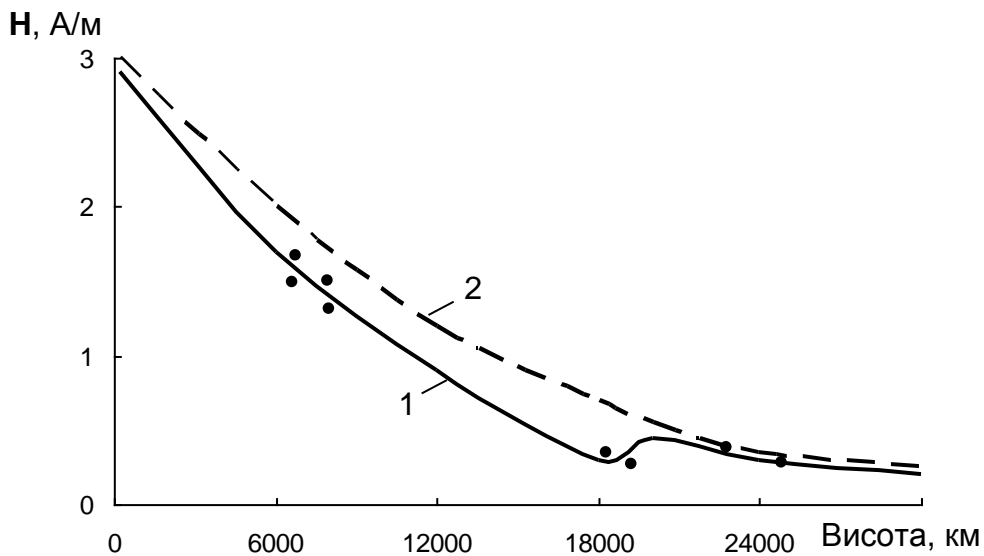


Рисунок 1.21 – Напруженість магнітного поля Землі (H):
1 – виміряне; 2 – розрахункове значення

Область дії геомагнітного поля називається **магнітосферою**, а її зовнішня межа – **магнітопаузою**. Фізичні властивості магнітосфери Землі визначаються геомагнітним полем і його взаємодією з потоками сонячного вітру. Магнітосфера має складну форму (рисунок 1.22): на стороні,

поверненій до Сонця, вона стисла, на протилежній – сильно витягнута, утворюючи так званий магнітний «хвіст». Тягнеться магнітосфера на великі відстані. Найменша – у бік Сонця – досягає 8 – 14 земних радіусів, найбільша – близько 16. Магнітний «хвіст» має ще більші розміри, остаточно поки не встановлені.

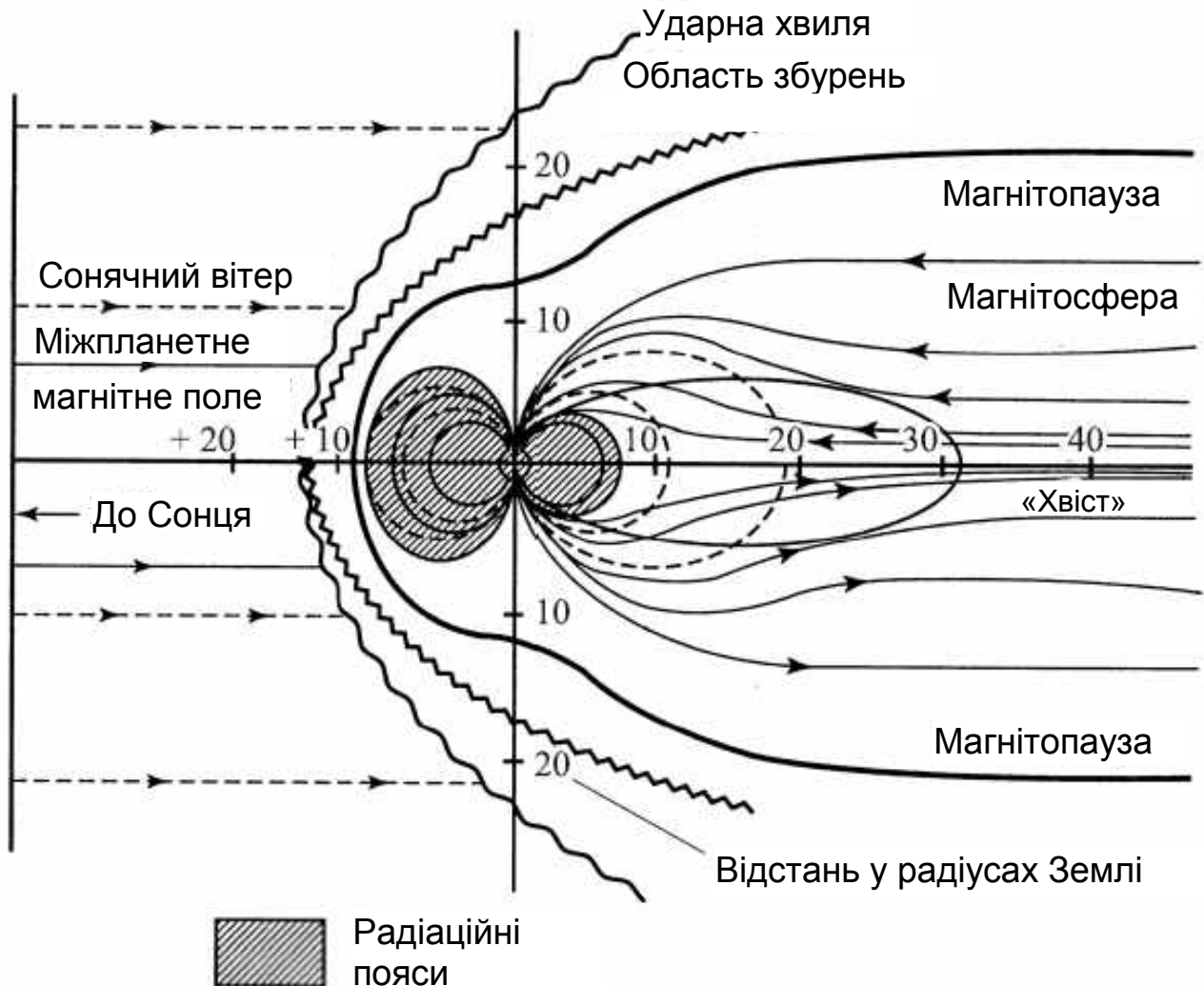


Рисунок 1.22 – Будова магнітосфери Землі

У магнітосфері Землі знаходяться так звані внутрішній і зовнішній радіаційні пояси Землі, тобто області, в яких геомагнітне поле утримує заряджені частинки (протони, електрони), що мають велику кінетичну енергію. Перший з них має найбільшу щільність (в основному протонів) над екватором на висоті $(3 \dots 4) \cdot 10^3$ км, зовнішній знаходиться на висоті близько $22 \cdot 10^3$ км.

Геомагнітне поле як векторне поле характеризується вектором його напруженості T або її складовими. Тому геомагнітне поле зазвичай подають так званими елементами земного магнетизму. Для цього в прямокутній системі координат (рисунок 1.23) вектор напруженості T у

напрямку магнітного меридіана розкладають на дві складові: горизонтальну **H**, що діє в горизонтальній площині, і вертикальну **Z**, перпендикулярну **H**. Горизонтальну складову можна розкласти на північну **X** і східну **Y** складові, які відповідно спрямовані вздовж географічного меридіана і перпендикулярно йому. Стрілка компаса в кожній точці Землі спрямована вздовж магнітного меридіана. Положення вектора **T** в просторі характеризується двома кутовими складовими земного магнетизму: магнітним схилом **D** і нахилом **I**.

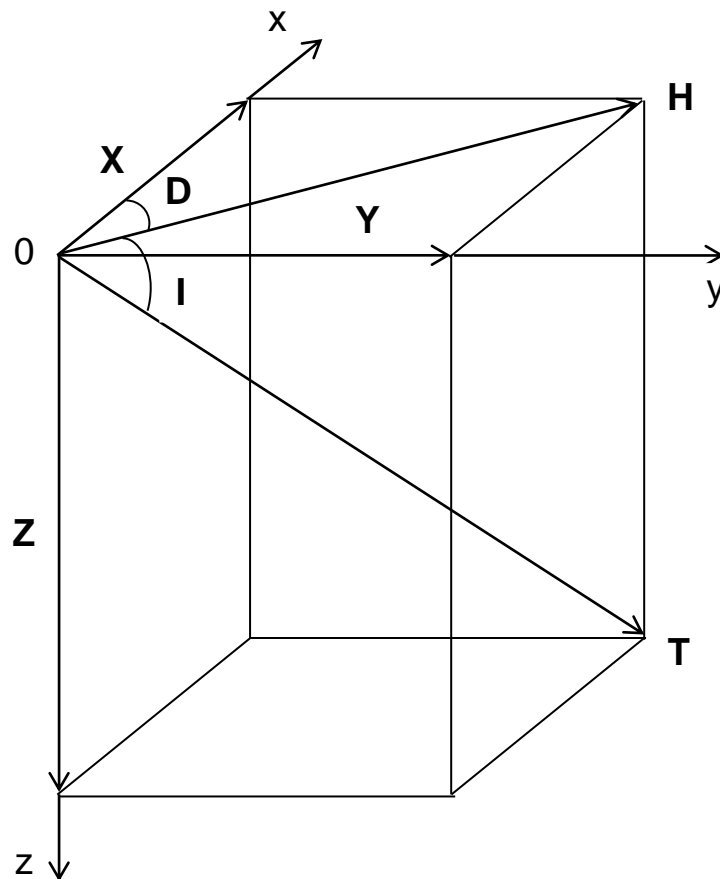


Рисунок 1.23 – Елементи земного магнетизму

Магнітний схил – це кут в горизонтальній площині між географічним і магнітним меридіанами. **Магнітний нахил** – кут між горизонтальною площиною і напрямком повного вектора **T**. Позитивним схилом буде східний, коли вектор **H** відхилений від півночі на схід, негативним – західний. Нахил буде позитивним, коли вектор **T** спрямовано вниз від земної поверхні (Північна півкуля), негативним – вгору (Південна півкуля).

Величини **H, Z, X, Y, D** і **I** мають назву **елементів земного магнетизму** і є координатами кінця вектора **H_T** в різних системах координат: у прямокутній (**X, Y, Z**), циліндровій (**Z, H, D**) і сферичній (**H, D, I**). Між цими елементами існують такі співвідношення:

$$\begin{aligned}
X &= H \cos D; & \operatorname{tg} D &= Y/X; \\
Y &= H \sin D; & T^2 &= H^2 + Z^2; \\
Z &= H \operatorname{tg} I; & T &= H \sec I = Z \operatorname{cosec} I; \\
H^2 &= X^2 + Y^2.
\end{aligned}$$

У системі СІ напруженість геомагнітного поля вимірюється в амперах на метр (А/м). Раніше в практиці вимірювань цього поля вживалася одиниця – ерстед (1 Е = 79,6 А/м). Повний вектор напруженості геомагнітного поля, його складові **H** і **Z** вимірюються в А/м, схил **D** і нахил **I** – в кутових градусах, хвилинах і секундах.

Розподіл основних елементів земного магнетизму по поверхні Землі вивчають на основі магнітних карт, які є сімейством ізоліній, тобто кривих, що з'єднують на карті точки рівних значень того або іншого елемента магнетизму. Оскільки значення цих елементів безперервно змінюються в часі, то складання магнітних карт відносять до середини якого-небудь року (1 липня) і цей момент називають епохою. Зазвичай магнітні карти складають для епох, кратних п'яти рокам, для окремих областей і держав. Магнітна карта всієї Землі має назву «світова карта».

Кожний з елементів магнетизму змінюється в часі. Він не залишається постійним в багаторічному періоді, протягом року, сезону, доби і в коротші проміжки часу. Такі зміни називаються варіаціями елементів земного магнетизму і можуть бути різними. Одні з них мають періодичний характер, що виявляється у короткому інтервалі часу (близько доби), інші – монотонний характер зміни з року в рік, а періодичність простежується лише впродовж декількох сотень років.

Точні відомості про характеристики електричних полів, електричних провідностей повітря, води і твердих речовин, магнітних та інших їх властивостей є необхідними під час вирішення ряду загальнотеоретичних геофізичних і прикладних завдань (пошук корисних копалин на морському шельфі, боротьба з корозією, оцінювання якості води річок і озер та ін.).

Дослідження магнітних аномалій дозволяють визначати глибину, форму і склад гірських порід, що спричиняють аномалії, і виявляти корисні копалини. Досліджуючи магнітні аномалії крупних регіонів і цілих материків (морів і океанів), геофізики проникають в глибокі надра Землі і пізнають особливості їх будови і тектонічну структуру.

На геомагнітне поле також впливають неперіодичні збурення – **магнітні бурі**. Під час таких варіацій магнітна стрілка різко і раптово здригається, якийсь час залишається відносно спокійною, потім починає швидко кидатися з одного боку в інший. Такі різкі коливання стрілки досягають декількох градусів і продовжуються з перервами у декілька годин і навіть добу. Магнітні бурі є дуже складним явищем, в якому поки

що багато неясного. В цей час є ряд гіпотез про механізм їх утворення. Так, вважається, що нейтральний потік сонячних частинок, зустрічаючись з геомагнітним полем, поляризується і утворює електричний струм. Цей потік випробовує опір геомагнітного поля і тому обходить Землю. Під час руху навколо Землі потоку сонячних частинок виникає кільцевий електричний струм, що спричиняє магнітну бурю.

Виявлено кореляцію між змінами в часі магнітного нахилу і частотою серцевого ритму, між почастишанням пульсу і підвищенням артеріального тиску і проявами магнітних бурь, між змінами напруженості геомагнітного поля і посиленням гальмівного процесу в центральній нервовій системі, уповільненням умовних і безумовних рефлексів. Значний зв'язок помічено між магнітною активністю під час магнітних бурь і зменшенням кількості лейкоцитів і тромбоцитів, уповільненням згортання крові та ін. Усі ці і деякі інші подібні факти свідчать про те, що здоров'я людини, його стан і функціональна активність знаходяться в тісній залежності від геомагнітного поля.

1.4 Основні методи геофізичних досліджень

Основними завданнями геофізичних досліджень земної кори є: вивчення складу, будови і стану порід, що складають земну кору, а також їх динаміки, виявлення корисних копалин і вивчення геологічного середовища для промислового і сільськогосподарського освоєння, а також збереження її екологічних функцій як джерела життя на Землі шляхом непрямого вивчення фізичних полів. Формально вони спрямовані на виявлення геологічних об'єктів та оцінювання їх геометрії, а за фізичними властивостями – на визначення їх геологічної природи.

Під час вирішення завдань пошуку та розвідки корисних копалин використовують такі методи геофізичних досліджень: **гравітаційний, магнітний, сейсмічний, електричний, ядерну і свердловинну геофізику, а також геофізичні дослідження свердловин.**

Виявлення геофізичних аномалій є складною математичною і технічною проблемою, оскільки воно проводиться на фоні не завжди однорідного і спокійного нормального поля серед різноманітних перешкод геологічного, природного, техногенного характеру (неоднорідності верхньої частини геологічного середовища, нерівності рельєфу, космічні, атмосферні, кліматичні, промислові та інші), тобто завжди спостерігається інтерференція полів різної природи. При цьому буває як просте накладення (суперпозиція) параметрів полів, так і їх складні, нелінійні взаємодії.

1.4.1 Гравітаційний метод

Гравітаційний метод геофізики (гравіметрія, гравірознавство) оснований на вивченні природного поля сили тяжіння Землі і впливу на нього геологічних об'єктів. Вимірювання елементів цього поля дозволяє свідчити про закономірності розподілу маси щільності земної кулі і про геологічну побудову земної кори.

Наявність поля сили тяжіння обумовлена в основному ньютонівським тяжінням Землею всіх тіл, що мають масу. Оскільки Земля сферично неоднорідна та ще й обертається, то поле сили тяжіння на земній поверхні непостійне. Зміни ці малі і слід мати високочутливі прилади для їх вивчення. Основними вимірюваними параметрами гравітаційного поля є прискорення сили тяжіння і градієнти (зміни прискорення за різними напрямками). Величини параметрів поля сили тяжіння залежать, з одного боку, від причин, обумовлених тяжінням і обертанням Землі (нормального поля), а з іншого боку – від нерівномірності зміни щільності порід, що складають земну кору (аномального поля).

Для здійснення гравірознавства та інтерпретації її результатів необхідно знати щільність гірських порід σ , оскільки це той фізичний параметр, на якому базується гравірознавство. Щільністю (або об'ємною вагою) називається відношення маси m породи до її об'єму V :

$$\sigma = m/V.$$

Зазвичай щільність визначається у зразках, взятих з поверхні рівнин, свердловин і гірських масивів. Найбільш простим способом визначення щільності зразка є зважування зразка у повітрі m і у воді m' , а потім розрахунок σ . На цьому принципі побудовано найбільш поширений і простий прилад для вимірювання щільності – денситометр, що дозволяє визначати σ з точністю до $0,01 \text{ г/см}^3$.

Щільність гірських порід і руд залежить від хіміко-мінералогічного складу, тобто об'ємної щільності твердих зерен, пористості і складу заповнювача пор (води, розчинів, нафти, газу). Щільність вивержених і метаморфічних порід визначається в основному мінералогічним складом і збільшується під час переходу від порід кислих до основних і ультраосновних. В осадових породах щільність визначається перш за все пористістю, водонасиченістю і у меншій мірі складом. Однак вона сильно залежить від консолідації опадів, від їх віку і глибини залягання, із збільшенням яких вона зростає. Щільність різних гірських порід наведено у таблиці 1.6.

За результатами гравіметричних спостережень розраховують аномалії сили тяжіння, які обумовлені щільністю неоднорідностей, а вплив тяжіння всієї Землі і навколишнього рельєфу виключають відніманням нормального поля і введенням редукації. Тому в математичній теорії

гравірозвідки розраховують аномалії під дією тіл простих форм: кулі, горизонтального циліндра, вертикального уступу, вертикального циліндра та інших геометричних тіл.

Таблиця 1.6 – Щільність гірських порід

Гірська порода, корисна копалина	Щільність, г/см ³	Гірська порода, корисна копалина	Щільність, г/см ³
Нафта	0,8 ... 1,0	Граніт	2,4 ... 3,0
Кам'яне вугілля	1,2 ... 1,5	Гнейс	2,4 ... 2,9
Сніг (рихлий) – крига – вода	0,12 ... 0,9 ... 1,0	Габро	2,8 ... 3,1
Ґрунт (рихлий, утрамбований, свіжий)	1,12 ... 2,2	Базальт	2,7 ... 3,3
Пісок (сухий – вологий)	1,4 ... 2,0	Залізо	7,7 ... 7,9
Глина	2,0 ... 2,2	Мідний колчедан	4,1 ... 4,3
Пісковик	1,8 ... 2,8	Магнетит, гематит	4,9 ... 5,2
Вапняк	2,3 ... 3,0	Верхня частина земної кори (середня)	2,67
Кам'яна соль	2,1 ... 2,4	Земля (середня)	5,52

Визначення аномалій сили тяжіння і других похідних потенціалу залежно від тіл відомої форми, глибини залягання, розміру і щільності має назву **прямого завдання гравірозвідки**.

Визначення місцеположення, форми, глибини залягання, розмірів і щільності тіл за відомими аномаліями Δg або других похідних потенціалу сили тяжіння називається **зворотним завданням гравірозвідки**.

Інтерпретацію гравітаційного поля здійснюють якісно і кількісно.

На етапі **якісної інтерпретації** проводять відокремлення аномалій від різних геологічних об'єктів шляхом трансформацій спостережуваного поля за глибиною залягання аномалієвірних об'єктів та їх орієнтуванням. Звичайно трансформація гравітаційного поля зводиться до його усереднювання, аналітичного продовження і обчислення вищих похідних.

На етапі **кількісної інтерпретації** розв'язують пряму (допоміжну) і обернену (основну) задачі (рисунки 1.24): розраховують поля характерних об'єктів із заданими параметрами і порівнюють практичні криві з теоретичними, визначають параметри шуканих аномалієвірних об'єктів, використовуючи особливі точки і форми кривих, пов'язані з визначуваними параметрами простими співвідношеннями.

Від інших методів геофізичних досліджень гравірозвідка відрізняється порівняно великою продуктивністю польових спостережень і можливістю вивчати горизонтальну (латеральну) неоднорідність Землі. Гравірозвідка застосовується для досліджень різних геологічних порід, що залягають на глибині від декількох метрів (наприклад, під час розвідки

околиць гірських вироблень) до 200 км (наприклад, під час вивчення мантії).

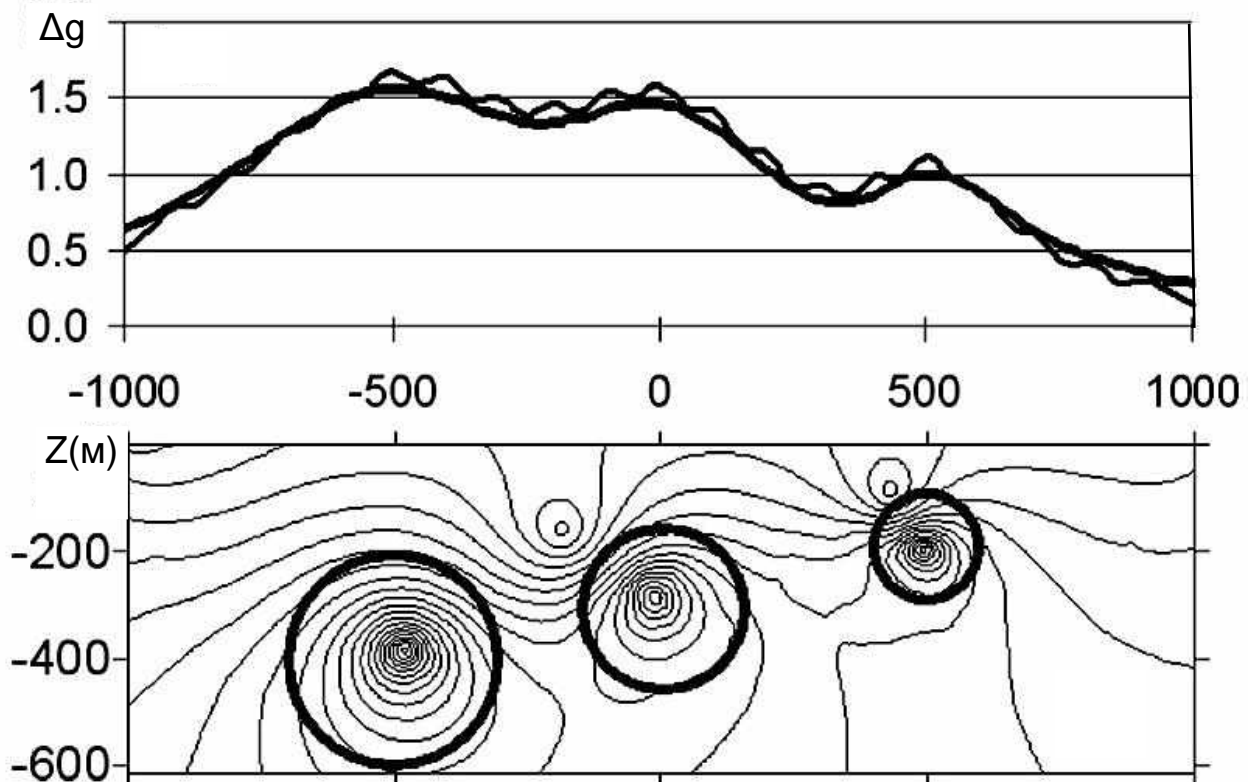


Рисунок 1.24 – Розрахунок гравітаційного поля від трьох куль на глибині 200, 300 і 400 м радіусом 100, 150 і 200 м однакової надмірної щільності

З використанням гравітаційного методу вивчається регіональна глибинна будова земної кори, визначаються платформи, щити та інші великі геологічні об'єкти, здійснюється пошук структур, перспективних щодо нафти і газу, а також пошук і розвідка рудних родовищ – заліза, хрому, міді, нікелю.

Як самостійний метод гравіметрія використовується в інженерній геології і гідрогеології для картирування карсту, регіональних тектонічних зрушень. При вирішенні інших завдань вона використовується як допоміжний метод в комплексі з іншими геофізичними методами.

Присутність води в гірських породах приводить до відповідної зміни щільності геологічного розрізу, що визначає можливості гравіметрії і використовується при гідрогеологічних дослідженнях. Тріщинуватість, навпаки, ущільнює гірські породи. Гравіметрія дозволяє визначати серед осадових гірських порід масивніші скельні утворення, щільніші галечники і конгломерати і тим самим виявляти стародавні вододіли і похоронені долини.

Під час інженерно-геологічних досліджень гравітаційний метод дозволяє виявити зони ущільнення скельних порід, пов'язані з їх

підвищеною тріщинуватістю у розламаних ділянках масиву. Це становить практичний інтерес при проектуванні і будівництві крупних об'єктів – гідротехнічних споруд, атомних електростанцій і т. д.

1.4.2 Магнітний метод

Магнітний метод геофізики (магнітологія, магнітометрія, магніторозвідка) оснований на вивченні особливостей магнітного поля Землі (геомагнітного поля, ГМП), обумовлених відмінностями в магнітних властивостях гірських порід.

Магніторозвідка є найбільш ефективним методом пошуку і розвідки залізородних родовищ. Вона широко застосовується під час геологічного картирування, структурних досліджень, пошуків корисних копалин, вивчення геологічного середовища. Магнітні методи застосовуються не тільки для розвідки, але й для глобальних досліджень геомагнетизму і палеомагнетизму. Глибинність магніторозвідки не перевищує 50 км.

Магнітне поле намагнічує речовини різною мірою, тому їх поділяють на три класи: **діамагнітні, парамагнітні і феромагнітні.**

У діамагнітних речовинах (золоті, сріблі, свинцю, міді, кварцу, нафті, кам'яній солі, мармурі, льоду, графіті та ін.) магнітна сприйнятливості негативна – вони створюють магнітне поле, протилежне полю, що намагнічує.

У парамагнітних речовинах (алюмінії, платині, марганцю та ін.) магнітна сприйнятливості позитивна і є невеликою.

Феромагнітні речовини (залізо, нікель, кобальт та ін.) є сильно магнітними.

Магнітна сприйнятливості того ж самого типу порід може мінатися у широких межах (таблиця 1.7). Її величина залежить від вмісту феромагнітних мінералів.

Таблиця 1.7 – Магнітна сприйнятливості (МС), 10^8 од. СІ гірських порід

Магматична порода	МС	Метаморфічна порода	МС	Осадова порода	МС
Граніт	0 ... 20	Кварцит	0 ... 3	Пісок	0,02 ... 2,8
Габро	0 ... 60	Сланець	0,5 ... 5	Глина	0,02 ... 3,5
Базальт	1,2 ... 80	Мармур	-0,02 ... 0,05	Крейда	0,02 ... 0,1

З даних таблиці 1.7 видно, що максимальними значеннями магнітної сприйнятливості характеризуються магматичні породи, зниженими – осадові породи (при утворенні яких зазвичай відбувається винесення феромагнітних

мінералів). Декілька підвищеною магнітністю характеризуються глини (адсорбуючі магнітні мінерали). Проміжне положення стосовно магнітності займають метаморфічні породи.

Прилади, якими вимірюють елементи геомагнітного поля, називаються магнітометрами. Залежно від конструкції і принципу вимірювання їх поділяють на **оптико-механічні** (за відхиленням магнітної стрілки), **ферозондові** (за зміною вихрового магнітного поля), **протонні** (за швидкістю обертання атомного ядра) і **квантові** (за частотою, що відповідає зміні енергетичного рівня атома). Сучасна апаратура забезпечує точність вимірювань магнітного поля до десятих часток наноТесла (нТл).

Існують прилади для наземної (пішохідної і автомобільної) і морської зйомки, а також дистанційної (аеро- і космічної) зйомки. Побудовані за результатами зйомки графіки і карти магнітних аномалій аналізують з метою геологічного оцінювання отриманих матеріалів, встановлення зв'язку досліджуваних аномалій з будовою земної кори.

На етапі якісної інтерпретації здійснюють аналіз структури поля, що досліджується (встановлення і класифікацію аномалій та орієнтовне визначення їх джерел), його трансформацію (перерахунок вниз, вгору і в похідні з метою визначення особливостей, що цікавлять), отримані результати порівнюють з даними інших геофізичних методів. Формальна схожість потенційних полів дозволяє використовувати при цьому алгоритми інтерпретації гравітаційного методу.

На етапі кількісної інтерпретації аналітично розв'язують пряму і обернену задачі стосовно тіл правильної форми (рисунок 1.25), використовуючи наявну інформацію про тип аномалієтворного об'єкта і особливості його намагнічування. Під час кількісної інтерпретації обчислюють глибину до джерела аномалії (верхню, нижню кромки або центр) і визначають його розміри і параметри намагнічування за характерними формами і точками теоретичних кривих.

З використанням магнітометричного методу здійснюється пошук і розвідка рудних родовищ (заліза, хрому, міді та ін.), алмазів (більшості кімберлітових трубок слабомагнітних), вивчається будова кристалічного фундаменту в межах платформ (масиви основного складу вирізняються підвищеним магнітним полем), а також досліджуються контакти магматичних і осадових порід (осадові породи найменш магнітні, а інтрузивні – найбільш магнітні) та зон тектонічних розломів.

Залізородні родовища вирізняються дуже інтенсивними аномаліями (сотнями і тисячами нТл). Деталізація аномалій проводиться наземною зйомкою. При цьому ведеться не тільки якісна, але й кількісна інтерпретація, тобто оцінюється глибина залягання магнітних мас, протяжність, падіння, розміри залізозмісних пластів, а іноді за інтенсивністю намагнічування навіть якість руди. Найбільш сприятливі для розвідки магнетитові руди, менш інтенсивними аномаліями вирізняються

гематитові родовища. Менш ефективною є магніторозвідка при пошуках родовищ поліметалів, бокситів, апатиту, вугілля і деяких інших корисних копалин.

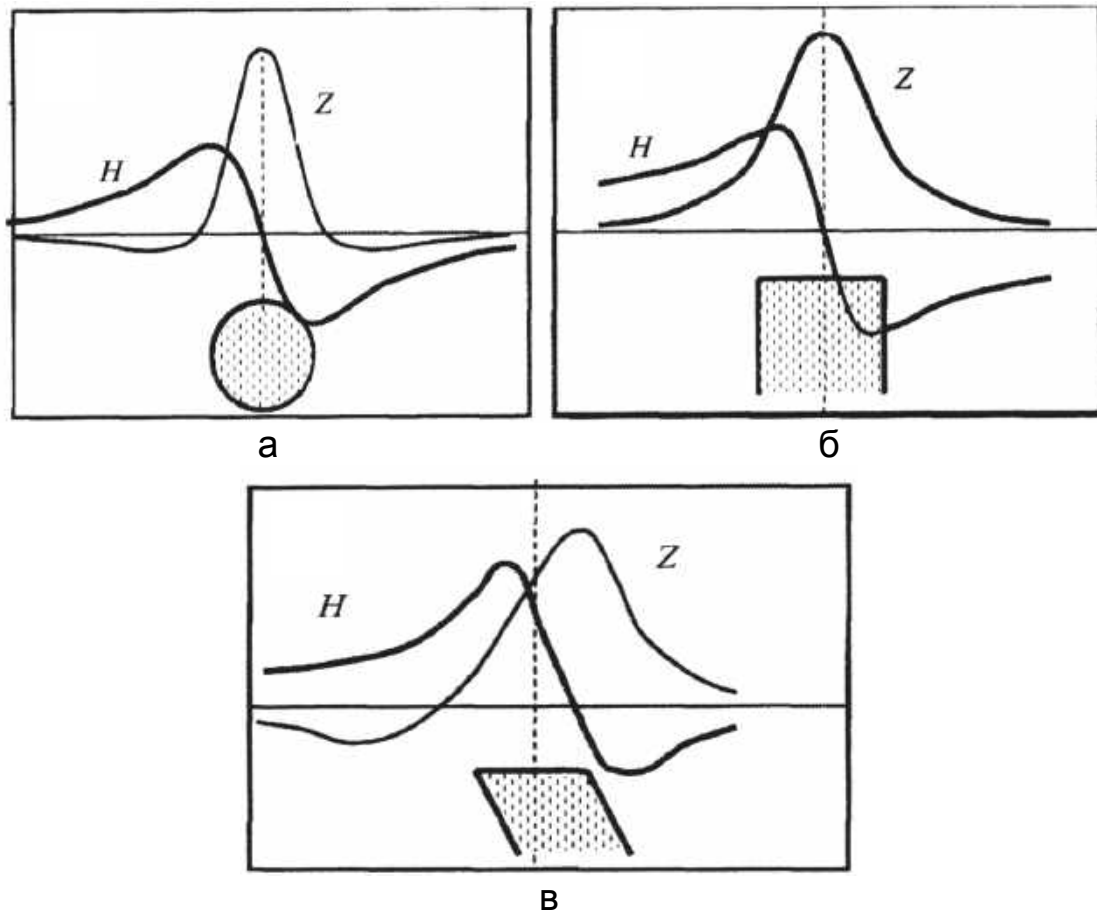


Рисунок 1.25 – Графіки магнітних аномалій для тіл правильної форми: шару (а), вертикального циліндра (б), паралелепіпеда (в)

При гідрогеологічних та інженерно-геологічних дослідженнях магнітометрія застосовується для вивчення геолого-тектонічної будови територій, картирування зон тектонічних зрушень, пошуків карсту, визначення напрямку трещуватості, вивчення будови обвальних масивів і картирування стародавніх похоронених долин. Оскільки ці об'єкти слабомагнітні, то їх дослідження виконуються великомасштабною високоточною магнітною зйомкою.

1.4.3 Сейсмічний метод

Сейсмічний метод геофізики (сейсмометод, сейсмологія, сейсморозвідка або сейсмометрія) оснований на вивченні виникнення і поширення пружних хвиль в Землі, що дозволяє оцінити глибинний розподіл шарів Землі і гірських порід літосфери, які розрізняються пружними властивостями.

Гірські породи розрізняються за пружними властивостями і тому в них швидкості поширення пружних хвиль є різними. На межах шарів, де швидкості міняються, можуть утворитися відбиті, заломлені, рефраговані, дифраговані та інші хвилі, які реєструють на земній поверхні. Можна одержати інформацію про швидкісний розріз і, використавши його, дослідити геологічну будову.

Методика сейсмозв'язки основана на вивченні кінематики хвиль або часу пробігу різних хвиль від пункту їх збудження до сейсмоприймачів, що уловлюють швидкості зсуву ґрунту, їх динаміку або інтенсивності хвиль. На сейсмічних станціях електричні коливання, одержані сейсмоприймачами під дією слабких коливань ґрунту, посилюються і автоматично реєструються на сейсмограмах або магнітограмах. Інтерпретуючи дані коливань, можна визначати глибини залягання сейсмогеологічних меж, їх падіння, протяжність, швидкості хвиль, а використовуючи геологічні дані, встановлювати геологічну природу виявлених меж.

У сейсмометоді використовують хвилі з частотами від 2 до 200 ... 500 Гц. Підвищення частоти пружних коливань дозволяє одержати більшу детальність дослідження, пониження частоти забезпечує більшу глибинність досліджень, але знижує їх детальність.

Швидкість поширення пружної хвилі практично не залежить від частоти коливань, а визначається типом мінералів, пористістю, вологістю і будовою породи. Її величина зростає від наявності рихлих осадових порід до монолітних і далі до кислих магматичних, метаморфічних і основних магматичних порід (таблиця 1.8).

Таблиця 1.8 – Швидкість пружних хвиль у гірських породах

Речовина	Швидкість хвиль, км/с		Речовина	Швидкість хвиль, км/с	
	Подовжня	Поперечна		Подовжня	Поперечна
Повітря	0,33	-	Крейда	1,8 ... 3,5	0,7 ... 1,8
Вода	1,4 ... 1,6	-	Вапняк	2,5 ... 6,0	1,2 ... 3,5
Крига	3,1 ... 4,2	1,6 ... 2,1	Кам'яна сіль	4,2 ... 5,5	2,1 ... 3,0
Пісок	0,1 ... 1,8	0,1 ... 0,5	Граніт	4,0 ... 5,7	1,8 ... 3,5
Глина	1,2 ... 2,5	0,1 ... 0,8	Базальт	4,5 ... 6,8	2,4 ... 3,8
Пісковик	1,8 ... 4,0	0,7 ... 2,1	Габро	6,0 ... 7,0	3,2 ... 3,7

З таблиці 1.8 видно, що найменші подовжні швидкості мають вода, рихлі сухі піски, глини. Великі швидкості поширення хвиль – у скельних осадових породах (крейді, вапняках, солі та ін.), а найбільші швидкості – у вивержених і метаморфічних породах. Швидкості поширення поперечних хвиль V_s менші, ніж швидкості подовжніх хвиль V_p . Відношення V_p/V_s міняється для різних порід: від 1,3 – 1,6 (для високопористих газонасичених), 1,5 – 2,0 (для зцементованих скельних або

водонафтонасичених) до 2,0 – 3,0 (для рихлих, погано зцементованих порід – пісків, глин).

У сейсморозвідці розрізняють два основних методи: **метод відбитих хвиль (МВХ)** і **метод заломлених хвиль (МЗХ)**. Метод відбитих хвиль застосовується в основному для вивчення структур і розрізнення розрізів осадових порід. Це основний метод пошуків і розвідки нафтогазоносних структур. Метод заломлених хвиль частіше застосовується під час глибинних сейсмічних досліджень, визначення глибини і рельєфу кристалічного фундаменту, вивчення родовищ рудних копалин.

Розв'язання складних задач, пов'язаних з високоточним визначенням геометрії геологічного розрізу (помилки менше 1%), стало можливим завдяки використанню трудомістких систем збудження і спостереження, що забезпечує одночасне, іноді багатократне отримання інформації з великих площ та її цифрове оброблення на ПЕОМ. Це дозволяє виділяти корисні, одноразово відбиті або заломлені хвилі серед безлічі хвиль-перешкод.

Відбиті і заломлені сейсмохвилі (рисунок 1.26) сприймаються на поверхні Землі сейсмоприймачами і реєструються у формі цифрової або аналогової сейсмограми (рисунок 1.27). Знаючи момент збудження сейсмохвиль на передавачі хвилі і момент появи на сейсмограмі хвилі, що вивчається, знаходять час, за який хвиля пройшла шлях від передавача до приймача.

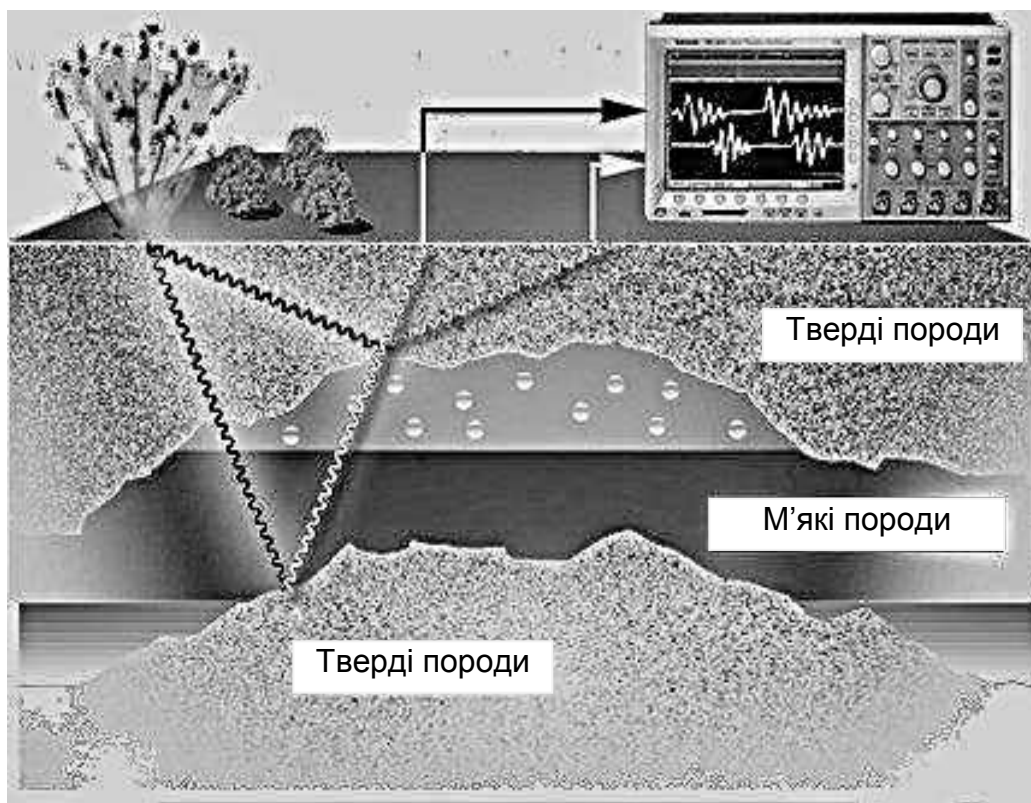


Рисунок 1.26 – Сейсмічний метод

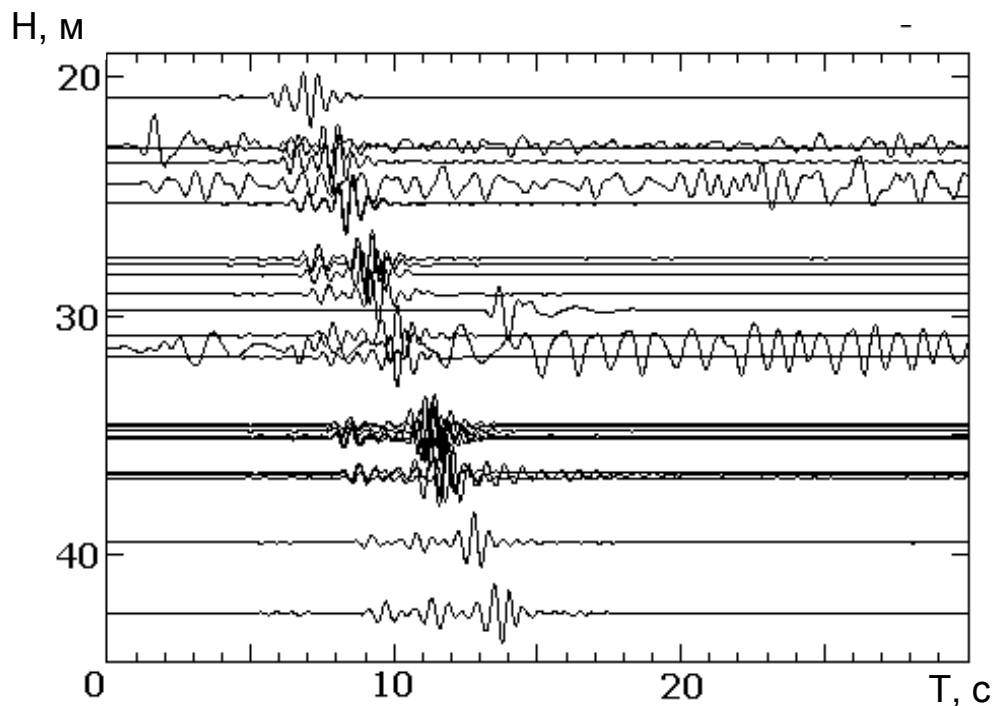


Рисунок 1.27 – Типова сейсмограма

Зазвичай використовують двадцять чотири і більше сейсмоприймачів, що встановлюють з певним інтервалом на профілі досліджень, і проводять одночасну реєстрацію сигналів, що дозволяє впевнено виділяти і стежити за профілем сейсмохвилі, що вивчається, за допомогою характерних кінематичних особливостей. За даними цих спостережень будують криві залежності часу пробігу хвилі, що вивчається, від відстані між передавачами і приймачами – практичними годографами.

Інтерпретація у сейсмометоді (розв'язання оберненої задачі) здійснюється за характерними елементами практичних годографів або методом інтенсивності. Практичними годографами з використанням аналітичних залежностей, отриманих при розв'язанні прямої задачі (побудові теоретичних годографів), визначають геометричні параметри швидкісних меж і швидкості пластів.

Для визначення глибини відбиваючої межі, крім часу пробігу відбитої хвилі, необхідно знати швидкість поширення цієї хвилі у відкладеннях, які перекривають відбиваючу межу. Її визначають спеціальними дослідженнями або за отриманим годографом. Ототожнення фаз і визначення координат джерела виконується за допомогою набору стандартних таблиць (годографів), що задають час пробігу хвилі як функцію відстані і глибини джерела.

Кінцевим результатом, одержаним за сейсмометодом, є побудова сейсмоперерізу і структурної карти ізогіпсів поверхні швидкісної межі, що вивчається.

Сейсморозвідка є основним і у багатьох випадках найточнішим (хоч найдорожчим і трудомістким) методом геофізичних досліджень з

глибинністю досліджень від декількох метрів (вивчення фізико-механічних властивостей порід) до декількох десятків і навіть сотень кілометрів (вивчення земної кори і верхньої мантії). Однак головне призначення сейсморозвідки – пошук і розвідка нафти і газу.

1.4.4 Електричний метод

Електричний метод геофізики (електророзвідка, електрометрія) оснований на вивченні явищ, пов'язаних з виникненням і особливостями поширення в земній корі електромагнітного поля. Можливість використання цього методу при дослідженні земної кори обумовлена тим, що гірські породи мають різну здатність створювати і змінювати електромагнітне поле.

Основним фізичним параметром, що характеризує електричні властивості гірських порід, є питомий електричний опір (ПЕО). За одиницю вимірювання ПЕО в Міжнародній системі одиниць СІ прийнято 1 Ом·м, що дорівнює опору в Омах зразка гірської породи у формі куба з ребром 1 м під час пропускання струму між його протилежними гранями. Питомий електричний опір мінералів міняється від тисячних часток Ом·м у самородних металах до декількох мільярдів Ом·м у мінералах-ізоляторах (слюді, кварці та ін.). Таким чином, ПЕО змінюється за величиною більш ніж на 10 порядків (таблиця 1.9) і є однією із самих інформативних фізичних властивостей при вивченні земних надр.

Таблиця 1.9 – Питомий електричний опір гірських порід

Речовина	ПЕО, Ом·м	Речовина	ПЕО, Ом·м
Сульфід	$10^{-5} \dots 10^{-2}$	Глина	$10^0 \dots 10^2$
Графіт	$10^{-4} \dots 10^{-2}$	Пісок	$10^0 \dots 10^6$
Вода	$10^{-3} \dots 10^2$	Пісковик	$10^1 \dots 10^3$
Калійна сіль	$10^2 \dots 10^5$	Вапняк	$10^2 \dots 10^5$
Нафта	$10^9 \dots 10^{14}$	Кам'яне вугілля	$10^{-2} \dots 10^4$
Кварц	$10^{12} \dots 10^{14}$	Граніт	$10^2 \dots 10^4$

Питомий електричний опір гірських порід залежить від опору типу мінералів, пористості, вологості, мінералізації води, що заповнює пори, і будови породи. Кристалічні вивержені і метаморфічні породи мають високий ПЕО, а більшість осадових гірських порід, за винятком вапняків, доломіту і мрамурів – значно нижче. Питомий електричний опір природних вод зменшується із збільшенням їх мінералізації. Тріщини в гірських породах звичайно заповнені розсолами, тому розривні тектонічні зрушення характеризуються пониженням ПЕО. Лід є ізолятором, тому при замерзанні гірських порід їх питомий електричний опір зростає стрибком.

За характером часової залежності збуреного електромагнітного поля електричні методи поділяються на методи постійного (метод опору) і змінного (метод електромагнітної індукції) струмів, за джерелами електромагнітного поля – на методи зі штучними і природними полями (метод природного електричного поля (ЕП), метод викликаного поляризації (ВП)). За характером вирішуваних геологічних завдань – на структурні, рудні та інженерно-гідрогеологічні.

Метод опору (рисунок 1.28) ґрунтується на пропусканні через гірські породи 5 постійного або низькочастотного електричного струму фіксованої величини через два електроди 4 (живильних) і одночасному вимірюванні різниці потенціалів між двома іншими електродами 3 (вимірювальні). Як джерела струму використовують електричні батареї, акумулятори або генератори. Різницю потенціалів вимірюють компенсаційним способом з використанням стрілкового або цифрового пристрою 2.

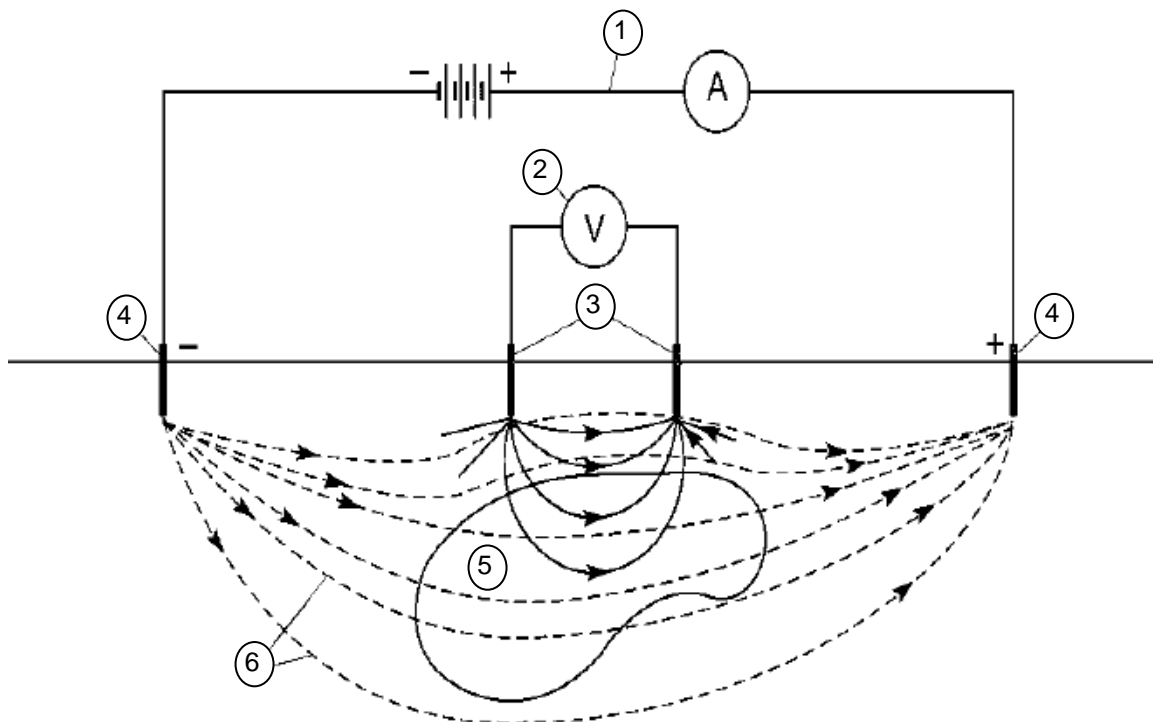


Рисунок 1.28 – Принципова схема електророзвідки методом опору:
 1 – живильна лінія; 2 – вимірювальна лінія; 3 – вимірювальні електроди заземлення; 4 – живильні електроди заземлення; 5 – область дослідження; 6 – лінії струму

За даними вимірювань обчислюють опір, Ом·м:

$$\rho = K \cdot \Delta U / I,$$

де I – величина електричного струму; ΔU – вимірювальна різниця потенціалів; K – коефіцієнт установки, величина якого залежить від взаємного розташування живильних і вимірювальних електродів. Цей

коефіцієнт є необхідним для того, щоб можна було порівнювати результати вимірювань установками різного розміру.

Величину визначеного опору відносять до середини (центру) вимірювальної установки.

Дослідження надр **методом електромагнітної індукції** передбачає створення електромагнітного поля внаслідок появи ефекту магнітної індукції під впливом змінного електричного або магнітного поля. За наявності інформації про параметри джерела поля оператор може виміряти магнітні та електричні складові індукованого поля і, отже, відновити параметри середовища їх виникнення.

Специфіка електромагнітної індукції дозволяє вибірково виявляти зони високої електропровідності або магнітної сприйнятливості, якими звичайно є рудні родовища.

Метод електромагнітної індукції дає також можливість зондувати геоелектричний розріз в одній точці без зміни взаємного розташування вимірювальних і живильних ліній шляхом зміни частоти використовуваного електромагнітного поля. Довгоперіодні коливання проникають на значну глибину і передають інформацію про глибинну будову регіону, а короткоперіодні характеризують верхні частини геологічного розрізу.

Схеми виникнення електричного поля, що використовуються в методі на основі природного електричного поля (ЕП) і методі спричиненої поляризації (СП), показано на рисунку 1.29.

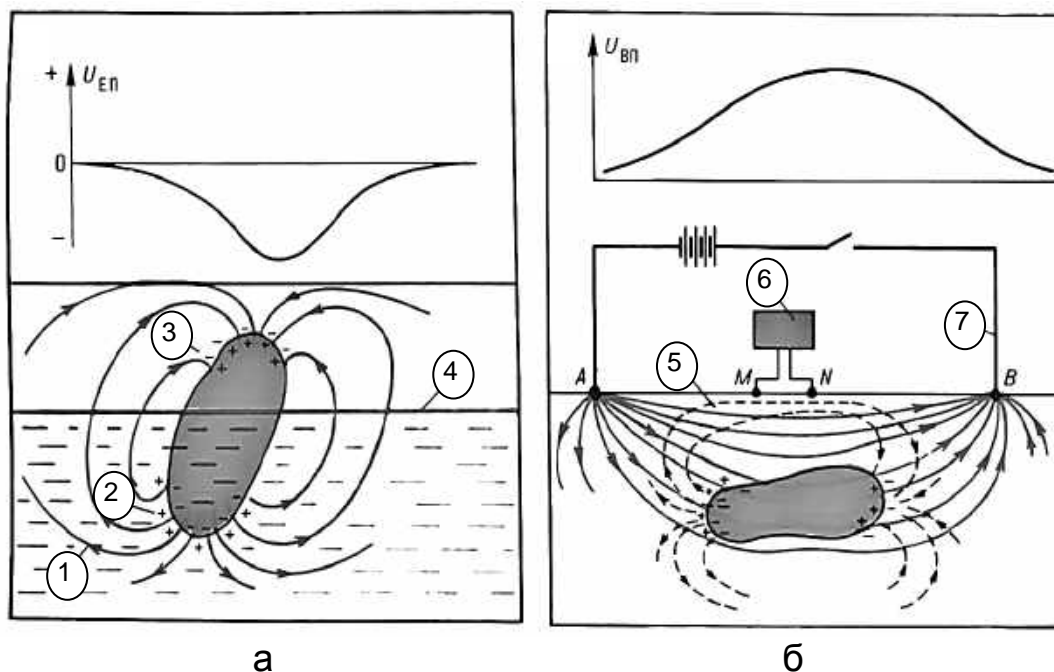


Рисунок 1.29 – Схема виникнення електричного поля, що використовуються в методі на основі природного ЕП (а) і методі спричиненої поляризації (б): 1 – струмові лінії первинного поля; 2 – зона відновлення; 3 – зона окислення; 4 – рівень ґрунтових вод; 5 – струмові лінії вторинного поля; 6 – вимірювальна лінія; 7 – живильна лінія

За допомогою **методу на основі природного електричного поля** вивчають природне електричне поле, що виникає під час природної поляризації геологічних утворень і пов'язане з електрохімічними процесами на контактах рудних покладів з електронно-провідних мінералів і гірських порід (рисунок 1.29, а), а також з електрокінетичними процесами, що супроводжують фільтрацію підземних вод через пори гірських порід. Вимірюють потенціал цього поля або його градієнт на поверхні Землі, в свердловинах і гірських виробленнях, що дозволяє виявляти місцеположення корисних копалин, що залягають на глибині до декількох десятків метрів, і досліджувати процеси фільтрації підземних вод у приповерхневих горизонтах.

Метод спричиненої поляризації оснований на вивченні електричних полів, що створюються штучно поляризованими геологічними утвореннями. Поляризація створюється постійним або імпульсним струмом, що пропускається в Землю через живильні електроди (заземлення), підключені до батареї або генератора (рисунок 1.29, б). Процес поляризації полягає в перерозподілі зарядів, що завжди існують на поверхнях розділу між розчинами і мінеральним скелетом гірських порід або електронно-провідними мінералами. Під впливом поляризуючого поля первинно-рівноважний стан зарядів порушується і вони стають джерелами вторинного поля. Це поле вимірюється після виключення поляризуючого струму. За величиною поля СП роблять висновок про характер геологічної будови досліджуваної площі і наявність в її межах корисних копалин на глибині до декількох сотень метрів.

З використанням електричного магнітометричного методу проводяться інженерно-геологічні і гідрогеологічні дослідження, здійснюється пошук рудних і нерудних твердих корисних копалин, а також здійснюються регіональні дослідження, пошук і вивчення локальних структур на великій глибині.

1.4.5 Ядерна геофізика

Ядерна геофізика (ЯГФ) – це метод оснований на відмінності ядерно-фізичних властивостей гірських порід і руд, що забезпечує отримання геологічної інформації шляхом вивчення полів радіоактивних випромінювань у гірських породах. За походженням полів, що вивчаються, в ЯГФ виділяють георадіометрію (радіометрію), яка вивчає радіоактивні випромінювання природного походження, і ядерну геофізику, яка досліджує радіоактивні випромінювання штучного походження.

Методи ЯГФ застосовують для дослідження поверхні Землі, дна морів, гірських вироблень, геологічного розрізу свердловин, зразків гірських порід і, відповідно, поділяють на повітряні, польові, підводні і підземні, лабораторні; найчастіше використовують свердловинні методи.

Апаратура ЯГФ (рисунок 1.30) – радіометри (вимірюють щільність потоку іонізуючого випромінювання) і радіоспектрометри (визначають енергетичні спектри іонізуючого випромінювання).

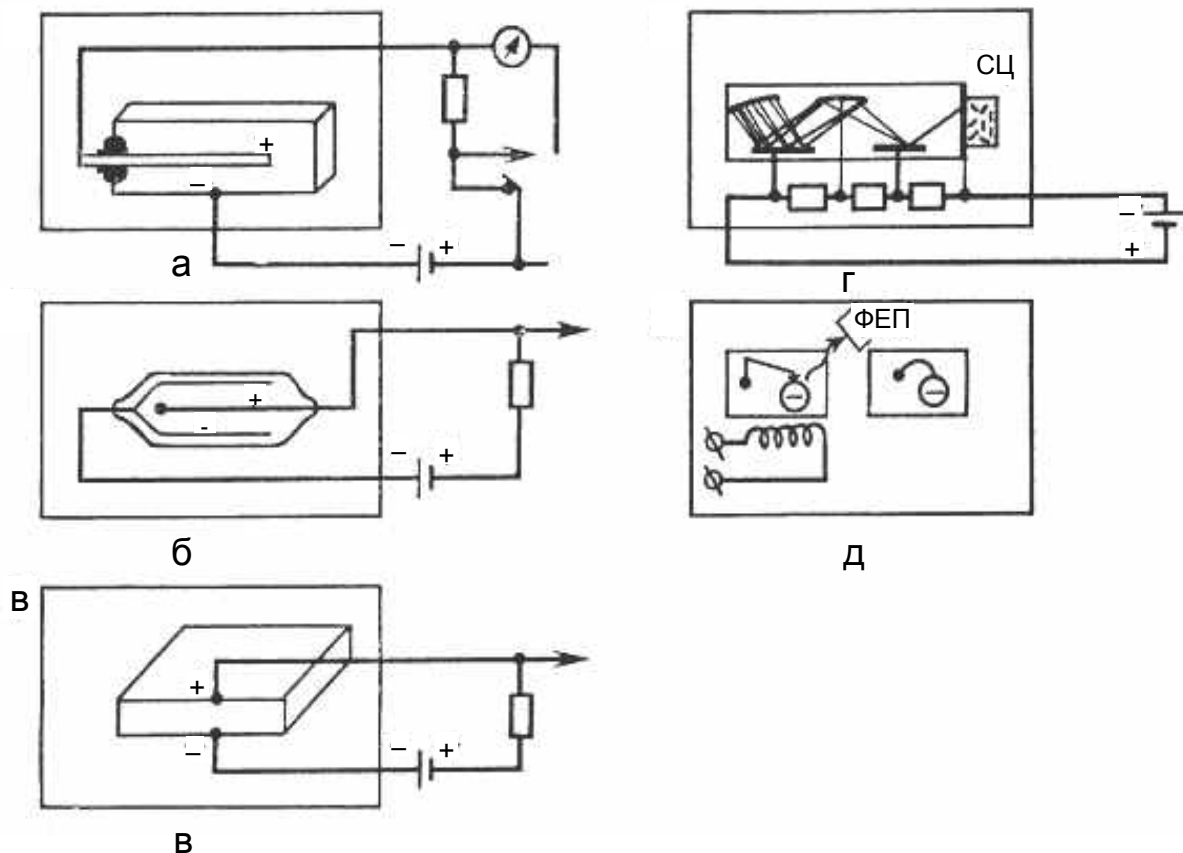


Рисунок 1.30 – Схеми чутливих елементів (детекторів) для приладів, що використовуються під час ядерно-геофізичних спостережень: іонізаційна камера (а); лічильник Гейгера – Мюллера (б); напівпровідниковий кристал (в); сцинтиляційний лічильник, СЦ – сцинтилятор (г); термолюмінесцентний кристал, ФЕП – фотоелектронний помножувач (д)

В іонізаційній камері (рисунок 1.30, а) знаходяться газ і два електроди, до яких підводять напругу в декілька сотень Вольт. Під дією альфа-, бета-променів або вторинних заряджених частинок, що виникають при поглинанні нейтронів, газ іонізується, а вільні електрони, що виходять, та іони рухаються до електродів. У результаті в ланцюзі виникає струм. Вимірюючи його або різницю потенціалів, можна визначити інтенсивність випромінювань, що спричиняють іонізацію.

У лічильниках Гейгера – Мюллера (газорозрядних) (рисунок 1.30, б) в балоні під зниженим тиском знаходиться інертний газ (зазвичай аргон для вимірювання гамма-променів або гелій для визначення потоку нейтронів) і два електроди під високою напругою (до 1000 В). При появі хоч би однієї пари іонів виникає короткий розряд. При опромінюванні балона гамма-

квантами виникають вторинні заряджені частинки (іони та електрони) і в ньому спостерігаються розряди у вигляді імпульсів струму, які можна зафіксувати.

Напівпровідниковий детектор (рисунок 1.30, в) – твердотільний аналог іонізаційної камери. Іонізуючі частинки, що виникають при опромінюванні детектора, створюють у напівпровіднику електронно-діркові пари, що при дії електричної напруги приводить до виникнення струму.

Сцинтиляційний лічильник (рисунок 1.30, г) складається із сцинтилятора (СЦ) (неорганічних або органічних кристалів, рідких і газоподібних), здатного під дією гамма-квантів випускати спалахи світла. Кванти світла, потрапляючи на фотокатод фотопомножувача, вибивають з нього електрони. Внаслідок вторинної емісії і наявності низки електродів, що знаходяться під великою напругою, у фотопомножувачі виникає лавиноподібний потік електронів, що збільшується. В результаті на аноді збирається в $10^5 - 10^{10}$ разів більше електронів, чим було вибито з фотокатода, а в ланцюзі виникає електричний струм.

Термолюмінесцентний кристал (рисунок 1.30, д) має здатність під дією іонізації створювати вільні електрони, які накопичуються в процесі появи дефектів кристалічної решітки кристала і можуть довго зберігатися. Такий кристал випускатиме світло, і на виході фотопомножувача виникне електричний струм, пропорційний прийнятій раніше дозі опромінювання.

Радіометрія вивчає гамма-, альфа- і космічне випромінювання в гірських породах.

Гамма-метод оснований на вимірюванні гамма-випромінювання природних радіоактивних ізотопів, що містяться в гірських породах. Використовується для визначення вмісту радіоактивних елементів, літологічного складу гірських порід, їх глинистості (глиниста фракція унаслідок значної питомої поверхні має підвищений вміст адсорбованих радіоактивних елементів).

У процесі гамма-зйомки здійснюється реєстрація гамма-випромінювання поблизу поверхні Землі з метою пошуку і розвідки родовищ урану, торію, калію і парагенетично пов'язаних з ними рудних корисних копалин, нафти і газу. Вони характеризуються зниженим рівнем гамма-випромінювання, а під час геологічного картирування – визначення меж інтрузій, розламаних і тріщинуватих зон – характеризуються підвищеним рівнем гамма-випромінювання.

Радіоактивність гірських порід і руд тим вище, чим більше концентрація в них природних радіоактивних елементів сімейств урану, торію, а також калію-40. За радіоактивністю (радіологічними властивостями) мінерали поділяють на чотири групи:

1. Найбільшу радіоактивність мають мінерали урану (первинні – ураніт, настуран, вторинні – карбонати, фосфати, сульфати уранілу та ін.), торію (торіаніт, торит, монацит та ін.), а також елементи групи урану, торію та інші, що знаходяться в розсіяному стані.

2. Високою радіоактивністю характеризуються широко використовувані мінерали, що містять калій-40 (польові шпати, калійні солі).

3. Середню радіоактивність мають такі мінерали, як магнетит, лимоніт, сульфіди та ін.

4. Низьку радіоактивність мають кварц, кальцит, гіпс, кам'яна сіль та ін. У цій класифікації радіоактивність сусідніх груп зростає приблизно на порядок.

Під час виконання еманацийної зйомки вимірюється інтенсивність альфа-випромінювання у підґрунтовому повітрі, що дозволяє визначити розподіл у геологічному середовищі радіоактивних газів (в основному радону), які виникають під час розпаду урану і торію, що містяться в корінних породах. Еманацийна зйомка застосовується для виявлення родовищ урану, зон тектонічних порушень, при вивченні геодинамічних процесів, в екології.

В **ядерній геофізиці** вивчають викликану (наведену) радіоактивність гірських порід, для цього їх опромінюють гамма- або нейтронним випромінюванням різної енергії, виникаючі при цьому штучні (наведені) поля характеризують хімічний елементний склад і фізичні властивості порід. Існує багато методів наведеної радіоактивності, в їх назвах на першому місці ставлять вид випромінюваного поля, а на другому – вид реєстрованого поля (наприклад, гамма-гамма метод або гамма-нейтронний метод).

Більшість методів ЯГФ вирізняються малою глибинністю (до перших десятків сантиметрів), але внаслідок утворення продуктами радіоактивного розпаду великих ореолів розсіяння вдається вивчати і крупні геологічні об'єкти. Методи ЯГФ часто застосовують за заданою мережею пунктів вимірювання – у формі польових зйомок.

1.4.7 Свердловинна геофізика і геофізичні дослідження свердловин

Наявність свердловин або інших гірських вироблень на досліджуваній ділянці надає унікальну можливість доступу геофізичних зондів до гірських порід безпосередньо в масиві. Це дозволяє використовувати свердловину не тільки як додаткову розвідувальну лінію, але й вимірювати в свердловині геофізичні параметри гірських порід (рисунок 1.31).

Геофізичні дослідження з використанням свердловин поділяють на свердловинну геофізику і геофізичні дослідження свердловин (ГДС або каротаж).

У свердловинній геофізиці вивчають гірські породи у близькосвердловинному і міжсвердловинному просторі (подалі від

свердловини), в каротажі – безпосередньо прилеглі до стовбура свердловини (вздовж свердловини).

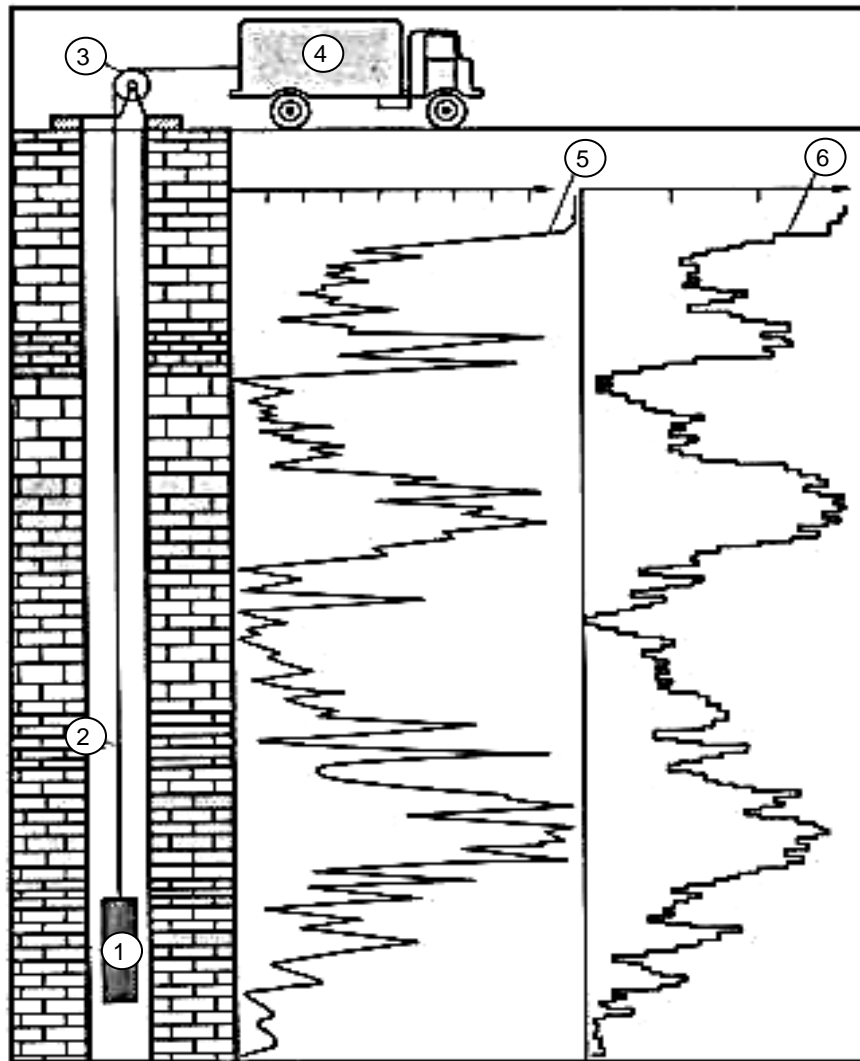


Рисунок 1.31 – Схема проведення геофізичних досліджень у свердловині:
1 – свердловинний прилад; 2 – кабель; 3 – блок-баланс; 4 – каротажна лабораторія; 5 – крива діелектричного каротажу, що характеризує зміну фази електромагнітного поля; 6 – крива акустичного каротажу, що характеризує зміну коефіцієнта пористості

Свердловинна геофізика застосовується в декількох варіантах:

- односвердловинному – зондується близькосвердловинний простір при розташуванні джерела і приймача в одній свердловині на великій відстані;

- «свердловина-поверхня («свердловина-виробка»)» – джерело знаходиться в свердловині, приймач – на поверхні (у виробці) або навпаки;

- міжсвердловинному – джерело і приймач знаходяться в різних свердловинах.

Варіанти, що здійснюються з використанням гірських виробок, називають також «підземною геофізикою».

Найчастіше застосовуються наведені нижче методи свердловинної геофізики.

Метод зарядженого тіла полягає в гальванічному (електродному) пропусканні електричного струму в масив у заданому просторі свердловини. Електричний струм концентрується у напрямі витягнутості зони зниженого електричного опору. Вимірюють електричний потенціал або компоненти магнітного поля на земній поверхні, в сусідніх свердловинах або на осі зарядної свердловини. Існують рудний і гідрогеологічні варіанти методу зарядженого тіла (визначення основної частини рудного тіла і визначення напрямку і дійсної швидкості підземних вод).

Методи просвічування – міжсвердловинні і комбіновані («свердловина-виробка», «свердловина-поверхня»).

Радіохвильове просвічування – випромінюючу і приймальну радіоантени розташовують у сусідніх свердловинах. При цьому зони зниженого електричного опору (рудні скупчення, водонаповнені зони тріщинуватості) поглинають радіохвилі і виявляються за своєю «радіотінню».

Просвічування на постійному струмі аналогічно радіохвильовому просвічуванню, але з електродами замість антен.

Сейсмоакустичне просвічування аналогічно радіохвильовому просвічуванню з сейсмоакустичними випромінювачем і приймачем замість антен. Реєструють час проходження пружних коливань (для визначення їх швидкості) і амплітуду (для визначення їх загасання). Виявляють «сліпі» рудні скупчення, подані рихлим залізняком, закарстовані і тріщинуваті зони, порожнини.

Мюонний метод – реєстрування загасання природного космічного випромінювання в гірському масиві (поглинається масою, щільністю речовини), виявлення зон ущільнення гірського масиву.

Геофізичні дослідження свердловин (ГДС), або каротаж (з фр. «відбір керна») здійснюються для вивчення фізичних властивостей гірських порід, розкритих бурінням, а також технічного стану свердловини.

На відміну від методів наземної або свердловинної геофізики ГДС спрямовані не на глибинність або дальність, а на роздільну здатність досліджень. Тому в ГДС застосовуються в основному ті ж методи, що і в наземній геофізиці, але модифікації істотно відрізняються.

ГДС мають велике допоміжне значення як засіб інтерполяції властивостей, вивчених на керованому матеріалі, але також і важливе самостійне значення – фізичні властивості гірських порід у процесі ГДС визначаються краще у місці їх залягання в природних умовах у значних об'ємах. Тому ГДС відіграють роль опорного методу порівняно з наземними геофізичними методами.

При каротажі за допомогою приладів, що спускаються в свердловину на каротажному кабелі, вимірюються геофізичні характеристики, залежні

від одної або сукупності фізичних властивостей гірських порід та їх розташування в розрізі свердловини. У свердловинні прилади входять каротажні зонди – пристрої, що містять формувачі і приймачі сигналів спостережуваного поля по кабелю безперервно або дискретно на поверхню і реєструються наземною апаратурою у вигляді кривих (див. рисунок 1.31) або масивів цифрових даних.

Основними методами каротажу є: електричний, термічний, ядерно-фізичний, акустичний, інклінометрія, кавернометрія, фото- і відео. У нафтогазовій галузі застосовується газовий каротаж і раціональний комплекс каротажу (промислова геофізика).

Геофізичні дослідження на практиці здійснюються переважно однометодними геофізичними партіями, в яких завдяки вузькій спеціалізації досягається істотне підвищення продуктивності та якості робіт, вдосконалення апаратури і методики, ефективно впровадження нової техніки. Однак окремий геофізичний метод дозволяє одержати інформацію про об'єкт, що вивчається, тільки в межах відповідного йому набору фізичних параметрів і тому відображає лише частину аспектів складної геологічної обстановки. Ефективне вирішення поставлених задач може бути досягнуто лише раціональним сумісним використанням декількох геофізичних методів, тобто комплексністю геофізичних методів.

Під час проведення **комплексних геофізичних досліджень** спочатку виконують в необхідному обсязі дослідження та інтерпретацію відповідно до кожного окремого методу, а потім – доповнення і уточнення відповідно до кожного методу з урахуванням даних, отриманих при використанні інших методів комплексу. Часто геофізичні результати мають імовірнісний характер, в цих випадках достовірність висновків істотно підвищується із залученням даних, одержаних за допомогою інших геофізичних методів.

Комплексність геофізичних методів дозволяє точніше визначити особливості геологічної обстановки, а також істотно підвищити ефективність використання самих геофізичних методів.

Запитання для самоперевірки

1. Що є предметом вивчення геофізики, метою і основними завданнями геофізичних досліджень ?
2. Яку форму має Земля, які чинники впливають на її форму ?
3. Як змінюються щільність, сила тяжіння і тиск усередині Землі ?
4. Які параметри характеризують механічні властивості Землі ?
5. Які існують методи визначення віку Землі ?
6. Які існують типи сейсмічних хвиль і як вони розрізняються ?
7. Як застосовуються сейсмічні хвилі для дослідження внутрішньої будови Землі ?
8. Які структуру і розміри мають земна кора, мантія і ядро ?

9. Як змінюються швидкості подовжніх і поперечних хвиль за глибиною ?
10. Які існують основні геосфери Землі ?
11. Чим відрізняються за будовою материкова та океанічна кора ?
12. З яких частин складається гідросфера і як вони розподіляються відносно загальних світових запасів води ?
13. На які геофізичні процеси на Землі впливає морська крига ?
14. Як впливають океанічні (морські) течії на формування клімату ?
15. З яких основних компонентів складається атмосфера ?
16. За якими ознаками розділяють атмосферу по вертикалі ?
17. Як змінюється температура повітря за висотою і як розподіляють атмосферу за термічним режимом ?
18. У чому полягають особливості геофізичних полів порівняно з іншими фізичними полями?
19. Які дослідження можуть проводитися з використанням геофізичних полів ?
20. Що таке гравітаційне поле Землі і чим воно характеризується ?
21. Яким чином будуються гравітаційні моделі Землі ?
22. Які існують гравітаційні явища і чим вони розрізняються ?
23. Внаслідок чого виникає електромагнітне поле Землі ?
24. Який електричний заряд має Земля та її атмосфера ?
25. Де розташовуються північний і південний геомагнітні полюси ?
26. Які існують елементи земного магнетизму і що вони характеризують ?
27. Які існують методи геофізичних досліджень ?
28. На якому принципі основано гравітаційний метод геофізики ?
29. Які завдання геофізичних досліджень вирішуються з використанням гравітаційного методу ?
30. На якому принципі основано магнітний метод геофізики ?
31. Які завдання геофізичних досліджень вирішуються з використанням магнітного методу ?
32. На якому принципі основано сейсмічний метод геофізики ?
33. Які завдання геофізичних досліджень вирішуються із застосуванням сейсмічного методу ?
34. На якому принципі основано електричний метод геофізики ?
35. Які завдання геофізичних досліджень вирішуються з використанням електричного методу ?
36. На якому принципі основано метод ядерної геофізики ?
37. На якому принципі основано метод свердловинної геофізики ?
38. Які завдання геофізичних досліджень вирішуються із застосуванням свердловинної геофізики ?

2. МЕТОДИ НЕЛІНІЙНОЇ ДИНАМІКИ ДОСЛІДЖЕННЯ ГЕОФІЗИЧНИХ СИГНАЛІВ І АЕРОКОСМІЧНИХ ЗОБРАЖЕНЬ

2.1 Основні поняття нелінійної динаміки

Нелінійна динаміка – розділ сучасної математики (міждисциплінарна наука), що займається дослідженням нелінійних динамічних систем. У нелінійній динаміці для опису систем використовують нелінійні моделі, що зазвичай описуються диференціальними рівняннями і дискретними відображеннями.

Під **динамічною системою** умовилися розуміти систему будь-якої природи (фізичну, хімічну, біологічну, соціальну, економічну і т. д.), стан якої змінюється (дискретно або безперервно) у часі.

Геометричний образ нелінійної функції – це крива на площині, викривлена поверхня або гіперповерхня у просторі, одержана в результаті трьох або більшого числа вимірювань. На однакові прирости незалежної змінної одна і та ж нелінійна функція реагує по-різному залежно від того, до якого значення незалежної змінної додається приріст.

Нелінійна функція не залежить від зміни одних значень і має підвищену чутливість до зміни інших значень незалежної змінної функції. Такою поведінкою нелінійна функція різко відрізняється від лінійних функцій. Будь-яка лінійна функція реагує на приріст незалежної змінної одним і тим же зростанням свого значення. Цей приріст здійснюється у будь-якій частині області визначення значення незалежної змінної.

Для демонстрації відмінностей лінійних і нелінійних функцій використовують простий приклад (випробування). Кульку, підвішену на нитці, відхиляють від вертикалі і відпускають. Виникають коливання. Якщо кульку відхилили на невелику відстань, то її рух описується лінійними рівняннями. Якщо відхилення досить велике – рівняння будуть вже нелійними. При цьому у лінійній функції частота коливань (і, відповідно, період) не залежить від рівня початкового відхилення, а у нелінійній така залежність є. Повним аналогом механічного маятника як коливальної системи є електричний коливальний контур, або «електричний маятник».

Простий коливальний контур («електричний маятник») складається з котушки індуктивності L , конденсатора (ємності) C і резистора (опору) R . Якщо всі три вказані елементи лінійні, то коливання в контурі еквівалентні коливанням лінійного маятника (рисунок 2.1, а).

Однак якщо, наприклад, ємність нелінійна (роль нелінійної ємності може виконувати р-п-перехід діода D), то період коливань буде залежати від їх амплітуди (рисунок 2.1, б).

Динаміка коливального контуру визначається двома змінними, наприклад, струмом в контурі і ємнісною напругою. Якщо відкласти ці величини вздовж осей X і Y , то кожному стану системи відповідатиме певна точка на отриманій координатній площині, яку називають **фазовою**

площиною. Відповідно, якщо динамічна система визначається n змінними, то замість двовимірної фазової площини їй можна поставити у відповідність n -мірний фазовий простір.

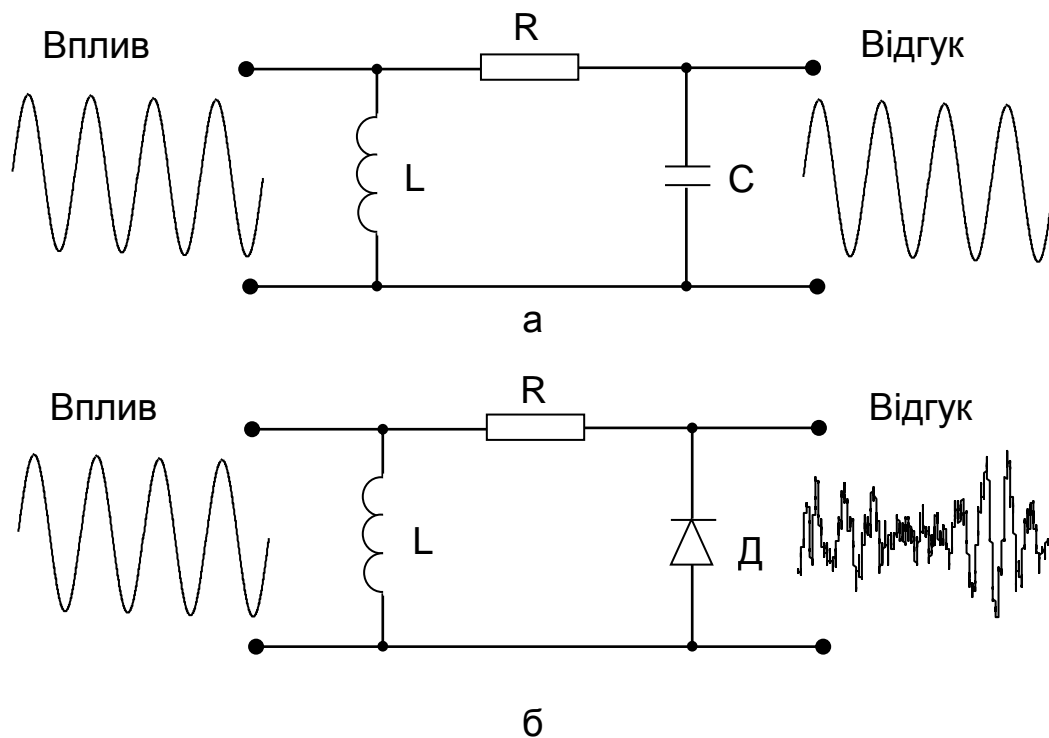


Рисунок 2.1 – Реакція коливального контуру на зовнішній періодичний сигнал: періодичний відгук лінійного контуру (а); хаотичний відгук нелінійного контуру (б)

Рух динамічної системи можна наочно зобразити траєкторією на фазовій площині, де осі X і Y – узагальнена координата та імпульс частинки відповідно.

На рисунку 2.2, а показано згасаючі коливання маятника на фазовій площині. Траєкторії сходяться в одній точці, що відповідає положенню рівноваги – повній зупинці маятника. На рисунку 2.2, б показано рух динамічної системи під час періодичних автоколивань. Усі траєкторії наближуються до граничного циклу – замкнутої кривої, що відповідає сталому процесу.

Почнемо впливати на маятники зовнішнім періодичним сигналом. Реакції лінійної і нелінійної систем будуть різними. У першому випадку поступово встановляться регулярні періодичні коливання з тією ж самою частотою, що і частота сигналу, що впливає. На фазовій площині такому руху відповідає замкнута крива, названа аттрактором (to attract – притягати), а також безліч траєкторій, що характеризують сталий процес.

У разі нелінійного маятника можуть виникнути складні, неперіодичні коливання, коли траєкторія на фазовій площині не замкнеться за скільки завгодно довгий час. При цьому поведінка детермінованої системи зовні

нагадуватиме абсолютно випадковий процес – це і є явище динамічного, або детермінованого хаосу.

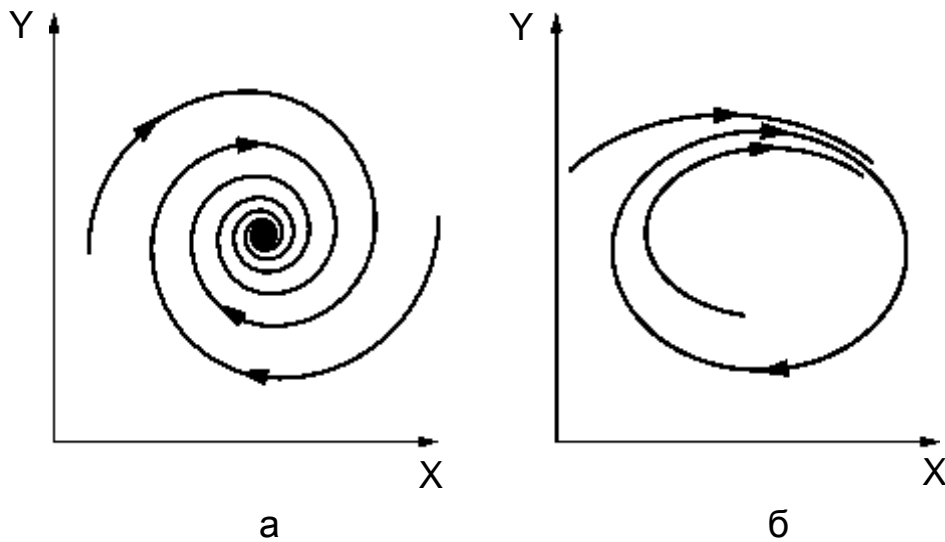


Рисунок 2.2 – Рух динамічної системи на фазовій площині: згасаючі коливання маятника (а); періодичні автоколивання (б)

Образ хаосу у фазовому просторі – хаотичний атрактор – має дуже складну структуру, яку називають фракталом. Через незвичність властивостей його називають також дивним атрактором.

Межу між лінійними і нелінійними теоріями прийнято проводити за іншою ознакою. Теорія вважається лінійною або нелінійною залежно від того, який (лінійний або нелінійний) математичний апарат, які (лінійні або нелінійні) математичні моделі в ній використано.

Фізики минулого перебували в упевненості, що саме лінійна теорія дозволяє привести головний член нескінченного ряду послідовних наближень до істини, а нелінійності лише додають всіляких поправок, що не міняють скільки-небудь істотно висновки лінійної теорії. Їх упевненість в цьому укріплювала значні успіхи лінійної теорії, і в першу чергу, її вище досягнення – електродинаміка Максвелла.

Неповторна відмітна особливість лінійної теорії, що безповоротно втрачається при переході до нелінійного рівня пізнання, – принцип суперпозиції – дозволяє фізикам конструювати будь-яке рішення з певного набору часткових рішень. Фізики, що починали працювати з процесами в області нелінійної динаміки, стикалися зі значними проблемами, які ґрунтувались на сталих лінійних уявленнях і лінійній інтуїції. Вони робили спроби щодо використання відомого лінійного математичного апарату для дослідження нелінійних систем. При цьому шляхом різного роду хитрощів намагалися пристосувати лінійні методи до розв'язання нових нелінійних задач. Однак застосування лінійного математичного апарату для розв'язання нелінійних задач не дозволяє отримати задовільних результатів досліджень нелінійних систем.

Динамічний (детермінований) хаос – явище в теорії динамічних систем, при якому поведінка нелінійної системи виглядає випадковою, не дивлячись на те, що воно визначається детерміністичними законами. Причиною появи хаосу є нестійкість системи відносно початкових умов і параметрів: невелика зміна початкової умови з часом призводить до скільки завгодно великих змін у динаміці системи.

В енциклопедії Кирила і Мефодія наведено таке визначення хаосу: «Хаос (греч. хаос) – в грецькій міфології безмежна первісна маса, з якої утворилося все те, що існує. У переносному розумінні – безлад, плутанина».

Оскільки початковий стан фізичної системи не може бути заданим абсолютно точно (наприклад, через обмеження вимірювальних інструментів), то завжди необхідно розглядати деяку (нехай і дуже невелику) область початкових умов. Під час руху в обмеженій області простору експоненціальна розбіжність у часі близьких орбіт приводить до перемішування початкових точок у всій області.

Коли говорять про детерміновану якість системи, мають на увазі, що її поведінка характеризується однозначним причинно-наслідковим зв'язком, тобто знаючи початкові умови і закон руху системи, можна точно передбачити її майбутнє. Саме таке уявлення про рух у Всесвіті характерно для класичної, ньютонівської динаміки. Хаос же, навпаки, відзначається безладним, випадковим процесом, коли хід подій не можна ні передбачити, ні відтворити. Поняття детермінованого хаосу об'єднує ці протилежні поняття – передбачуваність і випадковість.

Для демонстрації систем, які мають хаотичну поведінку, використовують декілька прикладів таких систем. Перший пов'язано з відбиттям двох матеріальних точок від трьох кульок (рисунок 2.3, а). На рисунку видно, що коли дві матеріальні точки відбиваються від кульок, їх траєкторії, спочатку близькі, швидко розходяться. Причина нестійкості траєкторій – висока чутливість до початкових умов, яка спричинена кривизною поверхні кульок.

Інший приклад називається більярдом Сіная. На рисунку 2.3, б показано так званий розсіюючий більярд. На рисунку видно, що, як і у попередньому прикладі, дві траєкторії матеріальних точок, які спочатку були близькими, після відбиття від криволінійних стінок швидко розходяться. Криволінійні стінки в цьому прикладі виконують ту саму роль, що і кульки у попередній системі.

На систему, що розвивається за цілком відомими законами, поводить хаотично, не впливають сторонні джерела шуму, а також і квантова ймовірність. Хаос породжується власною динамікою нелінійної системи – її властивістю експоненціально швидко розводити скільки завгодно близькі траєкторії. В результаті форма траєкторій значною мірою залежить від початкових умов.

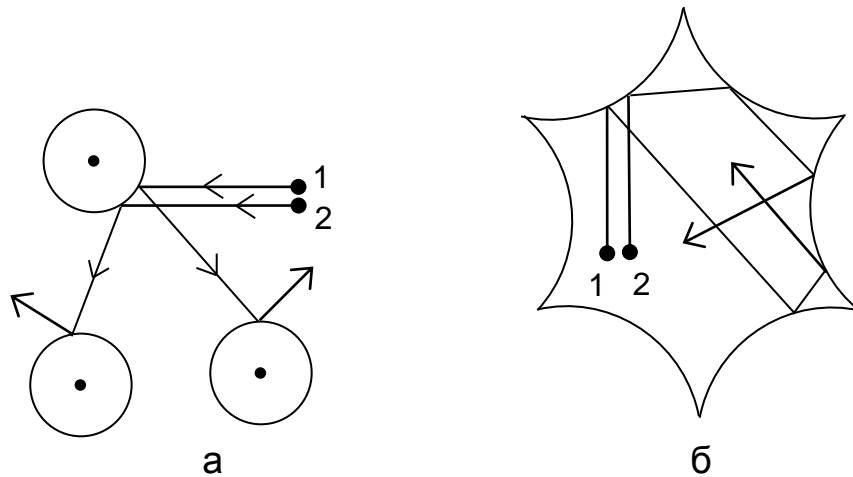


Рисунок 2.3 – Приклади систем з хаосом: система з трьох кульок (а); більярд Сіная (б)

Це можна пояснити на прикладі нелінійного коливального контуру (розглядався вище), що знаходиться під впливом зовнішнього періодичного сигналу. Внесемо до системи невелике збурення – змінимо незначно початковий заряд конденсатора. Тоді коливання в збуреному і незбуреному контурах, спочатку практично синхронні, дуже скоро стануть абсолютно різними. Оскільки в реальному фізичному експерименті задати початкові умови можна лише з кінцевою точністю, передбачити поведінку хаотичних систем на тривалий час неможливо.

Динамічні системи можна умовно поділити на два типи. В першому типі траєкторії руху стійкі і не можуть бути значно змінені малими збуреннями. Такі системи передбачувані. Саме тому знаємо, що Сонце зійде завтра, через рік і через сто років. Для визначення майбутнього в цьому випадку достатньо знати рівняння руху і задати початкові умови. Невеликі зміни в значеннях останніх приведуть лише до незначної помилки в прогнозі.

До іншого типу належать динамічні системи, поведінка яких нестійка, так що будь-які скільки завгодно малі збурення швидко (у масштабі часу, характерному для цієї системи) приводять до кардинальної зміни траєкторії. Як відзначив Анрі Пуанкаре в роботі «Наука і метод» у 1908 році, в нестійких системах «совершенно ничтожная причина, ускользящая от нас по своей малости, вызывает значительное действие, которое мы не можем предусмотреть. (...) Предсказание становится невозможным, мы имеем перед собой явление случайное». Таким чином, прогнозування на тривалий час втрачає всякий сенс.

У теорії хаосу значне місце займає **ефект метелика**. Цей ефект у природних науках описує властивість деяких хаотичних систем – незначний вплив на систему може мати великі і непередбачувані ефекти де-небудь в іншому місці та в інший час. Детерміновано-хаотичні системи чутливі до малих дій. У хаотичному світі важко передбачити, які варіації

виникнуть зараз і в цьому місці, помилки і невизначеність зростають експоненційно з часом.

На перший погляд природа хаосу виключає можливість керувати ним. Однак нестійкість траєкторій хаотичних систем робить їх надзвичайно чутливими до керування. Наприклад, потрібно перевести систему з одного стану в інший (перемістити траєкторію з однієї точки фазового простору в іншу). Необхідний результат може бути отриманий протягом заданого часу шляхом одного або серії малопомітних, незначних збурень параметрів системи. Кожне з них лише злегка змінить траєкторію, але через деякий час накопичення і експоненціальне посилення малих збурень призведуть до значної корекції руху. При цьому траєкторія залишиться на тому ж хаотичному атракторі. Таким чином, системи з хаосом демонструють одночасно і успішну керованість, і дивовижну пластичність, чуйно реагуючи на зовнішні дії, вони зберігають тип руху.

Дослідження, пов'язані з фракталами і детермінованим хаосом, міняють багато звичних уявлень про навколишній світ. Причому не про світ мікрооб'єктів, де людське око безсиле без спеціальної техніки, і не про явища космічного масштабу, а про звичайні предмети: хмари, річки, дерева, гори, трави і т. д. Фрактали примушують переглянути погляди на геометричні властивості природних і штучних об'єктів, а динамічний хаос вносить радикальні зміни до розуміння того, як ці об'єкти можуть поводитися у часі.

2.2 Основні методи нелінійної динаміки

Основними методами нелінійної динаміки є:

- метод стійкості динамічних систем (показників Ляпунова);
- метод біфуркації нерухомих точок;
- фрактальний метод;
- метод псевдофазової площини (реконструкції атрактору);
- метод відображень (перерізів) Пуанкаре;
- метод дискретних відображень.

Як зазначалося вище, однією з особливостей хаотичних режимів динамічних систем є чутливість до зміни початкових умов, тобто такі системи характеризуються нестійкістю кожної траєкторії, що належить атрактору. Кількісною мірою цієї нестійкості є характеристичні показники Ляпунова. Метод стійкості динамічних систем (показників Ляпунова) отримав найбільше поширення під час прогнозування стану динамічних систем або, іншими словами, передбаченості поведінки системи.

Ще одним з найбільш відомих методів нелінійної динаміки є метод біфуркації нерухомих точок динамічної системи. Теорія біфуркацій пов'язана з дослідженням не однієї конкретної динамічної системи з фіксованими параметрами, якою, наприклад, є геофізичний сигнал, а з дослідженням групи динамічних систем, що залежать від великої кількості

параметрів. Такі дослідження зазвичай проводять під час вивчення сценаріїв переходу до хаосу (вивчається ланцюжок біфуркацій).

В останні десятиліття стрімко розвивається порівняно молодий метод нелінійної динаміки – фрактальний метод. В основі цього методу нелінійної динаміки лежить поняття фрактальної розмірності, яка є додатним нецілим числом, що відображає, деяким чином, геометричну складність аналізованої структури (геофізичного сигналу, аерокосмічного зображення і т. д.). Різна складність земної поверхні і об'єктів спостереження приводить до різних значень фрактальної розмірності геофізичного сигналу або зображення земної поверхні. Цей факт дозволяє використовувати величину фрактальної розмірності для аналізу таких сигналів і зображень. Алгоритми фрактального аналізу достатньо прості й ефективні в реалізації.

Деякі особливості структури (форми) геофізичних сигналів, які неможливо або скрутно досліджувати аналітично, піддаються наочному уявленню і якісному дослідженню за допомогою перетворення (побудови) початкового сигналу в іншій площині аналізу. Перетворення геофізичного сигналу на фазову (псевдофазову) площину лежить в основі одного з основоположних методів нелінійної динаміки – методу псевдофазової площини (реконструкції аттрактора). Цей метод дозволяє підвищити ефективність аналізу геофізичних сигналів.

З методом псевдофазової площини тісно пов'язаний ще один метод нелінійної динаміки – метод відображень (перерізів) Пуанкаре. Припустимо, що аналізується структура (форма) геофізичного сигналу, яка відображена на псевдофазовій площині. Якщо замість того, щоб безперервно стежити за рухом зображувальної точки, фіксувати характер зміни такого сигналу тільки в окремі моменти, то рух буде відображено послідовністю точок на псевдофазовій площині. Якщо моменти вибірки в часі розподіляються за певним правилом, то це відображення називається відображенням (перерізом) Пуанкаре. Спільно з методом псевдофазової площини такий метод можна використовувати для якісного оцінювання структури геофізичних сигналів.

Дискретні відображення є одним з найважливіших методів нелінійної динаміки. Побудовані за його допомогою прості математичні моделі нелінійної динаміки дозволяють одноманітно і наочно досліджувати типові ситуації глобального стискування і розтягування. Такий метод лежить в основі побудови фракталів і фрактальних функцій.

2.2.1 Метод фрактального аналізу

2.2.1.1 Поняття фракталу, перетворення подібності та ітерації

Поняття **фрактал** і **фрактальна геометрія**, що з'явилися наприкінці 70-х років, з середини 80-х почали активно використовуватися математиками і програмістами. Вперше фрактальну природу нашого світу

помітив математик Бенуа Мандельброт (20.11.1924 – 14.11.2010): «Чому геометрію часто називають холодною і сухою? Одна з причин полягає в її нездатності описати форму хмари, гори, дерева або берега моря. Хмари – це не сфери, гори – не конуси, лінії берега – це не кола, і кора не є гладкою, і блискавка не простягається по прямій. Природа демонструє нам не просто вищий ступінь, а зовсім інший рівень складності. Існування цих об'єктів кидає нам виклик, схиляючи до вивчення їх форм. Цього уникнув Евклід, залишивши у стороні питання про те, як бути з безформним».

Термін **фрактал** походить від латинських слів «frangere» – ламати і «fractus» – дріб («що складається з фрагментів»). Він був запропонований Б. Мандельбротом у 1975 р. для позначення нерегулярних, але самоподібних структур, якими він займався. Народження фрактальної геометрії прийнято пов'язувати з виходом у 1977 р. книги Б. Мандельброта «The Fractal Geometry of Nature». У його роботах використані наукові результати інших вчених, що працювали в період з 1875 р. до 1925 р. у тій самій області (Анрі Пуанкаре, П'єр Фату, Гастон Жюліа, Георг Кантор, Фелікс Хаусдорф). Однак тільки у наш час вдалося об'єднати їх роботи в єдину систему.

Фрактальна геометрія не «чиста» математична геометрична теорія. Це швидше концепція, новий погляд на добре відомі речі, перебудова сприйняття, що примушує дослідника по-новому бачити світ.

Однак те, що Б. Мандельброт назвав **фрактальна геометрія**, застосовувалося задовго і до нього, правда, без розуміння всієї її важливості. Фрактальна геометрія зародилася під час кризи математики наприкінці 19 ст., коли Дебуа Раймон в 1875 р. опублікував повідомлення про безперервну недиференційовну функцію, побудовану Карлом Вейерштрассом. Криза математики продовжувалася приблизно до 1925 р. Основними її учасниками були Георг Кантор, Джузеппе Пеано, Аноі Лебег і Фелікс Хаусдорф. Незважаючи на те, що теорії цих математиків не відображають реального життя, Б. Мандельброт показав їх важливість при побудові фізичних моделей. Річ у тому, що Б. Мандельброт указав на прикрий пропуск у «Началах» Евкліда (скрите допущення про гладкість об'єктів), який не помічало людство і впродовж майже двох тисячоліть вивчало геометрію навколишнього світу і вчилася математичній строгості. Він створив неевклідову геометрію нерівних, шорстких, забулених, роз'їдених ходами, порами, тріщинами і отворами, звивистих і тому подібних об'єктів.

Визначення фракталу навів Б. Мандельброт: **«Фракталом називається множина, розмірність Хаусдорфа–Безіковича якої строго більше її топологічної розмірності».**

Пізніше він запропонував замінити це визначення іншим: **«Фракталом називається структура, що складається з частин, які в якомусь сенсі подібні цілому».**

Після цього виникла проблема в тому, що строгого і повного визначення фракталу в наш час не існує. Всі формулювання руйнуються контрприкладом.

Перше визначення при всій правильності і точності дуже обмежене. Воно виключає багато фракталів, що зустрічаються у фізиці.

Друге визначення містить його основну відмітну ознаку – фрактал є однаковою у будь-якому масштабі. Наприклад, купчасті хмари складаються з величезних «горбів», на яких розміщуються «горби» трохи менші, на них – «горби» ще менші і т. д., аж до найменшого масштабу, який в змозі розрізнити спостерігач. Насправді, маючи в своєму розпорядженні тільки зовнішній вигляд хмар і не використовуючи ніякої додаткової інформації, розмір хмар оцінити неможливо.

Як впливає з визначень, введених у наукову практику, основними властивостями фракталів є самоподібність та їх дробова розмірність.

Розглянемо докладніше друге визначення фракталу, яке ґрунтується на властивості самоподібності.

Перетворенням подібності з коефіцієнтом подібності k називається перетворення вигляду

$$f: x_i' = k \cdot x_i, \quad i = 1, \dots, n, \quad (2.1)$$

або

$$\rho(A', B') = k \cdot \rho(A, B), \quad (2.2)$$

де A і B – будь-які дві точки простору;

A' і B' – їх образи під дією перетворення f (див. вираз (2.1)).

Перетворення подібності показано на рисунку 2.4.

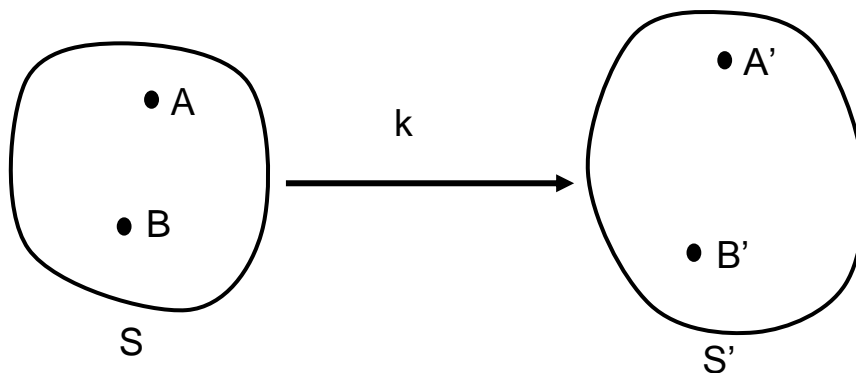


Рисунок 2.4 – Перетворення подібності

Перетворення f називається:

- тотожним, якщо $k = 1$;
- розтягувальним, якщо $k > 1$;
- стискальним, якщо $k < 1$.

Коефіцієнт подібності також подають у канонічному вигляді $k = e^\alpha$, при цьому:

- тотожному перетворенню відповідає $\alpha = 0$;
- розтягувальному – $\alpha > 0$;
- стискальному – $\alpha < 0$.

Коефіцієнт подібності у разі перетворення подібності за всіма напрямками один й той самий. Під час перетворення подібності може змінюватися розмір фігури, але не її форма. Інваріантом перетворення подібності є форма (рисунок 2.5). Перетворення подібності позначається так: $A \supset A'$.

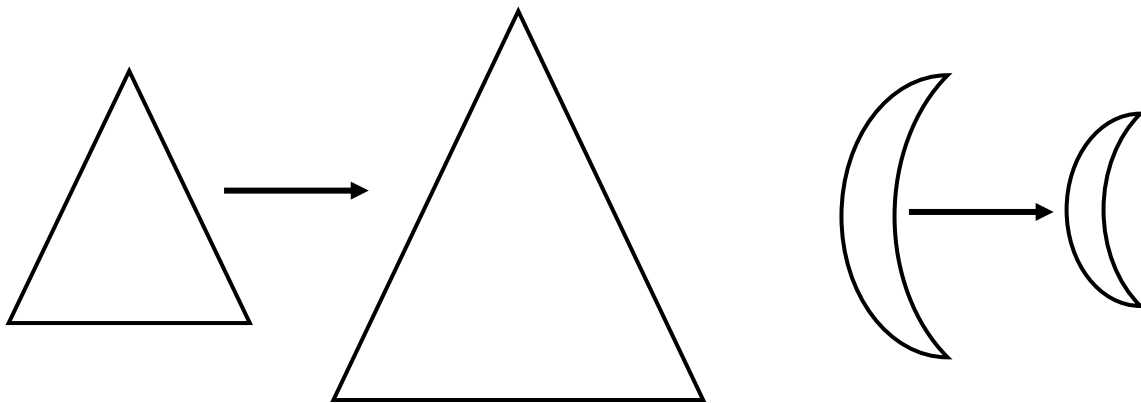


Рисунок 2.5 – Збереження форми під час перетворення подібності

Афінне перетворення – перетворення подібності з різними коефіцієнтами подібності у різних напрямках:

$$f: x_i' = k_i \cdot x_i, \quad i = 1, \dots, n. \quad (2.3)$$

Перетворення подібності (2.1) – окремий випадок афінних перетворень (2.3). Перехід від (2.1) до (2.3) – генералізація, або узагальнення, перехід від (2.3) до (2.1) – спеціалізація, або перехід від загального випадку до окремого.

Під час афінного перетворення прямі лінії переводяться в прямі лінії (лінійне перетворення), але ні розміри, ні форма під час афінного перетворення не зберігаються (рисунок 2.6).

Послідовне виконання трьох афінних перетворень $A_1 \circ A_2 \circ A_3$ асоціативне, тобто

$$(A_1 \circ A_2) \circ A_3 = A_1 \circ (A_2 \circ A_3) = A_1 \circ A_2 \circ A_3. \quad (2.4)$$

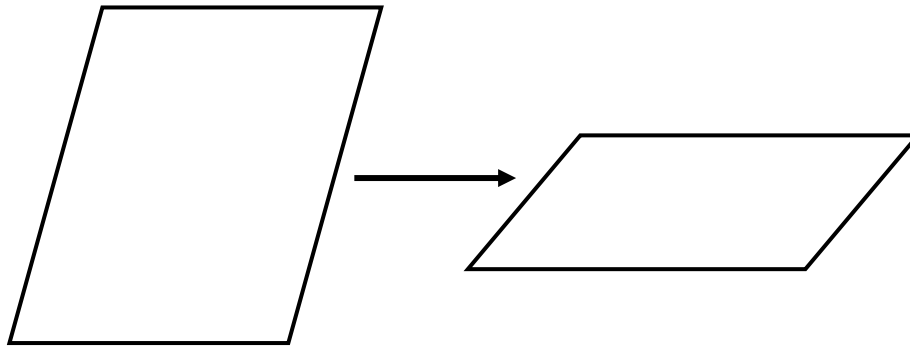


Рисунок 2.6 – Під час афінного перетворення не зберігається ні розмір, ні форма фігури

Група афінних перетворень – комутативна, або абелева, тобто для будь-яких двох афінних перетворень A_1 і A_2 результат їх послідовного виконання не залежить від того, в якому порядку йдуть «множники»:

$$A_1 \circ A_2 = A_2 \circ A_1. \quad (2.5)$$

Перетворення подібності також утворюють групу – підгрупу групи афінних перетворень. Перетворення подібності діють не тільки у просторі – на геометричні фігури, але і на дискретні послідовності, а також на розв’язання диференціальних рівнянь і на самі диференціальні рівняння. Перетворення подібності лежать також в основі аналізу розмірності.

Ітерацією називають повторну дію функції f на x_0 . Номер ітерації визначається кількістю повторень дій функції f :

$$x_n = f(x_{n-1}) = \underbrace{f(f(\dots(f(x_0))\dots))}_{n \text{ разів}}, \quad (2.6)$$

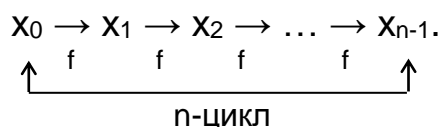
тобто n -ітерація є дія функції f на $(n - 1)$ наближення x_{n-1} , або повторення дії функції f n разів на x_0 . Однак слід зазначити, що n -ітерація не є n -м ступенем функції f , а є результатом n -кратної суперпозиції.

Спадкові властивості ітерацій – властивості ітерацій, які вони отримують (за спадком) від основного відображення.

Циклом називається кінцева множина наближень, кожне з яких переходить в наступне під дією відображення f .

Порядок циклу – довжина циклу.

Наприклад, n -цикл має вигляд



У програмуванні також використовується поняття рекурсії (функції, що викликає саму себе).

2.2.1.2 Класифікація та правила побудови фракталів

Розглянемо різні типи фракталів, що складаються з частин, які в якомусь сенсі подібні цілому. На рисунку 2.7 показано два типи фракталів: крива Коха (а) і множина Мандельброта (б).

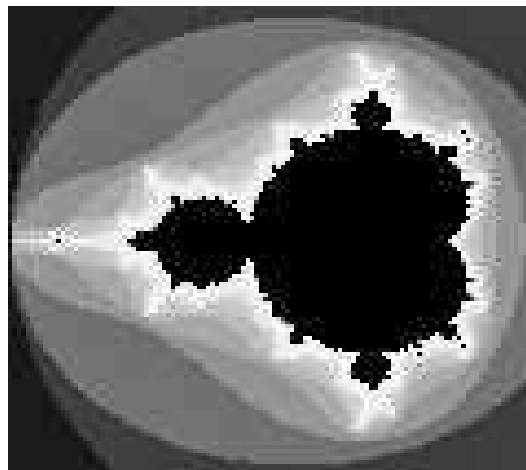
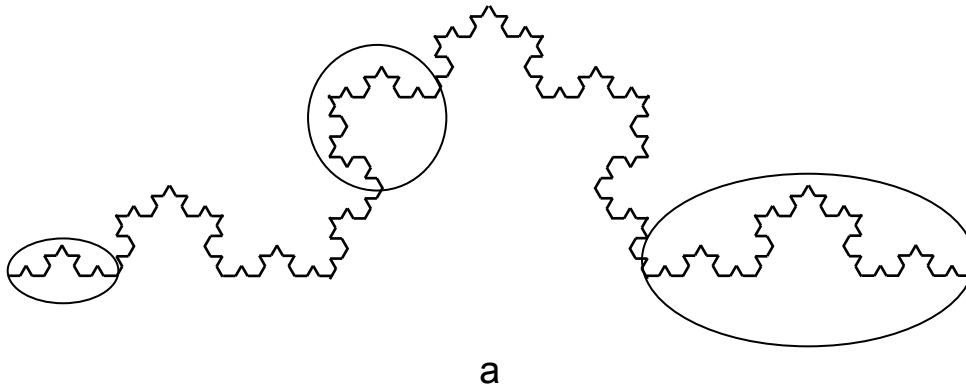


Рисунок 2.7 – Різні типи фракталів: триадна крива Коха (а); фрактальна множина Мандельброта (б)

З рисунків 2.7, а і б видно, що ці фрактали мають значні відмінності, тобто належать до різних типів. Однак у наведених фракталах є загальні властивості – це наявність рекурсивної процедури їх генерації та їх самоподібність (тих частин, які в якомусь сенсі подібні цілому). Виходячи з цього, доцільно розглянути класифікацію фракталів. На сьогодні розрізняють три основних типи фракталів, що відрізняються правилами їх побудови:

- геометричні фрактали;
- алгебраїчні (аналітичні);
- стохастичні (випадкові).

1. Геометричні фрактали. Фрактали цього класу найбільш наочно ілюструють властивість самоподібності і застосування ітераційного процесу. У двовимірному випадку їх отримують за допомогою деякої ламаної (або поверхні в тривимірному випадку), яку називають

генератором. За один крок алгоритму кожний з відрізків, що складають ламану, замінюється на ламану-генератор у відповідному масштабі. В результаті нескінченного повторення цієї процедури виходить геометричний фрактал.

Канторовська множина була описана німецьким математиком Георгом Кантором у 1883 р. Розглянемо порядок її побудови (рисунок 2.8). Візьмемо відрізок довжиною, що дорівнює 1 (перший крок – один відрізок, $N = 1$). Розділивши його на три однакові частини, виключимо середню частину (другий крок, отримуємо два відрізки, $N = 2$). З двома відрізками, що залишилися, виконаємо ту саму процедуру і в результаті отримаємо чотири відрізки довжиною $1/9$ кожен (третій крок, отримуємо чотири відрізки, $N = 4$) і так до нескінченності (рисунок 2.8). Множина точок, що виникла після цієї процедури, і є канторовською множиною.

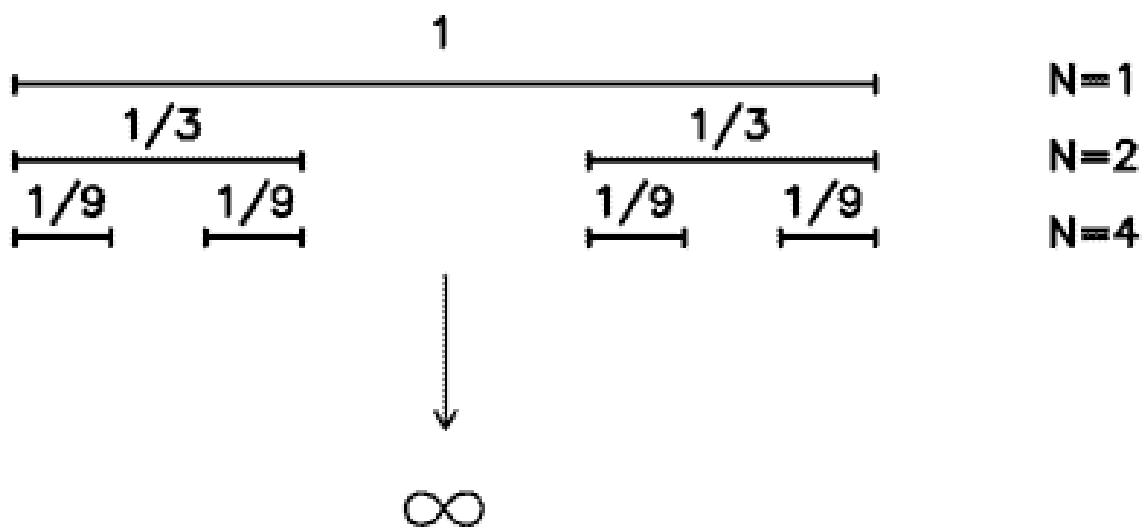


Рисунок 2.8 – Побудова канторовської множини

Довжина L канторовської множини дорівнює нулю:

$$L = 1 - \frac{1}{3} - \frac{2}{9} - \frac{4}{27} - \dots = 1 - \frac{1}{3} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{2}{3}\right)^n = 1 - \frac{1}{3} \cdot \frac{1}{1 - 2/3} = 0.$$

Триадна крива Коха була описана шведським математиком Хельге фон Кохом у 1904 р. Побудова кривої починається з відрізка одиничної довжини – це нульове покоління кривої Коха (рисунок 2.9, $n = 0$).

Далі кожний відрізок (у нульовому поколінні існує один відрізок) замінюється на створюваний елемент, позначений на рисунку 2.9 як $n = 1$. У результаті такої заміни виходить наступне покоління кривої Коха. В першому поколінні – це крива з чотирьох прямолінійних відрізків, кожний завдовжки $1/3$. Для отримання другого покоління виконуються ті самі дії – кожний відрізок замінюється на зменшений створюваний елемент ($n = 2$).

Для отримання кожного подальшого покоління всі відрізки попереднього покоління необхідно замінити зменшеним створюваним елементом. Крива n-го покоління при будь-якому кінцевому n називається передфракталом. На рисунку 2.9 зображено чотири покоління кривої. При n, що прагне до нескінченності, крива Коха стає фрактальним об'єктом.

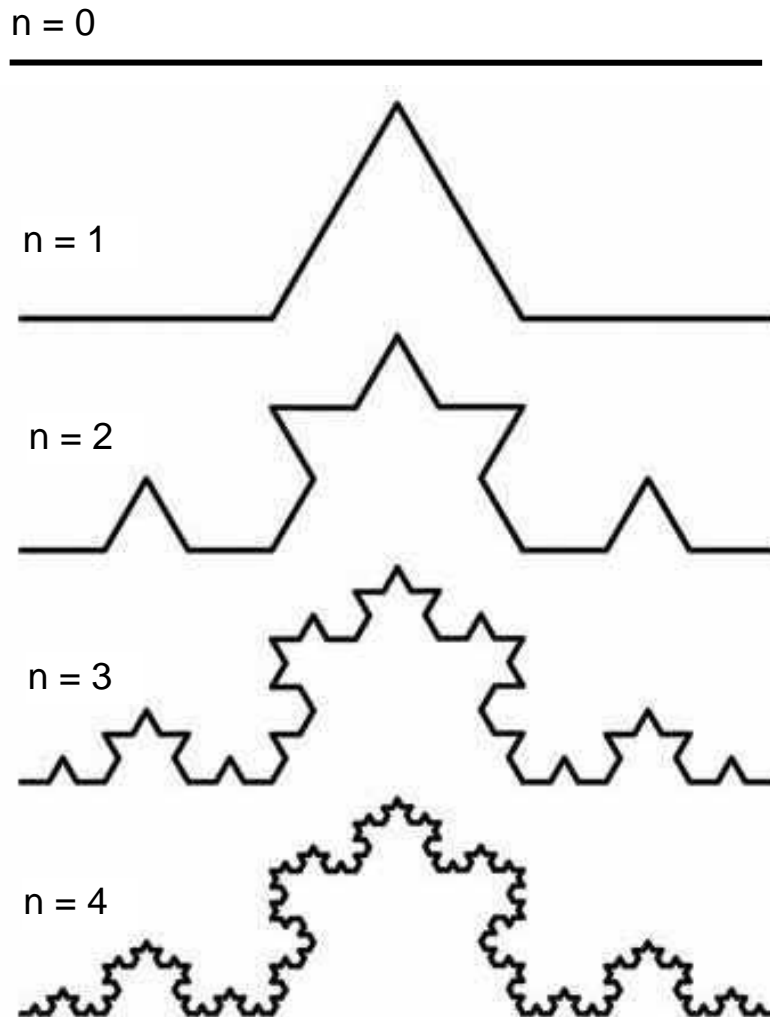


Рисунок 2.9 – Побудова тріадної кривої Коха

На рисунку 2.10 показано ще один варіант фрактальної кривої Коха, яка має назву **сніжинка Коха**.

Сніжинка Коха є лінією нескінченної довжини, що обмежує кінцеву площу. Перше твердження доводиться дуже просто, тому що при кожному кроці число сторін багатокутника збільшується в 4 рази, а довжина кожної сторони зменшується тільки в 3 рази. Якщо прийняти довжину сторони створюваного трикутника за 1, то тоді довжина сніжинки Коха

$$L = \lim_{n \rightarrow \infty} 3 \cdot \left(\frac{4}{3}\right)^n = \infty.$$

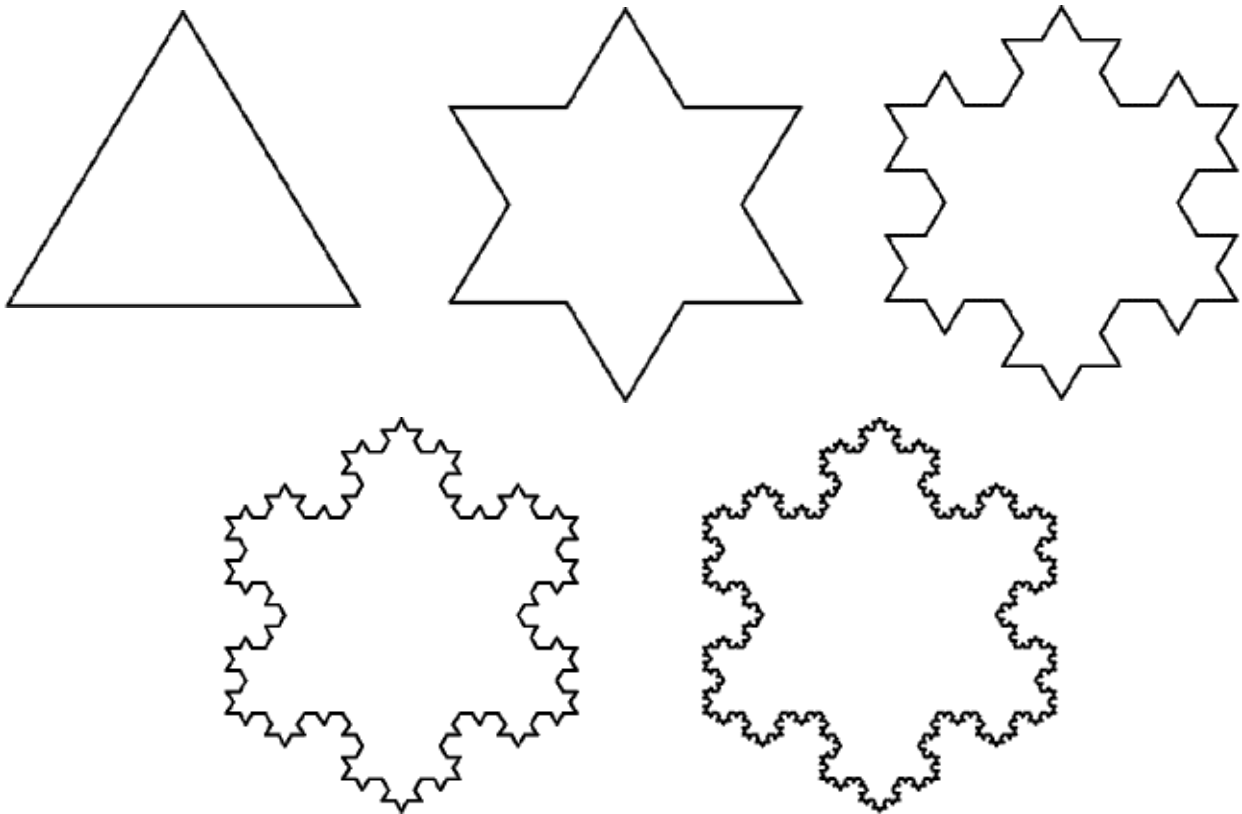


Рисунок 2.10 – Побудова сніжинки Коха

Площа під кривою сніжинки Коха, якщо прийняти площу створюваного трикутника за 1:

$$S = 1 + 3 \cdot \frac{1}{3^2} + 3 \cdot 4 \cdot \frac{1}{9^2} + 3 \cdot 4 \cdot 4 \cdot \frac{1}{27^2} + \dots$$

При цьому число додаткових трикутників збільшується у 4 рази, а їх сторона зменшується у 3 рази (відповідно їх площа зменшується в $3^2 = 9$ разів). У результаті

$$S = 1 + 3 \cdot \sum_{k=0}^{\infty} \frac{4^k}{(3^{k+1})^2} = 1 + \frac{1}{3} \sum_{k=0}^{\infty} \left(\frac{4}{9}\right)^k = 1 + \frac{3}{5} = 1,6.$$

Таким чином, площа під сніжинкою Коха в 1,6 раза більше площі створюваного її трикутника.

Килим Серпінського будується з квадрата (рисунок 2.11, $n = 0$) послідовним вирізанням серединних квадратів. Розділимо квадрат на дев'ять однакових квадратів, і квадрат, розташований в середині, виріжемо. Отримаємо квадрат з порожньою серединою (рисунок 2.11, $n = 1$). Для восьми квадратів, що залишилися, знов повторимо вказану процедуру. Розділимо кожен з них на дев'ять однакових квадратів і

серединні квадрати видалимо (рисунок 2.11, $n = 2$). Повторюючи схожі побудови, отримуватимемо все більш «діряву» фігуру (рисунок 2.11, $n = 3$, $n = 4$). Те, що залишається після всіх вирізувань, і буде килимом Серпінського. Оскільки вирізувані квадрати розташовуються все більш часто, то в результаті на килимі Серпінського не буде жодного, навіть найменшого, квадрата без «дірки».

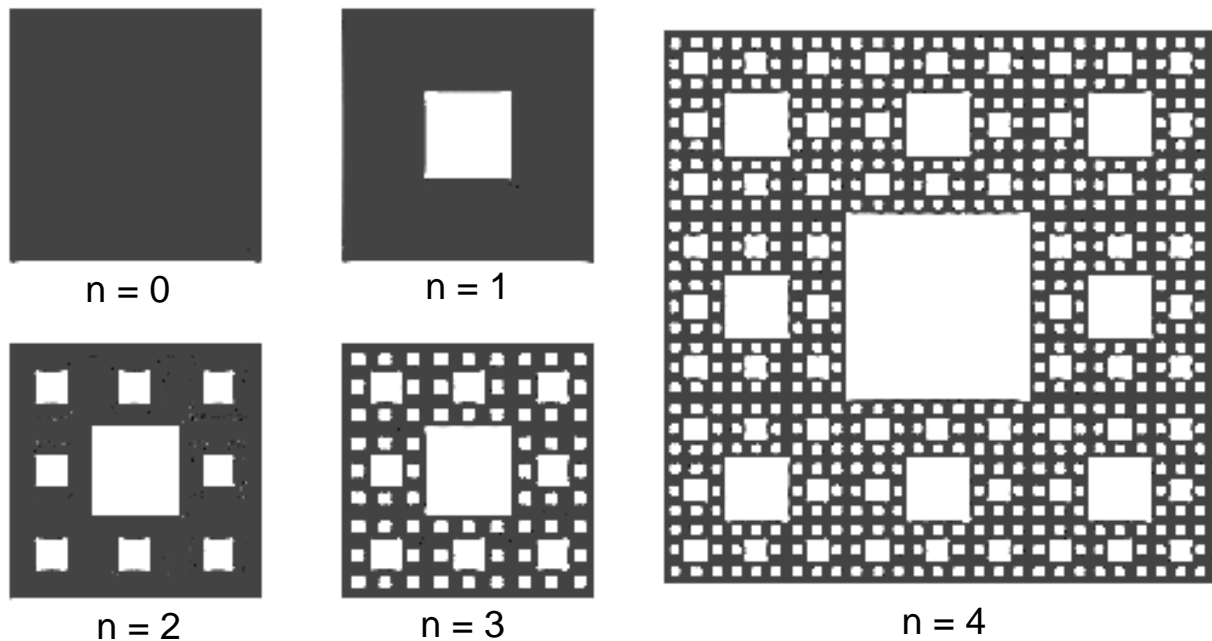


Рисунок 2.11 – Побудова килима Серпінського

Серветка Серпінського (рисунок 2.12) була описана в 1915 р. Її побудову починають не з квадрата, а з рівностороннього трикутника і, вирішуючи центральні трикутники, отримують ще одну самоподібну фігуру, аналогічну килиму Серпінського. Вона має назву серветки Серпінського.

Розглянемо її будову. Рівносторонній трикутник (рисунок 2.12, $n = 0$) ділимо прямими, паралельними його сторонам, на чотири однакових рівносторонніх трикутника. З трикутника видаляємо центральний трикутник. Виходить множина, що складається з трьох трикутників першого рангу (рисунок 2.12, $n = 1$). Поступаючи так само з кожним трикутником першого рангу, отримуємо множину, що складається з дев'яти рівносторонніх трикутників другого рангу (рисунок 2.12, $n = 2$). Продовжуючи цей процес нескінченно (рисунок 2.12, $n = 3, 4, 5, \dots$), отримуємо серветку Серпінського.

Фрактальна крива Пеано була описана у 1890 р. Для її побудови розіб'ємо квадрат на чотири однакові квадрати і з'єднаємо їх центри трьома відрізками, як показано на рисунку 2.13, а.

Приберемо внутрішні сторони квадратів і з чотирьох копій складемо фігуру, зображену на рисунку 2.13, б. Знову видалимо внутрішні сторони квадратів і з'єднаємо трьома відрізками кінці ламаних, як показано на

рисунку 2.13, в. Повторюючи описану процедуру, отримуватимемо все більш складні ламані (рисунок 2.13, г – ж), що наближаються до кривої Пеано.

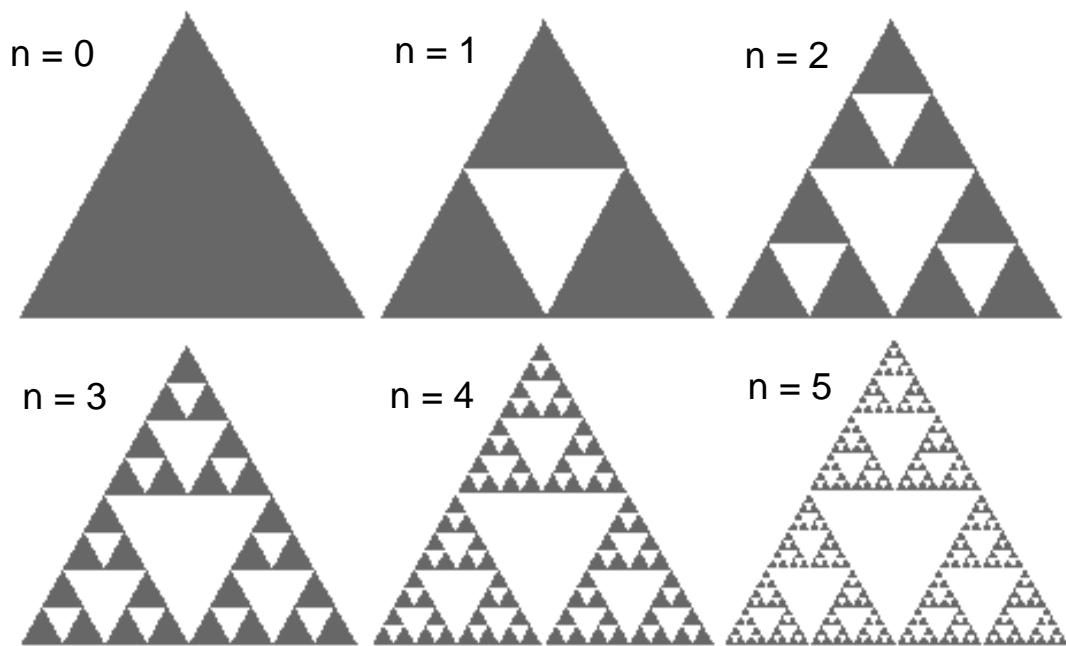


Рисунок 2.12 – Побудова серветки Серпінського

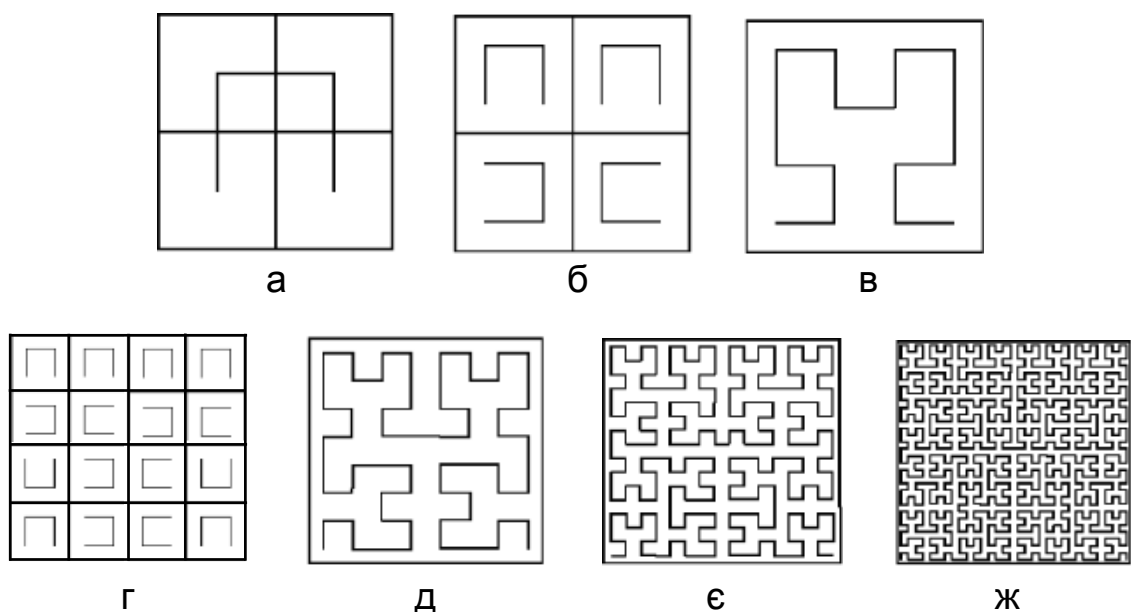


Рисунок 2.13 – Побудова кривої Пеано

Крива Пеано – безперервна. Ламані, що беруть участь у побудові кривої Пеано, на кожному етапі проходять через всі квадрати, а самі квадрати зменшуються, стягуючись до точок початкового квадрата. Тому крива Пеано буде проходити через всі точки початкового квадрата, тобто

повністю заповнюватиме весь початковий квадрат. Крім того, вона матиме нескінченну довжину.

У машинній графіці використання геометричних фракталів необхідне при отриманні зображень дерев, кущів, берегової лінії. Двовимірні геометричні фрактали використовуються для створення об'ємних текстур (рисунок на поверхні об'єкта).

2. Алгебраїчні (аналітичні) фрактали є найбільшою групою фракталів. Отримують їх за допомогою нелінійних процесів в n -мірних просторах. Найбільш вивчені двовимірні процеси. Інтерпретуючи нелінійний ітераційний процес як дискретну динамічну систему, можна користуватися термінологією теорії дискретних систем: фазовий портрет, сталий процес, аттрактор і т. д.

Під час побудови **множини Мандельброта** вибирають деяке комплексне число c . Записують вираз $z^2 + c$, z – також комплексне число. Задають $z_0 = 0$ (точніше $z_0 = (0,0)$), яке підставляють у вказану формулу. Розв'язок одержують у вигляді $z_1 = z^2 + c = 0^2 + c$, тобто $z_1 = c$. Далі підставляють z_1 у формулу і позначають його z_2 . У загальному вигляді будують послідовність комплексних чисел (точок на площині) $z_{i+1} = z_i^2 + c$, $z_0 = 0$. На площині відзначають отримані точки – елементи цієї послідовності. Ітерації виконують для кожної стартової точки c прямокутної або квадратної області – підмножини комплексної площини.

Ітераційний процес продовжується доти, доки z_i не вийде за межі кола радіусом 2, центр якого лежить у точці $(0,0)$ (це означає, що аттрактор динамічної системи знаходиться в нескінченності), або після достатньо великої кількості ітерацій (наприклад, 200 – 500) z_i зійдеться з якою-небудь точкою кола. Залежно від кількості ітерацій, у межах яких z_i залишався всередині кола, можна встановлювати колір точки. Якщо z_i залишається всередині кола протягом достатньо великої кількості ітерацій, ітераційний процес припиняється і ця точка растру забарвлюється в чорний колір. Таким чином, залежно від значення c можливі всього два варіанти – або точки рано чи пізно «вилетять» в нескінченність, або всі вони будуть сконцентровані у колі радіусом 2 із центром на початку координат і ніколи його не покинуть (покинула – «вилетіла»).

Множина точок, які в результаті описаного процесу ніколи не «вилітають» у нескінченність, називається множиною Мандельброта, яка показана на рисунку 2.14.

Множина, яка зараз називається множиною Мандельброта, була відкрита і частково досліджена задовго до того, як 1 березня 1980 р. в дослідному центрі фірми IBM Б. Мандельброт отримав її за допомогою комп'ютера. На початку ХХ ст., в 1905 р. французький математик П'єр Фату на папері встановив відмінність у поведінці точок описаної вище послідовності всередині кола і поза колом радіусом 2. П. Фату встановив, що є множина точок, які не «вилітають» із кола радіусом 2, але за відсутності комп'ютерів не міг навіть припустити вид цієї множини.

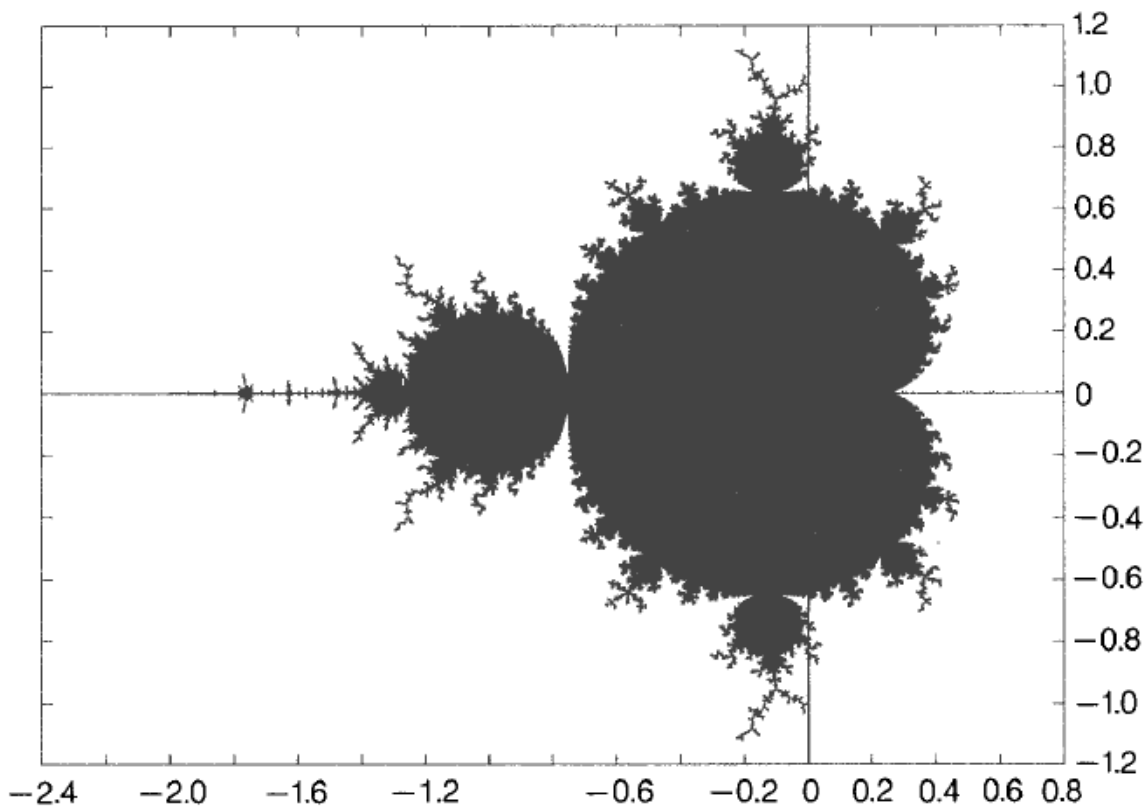


Рисунок 2.14 – Множина Мандельброта

Оскільки віднесення точок до множини Мандельброта ґрунтується на бінарній ознаці – «вилітає/не вилітає», то «справжнє» зображення множини Мандельброта є чорно-білим. Чорними зазвичай є точки, що належать множині, білими – всі інші.

Множина Мандельброта – самоподібна. Під час її масштабування кожне наступне зображення, отримане збільшенням частини попереднього, в якомусь сенсі подібне попередньому і цей процес спостерігається у будь-якому масштабі.

Множини Жюліа були досліджені у 1918 р. На відміну від множини Мандельброта, яка одна, множин Жюліа нескінченно багато. Однак множини Жюліа і Мандельброта – найближчі родичі. Під час побудови множини Мандельброта переглядаються значення c і для кожного значення z_0 запускається ітеративний процес з точки $(0,0)$. Для побудови множини Жюліа необхідно фіксувати значення c і вибирати початкові значення z_0 з деякої області. При цьому критерій належності множині той самий – залишаються точки, які «не вилітають» у нескінченність. Описаним способом будують так звану «заповнювальну» множину Жюліа. Критерій, пов'язаний з колом радіусом 2, зберігається, і само значення c необхідно вибирати тільки з кола, і точки вибирати тільки в ньому. Приклади двох множин Жюліа показано на рисунку 2.15.

Як і множину Мандельброта, множини Жюліа можна розфарбовувати залежно від швидкості убування точок.

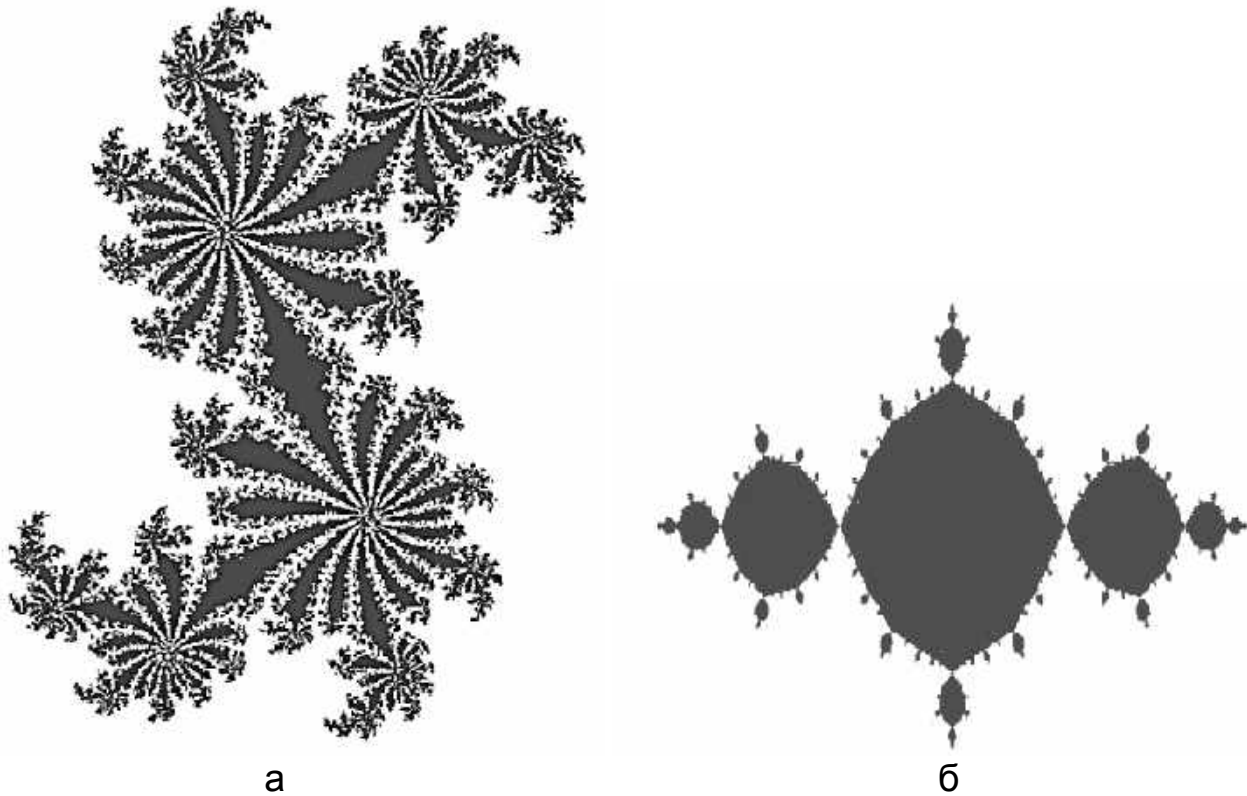


Рисунок 2.15 – Множини Жюліа: для $c = (0,377; -0,248)$ (а);
для $c = (-1; 0)$ (б)

3. Стохастичні (випадкові) фрактали отримують у тому випадку, якщо в ітераційному процесі випадковим чином міняють будь-які його параметри. При цьому виходять об'єкти дуже схожі на природні – несиметричні дерева, порізані берегові лінії і т. д. Двовимірні стохастичні фрактали використовують під час моделювання рельєфу місцевості і поверхні морів.

Простим випадковим фракталом є траєкторія частинки, що здійснює броунівський рух, як показано на рисунку 2.16.

Інший приклад випадкового фракталу є складнішим, але так само поширеним у природі – одержують в процесі так званої дифузійно-обмеженої агрегації. Такі фрактали називають **фрактальними кластерами**.

Фрактальний кластер можна змодельовати таким чином. Вибирають сферу (у двовимірному випадку – коло) достатньо великого радіусу, на поверхні якої час від часу у випадкових місцях генерують частинки, які потім дифундують всередину сфери. В центрі сфери розташовується так званий «зародок». При зіткненні з ним дифундуюча частинка «прилипає» до нього і більше не рухається. Потім із цим «зародком» стикається наступна, випущена з поверхні сфери частинка і так до нескінченності. Потік частинок з поверхні сфери вважають достатньо малим, так що зіткненнями дифундуючих частинок одної з одною можна нехтувати. В результаті утворюється дуже гілляста структура, яку в двовимірному

випадку зображено на рисунку 2.17. Великі гілки всередині «екрануються» відростками достатньо великої довжини. Із зростанням структури кількість гілок та їх розміри збільшуються.

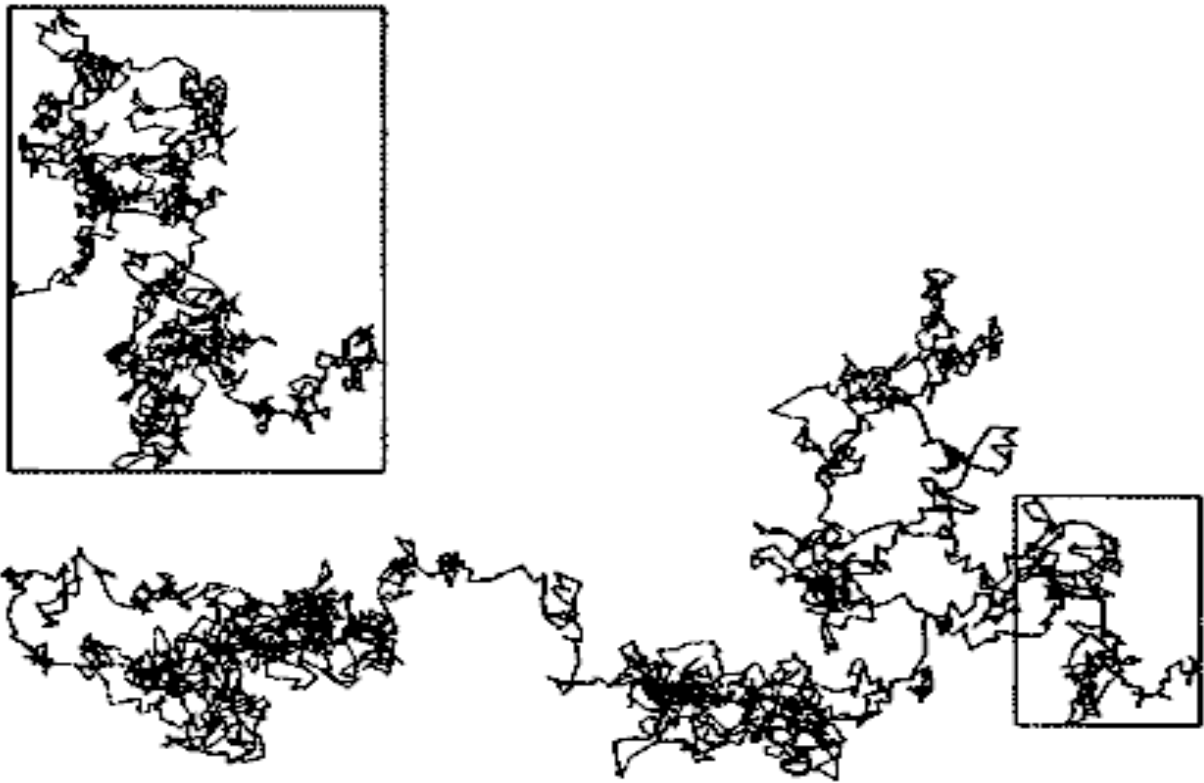


Рисунок 2.16 – Траєкторія броунівської частинки



Рисунок 2.17 – Фрактальний кластер, отриманий в процесі дифузійно-обмеженої агрегації

У природі подібні фрактальні кластери зустрічаються дуже часто. Так, наприклад, зростають корали, пухлини в живих організмах, звичайна пічна сажа, кристали з пересиченого розчину, сніжинки.

У суперіонних провідниках, наприклад, AgBr, такі кластери обмежують час їх практичного використання. Під час достатньо тривалого проходження струму рухомі іони срібла, з'єднуючись, утворюють фрактальний кластер, який врешті-решт замикає електроди і виводить зразок провідника з ладу.

Існують й інші класифікації фракталів, наприклад, ділення фракталів на детерміновані (алгебраїчні і геометричні) і недетерміновані (стохастичні).

2.2.1.3 Поняття розмірності

Центральним поняттям теорії фракталів є поняття розмірності – кількості вимірювань, за допомогою яких можна задати положення точки на геометричному об'єкті. Первинне визначення фракталу, яке навів Б. Мандельброт, пов'язане з таким поняттям: «фракталом називається множина, розмірність Хаусдорфа–Безіковича якої строго більше її топологічної розмірності». Розглянемо поняття розміру, міри і розмірності.

Розмір об'єкта можна поміряти лінійкою. В більшості випадків розмір є малоінформативним. На рисунку 2.18, а показано дві фігури і визначити, яка з цих фігур більша практично не можна. Якщо порівнювати висоту, то ліва фігура більша, а якщо ширину – права.

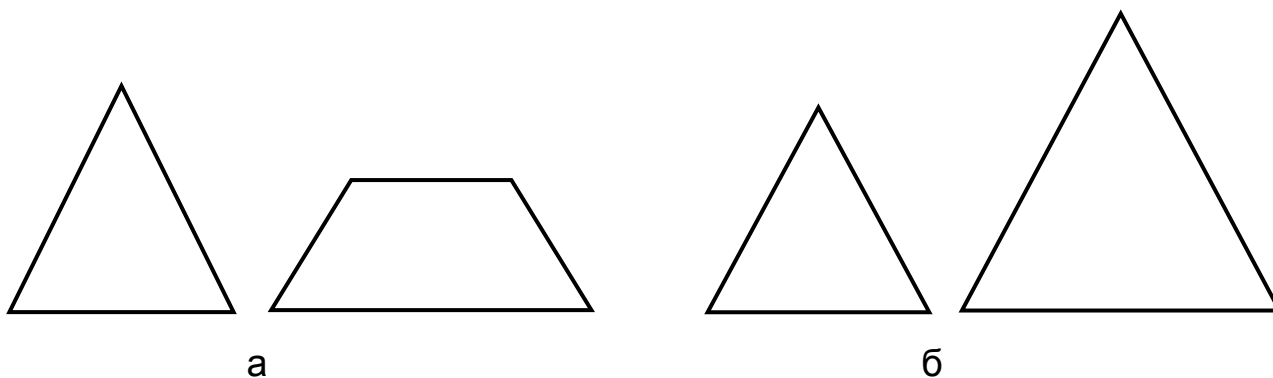


Рисунок 2.18 – Поняття розміру

Порівняння розмірів може бути інформативним, якщо фігури (предмети) подібні одна до одної (рисунок 2.18, б). В цьому випадку під час порівняння будь-якого розміру: ширини, висоти, сторони, периметра, радіуса вписаного кола або будь-якого іншого завжди вийде, що права фігура (трикутник) є більшою.

Міра також призначена для вимірювання об'єктів, але її визначають не лінійкою. Головна її властивість – адитивність, тобто при злитті двох об'єктів (фігур) міра суми об'єктів дорівнює сумі мір початкових об'єктів.

Міра одновимірних об'єктів пропорційна розміру. Якщо взяти відрізки довжиною 1 см і 3 см, «скласти» їх, то сумарний відрізок матиме довжину 4 см ($1 + 3$).

Міру неодновимірних тіл обчислюють за деякими правилами, які підбирають так, щоб міра зберігала адитивність. Наприклад, якщо взяти квадрати зі сторонами 3 см і 4 см (рисунок 2.19) і «скласти» їх, то можна підсумувати площі ($9 + 16 = 25$), тобто сторона (розмір) буде дорівнювати 5 см. І доданки, і сума є квадратами, подібними один до одного, і можна порівнювати їх розміри. Виявляється, що розмір суми не дорівнює сумі розмірів.

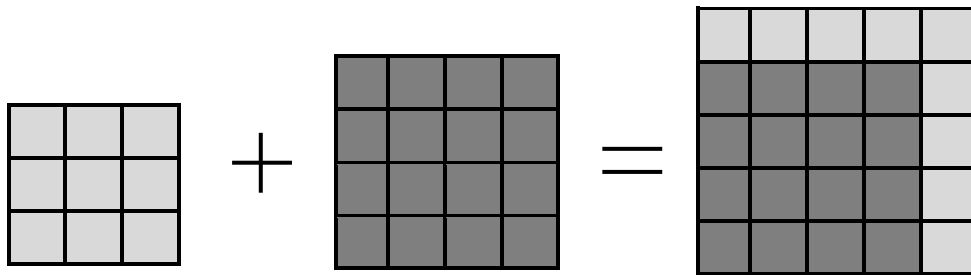


Рисунок 2.19 – Адитивність міри двовимірних тіл

Розмірність дозволяє пов'язати міру і розмір. Позначимо розмірність – D , міру – M , розмір – L . Формула, що зв'язує ці три величини, має вигляд

$$M = L^D. \quad (2.7)$$

Для звичних мір ця формула визначає конкретні характеристики фігур. Для двовимірних тіл ($D = 2$) мірою M є площа S :

$$S = L^2, \quad (2.8)$$

для тривимірних тіл ($D = 3$) – об'єм:

$$V = L^3. \quad (2.9)$$

Таким чином, можна зробити висновок: якщо фігуру зменшити в N разів (змінити масштаб), то вона поміститься у початковій фігурі N^D раз. Дійсно, якщо зменшити відрізок ($D = 1$) в 5 разів, то він поміститься у початковому відрізку рівно п'ять раз ($5^1 = 5$). Якщо трикутник ($D = 2$) зменшити в 3 рази (рисунок 2.20, а), то він поміститься у початковому трикутнику дев'ять раз ($3^2 = 9$). Якщо куб ($D = 3$) зменшити у 2 рази (рисунок 2.20, б), то він поміститься у початковому кубі вісім раз ($2^3 = 8$).

Вірним є і зворотний висновок: якщо при зменшенні розміру фігури в ϵ разів, виявляється, що вона укладається у початковій фігурі N раз.

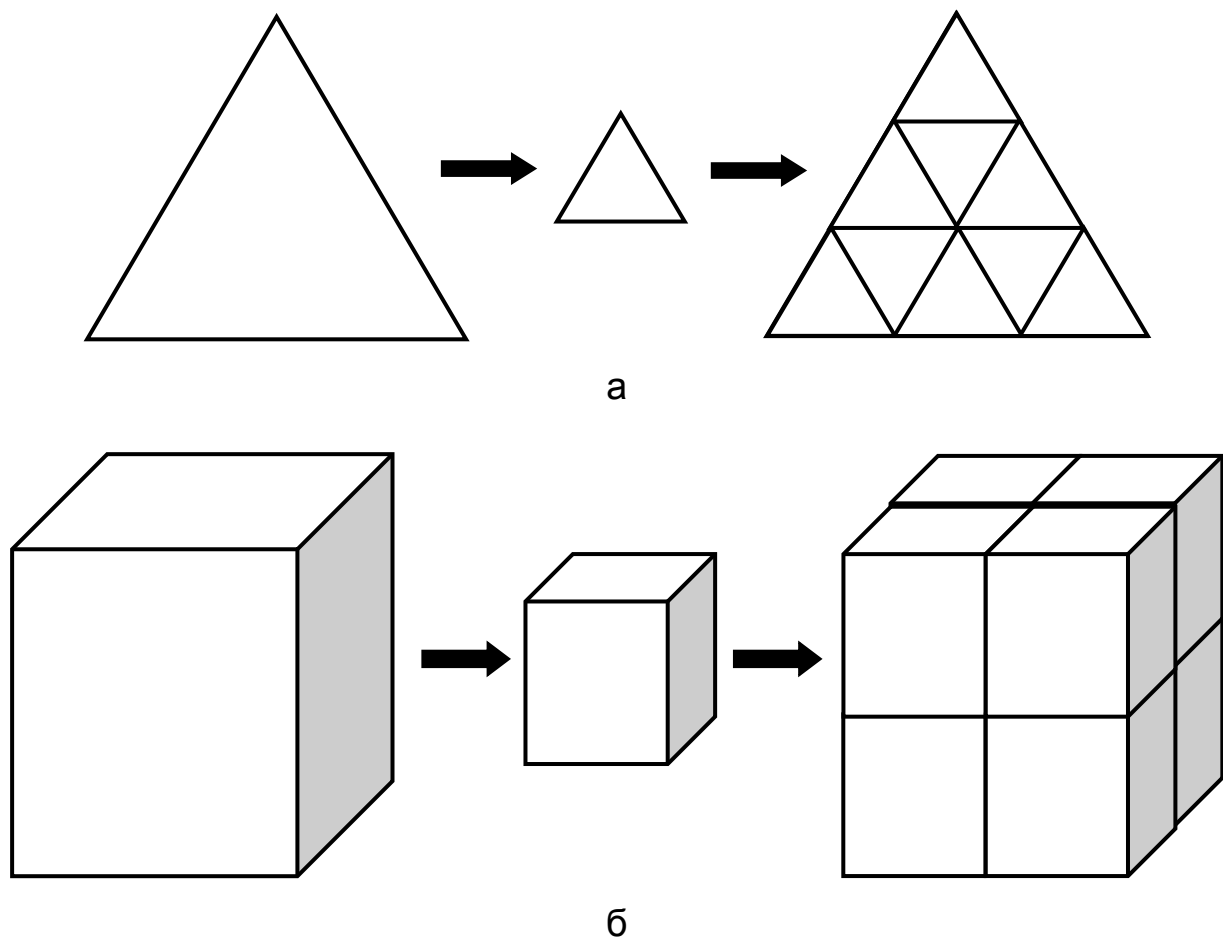


Рисунок 2.20 – Вкладання трикутників (а), кубів (б)

У 300 році до нашої ери **Евклід** розпочав **Книгу I** декількома визначеннями:

1. Точка – це те, що не має частин.
2. Лінія – це довжина без ширини.
3. Поверхня – це те, що має тільки довжину і ширину.

У **Книзі XI** він додав:

4. Об'ємна фігура – це те, що має довжину, ширину і висоту.

Поняття розмірності є фундаментальним поняттям у фізиці і математиці. Спочатку під розмірністю розуміли мінімальне число параметрів, необхідних для опису положення крапки у просторі. Дійсно, на площині потрібно задати дві координати точки, на відрізку достатньо однієї.

У повсякденному житті постійно присутні розмірності. Визначається довжина дороги (250 м), визначається площа квартири (8 м²) і на наклейці пляшки води позначається її об'єм (0,5 дм³). Ці поняття цілком зрозумілі і, здавалося б, не потребують роз'яснення. Лінія має розмірність один. Це означає, що, вибравши точку відліку, можна будь-яку точку на цій лінії визначити за допомогою одного числа – додатного або від'ємного. Це стосується всіх ліній – кола, квадрата, параболи і т. д.

Розмірність два означає, що будь-яку точку можна однозначно визначити двома числами. Не слід думати, що двовимірний означає плоский. Поверхня сфери теж двовимірна (її можна визначити за допомогою двох значень – кутів на зразок широти і довготи).

З математичної точки зору розмірність визначається таким чином:

- для одновимірних об'єктів – збільшення у два рази їх лінійного розміру приводить до збільшення розмірів (у цьому випадку довжини) в два рази (2^1);

- для двовимірних об'єктів збільшення у два рази лінійних розмірів приводить до збільшення розміру (наприклад, площі прямокутника) у чотири рази (2^2);

- для тривимірних об'єктів збільшення лінійних розмірів у два рази приводить до збільшення об'єму у вісім разів (2^3) і т.д.

Таким чином, розмірність D можна розрахувати, виходячи із залежності збільшення розміру об'єкта S від збільшення лінійних розмірів L :

$$D = \lg(S)/\lg(L). \quad (2.10)$$

Для лінії

$$D = \lg(2)/\lg(2) = 1.$$

Для площини

$$D = \lg(4)/\lg(2) = 2.$$

Для об'єму

$$D = \lg(8)/\lg(2) = 3.$$

Анрі Пуанкаре звернув увагу на необхідність аналізу поняття розмірності і вказав на індуктивну природу цього поняття. Згідно з його ідеєю «простору» (або множини) слід приписувати розмірність n , якщо дві його точки можуть бути відокремлені видаленням підмножини точок розмірністю $n - 1$ (рисунок 2.21). Далі для позначення розмірності простору X (або множини) використовуватимемо прийняте позначення $\text{Dim}\{X\} = n$.

Виходячи з цього, визначимо індуктивну розмірність таким чином:

$$\text{Dim}\{\emptyset\} = -1,$$

де \emptyset – пуста множина.

Розмірність простору X є найменше ціле число n , таке, що кожна точка простору має околиці, межі яких мають розмірність меншу за n .

Згідно з визначенням знайдемо розмірність точки. Зрозуміло, що для відокремлення точки нічого не потрібно. Для її відокремлення достатньо пустої множини $\{\emptyset\}$. Тоді розмірність точки буде на одиницю більше розмірності пустої множини:

$$\text{Dim}\{\text{point}\} = 1 + \text{Dim}\{\emptyset\} = 1 - 1 = 0.$$

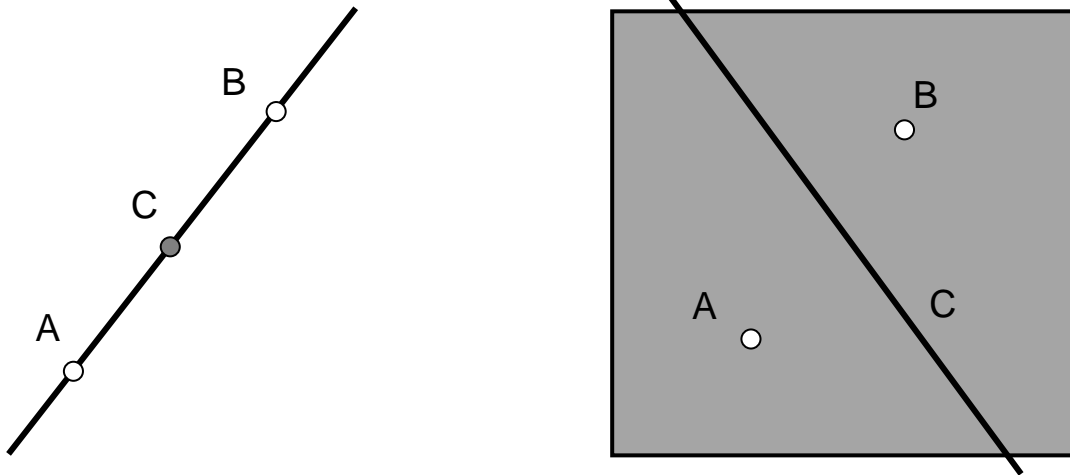


Рисунок 2.21 – Відокремлення точок множиною меншої розмірності

Таким чином, розмірність точки дорівнюватиме 0. Аналогічно можна тепер встановити розмірності відрізка і складніших множин:

$$\text{Dim}\{\text{line}\} = 1 + \text{Dim}\{\text{point}\} = 1 + 0 = 1;$$

$$\text{Dim}\{\text{square}\} = 1 + \text{Dim}\{\text{line}\} = 1 + 1 = 2;$$

$$\text{Dim}\{\text{cube}\} = 1 + \text{Dim}\{\text{square}\} = 1 + 2 = 3.$$

Очевидно, що визначена таким чином розмірність може набувати тільки цілих значень.

З розвитком теорії розмірності було знайдено інший шлях до її визначення. Для простоти викладемо цю ідею у двовимірному випадку. Розглянемо двовимірну область і розділимо її на маленькі осередки, які мають свою межу (рисунок 2.22).

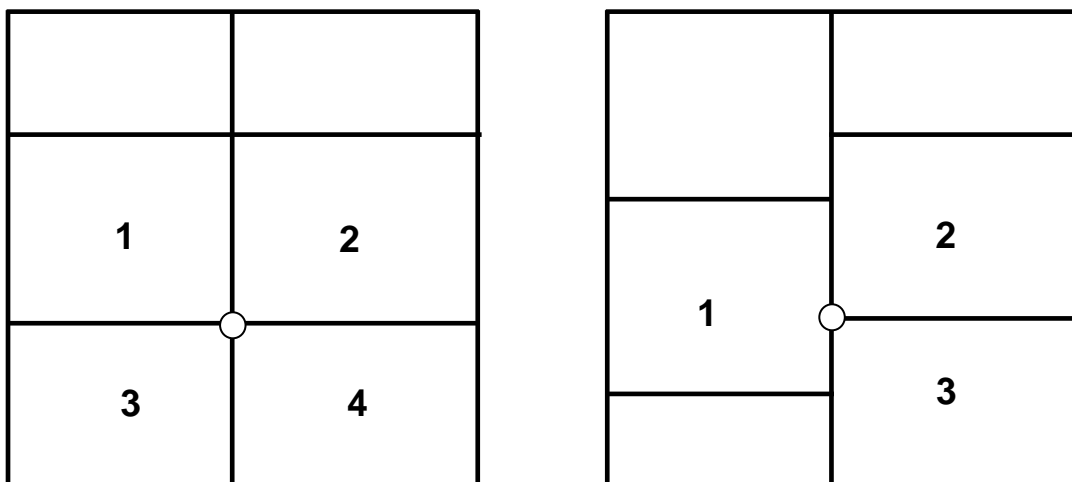


Рисунок 2.22 – Покриття квадрата осередками

Позначена на рисунку 2.22 точка належить відразу або чотирьом або трьом осередкам. Міняючи спосіб розбиття на осередки, не можна домогтися зникнення таких точок, що належать не менше ніж трьом осередкам.

На рисунку 2.22 видно, що яким би не було таке розбиття і форма осередків, завжди знайдуться точки, що належать одночасно трьом осередкам. Це спостереження дозволило сформулювати теорему Лебега–Брауера: якщо n -мірна фігура розбита на достатньо малі осередки, то неодмінно існують точки цієї фігури, що належать щонайменше до $n + 1$ осередків.

Таким чином, приходимо до визначення розмірності, яка зберігається при безперервних взаємно однозначних відображеннях і є топологічним інваріантом. Це означає, що ніякі множини не можуть бути топологічно еквівалентними, якщо мають різну розмірність. З цієї причини визначену вище розмірність також називають топологічною розмірністю простору X , яку можна визначити двома шляхами: відокремлюючи дві точки або покриваючи простір достатньо малими осередками. Необхідно зазначити, що топологічна розмірність завжди є цілим числом, а для пустої множини її значення дорівнює -1 .

2.2.1.4 Визначення фрактальної розмірності

Розмірність Хаусдорфа–Безіковича (ємнісна розмірність) – найчастіше використовувана розмірність, яка дозволяє оцінити фрактальні характеристики різних структур. Стосовно ідеальних об'єктів класичної евклідової геометрії вона дозволяє одержати ті самі числові значення, що й топологічна розмірність (інакше кажучи, дорівнює нулю для точки, одиниці – для гладкої плавної лінії, двом – для фігури і поверхні, трьом – для тіла і простору). Однак, збігаючи зі старою топологічною розмірністю на ідеальних об'єктах, нова розмірність має тоншу чутливість до всякого роду недосконалості реальних об'єктів, дозволяючи розрізняти і індивідуалізувати те, що раніше було безлике і невиразне.

Так, відрізок прямої, відрізок синусоїди і меандр не розрізняються з погляду топологічної розмірності. Всі вони мають топологічну розмірність, яка дорівнює одиниці, тоді як їх розмірність Хаусдорфа–Безіковича є різною і дозволяє числом вимірювати ступінь звивистості. Однак самим незвичайним в розмірності Хаусдорфа–Безіковича є те, що вона може набувати не тільки цілих значень, як топологічна розмірність, але і дробових значень.

Топологічна розмірність для прямої (нескінченної, напівнескінченної або кінцевого відрізка) дорівнює одиниці. Розмірність Хаусдорфа–Безіковича збільшується зі зростанням звивистості (1,02 – для злегка звивистої лінії, 1,15 – для більш звивистої, 1,53 – для дуже звивистої і т. д.), тоді як топологічна розмірність наполегливо ігнорує всі зміни, що відбуваються з лінією, якщо тільки вони не супроводжуються розривом або

склеюванням яких-небудь точок. При цьому, збільшуючи своє значення, розмірність Хаусдорфа–Безіковича не міняє його стрибком, що характерно для топологічної розмірності. Саме для того, щоб підкреслити здатність розмірності Хаусдорфа–Безіковича набувати дробових, нецілих значень, Б. Мандельброт назвав її фрактальною розмірністю.

Нехай у d -вимірному просторі розміщено деякий геометричний об'єкт – деяку лінію (криву), що являє собою множину рівномірно розподілених N_0 точок. Простий спосіб виміряти довжину кривої полягає в тому, щоб покрити цю множину точок малими квадратами зі стороною завдовжки ε (рисунок 2.23). Замість квадратів можна використати кола радіусом ε . Кожна точка кривої буде належати одному з квадратів. Квадрати, в яких немає точок кривої враховуватися не будуть. Іншими словами, необхідно знайти мінімальне число таких квадратів $N(\varepsilon)$, що покривають всю множину.

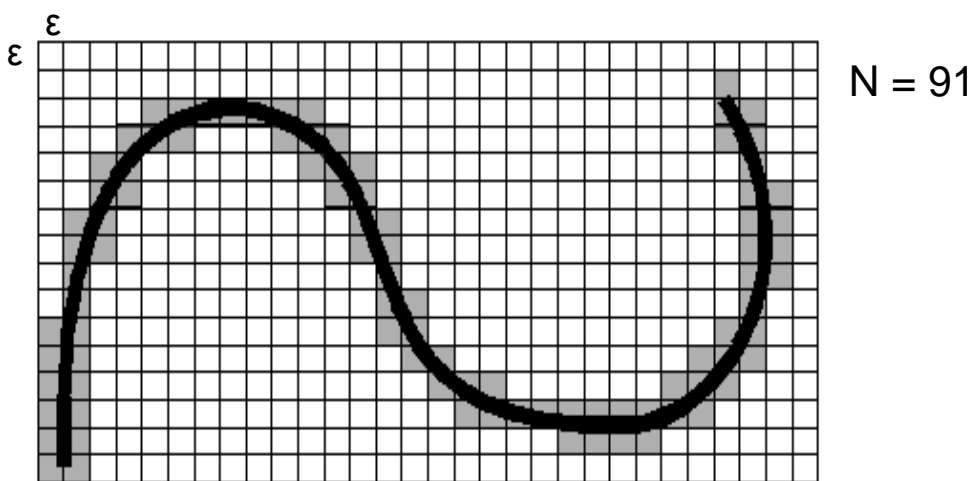


Рисунок 2.23 – Покриття кривої квадратами

Уведемо (побудуємо) суму у всі квадрати, що покривають криву, яка залежить від параметрів p і ε : $m_p = \sum \varepsilon^p$, де p – довільний дійсний параметр. Спрямуємо розмір квадратів ε до нуля і подивимося, як залежить значення цієї межі від параметра p . Межа (рисунок 2.24) при малих p дорівнює ∞ , а при великих – 0.

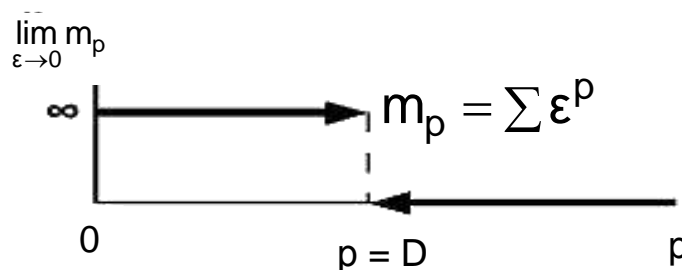


Рисунок 2.24 – Залежність межі $\lim m_p$, якщо $\varepsilon \rightarrow 0$

Існує проміжне критичне значення p_x , таке, що при зменшенні p значення m_p прагне до нуля для $p > p_x$ і до нескінченності для $p < p_x$, тобто відбувається стрибок від 0 до ∞ :

$$\lim_{\varepsilon \rightarrow 0} m_p(\varepsilon) = \begin{cases} 0, & p > p_x, \\ \infty, & p < p_x. \end{cases}$$

Значення $p = D$ і називається розмірністю Хаусдорфа–Безіковича.

Розглянемо, чому дорівнює розмірність Хаусдорфа–Безіковича, наприклад, одиничного квадрата Q (рисунок 2.25).

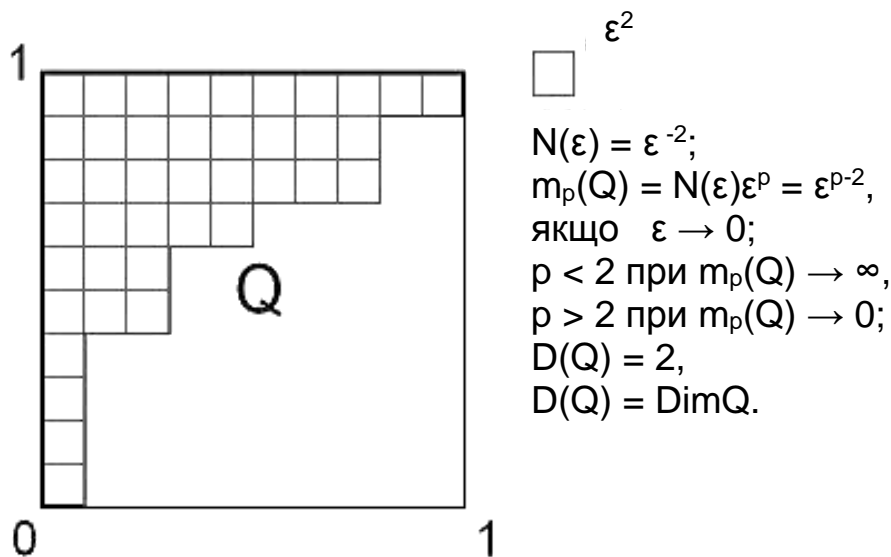


Рисунок 2.25 – Розмірність Хаусдорфа-Безіковича квадрата Q

Його топологічна розмірність дорівнює 2. Для цього будемо покривати його малими квадратами розміром ε . Наведена вище сума або міра Хаусдорфа дорівнює ε^p , помножена на число членів суми, оскільки всі внески до неї однакові. Число малих квадратів розміром ε , що покривають квадрат Q , легко підрахувати, і воно дорівнює

$$N(\varepsilon) = \varepsilon^{-2}.$$

Тоді

$$m_p(Q) = N(\varepsilon)\varepsilon^p = \varepsilon^{p-2}.$$

Можна бачити, якщо $p > 2$, то ця сума пропорційна додатному ступеню ε і під час прагнення ε до нуля обертається в нуль. При $p < 2$ сума пропорційна від'ємному ступеню ε , і межа при $\varepsilon \rightarrow 0$ дорівнює ∞ . Тоді згідно з визначенням, наведеним вище, розмірність Хаусдорфа–Безіковича квадрата Q

$$D(Q) = 2.$$

Таким чином, для звичайних множин розмірність Хаусдорфа–Безіковича збігається з їх топологічною розмірністю

$$D(Q) = \text{Dim}Q.$$

Якщо число N_0 велике, то кількість квадратів, що покривають лінію, змінюватиметься залежно від ϵ :

$$N(\epsilon) \approx \frac{1}{\epsilon}. \quad (2.11)$$

Аналогічно, якщо точки розподілити рівномірно по двовимірній поверхні у тривимірному просторі, то мінімальна кількість кубів, що покривають множину, змінюватиметься залежно від ϵ :

$$N(\epsilon) \approx \frac{1}{\epsilon^2}. \quad (2.12)$$

Розмірність у загальному випадку визначається законом подібності

$$N(\epsilon) \approx \frac{1}{\epsilon^D}. \quad (2.13)$$

Використавши логарифм (основа логарифма може буде довільною) правої і лівої частин співвідношення (2.13), отримаємо




$$\lg N(\epsilon) = -D \lg \epsilon, \quad (2.14)$$

звідки

$$D = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\lg N(\epsilon)}{\lg(1/\epsilon)}. \quad (2.15)$$

Розглянемо порядок визначення розмірності Хаусдорфа–Безіковича для деяких прикладів фрактальних множин.

Канторівська множина. На кожному кроці її будови визначимо кількість і довжину відрізків:

	Номер кроку	Кількість відрізків	Довжина відрізка
	$n = 0$	$N = 1$	$\epsilon = 1$
	$n = 1$	$N = 2$	$\epsilon = 1/3$
	$n = 2$	$N = 4$	$\epsilon = (1/3)^2$

Знайдемо фрактальну розмірність. Для цього візьмемо за основу відрізок завдовжки $\epsilon = 1/3^n$.

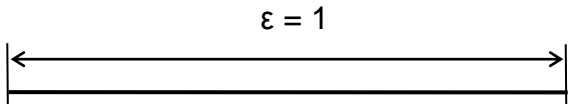
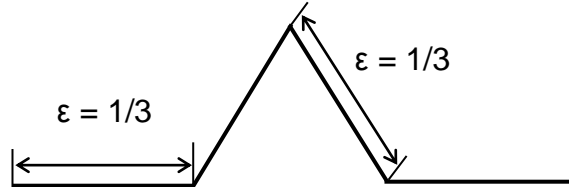
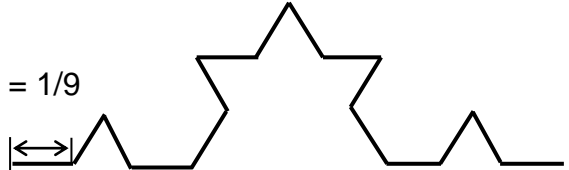
Мінімальна кількість таких відрізків, що необхідна для покриття множини:

$$N(\varepsilon) = 2^n.$$

Тому їх фрактальна розмірність

$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\lg N(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\lg 2^n}{\lg 3^n} = \frac{\lg 2}{\lg 3} \approx 0,6309.$$

Крива Коха. На кожному кроці її будови визначимо кількість і довжину відрізків:

	Номер кроку	Кількість відрізків	Довжина відрізка
	$n = 0$	$N = 1$	$\varepsilon = 1$
	$n = 1$	$N = 4$	$\varepsilon = 1/3$
	$n = 2$	$N = 16$	$\varepsilon = (1/3)^2$




Знайдемо фрактальну розмірність кривої Коха. Як видно, на n -му кроці кількість сторін трикутників $N(\varepsilon) = 4^n$, а довжина сторони $\varepsilon = (1/3)^n$. Тому

$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\lg N(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\lg 4^n}{\lg 3^n} = \frac{\lg 4}{\lg 3} \approx 1,2618.$$

Серветка Серпінського. На кожному кроці її будови визначимо кількість і довжину сторін трикутників.

Кількість чорних трикутників в цій будові зростає як 3^n , де n – номер кроку, а довжина їх сторони зменшується як $1/2^n$. Тому фрактальна розмірність

$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\lg N(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\lg 3^n}{\lg 2^n} = \frac{\lg 3}{\lg 2} \approx 1,5849.$$

Номер кроку	Кількість чорних трикутників	Довжина сторони трикутника
 n = 0	N = 1	$\varepsilon = 1$
 n = 1	N = 3	$\varepsilon = 1/2$
 n = 2	N = 9	$\varepsilon = (1/2)^2$

Таким чином, розмірності Хаусдорфа–Безіковича розглянутих фракталів мають дробові, а не цілі значення, які строго більше їх топологічних розмірностей (Канторовська множина $\text{Dim KM} = 0$, крива Коха $\text{Dim KK} = 1$, серветка Серпінського $\text{Dim CC} = 2$).

Існує два заперечення відносно використання ємності як міри фрактальної розмірності – теоретичне і обчислювальне. По-перше, ємнісна розмірність – геометрична міра, тобто вона не враховує частоту, з якою траєкторія відвідує елемент покриття (квадрат або коло). По-друге, підрахунок гіперкубів, що створюють покриття множини, потребує великих витрат обчислювального часу.

Ще одним типом розмірності, яку часто використовують, є **інформаційна розмірність**

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{I(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\sum P_i \lg P_i}{\lg \varepsilon}. \quad (2.16)$$

Така розмірність аналогічна ємнісній розмірності (2.15), але враховує в тій або іншій формі частоту, з якою траєкторія потрапляє в елемент розбиття (коло або квадрат). Як і у разі ємності, влаштовують покриття множини точок, розмірність якої потрібно визначити, N квадратами зі стороною довжини ε . У свою чергу множина точок розглядається як рівномірна дискретизація безперервної траєкторії.

Інформаційна розмірність пов'язана з ємнісною як $D_1 \leq D$.

Кореляційна розмірність є третім найпоширенішим типом фрактальної розмірності. При її визначенні безперервна траєкторія дискретизується – замінюється множиною з N точок $\{x_i\}$. Потім обчислюють відстань між парами точок $r_{ij} = |x_i - x_j|$, використовуючи або звичайну

евклідову міру відстані (квадратний корінь із суми квадратів компонент), або яку-небудь еквівалентну міру (наприклад, суму абсолютних величин компонент вектора). Кореляційну функцію визначають як

$$C(\varepsilon) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \left(\begin{array}{l} \text{кількість пар } (i, j), \\ \text{для яких відстань } r_{ij} < \varepsilon \end{array} \right). \quad (2.17)$$

Ця функція залежить від ε при $\varepsilon \rightarrow 0$ за ступеневим законом, тобто

$$\lim_{\varepsilon \rightarrow 0} C(\varepsilon) = a \cdot \varepsilon^{D_2},$$

тому кореляційну розмірність можна визначити за нахилом прямої на графіку ($\lg C$, $\lg \varepsilon$):

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\lg C(\varepsilon)}{\lg \varepsilon}. \quad (2.18)$$

Інформаційна і кореляційна розмірності обмежують ємнісну розмірність знизу, тобто

$$D_2 \leq D_1 \leq D.$$

Однак у багатьох випадках всі три розмірності дуже близькі.

Розмірність Реньї узагальнює всі розглянуті вище розмірності. За визначенням q -розмірність Реньї визначають за формулою

$$D_q = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{1}{q-1} \frac{\lg \sum_{i=1}^N P_i^q}{\lg \varepsilon}, \quad (2.19)$$

де P_i – ймовірність попадання на i -ту компоненту фракталу.

Показник Херста. Одним із способів обчислення коефіцієнта H є аналіз так званої R/S статистики (нормованого розмаху). Г. Херст досліджував зміну рівня води у річці Ніл. Позначав через y щорічний рівень води, тоді середній рівень води (середнє значення) за T років

$$\langle y \rangle_T = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T y(t). \quad (2.20)$$

Був отриманий новий (кумулятивний) ряд, що являє собою суму за час t щорічних коливань рівня води у річці Ніл відносно середнього рівня.

Вираз накопиченого відхилення $X(t, \tau)$ поточного значення від середнього значення $\langle y \rangle_\tau$ часового ряду $y(t)$ за період дослідження τ має вигляд

$$X(t, \tau) = \sum_{u=1}^t \{y(u) - \langle y \rangle_\tau\}. \quad (2.21)$$

Стандартне відхилення оцінюється виразом

$$S = \sqrt{\frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} \{y(t) - \langle y \rangle_\tau\}^2}, \quad (2.22)$$

а t набуває дискретних цілочислових значень.

При цьому діапазон між максимальним і мінімальним значеннями $X(t, \tau)$ за час τ позначається $R(\tau)$. Розмах накопиченого відхилення $X(t, \tau)$ визначається таким виразом:

$$R(\tau) = \max_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau) - \min_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau). \quad (2.23)$$

Тоді R/S -статистику можна визначити безрозмірним відношенням діапазону $R(\tau)$ до стандартного відхилення S :

$$\frac{R}{S} = \left(\frac{\tau}{2}\right)^H. \quad (2.24)$$

Взявши логарифм співвідношення (2.24), отримаємо:

$$\lg\left(\frac{R}{S}\right) = H \cdot \lg\left(\frac{\tau}{2}\right). \quad (2.25)$$

Вираз (2.25) описує графік залежності нормованого розмаху від періоду спостереження, побудованого у подвійному логарифмічному масштабі. Як видно, шуканий показник H , який має назву показника Херста, буде дорівнювати коефіцієнту кута нахилу отриманого графіка.

За деяких умов фрактальна розмірність часового ряду може бути обчислена за допомогою цього показника за формулою

$$D = 2 - H. \quad (2.26)$$

Фрактальна розмірність залежить від того, як її вимірювати. Це означає, що окрім формул для підрахунку розмірності необхідно точно

задати і спосіб вимірювання. Ці особливості можуть приводити до утворення не тільки різних видів розмірностей, але й різних понять, різних підходів до вимірювання.

Метод покриття. Спосіб визначення фрактальної розмірності за допомогою покриття сигналів (зображень) квадратами (кубами) містить такі кроки:

1. Задати деяку величину (значення) ε , розбити часову область існування початкових даних на квадрати зі стороною довжиною ε і підрахувати, скільки квадратів накривають всі відомі точки. Виходить одне значення $N(\varepsilon)$.

2. Припустити, що були проведені обчислення $N(\varepsilon)$ для різної довжини сторони ε (наприклад, це значення $\varepsilon_1, \varepsilon_2 = \varepsilon_1/2, \varepsilon_3 = \varepsilon_1/4$). Як впливає з визначення фрактальної розмірності, при малих ε кількість елементів покриття $N(\varepsilon)$ має дорівнювати $\sim \varepsilon^{-D}$, а у такому разі

$$\lg N(\varepsilon) = D \cdot \lg \varepsilon.$$

За отриманими даними можна побудувати залежність $\lg N(\varepsilon)$ від $\lg 1/\varepsilon$ (рисунок 2.26).

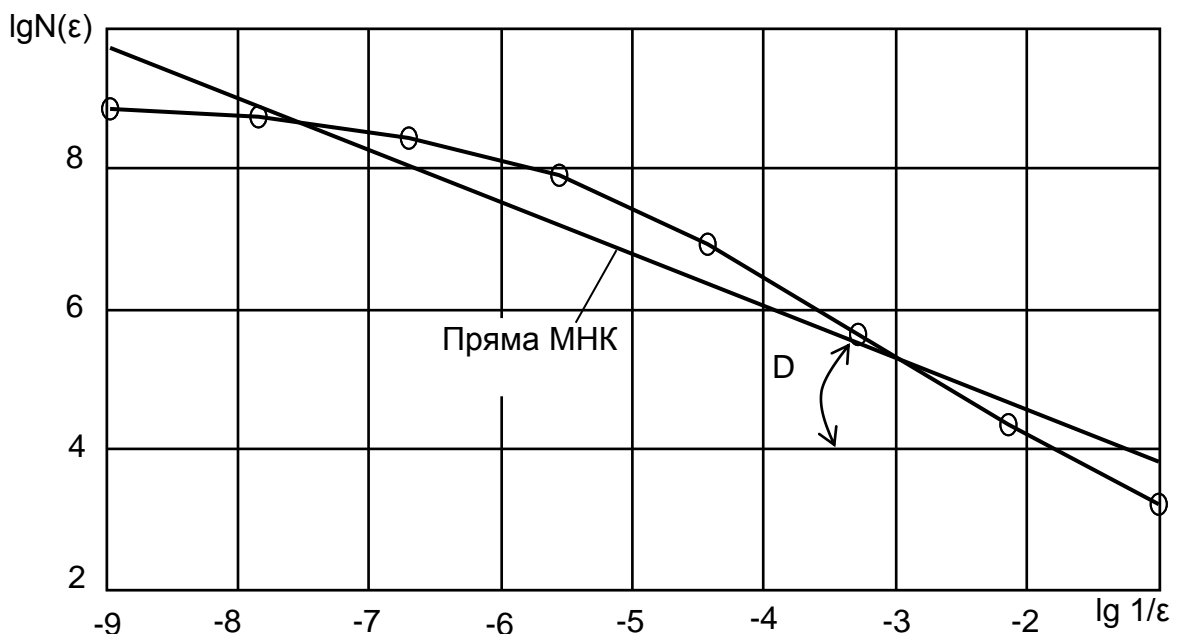


Рисунок 2.26 – Визначення фрактальної розмірності з використанням методу покриття

3. Оцінювання фрактальної розмірності за отриманими даними звести до пошуку «найбільш лінійної» ділянки залежності $\lg N(\varepsilon)$ від $\lg 1/\varepsilon$. Потім побудувати на цій ділянці лінійну апроксимацію

$$\lg N(\varepsilon) = b \cdot \lg \varepsilon + C,$$

наприклад, за методом найменших квадратів (МНК). Як оцінку фрактальної розмірності, вибрати $D = b$, що дорівнює тангенсу кута нахилу прямої МНК.

Найважче формалізувати в цьому алгоритмі вибір лінійної ділянки, за якою слід оцінювати розмірність. Апроксимація лінійної ділянки з використанням МНК не завжди дозволяє одержати достовірний результат.

На рисунку 2.26 показано графік залежності $\lg N(\epsilon)$ від $\lg 1/\epsilon$, якщо лінійна апроксимація проводилася за всіма точками з використанням МНК. З рисунка видно, що така побудова прямої лінії не дозволила виділити на графіку лінійну ділянку, а помилка апроксимації становила 15 %.

Розглянемо можливість вибору лінійної ділянки графіка за окремими точками. Спочатку лінійну апроксимацію можна здійснювати на першій ділянці лінійності (ліворуч на графіку).

Як видно з рисунка 2.26, пряма лінія буде добре описувати перші три точки графіка, але переважна більшість даних в цьому випадку буде не задіяна (праворуч на графіку), і помилка апроксимації буде високою (12 %).

На другій ділянці лінійності (праворуч на графіку) пряма лінія буде добре описувати (охоплювати) п'ять точок графіка, і помилка апроксимації в цьому випадку становитиме 1,4 %, тобто величина фрактальної розмірності буде визначена з більшою точністю.

Таким чином, під час розрахунку фрактальної розмірності необхідно визначити не тільки формулу, за якою буде проведено розрахунок, а й метод визначення і вибрати «найбільш лінійну» ділянку графіка, на якій буде розраховано фрактальну розмірність.

2.2.2 Метод фазової площини

2.2.2.1 Побудова фазових портретів

Деякі особливості структури (форми) сигналів, які неможливо або скрутно досліджувати аналітично, піддаються наочному уявленню і якісному дослідженню за допомогою перетворення початкового сигналу в іншу площину. Перетворення початкового часового ряду у фазову (псевдофазову) площину лежить в основі методу фазової (псевдофазової) площини (реконструкції атрактора).

Поняття фазової площини виникло за аналогією з фазовим простором, що використовується в класичній і статистичній механіці. У загальному випадку фазовий простір можна визначити як абстрактний математичний простір, в якому осями координат є стан системи та її похідні. Використання фазової площини дозволяє отримати розв'язок диференціального рівняння не з використанням інтегрування, а його поданням на площині з прямокутною системою координат.

Під фазовою площиною мається на увазі площина, кожна точка якої однозначно визначає стан (фазу) системи.

Метод фазової площини є графоаналітичним методом дослідження динамічних систем, що описуються такими рівняннями:

$$\frac{dx}{dt} = P(x, y); \quad \frac{dy}{dt} = Q(x, y), \quad (2.27)$$

де x і y – змінні стани системи;

$P(x, y)$ і $Q(x, y)$ – функції, що задовольняють умовам теорем існування і єдиності рішень;

t – час (незалежна змінна).

Поведінку такої системи можна уявити геометрично на площині в прямокутних декартових координатах. При такому поданні кожному стану динамічної системи однозначно відповідає точка на площині з координатами x , y і, навпаки, кожній точці площини відповідає один і лише один стан досліджуваної динамічної системи. Площина Oxy називається **фазовою площиною** (рисунок 2.27). Як змінна y може бути вибрана швидкість зміни координати x , тобто $y = \frac{dx}{dt} = \dot{x}$.

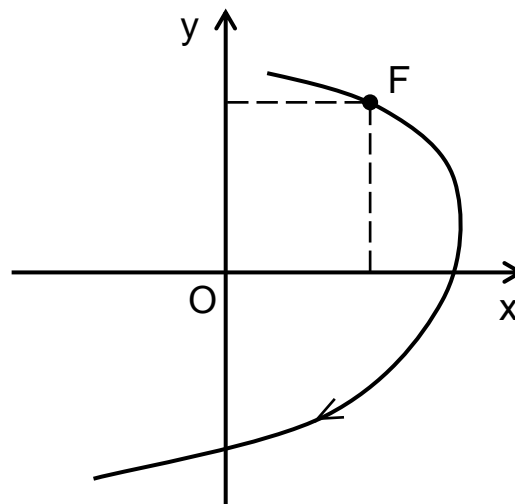


Рисунок 2.27 – Фазова площина, зображуюча точка F і фазова траєкторія

Зміна стану системи зображується на фазовій площині рухом точки F , яку називають **фазовою точкою, зображуючою точкою або подаваною точкою**.

Траєкторія, по якій рухається зображуюча точка називається **фазовою траєкторією**. Швидкість і напрямок її руху визначаються вектором фазової швидкості $\{P, Q\}$. Через кожну точку фазової площини проходить тільки одна фазова траєкторія.

Сукупність фазових траєкторій називається **фазовим портретом** системи і відображає сукупність всіх можливих з'єднань системи і типи можливих рухів в ній.

Метод фазової площини полягає у побудові фазового портрета системи і подальшого його аналізу. Метод дозволяє визначити число, типи і характер особливих точок, ізольованих замкнутих траєкторій і сепаратрис і дає можливість, спостерігаючи за виглядом фазових траєкторій, наочно уявити всю сукупність рухів, що виникають у динамічній системі за будь-яких початкових умов.

Для побудови фазових портретів до появи комп'ютерів використовували три основних способи:

- метод ізоклін;
- побудову Льєнара;
- дельта-метод.

Метод ізоклін. У диференціальних рівняннях є три змінних: x , y і dy/dx . Величина $N = dy/dx$ є нахилом фазової траєкторії на фазовій площині. Позначимо деяке конкретне значення N через N_1 . Тоді

$$N_1 = \frac{Q(x, y)}{P(x, y)}. \quad (2.28)$$

У рівнянні (2.28) існують тільки дві змінні x та y , тому воно визначає єдину криву на площині $\{x, y\}$. Властивістю цієї кривої є те, що вона – геометричне місце всіх точок, для яких нахил фазової траєкторії дорівнює N_1 . Ця крива має назву **ізокліна**. Якщо задати ряд значень для N і побудувати сімейство ізоклін, то фазові траєкторії можуть бути побудовані для будь-яких вибраних початкових умов з відрізків прямих, спрямованих відповідно до нахилу, що визначають ізокліни.

Методику побудови показано на рисунку 2.28. Лінії зі стрілками N_1, N_2, N_3 і N_4 вказують необхідний нахил фазової траєкторії, коли вона перетинає відповідну ізокліну. Якщо початкові умови задані точкою A , проведемо через цю точку дві прямі, що мають нахил N_1 і N_2 і спрямовані у бік ізокліни N_2 . Оскільки траєкторія в точці A має нахил N_1 , то наступну ізокліну вона має перетинати з нахилом N_2 і повинна лежати усередині кута, який утворений проведеними відрізками прямих. Можна припустити, що траєкторія перетинає ізокліну N_2 в точці B з нахилом N_2 . Точка B вибрана у середині відрізка допоміжної побудови, що відсікається лініями. Хоча це є наближеним результатом, але помилка буде малою, якщо сам відрізок малий. Точність може бути підвищена нанесенням на графік проміжних ізоклін, коли відрізки великі.

Подальші точки C і D отримують за допомогою тієї самої процедури, як показано на рисунку 2.28. Фазові траєкторії мають бути проведені так, щоб вони проходили через позначені точки і перетинали ізокліни з необхідним нахилом. Якщо ізокліни побудовані, то для проведення великої кількості фазових траєкторій потрібно не набагато більше часу, ніж для знаходження однієї траєкторії.

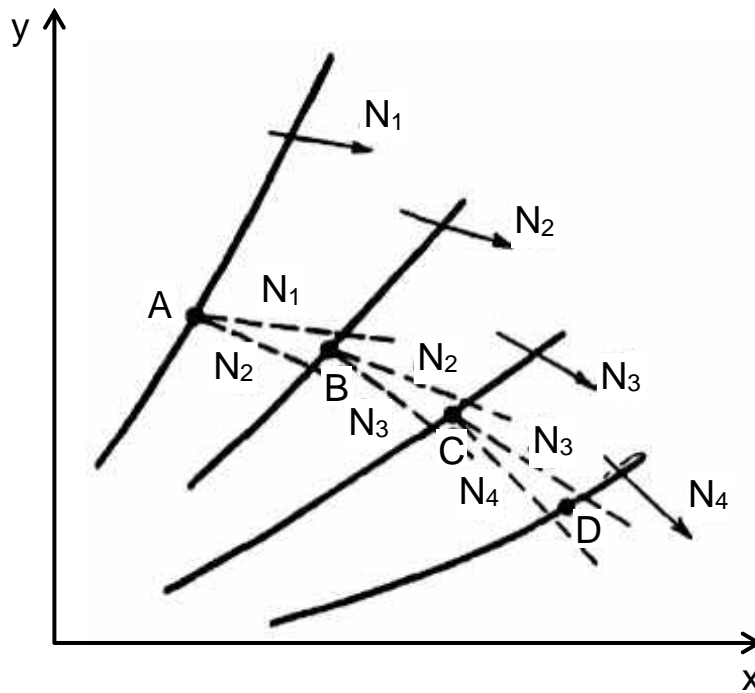


Рисунок 2.28 – Побудова фазової траєкторії за ізоклінами

Для деяких рівнянь ізокліни є прямими або легко обчислюваними кривими і можуть бути побудовані дуже швидко. Для інших рівнянь, зокрема для деяких нелінійних, ізоклінами є достатньо складні криві і, щоб побудувати кожен ізокліну, необхідно обчислити велику кількість її окремих точок. У таких випадках метод ізоклін виправдовує себе тільки тоді, коли потрібно отримати повний фазовий портрет. Для якнайшвидшої ж побудови однієї фазової траєкторії краще скористатися іншими методами.

Для прикладу на рисунку 2.29 зображено сімейство ізоклін і фазовий портрет, побудований методом ізоклін, для наведеного нелінійного диференціального рівняння

$$\ddot{x} + x\dot{x} + x = 0.$$

Побудова Льєнара. Г. Льєнар запропонував побудову, що дозволяє визначити нахил фазової траєкторії в будь-якій точці фазової площини для запису рівняння

$$\ddot{x} + F(\dot{x}) + x = 0. \tag{2.29}$$

Позначивши $y = \dot{x}$, можна записати

$$\frac{dy}{dx} = \frac{-F(y) - x}{y}.$$

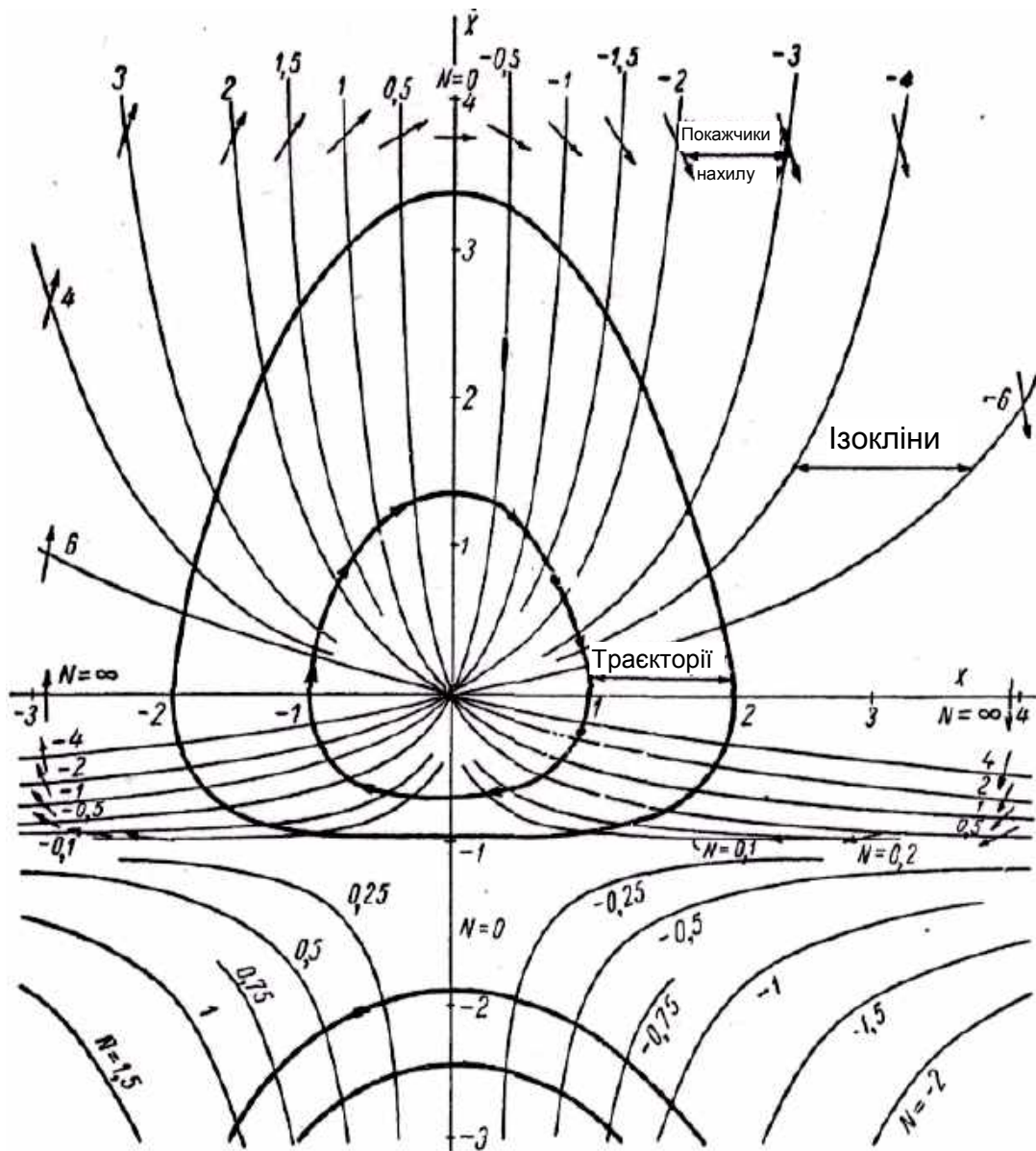


Рисунок 2.29 – Фазовий портрет рівняння $\ddot{x} + \dot{x} + x = 0$

Візьмемо $-F(y) - x = 0$ і побудуємо за цим рівнянням криву на фазовій площині в координатах x, y , як показано на рисунку 2.30.

Припустимо, що початок фазової траєкторії (відповідно до заданих початкових умов) знаходиться в точці P . З точки P проводимо пряму, паралельну осі x , до перетину в точці A з кривою, яка визначається рівнянням $F(y) + x = 0$. Після цього з точки A проводимо паралель щодо осі y , яка перетинається з віссю x в точці C . Нахил лінії CP дорівнює

$$\frac{y}{F(y) + x}$$

Шуканий нахил є оберненою величиною, взятою зі знаком мінус відносно нахилу лінії CP . Оскільки нахил фазової траєкторії в точці P буде

$$\frac{dy}{dx} = \frac{-[F(y) + x]}{y},$$

то він визначається як нахил перпендикуляра до CP в точці P.

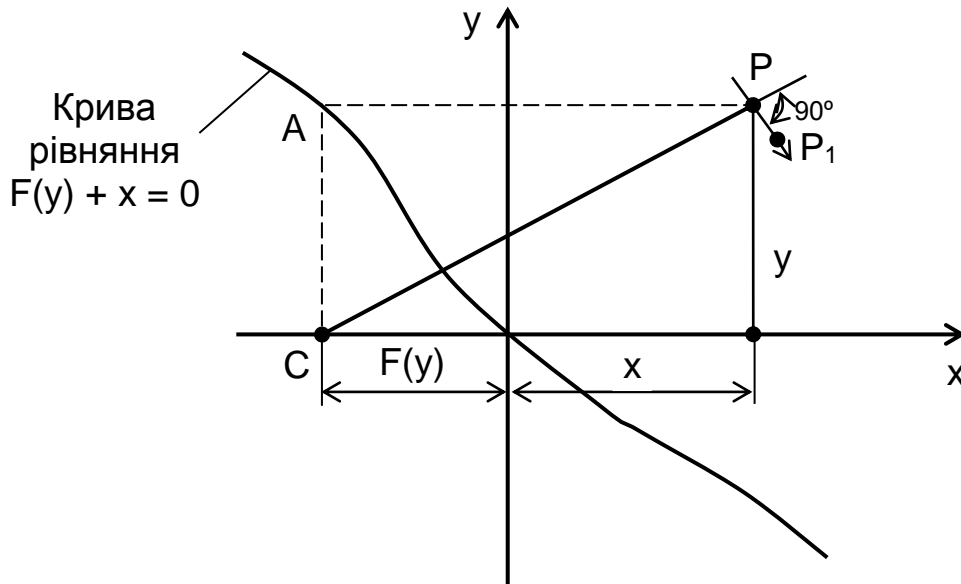


Рисунок 2.30 – Побудова Льенара. С – центр побудови

Є декілька способів побудови траєкторії за допомогою такої методики. Перший починається з точки P, з якої проводять короткий відрізок відповідно до знайденого нахилу траєкторії. Припустимо, що цей відрізок апроксимує відповідну ділянку траєкторії. Відрізок обривають у деякій точці P₁ і повторюють з неї всю побудову, внаслідок чого отримують наступну точку P₂. У вдосконаленому способі спочатку точку P₁ знаходять так само, як зазначалося вище, і визначають нахил в точці P₁. Другий прямолінійний відрізок проводять знову з точки P, але з нахилом, визначеним для точки P₁. Тепер два відрізка, проведені з точки P, відсікають на горизонталі, що проходить через P₁, деякий відрізок. Середина цього відрізка і має бути вибрана як наступна точка фазової траєкторії. Далі побудова продовжується так само.

Дельта-метод (δ-метод). Як і інші методи побудови фазових траєкторій, δ-метод передбачає приведення рівняння другого порядку до специфічного вигляду. Для кращого з'ясування принципової основи методу виконаємо відповідні алгебраїчні перетворення. Будь-яке диференціальне рівняння другого порядку приводять до вигляду

$$\ddot{x} + f(x, \dot{x}, t) = 0. \quad (2.30)$$

Вираз, позначений як $f(x, \dot{x}, t)$, може і не містити в явному вигляді всіх змінних x , \dot{x} і t . Рівняння (2.30) перетворюється до вигляду

$$\ddot{x} + A^2[x + F(x, \dot{x}, t)] = 0, \quad (2.31)$$

де A – постійна величина.

Перетворення члена $f(x, \dot{x}, t)$ до наведеної вище форми часто потребує віднімання або додавання до нього члена, пропорційного x . Зокрема, така операція необхідна, якщо $f(x, \dot{x}, t)$ є явною функцією тільки величин \dot{x} і t . Бажано вибрати $A = \omega_n$, якщо будь-яким чином можна визначити власну частоту, але це необов'язково. Позначимо $F(x, \dot{x}, t)$ через δ , після чого рівняння (2.31) запишемо у вигляді

$$\ddot{x} + \omega_n^2(x + \delta) = 0. \quad (2.32)$$

Саме завдяки цьому позначенню і його геометричній інтерпретації даний метод отримав назву δ -метода.

Перетворимо тепер вираз (2.32) для отримання нахилу фазової траєкторії:

$$\begin{aligned} \ddot{x} &= -\omega_n^2(x + \delta); \\ \frac{d\dot{x}}{dx} &= \frac{d\dot{x}/dt}{dx/dt} = \frac{-\omega_n^2(x + \delta)}{\dot{x}}. \end{aligned} \quad (2.33)$$

Якщо вибрати як координату фазової площини величину \dot{x}/ω_n , то рівняння (2.33) перетвориться так:

$$\frac{d \frac{\dot{x}}{\omega_n}}{dx} = - \frac{x + \delta}{\frac{\dot{x}}{\omega_n}}. \quad (2.34)$$

Таким чином, у кожній фіксованій точці фазової площини нахил фазової траєкторії виражають через δ , що само собою може бути достатньо складним виразом. У загальному випадку δ обчислюють так, як того потребують алгебраїчні операції, але в даному випадку зручно припустити, що δ відома для того, щоб надати геометричну інтерпретацію рівняння (2.34).

Розглянемо геометричну інтерпретацію рівняння (2.34), як показано на рисунку 2.31. Точку $P(\dot{x}/\omega_n, x)$ вибирають довільно, і знаменник рівняння (2.34) відразу ж визначається координатою \dot{x}/ω_n . Для утворення чисельника цього рівняння необхідно значення δ скласти з координатою x , що дає змогу одержати відрізок $RQ = x + \delta$.

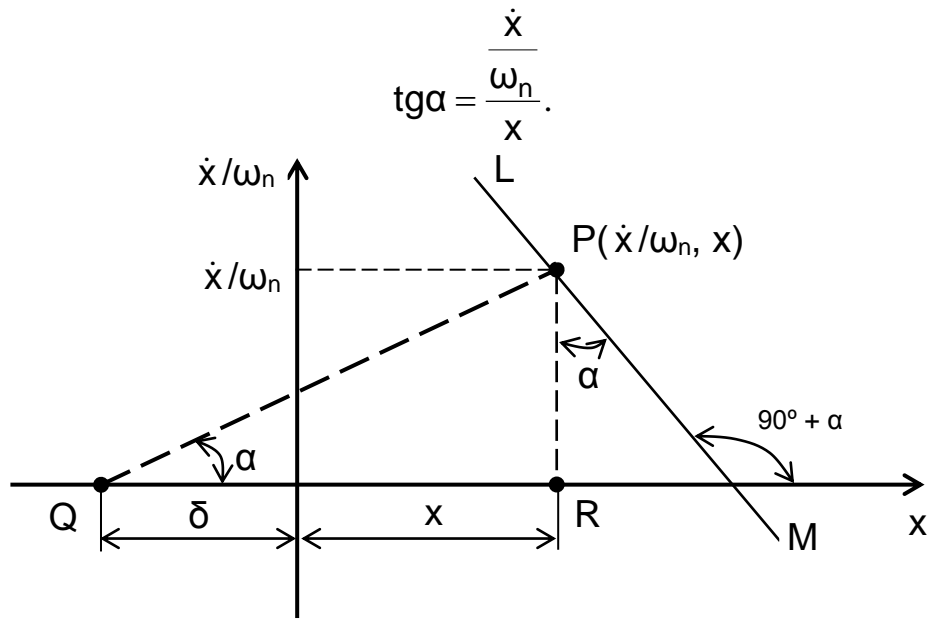


Рисунок 2.31 – Геометрична інтерпретація рівняння (2.34)

Відрізок QP має нахил, який визначається виразом

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\dot{x}}{\omega_n} \cdot \frac{1}{x}.$$

Лінія LM, проведена через P перпендикулярно QP, має нахил

$$\operatorname{tg}(\alpha + 90^\circ) = \frac{d \frac{\dot{x}}{\omega_n}}{dx} = -\frac{x + \delta}{\frac{\dot{x}}{\omega_n}},$$

що видно з тригонометричних співвідношень між кутами, показаними на рисунку 2.31.

Таким чином, в кожній точці фазової площини нахил фазової траєкторії може бути визначено так:

- обчислюють значення δ у вибраній точці;
- наносять точку Q, яку знаходять складанням δ і x (значення δ може бути як додатним, так і від'ємним);
- будують перпендикуляр до QP в точці P.

Під час розв'язання багатьох задач можна застосовувати декілька методів. Зазвичай, якщо необхідно мати повний фазовий портрет, кращим є метод ізоклін. Коли потрібно мати лише декілька траєкторій, то менші витрати часу забезпечить застосування δ -методу або побудови Льєнара. У тих випадках, коли ізокліни є прямими, до кращих результатів приводить

цей метод. Однак для реалізації розглянутих методів потрібно мати багато часу і не для розв'язання всіх типів диференціальних рівнянь вони можуть бути застосовані. Тому до останнього часу побудова фазових траєкторій за допомогою зазначених методів використовувалася нечасто.

З розвитком комп'ютерної техніки побудова фазових траєкторій і фазових портретів значно спростилася. Розв'язок задач, що легко моделюються на обчислювальних машинах, зручно отримати у вигляді $x(t)$ і $y(t)$, а потім побудувати криву $y = f(x)$, виключивши t .

На рисунку 2.32 показано часову реалізацію періодичного сигналу (часового ряду) $x(t)$ з одиничною амплітудою і його фазовий портрет на фазовій площині $y(x)$, що побудовані з використанням комп'ютера.

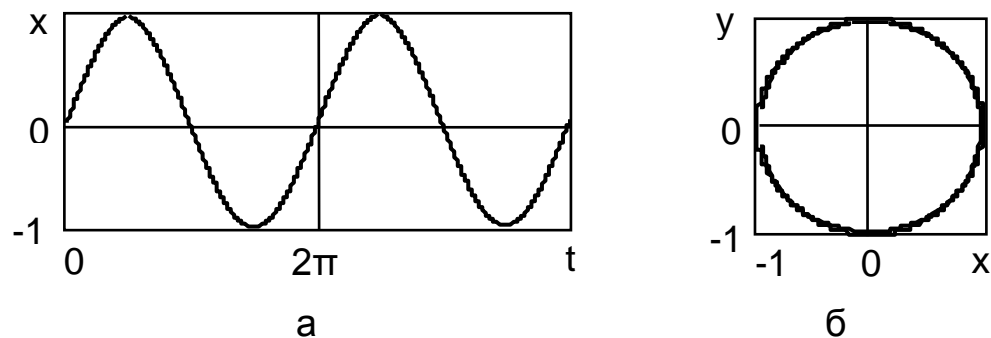


Рисунок 2.32 – Часова реалізація (а) і фазовий портрет (б) періодичного сигналу

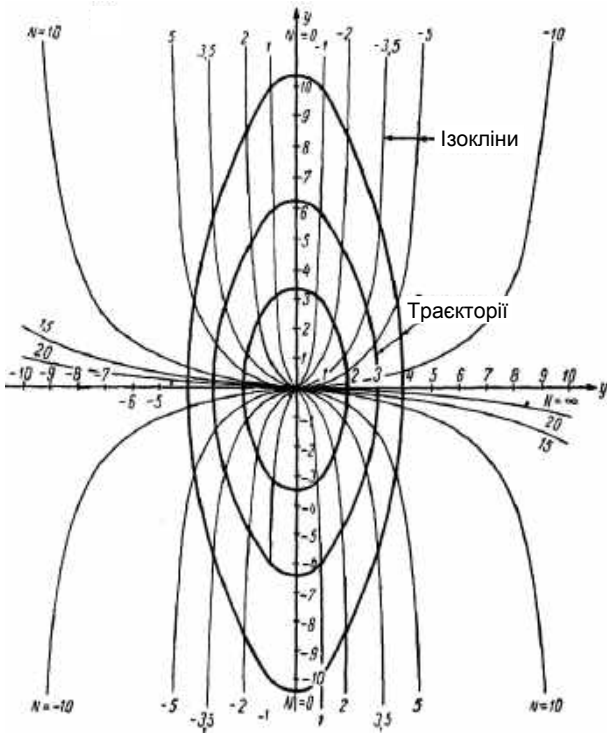
Як видно на рисунку 2.32, фазовий портрет періодичного сигналу з одиничною амплітудою є колом. Збільшення періоду сигналу не приводить до зміни форми фазового портрета, а приводить до накладення кіл одного на одне. Фазовий портрет витягується із зміною амплітуди сигналу.

Після того, як фазовий портрет отримано, можна відзначити ряд особливостей у формі і розташуванні фазових траєкторій. На фазовій площині зазвичай виділяють такі три типи фазових траєкторій:

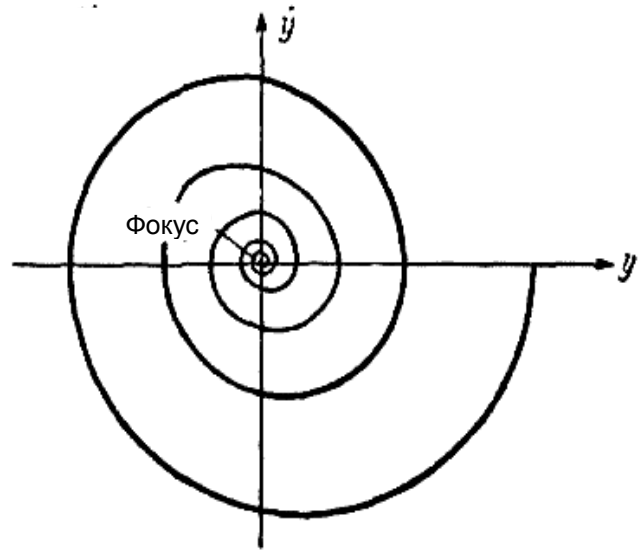
- особливі точки, або положення рівноваги, які визначені в результаті розв'язання системи рівнянь $P(x, y) = 0, Q(x, y) = 0$;
- ізольовані замкнуті траєкторії, що відповідають періодичним рухам в системі;
- сепаратриси, що розділяють фазову площину на області, які заповнені траєкторіями різних типів.

Різні типи фазових портретів, зокрема центр, фокус, вузол та сідло, показано на рисунку 2.33, а, б, в і г відповідно, а на рисунку 2.33, г також показано сепаратрису.

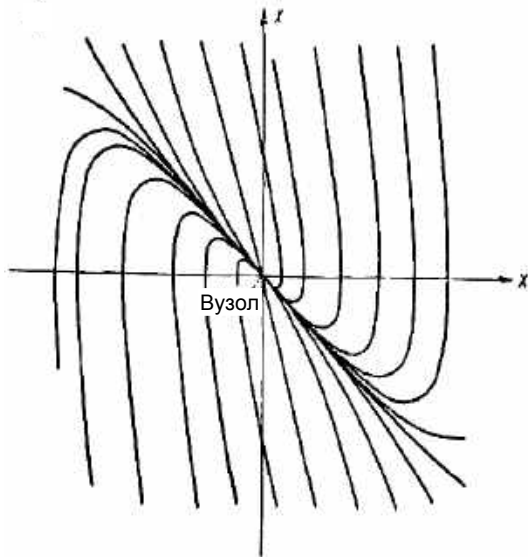
Більшість топологічних особливостей фазових траєкторій пов'язана з існуванням особливих точок, в яких їх нахил є невизначеним. Якщо розташування і вид різних особливих точок вдається визначити, це може бути корисною інформацією під час вирішення таких завдань: стійкості, точності сталого розв'язання, амплітуди і частоти власних коливань.



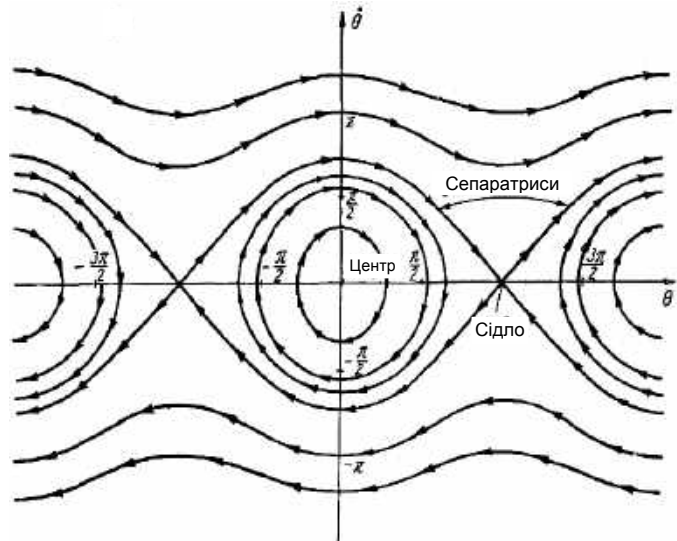
а



б



в



г

Рисунок 2.33 – Різні типи фазових портретів: має центр (а); сходиться до фокуса (лінійна система) (б); вузол (система другого порядку з надмірним демпфуванням) (в); сідло і сепаратриса (маятник) (г)

У деяких випадках ретельне дослідження фазових портретів навколо особливої точки допомагає пояснити ті або інші особливості, які спостерігаються під час роботи системи. Різні фізичні явища можна розділити на три групи:

- **стаціонарні явища**, основні характеристики яких не міняються з часом. Фазовий портрет стаціонарного явища описується нерухомою точкою;

- **нестационарні явища**, для яких залежність від часу є принципово важливою. Фазовий портрет нестационарного явища описується рухомою по деякій траєкторії точкою. Нестационарні явища можуть бути:

- **періодичними** – чітко періодичні явища (фазовий портрет – замкнута крива);

- **квазіперіодичними** – не строго періодичні явища, але в малому масштабі виглядають як періодичні (фазовий портрет – майже замкнута крива);

- **хаотичними** – аперіодичні явища (фазовий портрет – незамкнута крива, що займає деяку площу більш-менш рівномірно атратора).

- **квазістационарні** – нестационарні явища, але характерний масштаб їх еволюції набагато більше того часу, який цікавить.

Таким чином, для побудови фазових траєкторій раніше використовували графоаналітичні методи, але такі методи мали низьку точність будови і потребували багато часу для обчислення і побудови. Тому метод фазової площини не знаходив практичного застосування для аналізу структури сигналів. Поява комп'ютерів дозволяє спростити побудови фазових портретів складних систем і використовувати їх для аналізу геофізичних сигналів.

2.2.2.2 Поняття псевдофазової площини

В останні десятиліття в межах нелінійної динаміки отримано фундаментальні теоретичні результати і розроблено методики, що обґрунтовують принципову можливість прогнозування фізичних процесів на базі їх часових рядів. Однією з основоположних ідей є те, що при побудові емпіричних моделей за часовим рядом, в яких не достає змінних, можна використовувати або послідовні значення доступної спостережуваної величини, або її послідовні похідні. Було доведено, що при реконструкції за скалярною часовою реалізацією динамічної системи за методом часових затримок і за методом послідовних похідних гарантовано, що в нових змінних буде отримано еквівалентний опис початкової динамічної системи при достатньо великій розмірності відновлених векторів D . А саме має виконуватися умова $D > 2d$, де d – розмірність множини M у фазовому просторі початкової системи, в якому відбувається модельований рух. Ці твердження і складають зміст знаменитих **теорем Такенса**.

Для аналізу поведінки складної (нелінійної) динамічної системи, в якій є відомим тільки один параметр (система з одним ступенем свободи), використовують метод побудови псевдофазової площини з часовою затримкою.

У системі, в якій виміряна тільки одна величина, встановлюється залежність сигналу від цієї ж величини в інший момент часу, відстаючий від даного моменту часу або випереджаючий його на постійну величину $[x(t), x(t+T)]$. Сигнал $x(t+T)$, пов'язаний з $x(t)$, і результат має ті ж

властивості, що і при використанні дійсної фазової площини. Побудова фазового портрета на псевдофазовій площині не потребує застосування великого часу для розв'язання диференціальних рівнянь і обчислення кутів нахилу ізоклін, а використання комп'ютерів дозволяє будувати фазові портрети складних динамічних систем практично в реальному масштабі часу.

На рисунку 2.34 показано фазові портрети гармонічного сигналу, побудовані на псевдофазовій площині при різних часових затримках ($T_1 < T_2 < T_3 < T_4$). Як видно з рисунка 2.34, можна підібрати таке значення часової затримки, при якому фазовий портрет на псевдофазовій площині відповідатиме фазовому портрету на реальній фазовій площині (див. рисунки 2.32, б і 2.34, в).

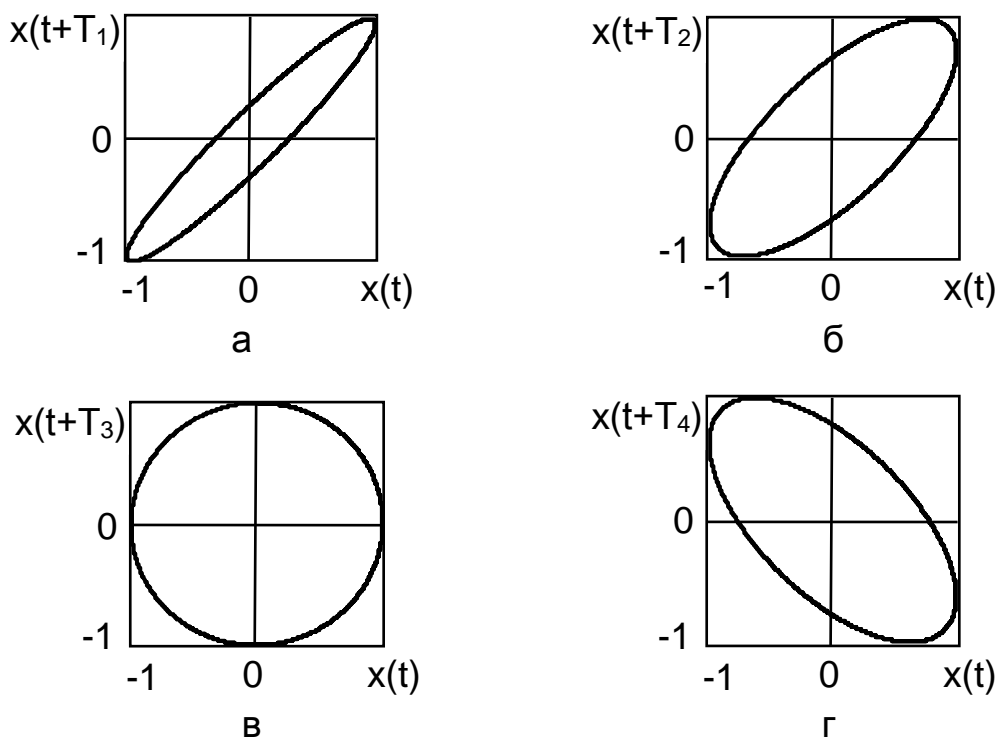


Рисунок 2.34 – Фазові портрети гармонічного сигналу, побудовані на псевдофазовій площині: часова затримка T_1 (а); T_2 (б); T_3 (в); T_4 (г)

Найважчим завданням під час побудови фазового портрета на псевдофазовій площині є вибір правильного часу затримки T . Перший спосіб – це вибрати значення T близьким до першого нуля автокореляційної функції для ряду x_i :

$$B(T) = \frac{1}{m} \sum_{i=0}^{m-1} (x_i - \bar{x})(x_{i+T} - \bar{x}), \quad m = M - T, \quad (2.35)$$

де \bar{x} – середнє значення часового ряду;
 M – довжина часового ряду.

Приклад часового ряду (рисунок 2.35) і відповідна йому автокореляційна функція (рисунок 2.36) побудовані за допомогою програми Fractan.

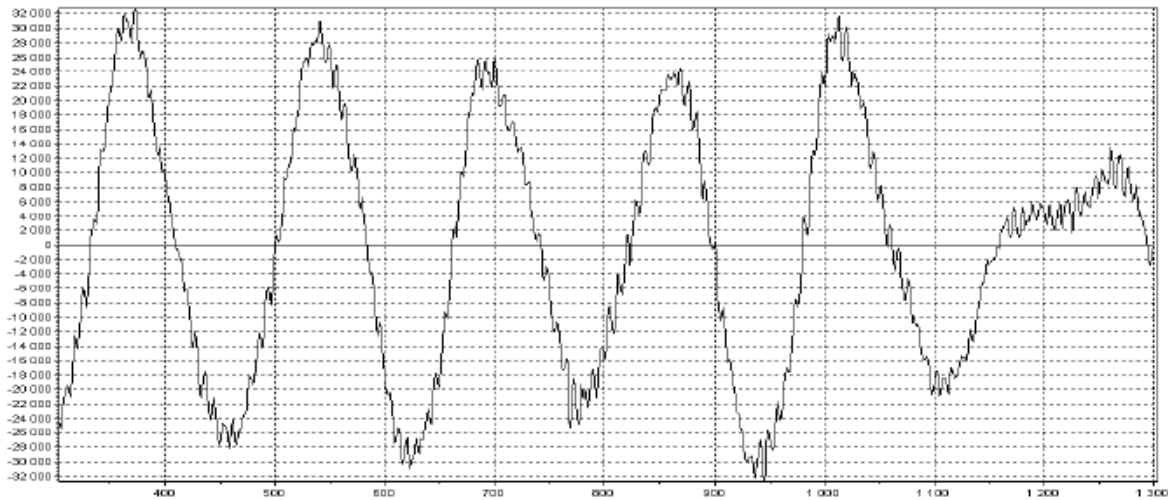


Рисунок 2.35 – Приклад часового ряду

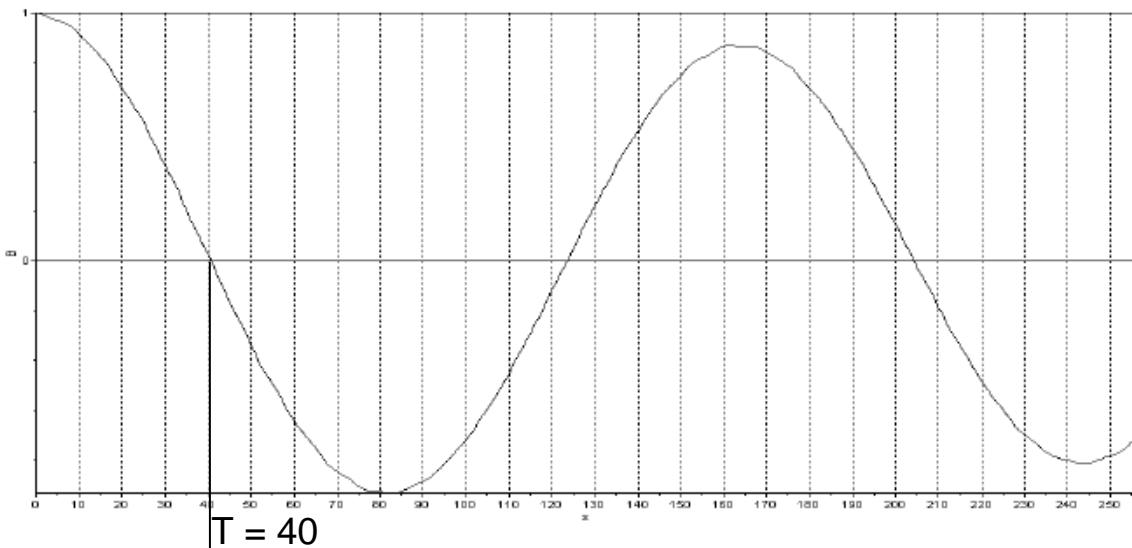


Рисунок 2.36 – Автокореляційна функція

Другий спосіб полягає в обчисленні спектра потужності часового ряду, тобто швидкого перетворення Фур'є автокореляційної функції. Якщо в спектрі потужності присутні кратні дискрети, то затримка T вибирається такою, що дорівнює чверті періоду найвищої домінуючої частоти.

Третій спосіб оснований на обчисленні середньої взаємної інформації між двома вимірюваннями. Припустимо дано дві множини вимірювань A і B . Взаємна інформація між елементом a_i множини A і елементом b_j множини B визначається як кількість інформації, яку мають вимірювання a_i і b_j відносно один одного. Якщо вимірювання незалежні, то взаємна інформація дорівнює нулю. Усреднюючи значення за всіма вимірюваннями, отримуємо

$$I_{A,B} = \sum_{a_i, b_j} P_{AB}(a_i, b_j) \ln \left[\frac{P_{AB}(a_i, b_j)}{P_A(a_i)P_B(b_j)} \right]. \quad (2.36)$$

Замінюючи a_i і b_j на x_i і x_{i+T} відповідно, отримуємо середню взаємну інформацію як функцію часової затримки T . Затримку T вибираємо такою, що дорівнює часу першого мінімуму у взаємній інформації.

На рисунку 2.37 зображено графік середньої взаємної інформації (побудований за допомогою програми Fractan) як функції часової затримки, що відповідає часовому ряду, який показано на рисунку 2.35.

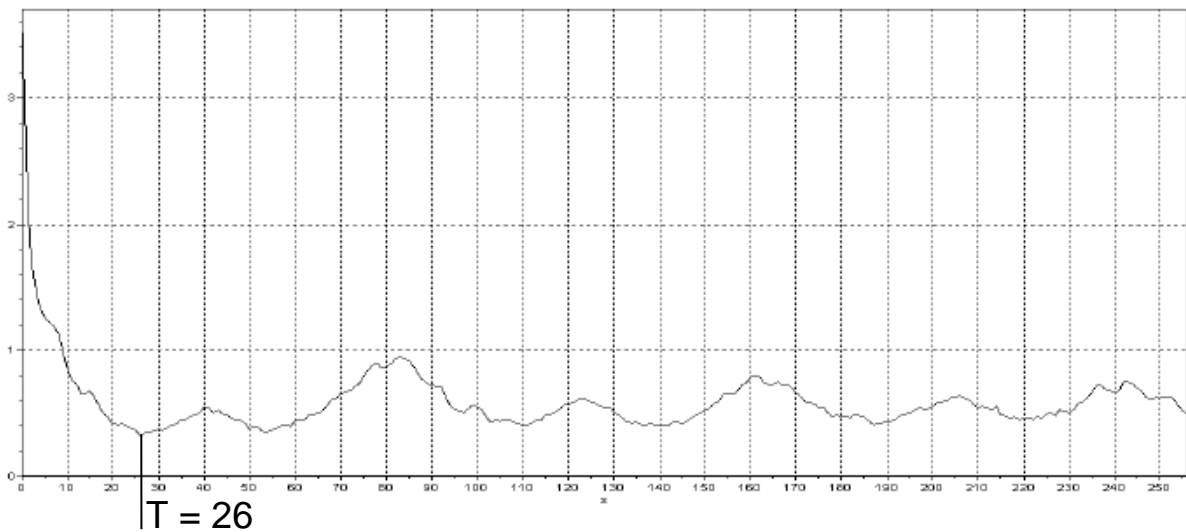


Рисунок 2.37 – Середня взаємна інформація

Перший нуль автокореляційної функції (див. рисунок 2.36), яка відповідає часовому ряду, показаному на рисунку 2.35, це $T = 40$, а перший мінімум у взаємній інформації (рисунок 2.37) – $T = 26$.

Фазові портрети, побудовані за допомогою програми Fractan при таких часових затримках, показано на рисунку 2.38, а і б відповідно.

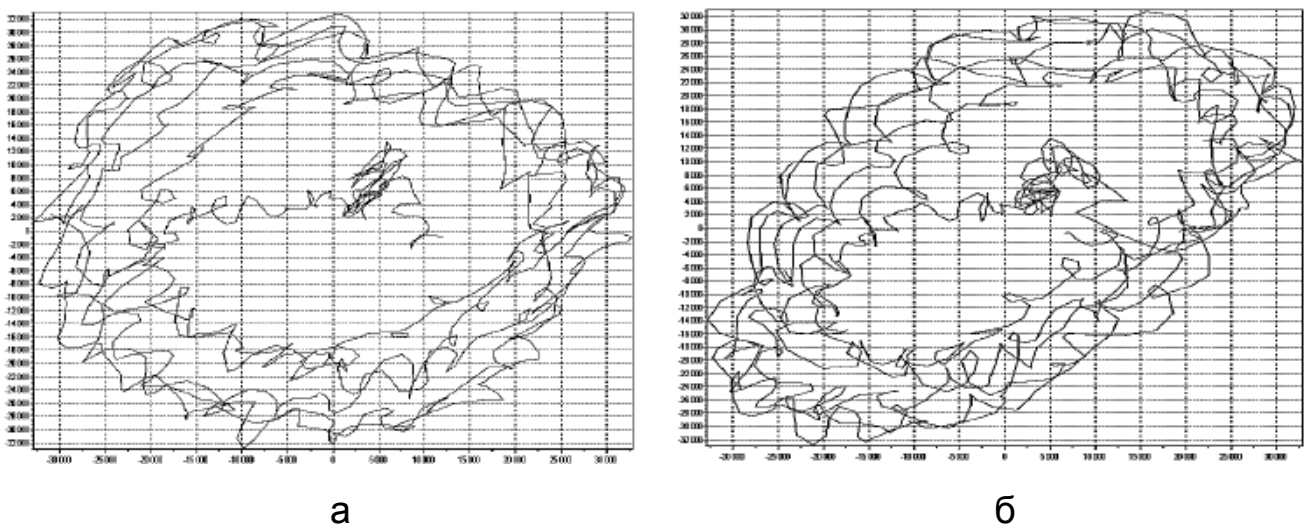


Рисунок 2.38 – Фазові портрети, побудовані при $T = 40$ (а) і $T = 26$ (б)

Коли в системі є більше двох змінних, які описують стан (координату, швидкість і час або фазу зовнішньої сили), за допомогою декількох затримок можна побудувати траєкторії в псевдофазовому просторі більшого числа вимірювань. Наприклад, тривимірний простір можна побудувати за допомогою вектора з компонентами $[x(t), x(t + T), x(t + 2T)]$.

Таким чином, побудову фазових портретів на псевдофазовій площині можна використовувати для наочного уявлення та якісного дослідження властивостей геофізичних систем, які неможливо або скрутно досліджувати аналітично.

2.3 Аналіз геофізичних сигналів з використанням методів нелінійної динаміки

2.3.1 Аналіз сигналів сейсмічних датчиків під час виявлення вибухів

Для аналізу сигналів сейсмічних датчиків використовувалися реальні дані, отримані на геофізичній станції м. Макаров. Коливання земної поверхні фіксувалися трьома різними датчиками, які будемо називати: е-датчик, що фіксував коливання земної поверхні у східно-західному напрямку; n-датчик – у південно-північному напрямку; z-датчик – у вертикальному напрямку (фіксував амплітуду коливань).

Проведемо аналіз сигналів сейсмічних датчиків під час виявлення вибуху. На рисунку 2.39 зображено показання е-датчика (а), n-датчика (б) і z-датчика (в) (30 000 значень) під час фіксації вибуху. По осі абсцис відкладені значення (амплітуди) початкової вибірки Y , а по осі ординат – номери точок I .

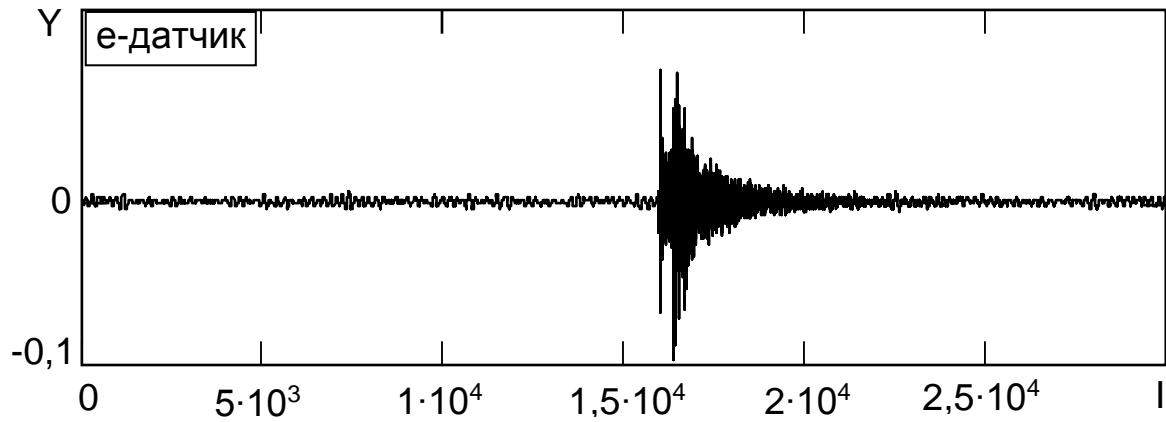
Як видно з рисунка 2.39, приблизно на 16 000 значеннях спостерігається різке збільшення показників (амплітуд сигналів) всіх трьох датчиків. Однак за цими показниками неможливо визначити що спричинило таке збільшення – вибух або інше явище, наприклад, землетрус. Як буде розглянуто далі, під час землетрусу спостерігається таке ж саме збільшення показників датчиків.

Розглянемо можливість використання фрактального методу і методу псевдофазової площини для аналізу геофізичних сигналів (показань е-, n- і z- датчиків) під час фіксації вибуху.

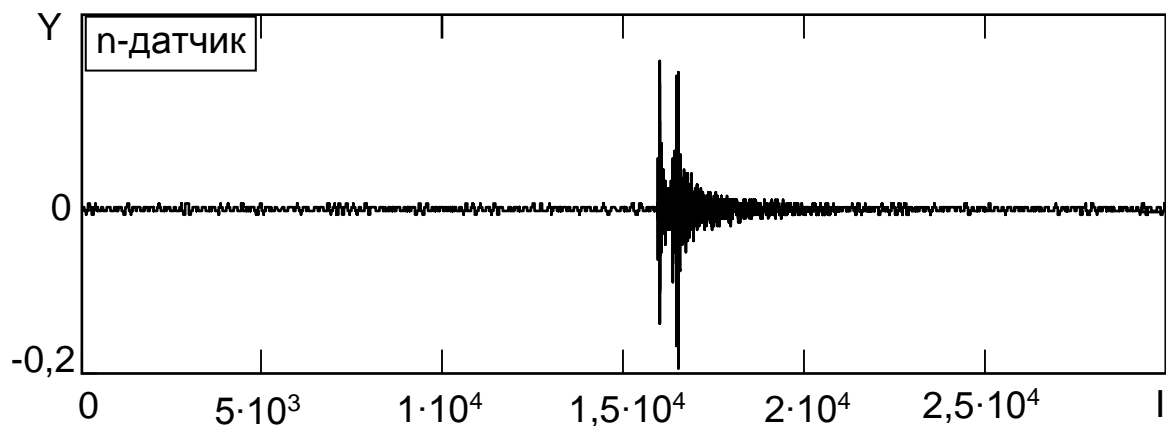
Результати розрахунку показників Херста (H), BOX-розмірності (D_0) і кореляційної розмірності (D_2) показані на рисунку 2.40, а, б, в відповідно. Для аналізу використовувалося «вікно, що стрибає» розміром $N_0 = 500$ елементів вибірки. Величина «стрибка» була вибрана $M = N_0 = 500$ елементів. По осі абсцис відкладені значення номера «стрибка» N , а по осі ординат – фрактальні розмірності H , D_0 , D_2 .

На рисунку 2.40 видно, що для геофізичного сигналу z-датчика величини фрактальної розмірності з 17 000 до 27 000 «вікон» практично не

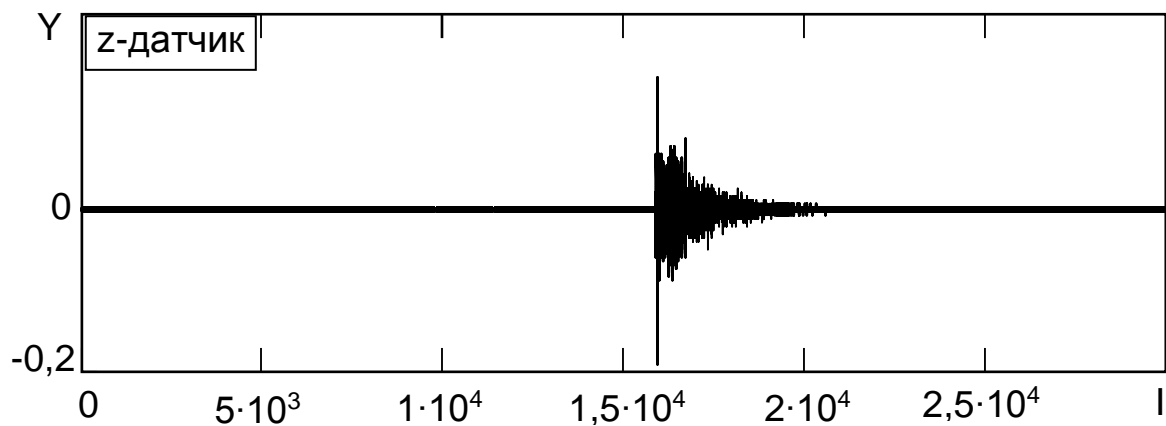
відрізняються від величин фрактальної розмірності фону (елементи вибірки з 0 до 15 000). Така поведінка розмірності даних z-датчика не дозволяє досліджувати зміну фаз вибуху за допомогою цього датчика і фрактальної розмірності.



а

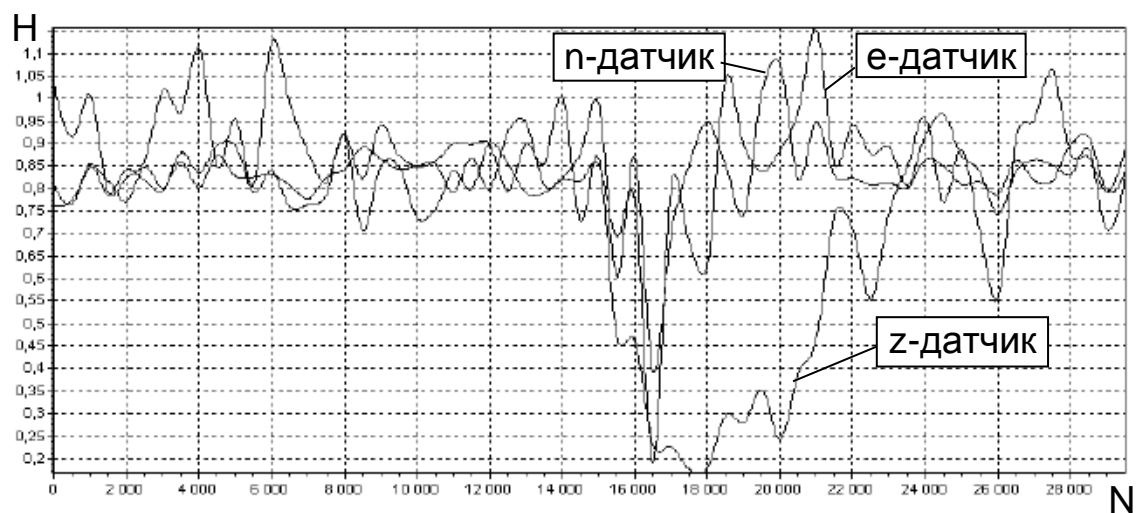


б

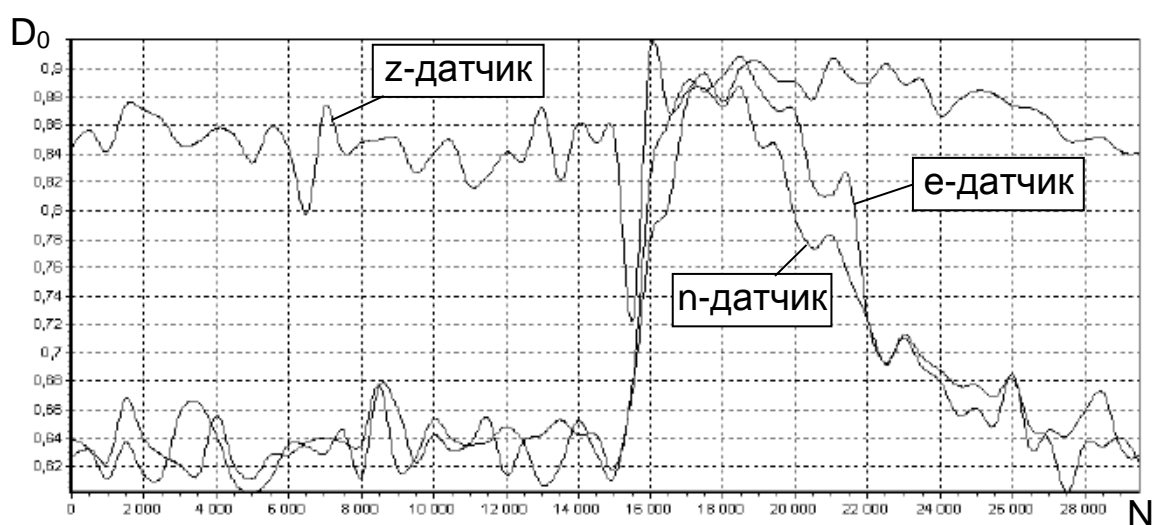


в

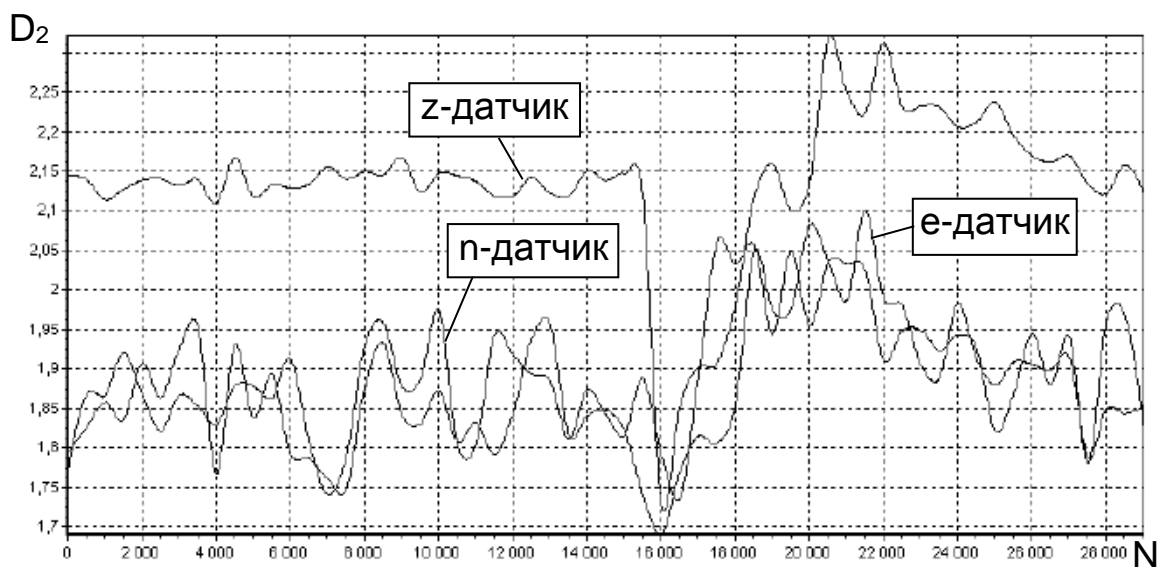
Рисунок 2.39 – Геофізичні сигнали e-датчика (а), n-датчика (б) і z-датчика (в) під час фіксації вибуху



а



б



в

Рисунок 2.40 – Залежність фрактальних розмірностей H (а), D_0 (б), D_2 (в) при використанні «вікна, що стрибає» розміром $N_0 = 500$ елементів

Однак BOX-розмірність під час аналізу даних е-датчика і п-датчика дозволяє виділити різні стадії вибуху. Так, під час початку вибуху (див. рисунок 2.40, б) спостерігається різке збільшення фрактальних розмірностей, потім деякий час фрактальні розмірності мають сталі великі значення, а після цього вони хвилеподібно знижуються за невеликий проміжок часу.

Досліджувати зміну фаз вибуху також дозволяє застосування показника Херста і кореляційної розмірності для всіх трьох датчиків (див. рисунок 2.40, а, в). При цьому показник Херста набуває мінімальних значень під час розвитку вибуху, особливо це виявляється для z-датчика (див. рисунок 2.40, а).

Кореляційна розмірність у меншій мірі дозволяє оцінювати зміну фаз вибуху, але момент початку вибуху виділяється добре (див. рисунок 2.40, в).

Для побудови фазових портретів будемо використовувати «вікно, що стрибає» розміром 1 000 елементів, величина «стрибка» також буде дорівнювати 1 000 елементів. Величина часової затримки $T = 50$ елементів вибірки, що близько до першого нуля автокореляційної функції $B(T)$, яка визначалася за виразом (2.35).

Як приклад на рисунку 2.41 показані фазові портрети геофізичних сигналів е-датчика з 0 до 23 «вікон». По осі абсцис відкладені значення амплітуди початкової вибірки, а по осі ординат – значення амплітуди початкової вибірки, затримані на 50 елементів. У лівих верхніх кутах кожного фазового портрета позначені номери «вікон».

Проведений аналіз форми фазових портретів показав, що з 0 до 14 «вікон» фазові портрети, обумовлені фоном, мають форму овалів з деякою звивистістю, яка обумовлена природними чинниками. Крім того, фазові портрети у цих «вікнах» мають деякі нерівності, які обумовлені, швидше за все, шумами датчика.

Форма фазового портрета змінюється у 15-му «вікні» (значення початкової вибірки з 15 001 до 16 000), яке відповідає початку фіксації датчиками вибуху (див. рисунок 2.41). Цей фазовий портрет містить інформацію як про фон, так і про вибух, тому його форма відрізняється від фазового портрета безпосередньо фону і безпосередньо вибуху.

Фазові портрети з 16 до 21 «вікна» характеризують активну фазу вибуху і мають вигляд зосереджених у центрі фазових траєкторій, хоча і різної амплітуди (найбільша амплітуда у 17-му «вікні») (див. рисунок 2.41).

Фазові портрети у 22 – 23 «вікнах» відповідають фазі загасання вибуху, а їх форма характеризується розосередженням фазових траєкторій із центру фазових портретів.

Фазові портрети у 24 – 26 «вікнах» характеризують перехід від стадії вибуху до фону, а в 27 – 29 «вікнах» фазові портрети повертаються до форм, які обумовлені лише фоном (на рисунку 2.41 вони не зображені).

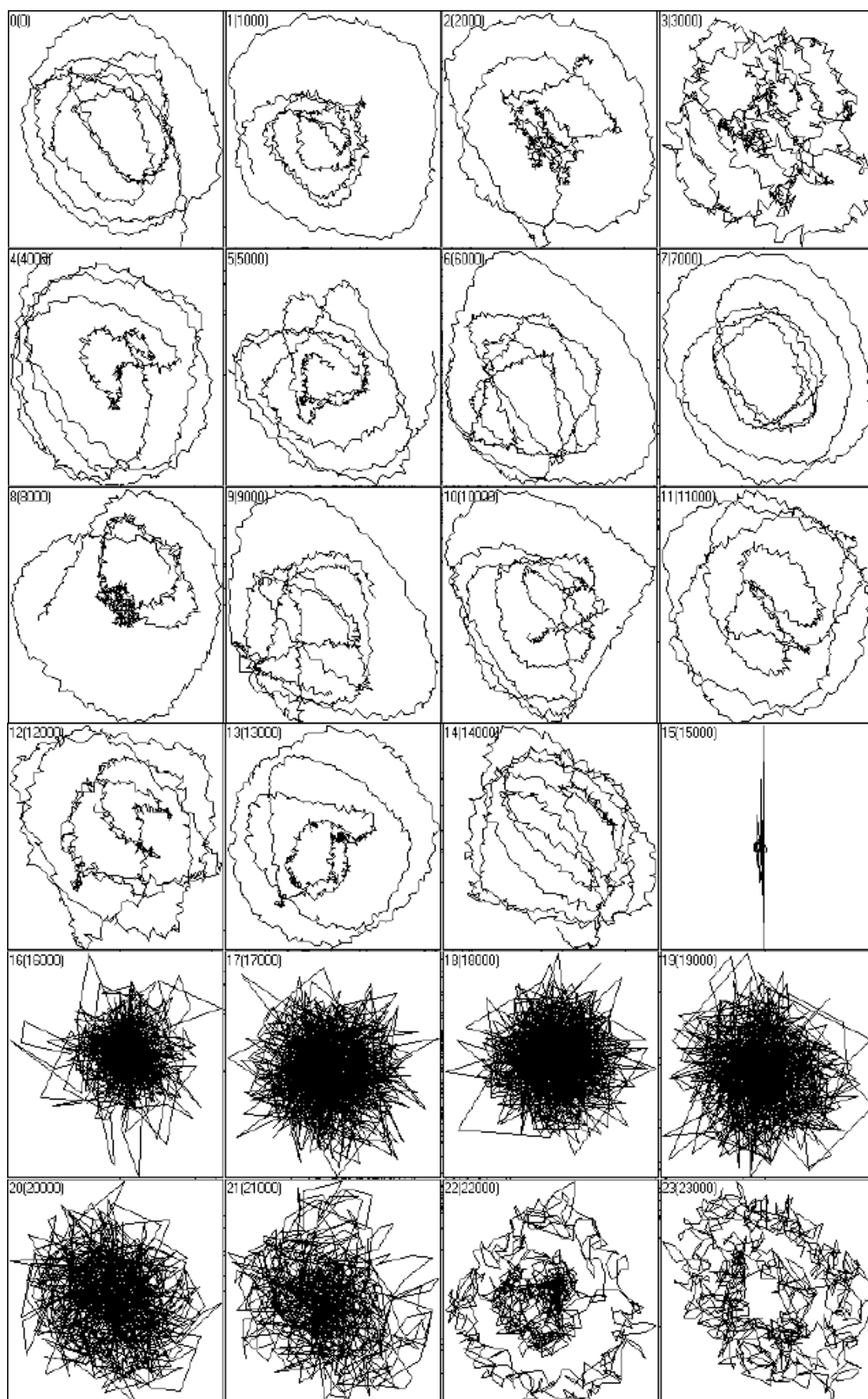
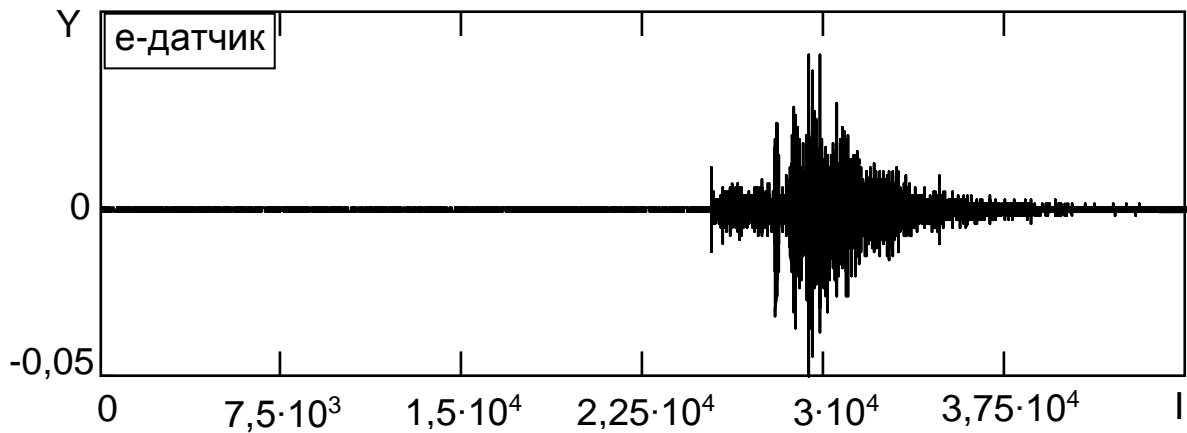


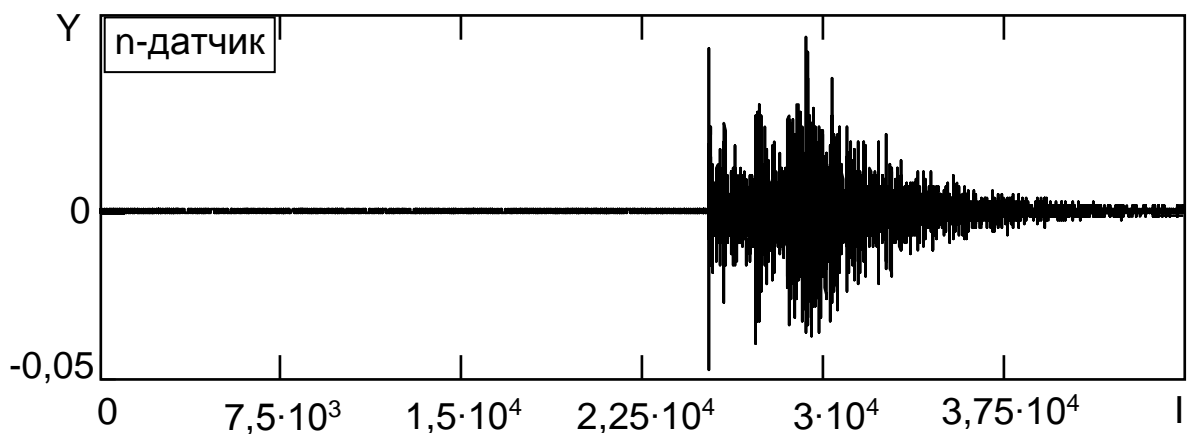
Рисунок 2.41 – Фазові портрети, побудовані під час аналізу геофізичного сигналу вибуху з е-датчика

2.3.2. Аналіз сигналів сейсмічних датчиків під час землетрусів

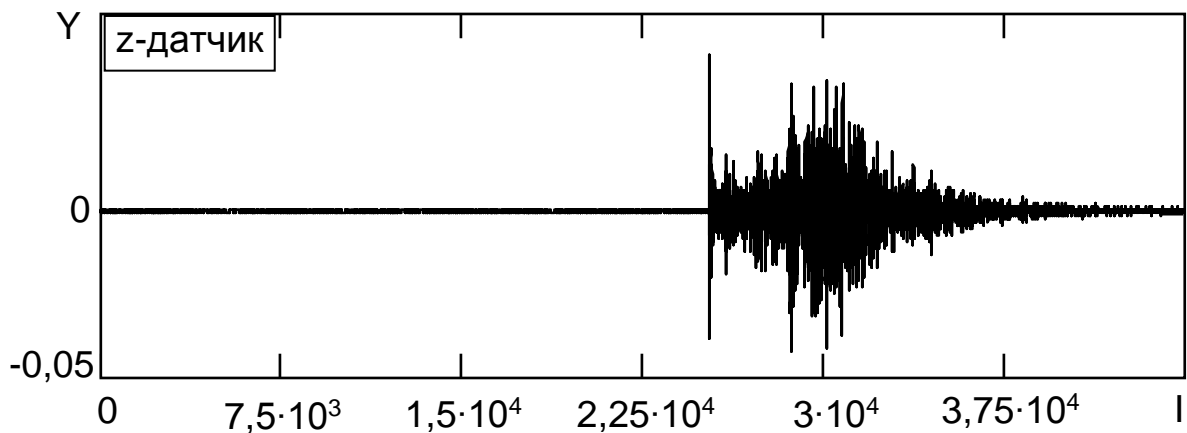
Проведемо аналіз сигналів сейсмічних датчиків під час виявлення землетрусу. На рисунку 2.42 зображено показання е-датчика (а), п-датчика (б) і z-датчика (в) (45 000 значень) під час фіксації землетрусу.



а



б



в

Рисунок 2.42 – Показання е-датчика (а), п-датчика (б) і z-датчика (в) під час фіксації землетрусу

Як видно з рисунка 2.42, на приблизно 24 000-му значенні спостерігається збільшення значень показників всіх трьох датчиків. Однак, як вже було зазначено вище, за цими показниками неможливо визначити, що спричиняє таке збільшення – вибух або землетрус. Також, як і при фіксації вибуху, зміна амплітуди геофізичного сигналу збільшується раптово.

Розглянемо можливість використання фрактального методу і методу псевдофазової площини для аналізу геофізичних сигналів, обумовлених землетрусом.

Для аналізу використовувалося «вікно, що стрибає» розміром $N_0 = 500$ елементів вибірки. Величина «стрибка» була вибрана $M = 500$ елементів. Результати розрахунку показника Херста (H), ВОХ-розмірності (D_0) і кореляційної розмірності (D_2) показано на рисунку 2.43, а, б, в відповідно.

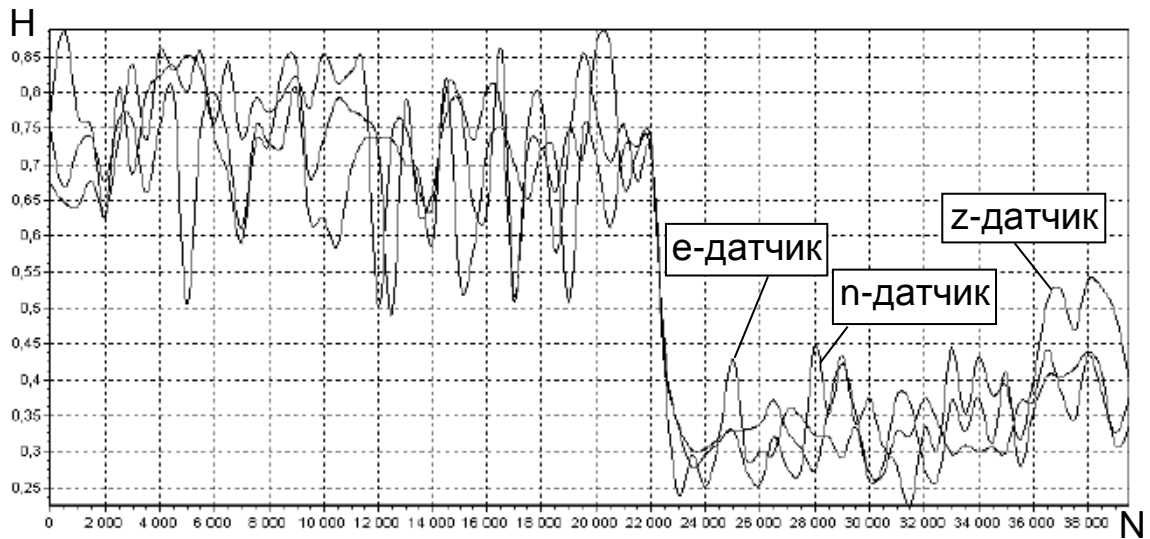
На рисунку 2.43 видно, що приблизно на 23 000-му номері «стрибка» всі три типи фрактальних розмірностей зменшуються (у всіх трьох датчиках), що відповідає початку коливань земної поверхні. Фрактальні розмірності з 0 до 22 000 елементів вибірки характеризують фон. Під час аналізу даних всіх трьох датчиків фрактальні розмірності в інтервалі 23 000 ... 40 000 елементів вибірки характеризують розвиток землетрусу, але різні типи фрактальних розмірностей по-різному змінюють свої значення.

Так показник Херста (див. рисунок 2.43, а) на початку землетрусу зменшується у 2,5 рази, а потім під час його розвитку показник коливається навколо значення $H = 0,35$, і процес затухання коливань геофізичного сигналу землетрусу дослідити важко.

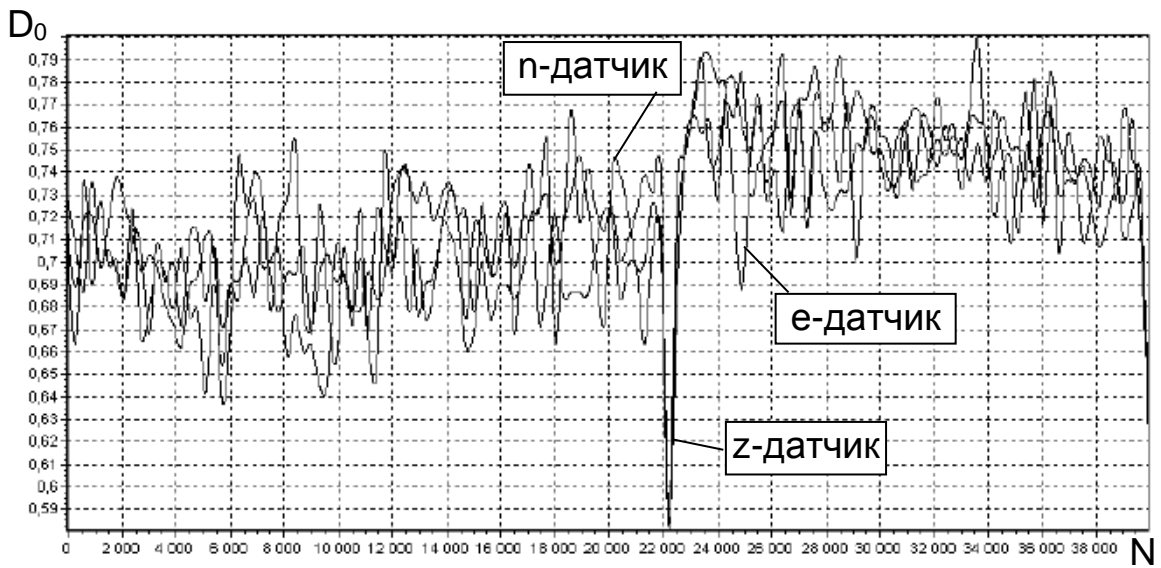
ВОХ-розмірність (див. рисунок 2.43, б) дозволяє точно визначити момент початку землетрусу, але досліджувати різні його фази проблематично, тому що числові значення фрактальної розмірності фону і землетрусу відрізняються незначно. Однак ВОХ-розмірність дозволяє краще порівняно з показником Херста визначити різні фази розвитку землетрусу.

Найкращі результати дослідження геофізичних сигналів землетрусу надає кореляційна розмірність (див. рисунок 2.43, в). На рисунку видно, що така фрактальна розмірність дозволяє визначити початок землетрусу і дослідити його затухання, а також установити різні фази землетрусу.

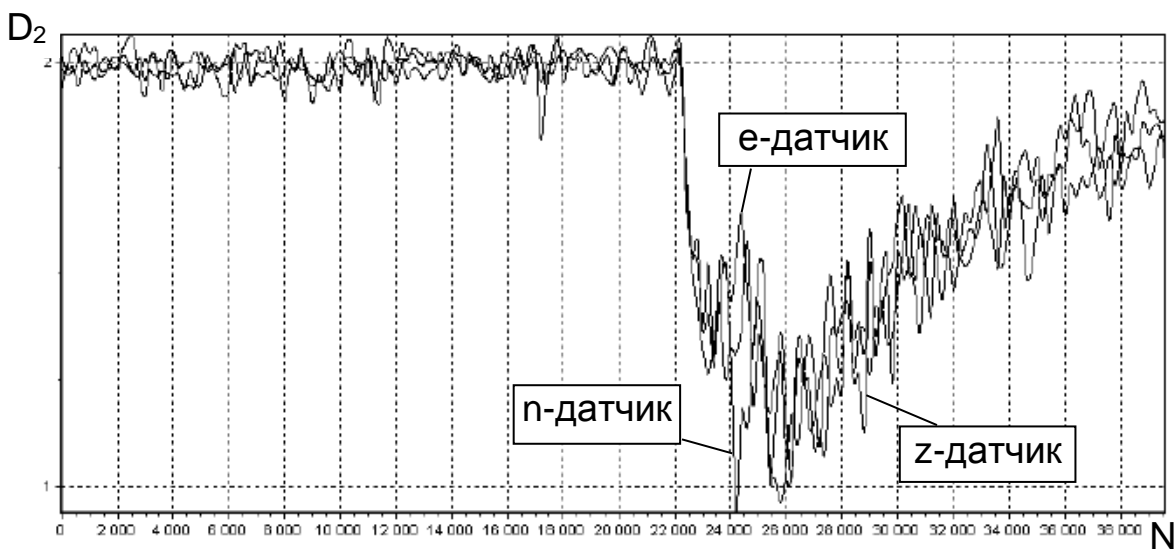
Таким чином, під час аналізу геофізичних сигналів, обумовлених різними явищами, необхідно спочатку зробити вибір типу фрактальної розмірності, яка найбільш чутлива до зміни геофізичного явища, а потім з її допомогою здійснювати аналіз та дослідження розвитку явища. Крім того, різні величини фрактальних розмірностей дозволяють розпізнавати тип явища, що відбулося. Фрактальні розмірності антропогенного явища (вибуху) будуть вище порівняно з фрактальними розмірностями природного явища (землетрусу).



а



б



в

Рисунок 2.43 – Зміна значень фрактальних розмірностей H (а), D_0 (б), D_2 (в) під час фіксації землетрусу

Проведемо якісний аналіз геофізичного сигналу під час фіксації землетрусу. Для побудови фазових портретів будемо використовувати «вікно, що стрибає» розміром 1 000 елементів, величина «стрибка» також буде дорівнювати 1 000 елементів. Як приклад на рисунку 2.44 зображені фазові портрети геофізичного сигналу е-датчика під час фіксації землетрусу, який показано на рисунку 2.42, а.

З аналізу форм фазових портретів (див. рисунок 2.44) видно, що фазові траєкторії у 0 – 21 «вікнах», мають випадковий характер, який обумовлено фоном. Форма фазового портрета змінюється у 22-му «вікні» (значення початкової вибірки з 21 001 до 22 000), яке відповідає початку фіксації датчиком коливань земної поверхні (початку землетрусу). Цей фазовий портрет містить інформацію як про фон, так і про землетрус, тому деяка частина фазової траєкторії має випадковий характер.

Фазові портрети в 23 – 35 «вікнах» характеризують процес розвитку і загасання землетрусу. Фазові портрети мають вид зосереджених і впорядкованих фазових траєкторій, вони як би «намотуються» навколо центральної точки. Така форма фазових портретів обумовлена тим, що коливання земної поверхні під час землетрусу є синусоїдальними (гармонічними). Амплітуда фазових портретів під час розвитку землетрусу є різною, але їх форма зберігається і відрізняється від фазових портретів, обумовлених фоном. Форма і амплітуда фазових портретів після 35-го «вікна» практично не відрізняється від форм і амплітуд фазових портретів фонових коливань.

Таким чином, з порівняння форм фазових портретів геофізичних сигналів, обумовлених вибухом і землетрусом, видно, що фазові портрети під час фіксації землетрусу більш впорядковані і мають синусоїдальний (гармонічний) характер, а фазові портрети під час фіксації вибуху більш нагадують випадковий процес. Крім того, амплітуда фазових портретів сигналів землетрусу спочатку збільшується (впродовж приблизно п'яти «вікон»), а потім зменшується (впродовж приблизно тринадцяти «вікон»). У той же час амплітуда фазових портретів сигналу вибуху різко зростає в межах одного «вікна», а потім зменшується за відносно короткий проміжок часу (впродовж п'яти «вікон»). За цими ознаками встановлено можливу відмінність коливань земної поверхні, обумовлених природничим явищем (землетрусом), від коливань земної поверхні, обумовлених антропогенним явищем (вибухом).

Ще одною задачею дослідження геофізичних сигналів є виявлення і аналіз особливостей малопотужних корисних сигналів, обумовлених природничими явищами. При цьому амплітуди корисних геофізичних сигналів практично не відрізняються від амплітуд фонових сигналів. Проведемо аналіз показників трьох датчиків під час фіксації землетрусу малої інтенсивності з використанням фрактального методу (розрахунку фрактальних розмірностей) і методу псевдофазової площини (побудови фазових портретів).

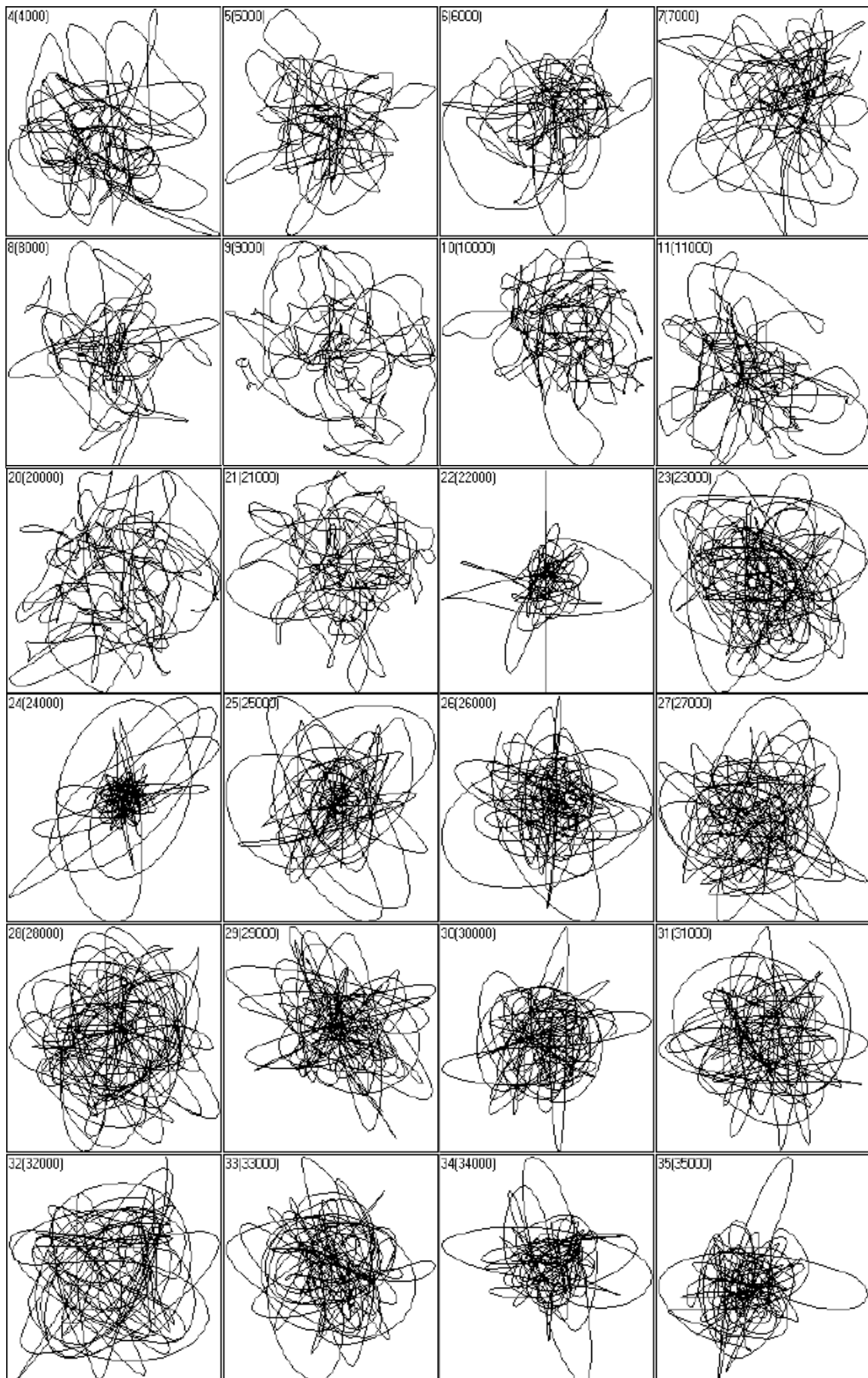
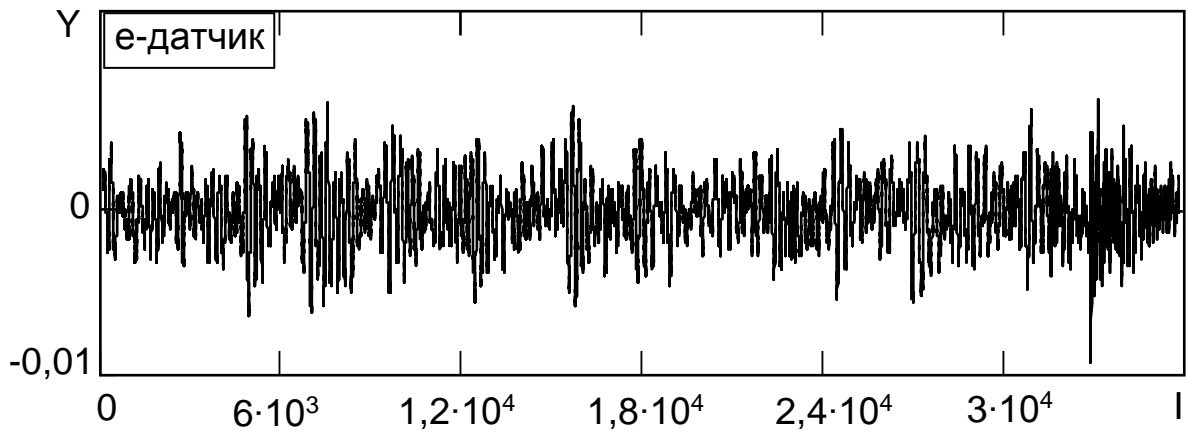
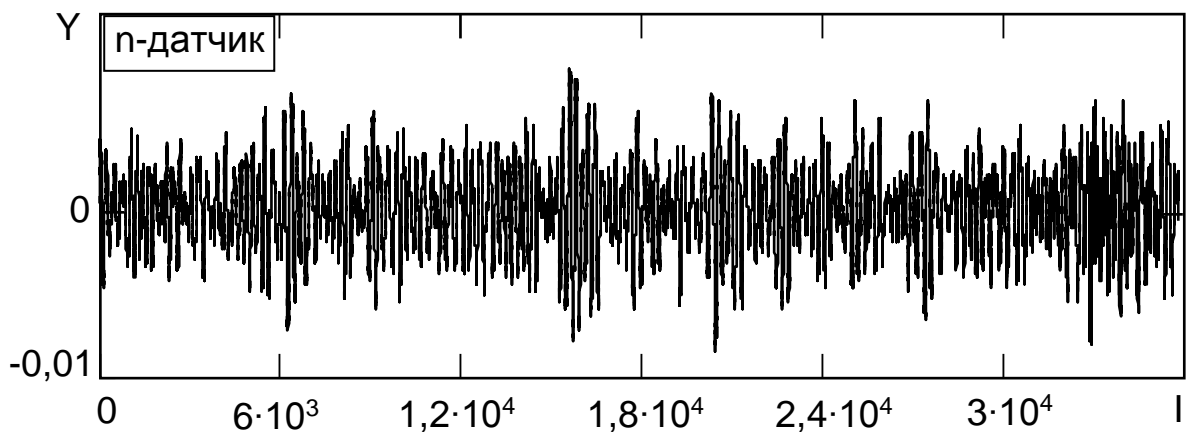


Рисунок 2.44 – Фазові портрети, побудовані під час аналізу геофізичного сигналу землетрусу з е-датчика

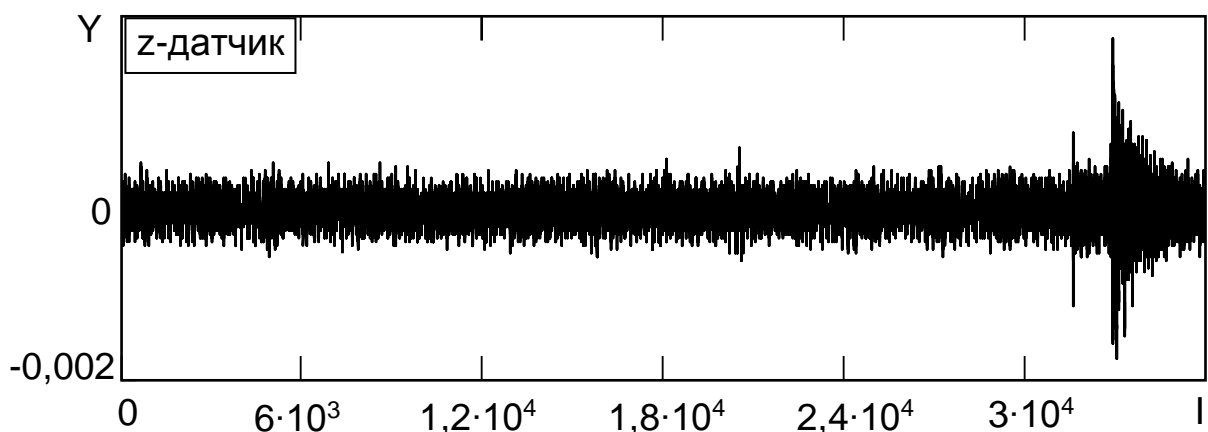
На рисунку 2.45, а, б, в зображено геофізичні сигнали (показання) е-, п- і z-датчиків відповідно (35 000 значень) під час фіксації землетрусу малої інтенсивності.



а



б



в

Рисунок 2.45 – Показання е-датчика (а), п-датчика (б) і z-датчика (в) під час фіксації землетрусу малої інтенсивності

Як видно з рисунка 2.45, а, б, під час проходження сигналу збільшення показань амплітуд е-датчика і п-датчика не спостерігається, і за цими даними неможливо визначити момент початку землетрусу, як це було видно під час аналізу землетрусу великої інтенсивності (див. рисунок 2.42, а, б). На рисунку 2.45, в видно, що невелике збільшення амплітуди спостерігається тільки п-датчиками, але і за цими даними неможливо визначити за рахунок чого це збільшення відбулося.

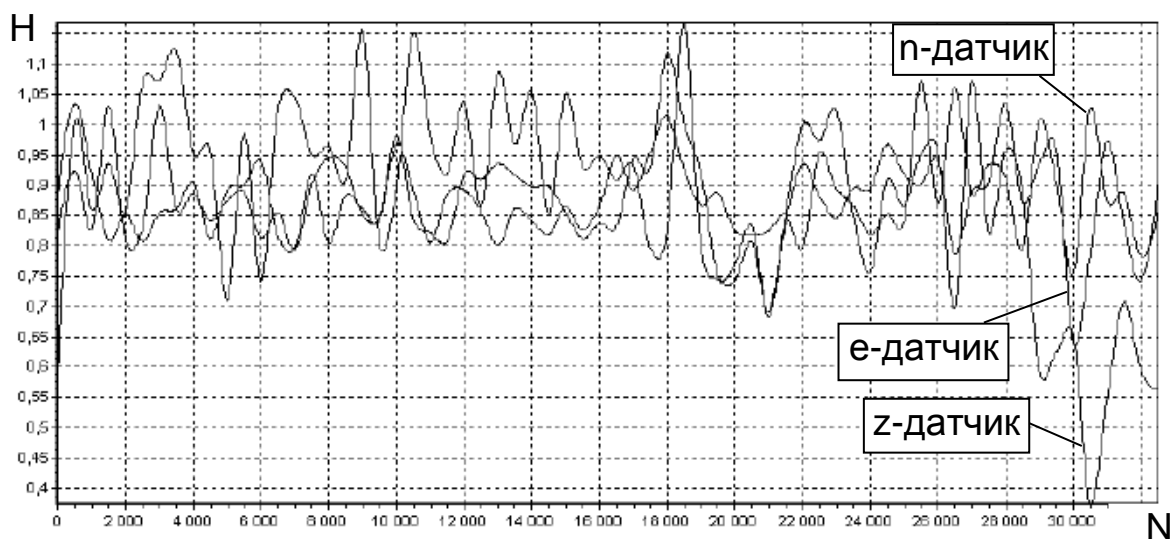
Проведемо аналіз геофізичних сигналів землетрусу малої інтенсивності з використанням фрактальних розмірностей. Результати розрахунків показника Херста (H), ВОХ-розмірності (D_0) і кореляційної розмірності (D_2) показано на рисунку 2.46, а, б, в відповідно, з використанням «вікна, що стрибає» розміром $N_0 = 500$ (величина «стрибка» $M = 500$).

На рисунку 2.46 видно, що близько до 30-тисячного елемента вибірки фрактальні розмірності H , D_0 , D_2 геофізичного сигналу z-датчика знижуються до мінімального рівня, який відповідає початку коливань земної поверхні малої інтенсивності. Однак зміна фрактальних розмірностей геофізичного сигналу z-датчика відрізняється від зміни величин фрактальних розмірностей сигналів е-датчика і п-датчика.

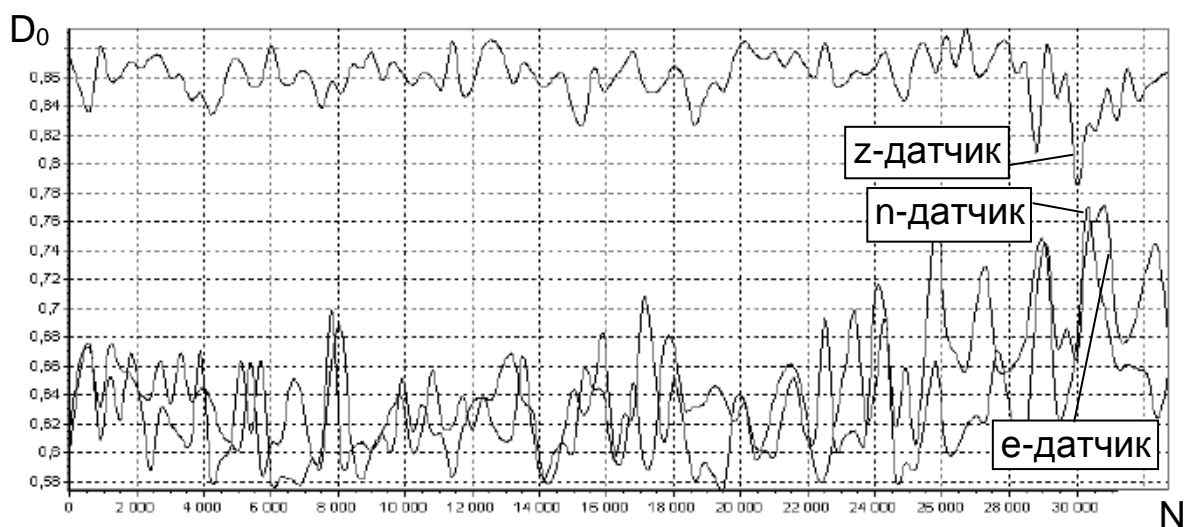
Аналіз фрактальних розмірностей геофізичних сигналів е-датчика і п-датчика, зображених на рисунку 2.46, показує, що вони також змінюються під час фіксації коливань земної поверхні малої інтенсивності і досягають мінімальних значень показника Херста (див. рисунок 2.46, а) і кореляційної розмірності (див. рисунок 2.46, в), ВОХ-розмірність в цьому випадку досягає максимальних значень (див. рисунок 2.46, б).

Проведемо якісний аналіз геофізичного сигналу під час фіксації землетрусу малої інтенсивності. Для побудови фазових портретів будемо використовувати «вікно, що стрибає» розміром 1 000 елементів, величина «стрибка» також буде дорівнювати 1 000 елементів. Як приклад на рисунку 2.47 зображено характерні фазові портрети геофізичного сигналу е-датчика під час фіксації землетрусу малої інтенсивності.

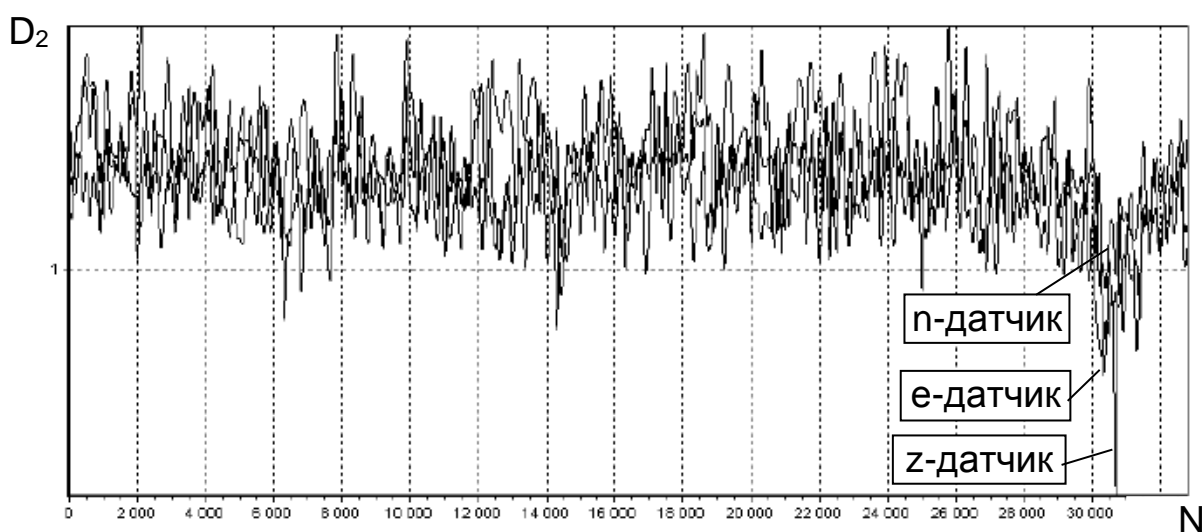
З аналізу форм фазових портретів на рисунку 2.47 видно, що з 0 до 28 000 елементів вибірки фазові портрети мають форму овалів з деякими нерівностями. Тому можна зробити висновок, що до 29-тисячного елемента вибірки спостерігаються дані, обумовлені фоном. Деякі нерівності фазових портретів обумовлені, швидше за все, шумами датчика. З 29-тисячного елемента вибірки (29 «вікно») форми фазових портретів починають змінюватися, фазові траєкторії починають зосереджуватися в центрі, але не так сильно, як це було під час фіксації землетрусу великої інтенсивності. Зміна форм фазових портретів з 29-тисячного елемента вибірки дозволяє зробити висновок, що з цього моменту починається фіксація коливань земної поверхні, які спричинені землетрусом малої інтенсивності.



а



б



в

Рисунок 2.46 – Зміна значень фрактальних розмірностей H (а), D_0 (б) D_2 (в) під час фіксації землетрусу малої інтенсивності

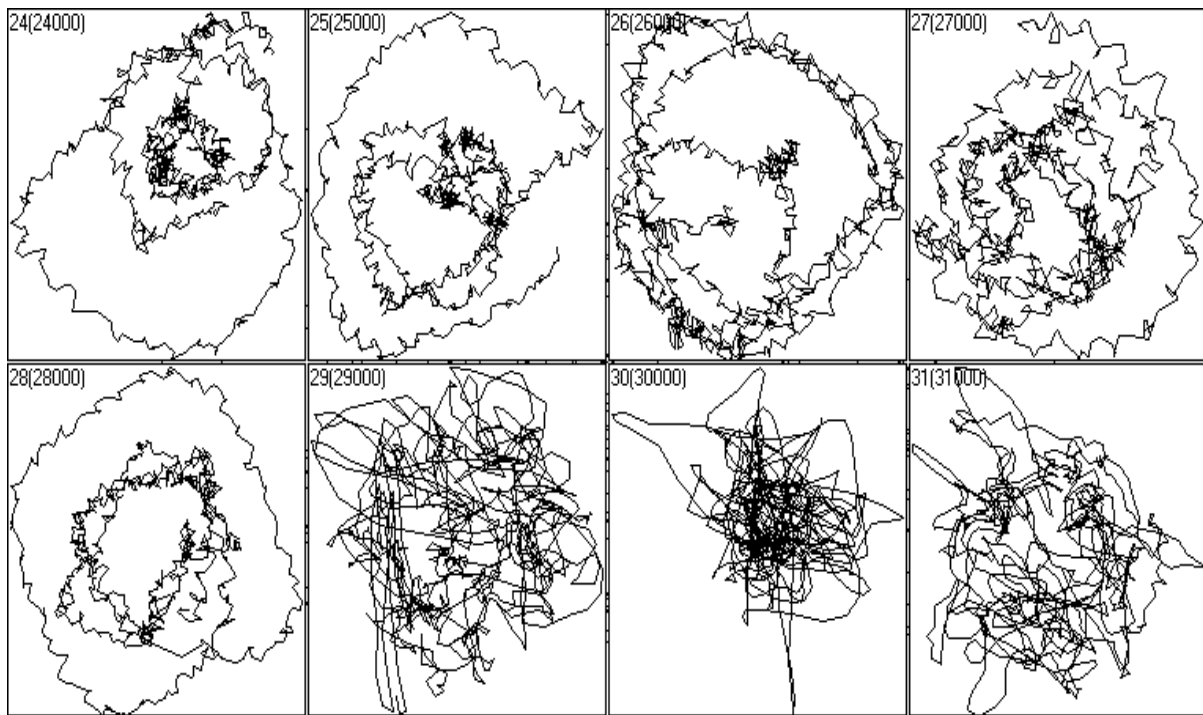


Рисунок 2.47 – Фазові портрети, побудовані під час аналізу геофізичного сигналу землетрусу малої інтенсивності з е-датчика

Таким чином, під час аналізу геофізичних сигналів, обумовлених різними явищами, з використанням фрактального методу необхідно спочатку зробити вибір типу фрактальної розмірності, яка найбільш чутлива до зміни геофізичного явища. Після цього розрахувати набір фрактальних розмірностей, які характеризують стан і розвиток явища, а різні їх величини дозволяють розпізнати тип явища, що відбулося. Під час застосування методу псевдофазової площини слід побудувати фазові портрети геофізичних сигналів і порівняти (проаналізувати) їх форми.

За особливими формами фазових портретів можна здійснювати розпізнавання типу явища, що відбулося, та досліджувати його розвиток. Крім того, застосування зазначених методів дозволяє досліджувати малопотужні геофізичні сигнали, в яких амплітуди корисної складової сигналу практично не відрізняються від амплітуди фонові складової.

2.3.3 Аналіз зміни стану рухомих іоносферних збурень

Під час дослідження впливу техногенного походження на іоносферу як динамічну змінну $x(t)$ було використано часовий ряд даних про рухомі іоносферні збурення, які змінюються за добу і змінюються від доби до доби. Ці дані (сигнали) випромінювалися з борту штучного супутника Землі (ШСЗ) і приймалися чотирма станціями збору інформації, які умовно носили назви: CHUM, POL2, SHAS і SELE.

Для аналізу було вибрано дані за чотири доби спостережень (це з початку року 184-й, 185-й, 186-й і 187-й дні), при цьому в один з чотирьох

днів був проведений запуск космічного носія, який привів до зміни фонового електронного вмісту іоносфери. Сигнали, що поширювалися від ШСЗ до станцій прийому, проходили через як незбурену, так і збурену стартом космічного носія іоносферу і фіксувалися у цифровій формі.

Розглянемо можливість використання фрактального методу і методу псевдофазової площини для аналізу зміни стану рухомих іоносферних збурень. Як приклад на рисунку 2.48, а – г показано часові ряди повного електронного вмісту іоносфери, які були отримані послідовно за чотири дні однією зі станцій прийому, зокрема станцією з умовною назвою POL2. По осі абсцис відкладені значення повного електронного вмісту іоносфери Y (цифрами позначені дні спостереження: 184-й, 185-й, 186-й і 187-й), а по осі ординат – номери точок I (до 600 точок).

Як видно з аналізу даних на рисунку 2.48, часові ряди повного електронного вмісту іоносфери, отримані в різні дні, практично не розрізняються. У нічний час (на початку і в кінці часового ряду) спостерігається деяке збільшення сигналу, а у денний час спостерігаються невеликі флуктуації сигналу, найбільші з них – у 187-й день, а найменші – у 184-й день. Флуктуації сигналу у 185-й і 186-й дні практично не розрізняються. Однак, як зазначалося вище, в один з цих чотирьох днів було проведено запуск космічного носія, який призвів до зміни фонового електронного вмісту іоносфери. Таким чином, часові реалізації отриманих сигналів не мають особливостей, що дозволяють оцінити зміну стану рухомих іоносферних збурень.

Проведемо аналіз геофізичних сигналів, що характеризують повний електронний вміст іоносфери, з використанням фрактальних розмірностей. У таблиці 2.1 наведено розрахункові дані показника Херста (H) для всіх станцій прийому за чотири дні спостереження.

Таблиця 2.1 – Значення показника Херста

Станція	День спостереження			
	184-й	185-й	186-й	187-й
CHUM	1,1499	1,2556	1,1913	1,0799
POL2	1,0682	1,0736	1,1627	0,933
SHAS	1,1901	1,2369	1,2946	1,1362
SELE	1,1177	1,0687	1,1791	0,977

Як видно з даних таблиці 2.1, показник Херста коливається навколо одиниці, але цей показник має змінюватися в межах $0 < H < 1$. Тому можна зробити висновок, що отримані результати не відповідають теоретично допустимим. Однак така поведінка значень показника Херста обумовлена тим, що цей показник дуже чутливий до довжини початкового часового ряду.

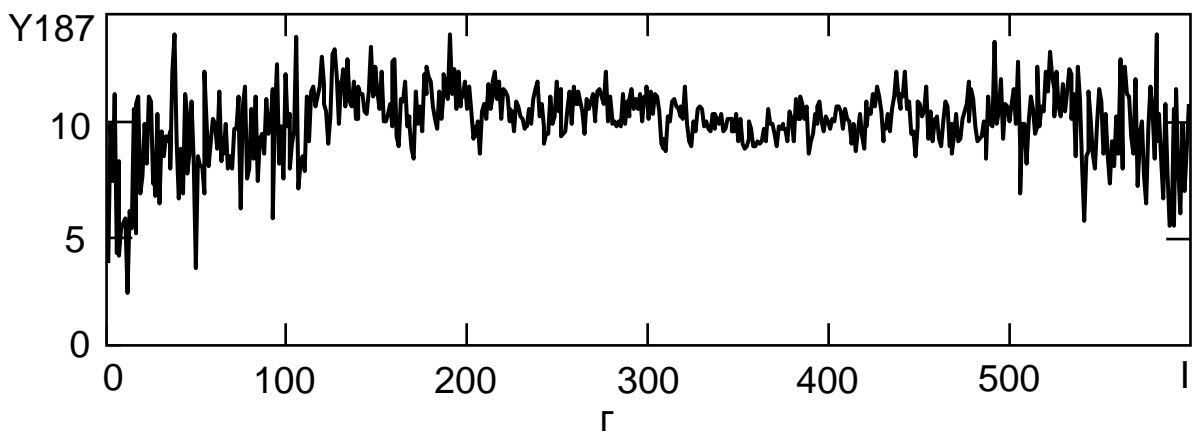
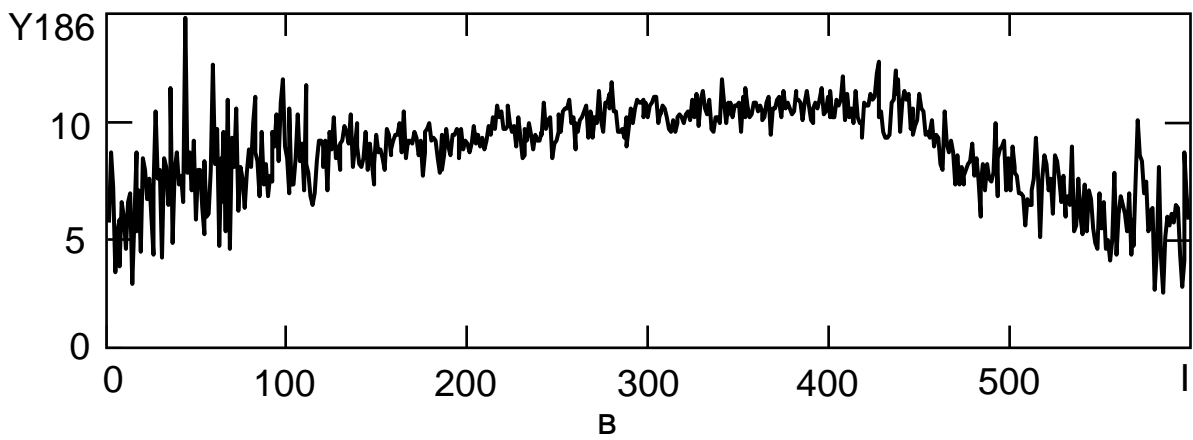
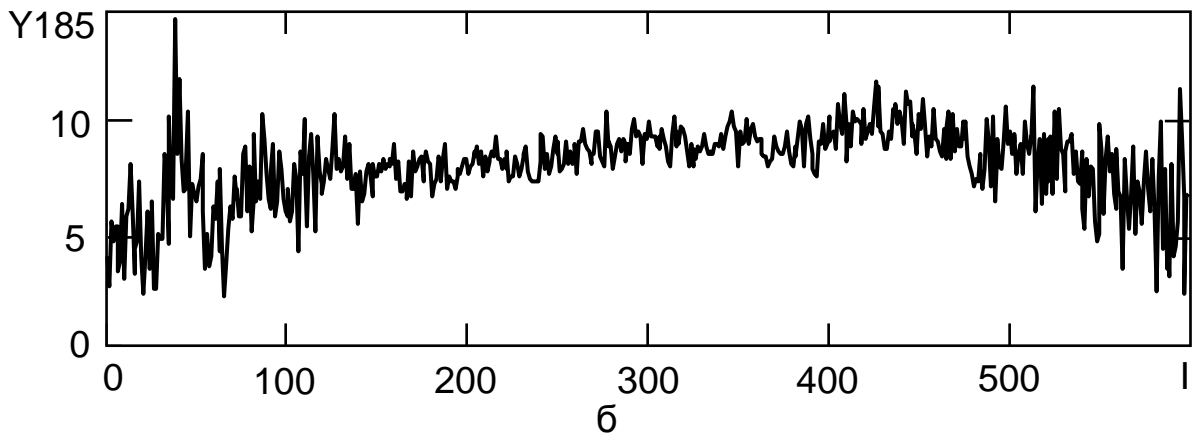
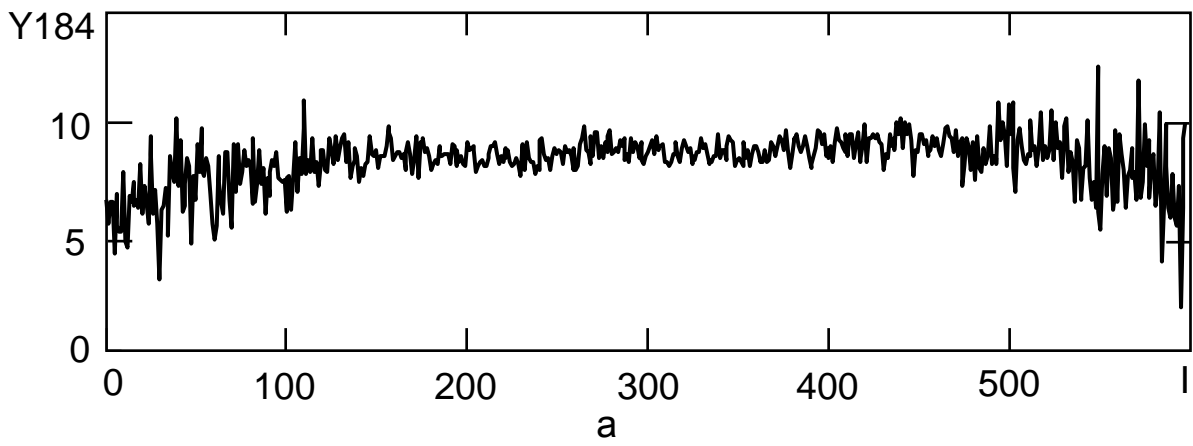


Рисунок 2.48 – Часові ряди повного електронного вмісту іоносфери зі станції POL2: 184-й день (а), 185-й день (б), 186-й день (в), 187-й день (г)

Для отримання достовірних значень показника Херста, що збігаються з теоретичними, потрібні вибірки завдовжки більше ніж $N = 20\,000$ точок. Як зазначалося вище, часові вибірки повного електронного вмісту іоносфери, що аналізують, значно менше (тільки 600 точок), що і призводить до помилок у визначенні показника Херста. Однак аналіз отриманих значень показника Херста для такої довжини часового ряду показує, що на трьох станціях POL2, SHAS, SELE показник Херста має максимальне значення у 186-й день спостереження (в таблиці 2.1 максимальні значення позначені жирним шрифтом). На станції CHUM максимального значення показник Херста набуває у 185-й день. Аналіз цих даних дозволяє зробити висновок, що у 186-й день відбувалися деякі зміни стану рухомих іоносферних збурень.

Проведемо аналіз геофізичних сигналів, показаних на рисунку 2.48, з використанням ВОХ-розмірності (D_0). У таблиці 2.2 наведено числові значення фрактальних розмірностей, розраховані методом покриття, на всіх станціях за чотири дні спостережень. Під час розрахунків використовувалися всі елементи часового ряду. Окрім числових значень фрактальних розмірностей у таблиці 2.2 наведено значення точності вибору лінійної ділянки графіка залежності $\log N(\epsilon)$ від $\log (1/\epsilon)$ у відсотках.

Таблиця 2.2 – Значення фрактальних розмірностей, розраховані методом покриття

Станція	Вид розмірності	День спостереження			
		184-й	185-й	186-й	187-й
CHUM	Покриття	1,5566	1,5238	1,2837	1,5212
	Точність	0,98%	2,4%	0,62%	2,1%
POL2	Покриття	1,4873	1,4959	1,4345	1,51703
	Точність	2,2%	1,9%	0,5%	1,4%
SHAS	Покриття	1,3147	1,4054	1,2844	1,4114
	Точність	1,5%	0,37%	0,034%	1,3%
SELE	Покриття	1,5189	1,5497	1,5029	1,5596
	Точність	0,69%	1,9%	0,95%	1%

Аналіз даних таблиці 2.2 показує, що фрактальна розмірність у 186-й день спостереження буде найменшою (у таблиці 2.2 мінімальні значення позначені жирним шрифтом) порівняно з іншими днями на всіх станціях прийому, тобто у 186-й день відбувалися зміни стану рухомих іоносферних збурень. Найбільша відмінність у величинах фрактальних розмірностей спостерігалася на станції прийому CHUM. Зменшення значень фрактальної розмірності у цей день обумовлено, швидше за все, тим, що під час запуску космічного носія спостерігається зниження електронної концентрації іоносфери, і структура сигналу, який проходив крізь збурену іоносферу, буде більш гладкою.

Таким чином, аналіз фрактальних розмірностей сигналів повного електронного вмісту іоносфери показує, що вони дозволяють визначити зміну стану рухомих іоносферних збурень, при цьому їх величини зменшуються у разі збурення іоносфери.

Проведемо якісний аналіз часового ряду повного електронного вмісту іоносфери з використанням фазових портретів. Як приклад на рисунку 2.49 показані фазові портрети сигналів повного електронного вмісту іоносфери, які було отримано станцією прийому POL2 у 184-й день спостереження для різних величин часової затримки $T_1 = 5$ (а), $T_2 = 50$ (б), $T_3 = 100$ (в) і $T_4 = 150$ (г) точок часового ряду.

На рисунку 2.49 по осі абсцис відкладені значення початкового часового ряду (Y_{184}), а по осі ординат – значення часового ряду (Z_{184}), зсунуті на величину часової затримки T .

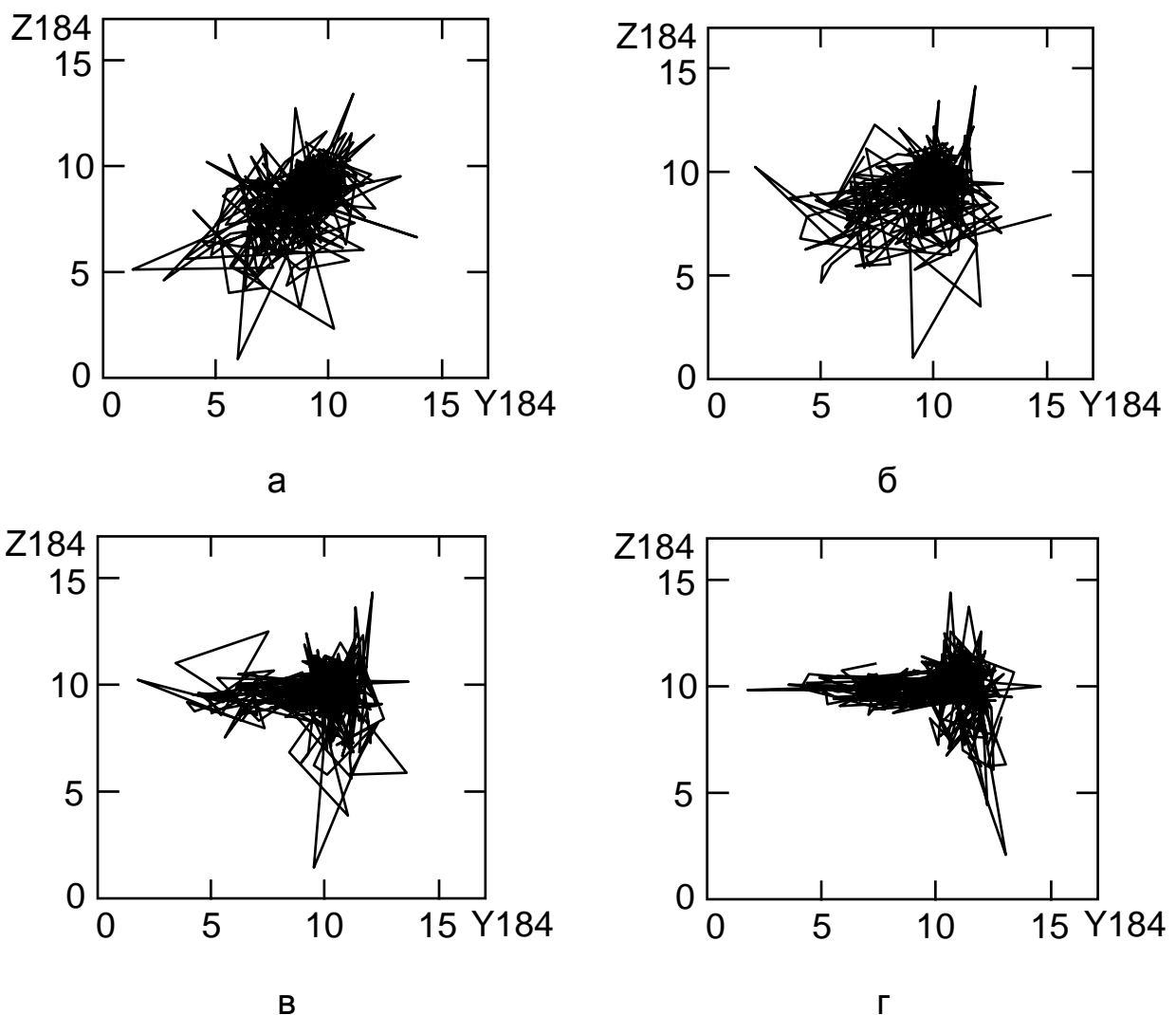


Рисунок 2.49 – Фазові портрети геофізичного сигналу для різних часових затримок: $T_1 = 5$ (а), $T_2 = 50$ (б), $T_3 = 100$ (в), $T_4 = 150$ (г)

Як видно на рисунку 2.49, із збільшенням часової затримки T фазові портрети сигналу повного електронного вмісту іоносфери групуються біля

певної області псевдофазової площини (див. рисунок 2.49, в), а при $T = 150$ спостерігається формування фазового портрета у вигляді «хреста» (див. рисунок 2.49, г). Така зміна форми фазових портретів обумовлена тим, що аналізовані дані подані після АЦП (аналого-цифрового перетворювача), який має власні шуми. Щоб зменшити вплив шуму АЦП доцільно вибрати часову затримку, близькою до $T = 50$.

Крім того, довжина початкового часового ряду є невеликою і коливається близько 600 точок, що при великих часових затримках призводить до втрати корисних даних. Тому під час подальшого аналізу сигналів повного електронного вмісту іоносфери за допомогою фазових портретів використовувалася часова затримка $T = 50$.

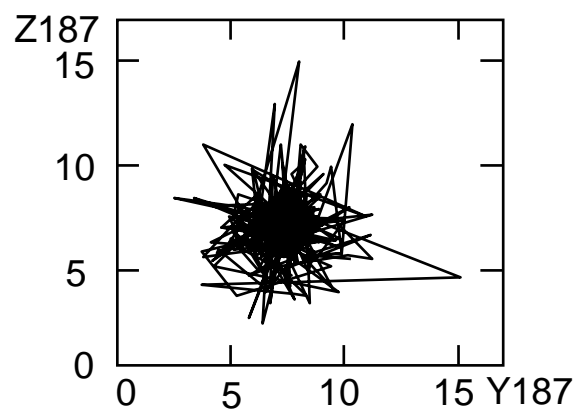
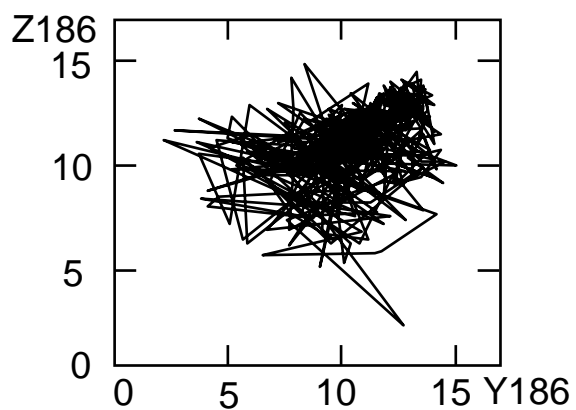
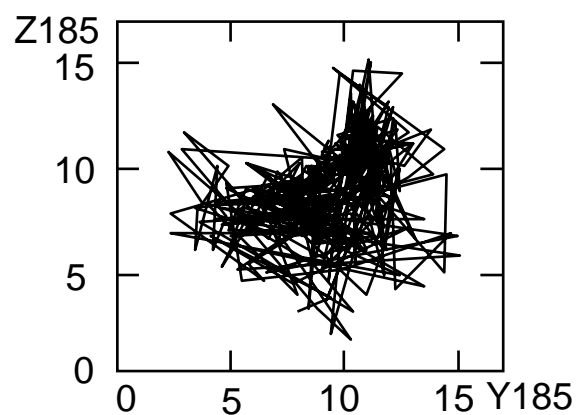
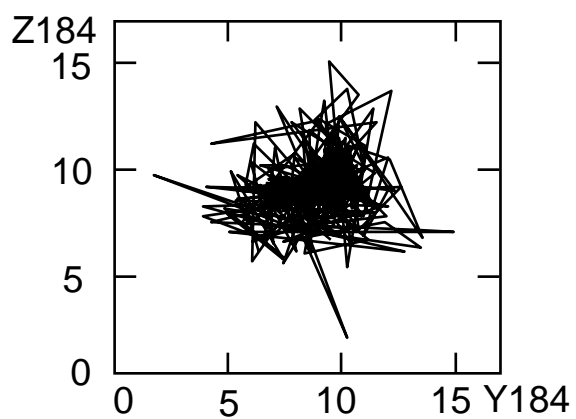
На рисунку 2.50, а – г показано фазові портрети сигналів повного електронного вмісту іоносфери, які були отримані станціями прийому CHUM (а), POL2 (б), SHAS (в) і SELE (г) в різні дні: 184-й, 185-й, 186-й і 187-й.

Як видно, фазові портрети у 186-й день спостереження на всіх станціях відрізняються від фазових портретів в інші дні. У 186-й день всі фазові портрети характеризуються великим розкидом фазових траєкторій та їх характерною згуртованістю у відповідній області псевдофазової площини, такі портрети мають трикутну форму. Особливо така форма фазового портрета спостерігається на станціях CHUM і SELE (див. рисунок 2.50, а і г), а на станції SHAS фазовий портрет у 186-й день взагалі має форму, відмінну від усіх інших форм (див. рисунок 2.50, в).

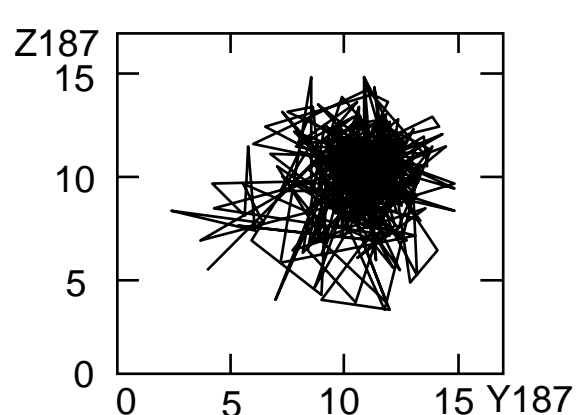
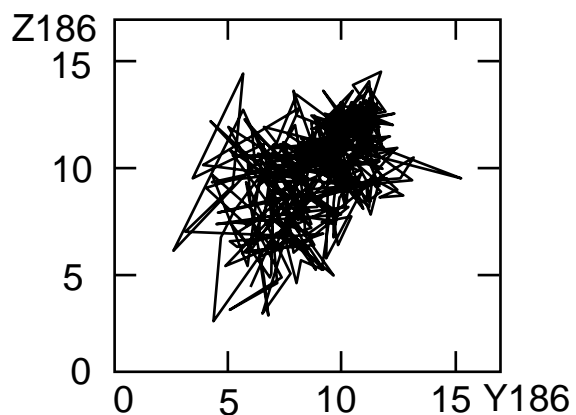
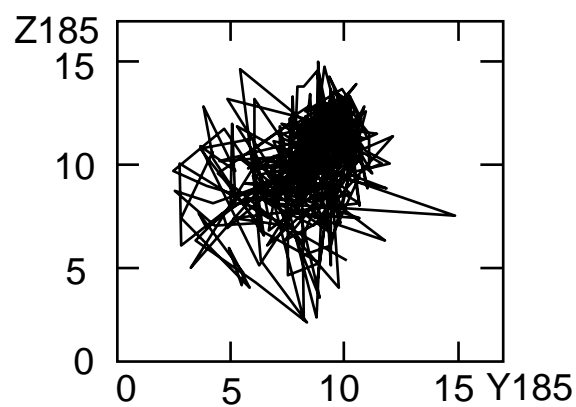
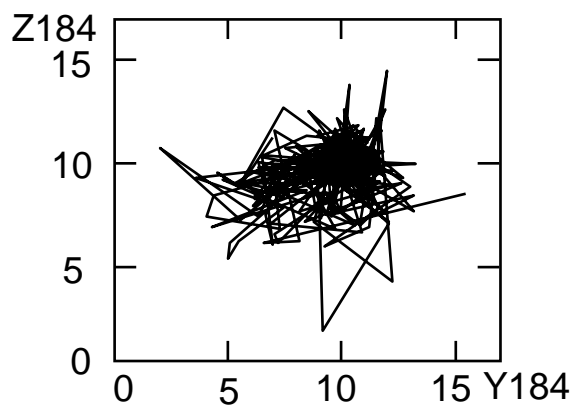
Характерні форми фазових портретів у 186-й день, швидше за все, обумовлюються зміною електронного вмісту іоносфери. Під час запуску космічного носія відбувається зниження електронної концентрації і з'являються рухомі іоносферні збурення, що у свою чергу приводять до зміни повного електронного вмісту іоносфери. Таким чином, характерні форми фазових портретів дозволяють наочно досліджувати зміни стану рухомих іоносферних збурень, які на часових реалізаціях не спостерігаються (див. рисунок 2.48).

Оцінімо статистичні характеристики початкових даних. У таблиці 2.3 наведено інформацію про кількість початкових даних, які використовувалися під час оцінювання математичного очікування, дисперсії і середньоквадратичного відхилення у чотири дні спостережень на всіх станціях прийому.

Аналіз даних таблиці 2.3 показує, що в 186-й день спостереження дисперсія і пов'язане з нею середньоквадратичне відхилення початкових даних повного електронного вмісту іоносфери будуть максимальними порівняно з іншими днями на всіх станціях прийому (у таблиці 2.3 максимальні значення позначені жирним шрифтом). Такої залежності від математичного очікування початкових даних не спостерігається, але математичне очікування дозволяє оцінити положення центру області групування фазових траєкторій на псевдофазовій площині.

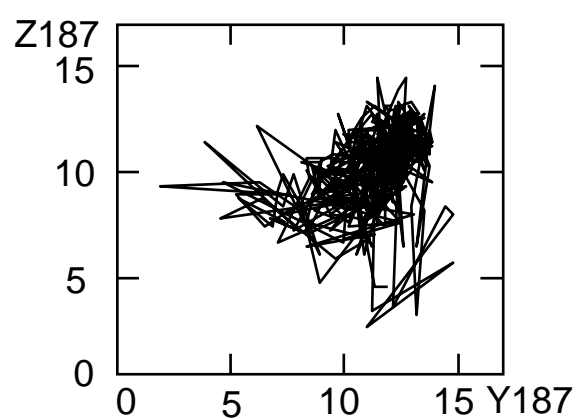
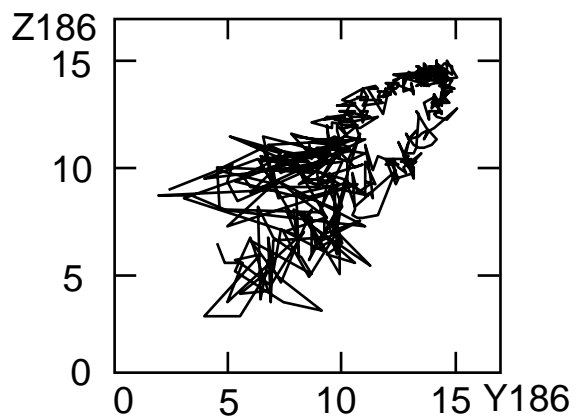
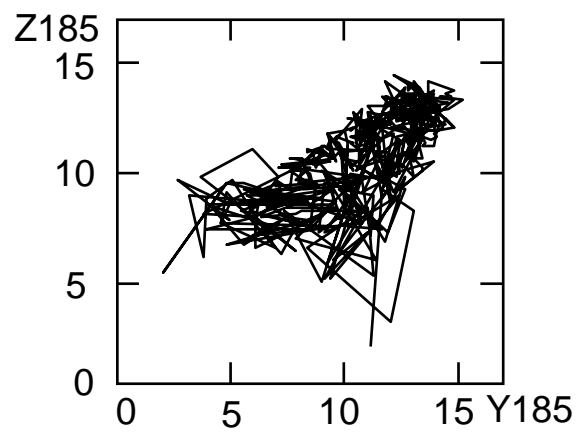
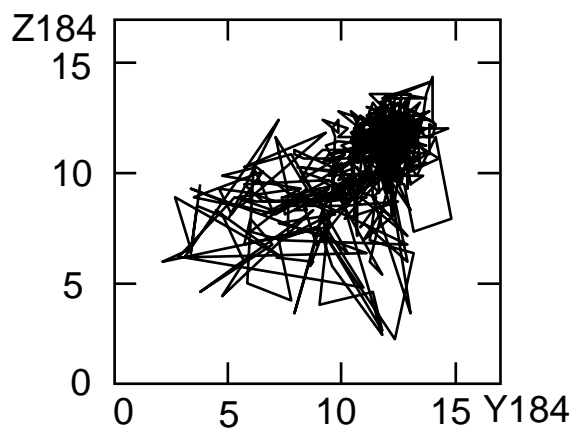


а

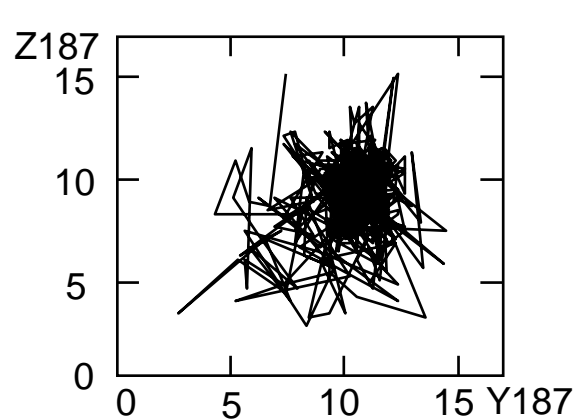
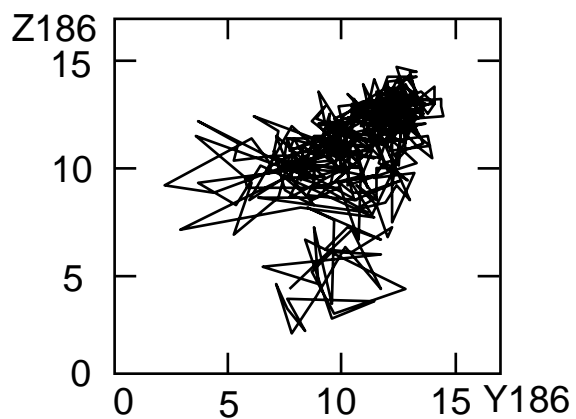
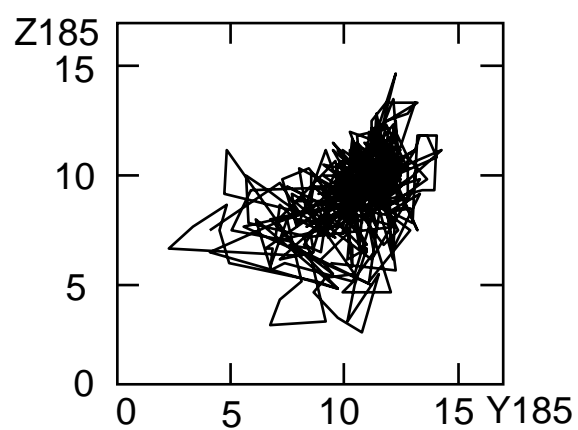
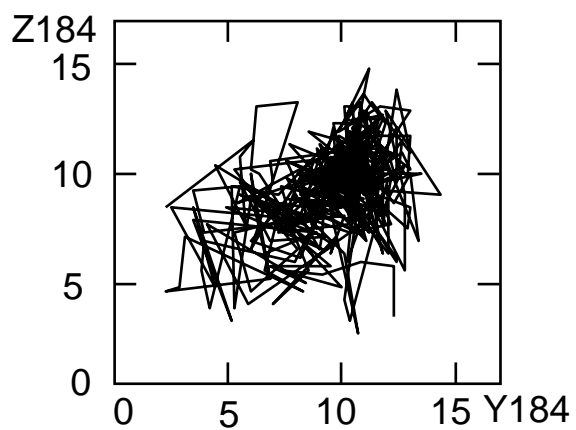


б

Рисунок 2.50 – Фазові портрети CHUM (а), POL2 (б), SHAS (в); SELE (г)
у 184-й – 187-й дні



В



Г

Рисунок 2.50 – Закінчення

Таблиця 2.3 – Статистичні характеристики початкових даних повного електронного вмісту іоносфери

Станція	Вид характеристики	День спостереження			
		184-й	185-й	186-й	187-й
CHUM	Кількість даних, N	576	574	574	578
	Математичне очікування, m	8,337	8,534	8,632	9,317
	Дисперсія, σ^2	1,924	2,176	3,055	1,579
	Середньоквадратичне відхилення, σ	1,387	1,475	1,748	1,257
POL2	Кількість даних, N	576	577	577	573
	Математичне очікування, m	8,587	8,736	9,046	9,933
	Дисперсія, σ^2	1,929	2,621	4,588	2,208
	Середньоквадратичне відхилення, σ	1,389	1,619	2,142	1,486
SHAS	Кількість даних, N	576	576	572	566
	Математичне очікування, m	8,595	8,974	8,896	9,786
	Дисперсія, σ^2	1,271	1,951	3,574	1,015
	Середньоквадратичне відхилення, σ	1,128	1,397	1,891	1,008
SELE	Кількість даних, N	568	568	563	568
	Математичне очікування, m	7,911	8,229	8,538	9,278
	Дисперсія, σ^2	1,111	1,19	2,88	0,95
	Середньоквадратичне відхилення, σ	1,054	1,091	1,697	0,975

Величина математичного очікування початкових даних збільшується з кожним днем спостереження, тобто центр фазового портрета буде зміщуватися вправо вгору.

Таким чином, фрактальний аналіз сигналів повного електронного вмісту іоносфери дозволяє кількісно, а аналіз форм фазових портретів цих сигналів якісно оцінювати зміну стану рухомих іоносферних збурень.

2.3.4 Аналіз сигналів наддовгохвильових передавачів для виявлення атмосферних явищ (гроз)

Під час аналізу атмосферних явищ (гроз) використовувалися реальні дані, які були отримані з виходу наддовгохвильових передавачів діапазону DCF-77 в НДІ «Миколаївська астрономічна обсерваторія». При цьому збурення нижнього D-шару іоносфери фіксувалися у цифровому вигляді за допомогою станцій точного часу і частоти наддовгих хвиль діапазону DCF-77, що входили до складу апаратно-програмного комплексу похилого зондування іоносфери.

На рисунку 2.51 показано зміну збурення нижнього D-шару іоносфери протягом однієї доби з 0 годин (ліві значення вибірки) до 24 годин (праві значення вибірки) (всього 86 590 значень).

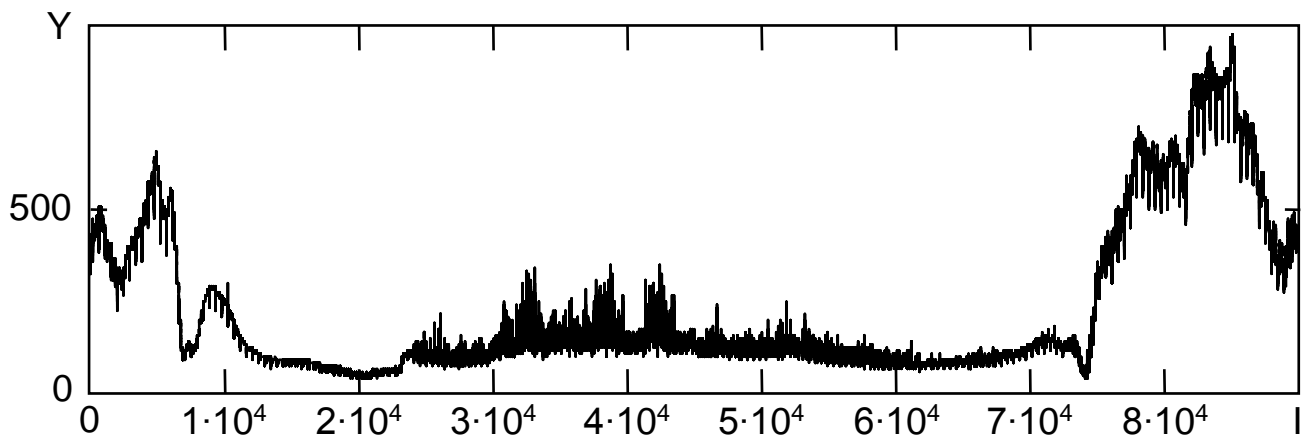


Рисунок 2.51 – Зміна збурення нижнього D-шару іоносфери протягом доби

Як видно на рисунку 2.51, аналіз часової реалізації сигналу наддовгохвильового передавача не дозволяє визначити атмосферні явища, які відбувалися протягом доби. За часовою реалізацією добре досліджувати лише час доби – нічний або денний. Так, у нічний час амплітуди сигналу вище порівняно з денним часом. У денний час спостерігаються деякі флуктуації сигналу, але невідомо чим вони спричинені. При цьому було достовірно відомо, що в проміжок часу від 09:00 до 12:00 годин в досліджуваному районі проходила гроза. Проміжку часу від 07:00 до 08:00 відповідають 25 256 – 28 863 – значення збурення нижнього D-шару іоносфери; 08:00 – 09:00 – 28 864 – 32 471 – значення; 09:00 – 10:00 – 32 472 – 36 079 – значення; 10:00 – 11:00 – 36 080 – 39 687 – значення.

Розглянемо можливість використання фрактального методу і методу псевдофазової площини для виявлення атмосферних явищ (гроз). Для аналізу початкового сигналу використовувалося «вікно, що стрибає» розміром $N_0 = 100$ елементів вибірки, величина «стрибка» дорівнювала $M = 100$ елементів. Результати розрахунку ВОХ-розмірності (D_0) сигналу наддовгохвильового передавача показано на рисунку 2.52.

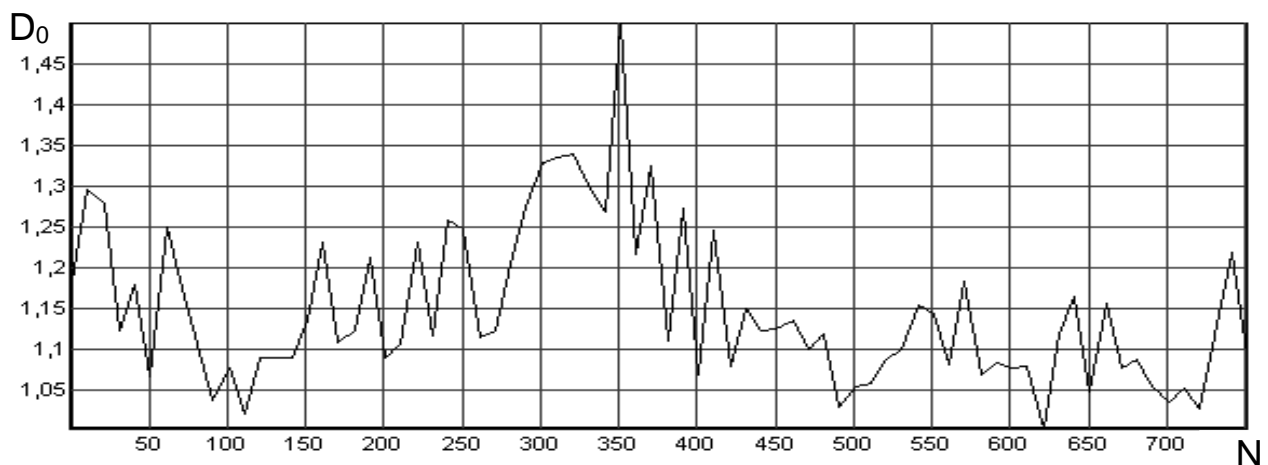


Рисунок 2.52 – Залежність величини фрактальної розмірності від положення «вікна, що стрибає» при величині «стрибка» 100 елементів вибірки

На рисунку 2.52 показано, що в одній області, яка відповідає 350-му положенню «вікна», фрактальна розмірність є максимальною і дорівнює $D_0 = 1,5$. Це максимальне значення відповідає часовому інтервалу з 10:00 до 11:00 години, в якому, як зазначено вище, була гроза над досліджуваною територією. В проміжку часу з 08:00 до 09:00 години під час оброблення вихідних даних фрактальна розмірність не досягла свого максимального значення, але і в цьому проміжку часу ($N = 300$) спостерігалось її збільшення ($D_0 = 1,34$) порівняно з фоновими ($D_0 = 1,2$).

Проведемо якісний аналіз сигналу наддовгохвильового передавача. Для побудови фазових портретів використовувалося «вікно», яке відповідало накопиченим даним за одну годину спостережень (3 608 елементів початкової вибірки). Величина «стрибка» також дорівнювала 3 608 елементам вибірки, тобто перше «вікно» містило значення з 1 до 3 608, друге «вікно» – з 3 609 до 7 216, третє «вікно» – з 7 217 до 10 823 і т. д. Величина часової затримки $T = 10$ елементам вибірки. Таке попереднє оброблення дозволило аналізувати сигнал за кожний час доби.

На рисунку 2.53 показано фазові портрети сигналу наддовгохвильового передавача, побудовані для кожного часу доби (номер «вікна» (час доби), позначений зліва зверху на рисунках). Для більш наочного дослідження форми фазових портретів подані у різних масштабах. На рисунку 2.53 видно, що у нічний час («вікна» з 1-го до 4-го і з 20-го до 24-го) фазові портрети витягнуті по діагоналі, а в денний час – згруповані в певній області псевдофазової площини і мають еліптичну форму («вікна» з 12-го до 17-го). Вранці і у вечірній час фазові портрети починають витягуватися по діагоналі, але це розтягання незначне («вікна» з 5-го до 6-го і з 18-го до 19-го), тобто вони мають проміжну форму.

Найбільший інтерес становить форма фазових портретів в години, коли над досліджуваною територією проходила гроза («вікна» з 7-го до 11-го). Як видно на рисунку 2.53, під час грози фазові портрети сигналу наддовгохвильового передавача змінюють свою форму («вікна» 9-е і 11-е). Фазові портрети сигналу під час грози розширюються з одного боку і витягуються по діагоналі, як би наближаються до трикутників. Крім того, є додаткові викиди, які можна назвати «хвостами». Також становлять інтерес фазові портрети сигналу перед грозою («вікна» 7-е і 8-е) і між грозами («вікно» 10-е). Як видно з цих рисунків, форми фазових портретів відрізняються від форм фазових портретів грози, але в них присутні деякі елементи грозових фазових портретів.

Таким чином, за змінами форм фазових портретів сигналу наддовгохвильового передавача можна визначити час, в який над досліджуваною територією була гроза. У досліджуваній вибірці це два проміжки часу з 08:00 до 09:00 години («вікно» 9-е) і з 10:00 до 11:00 години («вікно» 11-е).

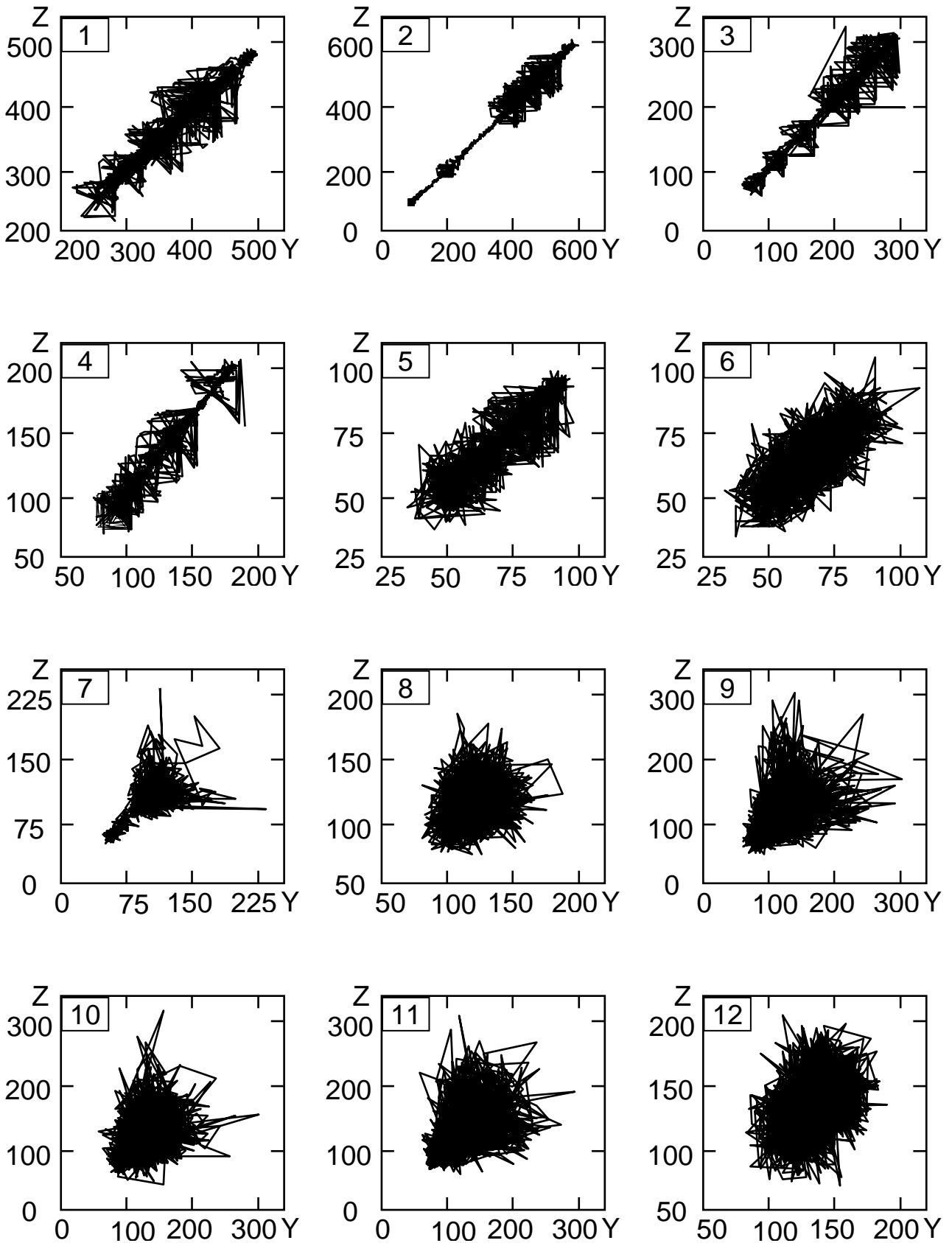


Рисунок 2.53 – Фазові портрети, побудовані під час аналізу сигналу наддовгохвильового передавача діапазону DCF-77

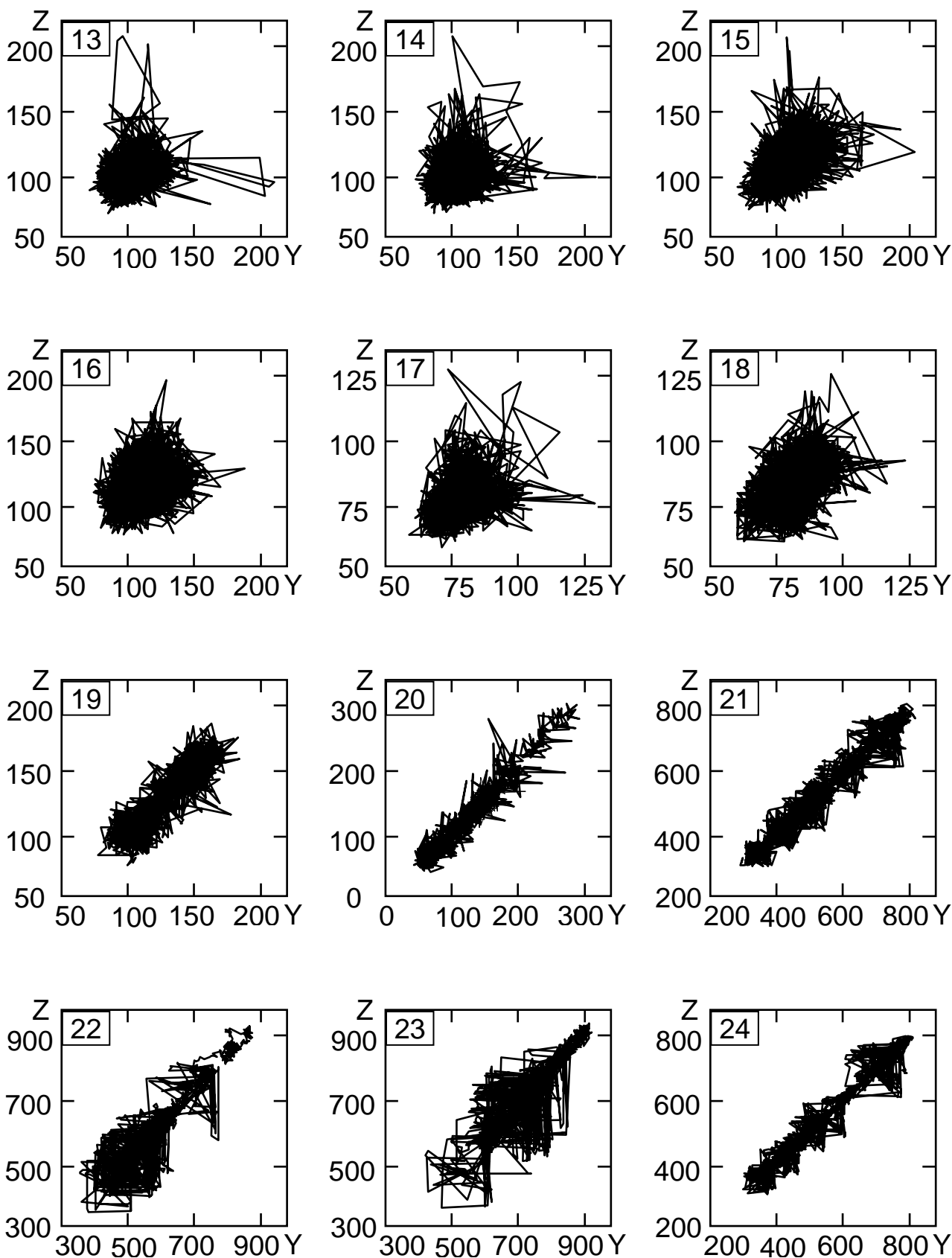


Рисунок 2.53 – Закінчення

Таким чином, проведені дослідження свідчать про можливість використання методів нелінійної динаміки (фрактального методу і методу

псевдофазової площини) для аналізу змін стану рухомих іоносферних збурень і для аналізу атмосферних явищ.

2.4 Використання методів нелінійної динаміки для вирішення завдань дистанційного зондування Землі

2.4.1 Селекція об'єктів на цифровому зображенні з використанням поля фрактальних розмірностей

Переносником інформації від об'єкта до зображення є світлові хвилі, що поширюються без зміни форми і характеристик або з їх зміною. Світлова хвиля переносить інформацію про об'єкт завдяки тому, що різні параметри світлової хвилі модулюються відповідно до властивостей точок об'єкта. Використання інформації, яка є на зображенні, є можливим тільки в тому випадку, якщо енергія світлових (або інших хвиль) перетвориться в інші види енергії. Приклад цифрового зображення показано на рисунку 2.54, воно має розмір $x \times y$ пікселів. На рисунку 2.54 зображено колону машин, дерева і чагарники.

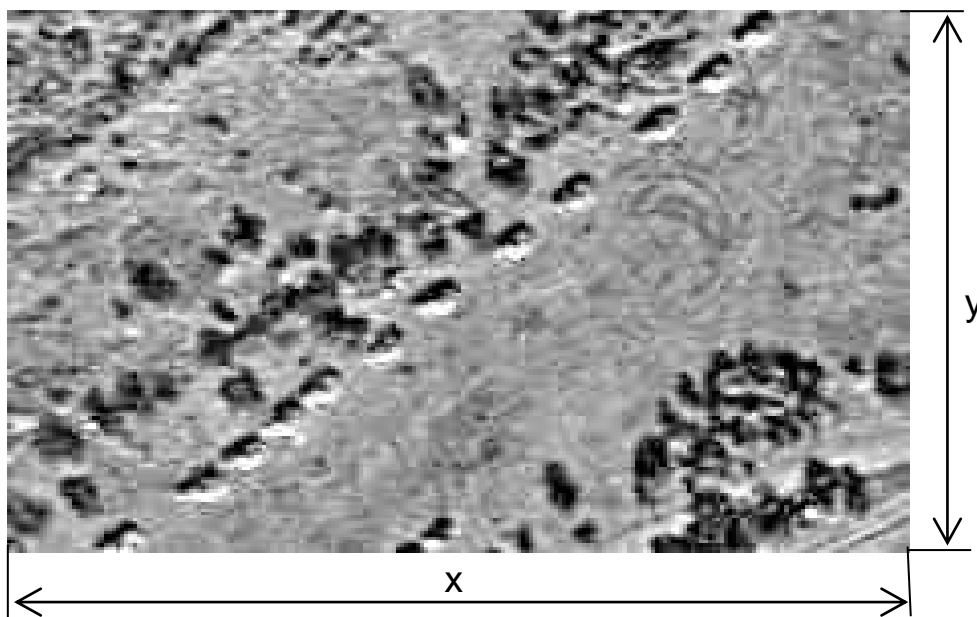


Рисунок 2.54 – Цифрове зображення колони машин

На рисунку 2.55 показано тривимірне подання розподілу інтенсивності падаючої хвилі $I(x,y)$ на цифровому зображенні колони машин (див. рисунок 2.54). Як видно з рисунку 2.55, розподіл інтенсивності падаючої хвилі являє собою складну геометричну структуру, яка характеризує перетворення світлової енергії в несвітлову. Створення первинного світлового зображення спрямовано на отримання і використання інформації про оптичні властивості об'єкта спостереження.

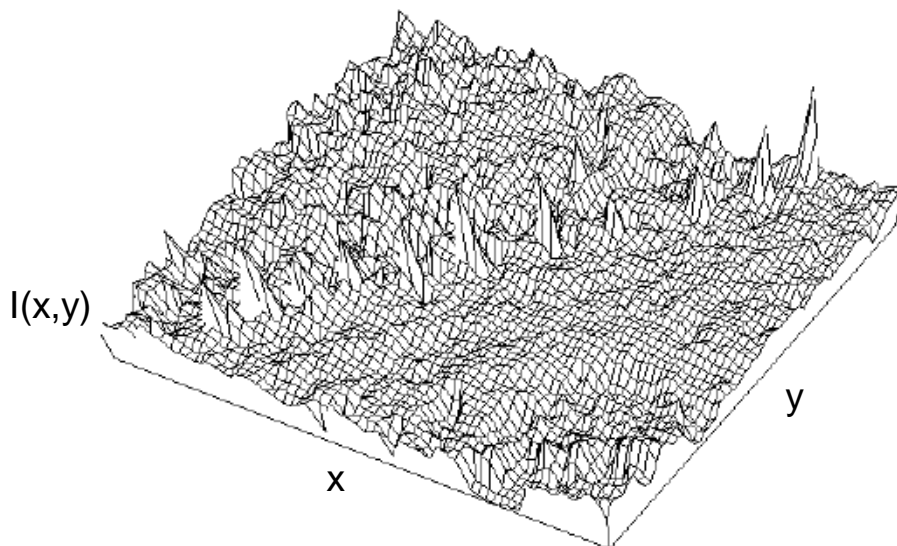


Рисунок 2.55 – Тривимірне подання розподілу інтенсивності падаючої хвилі

Основою фрактального аналізу цифрових зображень є побудова поля фрактальних розмірностей (ПФР). При фрактальному аналізі зображення розглядається як об'єднання областей з однаковими фрактальними розмірностями. Процес побудови ПФР показано на рисунку 2.56.

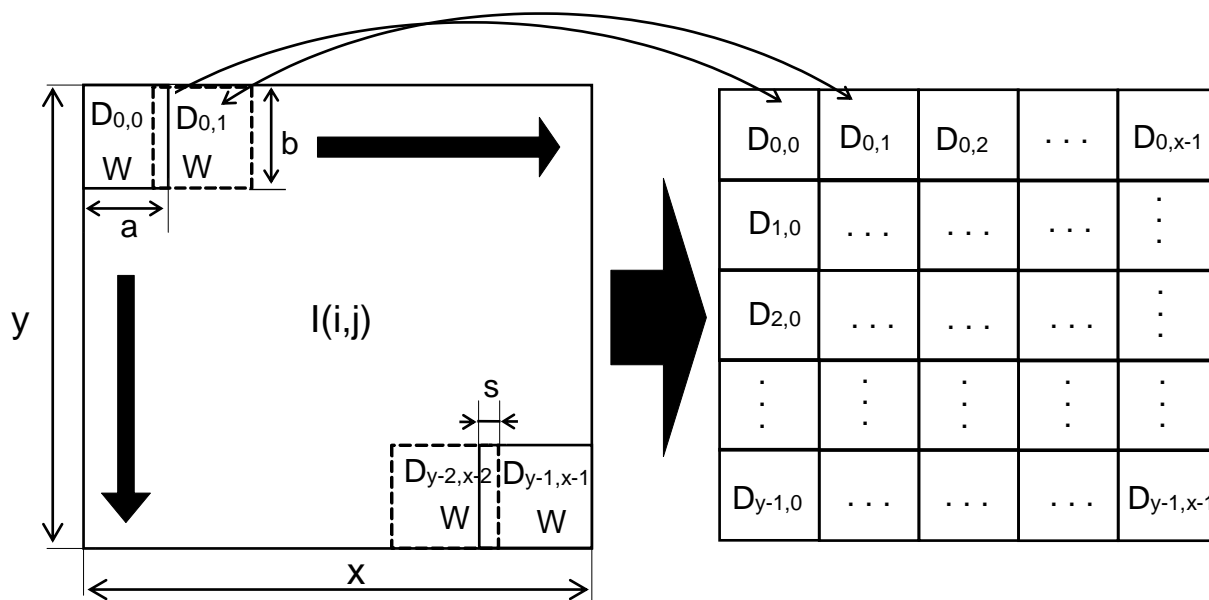


Рисунок 2.56 – Порядок побудови поля фрактальних розмірностей

Під час побудови ПФР проводиться сканування зображення $I(i, j)$ «вікном» W розміром $a \times b$ пікселів з кроком переміщення s (при $s = 1$ «вікно» є таким, що «ковзає», а при $s > 1$ – що «стрибає»). На кожному кроці визначають числове значення фрактальної розмірності $D_{i,j}$ у «вікні» W і записують у матрицю D , яка називається «полем фрактальних

розмірностей». При цьому для розрахунку фрактальної розмірності найчастіше використовують метод покриття, коли тривимірне подання зображення покривається кубами. Якщо ж як вимірюване значення вибирається площа тривимірного подання зображення, то такий метод визначення фрактальної розмірності називається методом призми.

На рисунку 2.57 показано ПФР, яке було побудовано при використанні «вікна, що ковзає» ($s = 1$) розміром 9×9 пікселів. Фрактальні розмірності розраховували з точністю до четвертого знака після коми. Весь діапазон зміни фрактальних розмірностей розбивали на п'ять рівнів ($r = 5$), які показані на рисунку 2.57 різними відтінками сірого, а межі різних рівнів обведені контуром.

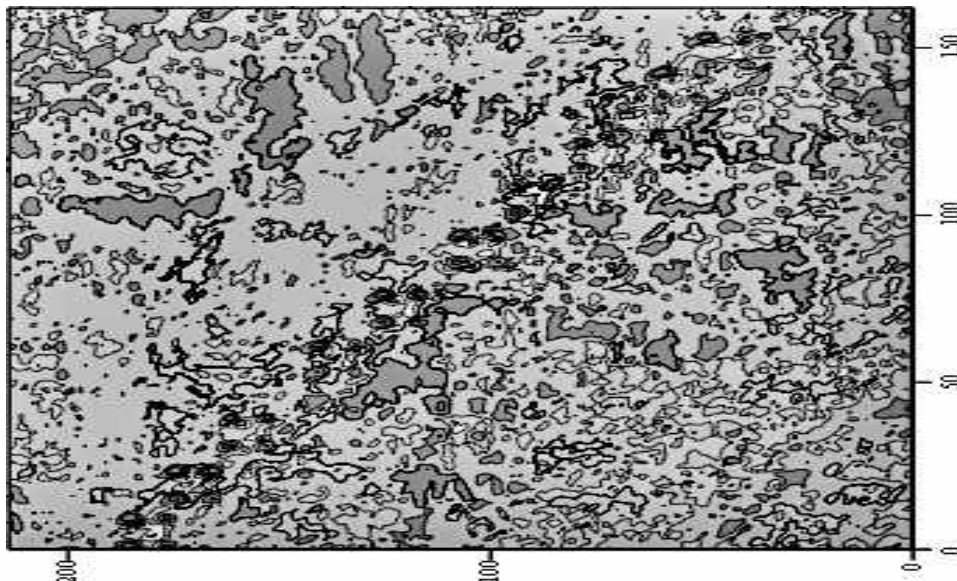


Рисунок 2.57 – ПФР зображення колони машин

Візуальний аналіз початкового зображення (див. рисунок 2.54) і його ПФР (див. рисунок 2.57) свідчить про те, що колони машин має інші фрактальні розмірності на ПФР порівняно з фоновими фрактальними розмірностями.

Під час фрактального аналізу цифрових зображень можна побудувати гістограму розподілу значень фрактальних розмірностей на ПФР (рисунок 2.58) з подальшою кластеризацією зображень. На рисунку 2.58 по осі x відкладені величини фрактальних розмірностей (D) а по осі y – відносна частота наявності фрактальних розмірностей на ПФР (f_D).

Аналіз гістограми ПФР показує, що на зображенні присутні декілька основних типів поверхні (характерні області (діапазони) на гістограмі $D = 2,45 - 2,55$; $D = 2,55 - 2,75$; $D = 2,75 - 2,95$).

На рисунку 2.59 показано селективні зображення цих діапазонів фрактальних розмірностей. Селективні зображення – це зображення, на яких позначені області, що відповідають заданому діапазону фрактальних розмірностей.

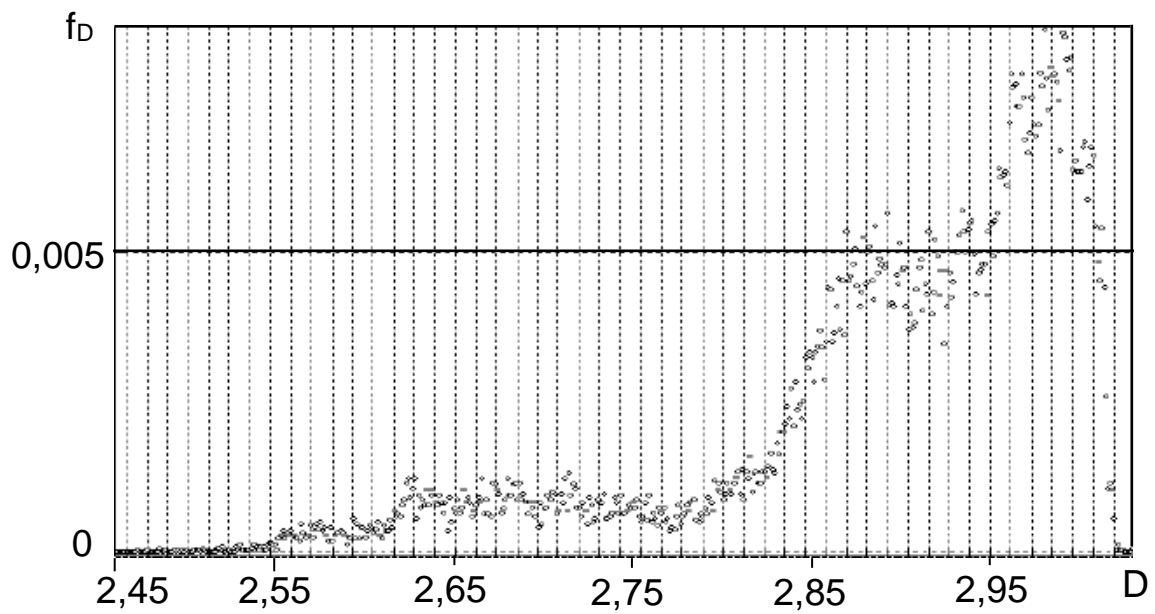


Рисунок 2.58 – Гістограма значень ПФР зображення колони машин

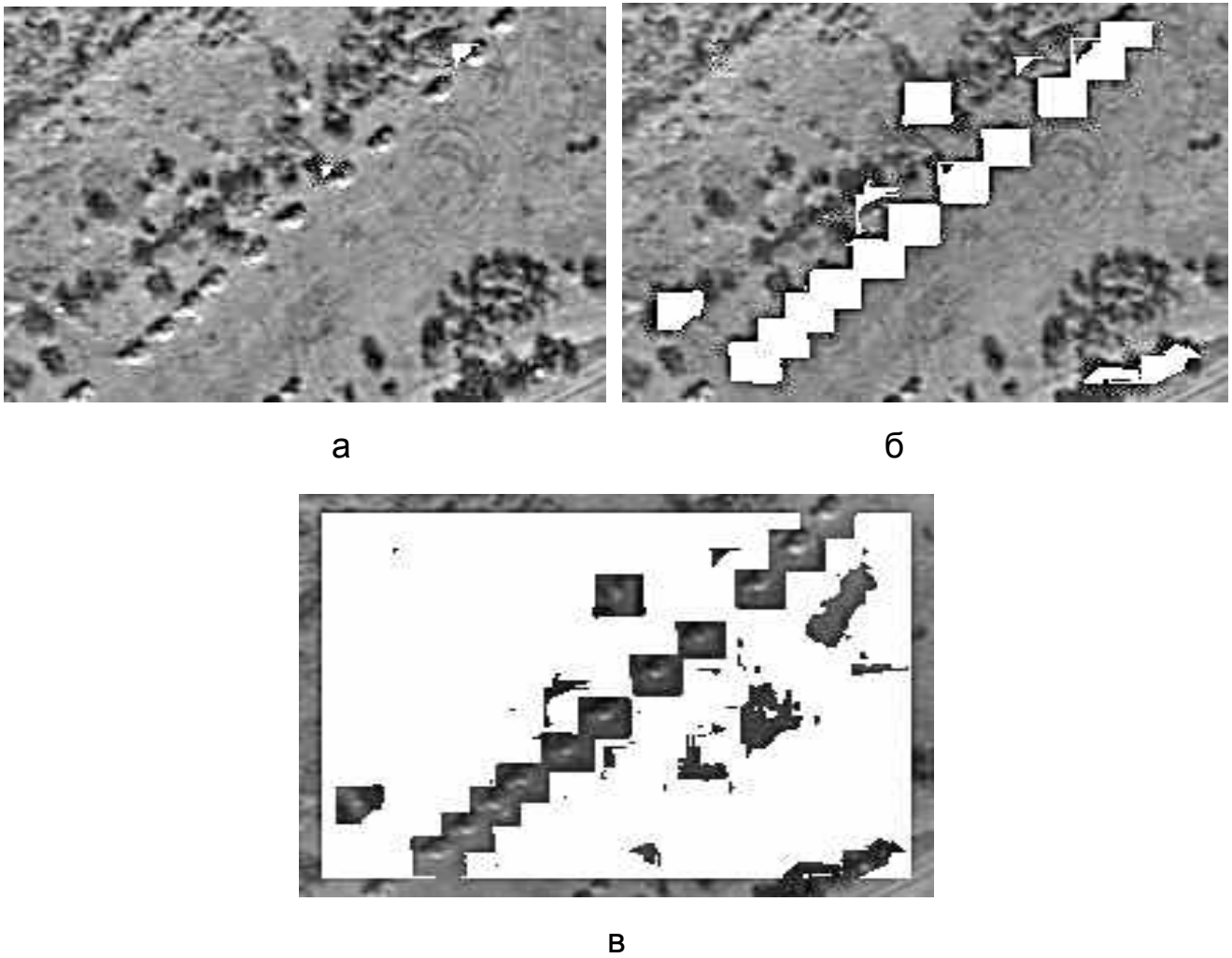


Рисунок 2.59 – Побудова селективних зображень: $D = 2,45 - 2,55$ (а); $D = 2,55 - 2,75$ (б); $D = 2,75 - 2,95$ (в)

На рисунку 2.59 видно, що перший діапазон фрактальних розмірностей ($D = 2,45 - 2,55$) є не інформативним і на селективному зображенні виділяються лише дві області тіні від двох машин. Другий діапазон фрактальних розмірностей ($D = 2,55 - 2,7$) відповідає безпосередньо колоні машин, а третій ($D = 2,75 - 2,95$) – рослинності (деревам, чагарнику).

У той же час поверхні малої площі з близькими типами покриття на гістограмі не розрізняються через їх малу питому вагу у загальній кількості фрактальних розмірностей. Крім того, просто побудова ПФР і розрахунок його гістограми не дозволяє в автоматичному режимі здійснювати селекцію об'єктів на цифрових зображеннях.

2.4.2 Використання фрактального методу для вирішення завдань ДЗЗ

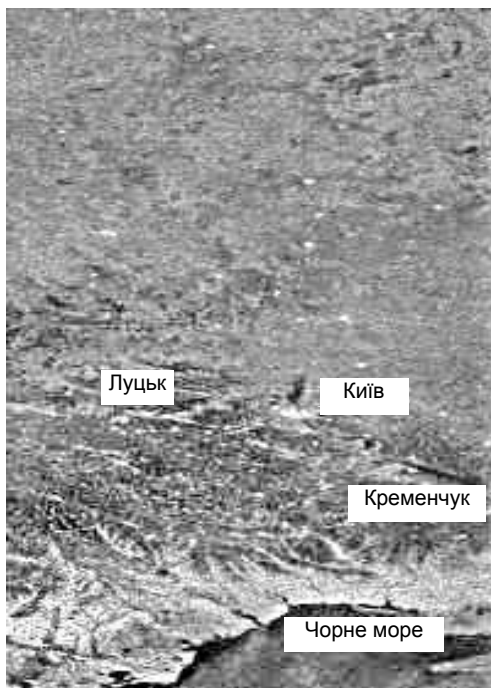
Аналіз даних дистанційного зондування Землі (ДЗЗ) дозволяє вирішувати завдання, які пов'язані з моніторингом процесів і явищ на земній поверхні, серед основних є:

- оцінювання динаміки атмосферних фронтів, ураганів, отримання карт великих стихійних лих;
- визначення температури підстильної поверхні, оперативний контроль і класифікація забруднень ґрунту і водної поверхні;
- виявлення великих або постійних викидів промислових підприємств;
- моніторинг техногенного впливу на стан лісопаркових зон;
- виявлення великих пожеж і визначення пожеженобезпечних зон у лісах;
- моніторинг стану сільськогосподарських угідь;
- виявлення та оцінювання масштабів зон великих повеней;
- контроль динаміки сніжних покривів і забруднень сніжного покриву в зонах впливу промислових підприємств;
- виявлення несанкціонованих звалищ;
- моніторинг незаконного вирубування лісів.

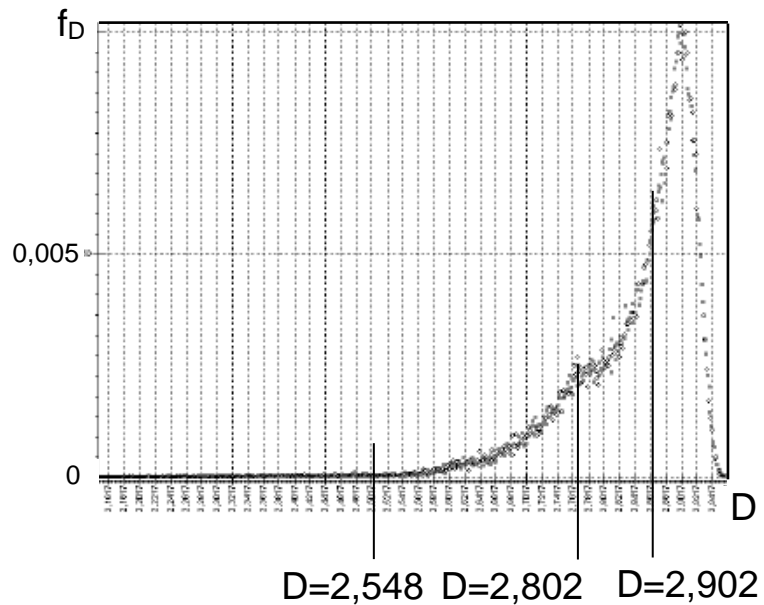
Розглянемо можливість використання фрактального аналізу для вирішення деяких завдань ДЗЗ.

Для визначення характеристик сніжного покриву використовувалося радіолокаційне зображення сніжного покриву на території України, яке було отримано в сантиметровому діапазоні довжини хвиль (рисунок 2.60, а).

Після розрахунку ПФР з використанням «вікна, що ковзає» розміром 8×8 пікселів (фрактальні розмірності розраховували методом покриття), була побудована гістограма ПФР, яка показана на рисунку 2.60, б. Ліва частина гістограми до величини $D = 2,548$ містить мінімальну кількість фрактальних розмірностей. Цей діапазон дозволяє виділити межу «море-берег» і для аналізу сніжного покриву не використовується.



а



б

Рисунок 2.60 – Радіолокаційне зображення сніжного покриву (а) і гістограма ПФР зображення (б)

Середня частина гістограми (до величини $D = 2,902$) характеризується поступовим зростанням відносної частоти присутності фрактальних розмірностей на зображенні. На цій ділянці гістограми також можна виділити дві характерні зони. Перша зона відповідає діапазону фрактальних розмірностей від $D = 2,548$ до $D = 2,802$, а друга – від $D = 2,802$ до $D = 2,902$. Характерною особливістю правої частини гістограми є різкий спад відносної частоти фрактальних розмірностей з максимуму до мінімуму. Мінімум відносної частоти на цій ділянці досягається при $D = 2,962$. Селективні зображення для першої ($D = 2,548 - 2,802$) і другої ($D = 2,802 - 2,902$) зони гістограми ПФР показано на рисунку 2.61.

Як видно на селективних зображеннях (рисунок 2.61), чітко виділяються межі поширення сніжного покриву з різним вологовмістом, ліве зображення – високий вміст вологи (слабке відбиття), праве – середній вміст вологи (високе відбиття). Таким чином, побудова ПФР і його гістограми дозволяє досліджувати характеристики сніжного покриву.

Для визначення меж море-крига, море-суша можна проводити порядковий аналіз фрактальних розмірностей початкового зображення (рисунок 2.62, а). Для цього вибирають «вікно» відповідного розміру (16x16 пікселів), в якому обчислюються фрактальні розмірності у кожному рядку зображення. Кількість значень фрактальних розмірностей у рядку буде дорівнювати розміру зображення по ширині мінус розмір «вікна, що ковзає».

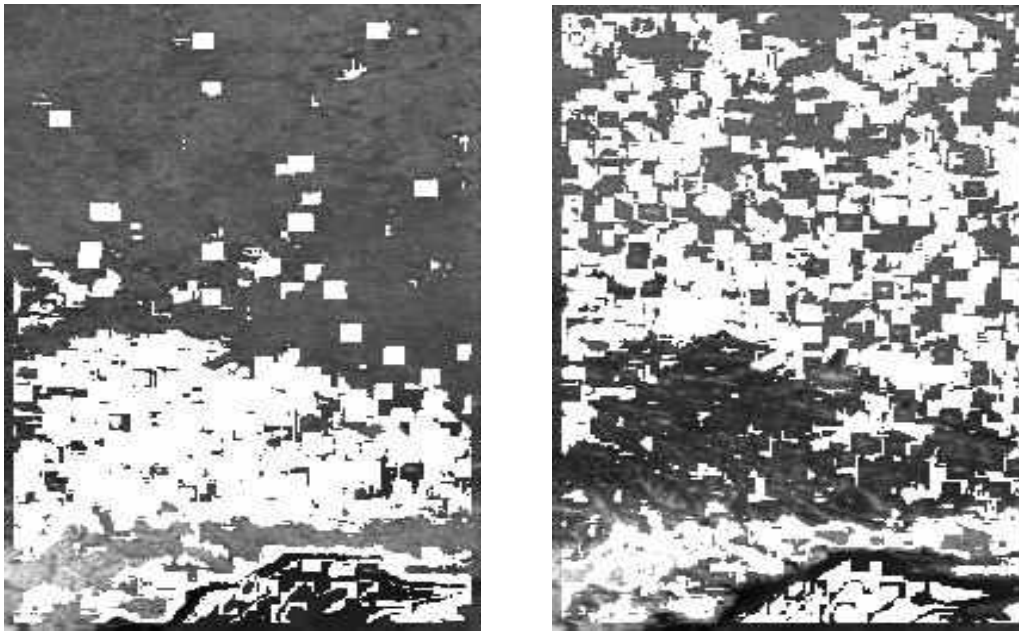


Рисунок 2.61 – Селективні зображення для різних зон ПФР

На рисунку 2.62, б показано зміну фрактальних розмірностей у п'яти характерних перерізах (рядки: 120, 315, 600, 1050, 1200).

Як видно на рисунку 2.62, б, рядок 120 відповідає зображенню льодового покриву за наявності тороса в лівій його частині. Зміна фрактальних розмірностей в цьому рядку (перша крива на рисунку 2.62, б) показує, що фрактальні розмірності у «вікнах», які потрапляють на торос, зменшуються до величини $D = 2,84$, тоді як середнє значення фрактальної розмірності поверхні криги $D \approx 2,93$. Зміна фрактальних розмірностей другого характерного перерізу (друга крива на рисунку 2.62, б) дозволяє виділити межу вода-крига. Цьому стану відповідає 96-та точка у 315-му рядку, в якому досягається мінімум фрактальної розмірності $D = 2,75$. Аналіз змін фрактальних розмірностей у 600-му рядку (третья крива на рисунку 2.62, б) показує, що зображення морської поверхні також має деякі особливості, обумовлені, швидше за все, неоднорідністю течії (ліва частина кривої). За величиною коливання значень фрактальних розмірностей можна оцінити рівень цієї неоднорідності. В той же час права частина зображення (після сотої точки) в цьому рядку, можна припустити, відповідає однорідній морській поверхні, оскільки діапазон змін фрактальних розмірностей становить лише $\Delta D = 0,02$. Дві нижні криві на рисунку 2.62, б (рядки 1050 і 1200) ілюструють процес зміни фрактальної розмірності при змінах межі море-берег. Порівняння цих кривих показує, що мінімальна фрактальна розмірність, яка відповідає межі море-берег, зміщується вліво з точки 112 у рядку 1050 до точки 71 у рядку 1200. На початковому зображенні (рисунок 2.62, а) видно, що берегова межа зміщується справа наліво, таке саме переміщення має мінімальна фрактальна розмірність.

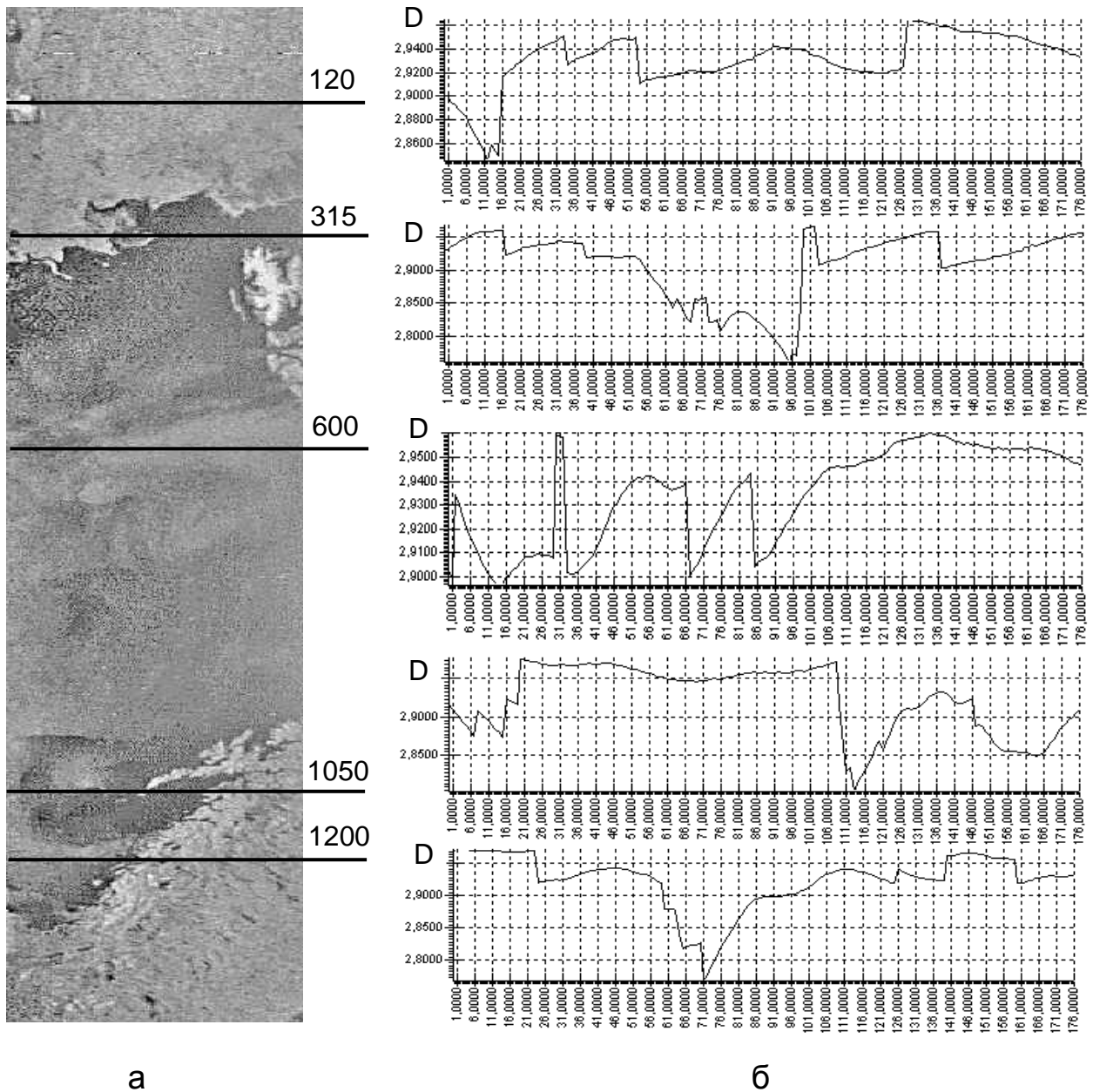


Рисунок 2.62 – Початкове зображення (а) і зміна фрактальних розмірностей за рядками (б)

Розглянемо можливість дослідження структури морських течій з використанням фрактального аналізу на прикладі частини течії Гольфстрім, радіолокаційне зображення якої у дециметровому (23 см) діапазоні радіохвиль показано на рисунку 2.63.

На рисунку 2.64 показано селективні зображення, які відповідають діапазнам значень першого рівня розбиття фрактальних розмірностей (з дискретністю $\Delta D = 0,05$) $D = 2,90 - 2,95$ (а) і $D = 2,95 - 3,00$ (б).

Отримані зображення характеризують різні нерівності морської поверхні, крім того, чітко виділилася центральна частина течії та її межі. Однак на цьому рівні аналізу не є можливим розглянути особливості центральної частини течії.

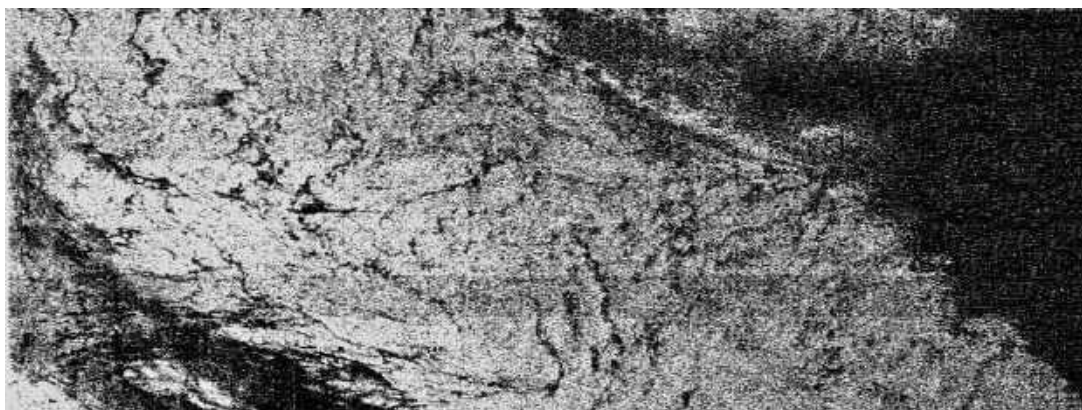
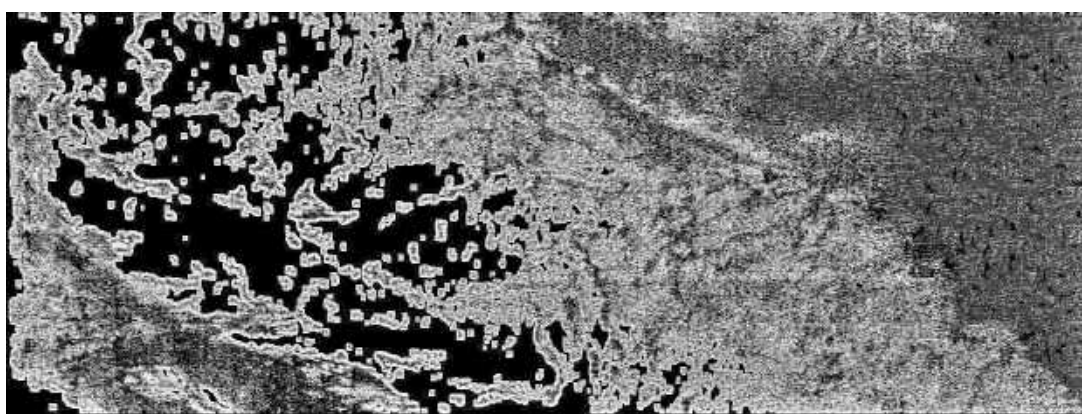
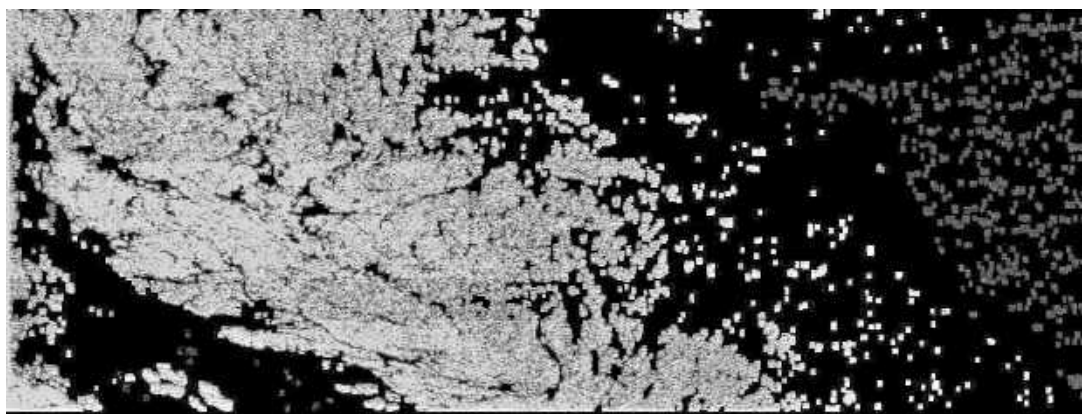


Рисунок 2.63 – Радіолокаційне зображення ділянки течії Гольфстрім у дециметровому (23 см) діапазоні радіохвиль



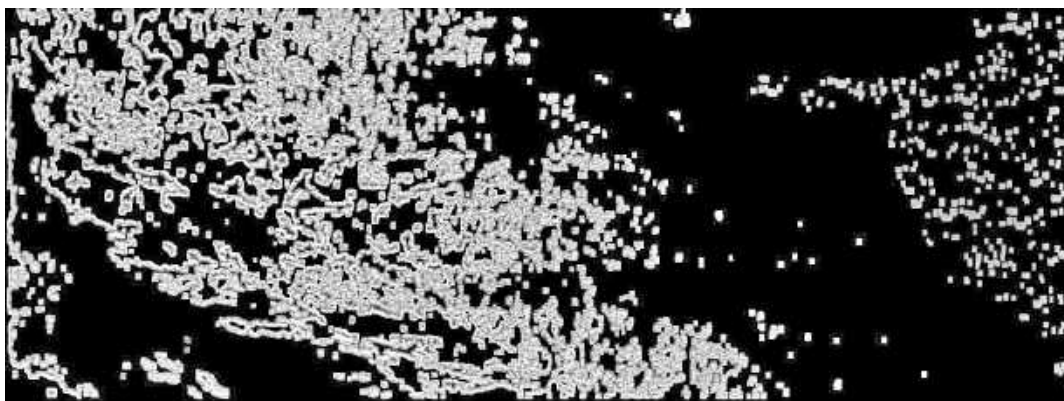
а



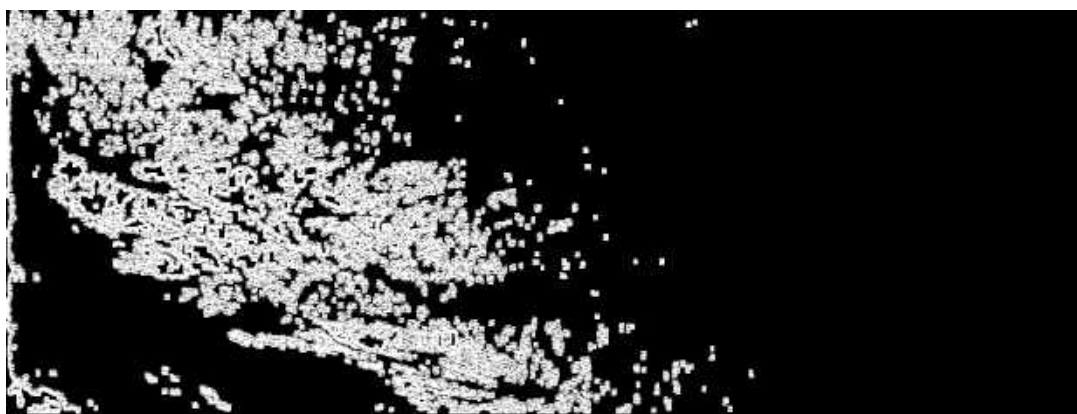
б

Рисунок 2.64 – Селективні зображення першого рівня розбиття фрактальних розмірностей: $D = 2,90 - 2,95$ (а) і $D = 2,95 - 3,00$ (б)

Для подальшого дослідження структури течії більш детально розглянемо другий діапазон фрактальних розмірностей ($D = 2,95 - 3,00$). На рисунку 2.65 показано селективні зображення, які відповідають діапазонам значень другого рівня розбиття фрактальних розмірностей (з дискретністю $\Delta D = 0,01$) $D = 2,95 - 2,96$ (а) і $D = 2,98 - 2,99$ (б).



а



б

Рисунок 2.65 – Селективні зображення другого рівня розбиття фрактальних розмірностей: $D = 2,95 - 2,96$ (а) і $D = 2,98 - 2,99$ (б)

Як видно на рисунку 2.65, побудовані селективні зображення на другому рівні розбиття фрактальних розмірностей дозволяють провести подальший аналіз центральної частини течії і вивчити її «тонку» структуру. Так, на рисунку 2.65, а спостерігаються неоднорідності на краях центральної частини течії, а на рисунку 2.65, б видно, що у центральній частині течії існує ще одна особлива зона течії, яку можна досліджувати на третьому рівні розбиття фрактальних розмірностей.

Останнім часом космічні засоби ДЗЗ все більше застосовуються під час проведення екологічного моніторингу, а також при отриманні інформації про фонову обстановку в районах надзвичайних ситуацій та оцінюванні їх масштабів. Розглянемо можливість застосування фрактального аналізу для визначення меж нафтових плям на морі. На рисунку 2.66 показано зображення довжини радіохвиль, отриманих в дециметровому діапазоні, під час зондування ділянки витікання нафти у Чорному морі.

На рисунку 2.67 показано розраховане ПФР початкового зображення, побудоване за допомогою методу покриття, при використанні «вікна, що

стрибає» ($s = 4$) розміром 8×8 пікселів (а) і ($s = 8$) розміром 16×16 пікселів (б) для п'яти рівнів розбиття діапазону змін фрактальних розмірностей.

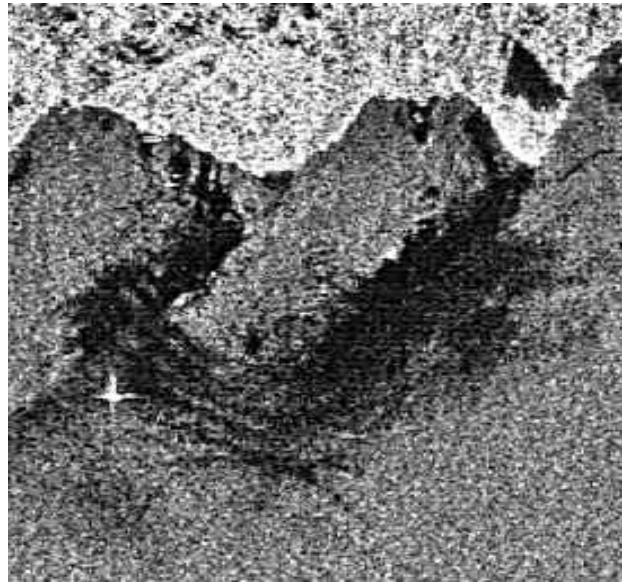
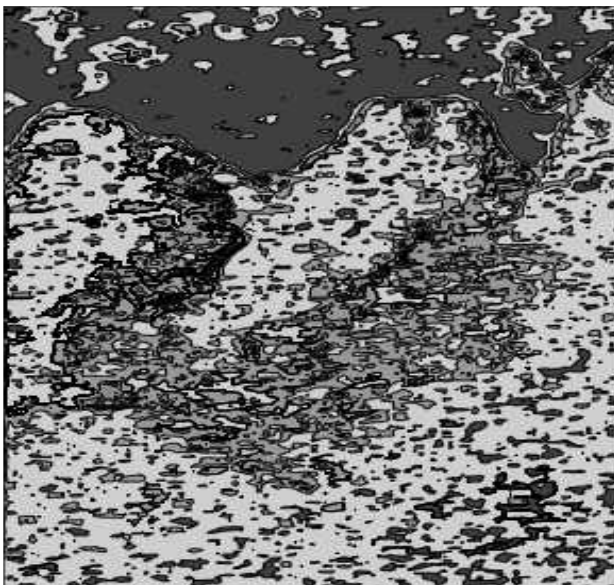
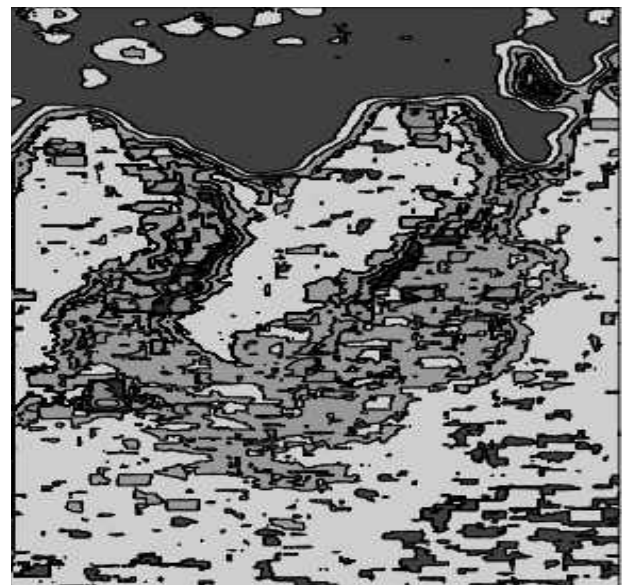


Рисунок 2.66 – Радіолокаційне зображення витікання нафти у Чорному морі



а



б

Рисунок 2.67 – ПФР зображення витікання нафти у Чорному морі при використанні «вікна» розміром 8×8 (а) і 16×16 (б) пікселів

На рисунку 2.67 видно, що застосування фрактального аналізу (побудови ПФР) дозволяє провести сегментацію меж і площі розливу нафтопродуктів. Крім того, на ділянці розливу нафти виділяються області з різною фрактальною структурою, що відповідають різному рівню забруднення морської поверхні.

На рисунку 2.68 показано гістограму ПФР початкового зображення. Побудована гістограма має три характерні частини: ліва частина містить фрактальні розмірності до величини $D = 2,683$; середня частина – до величини $D = 2,813$; права частина – до $D = 2,943$.

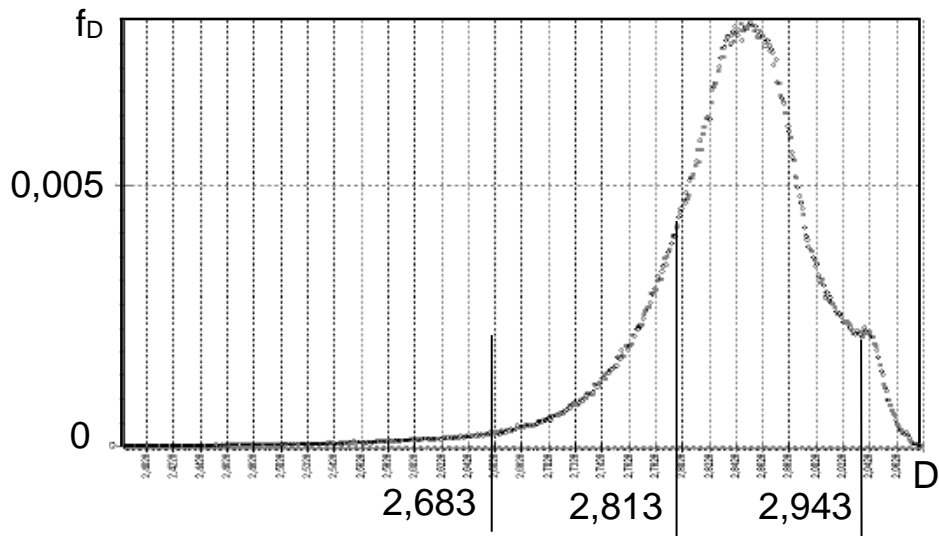
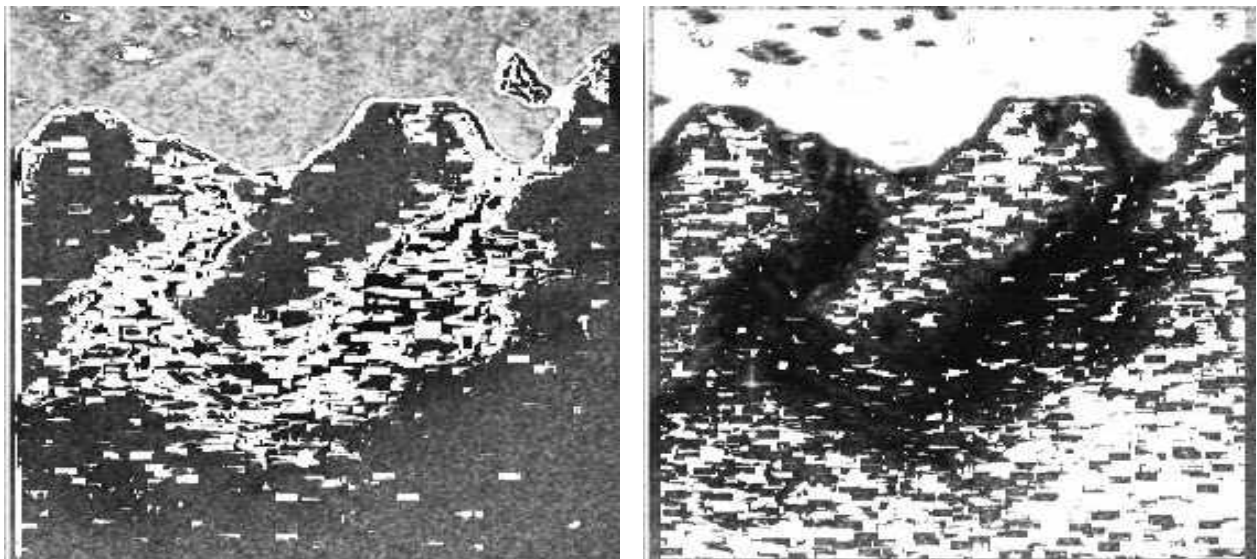


Рисунок 2.68 – Гістограма ПФР початкового зображення

На рисунку 2.69, а показано селективне зображення діапазону змін фрактальних розмірностей від $D = 2,683$ до $D = 2,813$, яке відповідає забрудненій нафтопродуктами ділянці моря. Інше селективне зображення (рисунку 2.69, б), яке відповідає діапазону змін фрактальних розмірностей від $D = 2,813$ до $D = 2,943$, дозволяє провести аналіз узбережжя і поверхні суші, а також збудженої поверхні моря, яка не покрита нафтопродуктами.



а

б

Рисунок 2.69 – Селективні зображення діапазонів змін фрактальних розмірностей: $D = 2,683 - 2,813$ (а) і $D = 2,813 - 2,943$ (б)

Необхідно також зазначити, що характерна особливість на гістограмі ПФР, яка відповідає фрактальній розмірності $D = 2,943$, належить до неоднорідних структур, що знаходяться на поверхні суші.

Як видно з порівняння рисунків 2.67 і 2.69, під час фрактального аналізу нафтових плям на морі зображення всього ПФР є більш інформативним порівняно з побудованими селективними зображеннями, тому що ПФР в даному випадку дозволяє краще оцінити площу розливу нафтопродуктів і виділити його межі. Селективні зображення в цьому випадку подають інформацію не так наочно.

Розглянемо можливість аналізу структури урагану з використанням фрактального аналізу. На рисунку 2.70, а радіолокаційно зображено тропічний ураган Діана, який виник при еволюції позатропічної області низького тиску на північ від Багамських островів

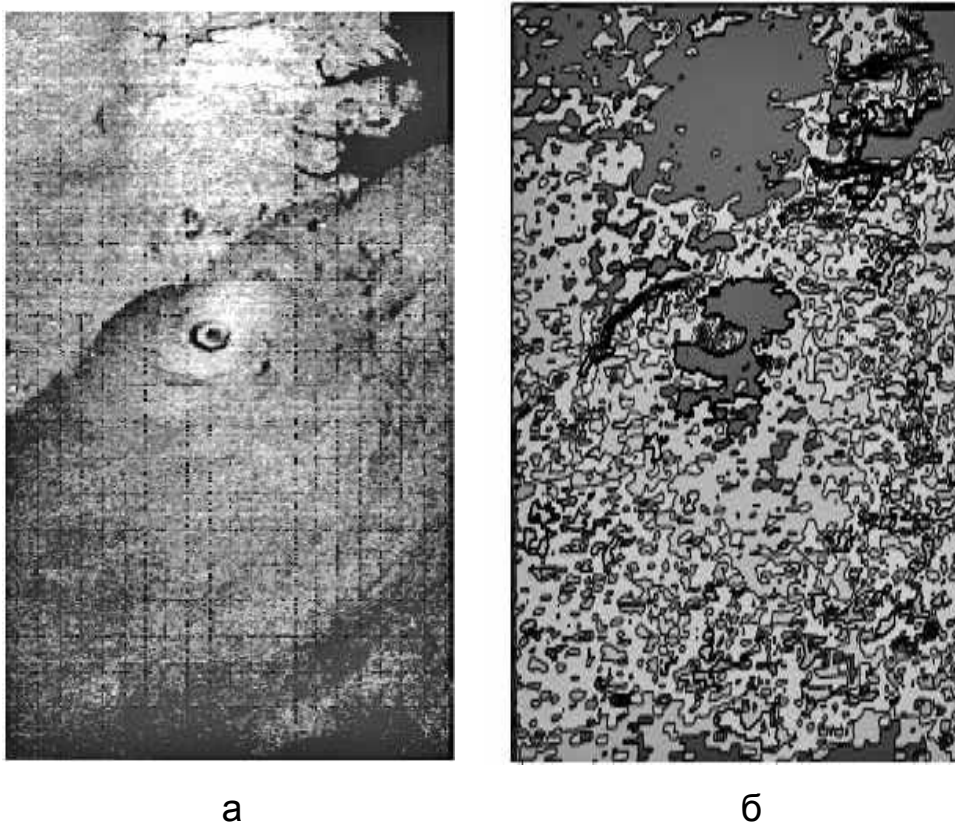


Рисунок 2.70 – Радіолокаційне зображення тропічного циклону Діана (а) і ПФР зображення (б)

Швидкість вітру в перерезі циклону становила від 10 до 50 м/с. На зображенні темна область в центрі є оком урагану, де швидкість приводного вітру значно слабшає. Яскраве кільце, що оточує область темного ядра, пов'язане із значними швидкостями вітру. Якщо в межах світлого кільця спостерігається хмарність, то з невеликим водозапасом, опади випадають з малою інтенсивністю. Велика хмарність і опади сконцентровані далі від центру переважно в області стіни ока, яку на

зображенні видно як темне кільце. Варіації яскравості поза зовнішньою стіною «ока» спричинені в основному мінливістю приводного вітру і, в меншій мірі, мінливістю характеристик ослаблення хмарності з опадами.

Поділити різні області урагану можна за допомогою ПФР, яке показано на рисунку 2.70, б. ПФР було побудовано за допомогою методу покриття, при використанні «вікна, що скаче» ($s = 4$) розміром 8×8 пікселів і п'яти рівнів розбиття діапазону зміни фрактальної розмірності з використанням комп'ютерної програми MathCAD. Аналіз ПФР на рисунку 2.70, б показує, що використання фрактальної розмірності як ознаки сегментації радіолокаційного зображення урагану Діана дозволяє виділити різні структурні частини урагану. Так виділяються око і зовнішня частина тайфуну, а також його середня частина.

Проведемо аналіз структури урагану Діана з використанням гістограми розподілу значень фрактальних розмірностей на ПФР і побудови селективних зображень.

На рисунку 2.71 показано гістограму значень ПФР радіолокаційного зображення урагану Діана.

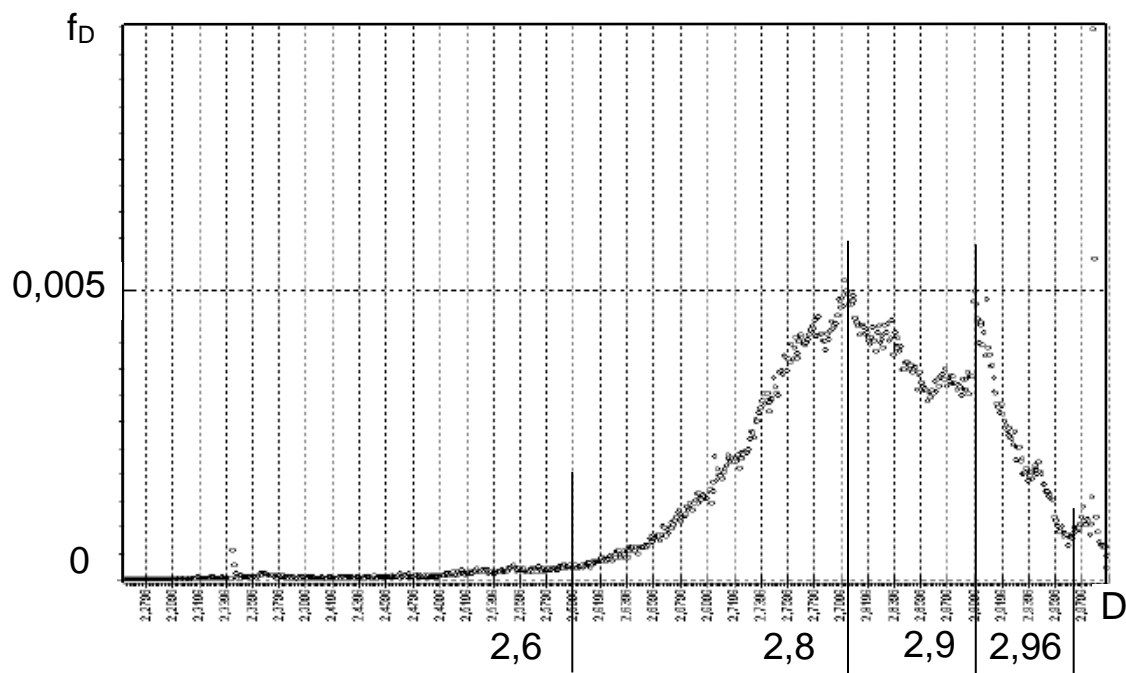
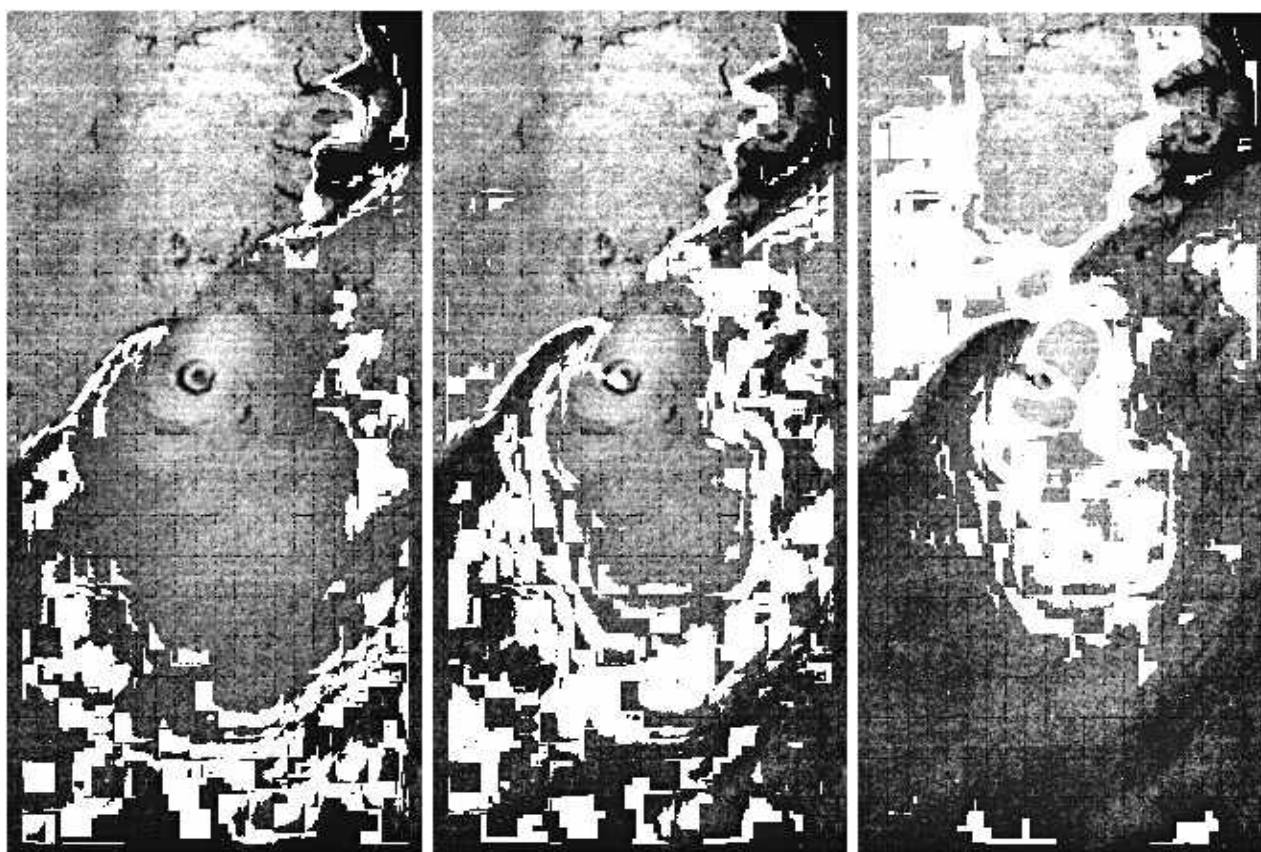


Рисунок 2.71 – Гістограма ПФР початкового зображення

Проаналізувавши гістограму ПФР (рисунку 2.71), можна виділити декілька характерних діапазонів: перший – $D = 2,6 - 2,8$, другий – $D = 2,8 - 2,9$ і третій – $D = 2,9 - 2,96$.

На рисунку 2.72 показано селективні зображення різних діапазонів фрактальних розмірностей: $D = 2,6 - 2,8$ (а), $D = 2,8 - 2,9$ (б) і $D = 2,9 - 2,96$ (в).



а

б

в

Рисунок 2.72 – Селективні зображення діапазонів змін фрактальних розмірностей: $D = 2,6 - 2,8$ (а), $D = 2,8 - 2,9$ (б), $D = 2,9 - 2,96$ (в)

Побудова селективних зображень дала можливість виділити зони урагану Діана зі швидкостями вітру 10 – 20, 20 – 30 і 30 – 50 м/с.

Можна також здійснювати сегментацію структури урагану (тайфуну) з використанням фрактального аналізу (побудови ПФР і селективних зображень) цифрового синтезованого космічного знімку. На початку процесу сегментації отриманого синтезованого знімку будується ПФР. Далі проводиться його аналіз. Для цього визначають мінімальне та максимальне значення фрактальних розмірностей ($D_{\text{мін}}$ та $D_{\text{макс}}$), які присутні на ПФР, а також визначають діапазон зміни фрактальних розмірностей на ПФР ($\Delta D = D_{\text{макс}} - D_{\text{мін}}$). Потім, якщо $D_{\text{мін}} = 2,0$ і $D_{\text{макс}} = 3,0$, весь діапазон значень фрактальних розмірностей $\Delta D = 1,0$ розбивають на 10 піддіапазонів першого рівня розбиття: $\Delta D_1 = 2,0 - 2,1$; $\Delta D_2 = 2,1 - 2,2$; $\Delta D_3 = 2,2 - 2,3$; $\Delta D_4 = 2,3 - 2,4$; $\Delta D_5 = 2,4 - 2,5$; $\Delta D_6 = 2,5 - 2,6$; $\Delta D_7 = 2,6 - 2,7$; $\Delta D_8 = 2,7 - 2,8$; $\Delta D_9 = 2,8 - 2,9$; $\Delta D_{10} = 2,9 - 3,0$. При цьому значення фрактальних розмірностей округляють до першого знака після коми, а довжина піддіапазону першого рівня дорівнюватиме 0,1. Якщо ж $D_{\text{мін}} \neq 2,0$ і $D_{\text{макс}} \neq 3,0$, то кількість піддіапазонів першого рівня розбиття буде менше. До кожного піддіапазону першого рівня $\Delta D_1, \Delta D_2, \dots, \Delta D_{10}$ будують селективні зображення. Таким чином, проводять первинну сегментацію

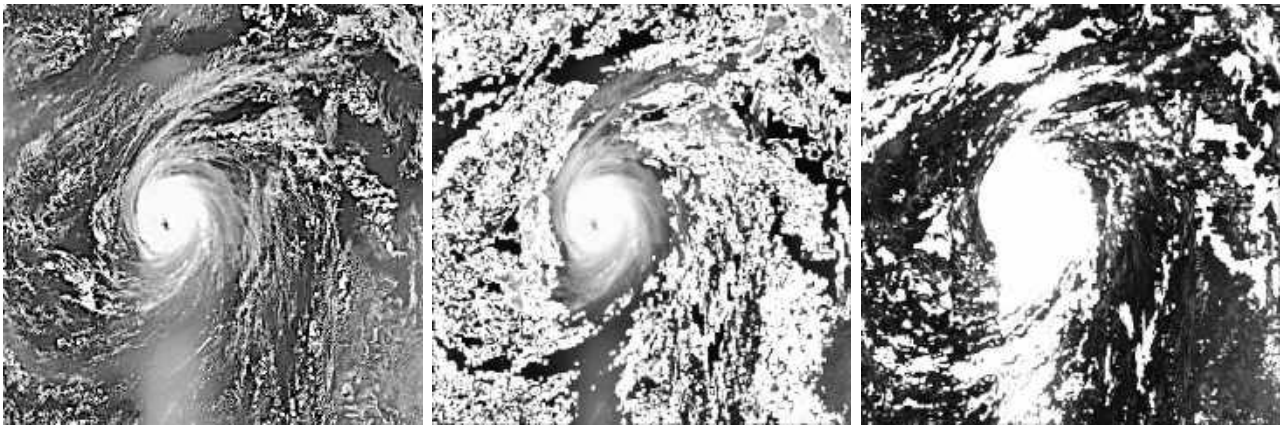
вихідного зображення, потім – аналіз селективних зображень першого рівня розбиття. При цьому візуально знаходять піддіапазон D_1, D_2, \dots, D_{10} , що містить максимальну кількість «вікон» з фрактальними розмірностями, наприклад, це дев'ятий піддіапазон D_9 . У цьому піддіапазоні фрактальні розмірності змінюються від $D_{9\text{мін}} = 2,8$ до $D_{9\text{макс}} = 2,9$. Далі цей піддіапазон першого рівня $\Delta D_9 = 0,1$ розбивають на десять піддіапазонів другого рівня розбиття $\Delta D_{91}, \Delta D_{92}, \dots, \Delta D_{910}$, при цьому довжина піддіапазону другого рівня дорівнює $0,01$, тобто значення фрактальних розмірностей ПФР округляються до другого знака після коми. Для кожного піддіапазону другого рівня розбиття будують селективні зображення, тобто проводять подальшу сегментацію вихідного зображення. Потім знову візуально знаходять піддіапазон, що містить максимальну кількість «вікон» з фрактальними розмірностями, і оброблення продовжується. Кількість етапів сегментації зображення залежатиме від точності визначення фрактальних розмірностей (округлення фрактальних розмірностей) та необхідного ступеня деталізації. Крім того, залежно від вирішуваних завдань можна вибирати інші піддіапазони, які містять не максимальну кількість «вікон» фрактальних розмірностей.

Як приклад розглянемо сегментацію синтезованого космічного знімку (канали I1-M4-M3) із супутника NOAA-20 урагану, який був в Атлантичному океані 5 вересня 2021 року.

На рисунку 2.73 показані селективні зображення трьох з десяти піддіапазонів фрактальної розмірності на першому рівні розбиття $\Delta D_1 = 2,0 - 2,1$ (а); $\Delta D_7 = 2,6 - 2,7$ (б); $\Delta D_{10} = 2,9 - 3,0$ (в), які характеризують особливості початкового космічного знімка. На рисунку білим кольором позначені «вікна» на початковому зображенні, які відповідають заданим піддіапазнам фрактальної розмірності.

Як видно на рисунку 2.73, а, першому піддіапазону відповідають незначні особливості водної поверхні океану, але він не несе інформації про ураган. Ураган залишився не виділеним. На рисунку 2.73, б видно, що сьомий піддіапазон дозволяє виділити велику частину водної поверхні океану і елементи хмарного масиву, що не є складовою основою урагану. Десятий піддіапазон (рисунок 2.73, в) дозволяє виділити весь ураган в цілому, що має форму диска, від якого відходять окремі спіралеподібні смуги хмар. Цьому піддіапазону також відповідають інші елементи хмарного масиву і віддзеркалення від океану (відблиски), обумовлені умовами космічної зйомки (внизу посередині зображення). Таким чином, на першому рівні розбиття виділяється ураган в цілому, але не вдається дослідити структуру урагану.

Для проведення подальшої сегментації виберемо десятий піддіапазон першого рівня розбиття ΔD_{10} , оскільки він відповідає зображенню урагану. Ширина піддіапазону змін фрактальних розмірностей в цьому випадку $\Delta D_{10} = 0,1$.

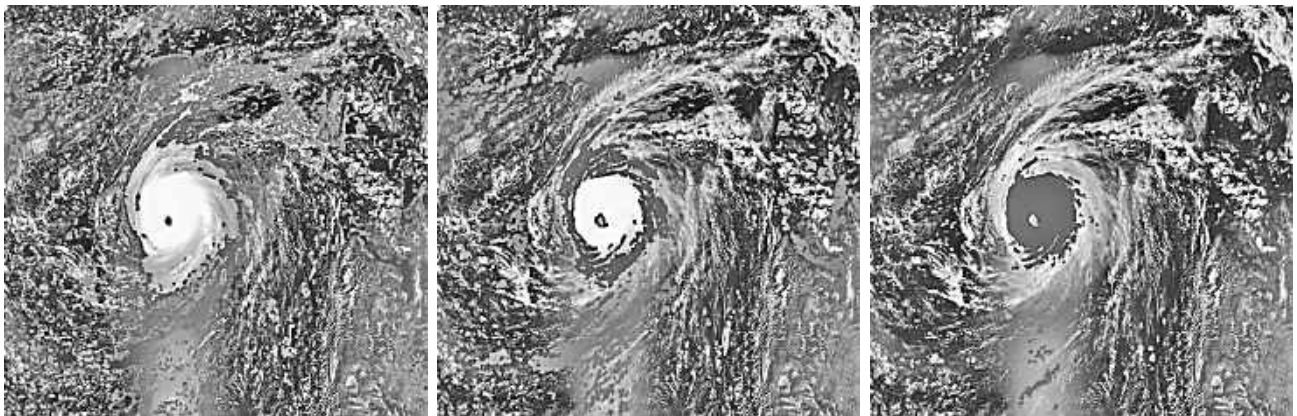


а

б

в

Рисунок 2.73 – Селективні зображення першого рівня розбиття:
 $\Delta D_1 = 2,0 - 2,1$ (а); $\Delta D_7 = 2,6 - 2,7$ (б); $\Delta D_{10} = 2,9 - 3,0$ (в)

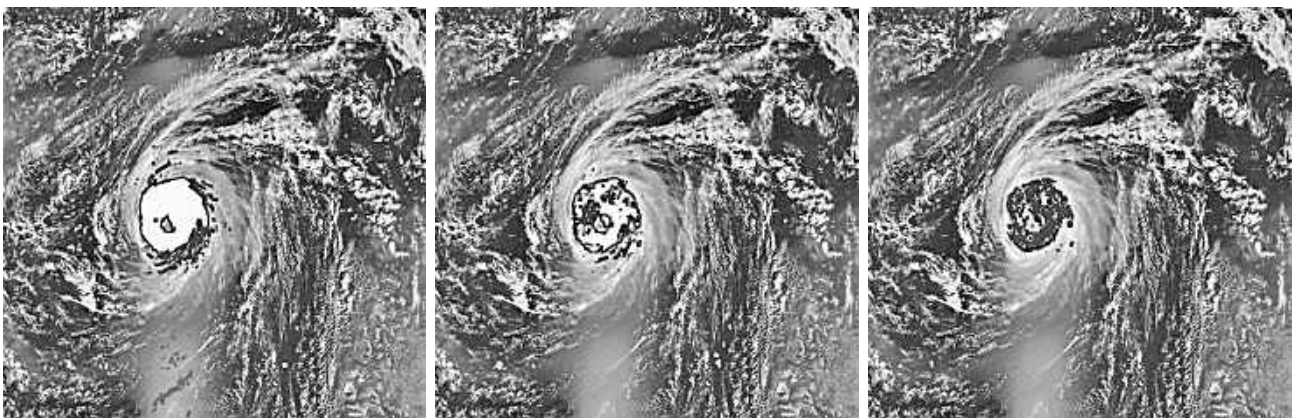


а

б

в

Рисунок 2.74 – Селективні зображення другого рівня розбиття:
 $\Delta D_{101} = 2,90 - 2,91$ (а); $\Delta D_{108} = 2,98 - 2,99$ (б); $\Delta D_{1010} = 2,99 - 3,00$ (в)



а

б

в

Рисунок 2.75 – Селективні зображення третього рівня розбиття:
 $\Delta D_{10101} = 2,990 - 2,991$ (а); $\Delta D_{10106} = 2,995 - 2,996$ (б);
 $\Delta D_{10109} = 2,998 - 2,999$ (в)

Увесь піддіапазон ΔD_{10} розбивають на десять піддіапазонів другого рівня розбиття: $\Delta D_{101} = 2,90 - 2,91$; $\Delta D_{102} = 2,91 - 2,92$; $\Delta D_{103} = 2,92 - 2,93$; $\Delta D_{104} = 2,93 - 2,94$; $\Delta D_{105} = 2,94 - 2,95$; $\Delta D_{106} = 2,95 - 2,96$; $\Delta D_{107} = 2,96 - 2,97$; $\Delta D_{108} = 2,97 - 2,98$; $\Delta D_{109} = 2,98 - 2,99$; $\Delta D_{1010} = 2,99 - 3,00$. Для кожного піддіапазону другого рівня розбиття будують селективні зображення. На рисунку 2.74 показані селективні зображення для трьох піддіапазонів фрактальної розмірності на другому рівні розбиття $\Delta D_{101} = 2,90 - 2,91$ (а); $\Delta D_{108} = 2,98 - 2,99$ (б); $\Delta D_{1010} = 2,99 - 3,00$ (в).

Аналіз зображень на рисунку 2.74 свідчить про те, що вони дозволяють виділити точніше структурні особливості урагану (позначено сірим кольором на фоні білого зображення урагану). На рисунку 2.74, а видно, що перший піддіапазон другого рівня розбиття відповідає центру урагану – його «оку», а також межі зовнішньої частини урагану, від якої розходяться смуги хмар у вигляді спіралей. Восьмий піддіапазон (рисунок 2.74, б) дозволяє виділити стіну «ока» урагану і уточнити межу зовнішньої частини. На рисунку 2.74, в видно, що десятий піддіапазон дозволяє виділити середню (основну) частину урагану. Таким чином, з використанням селективних зображень другого рівня розбиття виділяють основні частини урагану: «око», стіну «ока» і зовнішню частину, від якої розходяться спіралеподібні смуги хмар, а також визначаються межі цих частин. Однак дослідити особливості середньої частини урагану на цьому рівні розбиття не є можливим, тому для десятого піддіапазону другого рівня доцільно провести ще одне розбиття.

Ширина піддіапазону змін фрактальних розмірностей на третьому рівні $\Delta D_{1010} = 0,01$. Десятий піддіапазон другого рівня розбивають на десять піддіапазонів третього рівня: $\Delta D_{10101} = 2,990 - 2,991$; $\Delta D_{10102} = 2,991 - 2,992$; $\Delta D_{10103} = 2,992 - 2,993$; $\Delta D_{10104} = 2,993 - 2,994$; $\Delta D_{10105} = 2,994 - 2,995$; $\Delta D_{10106} = 2,995 - 2,996$; $\Delta D_{10107} = 2,996 - 2,997$; $\Delta D_{10108} = 2,997 - 2,998$; $\Delta D_{10109} = 2,998 - 2,999$; $\Delta D_{101010} = 2,999 - 3,000$. Для кожного піддіапазону третього рівня розбиття будують селективні зображення. На рисунку 2.75 показані селективні зображення трьох піддіапазонів фрактальної розмірності $\Delta D_{10101} = 2,990 - 2,991$ (а); $\Delta D_{10106} = 2,995 - 2,996$ (б); $\Delta D_{10109} = 2,998 - 2,999$ (в).

У результаті аналізу селективних зображень на рисунку 2.75 встановлено, що середня частина урагану має деякі особливості (позначено сірим кольором на фоні білого зображення урагану). Перший піддіапазон третього рівня розбиття (див. рисунок 2.75, а) дозволяє виділити щільну концентрацію хмар у нижній частині урагану, а також точніше визначити межу його центральної частини. На рисунку 2.75, б (шостий піддіапазон третього рівня розбиття) видно, що зверху над «оком» розташовується скупчення хмар, які, швидше за все, є найбільшою небезпекою. Селективне зображення дев'ятого піддіапазону третього рівня розбиття, що показано на рисунку 2.75, в, дозволяє виділити середню

частину урагану.

Таким чином, фрактальна сегментація цифрових зображень тайфунів (ураганів) дозволяє виділити їх структурні особливості, зони, які мають різні енергетичні характеристики.

Використання фрактальних методів оброблення цифрових зображень (побудова поля фрактальних розмірностей) дозволяє розділяти різні типи об'єктів. Застосування квантування діапазону розрахованих значень фрактальних розмірностей дозволяє здійснити попередню сегментацію аналізованого зображення шляхом виділення кластерів заданого діапазону. Фрактальне оброблення радіолокаційних космічних даних дозволяє отримати тематичну карту поширення меж сніжного покриву і його областей з різним вмістом вологи. Отримані результати досить добре узгоджуються з даними мережі наземних метеостанцій і істотно доповнюють їх. Ця інформація становить значний інтерес під час установлення прогнозів танення снігу і інтенсивності очікуваного паводка. Використання результатів фрактального аналізу дозволяє визначати межю лід-море, а також застосовувати їх під час розроблення безпечних маршрутів судів в арктичних морях. Побудова різнорівневих селективних зображень дозволяє виділяти області морських течій з різною структурою. Фрактальні методи аналізу цифрових зображень дають можливість оцінити масштаби і здійснити сегментацію меж забруднення морської поверхні, а також виділити зони ураганів, які мають різні енергетичні характеристики.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке нелінійна динаміка ?
2. Яку природу мають динамічні системи ?
3. У чому полягає різниця лінійних і нелінійних систем ?
4. Як наочно можна зобразити рух динамічної системи ?
5. Що таке динамічний (детермінований) хаос ?
6. Чому система, що розвивається за цілком відомими законами, поводить хаотично ?
7. У чому полягає суть ефекту метелика ?
8. Назвіть основні методи нелінійної динаміки.
9. Які існують визначення фракталу, чим вони вирізняються і які проблеми створюють ?
10. Назвіть основні властивості фракталів.
11. Які типи фракталів розрізняють і чим вони відрізняються ?
12. Як будують геометричні фрактали, якими є загальні операції їх побудови ?
13. У чому полягає різниця у побудові множини Мандельброта і множин Жюліа ?

14. Де використовуються стохастичні (випадкові) фрактали ?
15. Що і як об'єднує міру і розмір ?
16. Як визначається розмірність, в якій враховано індуктивну природу цього поняття ?
17. Як визначається розмірність, в якій використано покриття простору достатньо малими осередками ?
18. Що таке топологічна розмірність? Наведіть приклади топологічної розмірності різних геометричних об'єктів.
19. Як визначається розмірність Хаусдорфа–Безіковича ?
20. Які існують види фрактальних розмірностей і чим вони вірізняються ?
21. У чому полягає суть методу покриття при визначенні фрактальної розмірності ?
22. Що відображають фазова точка і фазова траєкторія на фазовій площині ?
23. Що таке фазовий портрет і що він відображає ?
24. У чому полягає суть методу фазової площини ?
25. Які способи побудови фазових портретів використовували до появи комп'ютерів ?
26. Які фізичні явища можна досліджувати за допомогою фазових портретів ?
27. У чому полягає різниця між фазовою і псевдофазовою площинами ?
28. Які використовують способи вибору правильного часу затримки під час побудови фазових портретів на псевдофазовій площині ?
29. Як отримують геофізичні сигнали про коливання земної поверхні ?
30. Які методи нелінійної динаміки можуть бути використані для дослідження геофізичних сигналів ?
31. Як змінюються фрактальні розмірності геофізичних сигналів під час фіксації вибуху ?
32. У чому полягає різниця між величинами фрактальних розмірностей геофізичних сигналів під час фіксації вибуху і землетрусу ?
33. Як змінюються форми фазових портретів геофізичних сигналів під час фіксації вибуху ?
34. У чому полягає різниця фазових портретів геофізичних сигналів під час фіксації вибуху і землетрусу ?
35. За якими ознаками можна досліджувати землетруси малої інтенсивності з використанням методів нелінійної динаміки ?

36. Як отримують геофізичні сигнали повного електронного вмісту іоносфери ?
37. Як змінюються фрактальні розмірності сигналів повного електронного вмісту іоносфери під час запуску космічного носія ?
38. Які особливості показника Херста спостерігаються під час його розрахунку за короткими часовими рядами ?
39. Як змінюються форми фазових портретів сигналів повного електронного вмісту іоносфери під час запуску космічного носія ?
40. Як змінюються фрактальні розмірності сигналу наддовгохвильового передавача під час виникнення атмосферного явища (грози) ?
41. У чому полягає різниця фазових портретів сигналу наддовгохвильового передавача під час виникнення атмосферного явища (грози) ?
42. Які методи нелінійної динаміки можуть бути використані для дослідження змін стану рухомих іоносферних збурень і атмосферних явищ ?
43. Що таке поле фрактальних розмірностей та як його будують для цифрового зображення ?
44. Як будують гістограму поля фрактальних розмірностей і що вона характеризує ?
45. Що таке селективне зображення і як його будують ?
46. Як використовується поле фрактальних розмірностей для селекції об'єктів на цифровому зображенні ?
47. Які завдання дистанційного зондування Землі можна вирішувати з використанням фрактального аналізу ?
48. Які переваги надає побудова поля фрактальних розмірностей і його квантування за рівнями ?
49. Що дозволяють досліджувати селективні зображення ?

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

1. Основи геофізики / М. І. Толстой, А. П. Гожик, М. В. Рева та ін. – Київ : Обрії, 2007. – 446 с.
2. Тяпкін, К. Ф. Основи геофізики : підручник / К. Ф. Тяпкін, О. К. Тяпкін, М. А. Якимчук. – Київ : Карбон Лтд, 2000. – 248 с.
3. Продайвода, Г. Т. Сейсморозвідка : підручник / Г. Т. Продайвода, О. А. Трипільський, С. С. Чулков. – Київ : Київський університет, 2008. – 351 с.
4. Чечкин, С. А. Основы геофизики / С. А. Чечкин. – Л. : Гидрометеоиздат, 1990. – 288 с.
5. Конценебин, Ю. П. Геофизика / Ю. П. Конценебин, Ю. Г. Шигаев. – Саратов : Колледж, 2001. – 162 с.
6. Погорелов, Ю. С. Геофизика: пособие для студентов / Ю. С. Погорелов. – Белгород: Принт-Мастер, 2009. – 56 с.
7. Атмосфера і клімат [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://zno.academia.in.ua/mod/book/view.php?id=1826>.
8. GRACE Gravity Map Image Gallery [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www2.csr.utexas.edu/grace/gallery/gravity/>.
9. GOCE delivers on its promise [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/GOCE/GOCE_delivers_on_its_promise.
10. Данилов, Ю. А. Лекции по нелинейной динамике. Элементарное введение: учеб. пособие / Ю. А. Данилов. – М. : Ком Книга, 2006. – 208 с.
11. Анищенко, В. С. Знакомство с нелинейной динамикой / В. С. Анищенко. – М. ; Ижевск : Институт компьютерных исследований, 2002. – 144 с.
12. Малинецкий, Г. Г. Современные проблемы нелинейной динамики / Г. Г. Малинецкий, А. Б. Потапов. – М. : Едиториал УРСС, 2002. – 360 с.
13. Мандельброт, Б. Фрактальная геометрия природы / Б. Мандельброт. – М. : Институт компьютерных исследований, 2002. – 656 с.
14. Федер, Е. Фракталы / Е. Федер. – М. : Мир, 1991. – 254 с.
15. Запывалов, Н. П. Фракталы и наноструктуры в нефтегазовой геологии и геофизике / Н. П. Запывалов, Г. И. Смирнов, В. И. Харитонов. – Новосибирск : Гео, 2009. – 131 с.
16. Пащенко, Р. Э. Основы теории формирования фрактальных сигналов / Р. Э. Пащенко. – Харьков : ЭкоПерспектива, 2005. – 296 с.
17. Фрактальный анализ процессов, структур и сигналов: монография / Г. Н. Доля, В. К. Иванов, Р. Э. Пащенко и др.; Под ред. Р. Э. Пащенко. – Харьков : ЭкоПерспектива, 2006. – 348 с.

18. Пащенко, Р. Э. Сегментация изображений методом ранжирования поля фрактальных размерностей / Р. Э. Пащенко, А. В. Шаповалов // Системы обработки інформації. – 2004. – Вип. 8(36). – С. 103 – 107.

19. Оценка характеристик снежного покрова по радиолокационным изображениям с использованием фракталов / В. К. Иванов, Р. Э. Пащенко, С. Е. Яцевич и др. // Системы обработки інформації. – 2006. – Вип. 2(51). – С. 30 – 36.

20. Обработка аэрокосмических изображений с использованием поля фрактальных размерностей / М. В. Грушенко, Р. Э. Пащенко, Н. Н. Петрушенко и др. // Системы обработки інформації. – 2006. – Вип. 1(50). – С. 35 – 41.

21. Использование теории фракталов для анализа радиолокационных изображений поверхности Земли / В. К. Иванов, Р. Э. Пащенко, А. М. Стадник и др. // Успехи современной радиоэлектроники. – 2006. – №. 5. – С. 17 – 45.

22. Пащенко, Р. Э. Анализ перемещающихся ионосферных возмущений, вызываемых стартом ракеты-носителя, с использованием псевдофазовой плоскости / Р. Э. Пащенко, Д. В. Карлов, К. К. Кулагин // Системы обработки інформації. – 2007. – Вип. 3(61). – С. 74 – 78.

23. Фрактальный анализ изображений морских льдов / В. К. Иванов, Р. Э. Пащенко, С. Е. Яцевич и др. // Современные проблемы ДЗЗ из космоса. – 2008. – Вып. 5. – Том 1. – С. 189 – 193.

24. Аналіз сигналів сейсмічних датчиків з використанням фазових портретів / Р. Е. Пащенко, Д. В. Карлов, С. В. Медведський, М. М. Журавський // Системи управління, навігації та зв'язку. – 2010. – Вип. 3 (15). – С. 247 – 253.

25. Аналіз сигналів сейсмічних датчиків з використанням фрактальних розмірностей / Р. Е. Пащенко, Д. В. Карлов, С. В. Медведський, М. М. Журавський // Збірник наукових праць ХУ ПС. – 2010. – Вип. 2(24). – С. 157 – 162.

26. Аналіз сигналів геофізичних датчиків для виявлення землетрусів малої інтенсивності з використанням фазових портретів та фрактальної розмірності / Р. Е. Пащенко, Д. В. Карлов, С. В. Медведський, М. М. Журавський // Системи обробки інформації. – 2010. – Вип. 6 (87). – С. 267 – 272.

27. Аналіз сигналів наддовгохвильових передавачів для виявлення атмосферних явищ (гроз) з використанням фазових портретів та фрактальної розмірності / Р. Е. Пащенко, Д. В. Карлов, С. В. Медведський та ін. // Системи озброєння і військова техніка. – 2010. – № 3(23). – С. 180 – 184.

Навчальне видання

Пащенко Руслан Едуардович

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗЕМЛІ ТА ЇЇ ГЕОСФЕР

Редактор В. М. Коваль

Зв. план, 2022

Підписано до друку 29.09.2022

Формат 60x84 1/16. Папір офс. Офс. друк

Ум. друк. арк. 9,8. Обл.-вид. арк. 11,0. Наклад 50 пр.

Замовлення 88. Ціна вільна

Видавець і виготовлювач

Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського

«Харківський авіаційний інститут»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

[http:// www.khai.edu](http://www.khai.edu)

Видавничий центр «ХАІ»

61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17

izdat@khai.edu

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів
видавничої продукції сер. ДК № 391 від 30.03.2001