



Харківський національний університет радіоелектроніки

Факультет навчально-науковий центр заочної форми навчання

Кафедра електронних обчислювальних машин

Рівень вищої освіти другий (магістерський)

Спеціальність 123 – Комп'ютерна інженерія  
(код і повна назва)

Тип програми освітньо-професійна  
(освітньо-професійна або освітньо-наукова)

Освітня програма Комп'ютерні системи та мережі  
(повна назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ:

Зав. кафедри \_\_\_\_\_  
(підпис)

“ \_\_\_\_\_ ” \_\_\_\_\_ 20\_\_ р.

**ЗАВДАННЯ**

**НА АТЕСТАЦІЙНУ РОБОТУ**

студентові Тютюнику Вадиму Володимировичу  
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Метод прогнозування землетрусів на основі нейромережевої технології

затверджена наказом по університету від “ 23 ” жовтня 2020 р. № 168 Стз

2. Термін подання студентом роботи до екзаменаційної комісії 14 грудня 2020 р.

3. Вхідні дані до роботи 1) нейромережева модель прогнозування імовірності виникнення землетрусів

4. Перелік питань, що потрібно опрацювати в роботі \_\_\_\_\_

1) аналіз особливостей виникнення землетрусів та аналіз існуючих моделей прогнозу

2) дослідження умов функціонування системи моніторингу та прогнозування землетрусів

3) кластерний аналіз територій Землі за кількістю виникнення землетрусів

4) розробка нейромережевої моделі прогнозування імовірності виникнення землетрусів

5. Перелік графічного матеріалу із зазначенням креслеників, схем, плакатів, комп'ютерних ілюстрацій (слайдів) Слайд презентація – 20 слайдів

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

6. Консультанти розділів роботи (заповнюється за наявності консультантів згідно з наказом, зазначеним у п.1 )

| Найменування розділу | Консультант<br>(посада, прізвище, ім'я, по батькові) | Позначка консультанта про виконання розділу |      |
|----------------------|--|---|------|
|                      |  | підпис                                      | дата |
|                      |  |   |      |
|                      |  |   |      |

### КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

| № | Назва етапів роботи   | Термін виконання етапів роботи | Примітка |
|---|---|--------------------------------|----------|
| 1 | Пошук літератури  | 27.10.20–31.10.20              |          |
| 2 | Аналіз умов функціонування системи моніторингу та прогнозування землетрусів | 01.11.20–07.11.20              |          |
| 3 | Кластерний аналіз територій Землі за кількістю виникнення землетрусів       | 08.11.20–10.11.20              |          |
| 4 | Розробка нейромережевої моделі прогнозування землетрусів                    | 11.11.20–01.12.20              |          |
| 5 | Оформлення матеріалів атестаційної роботи                                   | 02.12.20–07.12.20              |          |
| 6 | Подання атестаційної роботи керівникові та її попередній захист             | 08.12.20–09.12.20              |          |
| 7 | Подання атестаційної роботи на рецензування                                 | 10.12.20–11.12.20              |          |
|   |   |                                |          |

Дата видачі завдання 26 жовтня 2020 р.

Студент \_\_\_\_\_  
(підпис)

Керівник роботи \_\_\_\_\_  
(підпис)

проф. Рубан І.В.  
(посада, прізвище, ініціали)

## РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка атестаційної роботи: 86 с., 36 рис., 6 табл., 45 джерел.

ЗЕМЛЕТРУС, ІМОВІРНІСТЬ ВИНИКНЕННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ, СТАТИСТИЧНІ ДАНІ, КЛАСТЕРНИЙ АНАЛІЗ, ПРОГНОЗУВАННЯ, НЕЙРОННА МЕРЕЖА, СИСТЕМА МОНІТОРИНГУ ЗЕМЛЕТРУСІВ.

Метою атестаційної роботи є розробка методу прогнозування землетрусів на основі нейромережевої технології

У ході виконання атестаційної роботи проведено аналіз особливостей виникнення землетрусів та їх наслідків, а також проведено аналіз існуючих моделей прогнозу землетрусів. Проведені дослідження умов функціонування системи моніторингу та прогнозування землетрусів. Виконано кластерний аналіз територій Землі за кількістю виникнення землетрусів. Розроблено нейромережеву модель прогнозування імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів, як району з великою сейсмічною активністю, та проведено перевірку її адекватності. Розроблено нейромережеву модель прогнозування імовірності виникнення землетрусів в горах Вранча, як району що впливає на рівень небезпеки функціонування території України, та проведено перевірку її адекватності.

## ABSTRACT

Master's thesis: 86 pages, 36 figures, 6 tables, 45 sources.

EARTHQUAKE, EARTHQUAKE PROBABILITY, STATISTICAL DATA, CLUSTER ANALYSIS, FORECASTING, NEURAL NETWORK, EARTHQUAKE MONITORING SYSTEM.

The major goal of this thesis is development of an earthquake forecasting method based on neural network technology

In order to analyze the features of the occurrence of earthquakes and their consequences, and also analyze the existing models for predicting earthquakes. The research of the conditions of functioning of the system for monitoring and forecasting earthquakes has been carried out. A cluster analysis of the Earth's territory by the number of earthquakes has been carried out. A neural network model has been developed for predicting the probability of earthquakes in the area of the Japanese Islands, as an area with high seismic activity, and its reliability has been verified. A neural network model for predicting the probability of earthquakes in the Vrancea mountains, as an area influencing the level of danger of the functioning of the territory of Ukraine, has been developed, and its reliability has been checked.

## ЗМІСТ

|   |    |
|---|----|
| ВСТУП .....   | 7  |
| 1 АНАЛІЗ ОСОБЛИВОСТЕЙ ПРОГНОЗУВАННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ .....   | 8  |
| 1.1 Особливості виникнення землетрусів та їх наслідків .....  | 8  |
| 1.2 Особливості побудови системи моніторингу та прогнозування<br>землетрусів.....   | 22 |
| 1.3 Аналіз існуючих моделей прогнозу землетрусів.....   | 26 |
| 2 КЛАСТЕРНИЙ АНАЛІЗ ТЕРИТОРІЙ ЗЕМЛІ ЗА КІЛЬКІСТЮ<br>ВИНИКНЕННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ.....   | 37 |
| 3 РОЗРОБКА НЕЙРОМЕРЕЖЕВОЇ МОДЕЛІ ПРОГНОЗУВАННЯ<br>ЗЕМЛЕТРУСІВ.....  | 49 |
| 3.1 Особливості нейромережевого прогнозування землетрусів .....   | 49 |
| 3.2 Результати нейромережевого прогнозування землетрусів.....   | 54 |
| 3.2.1 Нейромережеве прогнозування імовірності виникнення<br>землетрусів в районі Японських островів, як району з великою<br>сейсмічною активністю .....                   | 54 |
| 3.2.2 Нейромережеве прогнозування імовірності виникнення<br>землетрусів в горах Вранча, як району що впливає на рівень<br>небезпеки функціонування території України..... | 61 |
| ВИСНОВКИ.....   | 67 |
| ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ .....  | 71 |
| ДОДАТОК А. Графічний матеріал атестаційної роботи .....   | 76 |

## ВСТУП

Збільшення за останнє десятиліття розвитку цивілізації кількості і руйнівної сили землетрусів призводить до порушень нормальних умов життєдіяльності суспільства, що характеризуються значними соціально-економічними наслідками та вказує на необхідність розробки ефективних заходів моніторингу землетрусів по території Земної кулі.

Перспективним напрямом розробки таких заходів є розробка методу прогнозування землетрусів на основі нейромережевої технології, з метою розробки та реалізації ефективних антикризових рішень щодо мінімізації наслідків від небезпеки.

Мета магістерської роботи – розробка методу прогнозування землетрусів на основі нейромережевої технології.

Об'єктом дослідження є метод прогнозування землетрусів на основі нейромережевої технології.

Предмет дослідження – статистичні дані щодо виникнення землетрусів.

У роботі проведено аналіз особливостей виникнення землетрусів та їх наслідків, а також проведено аналіз існуючих моделей прогнозу землетрусів. Проведені дослідження умов функціонування системи моніторингу та прогнозування землетрусів. Виконано кластерний аналіз територій Землі за кількістю виникнення землетрусів. Розроблено нейромережеву модель прогнозування імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів, як району з великою сейсмічною активністю, та проведено перевірку її адекватності. Розроблено нейромережеву модель прогнозування імовірності виникнення землетрусів в горах Вранча, як району що впливає на рівень небезпеки функціонування території України, та проведено перевірку її адекватності.

# 1 АНАЛІЗ ОСОБЛИВОСТЕЙ ПРОГНОЗУВАННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ

## 1.1 Особливості виникнення землетрусів та їх наслідків

На поверхні Землі і в прилеглих до неї шарах атмосфери, літосфери, гідросфери і Космосфери протікає безліч процесів різної природи (рисунок 1.1). Результати цих процесів і взаємної трансформації можуть служити причинами виникнення небезпечних для території Земної кулі природних явищ таких, як землетруси, цунамі, виверження вулканів, повені, урагани тощо (рисунок 1.2) [1–4].



Рисунок 1.1 – Взаємозв'язок між попередніми факторами надзвичайних ситуацій

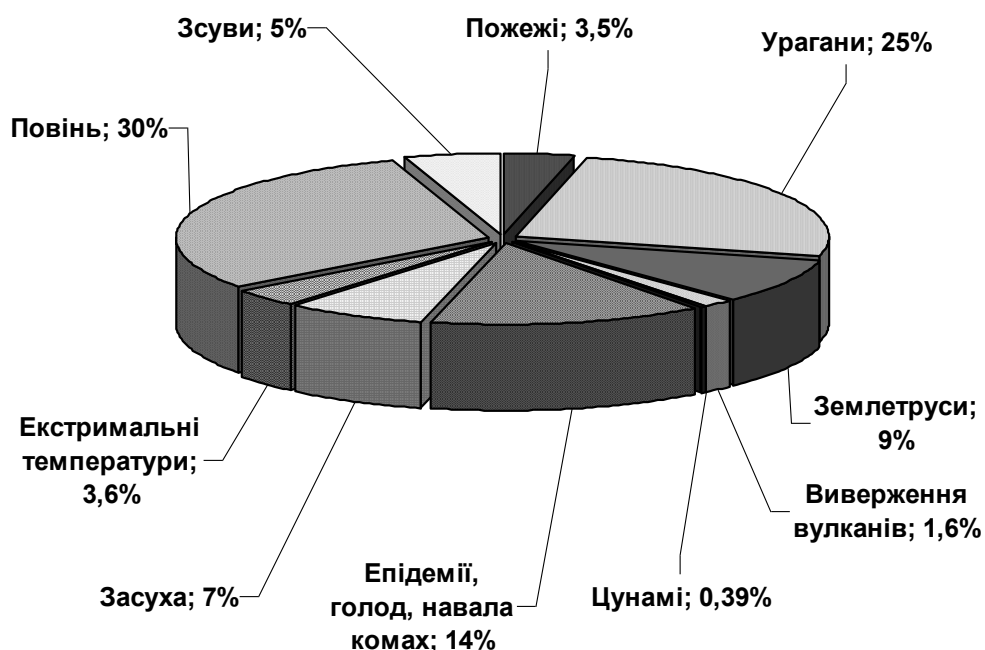


Рисунок 1.2 – Процентне співвідношення середньої кількості основних НС природного характеру за період 1980 – 2019 рр.

Збільшення за останнє десятиліття розвитку цивілізації кількості і руйнівної сили НС природного характеру призводить до порушень нормальних умов життєдіяльності суспільства, що характеризуються значними соціально-економічними наслідками [1–8].

Аналіз поточного стану виникнення землетрусів та їх наслідків підтверджують факти підвищення за останнє десятиліття сейсмічної активності Земної кулі. Так, динаміка кількості землетрусів за період 2001–2018 рр. (за даними Головного центру спеціального контролю Державного космічного агентства України (<http://www.nkau.gov.ua/nsau/zemltrus.nsf>)) представлена на рисунці 1.3.

Нахил ліній трендів змін кількості землетрусів на Землі і їх сумарної енергії свідчить про зростання сейсмічної активності на Земній кулі. На базі цих даних, відповідно за характером трендів, які наведені на рис. 1.3, отримані регресивні моделі зміни кількості і енергії землетрусів, які можна представити як:

$$n = n_0 + k_n(t - t_0), \quad E = E_0 \cdot 10^{k_E(t-t_0)}, \quad (1.1)$$

де  $n_0 = 140$  – початкові умови прогнозу за кількістю;

$E_0 = 2 \cdot 10^{15}$  Дж – початкові умови прогнозу за енергією;

$t_0 = 2001$  рік – початкові умови прогнозу за часом;

$k_n = 4 \text{ рік}^{-1}$  – показник швидкості збільшення кількості землетрусів на рік;

$k_E = 0,4 \text{ рік}^{-1}$  – показник швидкості збільшення енергії землетрусів на рік.



Рисунок 1.3 – Динаміка кількості землетрусів на Землі з магнітудою  $M \geq 5$  і розрахованої їх сумарної енергії (результати представлені в логарифмічною шкалою) в період 2001–2018 рр.

Так, за результатами проведеного регресійного аналізу зміни кількості землетрусів і їх руйнівної енергії встановлено зростання сейсмічної активності на Земній кулі за період 2001–2018 рр. Виникнення землетрусів

супроводжуються викидом великої кількості руйнівної енергії, що призводить до порушень нормальних умов життєдіяльності суспільства та характеризуються значними соціально-економічними наслідками.

Актуальність даної магістерської роботи для території України базується на фактах виникнення, у минулому столітті, низки небезпечних для території України землетрусів у Румунії. Результати небезпечного впливу одного із землетрусів представлено на рисунці 1.4.

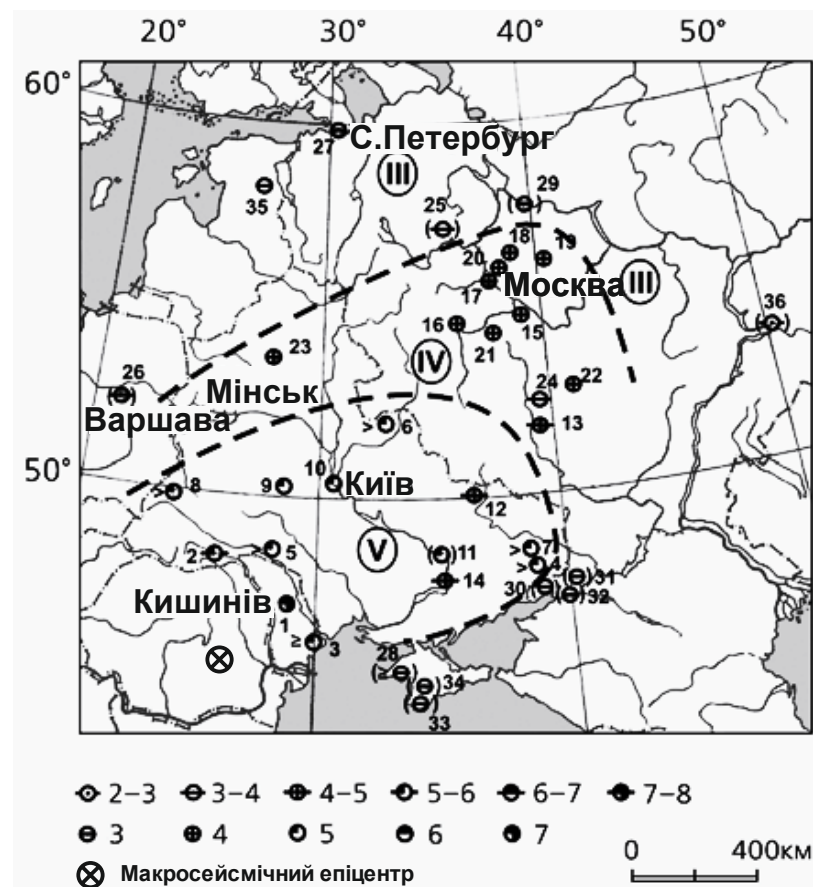


Рисунок 1.4 – Карта сейсмічної небезпеки на території України від землетрусу 10 листопаду 1940 року [9]

Крім того, існує гіпотеза періодичності прояву цих небезпек, з періодом  $T$  біля 37 р. [98]. Розрахункова ймовірність виникнення сейсмічної небезпеки задається співвідношенням:

$$p = 1 - \exp\left(-\frac{t - t_0}{T}\right), \quad (1.2)$$

де  $t_0 = 1977$  р. – момент часу останнього землетрусу,

$T = 37$  р. – період землетрусів.

Результати обчислень наведені в таблиці 1.1.

Таблиця 1.1 – Розрахункова ймовірність виникнення небезпечних для території України землетрусів у Румунії у період 2013 – 2022 рр.

| Рік | 2013  | 2014  | 2015  | 2016  | 2017  | 2018  | 2019  | 2020  | 2021  | 2022  |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| p   | 0,622 | 0,632 | 0,642 | 0,651 | 0,661 | 0,670 | 0,679 | 0,687 | 0,696 | 0,704 |

Землетрус є наслідок динамічного поширення розриву товщі земних надр. Випромінювані розривом, що рухається, хвилі досягають земної поверхні через декілька секунд, що і викликає руйнування будівель та споруд. Землетруси виникають в наслідок розрядки існуючих в Землі механічних напруг, які обумовлені постійно діючими процесами диференціації земної речовини, конвективними течіями гірських мас, що знаходяться у не рівноваговому стані по щільності та температурі. Розрив щільності середовища відбувається при досяжності критичного рівня деформації в земній корі [10–12].

Згідно даних рисунці 1.5, тектонічні землетруси обумовлені тектонічними процесами, які виникають в результаті раптового вивільнення енергії Землі, що накопичилася в надрах, при деформації великих об'ємів гірських порід. Вулканічні землетруси виникають у районах вулканічної активності і пов'язані з процесами підвищення активності вулканів. Денудаційні землетруси відбуваються у наслідок удару, який виник при обвалі підземних порід. Антропогенні землетруси викликані людською діяльністю; метеоритні – падінням крупних метеоритів на поверхню Землі.



Рисунок 1.5 – Класифікація землетрусів

Джерело сильного землетрусу є деяким раптовим зсувом в певному об'ємі порід по відносно обширній площині розриву, тому механізм землетрусу є кінематикою руху у джерелі. Відправною точкою для розробки різних теорій механізму землетрусів є гіпотеза пружної віддачі геофізика Рейда. Основні положення теорії Рейду наступні: розрив гірських порід, що викликає землетрус, настає в результаті накопичення пружних деформацій вище межі, яку може витримати гірська порода, при цьому, деформації виникають при переміщенні блоків земної кори один щодо другого; відносні переміщення блоків наростають поступово; рух у момент землетрусу є тільки пружною віддачею різкий зсув сторін розриву в положення, в якому відсутні пружні деформації; сейсмічні хвилі виникають на поверхні розриву – спочатку на обмеженій ділянці, потім площа поверхні, з якою випромінюються хвилі, росте, але швидкість її росту не перевищує швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль; енергія, звільнена під час землетрусу, є енергією пружної деформації гірських порід.

Основу сучасних уявлень про виникнення джерела землетрусу складають положення механіки руйнувань. В якийсь момент тріщина втрачає стійкість і починає лавиноподібно розповсюджуватися. Якщо застосувати положення механіки руйнувань до процесу виникнення землетрусів, то можна сказати, що землетрус – це лавиноподібне поширення тріщини в неоднорідному матеріалі – земній корі.

Область виникнення підземного удару – джерело землетрусу – є деяким об'ємом в товщі Землі, в межах якого відбувається процес накопичення за тривалий час енергії, яка згодом у виді удару вивільнюється. Визначається сейсмоактивна зона – зона в межах сейсмоактивного регіону, яка виділяється по комплексу сейсмологічних і геофізичних ознак.

В геологічному значенні джерело – це розрив або група розривів, по яким відбувається майже миттєве зміщення гірських мас. В центрі джерела умовно виділяється точка, іменована гіпоцентром (рисунок 1.6).

Виникнення землетрусів на розломах відбувається при тривалому зсуві в протилежні сторони тектонічних блоків або плит, що контактують по розлому. При цьому сили зчеплення утримують крила розлому від прослизання, і зона розлому випробовує поступово зростаючу сдвигову деформацію.

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається епіцентром. Навкруги нього розташовується область найбільших руйнувань – плейстосейстова область. Лінії, які сполучають пункти на поверхні Землі з однаковою інтенсивністю коливань (в балах), називаються ізосейсами.

Джерело землетрусу зсувного типу моделюється подвійним диполем (рис. 1.6, а). Діаграми випромінювання для поздовжніх та поперечних хвиль, що відповідають цій моделі, показані на рис. 1.6, б. Пелюстки діаграми показують зміну амплітуд в залежності від азимуту. Знаками «+» та «-» показані стискання та розрядження в Р – хвилях, а стрілками – полярність S – хвиль [13–15].

За глибиною розташування джерела землетрусу поділяються на неглибокі ( $h < 70$  км), проміжні ( $70 \text{ км} < h < 300$  км) та глибокі ( $h > 300$  км).

Основну роль в руйнівній дії землетрусу грають низькочастотні сейсмічні коливання, пов'язані на самперед з поперечними, каналовими та поверхневими сейсмічними хвилями.

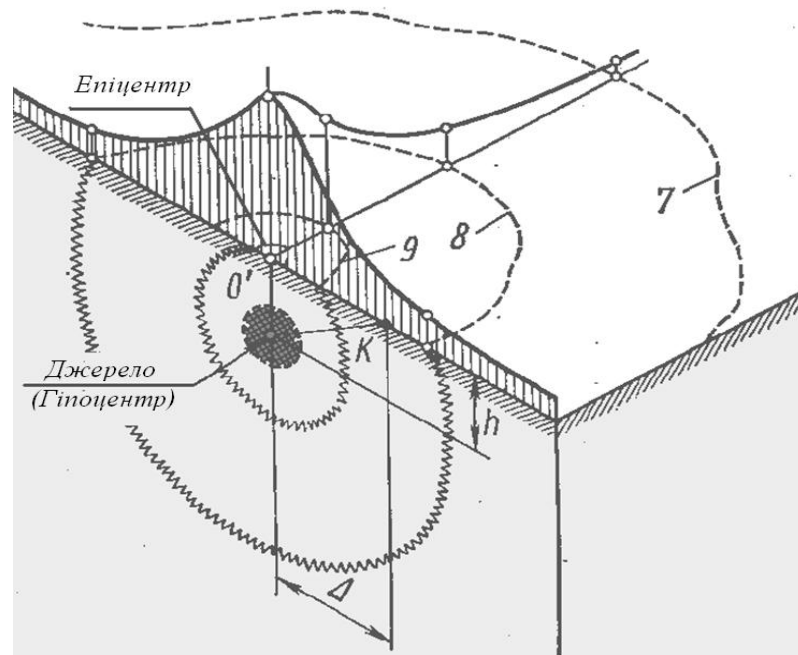


Рисунок 1.6 – Гіпоцентр і епіцентр землетрусу

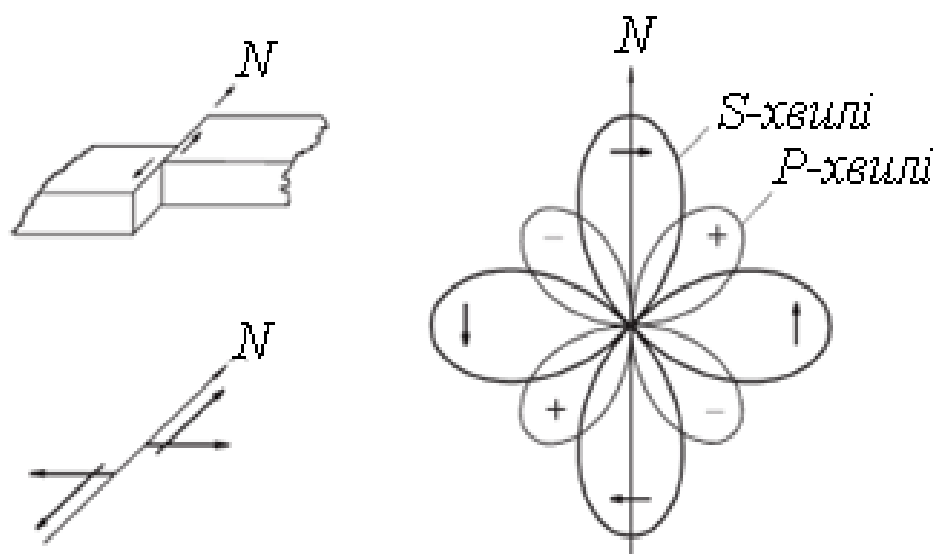


Рисунок 1.7 – Модель джерела (подвійний диполь) (а) та діаграма випромінювання хвиль P та S (б) при землетрусі

Для енергетичної класифікації землетрусів на практиці користуються його магнітудою (M).

Магнітуда землетрусу (рос. магнитуда землетрясения, англ. magnitude of an earthquake, нім. Magnitude f des Erdbebens, Stärke f des Erdbebens) – умовна величина, що характеризує кількість енергії, яка виділилася у вогнищі землетрусу. Пропорційна логарифму максимальної амплітуди зміщення частинок ґрунту, яке фіксується сейсмічними станціями. Максимальна магнітуда землетрусу становить близько 9 балів, що відповідає енергії  $10^{19}$  Дж.

Магнітуда землетрусу визначається за формулою:

$$M = \frac{2}{3}(\lg E - 4,8) \quad (1.3)$$

де E – енергія землетрусу, Дж.

Кількість енергії, що виділяється при одному землетрусі, залежить головним чином від розмірів поверхні розлому, що зрушилася.

Інтенсивність землетрусу (англ. Intensity of earthquake, рос. Интенсивность землетрясения) – міра впливу землетрусу на об'єкти, що виражається балами сейсмічної шкали в залежності від ступеня руйнування типових будівель і споруд, відчуттів очевидців, змін земної поверхні.

Інтенсивність землетрусів (I) виміряється в балах і характеризує ступінь струсу на поверхні Землі та залежить від магнітуди сейсмічної події та глибини її осередку.

Під час сейсмічної події (вибуху або землетрусу) від епіцентру джерела розходяться хвилі пружних коливань у всіх напрямках. Ці коливання розповсюджуються на значні відстані від епіцентру та являють собою важливе джерело інформації для ідентифікації явища та оцінки його параметрів.

Виділяють динамічні (поляризація, амплітуди та частоти) та кінематичні (час пробігу) характеристики хвиль.

За характером руху ґрунту при розповсюдженні сейсмічних хвиль їх поділяють на поздовжні (P), поперечні (S) та поверхневі – хвилі Релея (Lr) і хвилі Лява (Lq).

Повздовжні P-хвилі і поперечні S-хвилі розповсюджуються в усіх оболонках (об'ємі) Землі, тому називаються об'ємними хвилями, при цьому P-хвилі на відміну від S-хвиль можуть проходити і через рідину. Унаслідок складних багатократних віддзеркалень P- і S-хвиль у верхньому шарі земної кори з'являються поверхневі хвилі – Лява і Релея.

В P-хвилях стискання та розрідження часток ґрунту відбувається в напрямку розповсюдження хвилі (рисунок 1.8, а). Для S-хвиль зміщення ґрунту відбувається у перпендикулярному напрямку розповсюдження хвилі (рисунок 1.8, б). За характером поляризації, S-хвилі мають дві компоненти: SV – з рухом частинок у вертикальній та SH – в горизонтальній площинах.

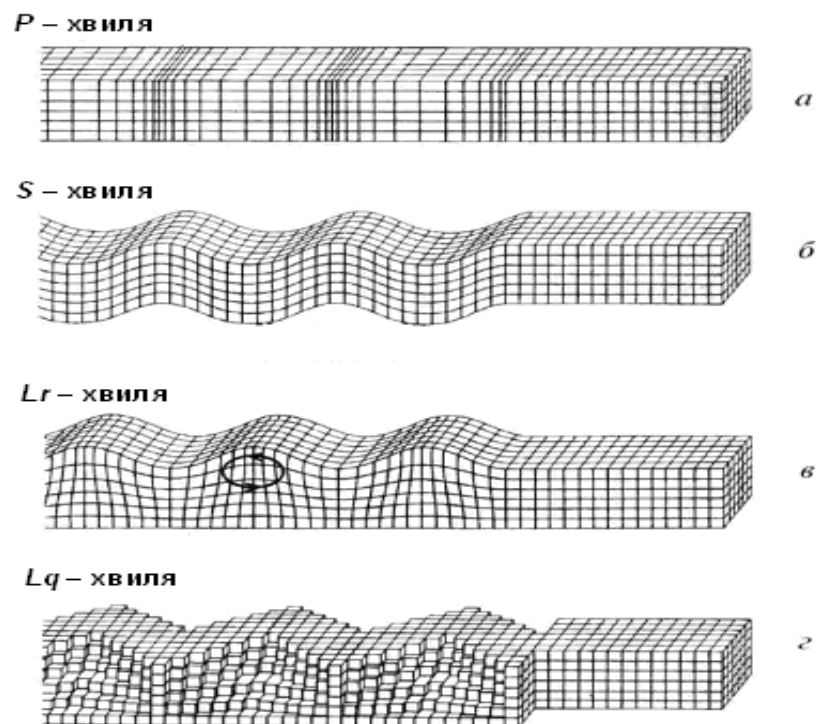


Рисунок 1.8 – Характер зміщення ґрунту для різних типів сейсмічних хвиль

Поряд з об'ємними поширюються поверхневі хвилі. Ці хвилі бувають двох типів Релея ( $L_r$ ) і Лява ( $L_q$ ). У Релеївській хвилі частки ґрунту зміщуються у вертикальній площині, орієнтованій вздовж напрямку поширення хвиль, а траєкторії їх рухів являють собою еліпси. У хвилі Лява частки рухаються в горизонтальній площині поперек напрямку поширення хвилі. Поверхневі хвилі розповсюджуються уздовж поверхневого шару Землі.

Поверхневі хвилі класифікуються на хвилі Релея та хвилі Лява. У хвиль Релея зсув частин ґрунту відбувається у вертикальній площині, а хвиль Лява – у горизонтальній площині перпендикулярно до вектору розповсюдження хвиль. Швидкість розповсюдження цих хвиль залежить від частоти коливань.

Об'ємні хвилі в осередку землетрусу розділяються на подовжні (пружні хвилі стискування) й поперечні (пружні хвилі зрушення) та підкоряються законам геометричної оптики на межі розділу середовищ внутрішньої будови Землі. Швидкість цих хвиль, згідно [13–15], визначається як:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (1.4)$$

де  $v_p$  і  $v_s$  – швидкість розповсюдження подовжніх і поперечних хвиль;

$K$  – модуль усестороннього стискування;

$\mu$  – модуль зрушення;

$\rho$  – щільність.

Відомо, що  $v_p > v_s$  та залежить від глибини проникнення.

Характер зміщення ґрунту для різних типів хвиль, вказує що саме горизонтальні зміщення, які призводять до руйнування, є найбільш небезпечні при сейсмічних подіях.

Послідовність приходу хвиль від джерела (епіцентру землетрусу або вибуху) на сейсмостанцію наступна: об'ємні P, S а потім поверхневі хвилі – Lq та Lr.

Для визначення швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль існує годограф – графік залежності часу розповсюдження хвилі від джерела до сеймоприймача від епіцентральної відстані. На рисунці 1.9, представлено годограф для ближньої зони (до 1000 км.).

Шлях розповсюдження, а отже і час пробігу сейсмічної хвилі залежить від будови Земної кори (траси розповсюдження сигналу). Будова Земної кори в кожному конкретному геологічному районі має свої особливості, тому для кожного з них повинні будуватися свої регіональні годографи.

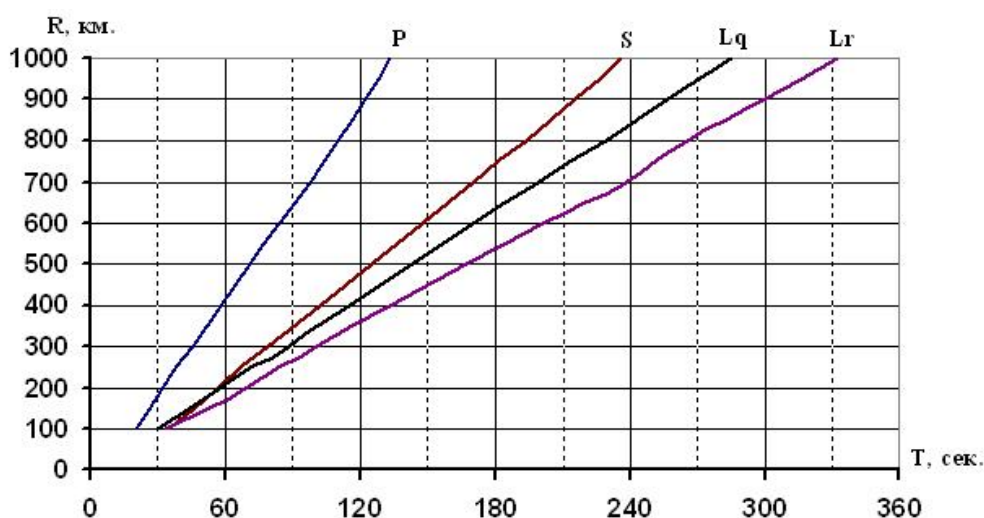


Рисунок 1.9 – Годограф сейсмічних хвиль для ближньої зони

Годограф є основним документом, за допомогою якого проводиться обробка записів сейсмічних коливань та визначається характер джерела збурень, його параметри (час в джерелі, координати, епіцентральною відстань і енергія землетрусу) і можливі наслідки дії сейсмічних хвиль на об'єкти.

За часом пробігу від джерела до пункту спостереження об'ємні і поверхневі хвилі підрозділяють на: локальні, які розповсюджуються в при поверхневому шарі до відстаней близько 200 км.; регіональні, такі, що

розповсюджуються в межах земної кори в діапазоні відстаней 200 – 2000 км.; телесеїсмічні, проникаючі глибоко в мантію і реєстровані в діапазоні 2000 – 10000 км.

Відповідно зони відстаней, в яких ці хвилі простежуються, прийнято називати локальною, регіональною і телесеїсмічною. Відзначимо, що відстані на земній поверхні в сейсмології з міркувань скороченого запису виражають в градусах центрального кута ( $1^\circ = 111,1$  км.).

В ближній зоні хвилі спостерігаються в наступній послідовності: на відстані до 30 км від джерела збурень першою вступає хвиля  $P_0$ , за нею -  $S_0$ , на відстанях від 30 до 50 км першою вступає хвиля  $\bar{P}$ , потім  $P_0$ ,  $\bar{S}$ ,  $S_0$ ,  $L$ , на відстанях 110÷115 км першою вступає хвиля  $P^*$ , далі  $\bar{P}$ ,  $S^*$ ,  $\bar{S}$ ,  $L$ ; при епіцентральных відстанях 150...200 км хвиля  $P_n$  випереджає хвилю  $\bar{P}$ , проте вступ хвилі  $\bar{P}$  різкіше і сильніше, ніж  $P_n$ , хвиля  $P^*$  зливається з хвилею  $\bar{P}$ , за повздовжніми хвилями слідує поперечні  $S^*$ ,  $S$  і хвилі типу  $L$ ; при епіцентральных відстанях більше 300 км, окрім поперечних хвиль  $S^*$ ,  $\bar{S}$  спостерігаються хвиля  $S_n$ , яка вступає раніше  $S^*$ ,  $\bar{S}$ , першою реєструється хвиля  $P_n$ , потім  $P^*$ ,  $\bar{P}$ ,  $S_n$ ,  $S^*$ ,  $\bar{S}$  і хвилі типу  $L$ ; при епіцентральных відстанях 800 км починає позначатися кривизна Земних шарів і збільшення, з глибиною, швидкості хвиль, що розповсюджуються у верхній мантії, прямі хвилі  $P$ ,  $S$  в цьому випадку не досягають пункту спостереження через кривизну земних шарів.

На рисунці 1.10 приведено модель земної кори з нанесеними трасами променів головних «корових фаз», які спостерігаються для локальних ( $\Delta \leq 200$  км) та регіональних ( $200 \text{ км} < \Delta < 1000$  км) сейсмічних подій. Розглядається спрощена модель двохшарова кори з сейсмічними променями очікуваних фаз:  $P_g$ ,  $S_g$ ,  $P^*$ ,  $S^*$ ,  $P_n$ ,  $S_n$ ,  $P_mP$  та  $S_mS$ .

Кожен із землетрусів є локальною подією. В той же час існують певні глобальні закономірності їх розподілу по поверхні Землі. На рисунці 1.11, у відповідності з даними каталогу VX-DAT, приведено розподіл щільності землетрусів з магнітудою  $M \geq 4.0$  по поверхні земної кулі.

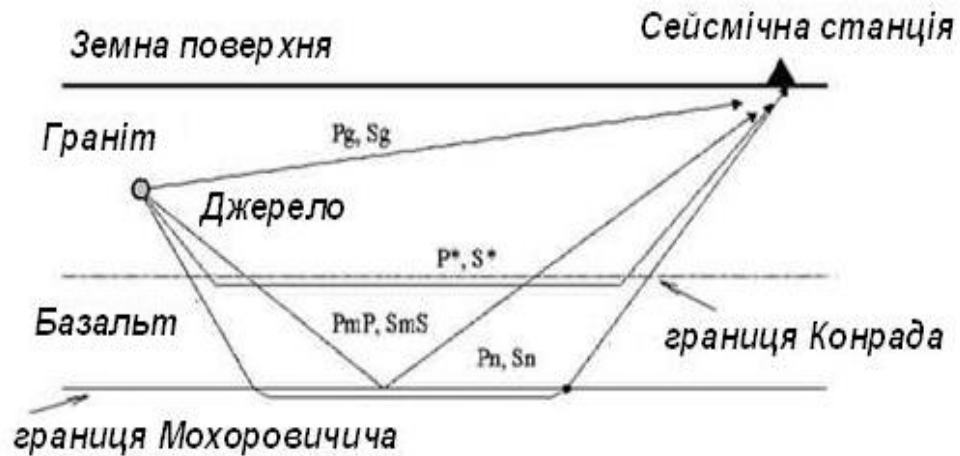


Рисунок 1.10 – Траси променів об'ємних сейсмічних хвиль для локальної та регіональної зон

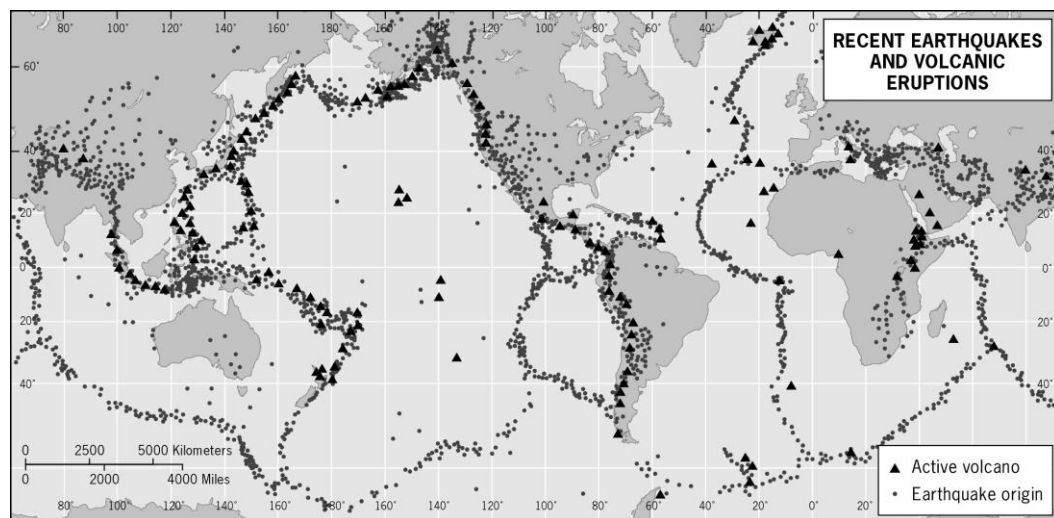


Рисунок 1.11 – Розподіл землетрусів по поверхні земної кулі

Характер цього розподілу пов'язаний з особливостями будови земної кори (рис. 1.12), яка розбита на велику кількість фрагментів, званих плитами літосфери. Лінійні розміри плит варіюються від декількох сотень до декількох тисяч кілометрів, а їх характерна товщина 10 – 150 км.

Типова швидкість руху плит дорівнює 1 – 10 см. у рік. Більшість землетрусів ( $\approx 95\%$ ) відбуваються на краях і лише невелика їх доля трапляється у внутрішніх областях плит.

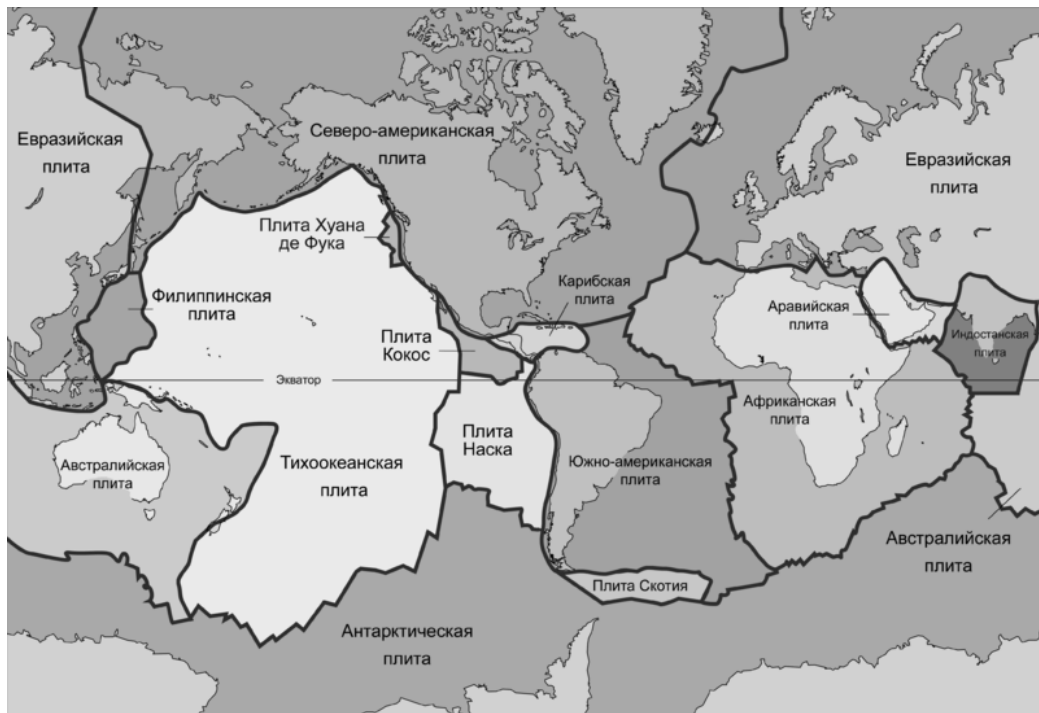


Рисунок 1.12 – Літосферні плити земної кулі

Зона землетрусів, що оточує Тихий океан, називається Тихоокеанським поясом: тут відбувається близько 90 % всіх землетрусів земної кулі.

Інший район сейсмічної активності, де має місце приблизно 5 – 6 % всіх землетрусів, це Альпійський пояс, що протягнувся від Середземномор'я на схід через Туреччину, Іран і північну Індію. Останні 4 – 5 % землетрусів відбуваються в області серединно-океанічних хребтів і усередині плит літосфери.

## 1.2 Особливості побудови системи моніторингу та прогнозування землетрусів

Створення комплексної територіальної системи моніторингу та прогнозування землетрусів базується на тому, що ця система, за результатами проведеного аналізу наукових джерел [16–18], є класичним контуром управління (рисунок 1.13) та структурно складається з трьох рівнів.

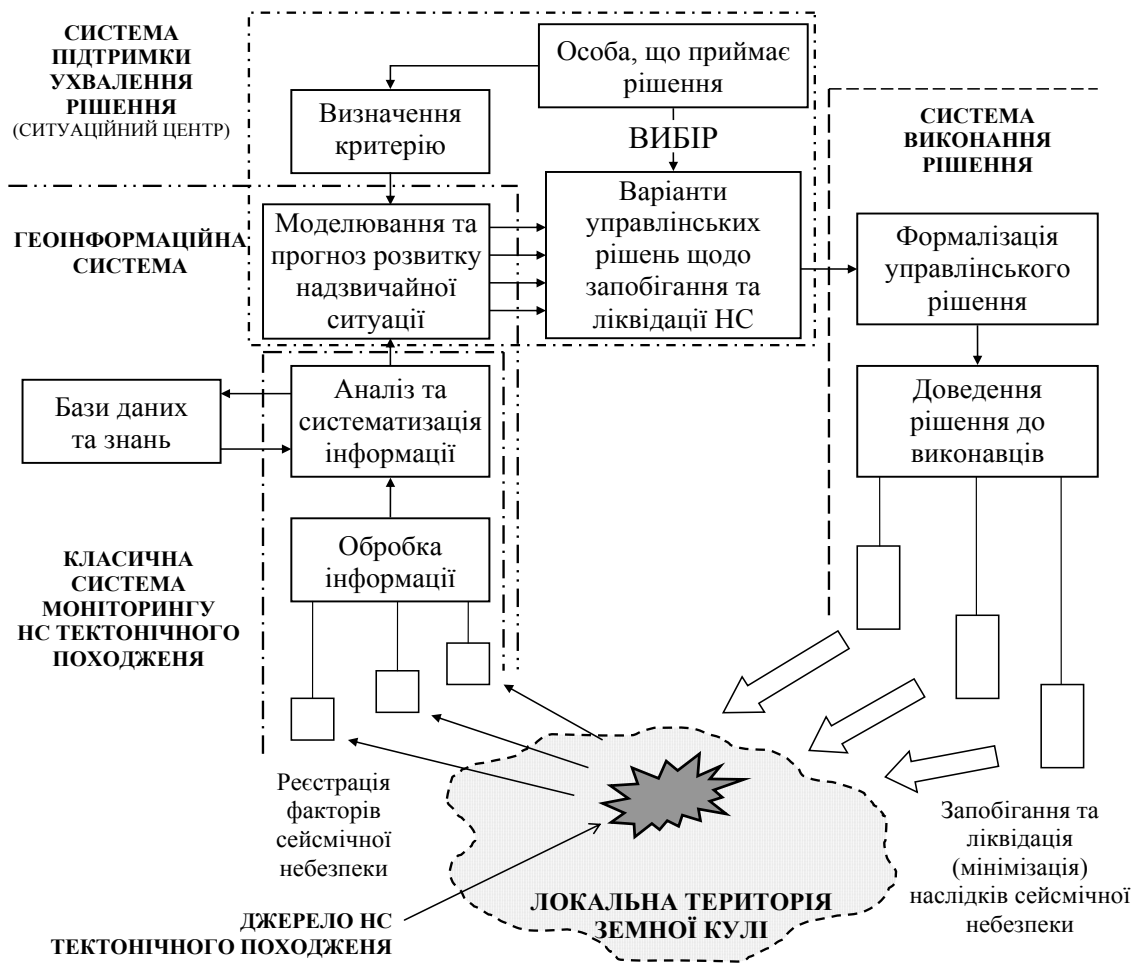


Рисунок 1.13 – Схема структури моніторингу та прогнозування землетрусів як засобу управління

Перший рівень – це пристрої реєстрації факторів сейсмічної небезпеки. Вони призначені для контролю поодиноких або відразу декількох параметрів локальної території Земної кулі та рознесені у просторі по горизонталі (у точках із різними географічними координатами) й по вертикалі (встановлені на певних висотах або глибинах).

Кожен із провісників може бути як довго-, так і середньо- і короткостроковими. До теперішнього часу в усьому світі налічується кілька сотень різних за своєю природою провісників. Можливо виділити загальні характеристики існуючих підходів до моніторингу землетрусів і розподілити

методи моніторингу за такими групами: геофізичні, геологічні, геохімічні, гідродинамічні, геодезичні, космічні.

Підготовка землетрусу відбивається на геофізичних полях: перед землетрусами і під час їх спостерігаються аномальні зміни електричних властивостей гірських порід, сили тяжіння, швидкостей сейсмічних і акустичних хвиль. Геофізичні методи займають більшу частину сейсмологічних досліджень при моніторингу землетрусів і вважаються класичними. При дотриманні всіх умов виявлення землетрусу по багатьом іншим (не геофізичних) критеріям можливий тільки в його епіцентрі за короткий термін до основного поштовху.

У той же час велика частина геофізичних провісників носить інтуїтивний характер: фіксується факт спостереження конкретної аномалії геофізичного поля перед конкретним сильним землетрусом, але відсутні відомості про статистичні характеристики провісників; не розглядаються можливі фізично обґрунтовані механізми, що приводять до виникнення провісників.

Отримана засобами контролю первинна інформація про фактори сейсмічної небезпеки локальної території Земної кулі по кабелях або радіоканалу транслюється до пристроїв другого рівня, призначених виконувати обробку отриманої інформації та представляти її у вигляді, необхідному для третього рівня. Обробка отриманої інформації може виконуватися як в одному місці, так і на декількох, залежно від конкретної системи моніторингу та розмірів контрольованої системою моніторингу локальної території Земної кулі. Оброблена інформація у відповідному вигляді потрапляє до третього рівня, де виконується аналіз отримуваної інформації та систематизація даних, на основі якої робиться висновок про стан сейсмічної небезпеки локальної території Земної кулі.

Використання автоматизованих засобів обробки інформації дозволяє прискорити процеси на другому та третьому рівнях системи моніторингу та прогнозування НС тектонічного походження, а також створити електронні,

доступні в реальному масштабі часу, бази даних та знань.

Розробка спеціального програмного забезпечення та навчання персоналу для цих цілей дозволяє на основі отриманої інформації виконувати моделювання небезпечної ситуації та здійснювати прогнозування її розвитку рівня НС, при цьому графічно (у тому числі у вигляді електронних карт) відображати прогнозовану динаміку катастрофічних подій. Структуру з чотирьох рівнів прийнято називати геоінформаційною системою.

Інша інформаційна система, яка, як показано на рисунці 1.13, перетинається з геоінформаційною системою, є системою підтримки ухвалення рішення, яка має реалізацію у вигляді ситуаційного центру. Тут особа, що приймає рішення, визначає один або декілька критеріїв, відповідно до яких здійснюється прогностичне моделювання розвитку НС тектонічного походження та виробляються варіанти управлінських рішень, які обґрунтовані відповідними розрахунками.

Отримавши набір варіантів управлінських рішень, особа, що приймає рішення, обирає один з них або задає ще додаткові критерії, відповідно до яких виконується моделювання та розробка управлінських рішень, направлених на запобігання або на ліквідації (мінімізацію) наслідків від НС тектонічного походження.

Затверджене вказаною вище особою рішення потрапляє до системи виконання рішення, де виконується його формалізація та доведення до виконавців.

Зміни стану сейсмічної активності локальної території Земної кулі викликать зміни у величинах вимірюваних параметрів, що фіксуються пристроями контролю.

Таким чином, основою системи моніторингу та прогнозування НС тектонічного походження є складова частина класичного контуру управління, яка забезпечує збір, обробку та аналіз інформації, моделювання розвитку сейсмічної активності Земної кулі та розвиток землетрусів на сейсмічно активній локальній території планети.

### 1.3 Аналіз існуючих моделей прогнозу землетрусів

На сьогодні, основою прогностичних спостережень землетрусів становить напрямок (так званий "Механістичний підхід"), що вже досить тривалий час розвивається в різних країнах світу, дозволив отримати відповіді з багатьох питань підготовки землетрусу. На даний час розроблено більше десятка моделей землетрусів, з яких найбільш відомі [19–24]:

- модель лавинно-нестійкого тріщиноутворення (ЛНТ), що полягає в швидкому наростанні кількості тріщин, їх взаємодії між собою і врешті-решт виникненні головного або магістрального розриву, зсув по якому миттєво скидає напругу, що накопичилася, з утворенням пружних хвиль;

- дилатантно-дифузійна модель (ДД), в якій тріщиноутворенню також відводиться вирішальна роль, але на відміну від моделі ЛНТ, виникають тріщини відриву і істотною є наявність води в гірських породах епіцентральної області;

- консолідаційна модель підготовки землетрусу (модель Добровольського І.П.), описує підготовку землетрусу як процес виникнення і еволюції жорсткої неоднорідності в суцільному середовищі, а також деякі інші моделі, які виникли як узагальнення дослідження процесів напруження і руйнування твердих зразків в лабораторних умовах та їх подальшого перенесення на природні сейсмічні події.

Модель ЛНТ вперше була запропоновано В.І. Мячкінім. Суть моделі у наступному (рисунок 1.14).

Перша стадія – однорідне утворення тріщин. Під дією здвигових тектонічних напружень відбувається повільне зростання кількості та розмірів існуючих тріщин та поява нових. Тріщини розташовані відносно далеко одна від одної, без взаємної взаємодії. В статистично однорідному середовищі при рівномірному навантаженні тріщиноутворення також статистично однорідне і це відповідає до критичній стадії руйнування, виявленої за результатами лабораторних експериментів.



Рисунок 1.14 – Етапи розвитку сейсмічного джерела

Друга стадія – лавинна взаємодія тріщин. Перехід до цієї стадії виникає при досягненні у частині об'єму критичної щільності розривів (тріщин). Внаслідок взаємодії тріщин настає лавинна стадія підготовки землетрусу, аналогічній поза критичній лавинній стадії руйнування матеріалів. При цьому поле напружень стає неоднорідним, що призводить до інтенсивності взаємодії тріщин та призводить до збільшення розмірів тріщин які орієнтовані повздовж майбутнього генерального розлому.

Третя стадія – стадія нестійкості. Подальше збільшення деформації призводить до зменшення напруження у гірській породі. В наслідок неоднорідностей властивостей середовища нестійка деформація стягується до вузлової зони, в якій формується декілька відносно крупних тріщин. При цьому внаслідок загального зменшення середнього рівню макронавантаження у більшій частині об'єму тріщини перестають розвиватись. Вузька зона нестійкої деформації характеризується підвищеною концентрацією розривів та являє собою поверхню майбутнього магістрального розриву. Цей розрив (землетрус) утворюється шляхом розпорювання перемичок.

Для ДД моделі процесу тріщиноутворенню також відводиться вирішальна роль, але на відміну від моделі ЛНТ виникають тріщини відриву та суттєвим є наявність води у гірській породах гіпоцентральної області.

Перша стадія – пружна. На цій стадії відбувається зростання пружних напружень та зростає різниця головних напружень. Фізичний стан середовища на цій стадії практично не змінюється. Друга стадія – дилатансія. При значній різниці головних напружень з'являються тріщини відриву, в наслідок чого виникає загальне збільшення об'єму гірської породи – дилатансія. Третя стадія – дифузійна. Зневоднення порід викликає дифузію води в зоні підготовки, парова напруга спадає і процес закінчується магістральним розривом – землетрусом.

При цьому, розміри дилатансійної області можуть перевищити розміри джерела, а часовий масштаб процесу підготовки в значній мірі визначається часом дифузії.

В ДД моделі явно введена стадія зростання напружень, тобто накопичення пружної енергії, яку у свою чергу пов'язують з періодом сейсмічного затишшя.

Консолідаційна модель (КМ) враховує визначальні властивості земної кори та заснована на аналізі поведінки ансамблю блоків, які знаходяться у стані відносного руху.

Суть КМ в наступному – цикл окремого землетрусу складається з трьох фаз, які відбуваються одна за одним у періодичній послідовності (рисунок 1.15). Фаза регулярного стану змінюється фазою консолідації, на якій два або декілька блоків поступово входять у відносно прочне зачеплення, утворюючи консолідовану область або неоднорідність, для якої властивості відрізняються до моменту консолідації.

На фазі руйнування виникає розпад консолідованих областей шляхом швидких пластичних здвижок, форшоків, магістрального розриву та афершоків, які приводить середовище знов до фази регулярного стану.

Частина фази руйнування названа  $\alpha$ -стадією, а основна частина фази руйнування  $\beta$ -стадією. На  $\alpha$ -стадії виникають пластичні здвижки, форшoki – короткострокові провісники,  $\beta$ -стадія характеризується афтешоковими процесами.

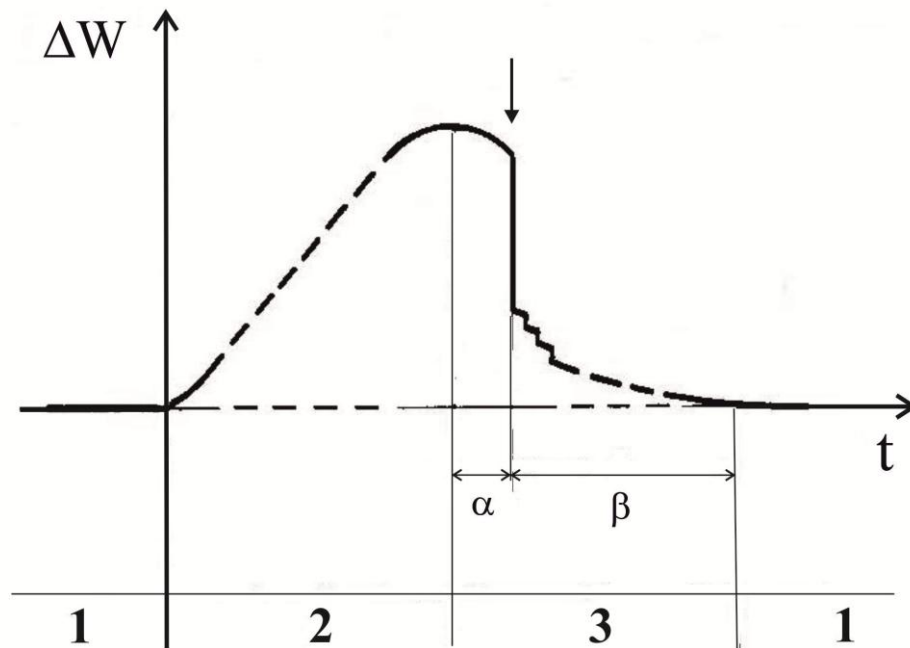


Рисунок 1.15 – Схема процесу підготовки та протікання процесу землетрусу за консолідаційною моделлю:  $\Delta W$  – приріст пружної потенційної енергії зони підготовки;  $t$  – час; 1 – фаза регулярного стану; 2 – фаза консолідації; 3 – фаза руйнування.

Приріст пружної потенційної енергії  $\Delta W$  області підготовки землетрусу обчислюється відносно фонового запасу енергії середовища, який існує в земній корі внаслідок наявності в ній високих тектонічних напруг.

Фаза регулярного стану. Головним моментом фази регулярного стану є безперервне деформування регіонального або глобального рівню. У блоковому середовищі це буде проявлятися найбільш яскраво у вигляді руху повздовж границь блоків. Різниця у конфігурації блоків та їх взаємодії призводить до зменшення руху повздовж одних розломів та підсилення по іншим. Безперервне деформування, короточасні зачеплення та їх руйнування проявляються у фоновій сейсмічності та багато численних не зсинхрованих варіаціях різних геофізичних полів – електричний опір породи, геомагнітні поля, гідродинамічних та геохімічних характеристиках, швидкостей сейсмічних хвиль та ін. Вивчення фонових варіацій необхідний та важливий етап досліджень щодо прогнозу землетрусів.

Під терміном зачеплення розуміється виникнення труднощів в процесі деформування, яке з позиції механіки сполушеного середовища можна трактувати як локальне підвищення жорсткості або в'язкості, як часткову втрату пластичних характеристик середовища. При цьому навіть незначна зміна цих величин достатнє для того щоб забезпечити накопичення енергії у необхідній кількості та викликати спостерігаємі провісникові возмушення. Зони зачепленні виникають виключено в областях де в'язкість та жорсткість середовища відносно низькі, а швидкість деформації підвищена, тобто в розломах та їм подібним структурним границям. З фізичної точки зору зачеплення може відбуватися у вигляді механічного зачеплення в наслідок нерівностей границь рухаючих блоків, змін властивостей внаслідок фізико-хімічних процесів тощо.

Фаза консолідації. В деякий момент часу між двома блоками виникає локальне зачеплення. Якщо зачеплення виявиться досить міцним, то воно буде існувати довше, ніж звичайне фонове зачеплення, в його околицях швидкість деформації убуває і виникають умови для розширення зони зачеплення. З'єднання цих блоків зміцнюється. До нього можуть приєднатися інші блоки і внаслідок з'являється деяка конструкція з декількох блоків, які знаходяться у досить стійкому зв'язку утворюють єдиний консолідований блок – консолідовану область (консолідовану неоднорідність). Всередині цієї області відносний рух її часток зменшується що призводить до зменшення фонові сейсмічності. Поява та розвиток консолідованої області впливає на картину переміщувань, що у свою чергу порушує існуючу регулярність фонових варіацій геофізичних полів. В середовищі відбувається перерозподіл механічних напружень та швидкість деформацій в наслідок безперервних переміщень за межами консолідованої області, зростає пружна потенційна енергія в околицях консолідованої області.

Фаза консолідації може перерватись пластичними здвижками по внутрішнім границям консолідованої області, або роєм слабких землетрусів, що призведе до зменшення накопиченої пружної потенційної енергії. Якщо

розрядка буде досить великою, то раніш виявлені признаки фази консолідації окажуться хибними провісниками готуючогося сильного землетрусу.

Консолідаційна область являє собою тім особливим об'ємом в земній корі, руйнування якого магістральним розломом і викликає землетрус. Ця область неоднорідна, пронизана системою ослаблених зон та підвернена дією значних механічних напружень.

Фаза руйнування. Розпад зони консолідації, тобто руйнування її на структурні елементи відбувається на фазі руйнування. Руйнування відбувається повздовж слабких границь блоків. Розпад консолідованої області здійснюється шляхом пластичних здвигів, форшоків, магістрального розриву та афрешоків. Магістральний розрив вивільняє основну частину сейсмічної енергії та пронизує більшу частину консолідованої області.

До початку  $\alpha$ -стадії у середовищі накопичено пружної потенційної енергії більше ніж енергії майбутнього землетрусу. Висока щільність пружної потенційної енергії та більша швидкість деформації на цій стадії у порівнянні з деформацією на фазі консолідації зумовлює високу інтенсивність всіх процесів на  $\alpha$ -стадії. Крім того, ця стадія фактично вже розпочавшогося процесу руйнування і явища, що її супроводжують, оказуються високо надійними провісниками безпосередньо землетрусу. Закінчується  $\alpha$ -стадія магістральним розривом.

Відрізок часу від головного поштовху до кінця фази руйнування називається  $\beta$ -стадією. На  $\beta$ -стадії відбувається розпочаті пластичним зрушенням, форшоками та магістральним розривом остаточне руйнування області консолідації афтешоками, а також пластичними зрушеннями. Ці процеси зменшують загальну пружну потенційну енергію середовища та інтенсивність сфер шоквої діяльності повільно спадає.

По закінченню фази руйнування середовище в загальних рисах повертається до похідного стану, хоча конкретна структура середовища в осередковій зоні на рівні блоків може дещо змінитись. Таким чином знов наступає фаза регулярного стану і цикл поодинокого землетрусу замикається.

Другий напрямок щодо дослідження впливу зовнішніх для досліджуваної сейсмічно активної території Земної кулі факторів, які виникають у системі нелінійних енергетичних взаємодій Сонце–Земля–Місяць, характеризується двома особливо перспективними статистичними моделями:

- модель зв'язку між глобальними властивостями сейсмічної активності Земної кулі із швидкістю її осьового обертання;

- модель зв'язку між глобальними властивостями сейсмічної активності Земної кулі із просторово-коливальним рухом внутрішнього ядра планети і його впливу на оболонку Земної кулі.

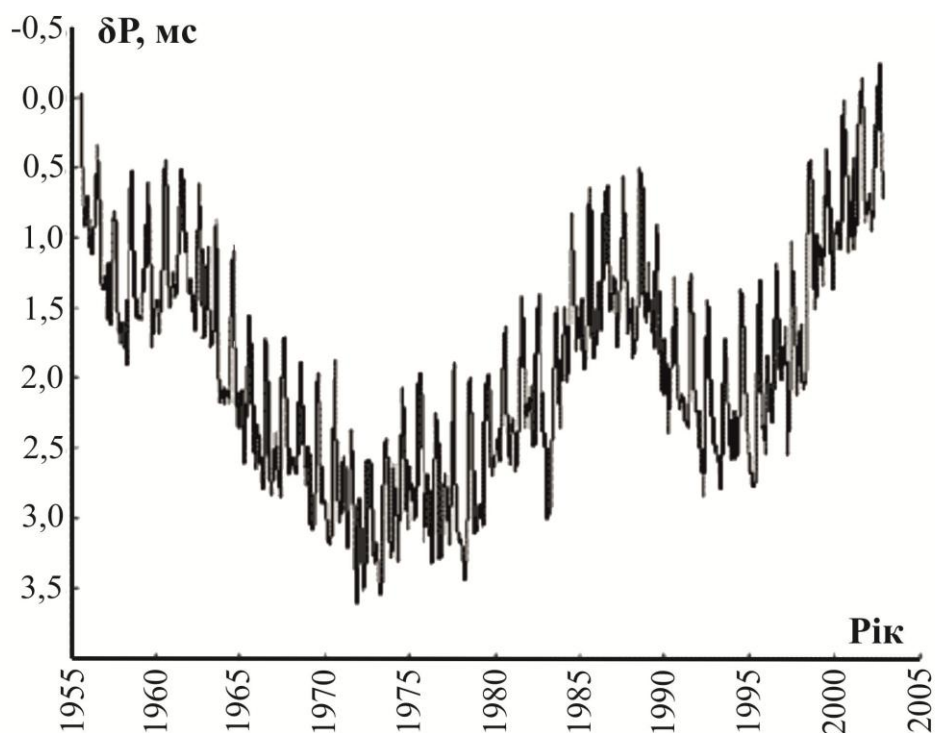


Рисунок 1.16 – Середньомісячні відхилення  $\delta P$  земних діб від еталонних за період 1955–2005 рр. Видно, що з 1956 по 1961 рік обертання Землі прискорювалося, а з 1962 по 1972 рік – уповільнювалося і з 1973 року по 2005 рік – знову прискорюється. Уповільнення, що закінчилося в 1972 році, почалося в 1935 році, тобто за межами зображеного інтервалу.

Представлені в роботі [24] результати спрямовані на встановлення статистичними методами кореляції між кутовою швидкістю і кутовим прискоренням обертання планети (рисунок 1.16) та глобальними властивостями сейсмічної активності Землі (розподіл кількості землетрусів між північною, південною, східною і західною півкулями). Авторами [24] проведено кореляційний аналіз даних (рисунок 1.17) про землетруси за період 1964–2008 років., представлених Національним інформаційним центром із землетрусів Геологічної служби США.

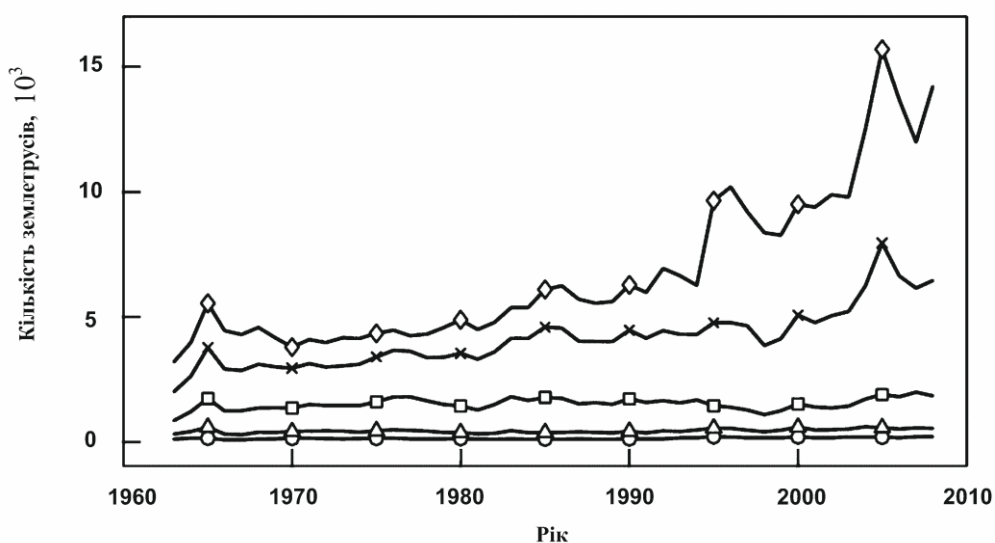


Рисунок 1.17 – Варіації глобальної сейсмічної активності Землі за період 1964–2008 рр.. Різними символами визначені криві динаміки кількості землетрусів з відповідною магнітудою: крива з символом  $\diamond$  відповідає  $M \geq 4,0$ ;  $\times$  –  $M \geq 4,5$ ;  $\square$  –  $M \geq 5,0$ ;  $\triangle$  –  $M \geq 5,5$ ;  $\circ$  –  $M \geq 6,0$

Результатом цього напрямку досліджень стало припущення про існування двох класів динамічних факторів, які визначають зміну сейсмічності у великих тектонічних структурах: глобальний механізм, який визначає зміну у часі загальної кількості сильних землетрусів; механізм, який викликає змінну напругу на стиках тектонічних плит, що впливає тільки на слабкі землетруси.

Висловлені у роботі [25] уявлення про зв'язок сейсмічної активності на земній кулі з процесами в її надрах вказують на те, що у результаті ексцентричного обертання оболонки Землі довкола зміщеного ядра виникає тиск з боку твердого внутрішнього ядра та навколишнього розплаву (зовнішнього ядра) на мантію, який видавлює оболонку зсередини. У інших областях планети виникають сили, які стискають оболонку кулі, втягуючи її всередину до ядра. Цей процес має дві складові, а саме: вплив за рахунок річного переміщення центру ядра відносно центру земної кулі (рисунок 1.18); вплив за рахунок ексцентричного обертання ядра відносно нижньої мантії, де за рахунок різниці в кутових швидкостях обертання ядра та нижньої мантії виникають зони підвищеного тиску й розрядки. Існування цих зон буде підтримуватися до тих пір, доки існує різниця в кутових швидкостях обертання та зміщення ядра.

В той же час, для отримання порівняльної оцінки рівня небезпеки життєдіяльності в умовах прояву НС різного характеру зараз використовуються наступні методи: статистичний, що базується на аналізі статистики НС за локальними територіями протягом кількох років для визначення показників небезпеки; імовірний, оснований на застосуванні математичних моделей, що пов'язує передумови до виникнення НС із можливістю їх прояву; експертний, що базується на експертному оцінюванні у поєднанні з теорією нечітких множин.

Перевагою статистичного методу є об'єктивність. Імовірний та експертний методи дозволяють враховувати джерела потенційної небезпеки, що виявляються у формі НС рідко, але наслідки від якої є катастрофічними. Однак імовірний метод є надзвичайно громіздким і трудомістким, вимагає великого числа вихідних даних, що призводить до низької точності одержуваних результатів. За відсутністю апробованих математичних моделей і досить достовірних вихідних даних для них оцінку впливу на можливість реалізації масштабних НС великого числа важко формалізованих вихідних даних доцільно проводити експертним методом.

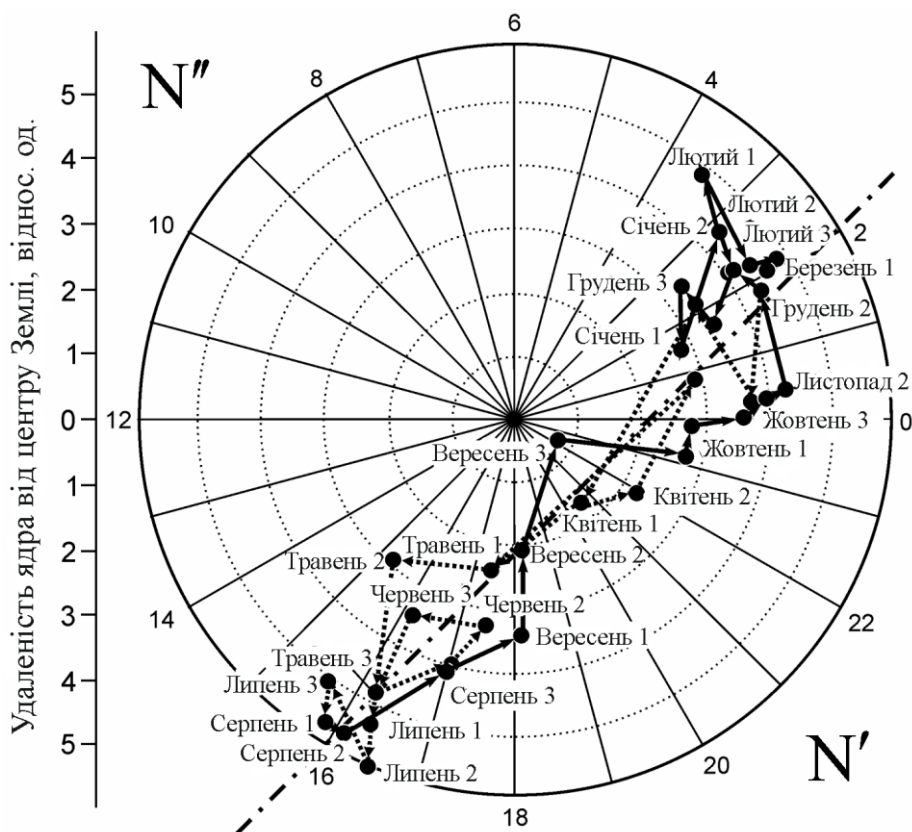


Рисунок 1.18 – Траса руху центру внутрішнього ядра у середині Землі протягом року (вид з боку полюсу) [25]

Так, перспективи використання статистично-імовірносного підходу щодо прогнозування землетрусів на окремій території Земної кулі, без врахування впливу зовнішніх для цієї території (як елементу системи нелінійних енергетичних взаємодій Сонце–Земля–Місяць) факторів, наведені в роботі [26]. В цій роботі представлені результати дослідження прогнозування землетрусів у північно-західному районі В'єтнаму за допомогою неймереживих технологій.

В той же час одним з перспективних напрямків розвитку підходів щодо прогнозування землетрусів є оцінка рівня сейсмічної активності локальної території в умовах впливу сейсмічної активності Земної кулі, як елемента системи нелінійних енергетичних взаємодій Сонце–Земля–Місяць. Це і визначає напрямок наших наукових досліджень в галузі цивільного захисту

щодо моніторингу та прогнозування НС тектонічного походження [27–29].

Таким чином, аналіз моделей прогнозу землетрусів показав, що існуючі моделі формують два напрямки досліджень в галузі моніторингу та прогнозування НС тектонічного походження [30–36].

По-перше, це дослідження фізичних законів механізму землетрусів. Ці дослідження вже досить тривалий час розвиваються в різних країнах світу та дають достовірні результати в питаннях дослідження процесу підготовки землетрусу. Найбільш відомі в цій галузі дослідження є: модель лавинно-нестійкого тріщиноутворення; дилатантно-дифузійна модель; консолідаційна модель підготовки землетрусу.

По-друге, це дослідження впливу зовнішніх для досліджуваної сейсмічно активної території Земної кулі факторів, які виникають у системі нелінійних енергетичних взаємодій Сонце–Земля–Місяць. Ці дослідження характеризуються двома особливо перспективними статистичними моделями, а саме: моделлю зв'язку між глобальними властивостями сейсмічної активності Земної кулі із швидкістю її осьового обертання; моделлю зв'язку між глобальними властивостями сейсмічної активності Земної кулі із просторово-коливальним рухом внутрішнього ядра планети і його впливу на оболонку Земної кулі.

## 2 КЛАСТЕРНИЙ АНАЛІЗ ТЕРИТОРІЙ ЗЕМЛІ ЗА КІЛЬКІСТЮ ВИНИКНЕННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ

Мета кластерного аналізу полягає у знаходженні груп схожих об'єктів у вибірці даних, так званих кластерів, які характеризуються наступними основними властивостями: щільність, дисперсія, розмір, форма та віддільність. Під щільністю мається на увазі властивість, яка дозволяє визначити кластер, як скупчення точок у просторі даних, відносно щільне у порівнянні з іншими областями простору, що містять або малу кількість точок або не містять їх взагалі. Дисперсія характеризує міру розсіювання точок у просторі відносно центра кластера. Розмір кластера тісно пов'язаний з дисперсією. Форма кластера визначається положенням точок у просторі. При зображенні кластерів у вигляді різних форм виникає необхідність визначення «зв'язаності» точок у кластері у вигляді відносної міри відстані між ними. Міри відстані зазвичай не обмежені зверху та залежать від вибору шкали (масштабу) вимірів. Віддільність характеризує міру перекриття кластерів і наскільки далеко один від одного вони розташовані у просторі [37–41].

При визначенні міри відстані однією з найбільш відомих відстаней є евклідова відстань, яка визначається як:

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_{z=1}^p (x_{iz} - x_{jz})^2}, \quad (2.1)$$

де  $d_{ij}$  – відстань між об'єктами  $i$  та  $j$ ;

$x_{iz}$  – абсолютне значення  $z$ -ї змінної для  $i$ -го об'єкта;

$x_{jz}$  – абсолютне значення  $z$ -ї змінної для  $j$ -го об'єкта.

Проте при аналізі міри відстані оцінка схожості сильно залежить від відмінностей у зрушеннях даних; так, змінні, що характеризуються великими абсолютними значеннями та стандартними відхиленнями, можуть зменшити

вплив змінних, які характеризуються малими абсолютними значеннями та стандартними відхиленнями. Тому для зменшення цього впливу в роботі перед визначенням міри відстані  $d_{ij}$  проведений процес стандартизації даних, що базується на нормалізації змінних до одиничної дисперсії та нульового середнього:

$$X_{iz}^* = \frac{X_{iz} - M[X_i]}{\sigma_{X_i}}; \quad X_{jz}^* = \frac{X_{jz} - M[X_j]}{\sigma_{X_j}}, \quad (2.2)$$

где  $X_{iz}^*$ ,  $X_{jz}^*$  – стандартизовані значення z-х змінних для і-го та j-го об'єктів;

$M[X_i]$ ,  $M[X_j]$  – математичні очкування, характерні для змінних і-го та j-го об'єктів;

$\sigma_{X_i}$ ,  $\sigma_{X_j}$  – стандартні відхилення, характерні для змінних і-го та j-го об'єктів.

Відомі методи кластерного аналізу можна розподілити на дві групи – ієрархічні та неієрархічні методи.

Суть ієрархічної кластеризації полягає у послідовному об'єднанні менших кластерів у великі, так звані агломеративні методи, або в розділенні великих кластерів на менші, так звані дивізімні методи.

Використання методу Варда [37, 38] як одного з широко використовуваних агломеративних методів при ієрархічній кластеризації основних змінних, що визначають умови функціонування системи Сонце–Земля–Місяць та прояву сейсмічної активності локальних територій Земної кулі, а також при ієрархічній кластеризації сейсмічно активних локальних територій Земної кулі відповідно за значеннями цих змінних, дозволило нам отримати нові результати.

Перевага методу Варда полягає в тому, що він відрізняється від усіх інших агломеративних методів, оскільки використовує методи дисперсійного

аналізу для оцінки відстані між кластерами. Метод мінімізує суму квадратів дисперсії для кластерів, які можуть бути сформовані на кожному кроці.

Для проведення кластерного аналізу території Земної кулі за рівнем сейсмічної активності в роботі використана система поділу карт на окремі листи, яка заснована на міжнародній розграфці карт масштабу 1:1000000 відповідно до даних рисунку 2.1. При цьому, розбивка на ряди паралелями проводиться від екватора через кожні  $4^\circ$  широти. Ряди позначають буквами латинського алфавіту: A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O, P, Q, R, S, T, V, W. Колони в своїх межах збігаються із  $6^\circ$  зонами проекції Гаусса-Крюгера, але нумерація їх ведеться від меридіана  $\pm 180^\circ$  на схід. Колони позначаються (за номерами) арабськими цифрами.

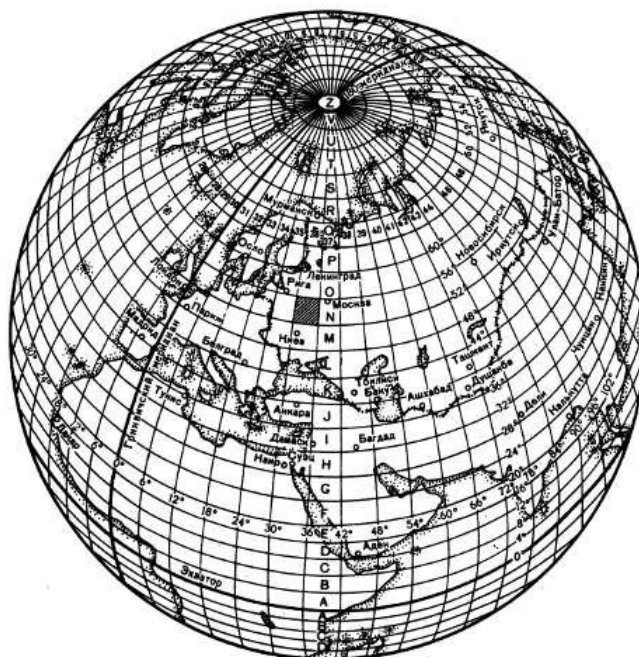


Рисунок 2.1 – Схема системи розподілу карт на окремі листи

В роботі визначені заходи евклідових відстаней між стандартизованими значеннями змінних, що визначають ступінь сейсмічної активності сейсмічно активних локальних територій Земної кулі (отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000) за період 2009 – 2018 рр. Вхідна вибірка включала 4558 спостережень виникнення

землетрусів з магнітудою  $M \geq 4$  балів за шкалою Ріхтера по 2640 локальним територіям Земної кулі. Для кластерного аналізу локальних територій Земної кулі за ступенем сейсмічної активності використані наступні показники:  $K$  – кількість землетрусів;  $M_{\max}$  – максимальна магнітуда виникли землетрусів;  $M_{\min}$  – мінімальна магнітуда виникли землетрусів. Фрагмент результатів розрахунків представлений в таблиці 2.1.

Таблиця 2.1 – Фрагмент результатів розрахунків евклідових відстаней між стандартизованими значеннями змінних, що визначають ступінь сейсмічної активності сейсмічно активних локальних територій Земної кулі, які отримані в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за період 2009 – 2019 рр.

|        |        |        |        |        |   |       |        |        |       |
|--------|--------|--------|--------|--------|---|-------|--------|--------|-------|
|        | N-A-15 | N-A-16 | N-A-17 | N-A-18 | . | S-Q-1 | S-Q-55 | S-Q-56 | S-T-6 |
| N-A-15 | 0,0    | 0,4    | 2,3    | 1,7    | . | 0,3   | 1,2    | 1,7    | 0,6   |
| N-A-16 | 0,4    | 0,0    | 2,7    | 2,1    | . | 0,2   | 1,2    | 1,8    | 0,5   |
| N-A-17 | 2,3    | 2,7    | 0,0    | 0,6    | . | 2,6   | 2,4    | 2,5    | 2,5   |
| N-A-18 | 1,7    | 2,1    | 0,6    | 0,0    | . | 2,0   | 1,9    | 2,0    | 1,9   |
| .      | .      | .      | .      | .      | . | .     | .      | .      | .     |
| S-Q-1  | 0,3    | 0,2    | 2,6    | 2,0    | . | 0,0   | 1,3    | 1,8    | 0,6   |
| S-Q-55 | 1,2    | 1,2    | 2,4    | 1,9    | . | 1,3   | 0,0    | 0,5    | 0,7   |
| S-Q-56 | 1,7    | 1,8    | 2,5    | 2,0    | . | 1,8   | 0,5    | 0,0    | 1,2   |
| S-T-6  | 0,6    | 0,5    | 2,5    | 1,9    | . | 0,6   | 0,7    | 1,2    | 0,0   |

Процес використання покрокового агломеративного методу для об'єднання сейсмічно активних (за показниками  $K$ ,  $M_{\max}$  і  $M_{\min}$ ) локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, в кластери за ступенем сейсмічної активності, представлений на рисунці 2.2.

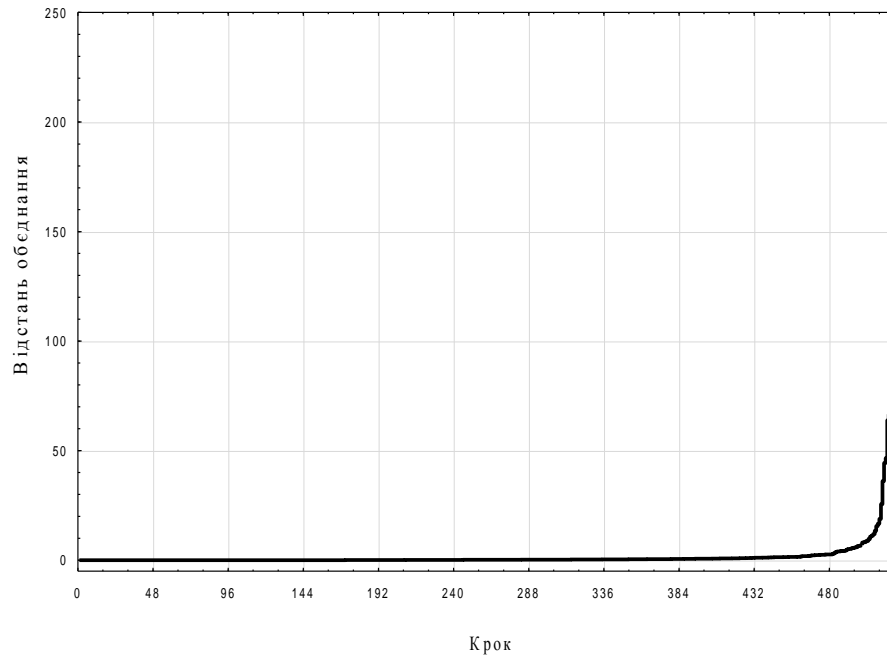


Рисунок 2.2 – Графік покорокового об'єднання сейсмічно активних локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, в кластери за ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр.

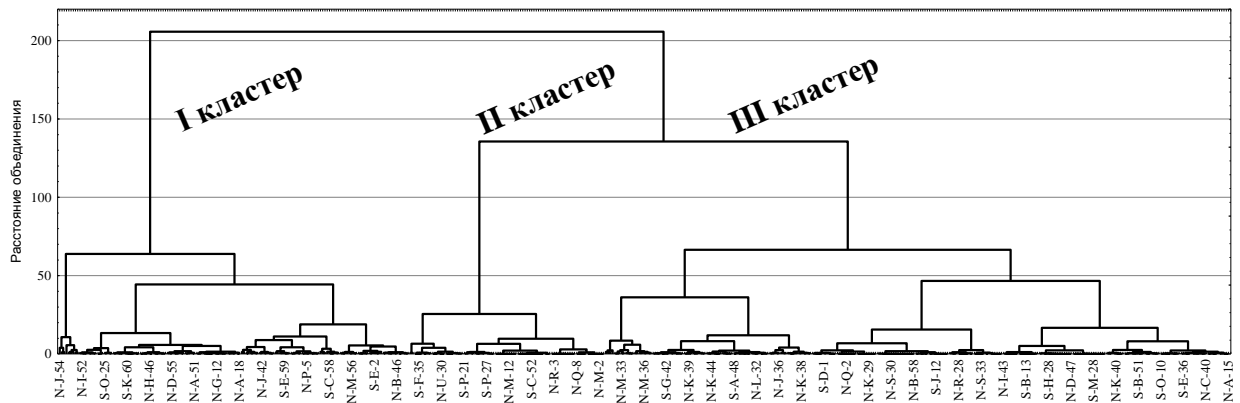


Рисунок 2.3 – Дендрограма кластеризації сейсмічно активних локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр. (на дендрограмі позначені номери карт з кроком в 10 одиниць)

Результат ієрархічної кластеризації методом Варда за ступенем сейсмічної активності (враховувалися землетрусу з магнітудою  $m \geq 4$  балів за шкалою Ріхтера) за період 2009 – 2018 рр. локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, представлений на рисунці 2.3 [42]. Видно, що проведення комплексного аналізу локальних територій Земної кулі за ступенем сейсмічної активності дозволило на відстані 100 одиниць евклідової відстані ранжирувати сейсмічно активну територію планети на три основних кластера.

До першого кластеру, з високим ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр., належать такі сейсмічно активні локальні території Земної кулі, отримані в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, а саме: N-A-17; S-L-18; N-D-46; N-J-55; S-E-18; N-B-46; S-E-60; N-E-55; N-N-59; N-N-9; N-C-52; N-N-60; N-A-46; N-A-47; S-F-19; S-E-2; N-D-15; S-I-19; N-E-14; S-E-58; N-H-45; S-A-53; S-A-50; N-D-16; N-L-56; N-M-56; S-K-59; N-G-41; N-G-54; N-N-2; N-J-43; N-A-52; S-C-57; S-A-47; S-D-58; S-C-58; S-J-18; N-G-51; S-B-54; S-H-1; N-B-17; N-H-54; N-N-3; N-R-6; N-F-51; N-P-5; N-K-33; N-K-43; N-B-51; N-I-53; N-N-57; S-H-19; S-I-1; N-C-51; S-B-52; S-E-59; S-C-50; S-O-26; N-L-55; S-B-48; N-G-52; N-J-38; N-O-58; S-B-55; S-G-1; N-J-42; N-O-6; N-H-40; N-I-54; N-I-35; N-J-35; N-H-52; N-N-1; N-K-34; N-K-35; N-A-18; N-D-54; N-C-20; S-B-18; N-O-57; S-M-58; N-C-17; S-P-26; S-A-55; N-E-13; N-G-12; S-D-18; N-F-47; N-J-44; S-N-32; N-H-12; S-H-18; N-N-46; S-F-20; S-O-35; N-A-51; S-B-53; N-G-46; N-M-57; S-C-51; N-B-52; S-A-54; S-A-51; S-A-52; S-D-2; N-D-55; S-J-60; S-I-18; N-B-47; N-C-54; N-I-11; N-C-19; S-E-19; S-A-56; N-E-19; N-H-46; N-L-45; S-B-50; S-A-27; S-O-55; N-H-48; N-K-10; N-K-55; N-M-9; S-A-28; S-K-60; N-O-4; N-N-25; S-I-12; N-N-58; N-N-56; S-I-60; N-C-45; S-L-58; S-F-58; S-O-25; N-C-46; N-H-41; S-P-23; N-E-16; N-E-18; N-R-54; S-A-18; N-F-46; N-I-46; N-I-52; S-C-48; N-I-38; S-E-1; N-K-54; S-B-56; S-F-59; N-L-35; N-J-34; S-F-1; N-J-54.

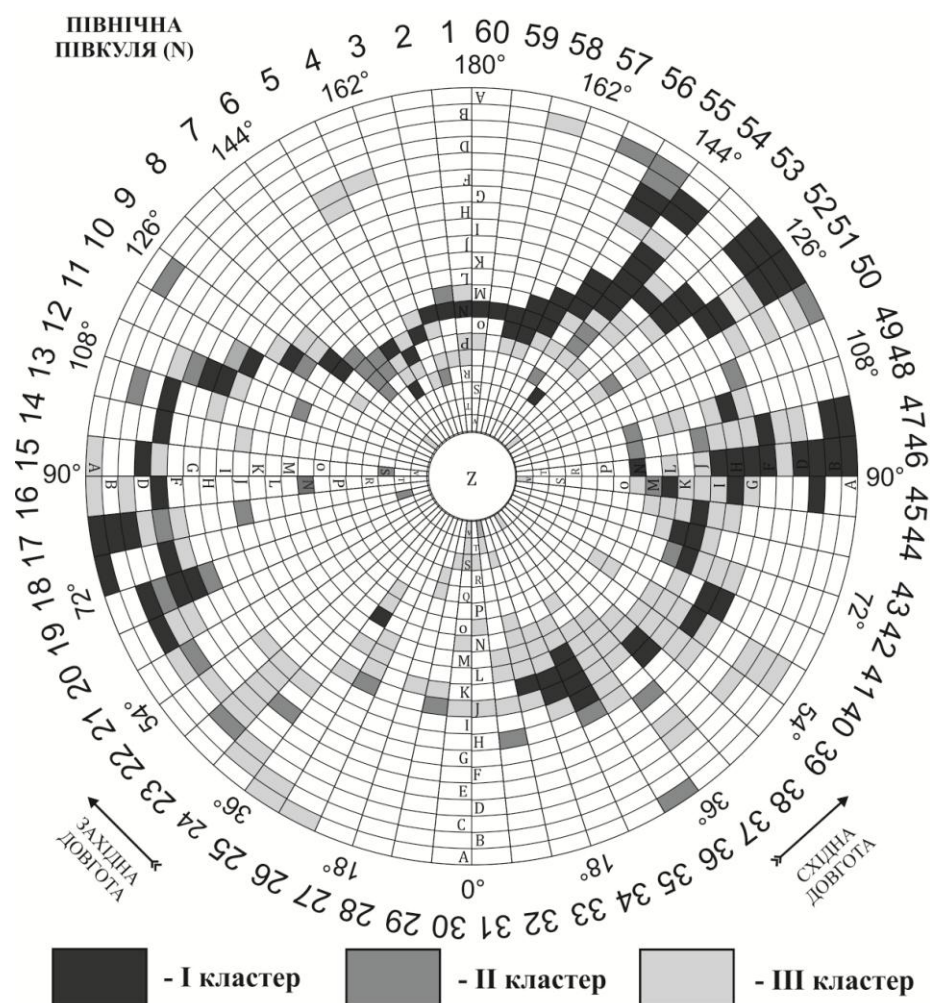


Рисунок 2.4 – Картографічне представлення результатів кластеризації сейсмічно активних локальних територій північної півкулі Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр.

До другого кластеру, із середнім ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр., належать такі сейсмічно активні локальні території Земної кулі, отримані в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, а саме: N-A-36; N-F-24; N-M-2; N-Q-55; S-C-55; S-F-55; S-G-43; S-G-56; N-G-37; N-J-29; N-L-10; N-N-48; N-Q-8; N-B-10; N-D-19; N-G-19; N-G-49; S-A-29; S-O-29; S-T-6; N-H-32; N-M-45; N-R-3; N-U-31; N-B-56; N-P-7; S-P-20; N-J-47; N-N-51; N-N-54; N-T-18; S-C-47; S-C-52; S-G-11; S-H-11; S-I-14; S-J-14; S-J-54; S-Q-55; N-H-35; N-J-17; N-J-26; N-M-12; S-M-52; S-O-57; N-M-

54; N-S-15; S-F-49; S-J-19; N-C-55; N-P-8; S-C-36; S-P-27; N-H-11; N-K-42; S-G-44; S-G-52; S-L-36; N-D-21; N-O-8; S-G-20; S-H-20; S-P-21; N-A-50; N-N-8; S-N-57; N-B-55; N-O-7; S-O-27; S-P-28; S-Q-56; N-C-23; N-U-30; S-C-46; S-L-46; S-M-54; S-P-35; N-C-13; S-C-19; N-N-47; S-N-21; N-F-12; S-F-35; S-N-31; S-O-28; N-E-17; S-B-46.

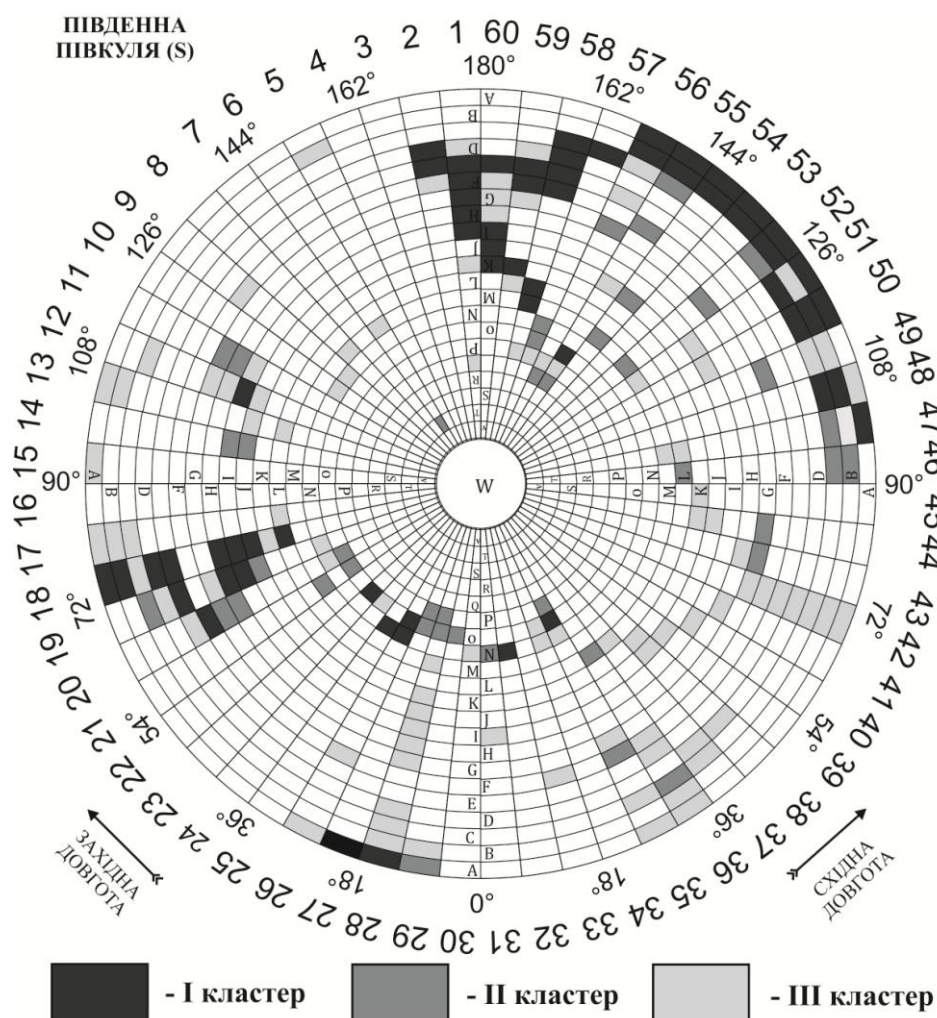


Рисунок 2.5 – Картографічне представлення результатів кластеризації сейсмічно активних локальних територій південної півкулі Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр.

До третього кластеру, з низьким ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр., належать такі сейсмічно активні локальні території

Земної кулі, отримані в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, а саме: N-A-15; S-J-39; S-M-51; N-J-45; S-H-41; S-C-56; S-N-8; S-O-9; S-K-28; S-Q-1; N-C-40; N-J-52; S-L-47; N-E-15; S-K-45; N-Q-5; S-H-43; N-J-31; N-L-18; S-C-37; S-E-36; S-H-12; N-B-18; N-H-47; S-K-38; S-P-24; N-C-18; S-B-28; N-J-14; N-D-37; S-O-10; N-B-50; S-I-28; S-J-28; N-P-1; N-J-46; S-O-19; S-D-19; N-D-50; N-I-48; S-B-51; N-J-30; S-A-17; S-B-17; N-E-20; N-L-9; S-P-56; N-D-22; N-F-18; S-N-6; N-K-40; S-L-59; N-F-50; S-F-36; S-A-35; N-A-16; N-C-21; N-H-24; N-H-36; S-J-55; S-M-28; S-P-58; N-O-53; N-R-4; S-A-15; S-E-56; S-F-26; S-G-35; S-G-59; S-I-11; N-D-47; N-F-17; N-I-12; N-K-28; S-K-18; S-N-30; S-O-34; N-L-25; N-P-57; N-T-30; S-H-28; S-C-17; S-L-17; S-J-13; S-O-20; N-B-24; N-K-48; N-N-45; S-A-13; S-B-13; S-B-29; S-I-51; S-M-47; N-D-20; N-L-43; N-L-48; N-Q-1; S-I-31; S-N-35; N-I-43; N-A-25; N-H-22; N-N-30; N-O-54; N-O-55; S-D-42; N-O-3; N-Q-31; N-S-33; N-V-30; N-V-36; S-B-36; N-D-40; N-M-26; N-E-4; N-L-53; N-O-40; N-Q-22; N-R-28; N-F-5; N-L-46; N-M-44; S-F-33; N-B-25; N-F-19; N-M-37; S-C-42; S-D-37; S-J-12; S-J-44; N-E-23; S-E-20; N-I-32; S-C-18; S-J-38; S-P-57; S-F-42; S-K-44; N-B-58; N-E-12; N-F-55; N-O-56; S-K-1; S-L-37; S-P-55; N-P-10; N-P-6; N-Q-3; N-S-30; S-B-5; S-C-12; S-F-9; S-I-50; S-G-28; N-B-40; N-G-45; N-J-32; N-K-29; S-L-13; N-P-60; N-Q-6; N-U-51; S-A-26; N-C-24; N-L-26; N-O-36; N-O-51; N-Q-2; N-V-45; S-B-42; S-C-28; S-A-42; N-D-23; S-D-59; S-G-12; S-D-28; N-E-47; S-D-1; N-G-23; N-K-26; N-P-25; N-J-25; N-G-42; N-A-26; N-J-37; N-G-40; N-L-44; N-K-38; N-S-29; N-C-16; N-J-53; N-K-9; S-B-47; S-F-2; N-H-39; S-G-60; S-D-38; N-J-36; N-M-32; N-J-40; N-K-37; N-O-5; N-D-17; N-J-41; N-Z-40; S-C-35; N-G-48; N-L-32; S-C-49; S-G-19; N-G-39; S-N-34; N-G-47; N-P-58; N-K-45; S-A-36; N-H-53; S-A-48; N-D-51; N-E-51; N-E-46; S-I-40; N-F-54; N-E-5; N-J-10; S-E-42; N-F-23; N-K-44; N-M-55; N-S-31; N-D-39; N-I-40; N-Q-28; N-K-53; N-N-4; N-O-25; N-H-42; N-K-39; N-I-36; N-N-40; N-E-37; S-H-60; N-V-29; S-B-49; N-I-44; N-I-45; N-H-44; S-G-42; N-I-47; N-T-32; N-I-42; N-L-51; N-L-54; N-O-49; N-I-34; N-L-37; N-L-33; N-M-36; N-I-39; N-N-33; N-K-36; N-L-34; N-J-33; S-F-60; N-M-1; N-J-39; N-L-36; N-M-33; N-L-38; N-O-33; N-U-11; N-M-34; N-M-35; N-N-35; N-N-34.

Решта локальних територій Земної кулі, отримані в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, не була сейсмічно активна за період 2009–2018 рр.

Отримані результати кластеризації локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр. представлені в графічному вигляді для північної півкулі на рисунці 2.4, для південної півкулі на рисунці 3.5. Узагальнені результати представлені на рисунці 3.6 [42].

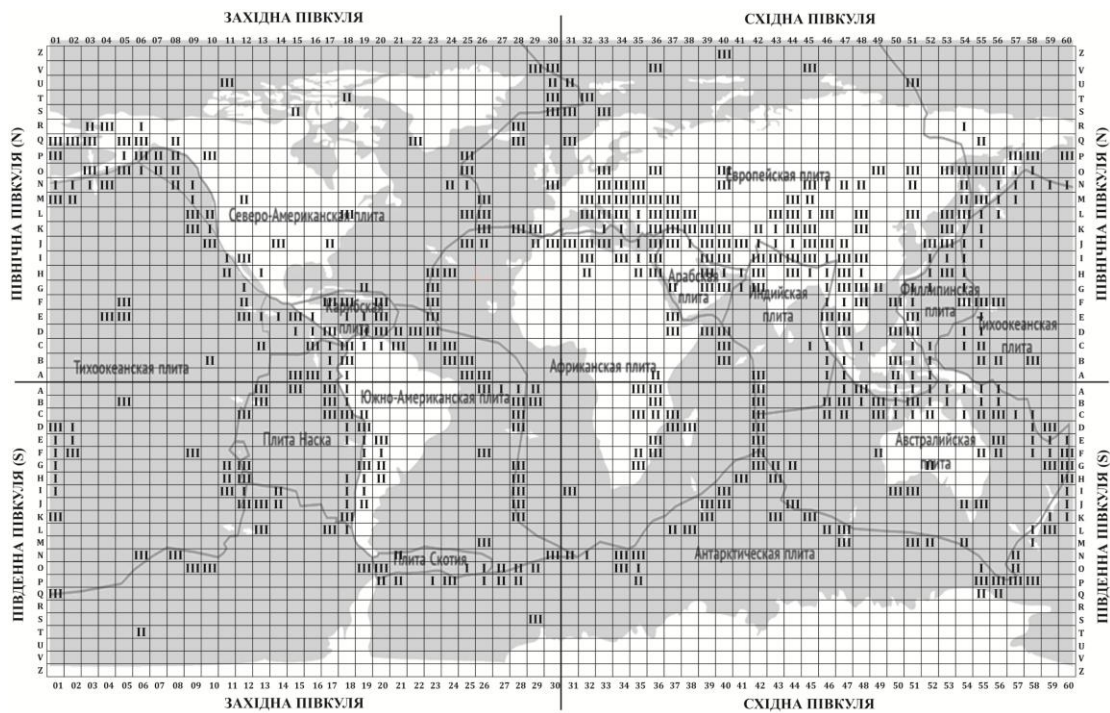


Рисунок 2.6 – Картографічне представлення результатів кластеризації сейсмічно активних локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за ступенем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр.

З аналізу даних рисунків 2.4–2.6 видно, що: 1) територія Земної кулі ділиться на райони з різним рівнем сейсмічної активності, і, відповідно, з різним ступенем ризику прояви НС тектонічного походження; 2) сейсмічно

активні локальні території концентруються уздовж розділу літосферних плит;  
3) виникнення землетрусів в сейсмічно активних локальних територіях синхронізовано з кінетикою і енергетикою руху Земної кулі в системі Сонце–Земля–Місяць.

Результати кластеризації території планети за рівнем сейсмічної активності за період 2009–2018 рр. дозволило виділити наступні зони з відносно високим ступенем сейсмічної активності. Ці зони об'єднали локальні території Земної кулі, отримані в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000 і потрапили в перший кластер. Зони з відносно високим ступенем сейсмічної активності перебувають: в північній півкулі: уздовж розділу Європейської та Тихоокеанської плит; навколо Філіппинської плити; уздовж розділу Північно-Американської та Тихоокеанської плит; навколо Карибської плити; в південній півкулі: уздовж розділу Австралійської і Тихоокеанської плит; уздовж розділу Південно-Американської плити і плити Наска.

Отримані таким чином зони з відносно низьким ступенем сейсмічної активності перебувають: в північній півкулі: переважно вздовж південної частини Європейської плити на її розділі з Африканської, Арабської і Індійської плитами; уздовж розділу Європейської та Північно-Американської плит; в південній півкулі: переважно вздовж західної та східної частини Африканської плити на її розділі з Південно-Американської і Австралійської плитами; уздовж розділу Антарктичної плити з Тихоокеанської, Південно-Американської, Африканської і Австралійської плитами.

Таким чином, за допомогою методу ієрархічної кластеризації проведено ранжирування сейсмічно активних локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за основними параметрами, що визначає рівень сейсмічної активності, а саме за кількістю виниклих землетрусів, а також діапазону магнітуд землетрусів, що виникли на певній локальній території землетрусів. В результаті об'єднання в кожному кластері, за методом Варда, значень цих

змінних за період 2009–2018 рр., встановлений ефект поділу сейсмічно активних локальних територій Земної кулі на три основних кластера, які характеризуються відносно високим, середнім і низьким ступенями сейсмічної активності.

Об'єднання проранжованих сейсмічно активних локальних територій Земної кулі у відповідні за рівнем небезпеки зони дозволило встановити, що зони з відносно високим ступенем сейсмічної активності перебувають: уздовж розділу Європейської та Тихоокеанської плит; навколо Філіппинської плити; уздовж розділу Північно-Американської та Тихоокеанської плит; навколо Карибської плити; уздовж розділу Австралійської і Тихоокеанської плит; уздовж розділу Південно-Американської плити і плити Наска. Отримані таким чином зони з відносно низьким ступенем сейсмічної активності перебувають: переважно вздовж південної частини Європейської плити на її розділі з Африканської, Арабської і Індійської плитами; уздовж розділу Європейської та Північно-Американської плит; переважно вздовж західної та східної частини Африканської плити на її розділі з Південно-Американської і Австралійської плитами; уздовж розділу Антарктичної плити з Тихоокеанської, Південно-Американської, Африканської і Австралійської плитами.

## 3 КЛАСТЕРНИЙ АНАЛІЗ ТЕРИТОРІЙ ЗЕМЛІ ЗА КІЛЬКІСТЮ ВИНИКНЕННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ

### 3.1. Особливості нейромережевого прогнозування землетрусів

Перевага штучних нейронних мереж (ШНМ) перед класичними методами статистичного аналізу даних полягає у можливості апроксимації за експериментальними даними будь-яких скільки завгодно складних нелінійних залежностей довільного та невідомого виду. Інша суттєва особливість нейронних мереж полягає у тому, що залежність між вхідними та вихідними даними знаходиться у процесі навчання мережі[43–45].

Штучна нейронна мережа складається з певної кількості «штучних нейронів». Нейрон має декілька каналів вводу інформації, так звані дендрити, та канал виводу інформації – аксон. Аксон нейрона поєднується з дендритами інших нейронів за допомогою синапсів.

На рисунці 3.1 представлено графічну модель нейрона, де видно, що через декілька вхідних каналів  $j$ -й нейрон отримує сигнали  $x_i$  від інших нейронів, кожен з яких множиться на  $w_{j,i}$  – вагу синаптичного зв'язку між виходом  $i$ -го нейрона та входом  $j$ -го нейрона, позитивне значення якої відповідає збуджувальним синапсам, а негативне – гальмуючим синапсам. Значення  $w_{j,i} = 0$  свідчить про відсутність зв'язку між  $i$ -м та  $j$ -м нейронами. Надалі виконується операція підсумовування у блоці «Суматор» перетворених вхідних сигналів і додається поріг збудження (активації)  $b_j$ .

Стан нейрона описується наступним виразом:

$$u_j = \sum_{i=1}^N w_{j,i} x_i + b_j, \quad (3.1)$$

де  $x_i$  – вхідні сигнали,  $i = 1, \dots, N$ .

Індекс  $j$  відноситься до номера нейрона, який розглядається у мережі, індекс  $i$  вказує на номер синаптичного зв'язку.

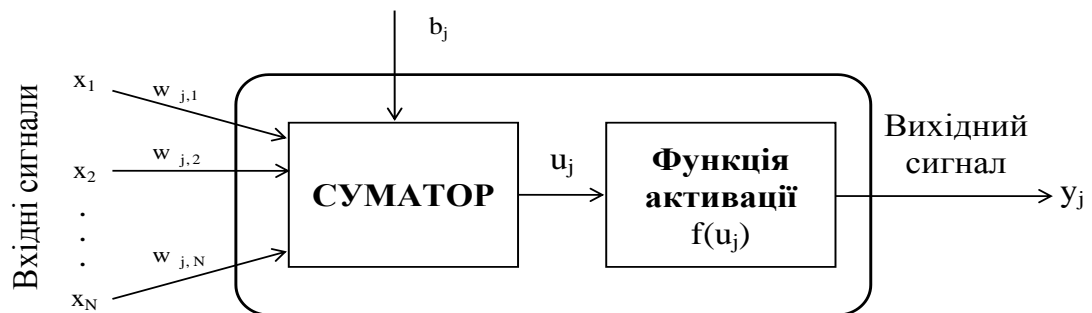


Рисунок 3.1 – Схема штучного нейрона

Отриманий нейроном сигнал перетворюється за допомогою нелінійної функції активації у вихідний сигнал  $y_j = f(u_j)$ .

Найбільш часто в якості функції активації використовується так званий сигмоид, який має наступний вигляд:

$$f(u_j) = \frac{1}{1 + e^{-\alpha u_j}}. \quad (3.2)$$

Основна перевага цієї функції в тому, що вона диференційована на всій осі абсцис і має дуже просту похідну:

$$f'(u_j) = \alpha f(u_j)(1 - f(u_j)). \quad (3.3)$$

Потужним інструментом пошуку закономірностей, прогнозування та якісного аналізу є нейроні мережі зворотного поширення. Таку назву – мережі зворотного поширення (back propagation) вони отримали через використовуваний алгоритм навчання, в якому помилка поширюється від вихідного шару до вхідного, тобто в напрямку, протилежному напрямку поширення сигналу при нормальному функціонуванні мережі.

Нейрона мережа зворотного поширення складається з декількох шарів нейронів, причому кожен нейрон шару  $i$  пов'язаний з кожним нейроном шару  $i + 1$ , тобто мається на увазі повно пов'язана нейрона мережа.

Задача навчання нейронної мережі зводиться до знаходження функціональної залежності  $Y = f(U)$  де  $U$  – вхідний, а  $Y$  – вихідний вектори. У загальному випадку така задача, при обмеженому наборі вхідних даних, має безліч рішень. Для обмеження простору пошуку при навчанні ставиться завдання мінімізації цільової функції помилки нейронної мережі, яка знаходиться за методом найменших квадратів:

$$E(w) = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^p (y_j - d_j)^2, \quad (3.4)$$

де  $y_j$  – значення  $j$ -го виходу нейромережі;

$d_j$  – цільове значення  $j$ -го виходу;

$p$  – число нейронів у вихідному шарі.

Навчання нейромережі виробляється методом градієнтного спуску, тобто на кожній ітерації зміна ваги здійснюється за формулою:

$$\Delta w_{j,i} = -h \frac{dE(w)}{dw_{j,i}}, \quad (3.5)$$

де  $h$  – параметр, що визначає швидкість навчання.

При цьому,

$$\frac{dE(w)}{dw_{j,i}} = \frac{dE(w)}{dy_j} \cdot \frac{dy_j}{dS_j} \cdot \frac{dS_j}{dw_{j,i}}, \quad (3.6)$$

де  $S_j = \sum_{i=1}^N w_{j,i} x_i$  – зважена сума вхідних сигналів.

Крім того, множник

$$\frac{dS_j}{dw_{j,i}} = x_i, \quad (3.7)$$

де  $x_i$  – значення  $i$ -го входу нейрона.

Далі розглянемо визначення першого множника формули (3.8).

$$\frac{dE(w)}{dy_j} = \sum_k \frac{dE(w)}{dy_k} \cdot \frac{dy_k}{dS_k} \cdot \frac{dS_k}{dy_j} = \sum_k \frac{dE(w)}{dy_k} \cdot \frac{dy_k}{dS_k} \cdot w_{j,k}^{(n+1)}, \quad (3.8)$$

де  $k$  – число нейронів в шарі  $n + 1$ .

Введемо допоміжну змінну

$$\delta_j^{(n)} = \frac{dE(w)}{dy_j} \cdot \frac{dy_j}{dS_j}. \quad (3.9)$$

Тоді рекурсивна формула для визначення  $n$ -го шару, за умов відомості наступного  $n + 1$ -го шару, має вигляд:

$$\delta_j^{(n)} = \left[ \sum_k \delta_k^{(n+1)} \cdot w_{j,k}^{(n+1)} \right] \cdot \frac{dy_j}{dS_j}. \quad (3.10)$$

Для останнього шару нейромережі рекурсивна формула має вигляд:

$$\delta_j^{(N)} = [y_i^{(N)} - d_i] \cdot \frac{dy_j}{dS_j}. \quad (3.11)$$

У зв'язку з цим, вираз (3.5) можливо записати в розкритому вигляді, як

$$\Delta w_{j,i}^{(n)} = -h \cdot \delta_j^{(n)} \cdot x_i^n. \quad (3.12)$$

Отримані математичні залежності лягли в основу роботи алгоритму щодо навчання нейромережі, який має вигляд:

- 1) подати на вхід нейронної мережі один із потрібних образів та визначити значення виходів нейронів нейромережі;
- 2) розрахувати  $\delta_j^{(N)}$  для вихідного шару нейронної мережі за формулою (3.13) та розрахувати зміни ваг вихідного шару  $N$  за формулою (3.14);
- 3) розрахувати за формулами (3.10) і (3.12) відповідно  $\delta_j^{(n)}$  і  $\Delta w_{j,i}^{(n)}$  для інших шарів нейромережі, де  $n = N - 1, \dots, 1$ ;
- 4) скорегувати всі ваги нейромережі:

$$\Delta w_{j,i}^{(n)} = w_{j,i}^{(n)}(t - 1) + w_{j,i}^{(n)}(t); \quad (3.13)$$

- 5) якщо помилка істотна, то перейти на крок 1.

На етапі 2 мережі по черзі у випадковому порядку пред'являються вектора з навчальної послідовності.

Відповідно до представленого алгоритму щодо навчання нейромережі та відповідно до мети дисертаційних досліджень у роботі забезпечено, шляхом будови ШНМ регресійної моделі, прогнозування землетрусів на території Земної кулі як складової системи нелінійних енергетичних взаємодій Сонце–Земля–Місяць.

## 3.2. Результати нейромережевого прогнозування землетрусів

### 3.2.1. Нейромережеве прогнозування імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів, як району з великою сейсмічною активністю

Будову моделі ШНМ та аналіз даних проведено з використанням статистичного пакета STATISTICA 12.

Для обґрунтування вибору функції активації нейронів як деякої нелінійної функції, що моделює процес передачі збудження, було проведено аналіз наступних типів мереж – лінійна, радіальна базисна функція (РБФ) та багатошаровий перцептрон (БШП).

Лінійна модель реалізується мережею без проміжних шарів і у вихідному шарі має тільки елементи з лінійною функцією активації. Ваги відповідають елементам матриці, а пороги – компонентам вектора зміщення. Під час роботи ця мережа фактично перемножує вектор входів на матрицю ваг, а потім до отриманого вектора додається вектор зміщення. Тому, цей тип мереж за великої кількості входних змінних використовується лише для оцінки та перевірки гіпотези стосовно ефектів.

Мережі РБФ мають ряд переваг перед лінійними мережами, тому що архітектура цих мереж має проміжні шари з радіальних елементів, кожен з яких відтворює гаусові поверхні відгуку. Оскільки ці функції є нелійними, то для моделювання довільної функції немає потреби використовувати більше одного проміжного шару, тому у процесі моделювання необхідно лише взяти достатнє число радіальних елементів. Крім того, параметри лінійної комбінації у вихідному шарі можна повністю оптимізувати за допомогою добре відомих методів лінійного моделювання. При цьому процес оптимізації РБФ мережі потребує визначення кількості радіальних елементів, положення їх центрів і величини відхилень.

Частіше для вирішення задач моделювання та прогнозу

використовують багат шаровий персептрон, де кожен елемент мережі будує величину активації у вигляді виваженої суми входів із поправкою. Формування вихідного сигналу здійснюється шляхом проходу функції активації через передатну функцію. Тому в цьому типі мереж елементи організовані у плоску топологію з прямою передачею сигналу. Ця мережа інтерпретується як модель «вхід–вихід», в якій ваги та порогові значення є вільними параметрами. Тому БШП мережі можуть моделювати функцію практично будь-якого ступеня складності. Кількість шарів і кількість елементів у кожному шарі визначаються складністю функції. При цьому треба мати на увазі, що порівнюючи можливості РБФ і БШП мереж за адекватністю опису ці мережі мають різні представлення просторового моделювання, а саме РБФ – це групова модель, БШП – плоскінна.

Виходячи з цього, РБФ алгоритми мають більшу, у порівнянні з алгоритмами навчання БШП мереж, швидкість роботи, але вони є менш придатними для знаходження оптимальних рішень. Для досягнення високої адекватності РБФ мережею, з її більш ексцентричною поверхнею відгуку, потрібно більше, у порівнянні з БШП мережею, включення до архітектури кількості елементів та використання великого об'єму пам'яті комп'ютера.

Крім того, із груповим підходом пов'язане невміння РБФ мереж екстраполювати вихідні результати за межі відомих даних – при віддаленні від області початкових змінних значення функції відгуку швидко спадає до нуля. І навпаки, БШП мережі видають найбільш певні рішення при обробці даних, які сильно відхиляються у разі віддалення від області початкових змінних.

Наведене вище стало основою при обґрунтуванні БШП мереж для розробки представленої на рисунці 3.2 регресійної моделі – моделі прогнозування в районі Японських островів, як району з великою сейсмічною активністю. Це модель часового ряду, де вихідним показником є імовірність (за умов, що  $M \geq 5$  – магнітуда землетрусу) виникнення землетрусу ( $P$ ) в залежності від поточний час аналізу ( $t$ ).

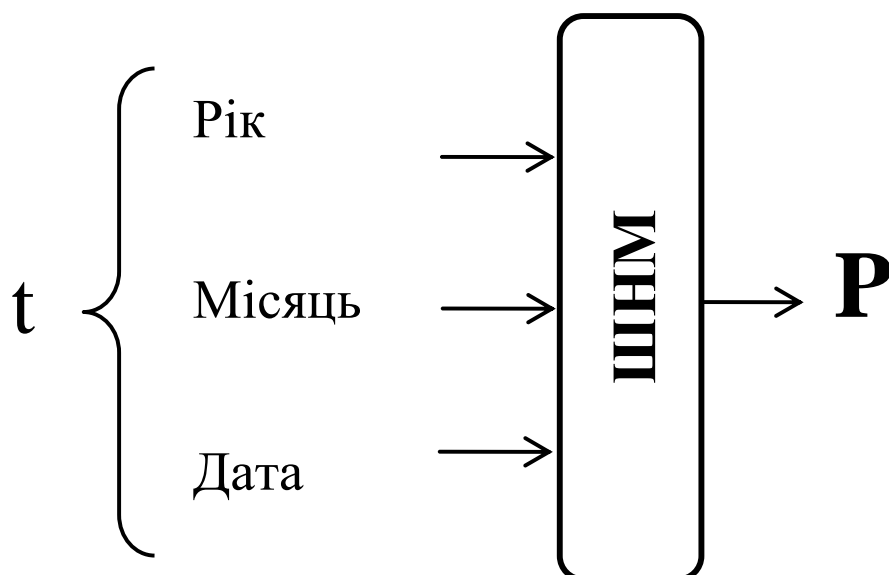


Рисунок 3.2 – Схема БШП моделі часового ряду щодо щоденного прогнозування імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів, як району з великою сейсмічною активністю

Для розробки представленої на рисунці 3.2 моделі обрано багатосаровий перцептрон. Вхідними параметрами цієї моделі є результати аналізу щомісячної динаміки виникнення землетрусів за 2009–2018 рр. у вигляді періодів між землетрусами ( $t_z$ ). Результати аналізу динаміки розмірів періодів між землетрусами ( $t_z(t)$ ) представлено на рисунці 3.3.

При розробці математичної моделі прогнозу рівня сейсмічної активності району Японських островів за показником  $P$  рішення про складність архітектури БШП базувалося на п'яти аналізах результатів навчання мереж, до складу яких випадково входило до п'ятисот нейромереж. Критерієм для вибору оптимальної мережі було відношення між похибкою прогнозу та складністю архітектури. Результати аналізу подані у таблиці 3.1.

Для навчання нейромереж всі спостереження було розділене на три вибірки. За умовчанням здійснювалося випадкове розділення спостережень між вибірками, щоб уникнути перенавчання мережі та для гарантування якісного узагальнення (прогнозування). Перша вибірка (Повчальна – 50%

спостережень) використовувалася для навчання мережі; друга (Контрольна – 25% спостережень) – для кросвалідації алгоритму навчання під час його роботи; третя (Тестова – 25% спостережень) – для остаточного незалежного тестування навченої нейромережі. Навчання проведене із швидкістю  $\eta = 0,01$ .

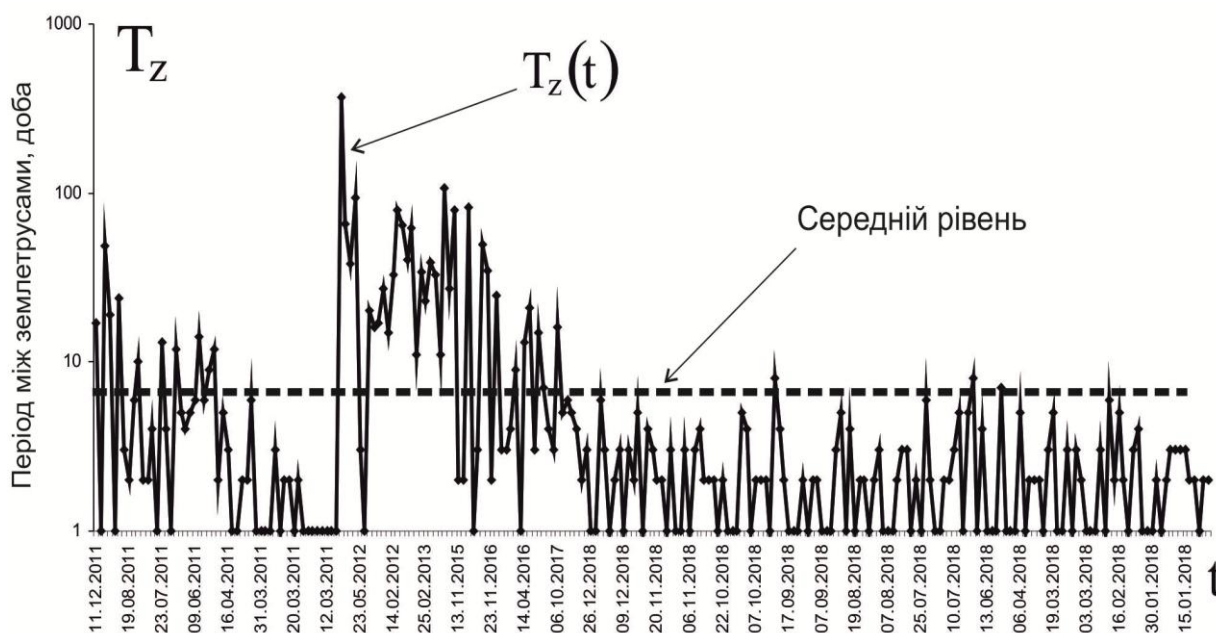


Рисунок 3.3 – Динаміка періодів між землетрусами в районі Японських островів

Представлені у таблиці 3.1 мережі характеризуються більш ефективним балансом між похибкою моделювання та складністю архітектури для аналізу часових рядів щодо прогнозу імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів. Це явилось основою для подальшого конструювання тришарової MLP 3-193-1 мережі, яка має три входу (рисунок 3.8), 193 елементів у схованому шарі та одну експоненціальну вихідну функцію трьох входів, представлено на рисунці 3.4.

Таблиця 3.1 – Статистичні характеристики трьохшарових перцептронів, які запропоновані «майстром рішень» як найкращі для нейромережевого аналізу часових рядів щодо прогнозу імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів

| № рішення                 | 1           | 2           | 3           | 4          | 5           |
|---------------------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|
| Архітектура               | MLP 3-193-1 | MLP 3-27-1  | MLP 3-138-1 | MLP 3-85-1 | MLP 3-119-1 |
| Продуктивність навчання   | 0,944       | 0,935       | 0,939       | 0,938      | 0,967       |
| Контрольна продуктивність | 0,859       | 0,634       | 0,859       | 0,884      | 0,727       |
| Тестова продуктивність    | 0,976       | 0,964       | 0,986       | 0,985      | 0,668       |
| Похибка навчання          | 0,010       | 0,011       | 0,011       | 0,011      | 0,032       |
| Контрольна похибка        | 0,031       | 0,062       | 0,030       | 0,025      | 0,041       |
| Тестова похибка           | 0,010       | 0,009       | 0,006       | 0,008      | 0,021       |
| Алгоритм навчання         | BFGS 17     | BFGS 37     | BFGS 16     | BFGS 15    | BFGS 65     |
| Функція помилки           | SOS         | SOS         | SOS         | SOS        | SOS         |
| Активіація схованого шару | Exponential | Sine        | Sine        | Logistic   | Logistic    |
| Активіація вихіду         | Exponential | Exponential | Exponential | Tanh       | Logistic    |

Примітка до таблиці 3.1: коди, які були використані для оптимізації мереж: BFGS b – алгоритм Бройдена – Флетчера – Гольдфарба – Шанно (Broyden – Fletche r – Goldfarb – Shanno); b – крок зупинки (мережа з найменшою помилкою на контрольній вибірці); SOS – метод зворотного поширення помилки.

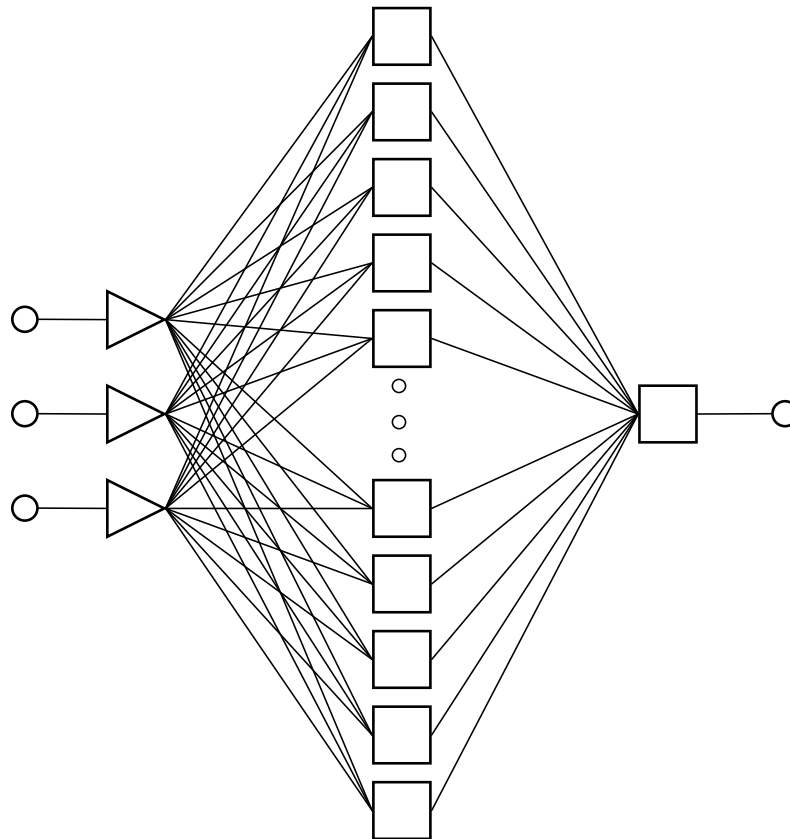


Рисунок 3.4 – Архітектура тришарового персептрона MLP 3-193-1 з логічною передачею сигналів для аналізу часових рядів щодо щоденного прогнозування імовірності виникнення землетрусів в районі Японських островів

Використання у даному випадку експоненціальної функції активації, з параметрами масштабування, ґрунтувалося на заданій частці розмаху логічної функції, рівної 0,9, що відповідає  $[0,05; 0,95]$  діапазону навчання нейронної мережі. Функцією активації схованого шару персептрона MLP 3-

193-1 є експоненціальна функція. Це дозволяє проводити незначну екстраполяцію даних. Крім того, використання логічних функцій стабілізує навчання.

Результати перевірки адекватності розробленої математичної нейромережевої моделі прогнозування землетрусів та прогностичної працездатності мережі MLP 3-193-1 представлені на рисунку 3.5, де спостерігається відношення між значеннями показника імовірність виникнення землетрусу ( $P$ ), що прогнозується мережею MLP 3-193-1, та показника "Остаток моделі" (різниця між фактичним та прогностичним значення).

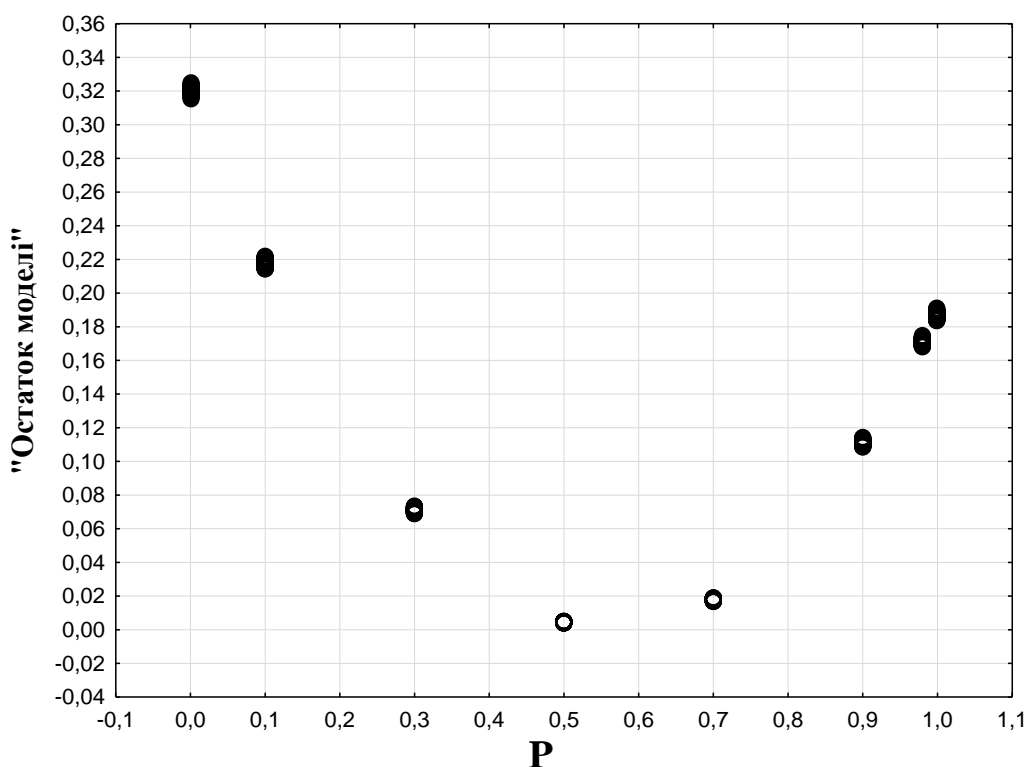


Рисунок 3.5 – Графік залежності між значеннями показника імовірність виникнення землетрусу ( $P$ ), що прогнозується мережею MLP 3-193-1, та показника "Остаток моделі" (різниця між фактичним та прогностичним значення)

Роботу навченої MLP 3-193-1 мережі продемонстровано на основі аналізу результатів сейсмічної активності в районі Японських островів у 2019 році. Результати прогнозу представлені у таблиці 3.2.

Таблиця 3.2 – Порівняльний аналіз між результатами прогнозування мережею MLP 3-193-1 імовірність виникнення землетрусу (P) та фактичним показником виникнення землетрусу ( $M \geq 5$ ) в районі Японських островів (дані про виникнення землетрусів у 2019 році були взяті з усієї вибірки випадковим образом)

| t | 2019 рік |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|---|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|   | 06.01    | 18.01 | 09.02 | 02.03 | 27.03 | 05.04 | 01.07 | 29.08 | 29.09 | 22.11 | 30.12 |
| P | 0,90     | 0,10  | 0,99  | 0,70  | 0,90  | 0,99  | 0,90  | 0,01  | 0,99  | 0,90  | 0,50  |
| M | 5,5      | 5,2   | 5,2   | 6,1   | 5,3   | 6,0   | 5,4   | 5,9   | 5,0   | 5,4   | 5,4   |

За результатами аналізу даних таблиці 3.2 необхідно висловити, що нейронна мережа MLP 3-193-1 та результати її прогнозу дозволяють констатувати адекватність, у відповідності до даних рисунці 3.5.

3.2.2. Нейромережеве прогнозування імовірності виникнення землетрусів в горах Вранча, як району що впливає на рівень небезпеки функціонування території України

В роботі проведено розробку моделі імовірності (P) виникнення землетрусів в горах Вранча, як району що впливає на рівень небезпеки функціонування території України, в залежності від поточний час аналізу (t).

Для розробки моделі (аналогічної моделі представленої на рисунці 3.2) обрано багатошаровий перцептрон. Вхідними параметрами цієї моделі є результати аналізу щоденної динаміки виникнення землетрусів в горах Вранча за 2009–2018 рр. у вигляді періодів між землетрусами ( $T_z$ ).

Результати аналізу динаміки розмірів періодів між землетрусами ( $T_z(t)$ ) представлено на рисунці 3.6.

При розробці математичної моделі прогнозу рівня сейсмічної активності гір Вранча за показником Р рішення про складність архітектури БШП базувалося на п'яти аналізах результатів навчання мереж, до складу яких випадково входило до п'ятисот нейромереж. Критерієм для вибору оптимальної мережі було відношення між похибкою прогнозу та складністю архітектури. Результати аналізу подані у таблиці 3.3.

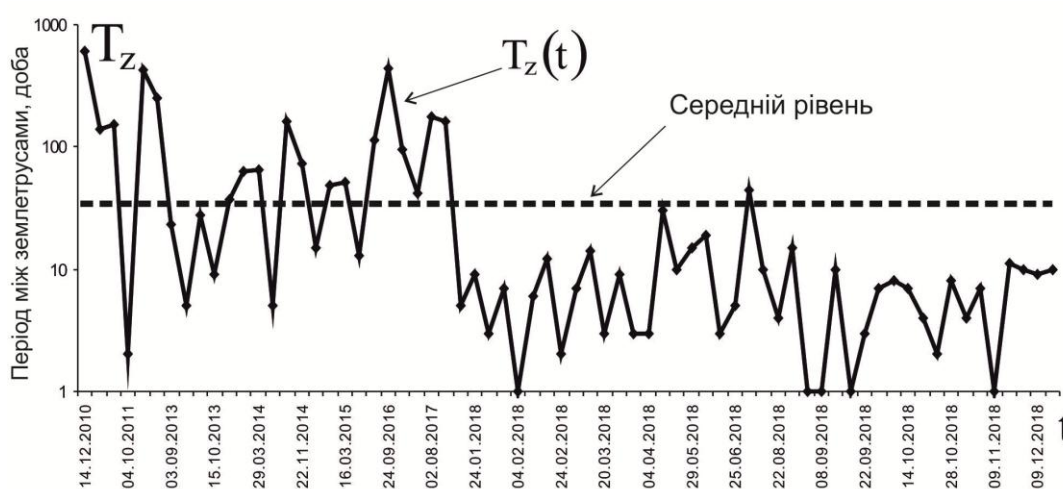


Рисунок 3.6 – Динаміка періодів між землетрусами в горах Вранча

Для навчання нейромереж всі спостереження було розділене на три вибірки. За умовчанням здійснювалося випадкове розділення спостережень між вибірками, щоб уникнути перенавчання мережі та для гарантування якісного узагальнення (прогнозування). Перша вибірка (Повчальна – 50% спостережень) використовувалася для навчання мережі; друга (Контрольна – 25% спостережень) – для кросвалідації алгоритму навчання під час його роботи; третя (Тестова – 25% спостережень) – для остаточного незалежного тестування навченої нейромережі. Навчання проведене із швидкістю  $\eta = 0,01$ .

Таблиця 3.3 – Статистичні характеристики трьохшарових перцептронів, які запропоновані «майстром рішень» як найкращі для нейромережевого аналізу часових рядів щодо прогнозу імовірності виникнення землетрусів в горах Вранча

| № рішення                 | 1           | 2           | 3           | 4          | 5           |
|---------------------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|
| Архітектура               | MLP 3-95-1  | MLP 3-110-1 | MLP 3-126-1 | MLP 3-80-1 | MLP 3-119-1 |
| Продуктивність навчання   | 0,430       | 0,389       | 0,223       | 0,342      | 0,267       |
| Контрольна продуктивність | 0,284       | 0,253       | 0,526       | 0,507      | 0,327       |
| Тестова продуктивність    | 0,276       | 0,197       | 0,217       | 0,218      | 0,168       |
| Похибка навчання          | 0,034       | 0,037       | 0,044       | 0,044      | 0,032       |
| Контрольна похибка        | 0,046       | 0,046       | 0,045       | 0,045      | 0,041       |
| Тестова похибка           | 0,043       | 0,044       | 0,045       | 0,045      | 0,021       |
| Алгоритм навчання         | BFGS 92     | BFGS 85     | BFGS 51     | BFGS 61    | BFGS 65     |
| Функція помилки           | SOS         | SOS         | SOS         | SOS        | SOS         |
| Активіація схованого шару | Logistic    | Logistic    | Exponential | Logistic   | Logistic    |
| Активіація вихіду         | Exponential | Tanh        | Logistic    | Tanh       | Logistic    |

Примітка до таблиці 3.3: коди, які були використані для оптимізації мереж: BFGS b – алгоритм Бройдена – Флетчера – Гольдфарба – Шанно (Broyden – Fletcher – Goldfarb – Shanno); b – крок зупинки (мережа з найменшою помилкою на контрольній вибірці); SOS – метод зворотного поширення помилки.

Представлені у таблиці 3.3 мережі характеризуються більш ефективним балансом між похибкою моделювання та складністю архітектури для аналізу часових рядів щодо прогнозу імовірності виникнення землетрусів в горах Вранча. Це явилось основою для подальшого конструювання тришарової MLP 3-95-1 мережі, яка має три входу (рисунок 3.2), 95 елементів у схованому шарі та одну експоненціальну вихідну функцію трьох входів, представлено на рисунці 3.7.

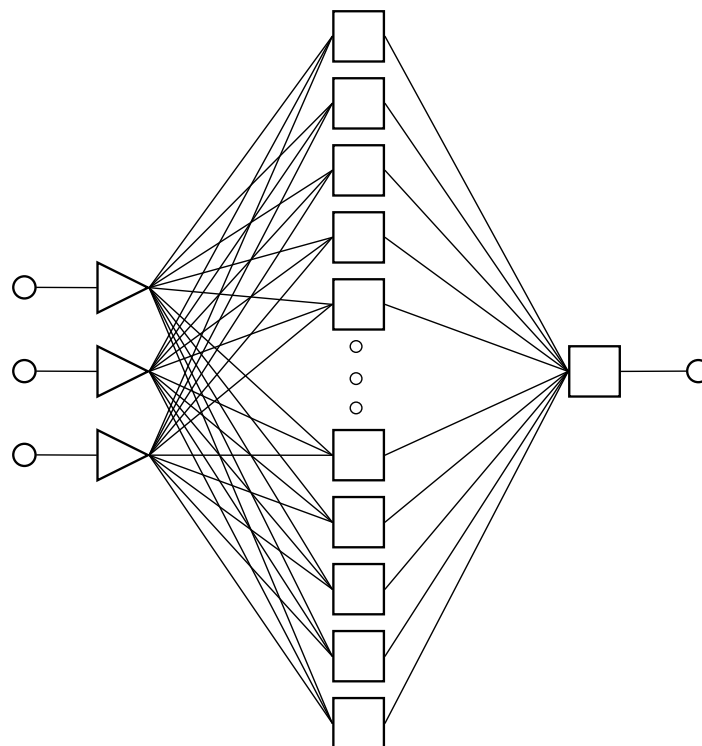


Рисунок 3.7 – Архітектура тришарового персептрона MLP 3-95-1 з логічною передачею сигналів для аналізу часових рядів щодо щоденного прогнозування імовірності виникнення землетрусів в горах Вранча

Використання у даному випадку експоненціальної функції активації, з параметрами масштабування, ґрунтувалося на заданій частці розмаху логічної функції, рівної 0,9, що відповідає  $[0,05; 0,95]$  діапазону навчання нейронної мережі. Функцією активації схованого шару персептрона MLP 3-95-1 є логістична функція. Це дозволяє проводити незначну екстраполяцію даних. Крім того, використання логічних функцій стабілізує навчання.

Результати перевірки адекватності розробленої математичної нейромережевої моделі прогнозування землетрусів та прогностичної працездатності мережі MLP 3-95-1 представлені на рисунку 3.8, де спостерігається відношення між значеннями показника імовірності виникнення землетрусу ( $P$ ), що прогнозується мережею MLP 3-193-1, та показника "Остаток моделі" (різниця між фактичним та прогностичним значення).

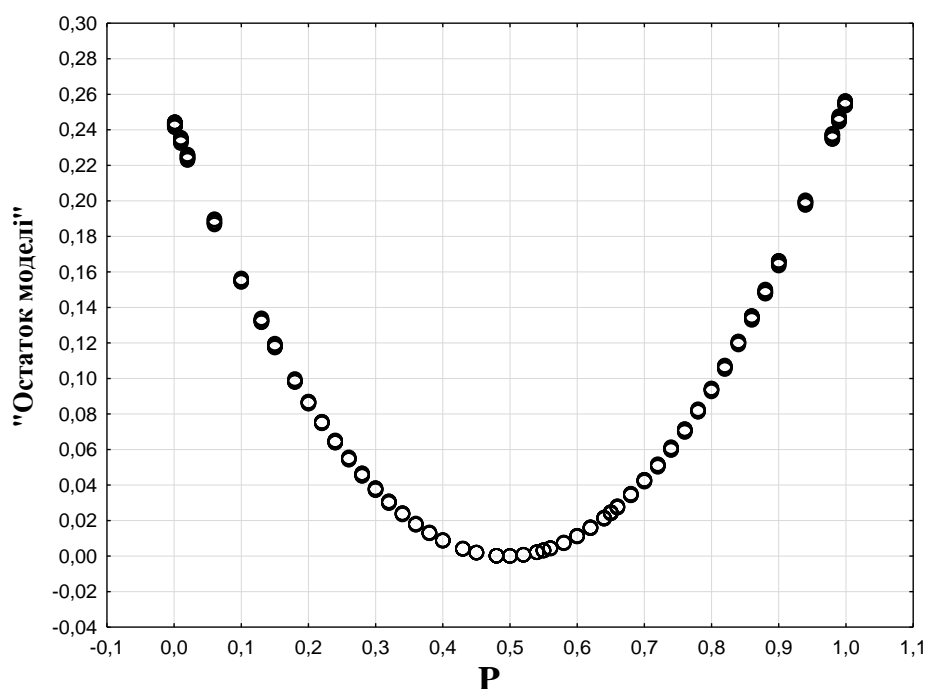


Рисунок 3.8 – Графік залежності між значеннями показника імовірності виникнення землетрусу ( $P$ ), що прогнозується мережею MLP 3-95-1, та показника "Остаток моделі" (різниця між фактичним та прогностичним значення)

Роботу навченої MLP 3-95-1 мережі продемонстровано на основі аналізу результатів сейсмічної активності в горах Вранча у 2019 році. Результати прогнозу представлені у табл. 3.4.

Таблиця 3.4 – Порівняльний аналіз між результатами прогнозування мережею MLP 3-193-1 імовірність виникнення землетрусу (P) та фактичним показником виникнення землетрусу ( $M \geq 3$ ) в горах Вранча (дані про виникнення землетрусів у 2019 році були взяті з усієї вибірки випадковим образом)

| t | 2019 рік |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|---|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|   | 26.02    | 12.04 | 30.08 | 11.09 | 20.09 | 29.10 | 10.11 | 09.12 | 12.12 | 25.12 | 30.12 |
| P | 0,98     | 0,82  | 0,58  | 0,80  | 0,99  | 0,74  | 0,99  | 0,56  | 0,62  | 0,86  | 0,99  |
| M | 3,1      | 3,8   | 3,9   | 3,6   | 3,4   | 3,6   | 3,3   | 3,5   | 3,2   | 3,0   | 3,3   |

За результатами аналізу даних табл. 3.4 необхідно висловити, що нейронна мережа MLP 3-193-1 та результати її прогнозу дозволяють констатувати адекватність, у відповідності до даних рис. 3.8.

## ВИСНОВКИ

1. Встановлено, за результатами проведеного регресійного аналізу зміни кількості землетрусів і їх руйнівної енергії, зростання сейсмічної активності на Земній кулі за період 2001–2018 рр. Виникнення землетрусів супроводжуються викидом великої кількості руйнівної енергії, що призводить до порушень нормальних умов життєдіяльності суспільства та характеризуються значними соціально-економічними наслідками.

2. Основою системи моніторингу та прогнозування землетрусів є складова частина класичного контуру управління, яка забезпечує збір, обробку та аналіз інформації, моделювання розвитку сейсмічної активності Земної кулі та розвиток землетрусів на сейсмічно активній локальній території планети. Системи моніторингу землетрусів розділяються за типом мережі та за масштабом контрольованої території на глобальні та національні, які функціонують в розвинутих країнах світу, таких як США, Японія та у країнах Євросоюзу. Так, основними глобальними системами сейсмічного моніторингу є наступні системи: об'єднанні дослідницькі сейсмологічні інститути; глобальна цифрова сейсмологічна мережа Геологічної Служби США; Європейська сейсмологічна мережа; Міжнародна система моніторингу. Національні системи сейсмічного моніторингу являють собою інформаційні підсистеми глобальних систем сейсмічного моніторингу, основною метою яких є максимально швидко та з відповідною точністю визначати основні параметри сильних і руйнівних землетрусів, які відбуваються на контрольованих цими підсистемами територіях.

3. Аналіз існуючих моделей прогнозу землетрусів показав, що існуючі моделі формуються на дослідження фізичних законів механізму землетрусів. Ці дослідження вже досить тривалий час розвиваються в різних країнах світу та дають достовірні результати в питаннях дослідження процесу підготовки землетрусу. Найбільш відомі в цій галузі дослідження є: модель лавинно-

нестійкого тріщиноутворення; дилатантно-дифузійна модель; консолідаційна модель підготовки землетрусу.

4. Узагальнюючи розглянуті методи, можна зробити такі висновки. По-перше, не існує універсального методу прогнозування, який можна було б рекомендувати до використання у всіх ситуаціях і який здатний вирішити всі наявні проблеми. Кожен з них розрахований на певне коло завдань. По-друге, ці методи добре доповнюють один одного, застосування їх в поєднанні один з одним значно підвищують точність прогнозів. Точність експертних прогнозів безпосередньо залежить від досвіду, загальної ерудиції, інтуїції експертів і творчого підходу в рішенні поставлених перед ними завдань.

5. Вибір методу прогнозування та його ефективність залежать від багатьох умов, і зокрема від необхідної довжини або часу прогнозування. За часом прогнозування розрізняють короткостроковий, середньостроковий і довгостроковий прогноз. Короткостроковий прогноз характеризує собою прогноз «на завтра», тобто прогноз на кілька кроків вперед. Для нього застосовують практично всі відомі методи. Середньостроковий прогноз – це зазвичай прогноз на один або на половину сезонного циклу. Для нього використовують інтегрована модель авторегресії – змінного середнього або ARIMA (The Autoregressive Integrated Moving Average Model) та експоненціальне згладжування, які дозволяють відстежувати якість прогнозу в залежності від терміну прогнозу. При побудові довгострокового прогнозу стандартні статистичні методи прогнозування практично не використовують, і потрібне використання комплексних підходів. Одним з таких підходів є використання нейронних мереж.

6. За допомогою методу ієрархічної кластеризації проведено ранжирування сейсмічно активних локальних територій Земної кулі, отриманих в результаті поділу карт на окремі листи масштабу 1:1000000, за основними параметрами, що визначає рівень сейсмічної активності, а саме за кількістю виниклих землетрусів, а також діапазону магнітуд землетрусів, що виникли на певній локальній території землетрусів. В результаті об'єднання в

кожному кластері, за методом Варда, значень цих змінних за період 2009–2018 рр., встановлений ефект поділу сейсмічно активних локальних територій Земної кулі на три основних кластера, які характеризуються відносно високим, середнім і низьким ступенями сейсмічної активності.

7. Об'єднання проранжованих сейсмічно активних локальних територій Земної кулі у відповідні за рівнем небезпеки зони дозволило встановити, що зони з відносно високим ступенем сейсмічної активності перебувають: уздовж розділу Європейської та Тихоокеанської плит; навколо Філіппинської плити; уздовж розділу Північно-Американської та Тихоокеанської плит; навколо Карибської плити; уздовж розділу Австралійської і Тихоокеанської плит; уздовж розділу Південно-Американської плити і плити Наска. Отримані таким чином зони з відносно низьким ступенем сейсмічної активності перебувають: переважно вздовж південної частини Європейської плити на її розділі з Африканської, Арабської і Індійської плитами; уздовж розділу Європейської та Північно-Американської плит; переважно вздовж західної та східної частини Африканської плити на її розділі з Південно-Американської і Австралійської плитами; уздовж розділу Антарктичної плити з Тихоокеанської, Південно-Американської, Африканської і Австралійської плитами.

8. В роботі розроблено нейромережеву модель часового ряду щодо щоденного прогнозування імовірності виникнення землетрусів (з магнітудою  $M \geq 5$ ) в районі Японських островів, як району з великою сейсмічною активністю, яка являє собою багатошаровий персептрон MLP 3-193-1, який має три входу, сто дев'яносто три елемента у схованому шарі та одну логічну вихідну функцію. Факторами навчання цього багатошарового персептрону є результати аналізу динаміки періодів між землетрусами в районі Японських островів за 2009–2018 рр.

Результати перевірки адекватності розробленої математичної нейромережевої моделі прогнозування землетрусів дозволяють констатувати, що показник похибки відповідає залежності між значеннями показника

імовірність виникнення землетрусу ( $P$ ), що прогнозується мережею MLP 3-193-1, та показника "Остаток моделі" (різниця між фактичним та прогностичним значення).

9. В роботі розроблено нейромережеву модель часового ряду щодо щоденного прогнозування імовірності виникнення землетрусів (з магнітудою  $M \geq 3$ ) в горах Вранча, як району що впливає на рівень небезпеки функціонування території України, яка являє собою багат шаровий персептрон MLP 3-95-1, який має три входу, дев'яносто п'ять елементів у схованому шарі та одну логічну вихідну функцію. Факторами навчання цього багат шарового персептрону є результати аналізу динаміки періодів між землетрусами в горах Вранча за 2009–2018 рр.

Результати перевірки адекватності розробленої математичної нейромережевої моделі прогнозування землетрусів дозволяють констатувати, що показник похибки відповідає залежності між значеннями показника імовірність виникнення землетрусу ( $P$ ), що прогнозується мережею MLP 3-95-1, та показником різниці між фактичним та прогностичним значенням.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Закон України «Про національну безпеку України» від 21 червня 2018 року № 2469-VIII. URL: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/2469-19#n355>
2. Дзьобань О.П. Національна безпека України: концептуальні засади та світоглядний сенс: Монографія / О.П. Дзьобань. – Харків: Майдан, 2007. – 283 с.
3. Горбулін В.П. Стратегічне планування: вирішення проблем національної безпеки: Монографія / В.П. Горбулін, А.Б. Качинський. – Київ: Національний інститут стратегічних досліджень, 2011. – 286 с.
4. Черногор Л.Ф. Физика и экология катастроф / Л.Ф. Черногор – Харьков: Харьковский национальный университет имени В.Н. Каразина, 2012. – 556 с.
5. Осипов В.И. Природные опасности и стратегические риски в мире и в России / В.И. Осипов // Экология и жизнь. – 2009. – № 11 – 12 (96 – 97). – С. 5 – 15.
6. Бондур В.Г. Природные катастрофы и окружающая среда / В.Г. Бондур, В.Ф. Крапивин, И.И. Потапов, В.Ю. Солдатов // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. – 2012. – №1. – С. 3 – 150
7. Андронов В.А. Природні та техногенні загрози, оцінювання небезпек / В.А. Андронов, А.С. Рогозін, О.М. Соболев, В.В. Тютюник, Р.І. Шевченко – Харків: Національний університет цивільного захисту України, 2011. – 264 с.
8. Тютюник В.В. Аналіз факторів, які провокують виникнення надзвичайних ситуацій природного характеру / В.В. Тютюник, В.Д. Калугін // Системи обробки інформації. – Харків: Харківський університет Повітряних Сил імені Івана Кожедуба, 2011. – Вип. 4(94). – С. 280– 284.
9. Мострюков А.О. Каталог механизмов очагов землетрясений: 1964 – 1990 / А.О. Мострюков, В.А. Петров. – М., 1994. – 87 с.
10. Соболев Г.А. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
11. Кауфман Л.Л. Сейсмические риски внезапных выбросов пород:

основные принципы управления рисками (обзор зарубежного опыта) / Л.Л.Кауфман, Б.А. Лысиков; ред. Л.Л. Кауфман. – Донецк: Норд-Пресс, 2010. – 421 с.

12. Guomin Z. The study of multidisciplinary earthquake prediction in China / Zhang Guomin, Zhang Zhaocheng // J. Earth. Predict. Res. – 1992. – Vol. 1. – N 1. – P. 71–85.

13. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн / Дж. Э. Уайт. – М.: Недра, 1986. – 261 с.

14. Пасечник И.П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях / И.П. Пасечник. – М.: Недра, 1970. – 191 с.

15. Li M. Features of precursor fields before and after the Datong-Yarg-gao Earthquake swarm / Ma Li, Chen Jianmin, Chen Qifu, Liu Guiping // J. Earth. Predict. Res. – 1995. – Vol. 4. – N 1. – P. 1–30.

16. Калугін В.Д. Розробка науково-технічних основ для створення системи моніторингу, попередження та ліквідації надзвичайних ситуацій природного та техногенного характеру та забезпечення екологічної безпеки / В.Д. Калугін, В.В. Тютюник, Л.Ф. Черногор, Р.І. Шевченко // Системи обробки інформації. – 2013. – Вип. 9(116). – С. 204 – 216.

17. Андронов В.А. Науково-конструкторські основи створення комплексної системи моніторингу надзвичайних ситуацій в Україні: Монографія / В.А. Андронов, М.М. Дівізінюк, В.Д. Калугін, В.В. Тютюник. – Харків: Національний університет цивільного захисту України, 2016. – 319 с.

18. Тютюник В.В. Развитие основ геоинформационных систем мониторинга чрезвычайных ситуаций тектонического происхождения / В.В. Тютюник, Л.Ф. Черногор, В.Д. Калугин, Т.Х. Агазаде // Прикладна радіоелектроніка – Харків: Харківський національний університет радіоелектроніки; Академія наук прикладної радіоелектроніки, 2019. – Т.18. – Вип. 1, 2. – С. 52 – 65.

19. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. – М.: Наука, 1993. – 313 с.

20. Райс Дж. Механика очага землетрясения / Дж. Райс. – М.: Мир, 1982. –

217с.

21. Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны / Е.Ф. Саваренский. – М.: Недра, 1972. – 296 с.

22. Касахара К. Механика землетрясений / К. Касахара. – М.: Мир, 1985. – 264 с.

23. Ромашов А.Н. В поисках обобщающей геотектонической концепции / А.Н. Ромашов, С.С. Цыганков // Геотектоника. – 1996. – № 4. – С. 3 – 12.

24. Фридман А.М. О некоторых корреляциях в сейсмодинамике и двух компонентах сейсмической активности Земли / А.М. Фридман, Е.В. Поляченко, Н.Р. Насырканов // Успехи физических наук. – 2010. – т. 180. – № 3. – С. 303 – 312.

25. Малышков Ю.П. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра Земли / Ю.П. Малышков, С.Ю. Малышков // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 2. – С. 152 – 172.

26. Клименко А.В. Глобальные свойства сейсмической активности Земли и их связь с ее вращением / А.В. Клименко // Диссер. ... канд. физ.-мат. наук. – М.: Московский государственный областной университет, 2005. – 87 с.

27. Тютюник В.В. Оценка влияния энергетических эффектов в системе Солнце–Земля–Луна на уровень сейсмической активности территории земного шара / В.В. Тютюник, Л.Ф. Черногор, В.Д. Калугин, Т.Х. Агазаде // Системи управління, навігації та зв'язку. – Полтава: Полтавський національний технічний університет імені Юрія Кондратюка, 2017. – Вип. 6(46). – С. 238 – 246.

28. Тютюник В.В. Оценка динамических и энергетических эффектов на планете Земля и влияние их на соотношение между уровнями сейсмической активности полушарий Земного шара / В.В. Тютюник, Л.Ф. Черногор, В.Д. Калугин, Т.Х. Агазаде // Науковий вісник: Цивільний захист та пожежна безпека – Київ: Український науково-дослідний інститут цивільного захисту,

2017. – № 2(4) – С. 101 – 117.

29. Тютюник В.В. Оценка влияния вариаций скорости осевого вращения Земли на уровень сейсмической активности локальных территорий / В.В. Тютюник, Л.Ф. Черногор, В.Д. Калугин, Т.Х. Агазаде // GEOINFORMATIKA – Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 2018. – № 3(67) – С. 36 – 48.

30. Бестужев-Лада И.В. Рабочая книга по прогнозированию / И.В. Бестужев-Лада, С.А. Саркисян, Э.С. Минаев. – М.: Мысль, 1982. – 426 с.

31. Себер Дж. Линейный регрессионный анализ. – М.: Мир, 1980. – 456 с.

32. Бідюк П.І. Системний підхід до прогнозування на основі моделей часових рядів // Системні дослідження та інформаційні технології. – 2003. – № 3. – С. 88–110.

33. Пономаренко В.С. Багатовимірний аналіз соціально-економічних систем : навч. посіб. / В.С. Пономаренко, Л.М. Малярець. – Харків : Вид. ХНЕУ, 2009. – 384 с.

34. Єгоршин О.О. Довідник з математичної статистики з прикладами обчислень у MatLab : навч.-практ. посіб. Ч.2 / О.О. Єгоршин, Л.М. Малярець, Б.В. Сінкевич. – Харків : Вид. ХНЕУ, 2009. – 508 с.

35. Сошникова Л. А., Тамашевич В. Н., Уебе Г., Шефер М. Многомерный статистический анализ в экономике: Учеб. Пособие для ВУЗов / Под ред. проф. В. Н. Тамашевича. – М.: ЮНИТИ-ДАНА, 1999. – 598 с.

36. Христиановский В.В., Щербина В.П. Экономико-математические методы и модели: теория и практика: Учебное пособие. – Донецк, 2010. – ДонНУ. – 335 с.

37. Ким Дж.О. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ: Пер. с англ. / Дж.О. Ким, Ч.У. Мюллер, У.Р. Клекка и др.; Под ред. И.С. Енюкова. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 215 с.

38. Халафян А.А. STATISTICA 6. Статистический анализ данных / А.А. Халафян. – М.: ООО «Бином-Пресс», 2007. – 512 с.

39. Мамчич Т. Статистичний аналіз даних з пакетом STATISTICA / Т. Мамчич, А. Оленко, М. Осипчук, В. Шпортюк. – Дрогобич : Відродження, 2006. – 208 с.

40. Янковой А.Г. Многомерный анализ в системе STATISTICA / А.Г. Янковой. – Вып. 1. – Одесса: Оптимум, 2001. – 216 с.

41. Янковой А.Г. Многомерный анализ в системе STATISTICA / А.Г. Янковой. – Одесса: Оптимум, 2002. – Вып. 2. – 325 с.

42. Tiutiunyk V, Kalugin V, Pysklakova O, Yaschenko O, Agazade T. Hierarchical clustering of seismic activity local territories Globe. EUREKA: Physics and Engineering, 2019, No. 4, pp. 41–53.

43. Пупков К.А. Применение нейросетевых технологий в задачах прогнозирования землетрясений (на примере северо-западного района Вьетнама) / К.А. Пупков, Као Динь Чонг // Вестник МГТУ имени Н.Э. Баумана. Сер. "Приборостроение". – 2012. – № 2. – С. 70–78.

44. Tiutiunyk V., Chernogor L., Tiutiunyk O., Agazade T. Neural network forecasting of earth globe seismic activity level. CEUR Workshop Proceedings, 2020. Access mode: <http://ceur-ws.org/Vol-2608/paper66.pdf>.

45. Тютюник В.В., Черногор Л.Ф., Калугін В.Д., Агазаде Т.Х. Інформаційно-технічний метод моніторингу та прогнозування рівня сейсмічної небезпеки локальної території Земної кулі. Системи обробки інформації. Харків: Харківський національний університет Повітряних Сил імені Івана Кожедуба, 2020. Вип. 2(161). С. 99–113.