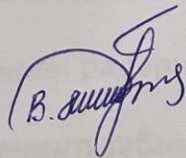


Міністерство освіти і науки України
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ «Інститут геології»
Кафедра геоінформатики

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА
спеціальність 193 – Геодезія та землеустрій
освітня програма «Геоінформаційні системи та технології»

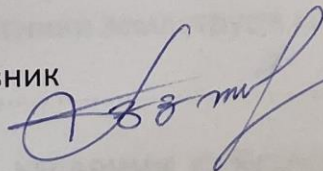
**ТЕМА: «Застосування радарної інтерферометрії для прогнозування
землетрусів»**

Виконав



студент 2-го курсу магістратури
кафедри геоінформатики
Гудак Василь Михайлович

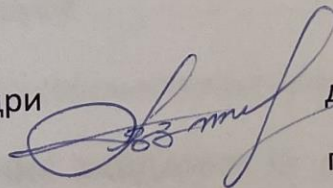
Науковий керівник



доктор технічних наук,
професор Зацерковний Віталій Іванович

Робота рекомендується до захисту (протокол № 8
засідання кафедри геоінформатики від 15.05.2023)

Завідувач кафедри



доктор технічних наук,
професор Зацерковний Віталій Іванович

Київ – 2023

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ	5
РЕФЕРАТ	6
ВСТУП	7
Розділ 1. ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ СЕЙСМІЧНОГО РЕЖИМУ І ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРУСІВ	10
1.1. Провісники землетрусів	10
1.2. Складності прогнозування землетрусів.....	17
1.3. Загальна характеристика методів та програмних продуктів моніторингу і прогнозування землетрусів	25
Розділ 2. ПРОГНОЗУВАННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЗА ДОПОМОГОЮ РАДАРНОЇ ІНТЕРФЕРОМЕТРІЇ	32
2.1. Теоретичні основи радарної інтерферометрії.....	33
2.2. Аналіз програмного забезпечення для обробки даних радарної інтерферометрії	41
2.3. Хмарні провісники землетрусів та їх обробка на основі даних радарної інтерферометрії.....	45
Розділ 3. АНАЛІЗ ХМАРНИХ СЕЙСМОТЕКТОНІЧНИХ ІНДИКАТОРІВ НА ОСНОВІ ДЕШИФРУВАННЯ ЗНІМКІВ	54.
3.1. Характеристика хмарних сейсмотектонічних індикаторів та оцінка можливих землетрусів.....	54
3.2. Аналіз хмарних сейсмотектонічних індикаторів	60
Розділ 4. ПРАКТИЧНЕ ЗАВДАННЯ ІЗ ДОСЛІДЖЕННЯ НЕОТЕКТОНІЧНИХ РУХІВ НА ОСНОВІ INSAR ЗНІМКІВ	76
4.1. Опис вхідних даних.....	76

4.2. Завантаження знімків.....	78
4.3. Обробка InSAR знімків.....	79
ВИСНОВКИ	95
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	97

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

ГІС – географічна інформаційна система

ДЗЗ – дистанційне зондування Землі

КА – космічний апарат

МДЗ – матеріали дистанційне зондування

ПК – персональний комп'ютер

РЛЗ – радіолокаційне зображення

ЦМР – цифрова модель рельєфу

ICEF – Міжнародна комісія з прогнозування землетрусів для цивільного захисту

InSAR – радарна інтерферометрія

IW – Інтерферометричний режим широкої смуги

GPS – Global Positioning System – система глобального позиціювання

РЕФЕРАТ

магістерської кваліфікаційної роботи

Гудака Василя Михайловича

на тему: «Застосування радарної інтерферометрії для прогнозування підземних поштовхів».

Пояснювальна записка до дипломної роботи включає 90 сторінок тексту, 61 рисунок, 3 таблиці, 41 використаних джерел.

Предмет та об'єкти дослідження – сейсмічна активність; землетруси; матеріали дистанційного зондування Землі та радарної інтерферометрії.

Метою дипломної роботи є аналіз супутникових знімків на наявність хмарних сейсмотектонічних індикаторів, інтерпретація даних сейсмічної активності та дослідження можливих варіантів застосування методів інтерферометрії та даних дистанційного зондування землі для прогнозування землетрусів.

Завданнями дипломної роботи є :

– огляд інформаційних джерел та аналіз методик застосування технологій ДЗЗ, а саме радарної інтерферометрії (InSAR) для дослідження землетрусів;

– аналіз та обробка землетрусів у різних районах, розрахунок потенційних магнітуд підземних поштовхів за вибраним методом, їх порівняння із реальними магнітудами, оцінка перевірки похибки даного методу; аналіз та обробка масиву даних на основі InSAR знімків сейсмічної активності у районі вулкану Мерапі в південно-західній частині о. Ява, Індонезія;

– практичне застосування, інтерпретація та експериментально-дослідне моделювання отриманих результатів для прогнозування можливих підземних поштовхів на досліджуваних територіях.

Методи дослідження. Теоретичним підґрунтям є системний підхід та основні положення сучасних методик моніторингу, теорія геоінформаційних систем і автоматизованої обробки даних радарної інтерферометрії у ПЗ STAP.

Практична значимість роботи полягає у отриманні актуальної і точної геопросторової інформації про можливий розвиток та поширення землетрусів.

Анотація

Одними з головних факторів розвитку та поширення землетрусів є зміна сейсмічної активності земної кори. Моніторинг за режимом сейсмічної активності, аналіз та інтерпретація отриманих даних за допомогою ГІС та ГІС-інтегрованого ПЗ опосередковано дозволяє прогнозувати виникнення землетрусів. Застосування радарної інтерферометрії для прогнозування землетрусів може допомогти в зниженні ризику в разі можливого землетрусу і підготовці населення до можливих наслідків.

Ключові слова: сейсмічна активність, землетруси, радарна інтерферометрія, дистанційне зондування ЗЕМлі, геоінформаційна система.

Vasyl Hudak

Application of radar interferometry for earthquake prediction

Abstract

One of the main factors in the development and spread of earthquakes is a change in the seismic activity of the Earth's crust. Monitoring of the mode of seismic activity, analysis and interpretation of the received data with the help of GIS and GIS-integrated software indirectly allows you to predict the occurrence of earthquakes. The use of radar interferometry to predict earthquakes can help reduce the risk of a possible earthquake and prepare the population for possible consequences.

Key words: seismic activity, earthquakes, radar interferometry, remote sensing of Earth, geoinformation system.

ВСТУП

Актуальність теми магістерської роботи. Прогнозування землетрусів є дуже важливим і актуальним завданням, оскільки землетруси можуть спричинити значні руйнування і загрозу для людського життя.

Хоча наука про землетруси значно просунулася, точне прогнозування місця, часу та сили землетрусу з точністю до 100 % зараз неможливе. Однак, на основі вивчення сейсмічної активності в певній області можна зробити приблизний прогноз можливості землетрусу та його потенційної сили. Також, знання можливості землетрусу може допомогти вжити заходи для підготовки та зменшення ризику у разі, якщо землетрус відбудеться. Наприклад, побудувати будівлі, які можуть витримати землетрус, мати план евакуації та навчати людей, як діяти у разі землетрусу. Хоча точний прогноз землетрусу неможливий, вивчення та аналіз сейсмічної активності за допомогою ГІС та ДЗЗ дуже важливе для зменшення ризику в разі можливого землетрусу та підготовки людей до можливих негативних наслідків. Результати виконаних досліджень і практичних робіт показали, що використання ГІС та ГІС-інтегрованого ПЗ може з успіхом доповнити традиційні методи обробки даних моніторингу сейсмічної активності з прогнозуванням землетрусів та ефективним запобіганням їх впливу.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Дослідженню використання радарної інтерферометрії для розв'язання окремих задач із вивчення та прогнозування землетрусів присвячені праці П.Г. Михайлюкової, А.І. Захарова, В.А. Новікова, К. Burgmann, Y. Chen, J.L. Davis, G. Ian, S.E Hough, A. Ferretti, P. Gasperini, X. Li, F. Mulargia, S.K Park, S. Robbins, P. Segoll, C. Prati, X. Wang, L. William, X.W. Yu, D.J. Xue та ряду інших. Але оскільки при цьому використовується дуже велика кількість різних за поставленими завданнями методик, то аналіз можливостей їх використання для розв'язку тих або інших задач ще далекий від завершення.

Предмет та об'єкти дослідження – сейсмічна активність; землетруси; матеріали дистанційного зондування Землі та радарної інтерферометрії.

Метою дипломної роботи є аналіз супутникових знімків на наявність хмарних сейсмотектонічних індикаторів, інтерпретація даних сейсмічної активності та дослідження можливих варіантів застосування методів інтерферометрії та даних дистанційного зондування землі для прогнозування землетрусів.

Завданнями дипломної роботи є :

– огляд інформаційних джерел та аналіз методик застосування технологій ДЗЗ, а саме радарної інтерферометрії (InSAR) для дослідження землетрусів;

– аналіз та обробка землетрусів у різних районах, розрахунок потенційних магнітуд підземних поштовхів за вибраним методом, їх порівняння із реальними магнітудами, оцінка перевірки похибки даного методу; аналіз та обробка масиву даних на основі InSAR знімків сейсмічної активності у районі вулкану Мерапі в південно-західній частині о. Ява, Індонезія;

– практичне застосування, інтерпретація та експериментально-дослідне моделювання отриманих результатів для прогнозування можливих підземних поштовхів на досліджуваних територіях.

Методи дослідження. Теоретичним підґрунтям є системний підхід та основні положення сучасних методик моніторингу, теорія геоінформаційних систем і автоматизованої обробки даних радарної інтерферометрії у ПЗ STAP.

Наукова новизна. Застосування радарної інтерферометрії (InSAR) для прогнозування землетрусів є досить новим напрямком досліджень. InSAR є методом зображення з використанням радіохвиль, який вимірює деформації поверхні Землі відносно точного радарного сигналу.

Цей метод може бути використаний для вивчення сейсмічної активності на землі, тому що землетруси зазвичай супроводжуються деформаціями земної

поверхні. Інтерферометрія може вимірювати зміни у формі та розмірі поверхні з точністю до міліметра за періоди від місяців до років.

Застосування InSAR для прогнозування землетрусів дозволяє виявляти попередні ознаки землетрусів, такі як невеликі деформації земної поверхні, що можуть вказувати на накопичення напруги в земній корі. Це може бути особливо корисно для регіонів, де землетруси відбуваються дуже рідко, оскільки цей метод може допомогти виявити попередні ознаки землетрусу раніше, ніж це може бути виявлено іншими методами.

Застосування радарної інтерферометрії для прогнозування землетрусів є науковою новизною, яка може допомогти в зниженні ризику в разі можливого землетрусу і підготовці населення до можливих наслідків.

Практична значимість роботи полягає у отриманні актуальної і точної геопросторової інформації про можливий розвиток та поширення землетрусів.

РОЗДІЛ 1

ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ СЕЙСМІЧНОГО РЕЖИМУ І ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРУСІВ

1.1. Провісники землетрусів

У класичному розумінні *прогнозування землетрусів* – це визначення місця або району імовірного землетрусу, інтервалів часу і енергії або магнітуди, в межах якого очікується землетрус (*Карцева та Зверев, 2006*).

Прогнозування землетрусів – це складний науковий процес, який до сих пір не є точним і здатним передбачати з точністю час, місце та інтенсивність землетрусу. Проте, існують різні методи, які дозволяють прогнозувати загрозу землетрусу.

Один з таких методів – моніторинг і аналіз сейсмічної активності, тобто, регулярне вимірювання сейсмічних хвиль і збирання даних про магнітуду, частоту та глибину землетрусу. За допомогою цих даних можна визначити зони, які мають високу ймовірність землетрусів. На основі аналізу цих даних, також можна встановити певний рівень загрози землетрусу для конкретної території.

Прогноз землетрусів на даний час є найбільш актуальною і складною задачею всіх наук про Землю, оскільки сейсмокатастрофи наносять величезний економічний збиток і призводять до загибелі людей. Достатньо згадати сейсмокатастрофи на початку лютого 2023 року у Туреччині та Сирії (рис. 1.1), які спричинили загибель десятків тисяч людей.

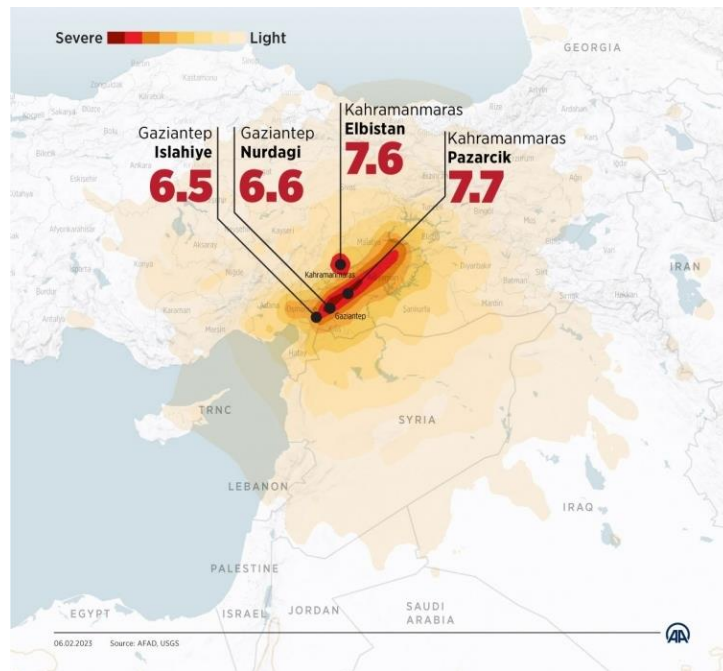


Рис. 1.1. На карті позначено епіцентри, магнітуди та райони поширення землетрусів у Туреччині 6 лютого 2023 року. (Фото: Volcano Discovery, дані AFAD, 2023)

Прогноз сейсмодатрастроф включає систему заходів з визначення імовірності виникнення крупних землетрусів, їх масштабів і можливих наслідків в зоні їх впливів для конкретного регіону.

З цього випливає, що прогноз землетрусу передбачає розв'язання трьох основних задач:

1. Прогнозування імовірного місця або району, де очікується землетрус.
2. Прогноз імовірної магнітуди (або сили) очікуваної події.
3. Визначення імовірного часу очікуваної сейсмодатрастрофи.

При цьому найбільш складною і важливою задачею є прогнозування точного часу очікуваної сейсмодатрастрофи і до сьогодні не існує загальноприйнятих методів розв'язання цієї задачі, оскільки вогнища крупних землетрусів розташовуються на великих глибинах (5 – 35 км) і вони займають величезні об'єми (близько 100 км³), які неможливо моделювати звичайними способами руйнування гірських порід (Langer, 2008).

Під *сейсмічною небезпекою* розуміють можливість проявлення максимально сильного (руйнівного) землетрусу на даній території.

Оцінка сейсмічної небезпеки полягає у визначенні:

- головних сейсмогенеруючих структур (місця виникнення землетрусів);
- очікуваної максимальної магнітуди землетрусів;
- частоти повтору сейсмічних подій;
- в оцінці інтенсивності сейсмічного впливу на геологічні утворення, що складають верхню частину земної кори, і на об'єкти, що розміщуються на них.

Розв'язання цих задач здійснюються за допомогою складання карт сейсмічного районування. Основне призначення цих карт – створення науково обґрунтованого документа, в якому відображені джерела небезпеки та інтенсивність майбутніх землетрусів.

Відповідно до ДСТУ 3994-2000 *провісник землетрусу* визначається як «одна з ознак ймовірного землетрусу у вигляді форшоків, деформацій земної поверхні, а також зміни параметрів геофізичних полів, складу і режиму підземних вод, стану і властивостей речовин, змін у поведінці тварин і т. ін. в зоні його осередку» (Державні будівельні норми України, 2016). На сьогодні відомо понад 200 типів провісників землетрусів. Незважаючи на відносно високий рівень розвитку сучасних методів моніторингу землетрусів, жоден з них не дозволяє визначити їх три головних параметри: місце, час і силу з потрібною точністю. Інша проблема полягає в тому, що жоден з цих типів провісників не реєструється у 100 % випадків землетрусів. З іншого боку, подібні явища реєструвались і при відсутності землетрусів. Тому вести мову про однозначний причинно-наслідковий зв'язок того чи іншого явища пов'язаного із землетрусом недоцільно, а отже, з упевненістю можна стверджувати, що поки не вдалось створити систему надійної оцінки можливих землетрусів на цій основі.

У зв'язку з тим, що відомі на сьогодні провісники землетрусів не дозволяють із прийнятною точністю розраховувати всі три параметри можливого землетрусу: дату, місце і магнітуду, – необхідний комплексний підхід у їх виборі для прогнозування можливих землетрусів. Цей підхід повинен комплексно враховувати провісників різної природи – хімічні, деформаційні, теплові,

іоносферні, хмарні тощо, і тим самим підвищити імовірність оцінки можливих землетрусів.

Якщо говорити про системи наземних спостережень за провісниками землетрусів, то вони мають низку недоліків (*Robbins, 2012*):

- 1) потребується густа мережа станцій, в тому числі і в недоступних гірських територіях;
- 2) найчастіше обмежуються територією суші;
- 3) вимагають обробки величезного масиву даних, тобто є неоперативними;
- 4) висока вартість спостережень.

Це свідчить про актуальність розвитку системи космічного моніторингу, підвищення якості моніторингу існуючих провісників та пошуку нових.

За часом очікування сильного землетрусу прогнози поділяються на категорії:

- довгостроковий із завчасністю 5 – 10 років;
- середньостроковий – від 1 до 5 років;
- короткостроковий – від 1 місяця до 12 місяців;
- оперативний – від 1 до 30 днів;
- надоперативний – від 1 до 24 годин.

Усі види вищезазначених прогнозів конкретного регіону виконуються на основі аналізу змін під час сейсмічного режиму, кількості даних електромагнітного поля, зміни хімічного складу і дебіту підземних вод, а також підґрунтового газу і поведінки тварин. При цих дослідженнях виявляються аномалії, загальна кількість яких має більше 300 найменувань. Для такого аналізу досить давно створюються банки інформації або каталоги землетрусів, наприклад, глобальний каталог, складений Гутенбергом і Ріхтером, 1904-1952 рр.

Незважаючи на багаторічний досвід аналізу сейсмічних даних вченими геофізики, математики, геоінформатики, астрології, сейсмології в галузі прогнозу землетрусів, на сьогоднішній день немає жодного методу, що дозволяє на

короткий проміжок часу досить точно передбачати руйнівні стихійні лиха. Тому актуальним є завдання аналізу існуючих підходів до прогнозування сейсмічної активності, виділення загальних характеристик, переваг та недоліків програмних продуктів і методів, що використовуються в них.

Існує багато методів прогнозу землетрусів, що ґрунтуються на спостереженні аномалій геофізичних полів, які власне і є провісниками. Так, велика кількість слабких поштовхів (сейсмічна активність), великомасштабні деформації поверхні Землі (рух земної кори), підняття та опускання ділянок земної кори, зміна нахилів поверхні, зміна деформації гірських порід, зміна рівня ґрунтових вод, зміна швидкостей сейсмічних хвиль, зміна варіацій геомагнітного поля, зміна електричного опору Землі, зміна кількості радону в ґрунтових водах, незвичайна поведінка тварин, птахів, риб можуть свідчити про можливість настання сильного землетрусу (*Segall, 2010*). Кожен із вищенаведених провісників може бути як довго-, так і середньо- та короткостроковим. Можна виділити загальні характеристики існуючих підходів до прогнозування землетрусів та розподілити методи прогнозування за такими групами: геофізичні, геологічні, геохімічні, гідродинамічні, геодезичні, космічні. У будь-якому випадку, провісники виникають у зоні сейсмічної події напередодні її виникнення. Класифікацію основних груп провісників землетрусів наведено у таблиці 1.1.

Таблиця 1.1.

Класифікація провісників землетрусів (за Grünthal, 1998)

Геологічні	сейсмодислокації	напружено-деформаційний стан середовища, формування магістральних розривів, зсувних рухів, розкриття та візуалізація тріщин, розвиток зсувів (схилкових, лавинних), геологічні та геоморфологічні зміни, підвищення температури поверхні Землі
Геофізичні	сейсмологічні	сейсмічні проломи, сейсмічні затишся, міграція сейсмічності, щільність сейсмічних розривів, локалізація сейсмічних процесів, форшоки
	деформаційні	деформації поверхні Землі, земної кори, густини порід
	електромагнітні	світлові явища в атмосфері, збурення електричного та магнітного потенціалів
	геомагнітні	електрокінетичні явища (аномалії електромагнітного поля), п'єзомагнітні процеси (напруга земної кори);
	гравітаційні	
	іоносферні	аномальні збільшення інтенсивності – дуже низькочастотні та вкрай низькочастотні наддовгі хвилі, аномальні зміни спорадичних шарів, виникнення дифузних областей, збільшення інтенсивності ліній кисню
	гідроакустичні	
	геотермічні	зміна температури підземних вод і ґрунту
Геохімічні	зміна концентрації газів, зміна хімічного складу природних вод (збільшення вмісту радону, вуглекислого газу, гелію, водню), зміна РН у термомінеральній воді	
Гідродинамічні	зміна водопровідності водоносних горизонтів і тріщин зон, підвищення радону в атмосфері	
Геодезичні	нахили земної поверхні, рухи земної кори	
Космічні	Електромагнітні, плазмові, іоносферні, сейсмогенні деформації: сейсмодислокації (лінеаментний аналіз) та сейсMODEформації	

Підготовка землетрусу відбивається на геофізичних полях: перед землетрусами під час того, коли вони відбуваються, спостерігаються аномальні зміни електричних властивостей гірських порід, сили тяжіння, швидкостей сейсмічних та акустичних хвиль. Геофізичні методи займають більшу частину сейсмологічних досліджень при прогнозуванні землетрусів та вважаються класичними. За дотримання всіх умов прогноз землетрусу за багатьма іншими (не геофізичними) критеріями можливий лише в його епіцентрі за короткий термін до основного поштовху. Звідси випливає, що альтернативні способи прогнозування землетрусів мають важливу наукову значимість, будучи частиною геолого-геофізичного комплексу, але не можуть бути використані як самостійні методи, що підтверджено багаторічною практикою сейсмо-прогностичних робіт (*Segall et al., 1997, Segall, 2010*). У той самий час більшість геофізичних провісників носить інтуїтивний характер: фіксується факт спостереження конкретної аномалії геофізичного поля перед конкретним сильним землетрусом, але немає відомостей про статистичних характеристик провісників, не розглядаються можливі фізично обґрунтовані механізми, що призводять до виникнення провісників. Дослідження щодо прогнозування землетрусів привернули увагу фахівців різних областей, які не мають достатніх знань сейсмології. Пошук провісників землетрусів найчастіше здійснюється без будь-якої системи та не має фізичної та сейсмологічної основи (*Robbins, 2012*).

Відомий сейсмолог Ф. Хугербітс критикує багато робіт, ставлячи під сумнів їх наукову цінність через відсутність точних визначень: багато розпливчастих висловлювань сейсмологів та геофізиків розцінюються ними як прогноз землетрусів, але мало систематичних досліджень, присвячених визначенням та власне прогнозу. Часто до проблеми прогнозу підходять як до завдання відновлення тимчасового ряду моментів землетрусів, а не як завдання про прогноз катастрофи, тобто, про перехід через критичний поріг. Нехтування основами теорії ймовірностей та математичної статистики нерідко призводить до

необґрунтованих висновків. Іншим основним недоліком існуючих методів та підходів є те, що в різних регіонах різні провісники працюють по-різному, даючи великий розкид в оцінках місця, часу та сили майбутнього землетрусу. Значну складність щодо місця вогнища майбутнього землетрусу за спостереженнями за провісниками є великий ареал їх поширення: відстані, у яких спостерігаються провісники, значно перевищують розміри розриву в осередку. При цьому короткострокові провісники спостерігаються на більших відстанях, ніж довгострокові, що підтверджує слабкіший їх зв'язок з вогнищем. Тому доцільно більш детально розглянути складності прогнозування землетрусів.

1.2. Складності прогнозування землетрусів

Прогноз землетрусів на даний час є найбільш актуальною і складною задачею всіх наук про Землю, оскільки сейсмодкатастрофи наносять величезний економічний збиток і призводять до загибелі людей (рис. 1.2).



*Рис. 1.2. Руйнування у місті Малатья внаслідок землетрусу 6 лютого 2023 року.
(Yavuz zden/Getty Images, 2023)*

Найбільша небезпека землетрусів полягає в їх несподіваності та невідворотності. Дослідження, спрямовані на пояснення причин землетрусів, зі змінним успіхом ведуться вже багато років. Однак наукові досягнення останніх років у геофізиці, сейсмології та інших суміжних науках наблизили вирішення завдання прогнозування землетрусів. Космічні системи моніторингу відкрили

можливість безперервно та оперативно спостерігати за сейсмонебезпечними регіонами й аномаліями, що у них виникають. Ці аномалії з'являються у всіх сферах – літосфері, атмосфері та магнітосфері Землі.

Слід зауважити, що на даний час вдалі прогнози трапляються дуже рідко внаслідок цілого комплексу невизначеності, пов'язаних з природою землетрусу, але ці нечасті випадки мають дуже великий резонанс, внаслідок чого прогнозами землетрусів займаються в багатьох країнах світу враховуючи великий інтерес до цього питання та не зважаючи навіть на цілий комплекс негативних наслідків невдалих прогнозів, які призводять до досить значних економічних втрат і досить негативних емоцій у населення.

Проблема прогнозу землетрусу поділяється на дві частини. Перша частина – це прогноз енергії землетрусу. Це питання досліджується давно і отримані досить фундаментальні результати. Зокрема, завдяки моніторингу навколишнього середовища можна з'ясувати, які землетруси і з якою енергією відбувалися на цій території, і зробити прогноз, чи відбудуться землетруси і з якою магнітудою в певний період.

Друга частина стосується прогнозу точної дати землетрусу. Відхилення навіть на кілька діб втрачає свою актуальність і цінність, а наявність помилкових прогнозів викликає абсолютну недовіру до них внаслідок непродуктивних затрат матеріальних та суспільних ресурсів (*Бицань, 2019*). На даний момент часу не існує ніяких аргументів на користь точного прогнозу часу землетрусу. Точний прогноз базується на точній моделі землетрусу, про що можна тільки мріяти. Слід зауважити, що в літературі приводяться поодинокі випадки дивної реакції деяких тварин і навіть людей, які проявляли певну тривогу, яку б можна вважати як прогноз, але всі ці випадки назвати прогнозом немає ніяких підстав.

Прогнозування землетрусів, як наука є незрілим явищем оскільки воно ще не призвело до успішного прогнозування землетрусу з перших фізичних принципів. Тому дослідження методів прогнозування зосереджується на

емпіричному аналізі з двома загальними підходами: або виявлення чітких передвісників землетрусів, або якоїсь геофізичної тенденції чи шаблону в сейсмічності, який може передувати сильному землетрусу.

Емпіричний аналіз застосовується здебільшого через його потенційну користь для короткострокового прогнозування чи прогнозування землетрусів, тоді як "тенденції", та можливе виведення чіткого правила, вважаються корисними для довгострокового (шкала часу від 10 до 100 років) або середньострокового прогнозування (1 до 10 років). Хоча таке прогнозування, свого роду не є аргументованим, адже за теорією ймовірності за 100 років вся територія Землі буде вражена хоча б одним землетрусом. Різниця буде полягати лише в їх кількості та руйнівній силі.

Прогнози вважаються значущими, якщо їх можна продемонструвати як успішні поза випадковістю, тобто за певною закономірністю, із якою був прогнозований один землетрус і при чому сказати коли і де буде інший (*Кендзера, 2016*). Тому методи перевірки статистичної гіпотези використовуються для визначення ймовірності того, що землетрус, який передбачається, все-таки відбудеться (нульова гіпотеза). Потім прогнози оцінюються, перевіряючи, чи співвідносяться вони з реальними землетрусами краще, ніж нульова гіпотеза чи ні.

Повертаючись до передвісників землетрусів, варто підкреслити, що вони є аномальними явищами, які можуть дати ефективне попередження про майбутній землетрус. Звіти про них хоча є загально визнаними як такі лише після події – налічують тисячі, деякі сягають глибокої давнини. Однак жоден із зазначених провісників не були визнані надійними для цілей прогнозування землетрусів. Геологічна Служба США на питання «чи можете ви передбачити землетрус?» аргументовано надає таку відповідь: «*Ні. Вчені Геологічної служби США можуть лише розрахувати ймовірність того, що значний землетрус відбудеться у певній місцевості протягом певної кількості років. Так, деякі люди кажуть, що*

вони можуть передбачити землетруси, але ось причини, чому їхні твердження неправдиві. Вони не ґрунтуються на наукових доказах, а землетруси є частиною наукового процесу.

Прогнози (не вчених) зазвичай починають крутитися в соціальних мережах, коли відбувається щось, що вважається передвісником землетрусу в найближчому майбутньому. Так звані передвісники часто є низка невеликих землетрусів, збільшення кількості радону в місцевій воді, незвичайна поведінка тварин, збільшення розміру магнітуд у подіях середнього розміру або подія помірної величини, досить рідкісна, щоб припустити, що це може бути форшок.

На жаль, більшість таких провісників часто відбуваються без землетрусу, тому реальний прогноз неможливий. Натомість, якщо є наукова основа, прогноз можна зробити в імовірнісних термінах. (<https://www.usgs.gov/faqs/can-you-predict-earthquakes>).

Кілька десятиліть тому в Китаї було зроблено прогноз землетрусу на основі невеликих землетрусів і незвичайної активності тварин. Багато людей вирішили спати поза домом і таким чином були врятовані, коли головний землетрус справді стався і спричинив масові руйнування. Однак цей тип сейсмічної активності рідко супроводжується сильним землетрусом, і, на жаль, більшість землетрусів не мають попередніх подій. Наступний потужний землетрус у Китаї не мав передвісників і тисячі людей загинули.

Після критичного огляду наукової літератури Міжнародна комісія з прогнозування землетрусів для цивільного захисту (ICEF) у 2011 році дійшла висновку, що «існує значний простір для методологічних удосконалень у цьому виді досліджень». Зокрема, багато випадків повідомлень про те, що передвісники суперечать одне одному та не мають амплітуди або взагалі непридатні для суворої статистичної оцінки. Опубліковані результати мають тенденцію до

позитивних результатів, і тому рівень помилкових негативних наслідків (землетрус, але відсутність попереднього сигналу) незрозумілий (*Ian et al., 2012*).

Можна дійти висновку, що взагалі всі передвісники і взагалі прогнозування немає ніякого сенсу та підґрунтя для розвитку. Але можна виділити ті методи, які є основними в передбаченні та спостереженні за землетрусами. Адже саме по собі спостереження може дати багато інформації. Зокрема, виділяються області тектонічної активності, в яких найчастіше відбуваються землетруси.

Із великої кількості методів дослідження, можна виділити найбільш продуктивні методи передбачення та спостереження за землетрусами:

1). *Зміни у відношенні повздовжніх (v_p) та поперечних (v_s) хвиль.* Повздовжні хвилі викликають коливання вздовж напрямку розповсюдження хвилі, шляхом чередування ділянок стиснення і розрізнення. Завдяки цій властивості Р-хвилі спроможні розповсюджуватись майже у будь-яких середовищах. Поперечні сейсмічні хвилі (S-хвилі) або хвилі зсуву змушують частинки середовища коливатись перпендикулярно напрямку розповсюдження хвилі (*Степанов, 2011*). S-хвилі розповсюджуються тільки через пружний матеріал, тому вони неспроможні проходити через рідинне ядро Землі, рідинні і газоподібні середовища. Невеликі лабораторні експерименти показали, що співвідношення цих двох швидкостей – представлене як V_p/V_s – змінюється, коли гірська порода знаходиться поблизу точки руйнування (*Hough, 2010*).

У 1970-х роках це вважалося ймовірним проривом, коли сейсмологи повідомляли про спостереження за такими змінами. Цей ефект, як і інші можливі попередники, пояснюється дилатанцією, де гірська порода, що знаходиться під напругою майже до точки руйнування, трохи розширюється (*Huang, 2015*). Вивчення цього явища поблизу Блакитного гірського озера в штаті Нью-Йорк призвели до успішного, хоча і неформального прогнозування землетрусу в 1973 році, також йому приписували прогноз 1974 року у Ріверсайді (Каліфорнія). Однак додаткових успіхів у подальшому не було зафіксовано, і припускають, що ці

прогнози були випадковими. V_p/V_s аномалія була основою прогнозу 1976 року землетрусу магнітудою 5,5-6,5 поблизу Лос-Анджелеса, який не відбувся (Allen, 1983).

2). *Викиди радону*. У роботі (Cicerone et al., 2009) вчені акцентують увагу на тому, що більшість порід містять невелику кількість газів, які можна ізотопно відрізнити від звичайних атмосферних газів. Є наукові роботи, у яких описують фіксацію стрибків концентрацій таких газів до великого землетрусу. Одним з таких газів є радон, який утворюється при радіоактивному розпаді.

Виявлення радону є потенційним передвісником землетрусу, оскільки він є радіоактивним і таким чином легко виявляється, і його короткий період напіврозпаду максимум становить всього 3,8 доби, що в свою чергу робить рівні радону чутливими до короточасних коливань. У період з 1966 по 2009 рік виявлено 125 повідомлень про зміни викидів радону до того, як відбулися 86 землетрусів. Але, як заявляє у своєму огляді ICEF, – землетруси, з якими, як передбачається, були пов'язані ці зміни, були на відстані тисяч кілометрів від місця спостереження змін концентрації радону та через кілька місяців після даних змін. У деяких випадках аномалії спостерігалися на віддалених ділянках, а отже ICEF не виявив "суттєвої кореляції" (ICEF, 2011).

3). *Електромагнітні аномалії*. Спостереження за електромагнітними збуреннями та намагання віднести їх до провісників землетрусів проводяться з XVIII століття, однак до середини 1960-х років жодна із аномалій, що фіксувались не є дійсним провісником, оскільки тоді використовувалися прилади, які були чутливими до фізичного руху. Тобто, звичайний рух людини біля приладу міг суттєво спотворити його показники. З тих пір різні аномальні електричні, електрорезистивні та магнітні явища приписуються попереднім напруженням і змінам деформацій, що передують землетрусам, викликаючи надії на пошук надійного попередника землетрусу (Park et al., 2007). Незважаючи на те, що кілька дослідників приділяли багато уваги обом теоріям про те, як можуть

породжуватись такі явища, а також твердженням про спостереження таких явищ до землетрусу, жодне з таких явищ не було фактичним попередником (*Pasari, 2019*).

4). *The VAN method* – названий на честь П. Варотсоса, К. Алексопулоса та К. Номікоса, авторів статей 1981 року, що описують вимірювання низькочастотних електричних сигналів, які називаються «сейсмічними електричними сигналами» (SES), за допомогою яких дослідники стверджували, що успішно передбачили землетруси в Греції у 1980-х роках. Як сам метод, так і спосіб, за допомогою якого стверджувалися успішні прогнози, були піддані жорсткій критиці. У 1984 році автори стверджували, що існує «однозначна відповідність» між SES і землетрусами, тобто, що *«кожному значному землетрусу передуює SES і, навпаки, за кожним SES завжди відбувається землетрус, величину та епіцентр якого можна надійно передбачити»*.

Незважаючи на те, що їх звіт дехто привітав як великий прорив, серед сейсмологів він був зустрінутий хвилею загального скептицизму. У 1996 році стаття про VAN-метод, подана до журналу *Geophysical Research Letters*, отримала безпрецедентну публічну рецензію широкою групою рецензентів, а рецензії були опубліковані в спеціальному випуску, при чому більшість рецензентів визнали чималу кількість недоліків цього методу. Додаткова критика була піднята того ж року під час публічних дебатів. Основна критика полягала в тому, що метод є геофізично неправдоподібним і науково необґрунтованим (*Mulargia & Gasperini, 1992*). Додаткові заперечення включали очевидну хибність стверджуваного однозначного зв'язку землетрусів і SES, малої ймовірності того, що попередній процес генерує сигнали, сильніші за будь-які спостережувані від реальних землетрусів, і дуже велику ймовірність того, що сигнали були створені людиною. Подальша робота в Греції відстежила схожі на SES "аномальні перехідні електричні сигнали" до конкретних людських джерел і виявила, що такі сигнали не виключаються критеріями, які використовує VAN для ідентифікації SES.

Нещодавні роботи, використовуючи сучасні методи статистичної фізики, наприклад, флуктуаційний аналіз з усуненням тренду (DFA), мультифрактальний DFA та вейвлет-перетворення, показали, що SES чітко відрізняються від сигналів, створених штучними джерелами.

Достовірність методу VAN і, отже, прогностична значущість SES ґрунтувалася в основному на емпіричному твердженні про прогностичний успіх. У методології VAN було виявлено численні недоліки, і в 2011 році Міжнародна комісія з прогнозування землетрусів для цивільного захисту дійшла висновку, що можливість прогнозування, заявлена VAN, не може бути перевірена (*Novikov et al., 2017*). З іншого боку, розділ «Провісники та прогнозування землетрусів» в «Енциклопедії геофізики твердої Землі: частина «Енциклопедії серії наук про Землю» (*Springer, 2011*) закінчується так (безпосередньо перед своїм підсумком): *«нещодавно було показано що шляхом аналізу часових рядів у нещодавно введених часовій області «природний час» можна чітко визначити підхід до критичного стану»*.

З 2001 року група VAN представила концепцію, яку вони називають «природним часом», застосовану до аналізу своїх попередників. Спочатку він застосовується до SES, щоб відрізнити їх від шуму та пов'язати з можливим майбутнім землетрусом. У разі верифікації (класифікація як «діяльність SES») аналіз природного часу додатково застосовується до загальної подальшої сейсмічності території, пов'язаної з діяльністю SES, з метою покращення параметра часу прогнозу. Метод розглядає виникнення землетрусу як критичне явище. Огляд оновленого методу VAN у 2020 році говорить, що він має велику кількість помилкових напрацювань і тому не може використовуватися як провісник прогнозування землетрусу.

1.3. Загальна характеристика методів та програмних продуктів моніторингу і прогнозування землетрусів

У геофізиці та інших науках відомо безліч різноманітних за генезисом та особливостями прояву провісників землетрусів, зокрема: форшоки, зміна нахилу земної поверхні, деформації гірських порід, аномальні варіації магнітного поля Землі, зміна електроопору гірських порід, зміна рівня води в колодязях та свердловинах, зміна температурного режиму поверхневих земних шарів, зміна хімічного складу вод та газів, незвична поведінка тварин, хмарні структури певного типу та ін.

Різні можливості та межі застосування комп'ютерної техніки та розробки комп'ютерних систем визначаються рівнем формалізації науково-технічних знань у конкретній галузі. Чим глибше розроблена теорія, тим більші можливості існують для створення та впровадження програмного забезпечення обробки даних (*Naveed et al., 2020*). Незважаючи на велику кількість та різноманітність методів та програмних продуктів у галузі прогнозування землетрусів, донедавна не існувало математичного забезпечення, що дозволяло робити короткостроковий прогноз, оскільки не існувало теоретичних методів, що дають можливість зробити такий прогноз, який би з високою ймовірністю реалізовувався. Тим не менш, на сьогоднішній день проблема передбачення землетрусів залишається відкритою.

Існуючі програмні продукти обробки та аналізу сейсмологічних даних залежно від типу розв'язуваних задач можна розподілити за такими групами (*Almuhaid & Attya, 2020*):

1. Моніторингові – «Екстремум», «Earth Alerts» (рис. 1.4);
2. Програми читання-запису – розроблені конвертори (програми-перетворювачі) для наступних широко поширених форматів представлення сейсмічних даних:

XDATA – формат записів пунктами спостережень радіотелеметричної системи NANOMETRICS;

PCC-1 – формат записів пунктами спостережень радіотелеметричної системи PCC;



Рис. 1.4. Вигляд установки сонячного фотометра Citel CE-318 групи моніторингового забезпечення (станція спостереження у м. Душанбе, Таджикистан)

CSS версій 2.8 та 3.0 – формат записів, розроблених для проведення технічного експерименту групою наукових експертів Конференції з роззброєння у Женеві (ТЕГНЕ-2 та ТЕГНЕ-3);

DASS – формат записів для цифрових станцій НВП «Геотех»;

CM6 GSE2 – формат записів для сейсмічних даних, що розповсюджуються за запитами AutoDRM;

PECATOS4 – перетворення файлів бюлетенів, які одержують НУРО71-91, у формат каталогів землетрусів. Щоб полегшити переміщення даних від одного обробного підрядника до іншого, міжнародне товариство прикладної геофізики SEG (Society of Exploration Geophysicist) спочатку розробило формат SEG-X для обміну даними (eXchange). Але він незабаром був замінений форматом SEG-Y, що є форматом із послідовно розташованими трасами (або демультимплексний), розробленим для зберігання повністю або частково оброблених сейсмічних даних.

ARCOPY – програмний комплекс, призначений для перезапису сейсмічних даних різних форматів.

WSG здійснює імпорт даних за TCP/IP-протоколом із систем NRTS і LISS (формат мініSEED – Steim 2).

Інші пакети для роботи з форматом SEG-Y: GSEGYView, SegyMAT, SegyPY, segy-py, SeiSee (також формати CWP/SU та CGG CST), SeisView.

3. Візуалізація, інтерпретація, аналіз – ZET GEO; WSG (Windows Seismic Grafer); HYPO71-91; Tesseral Technologies Inc; Madagascar; CWP/SU (Seismic Un*x), Delivery, JRG, WaveletExtractor, SEIZMO. Інші безкоштовні програми обробки: FreeUSP, PSEIS_OSS (паралельна обробка сейсмічних даних загальних форматів – SEG-Y, SU, SEPlib, USP, Madagascar), CPSeis, SPARC, SEPlib, BotoSeis та GeBR (інтерфейси з SU, Madagascar та інші можливості), SeaSeis (обробка SU-даних, SEG-D – рідер, SEG-Y введення/висновок та інші можливості), GPLib++ (сейсмічні та магнітотелуричні обробки), JavaSeis (попередній стек для введення/виведення сейсмічних даних; обробка сейсмічних даних в Eclipse), Seismic Lab, CREWES, SW3D, PyShottab, Seismon, Seismic_Handle , STK (*Naveed et al., 2020*).

4. Прогнозування. Загальна ідея алгоритму, що лежить в основі програмного забезпечення для прогнозування, полягає у відновленні залежностей за емпіричними даними, в основі яких лежить задача розпізнавання – завдання ідентифікації періодів підвищеної сейсмонебезпеки за допомогою побудови гіперплощини, що розділяє простір заданих ознак. Програмно-алгоритмічний комплекс включає програми для вирішення завдань: навчання та розпізнавання образів, відновлення регресії, інтерпретації результатів непрямих експериментів (*Almuhaid & Attya, 2020*). Система прогнозу іоносферних даних на основі нейронної мережі базується на спільному застосуванні конструкції вейвлет-перетворення та нейронних мереж. Для навчання мережі використовуються перетворені за допомогою вейвлетрозкладання четвертого рівня сигнали сейсмічно спокійних років. В

основу мережі була покладена тришарова мережа прямої передачі сигналу з двома сигмоїдальними та одним лінійним шарами. Прикладами такого програмного забезпечення є: геоінформаційна система Prediction; TRON.

Узагальнена характеристика вищенаведеного програмного забезпечення наведено у таблиці 1.2.

Таблиця 1.2.

Програмне забезпечення, що використовується для моніторингу та прогнозування землетрусів

Група	Назва програмного забезпечення	Характеристика
Моніторингові	Екстремум	прогнозування наслідків землетрусу (включає комплект програм, що дає можливість зберігати, систематизувати та обробляти картографічну та семантичну інформацію, прогнозувати наслідки землетрусів у містах та населених пунктах, а також обґрунтовувати ефективні сценарії реагування у постраждалому регіоні
	Earth Alerts	сейсмічний монітор, що працює в режимі реального часу, може вбудовуватись у будь-який сайт та працювати автономно. Більшість продуктів працює і налаштовується для конкретного району
Програми читання-запису	Конвертори (програми-перетворювачі): ARCOPY, GSEGYView, SegyMAT, SegyPY, segy-py, SeiSee, SeisView, WSG	Запис та перезапис сейсмічних даних різних форматів із пунктів спостережень, їх імпорт
Візуалізація, інтерпретація, аналіз	ZET GEO	Методика та програма оптимального проектування геодезичних профілів для спостережень за активними розломами земної кори - дозволяє автоматично здійснити вибір оптимального числа та розташування у просторі геодезичних пунктів, призначених для GPS-

	спостережень за активними розломами земної кори. Мова програмування – FORTRAN.
WSG (Windows Seismic Grafer)	обробка сейсмічних сигналів та отримання оцінок параметрів сейсмічних гіпоцентрів подій
HYPO71-91	консольна програма для розрахунку основних параметрів землетрусу за первинними даними обробки
SEISAN	математичне забезпечення аналізу землетрусів для IBM PC та SUN комп'ютерів складається з повного набору програм та простої бази даних для аналізу даних про землетруси в аналоговій та цифровій формі
Tesseral Technologies Inc	програмний пакет кінцевого моделювання сейсмічного хвильового поля
Tatra Seis Inc.	програмний пакет обробки сейсмічних даних для пошуку вертикальних кордонів за допомогою технології міграції дуплексних хвиль
Madagaskar	багатовимірний аналіз даних, що включає обробку сейсмічності
CWP/SU (Seismic Un*x)	сейсмічний пакет з відкритим вихідним кодом сейсмічних утиліт, що найбільш широко використовується у світі (69 країн)
Delivery	В основі програмного продукту лежить Байєсовський метод інверсії, що передбачає забезпечення оцінки з похибкою, що забезпечує переваги для розробників моделей
JRG	є пакетом обробки та візуалізації сейсмічних даних на Java з якісною графікою (можливість 3-D та 2-D), SEG-Y та звуковим файлом вводу/виводу [25].
WaveletExtractor	дозволяє отримувати оптимальні сплески від сейсмічних, каротажних даних та каротажу (час-глибина) інформації, може виробляти: оцінки невизначеності для вейвлетів, інформацію час-глибина, рівень шуму для оцінки сейсмічної інверсії
SEIZMO	Можливості обробки даних включають кореляційний аналіз (correlation), згортки (convolution, deconvolution), видалення тренду (detrending), диференціювання (differentiation), інтегрування (integration), інтерполяцію (interpolation), зміну частоти дискретизації (resampling), фільтрацію (filter), злиття (merging),

		відповідь перенесення (response transferring), обертання (rotation), укладання (stacking), спектральний аналіз (spectral analysis), конусоутворення (tapering) та віконний аналіз (windowing)
Прогнозування	Prediction	прогноз землетрусів та гірських ударів
	TRON	онлайн-технологія системного прогнозування землетрусів у режимі реального часу

Очевидно, що короткостроковий прогноз землетрусів – дуже складна, багатопланова та гостра проблема сучасних наук про Землю. Надзвичайна нестійкість аномальних явищ, що передували землетрусу, зумовила необхідність комплексного підходу до її вирішення. Наявність широкого спектру програмного забезпечення для моніторингу і фіксації землетрусів привело до широкого розвитку саме картографування землетрусів, що відбулися, та їх характеристик, довготривалих прогнозів, а також сейсмічного районування. Прикладом може слугувати геоінформаційне картографування як найбільш потужний інструмент передачі інформації, зокрема, напрацювання Геологічної служби США (U.S. Geological Survey), Глобальної мережі прогнозування землетрусів (Global Network Earthquake Forecast) ті інші.

Проте існуюче на сьогодні картографування землетрусів зводиться, головним чином, до констатації факту сейсмічних подій, що вже відбулись та їх характеристик. Актуальним в рамках моніторингу є розвиток оціночного картографування, передусім геоінформаційного. Це дозволить оцінювати можливі землетруси, своєчасно попереджати місцеві органи влади, рятувальні служби і населення про загрозу землетрусів.

Використання космічних систем ДЗЗ для моніторингу сейсмічно небезпечних територій, а також їх поєднання з даними з наземних станцій геофізичних вимірів є перспективним і ефективним інструментом для розв'язання задач моніторингу сейсмічних подій. Говорячи про дослідження провісників землетрусів варто зазначити, що воно має на меті прогнозування можливих землетрусів та їх подання в картографічному вигляді. Проте треба відзначити, що

методи розрахунку параметрів можливої потенційної події тільки по хмарах не дозволяють визначати в комплексі місце, дату і магнітуду (*Albarello & Sleeman, 2018*).

Із вищенаведеного аналізу програмного забезпечення, яке використовується для моніторингу та прогнозування землетрусів видно, що недостатньо використовуються хмарні провісники землетрусів, незважаючи на широкі можливості їх спостереження засобами ДЗЗ. Проте треба відзначити, що методи розрахунку параметрів можливої потенційної події тільки по хмарах не дозволяють визначати в комплексі місце, дату і магнітуду. У подальшому акцентуємо увагу на методах ДЗЗ, зокрема на радарній інтерферометрії.

РОЗДІЛ 2

ПРОГНОЗУВАННЯ ЗЕМЛЕТРУСІВ ЗА ДОПОМОГОЮ РАДАРНОЇ ІНТЕРФЕРОМЕТРІЇ

З останніми досягненнями в геоінформаційних технологіях стали доступними різні інструменти та методи, які дають змогу отримувати нові геопросторові дані. З різними масштабами та проекціями, форматами або роздільною здатністю, дані є часто такими з аналізом яких важко впоратися, а ще важче їх інтегрувати в будь-яке програмне середовище.

З появою космічних спостережень розширити використання цих технологій можна за допомогою використання трьох важливих факторів (*Alvan & Azad, 2011*):

1. Зйомка великої площі або синоптичне покриття дозволяє досліджувати в одній сцені (або в мозаїці) геологічне зображення Землі на регіональній основі.
2. Можливість аналізу мультиспектральних смуг кількісно в числових термінах, що дозволяє застосовувати спеціальні процедури комп'ютерної обробки, щоб розпізнати та посилити певні композиційні властивості земних матеріалів.
3. Можливість об'єднання різних типів продуктів дистанційного зондування (наприклад, зображення відбиття за допомогою радара або теплового зображення) або комбінуючи їх із даними топографічної висоти, а також з іншими видами інформаційних баз (наприклад, тематичними картами; геофізичні вимірювання та дослідження хімічних проб), що дозволяє знайти нові рішення для визначення взаємозв'язків між різними природними властивостями явищ, що досліджуються.

Кількість постійних високоякісних платформ для GPS до моніторингу деформацій поверхні ґрунту збільшується в сейсмонебезпечних районах, але широкомасштабне дистанційне зондування поверхні та зміни висоти можуть дати нові важливі підказки для прогнозування землетрусів (*Albarelllo & Sleeman, 2018*). Зокрема, фіксувались такі явища, як зміни висоти певних ділянок, за якими проводилися спостереження на відстані в десятки кілометрів, що передували сильним землетрусам.

2.1. Теоретичні основи радарної інтерферометрії

Радіолокаційна інтерферометрія – багатоступінчастий метод обробки радіолокаційних зображень, що використовується для побудови цифрових моделей рельєфу (ЦМР) або отримання зсувних величин земної поверхні (*Massonnet & Feigl, 1998*).

Інтерферометричною базою називається відстань між положенням радіолокатора в два моменти часу або довжина штанги, на різних кінцях якої розташовані два радіолокатори. Метод передбачає використання набору двох і більше радіолокаційних зображень (РЛЗ), при чому інтерферометрична база визначає однакові або близькі умови спостереження для досліджуваної території. У розрахунках та аналізі придатності пари РЛЗ до інтерферометричної обробки використовується перпендикулярний компонент просторової інтерферометричної бази (рис. 2.1, *Михайлюкова, 2016*).

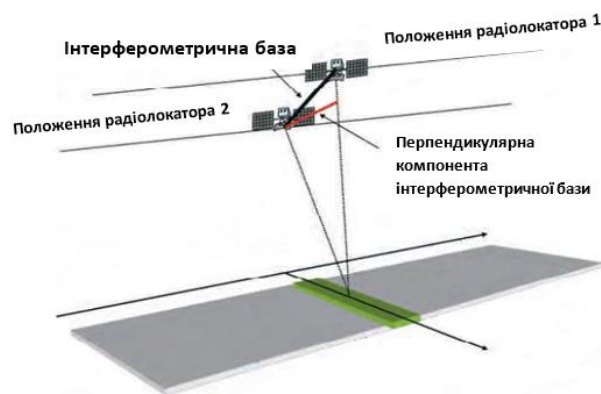


Рис. 2.1. *Схема інтерферометричної бази*

Орієнтація інтерферометричної бази у просторі поділяє види інтерферометричної зйомки на два типи: орієнтація бази вздовж траси польоту та поперек траси. Просторова орієнтація бази вздовж траси польоту космічного апарату (КА) можлива тільки у разі однопрохідної зйомки і призначена для визначення цілей, що рухаються, і вимірювання їх швидкостей.

Просторова орієнтація інтерферометричної бази впоперек траси руху КА створює умови для обчислення абсолютних висот місцевості та вимірювання зміщення земної поверхні за період між зйомками. Для побудови цифрових моделей рельєфу в більшості випадків використовують однопрохідну зйомку двома радіолокаторами з поперечною базою або двопрхідну зйомку з невеликим часовим проміжком для виключення впливу зміни відбивних властивостей об'єктів земної поверхні. Для вимірювання зсувів земної поверхні необхідне використання щонайменше двох радіолокаційних знімків.

Для побудови ЦМР використовують наступний метод діолокаційної інтерферометрії. Дві точки земної поверхні (Q і P , рис. 2.2) мають однакову відстань до радіолокатора, вони не можуть бути рознесені у просторі, так як мають однаковий час надходження сигналу (Naveed et al, 2020). Якщо ж виконати космічну зйомку з трохи різних позицій, то похилі дальності будуть відрізнятися. У цьому випадку два радіолокатори, розділені інтерферометричною базою, грають роль інтерферометра. Значення інтерферометричної бази не повинно перевищувати 150 – 500 м. Аналіз двох відбитих когерентних сигналів, що надходять до радіолокаторів, рознесених у просторі на інтерферометричну базу,

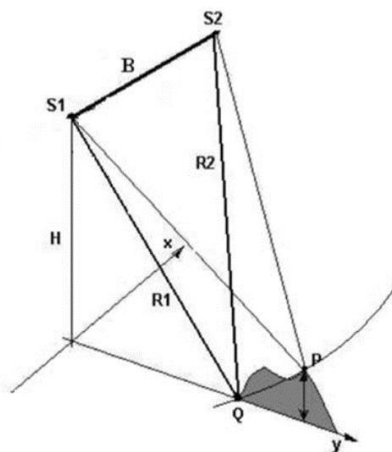


Рис. 2.2. (Михайлюкова, 2016) Геометрія спостереження з побудови цифрових моделей рельєфу. $S1$ і $S2$ - положення радіолокатора в два моменти часу; Q та P – об'єкти земної поверхні, $R1$ та $R2$ – відстань між радіолокатором та об'єктами земної поверхні, B – інтерферометрична база; H – висота космічного апарату (Михайлюкова, 2016)

дозволяє сформуванати різницю фаз для кожного пікселя зображення, яка потім перераховує значення абсолютних висот із застосуванням набору опорних точок.

Радіолокаційна інтерферометрія дозволяє обчислювати зсуви земної поверхні за декількома напрямками – по лінії візування (LOS), по вертикалі, зсув об'єктів вниз по схилу. Якщо об'єкт земної поверхні знімається з невеликим проміжком часу практично з одного і того ж положення КА, то відстань від радіолокатора до об'єкта має бути незмінною і значення фази сигналу, що повернувся, також залишається незмінним. Однак якщо положення об'єкта змінюється, то змінюється і відстань, яку долає сигнал від радіолокатора до об'єкта. Відповідно, змінюється значення фази (фаза другого РЛЗ виявляється дещо зсунутою щодо першого). Різниця фаз двох сигналів і характеризує усунення земної поверхні за період між двома космічними зйомками (рис. 2.3, Михайлюкова, 2016).

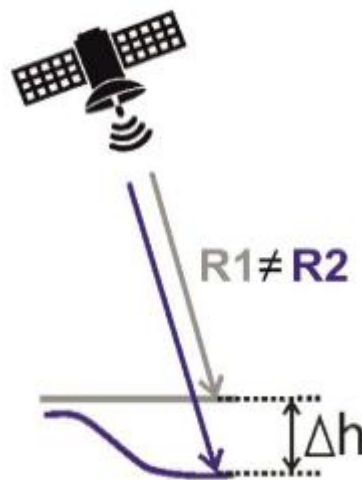


Рис. 2.3. (Михайлюкова, 2016) Принцип диференціальної радіолокаційної інтерферометрії. Синім і сірим кольором показано положення об'єкта земної поверхні та похила дальність до нього у два моменти часу

Оскільки інтерферометрична база між двома положеннями радіолокатора ніколи не дорівнюватиме нулю, то отримана різниця фаз ($\Delta\phi$) міститиме не тільки компоненту, що характеризує зміщення земної поверхні за період між зйомками ($\Delta\phi_d$), але і такі компоненти, як фаза, яка характеризує рельєф земної поверхні

($\Delta\varphi_t$), атмосферні флуктуації ($\Delta\varphi_a$), шуми прийомної системи ($\Delta\varphi_T$), а також завжди присутня невідома початкова різниця фаз ($\Delta\varphi_0$) (Захаров та ін., 2012):

$$\Delta\varphi = \Delta\varphi_t + \Delta\varphi_d + \Delta\varphi_a + \Delta\varphi_T + \Delta\varphi_0 \quad (2.1)$$

Головною метою диференціальної інтерферометрії є вилучення з вимірної різниці фаз компонентів, які характеризують події зміщення шляхом виключення чи зменшення впливу інших.

Вплив шумів приймача та наявність початкової різниці фаз незначний, цим компонентом нехтують. Усунення впливу атмосферних неоднорідностей досить трудомісткий процес і часто впливом атмосфери неможливо нехтувати. Однак його можна зменшити шляхом використання великих масивів РЛЗ або залучення додаткових джерел (наприклад, GPS-вимірювання).

Основне значення різниці фаз сигналів, які надійшли, становлять компоненти, що відповідають зсувам поверхні та рельєфу. Для того, щоб їх розділити один від одного, необхідно включати до обробки додаткову цифрову модель рельєфу або використовувати більше двох РЛЗ.

Метод двопрохідної диференціальної інтерферометрії, заснований на залученні додаткової ЦМР, використовує лише два РЛЗ. У цьому випадку передбачається, що усунення відбулися у період між зйомками. Інші методи засновані на залученні трьох РЛЗ (трипрохідна інтерферометрія) та чотирьох РЛЗ (чотирипрохідна).

У трипрохідній інтерферометрії виконується обробка трьох РЛЗ, два з яких отримані в той період, коли досліджуваний об'єкт був ще стабільним (для отримання складової, що характеризує лише незмінний рельєф). Третє зображення має бути отримане після змін і тоді в парі з одним з двох перших воно містить інформацію про рельєф та усунення. Таким чином, можна виділити компоненту земних зсувів поверхні (Михайлюкова, 2016).

У чотирипрохідній інтерферометрії беруть участь чотири зображення – два з них повинні бути зроблені до події, що змінила рельєф місцевості, два інших –

після. Так стає можливим формування двох різницевих фазових картин, на основі різниці яких потім обчислюється величина зміщень.

Використання дво-, три-, чотирипрохідної інтерферометрії не дозволяє зменшувати вплив атмосфери (*Ferretti et al., 2001*). У даний час інтенсивно розвиваються такі методи інтерферометричної обробки, як метод постійних розсіювачів (PS) та метод малих базових ліній (SBAS), засновані на спільному використанні цілих серій РЛЗ. Використання цих методів дозволяє різко послабити вплив спотворюючих факторів (наприклад, вплив неоднорідностей атмосфери) та забезпечує точність створюваних цифрових моделей місцевості (ЦММ) до перших метрів, обчислення зсувів – до кількох міліметрів.

У разі застосування двопрохідної інтерферометрії забезпечується субсантиметрова точність обчислення зсувів поверхні. Відносна точність виміру висот рельєфу знаходиться в межах 2-4 м, а абсолютна точність залежить від пересіченості рельєфу поверхні та знання геометрії зйомки (*Ferretti et al., 2001*).

Отримує розвиток та використання методів поляриметричної інтерферометрії, що ґрунтується на використанні РЛЗ різних поляризацій. У результаті отримують інформацію про висоти рослинного покриву.

Етапи інтерферометричної обробки методом двопрохідної диференціальної інтерферометрії РЛЗ, що беруть участь в інтерферометричній обробці, повинні бути отримані за спеціального режиму зйомки, який записує комплексне зображення, що містить інформацію про амплітуду зображення та фазу. Таке зображення здебільшого зберігається в формат SLC (SingleLookComplex). Як вихідні дані в інтерферометричній обробці беруть участь пара РЛЗ, одне з яких є основним (master), а друге допоміжним (slave), опорна ЦМР (до події, що викликала зсув поверхні), набір опорних точок.

На першому етапі інтерферометричної обробки ретельно вибирають радіолокаційне зображення з оцінкою їхньої якості. Головним критерієм на цьому етапі є значення інтерферометричної бази та часовий інтервал між зйомками.

Інтерферометрична обробка можлива лише у тому випадку, коли вони отримані з однієї і тієї ж орбіти одним і тим самим або ідентичним за своїми характеристиками радіолокатором. Допустиме значення інтерферометричної основи залежить від завдань інтерферометричної обробки. Перпендикулярна компонента інтерферометричної бази характеризує чутливість обробки до рельєфу поверхні. Залежно від шорсткості об'єктів земної поверхні для побудови ЦМР значення інтерферометричної бази має бути 100-500 метрів для радарів С-діапазону. Період між зйомками має бути мінімальним для виключення ефекту тимчасової декореляції.

Для обчислення зсувів земної поверхні, навпаки, значення інтерферометричної бази має бути мінімальним, а вибір тимчасового проміжку між зйомками безпосередньо залежить від самих зсувів (швидкостей, задач) та їх типу (Михайлюкова, 2016).

На другому етапі виконується точне просторове поєднання РЛЗ (корегация) з субпіксельною точністю. Просторова неузгодженість зображень викликана, головним чином, різним часом початку їхнього запису. Корегування двох зображень виконується в декілька кроків, що включають розрахунок параметрів корегации та перерахунок другого зображення в геометрії першого. Після того, як виконано точне просторове суміщення двох РЛЗ, виконується комплексне перемноження значень пікселів РЛЗ для формування інтерферограми.

Оскільки сформована інтерферограма одночасно містить компоненти, що характеризують зміщення земної поверхні за період між зйомками ($\Delta\varphi_d$), та рельєф земної поверхні ($\Delta\varphi_t$), то для їхнього поділу необхідно виконати процедуру «згладжування» інтерферограми, яка компенсує фазовий набіг від опорної поверхні (топографічна фаза). Для цього потрібне використання цифрової моделі рельєфу. У результаті формується диференціальна інтерферограма, містить тільки компоненту $\Delta\varphi_d$ (Захаров та ін., 2012).

Наявність фазового шуму в інтерферограмі призводить до помилок визначення зсувів земної поверхні. Для виключення таких помилок необхідно виконати фільтрацію інтерферограми. Однак у результаті фільтрації знижується детальність підсумкової картини.

На наступному етапі виконується розрахунок значень когерентності. Когерентність характеризує те, наскільки два зображення корелюють один з одним (наскільки узгоджено сигнал, що прийшов у два моменти часу до радіолокатору). Крім того, значення когерентності використовуються для аналізу якості диференціальної інтерферограми.

Для отримання підсумкових значень усунення необхідно вирішити проблему фазової неоднозначності. Різниця фаз може бути виміряна в діапазоні $0-2\pi$ як характеристика різниці відстаней має бути відновлена шляхом розкриття 2π -неоднозначності фазових вимірів (Михайлюкова, 2016). Цей процес називається *розгортанням фази*. На заключному етапі виконується розрахунок зміщень (по лінії візування, виділення вертикальної компоненти) та геокодування.

На якість інтерферометричної обробки впливає багато чинників. Зокрема, точність розрахованих значень абсолютних висот чи зміщень визначається якістю побудованої інтерферограми, яка теоретично повинна залежати тільки від різниці довжини шляху, який проходить сигнал від землі до радіолокатора у два моменти часу. Для оцінки якості інтерферограм можна використовувати розраховані значення когерентності. Оскільки розрахунок виконується за допомогою ковзного вікна, його розмір також впливає на підсумкові значення зсувів. Значення когерентності змінюються від 0 до 1 (Захаров та ін., 2012). Для шумної, повністю некогерентної картини з відсутністю корисної інформації когерентність дорівнює 0, а у разі відсутності шуму та повністю узгоджених сигналів – 1.

Основні фактори, що впливають на значення когерентності двох РЛЗ (Михайлюкова, 2016):

1. *Знання точних параметрів орбіти та значення інтерферометричної основи.* Одним із важливих факторів, що визначають можливість отримання точних значень зсувів поверхні в результаті інтерферометричної обробки РЛЗ є значення інтерферометричної бази. На основі параметрів, що описують положення КА під час виконання зйомки, розраховується значення інтерферометричної бази та порівнюється з її допустимим значенням, яке визначається характеристиками радіолокатора (довжина хвилі, смуга огляду, розрізненність по похилій дальності). При перевищенні допустимого значення інтерферометричної бази отримання точних значень висот чи зміщень земної поверхні неможливо. Для обчислення величин зсувів земної поверхні необхідно, щоб значення інтерферометричної бази було мінімальним (близьким до 0). Для радіолокаторів С-діапазону значення не повинно перевищувати 70 м. Зі збільшенням значення інтерферометричної бази зростає рівень шумів, який ускладнює виділення компоненти зміщень із сформованої інтерферограми, проте можливість побудови ЦМР зберігається.

2. *Тимчасова декореляція* – виникає тоді, коли в період між двома зйомками відбулися суттєві зміни у стані об'єкта. У такому разі порушується узгодженість сигналів, що приходять до радіолокатора; стає неможливим обчислити значення зсувів таких ділянок. Критичність величини інтервалу між зйомками визначається специфікою району. У деяких випадках можливе використання РЛЗ, які отримані з інтервалом рік або більше. При інтерферометричній обробці таких зображень важливо, щоб їх було отримано в один сезон року. Тимчасова декореляція залежить також і від частотного діапазону радіолокатора (*Верба та ін., 2010*). Довгохвильові діапазони мають переваги, забезпечуючи менший рівень декореляції знімків інтерферометричної пари в районах, покритих рослинністю, за рахунок більшої проникаючої здатності.

3. *Геометричні спотворення* – впливають на можливість виконання розгортання фази.

4. *Атмосферні неоднорідності* на момент виконання зйомки надають істотний вплив на якість двопрохідної диференціальної інтерферометрії. Неоднорідна атмосфера (пов'язана з тропосферною турбулентністю та варіаціями вмісту водяної пари) вносить помилки для локальних ділянок РЛЗ, які досить складно усунути. Один із методів усунення такого роду спотворень – опосередкування інтерферометричних вимірів для незалежних пар. З точки зору двопрохідної диференціальної інтерферометрії важливо враховувати особливості географічного положення об'єкта та сезон зйомки.

2.2. Аналіз програмного забезпечення для обробки даних радарної інтерферометрії

Інтерферометрична обробка даних є складним процесом, і на її реалізацію можуть впливати різні фактори, такі як якість вхідних даних, розмір даних, використані алгоритми та програмне забезпечення. Для аналізу програмного забезпечення для інтерферометричної обробки можна використовувати наступні критерії:

1. Функціональні можливості: перевірити, чи має програмне забезпечення необхідні функції для інтерферометричної обробки даних, такі як калібрування, корекція зміщення, геокодування та інтерферометричний аналіз.

2. Ліцензійна політика: перевірити ліцензійну політику програмного забезпечення, зокрема, чи є він безкоштовним або комерційним продуктом, та які умови використання встановлені.

3. Користувацький інтерфейс: оцінити зручність інтерфейсу програмного забезпечення та забезпечення навчання користувачів.

4. Продуктивність: перевірити, наскільки швидко та ефективно програмне забезпечення обробляє дані, зокрема, як швидко він може здійснювати інтерферометричний аналіз.

5. Технічна підтримка: перевірити, який рівень технічної підтримки надає розробник програмного забезпечення, чи є доступ до онлайн-ресурсів, які допоможуть розібратися з проблемами користувачів.

6. Сумісність: перевірити, чи сумісне програмне забезпечення з вашим обладнанням та операційною системою.

7. Наявність документації: перевірити, чи є достатньо інформації про функціональність програмного забезпечення, процес його встановлення та налаштування, роботу з програмою та її інтерфейсом, а також процес обробки даних, включаючи методології, алгоритми та формати даних.

Існує декілька програмних засобів для аналізу радарної інтерферометрії (InSAR), основним призначенням яких є обробка та аналіз супутникових знімків SAR. Нижче наведено основні з них:

1. StaMPS (Stanford Method for Persistent Scatterers) – це безкоштовне програмне забезпечення, яке дозволяє проводити аналіз радарної інтерферометрії для виявлення деформацій земної поверхні. Воно розроблене на базі MATLAB та може працювати з даними від різних супутникових місій SAR.

2. SARscape – це комерційне програмне забезпечення, розроблене компанією Harris Geospatial Solutions. Воно має широкий спектр інструментів для обробки та аналізу даних SAR, включаючи інтерферометрію, диференціальну інтерферометрію та інші методи.

3. Gamma Remote Sensing – це інша комерційна платформа, яка включає в себе інструменти для обробки даних SAR та інтерферометрії. Ця платформа розроблена Швейцарським федеральним інститутом досліджень в галузі лісового господарства, сніголавинного контролю та геометрії.

4. ENVI SARscape – це комерційна платформа для обробки та аналізу даних SAR, розроблена компанією Harris Geospatial Solutions. Вона містить інструменти для обробки даних InSAR, включаючи моделювання деформацій, диференціальну інтерферометрію та інші методи.

5. ROI_PAC – це безкоштовне програмне забезпечення з відкритим кодом, розроблене Jet Propulsion Laboratory для обробки радарних даних. ROI_PAC включає в себе інструменти для інтерферометричної обробки, в тому числі для підтримки стабільного і нестабільного стану, а також для детекції змін.

Ці програмні засоби дозволяють проводити обробку та аналіз даних InSAR, що допомагає виявляти деформації земної поверхні та інші геологічні явища.

Найбільш поширений метод радіолокаційної інтерферометрії, обробку якого підтримує більшість комерційного та відкритого ПЗ – двопрохідна диференціальна інтерферометрія (Yu, Xue, Wang, 2020). Максимальна кількість методів обробки радарної інтерферометрії підтримує модуль SARscape для ENVI.

Найбільш широкі можливості із вищенаведеного ПЗ має модуль SARscape. Крім можливості обробки методом двопрохідної інтерферометрії, в SARscape реалізовані алгоритми розрахунків інтерферометрії методом постійних розсіювачів (PS) та з використанням методу малих базових ліній (SBAS) (Михайлюкова, 2016). У SNAP реалізовані лише алгоритми дво- та трипрохідної диференціальної інтерферометрії, а ERDAS Imagine лише двопрохідний.

Практично у всьому вищенаведеному ПЗ етапи інтерферометричної обробки зібрані в потрібній послідовності в окремому інтерфейсі (ERDAS Imagine) або вкладці меню (SARscape, SNAP) і користувачеві залишається лише послідовно їх запустити.

Так, всі необхідні інструменти виконання інтерферометричної обробки зібрані в спеціальному інтерфейсі ERDAS Imagine. У лівій частині інтерфейсу у потрібному порядку розташовані всі етапи інтерферометричної обробки – від імпорту радіолокаційних сцен до підсумкових зображень вертикальних та горизонтальних зсувів.

У SNAP всі етапи інтерферометричної обробки також зібрані в одній вкладці, проте послідовність дотримана не для всіх етапів, що пов'язано з тим, що розгортка фази виконується у зовнішньому ПЗ (Yu, Xue, Wang, 2020).

У частині реалізації самого процесу обробки найбільш гнучкими можливостями має програмне забезпечення SARscape – на кожному етапі обробки є можливість налаштувати будь-який параметр. Однак така реалізація в деяких випадках вимагає глибоких знань у галузі фізичних основ інтерферометрії та може створити деякі складнощі у обробці інтерферометричних пар.

В ERDAS Imagine реалізовані дві можливості – повністю автоматизована обробка інтерферометричних пар та обробка з участю людини. Автоматизована обробка дозволяє отримати досить точні результати, які є достатніми для великої кількості користувачів.

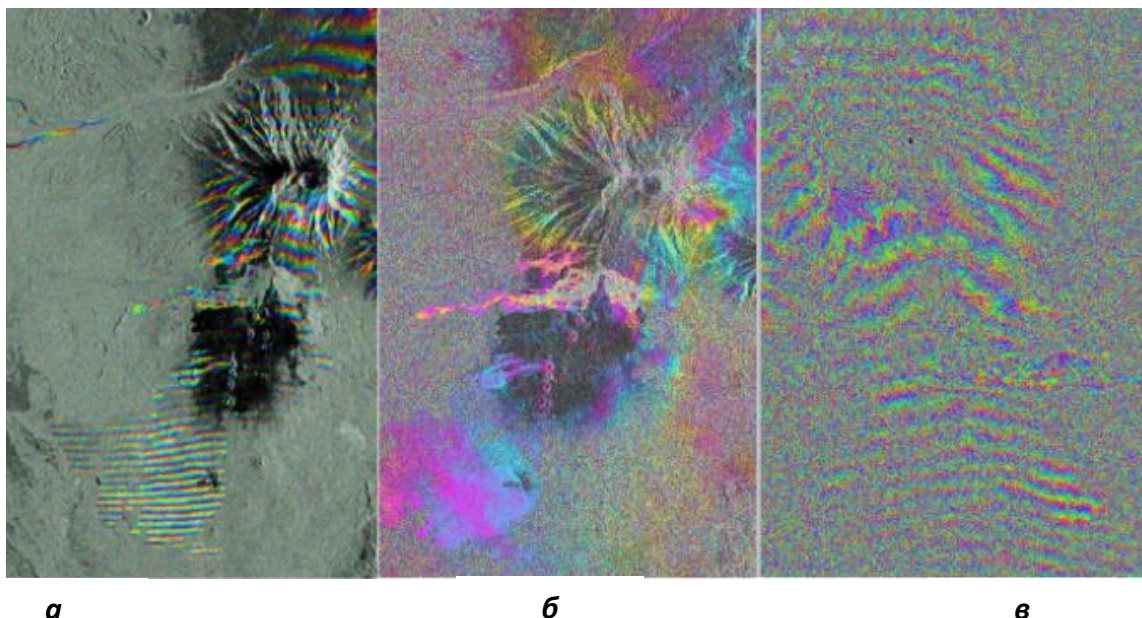


Рис. 2.4. Візуалізація інтерферограм: **а** – ERDAS Imagine; **б** – SARscape; **в** – SNAP.

Налаштування обробки інтерферометричних пар у SNAP досить обмежені частини виконання розгортки фази. Для інших етапів обробки передбачено достатню кількість параметрів, значення за замовчуванням можуть бути змінені користувачем. SNAP, як і більшість відкритого ПЗ, має власну особливість реалізації етапу розгортання фази, що здійснюється з допомогою зовнішньої програми – *Snapru*, має значно менші можливості проти SARscape і ERDAS Imagine (Михайлюкова, 2016). Розгортання фази SARscape та ERDAS Imagine виконується практично однаково і суттєво швидше, ніж у SNAP. Можливості візуалізації

результатів обробки в ERDAS Imagine Interferometry і ENVI SARscape досить схожі, SNAP істотно поступається візуалізації зображення (рис. 2.4).

2.3. Хмарні провісники землетрусів та їх обробка на основі даних радарної інтерферометрії

Хмарні провісники землетрусів – це явище, коли перед землетрусом спостерігаються зміни в хмарах, що можуть бути помічені із поверхні Землі. Зокрема, можна спостерігати зміну форми хмар (наприклад, з'явлення дивних вигинів чи вихорів), зміну кольору та насиченості хмар, появу несподіваної хмарної активності, такої як грози та блискавки, які можуть бути незвичайно сильними.

Поява таких змін може бути пов'язана з процесами, які відбуваються в земній корі перед землетрусом. Наприклад, під час зміщення гірських масивів можуть виникати електричні заряди, які збуджують атмосферні явища та викликають зміни в хмарах. Незважаючи на це, слід зазначити, що не кожне змінення в хмарах є передвісником землетрусу. Хмари можуть змінюватися через різні причини, такі як погода, кліматичні зміни, вплив атмосферних структур тощо. Тому, для виявлення землетрусу, необхідно спостерігати не лише зміни в хмарах, а й використовувати різноманітні методи інструментального моніторингу земної кори.

Аналіз даних космічних знімків хмарних провісників землетрусів може допомогти виявити зміни в хмарах, які можуть бути пов'язані з можливими землетрусами. Для цього використовуються спеціальні супутники, які збирають дані про хмари та інші атмосферні явища з високою роздільною здатністю.

Один з підходів до аналізу даних космічних знімків полягає у використанні машинного навчання та штучного інтелекту. Наприклад, можна використовувати нейронні мережі для автоматичної обробки великих обсягів даних та виявлення змін в хмарах, які можуть свідчити про можливі землетруси. Такі системи можуть

навчитися розпізнавати характерні зміни в хмарах перед землетрусом та видавати попередження про можливі ризики.

Для точнішого аналізу даних космічних знімків, можна використовувати методи геоінформатики та обробки геоданих. Наприклад, можна використовувати системи геодовідомчого моделювання, які дозволяють об'єднати дані з різних джерел та створити комплексну модель земної кори. Це може допомогти встановити зв'язок між змінами в хмарах та рухами земної кори, які можуть бути пов'язані з можливими землетрусами.

Все це дозволяє збільшити ефективність систем попередження про землетруси та зменшити ризик для життя та майна людей.

Повертаючись до радарної інтерферометрії (InSAR), зазначимо, що це метод, який використовує радіолокаційну технологію для вимірювання відстаней між поверхнями Землі. Застосування радарної інтерферометрії для прогнозування землетрусів є досить новим напрямком, але він здобуває все більше популярності серед науковців.

Основна ідея полягає в тому, що попередньо виміряти деформацію земної поверхні, що може відбуватися перед землетрусом. Зазвичай це відбувається за допомогою спеціальних супутників, які відправляють радіохвилі на Землю і реєструють повернення від цільової області. Потім алгоритми обробки даних визначають різницю між різними часовими періодами, що дає змогу визначити зміни відстаней між поверхнями Землі.

Зміни відстаней між поверхнями Землі можуть бути ознакою деформації, яка може відбуватися перед землетрусом. Ці зміни можуть бути результатом тектонічної активності, підземних напруг або інших факторів, які можуть впливати на земну кору.

Хоча радарна інтерферометрія не є прямим методом прогнозування землетрусів, вона може бути корисною для вивчення тектонічних процесів, які можуть призвести до землетрусів. Зокрема, вимірювання деформації поверхні

Землі може допомогти виявити зони, де тектонічні плити рухаються одна відносно іншої, або де відбуваються інші геологічні процеси, які можуть впливати на ризик землетрусів.

Крім того, радарна інтерферометрія може бути корисна для визначення масштабів землетрусів, які вже сталися. Зміни в деформації поверхні Землі після землетрусу можуть бути виміряні і використані для визначення розміру та місця початку землетрусу.

Прогнозування землетрусів за допомогою радарної інтерферометрії має свої обмеження. По-перше, деформація поверхні Землі може бути спричинена не тільки землетрусами, але і іншими факторами, такими як зсуви ґрунту або деформація ґрунту під впливом води. По-друге, інформація, отримана за допомогою радарної інтерферометрії, може бути складною для інтерпретації. Також радарна інтерферометрія має свої обмеження, особливо в тих областях, де поверхня Землі знаходиться під густим лісом або водою. Крім того, для точного вимірювання деформації поверхні Землі потрібно мати чітко визначену базову лінію, тобто точки на поверхні Землі, які можуть бути точно ідентифіковані на різних знімках.

Аналіз застосування радарної інтерферометрії розглянемо на основі даних, отриманих супутниками JERS (Japanese Earth Resources Satellite), вперше запущеними у 1992 році Національним агентством космічного розвитку Японії (NASDA, нині частина JAXA). Супутник складається із трьох основних інструментів: радару із синтетичною апертурою (SAR) діапазону L (поляризація HH); оптичної камери націлювання (OPS) та оптичної камери бокового огляду (AVNIR). Вони надають інформацію про лінеamenti завдяки своїм косим кутам огляду.

Такі супутники дають змогу отримати дані для радарної інтерферометрії, що в свою чергу дозволяє проводити дослідження землетрусів. Інтерферометрія SAR (далі – InSAR) є потужною технікою генерації топографічних висот, за її допомогою створюються цифрові моделі рельєфу. За допомогою повторюваної синтетичної

орбіти апертурна радарна інтерферометрія може забезпечити землю картами, на яких показано переміщення з будь-якої точки суші з субсантиметровою точністю. Техніка унікальна своїм глобальним покриттям та дистанційним спостереженням й надвисокою розрізненністю спостережень, але іноді обмежена через втрати сигналу, які спричинені інтерферометричною декореляцією та поганою часовою вибіркою кількох супутників, які зараз є на орбіті, а також погодними умовами (*Burgmann et al., 2000*). Також варто зазначити той факт, що вибір супутника, суттєво впливає на кінцевий результат обробки інтерферометрії.

Деякі останні дослідження зафіксували нові методи, які дозволяють використовувати глобальну систему позиціонування (GPS) і диференційовані набори даних з інтерферометричних радарів з синтетичною апертурою (DINSAR) для створення 3D-карт руху поверхні землі з високою розрізненністю. GPS вимірює тривимірні координати та веде безперервний запис, однак характеризується низькою просторовою розрізненністю (GPS-сайти). DINSAR вимірює загальну деформацію між двома знімками, які спроектовані в зоні прямої видимості (LOS) (напрямок між супутником і точкою на землі) з високою просторовою розрізненністю на великій території.

Збільшення показників змін в лінеаментній системі під час «підготовки» до землетрусу можна визначити за часовими рядами супутникових даних в оптичному діапазоні (VIS та IR) від Landsat TM/ETM, MODIS, IKONOS і Quickbird тощо. Такі зміни мають місце приблизно за 2-3 місяці до активізації землетрусу і досягають свого максимуму, у середньому, за 20 днів до нього. Після землетрусу інтенсивність лінеаментних ознак поступово зменшується і через 2-3 місяці досягає звичайних умов (*Alvan & Azad, 2011*).

Поява лінійних аномалій хмарності (ЛАХ) за період часу від кількох діб до кількох годин до землетрусу дозволяє використовувати їх у якості одного із критеріїв короткострокового прогнозу. Зокрема, розмивання хмар над розломами часто спостерігається до верхніх рівнів тропосфери. Морозова Л. І.

вважає, що причиною появи ЛАХ (сейсмогенної аномальної хмарності, певною складовою якої є електромагнітне випромінювання) є електромагнітне випромінювання Землі у діапазоні гама-випромінювання. На користь електромагнітного походження ЛАХ свідчать імпульсний характер збурювань атмосфери, утворення ЛАХ на відстанях від десятків до тисяч кілометрів від епіцентрів і коливання періоду часу існування ЛАХ від кількох годин до кількох діб. Появу ЛАХ на відстанях сотні кілометрів від епіцентрів пояснюють тим, що фізичні процеси, які відбуваються всередині Земної кулі, супроводжуються електромагнітними аномаліями, які спостерігаються на значних відстанях від епіцентрів землетрусів. Багаторічні спостереження підтверджують, що перед сильними землетрусами Середньої Азії спостерігалось зменшення хмарності у зонах розломів (Морозова, 2012).

На думку авторів, утворення аномалій хмарності може відбуватись за рахунок значних потоків тепла, які, піднімаючись в атмосферу, розмивають хмарність і формують лінійно орієнтовані хмарні структури. При цьому на супутникових зображеннях Землі проявляються ознаки розтягування та підвищеної проникності земної кори, які є каналами вертикальної міграції глибинних флюїдів. Лінійно орієнтовані аномалії хмарності приурочені до геодинамічно активних зон розривних порушень, які проявляються у геофізичних полях у вигляді підвищених градієнтів яскравості супутникових зображень.

На основі проведених досліджень виявлено такі типи ЛАХ: гряда або ланцюг хмар, що переривається на фоні безхмарного неба; вузька зона розмивання хмарності посередині масивів хмарності (темного фотофону) на фоні дуже світлої області хмарності; лінія різкої зміни рисунку супутникового зображення області хмарності.

У районі майбутнього землетрусу за 4–10 днів до сейсмічного поштовху можливий викид газу (гелію) в атмосферу, що також приводить до утворення аномалій хмарності. Деякі вчені припускають, що тепло утворюється при терті

порід у зонах глибинних розломів і є механізмом виникнення аномалій хмарності. Це тепло генерується протягом довгих періодів часу. При цьому вода просочується в малі тріщини, що формуються поблизу розлому. Результатом цього є механізм, який генерує і викидає нагріту вологу, що утворює лінійну хмарність над сейсмоактивними розломами. Характерним є короткий час існування сейсмогенних хмар. Наприклад, за даними візуального запису Zhonghao Shou і Darrell Harrington (*Li et al., 2022*) у районі Northridge (Каліфорнія) сейсмогенна хмара проіснувала лише 35 хвилин. Це свідчить про можливість пропуску сейсмогенних хмар, що знижує вірогідність прогнозу землетрусу.

У провінції Ван (Китай) сейсмогенна хмара з'явилася о 2:00 20 грудня 2003 року, хоча на отриманому за 2 години до цього знімку цієї ж території (в 0:00) аномальної хмарності не спостерігалось. За даними Zhonghao Shou (1999) типовий інтервал часу існування сейсмогенних хмар становить від півгодини до 10 годин (*Ozawa and Himematsu, 2016*).

Шляхом використання даних багаторазових зйомок різними супутниками можна підвищити ймовірність виявлення аномалій хмарності.

Для кращого розуміння у роботі (*Ozawa and Himematsu, 2016*) проаналізовано дані з супутника PALSAR-2, отримані з так званих напрямків спостережень – «Шляху 28» і «Шляху 126». Більшість сцен були гірськими та вкритими рослинністю. Режим спостереження SM1 для обох шляхів, центральна частота 1,2575 ГГц, а ширина смуги частот зображення SLC а 80 МГц. Кути падіння – 32° і 24° в центрі сцени. Дати спостереження 15 квітня 2016 року та 29 квітня 2016 року для обох шляхів, що свідчить про те, що побудовані інтерферограми від цих пар SAR не включали деформації земної кори, пов'язані з форшоком 14 квітня.

Для аналізу застосовується програмне забезпечення RINC, яке є інструментом аналізу InSAR, розробленим NIED. Кількість переглядів у генерації інтерферограми встановлено на 11 пікселів у напрямку дальності та 15 пікселів у напрямку азимута (вздовж треку), для «Шляху 28» – до 8 пікселів у напрямку

діапазону та 12 пікселів в азимутальному напрямку для «Шляху 126». Це обумовлено тим, що основна розрізненість зображень із кожного напрямку була майже рівною, та коливалася в межах від 25 до 30 м. Хоча можлива обробка з меншою розрізненістю, застосовано більшу кількість виглядів, щоб зменшити шум декореляції. Далі застосовано фільтр спектрального зсуву. Для моделювання топографічного етапу чисельна еліпсоїдальна модель висот створена з цифрової сітки 10 м (*Ozawa and Himematsu, 2016*).

Атмосферна затримка моделюється за результатами числової моделі погоди. Після віднімання орбітальної фази, топографічної фази, компоненти атмосферної затримки та іоносферної затримки з початкових інтерферограм, застосовується фільтр спектрального покращення з коефіцієнтом фільтрації 0,8 і вікном розміром 32 пікселя. Застосувавши фазове розгортання до інтерферограм за допомогою програмного забезпечення SNAPHU отримано карти деформації земної кори, використовуючи процедуру традиційного InSAR аналізу. Однак очікувані помилки розгортання відбуваються в областях, де з'являється багато фазових розривів.

Для аналізу інтерферограм із розділеною смугою (DSI) використано зображення відстеження зсуву із чотирма піддіапазонами пар, створених при оцінці іоносферної затримки. Перенесення фаз не з'явилося коли зміна нахилу діапазону становила менше чверті довжини хвилі (приблизно 3,75 м). Від диференціала інтерферограм, створених для всіх піддіапазонів, отримано різницю фаз DSI, за 1-D фазове розгортання вздовж $f_1 \sim f_4$. На основі цього можна порівняти два методи та два шляхи супутників, а також їхню різницеvu карту (рис. 2.5, *Ozawa and Himematsu, 2016*).

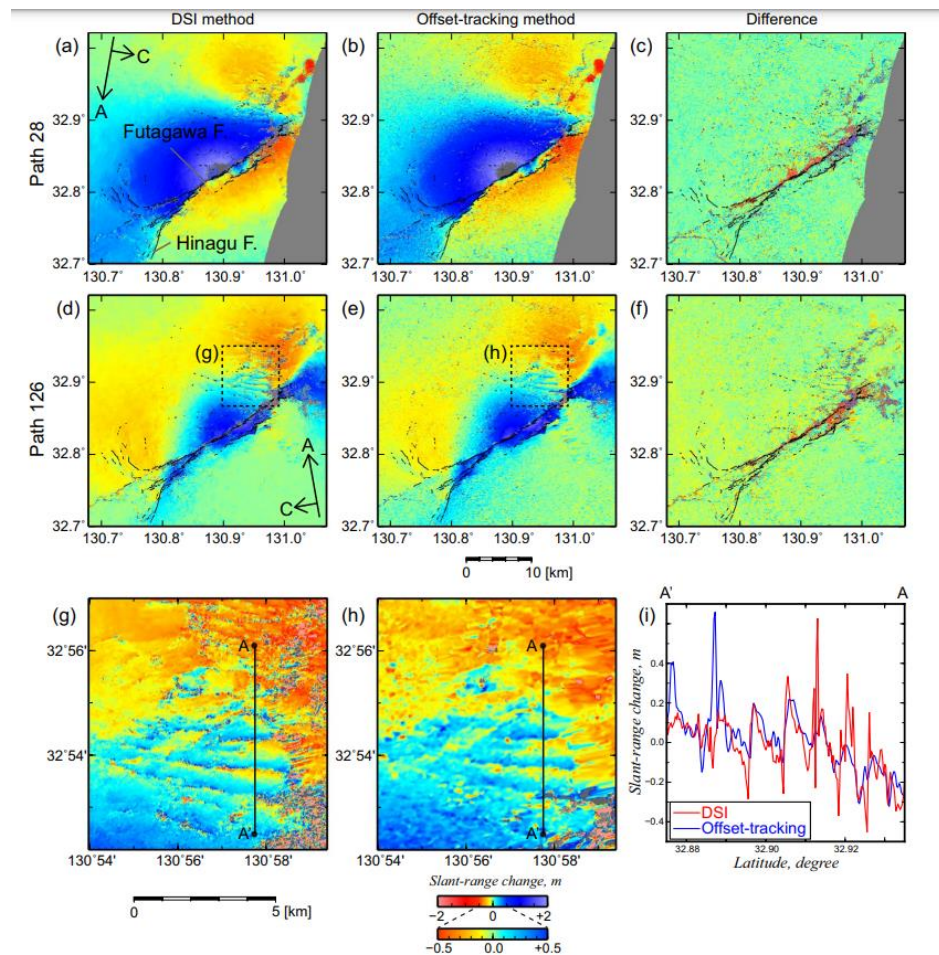


Рис. 2.5 (Ozawa and Himematsu, 2016) Карти змін похилого діапазону, отримані за допомогою різниці інтерферограм з розділеною смугою (DSI) і аналізу відстеження зсуву. Стрілки на малюнках вказують шлях (A) і поперечний напрямок (C). Тонкими лініями зображені розриви поверхні, пов'язані з землетрусом Кумамото 2016 року.

(a, b) - карти зміни діапазону нахилу для «Шляху 28» за допомогою DSI та аналіз відстеження зсуву, відповідно, і (c) різниця між ними. (d, e) - карти зміни діапазону нахилу для «Шляху 126» з використанням DSI та аналіз відстеження зсуву, відповідно, і (f) різниця між ними. (g, h) - збільшені карти зміни діапазону нахилу від DSI та відстеження зсуву аналізу для «Шляху 126». Площа відповідає пунктирним областям у (d і e). (i) - порівняння змін нахилу від DSI та відстеження зсуву аналіз уздовж профілю A–A', показано на (g і h)

За результатами можна припустити, що деформація земної кори, яка відбулася за різницю в часі між спостереженнями була незначною, оскільки максимальна магнітуда підземних поштовхів, що сталися за цей період, була 4.2. Загалом результати показали зміщення на схід у північній частині розлому Футагава та зміщення на захід в південний район, що узгоджується з осередковим

механізм головного поштовху. Межа, що розділяє площу зсувів на схід і захід чітко збігається з розломом Футагава. Крім того, це дослідження уточнило, що опускання поступово збільшувалося із заходу. Максимальне зміщення на захід із значеннями 0,3 – 0,4 м також було виявлено на цій території.

Методами дистанційного зондування можна вигідно передбачити передвісники землетрусів, які неможливо виявити за допомогою традиційних засобів моніторингу, таких як сейсмографи та GPS і можливість навчатися на великих масштабах за низьких витрат.

Багато дослідників під час спостережень за різними землетрусами прийшли до висновку, що за певний час до головного землетрусу територія зазнає просідання, яке перевищує швидкість вертикальних рухів для даної території. Потім після події досить швидко територія зазнає вертикальних рухів вгору і максимально наближається до значень, які були до землетрусу.

Розділ 3. АНАЛІЗ ХМАРНИХ СЕЙМОТЕКТОНІЧНИХ ІНДИКАТОРІВ НА ОСНОВІ ДЕШИФРУВАННЯ ЗНІМКІВ

3.1. Характеристика хмарних сеймотектонічних індикаторів та оцінка можливих землетрусів

Хмарні сеймотектонічні індикатори є одним із методів дослідження, який використовує хмари для виявлення можливих сейсмічних ризиків в певній області. Цей метод базується на спостереженнях над змінами атмосферного тиску, які можуть бути пов'язані зі змінами напруги на земній корі. Ідея полягає в тому, що під час сейсмічної активності відбуваються зміни в рельєфі, що призводить до зміни атмосферного тиску. Ці зміни можуть бути виміряні з використанням спеціального обладнання, але також можуть бути помічені як зміни в формі хмар, які чітко простежуються на зображеннях з супутників та радарів. Вивчають форму, висоту, температуру та інші характеристики хмар, щоб виявити зміни, які можуть свідчити про можливий сейсмічний ризик.

Цей метод не є повністю точним і не може передбачити сейсмічні події з точністю до дня або години, але він може допомогти виявити групи територій з підвищеним ризиком сейсмічної активності, які потребують більш детального дослідження. Тому далі більш детально розглянемо хмарні сеймотектонічні індикатори.

Для початку, зазвичай необхідно визначити розміри та форму хмарного індикатора на зображенні. Це може бути зроблено за допомогою алгоритмів сегментації зображень, які дозволяють виділити область інтересу (хмарний індикатор) на фоні решти зображення.

Після цього можна перейти до аналізу форми хмарного індикатора. Існують різноманітні методи аналізу форми, наприклад, можна визначити параметри, такі як площа, периметр, довжина контуру, кутові коефіцієнти та інші. Також можна застосувати методи аналізу форми на основі геометричних фігур, таких як еліпси, прямокутники, круги тощо. Наприклад, можна використовувати методи опису

форми, такі як коефіцієнт опису (aspect ratio), коефіцієнт ексцентриситету (eccentricity) та інші.

Зазвичай для аналізу форми хмарних індикаторів використовуються автоматизовані алгоритми машинного навчання, які можуть бути навчені на великій кількості даних про хмарні індикатори та їх форму. За допомогою цих алгоритмів можна автоматично класифікувати хмарні індикатори за їх формою, що дозволяє робити більш точні прогнози ризику виникнення землетрусів.

Основні класи хмарних сейсмотектонічних індикаторів включають наступні:

1. *Зміна висоти хмар*: висота хмар може змінюватися під час землетрусу через зміну атмосферного тиску. Підвищення або зниження висоти хмар може свідчити про збільшення або зменшення напруги в земній корі.

2. *Зміна форми хмар*: під час землетрусу хмари можуть змінювати форму та ставати більш або менш пухнастими. Це може бути свідченням зміни атмосферного тиску та напруги в земній корі. Виділяють 5 основних класів хмарних сейсмотектонічних індикаторів за їх формою: *лінійні, гребінчаті, квадратоподібні, провальні та асиметричні* (рис. 3.1).

3. *Зміна температури хмар*: під час землетрусу може відбуватися зміна температури хмар, оскільки енергія, що вивільняється під час землетрусу, може впливати на температуру повітря. Зміна температури хмар може бути індикатором землетрусу.

4. *Зміна розміру хмар*: під час землетрусу розмір хмар може змінюватися. Це може бути свідченням зміни атмосферного тиску та напруги в земній корі.

Ці індикатори можуть використовуватися окремо або в поєднанні один з одним для виявлення можливих сейсмічних ризиків.

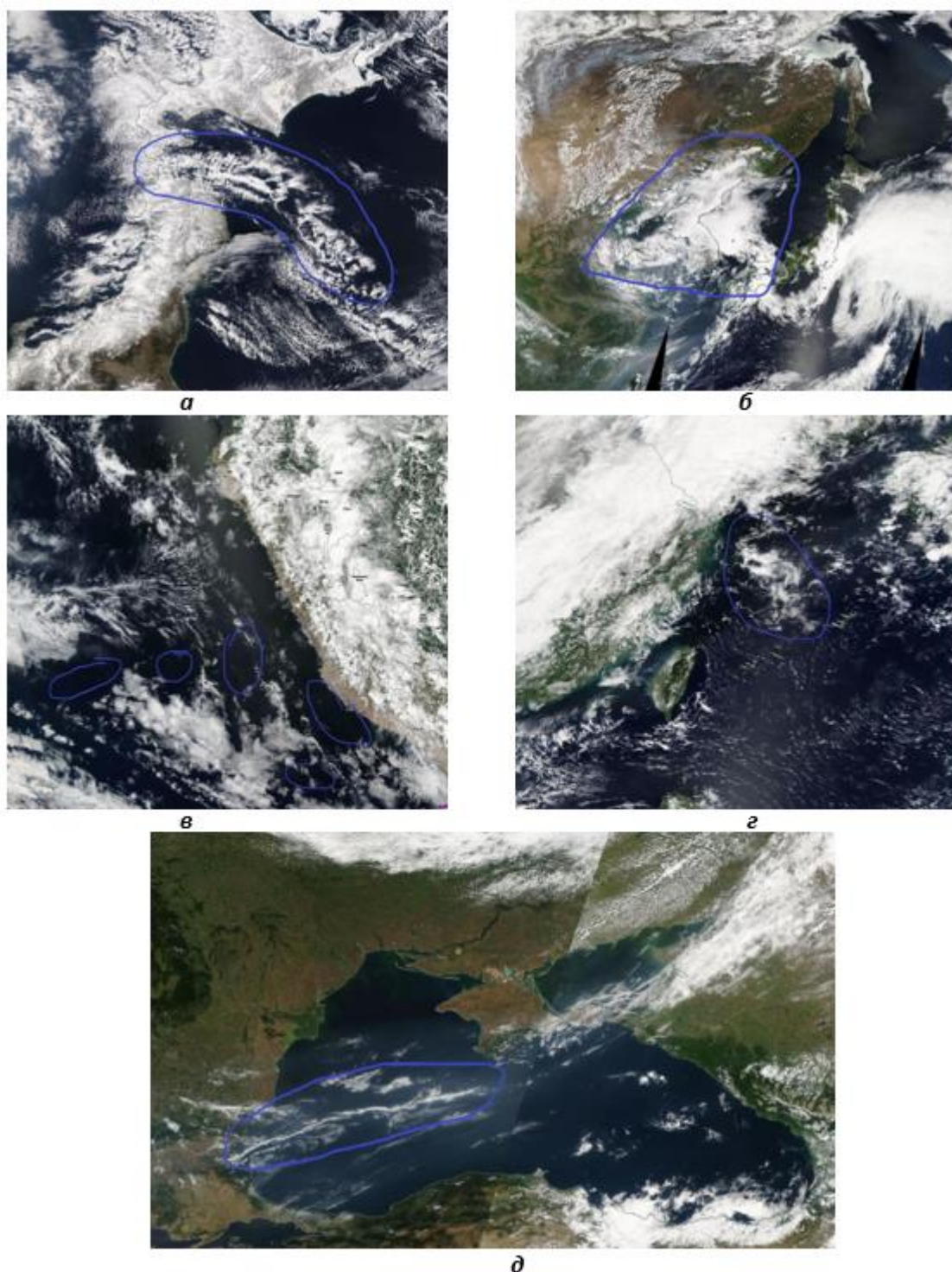


Рис. 3.1. Класифікація хмарних сейсмотектонічних індикаторів за формою:

а – гребінчасті; **б** - квадратові (на прикладі циклону, який рухався в сторону Японських островів після землетрусу в Китаї); **в** – провальні (сформувались напередодні землетрусу в Перу 16.04.2016; мають вигляд вільних від хмар ділянок серед щільної хмарності); **г** – асиметричні (на прикладі формування над Окинавською мікроплитою на південь від острова Кюсю, Японія); **д** – лінійні (приклад формування над Чорним морем напередодні землетрусу в Румунії).

В алгоритмі підрахунку оцінки ймовірного землетрусу супутникові знімки потрібної хмарності вкрай важливі, особливо тоді, коли потрібно локалізувати зону сейсмологічної безпеки для найбільш правильного прогнозу. Цей етап дуже важливий, адже при відсутності даних на знімку хмарного сеймотектонічного індикатора, формування прогнозу відразу ж завершується. Тому знімки потрібно аналізувати в режимі реального часу, насамперед слід провести дослідження щодо зміни форми хмар. Далі необхідно дослідити динаміку хмарних структур, після чого порівняти виявлені індикатори із границями літосферних плит або великих розломів, що у подальшому дасть змогу локалізувати цю область і виділити її як потенційно небезпечну.

На основі аналізу виділених на знімках хмарних сеймотектонічних індикаторів можна вирахувати аплітуду можливого землетрусу. Існує логарифмічна залежність між максимальною протяжністю хмарних індикаторів та магнітудою, яка виражається формулою (Морозова, 2012):

$$M = \ln D , \quad (3.1)$$

де M – розрахункова магнітуда можливого підземного поштовху,

D – максимальна протяжність хмарного сеймотектонічного індикатора в км.

За даною формулою розраховано магнітуду підземних поштовхів, зафіксованих в південно-західній частині Карибського моря. За даними знімка супутника Aqua (EOSDIS.Worldview) в день фіксації підземних поштовхів (14.08.2021 року) спостерігається формування хмарних індикаторів (рис. 3.2).

Перед розрахунком магнітуди слід визначити розміри лінійних хмарних аномалій. Протяжності лінійних аномалій можна вирахувати у багатьох програмних застосунках (наприклад, Google Earth Pro, ArcGIS, QGIS, Google Earth Engine та ін.), використовуючи інструменти геометрії. У даному випадку використано платформу Google Earth Engine (рис. 3.3). Для вимірювання довжини хмар на супутникових знімках в Google Earth Engine можна використовувати різні

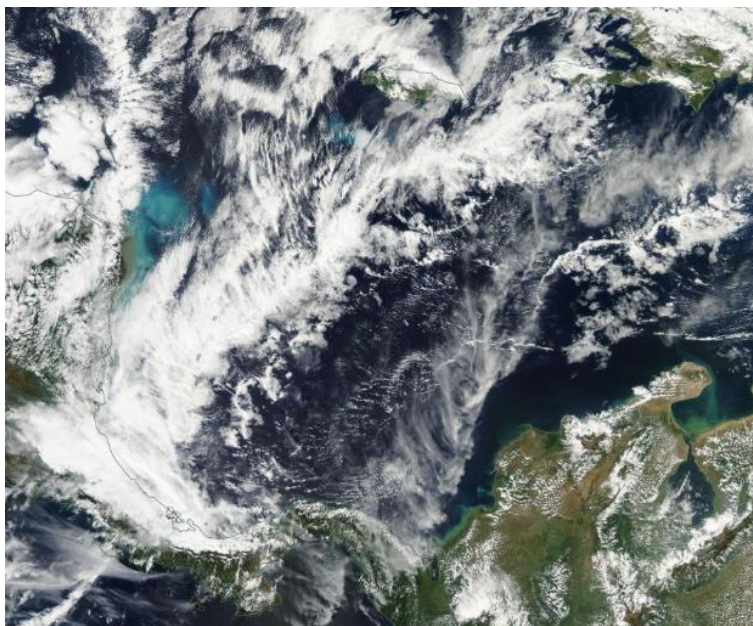


Рис. 3.2. Знімок із хмарним індикатором у басейні Карибського моря в день фіксування підземних поштовхів 14.08.2021 року

інструменти геометрії, зокрема лінійки та полігони. Для вимірювання довжини хмар за допомогою лінійки потрібно виконати наступні кроки:

1. Завантажити супутниковий знімок.
2. Вибрати інструмент лінійки (Measure Tool) в меню зліва.
3. Клацнути на початковій точці на зображенні, далі перетягнути лінійку до кінцевої точки, тим самим виділивши довжину хмари.

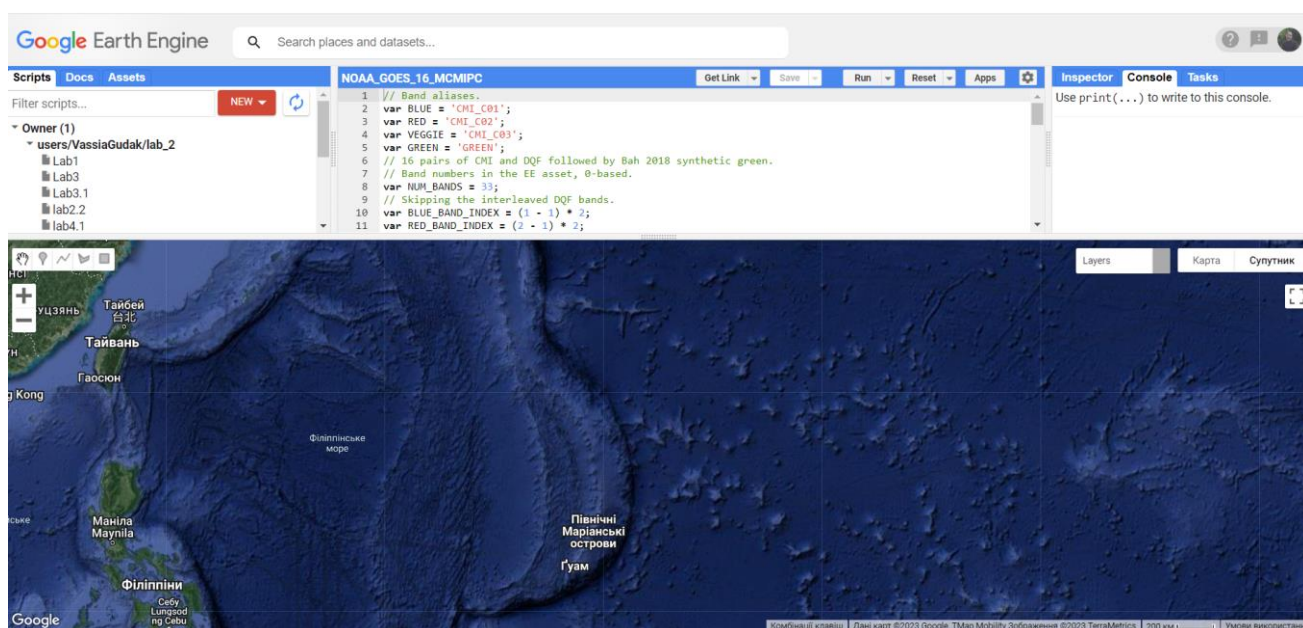


Рис. 3.3. Скриншот платформи Google Earth Engine, де проводились розрахунки розмірів лінійних хмарних індикаторів

Результат вимірювання буде відображено на екрані.

Провівши аналіз знімка визначено, що протяжність цього хмарного утворення складає близько 1100 км. Підставивши значення протяжності в формулу (3.1) отримано результат розрахункової магнітуди 6.9. Така ж магнітуда була зафіксована сейсмографами під час підземних поштовхів. Порівняння вказує на те, що обчисленням магнітуди за вищевказаною формулою цілком достовірне і її можна використовувати при прогнозі магнітуди різного роду підземних поштовхів. Для цього проведено ряд інших порівнянь.

Проведено аналіз серії землетрусів, які фіксувались біля західного узбережжя Японії 7-11 березня 2011 року. Серії поштовхів передувала поява 19 лютого 2011 року хмарних сеймотектонічних індикаторів в цьому ж районі (рис. 3.3). За даними бази землетрусів Геологічної служби США (<https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards>) сейсмографами фіксувалась магнітуда в 7 балів. Провівши аналіз знімка (рис. 3.4) визначаємо, що наявний хмарний індикатор бере початок біля західної частини острова Хонсю та простягається на відстань близько 1400 км на південний захід. Підставивши дані в формулу (3.1) отримуємо розрахункову магнітуду 7.2, значення якої корелюється із зафіксованим 07.03.2011 року сейсмографами значенням магнітуди.

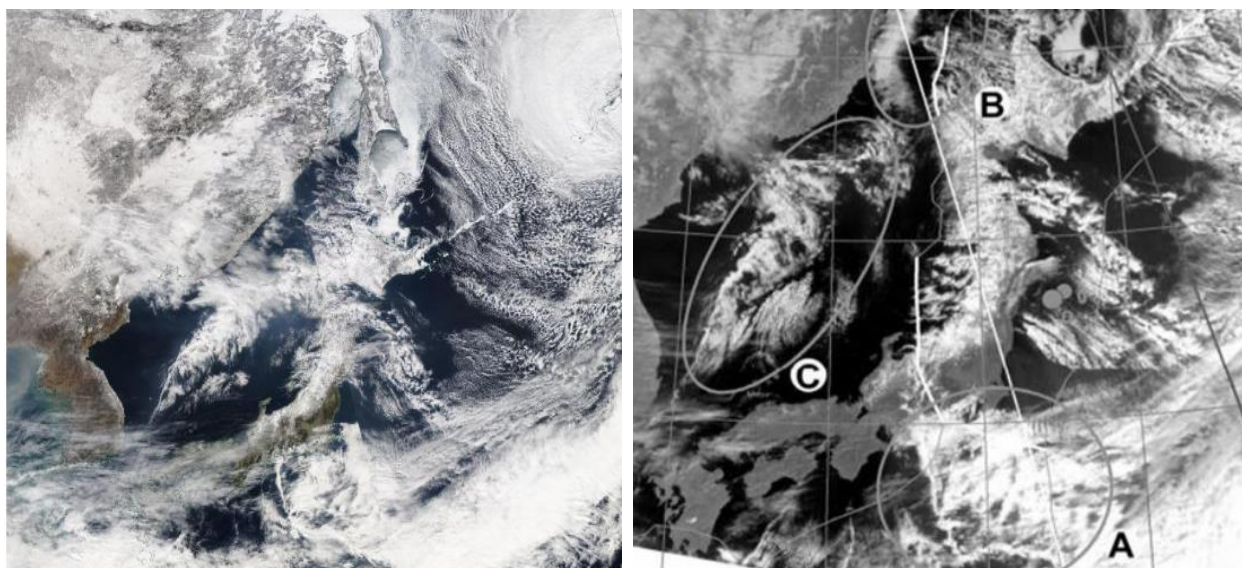


Рис. 3.4. Виділені лінійні хмарні аномалії над Японськими островами, зафіксовані 19.02.2011 року

Аналогічні розрахунки проведено і для іншого різновиду хмарного індикатора – провального (рис. 3.5), який зафіксовано 03.10.2019 року на знімку із супутника Terra на південь від острова Кюсю (Японія). Протяжність даного хмарного індикатора складає 580 км. Значення розрахункової магнітуди за формулою (3.1) дорівнює 6.3 бали, яке також корелюється із даними, отриманими сейсмографами (<https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards>).

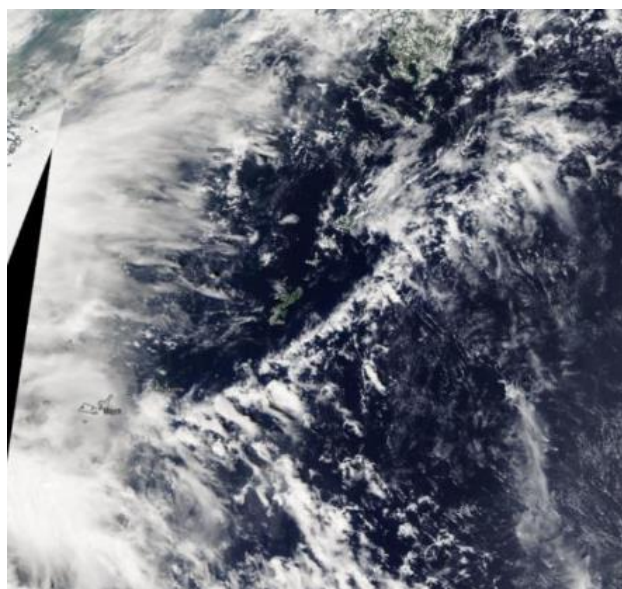


Рис. 3.5. Хмарний сеймотектонічний індикатор провального типу біля о. Кюсю (Японія) 03.10.2019 року.

3.2. Аналіз хмарних сейсмотектонічних індикаторів

Як було зазначено вище, аналіз хмарних індикаторів по їх формі може виконуватися за допомогою методів обробки зображень та машинного навчання.

Для машинного навчання необхідно мати набір зображень, які можна використовувати для тренування моделі. Ці зображення повинні містити різні приклади хмарних індикаторів, з яких модель може вивчити ознаки та встановити зв'язки між ними. Створення архіву зображень може включати різні етапи, такі як збір зображень з різних джерел (наприклад, супутникових знімків або знімків зі землі), обробку та підготовку зображень для подальшого використання (наприклад, зменшення розміру зображень, нормалізація кольору тощо) та збереження зображень у відповідному форматі (наприклад, JPEG або PNG).

Також, для забезпечення якості та різноманітності тренувального набору, можна використовувати різні методи аугментації даних, такі як випадкові обрізки, обертання, зміщення тощо. Ці методи дозволяють штучно збільшити кількість зображень у наборі та забезпечити різноманітність даних для тренування моделі. Тобто, створення архіву зображень є важливим етапом для машинного навчання моделей, які працюють з хмарними індикаторами.

У дослідженні використано знімки супутника SuomiNPP, які завантажено із офіційного сайту NASA Worldview (worldview.earthdata.nasa.gov) – безкоштовної інтерактивної платформи для перегляду зображень Землі, зібраних з допомогою різних супутникових систем зондування Землі (наприклад, MODIS, VIIRS, Landsat і т.д.). На платформі можна переглядати зображення різних параметрів, таких як температура поверхні, океанська хмарність, сухість повітря, поверхневі води, вулканічні викиди і т.д. Крім того, платформа дозволяє користувачам вибирати

місце на земній поверхні та вибрати часові проміжки для перегляду зображень з різних джерел (рис. 3.6).

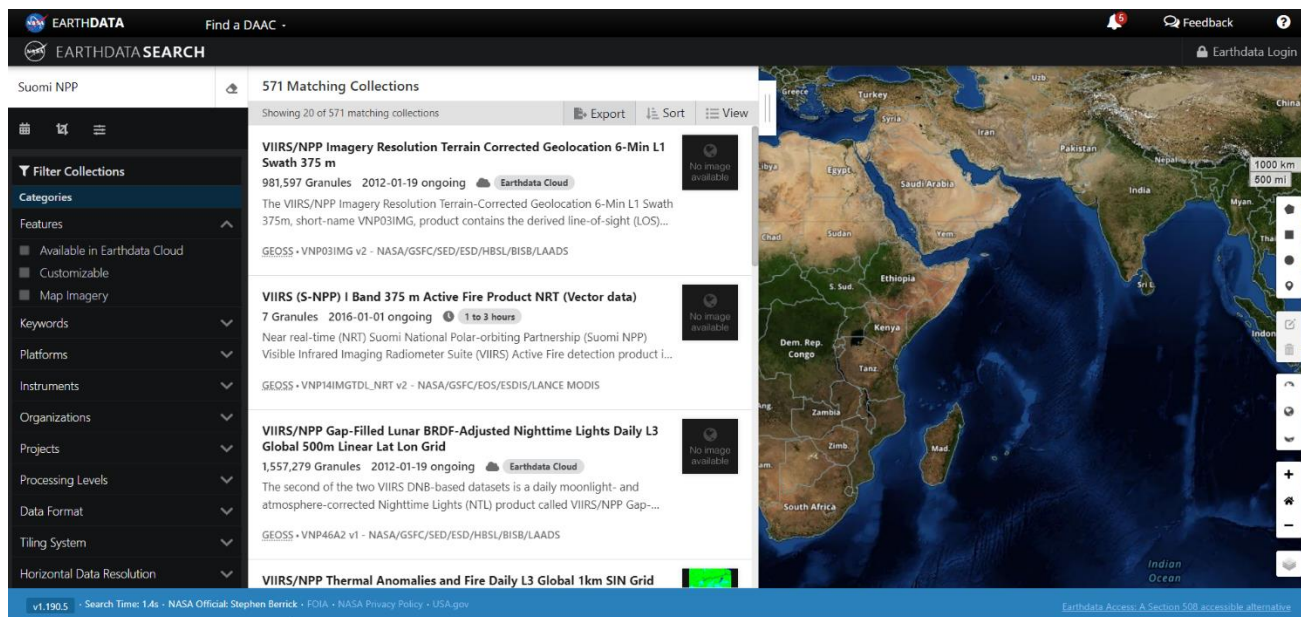


Рис. 3.6. Скриншот платформи NASA Worldview, з якої завантажено супутникові знімки для дослідження

Таким чином, створено архів супутникових зображень хмарних сеймотектонічних індикаторів у період з 2016 по 2021 роки для трьох зон, приурочених до тектонічних розломів у Тихому океані: акваторія Японських островів, західне узбережжя Перу та акваторія островів на північний схід від Австралії (Соломонові о-ви, Вануату та Нова Каледонія). Нижче розглянуто характеристику кожної із них.

Акваторія між островами Нова Каледонія та Вануату містить потужні тектонічні розломи, які легко дешифрувати за супутниковими знімками (рис. 3.7).

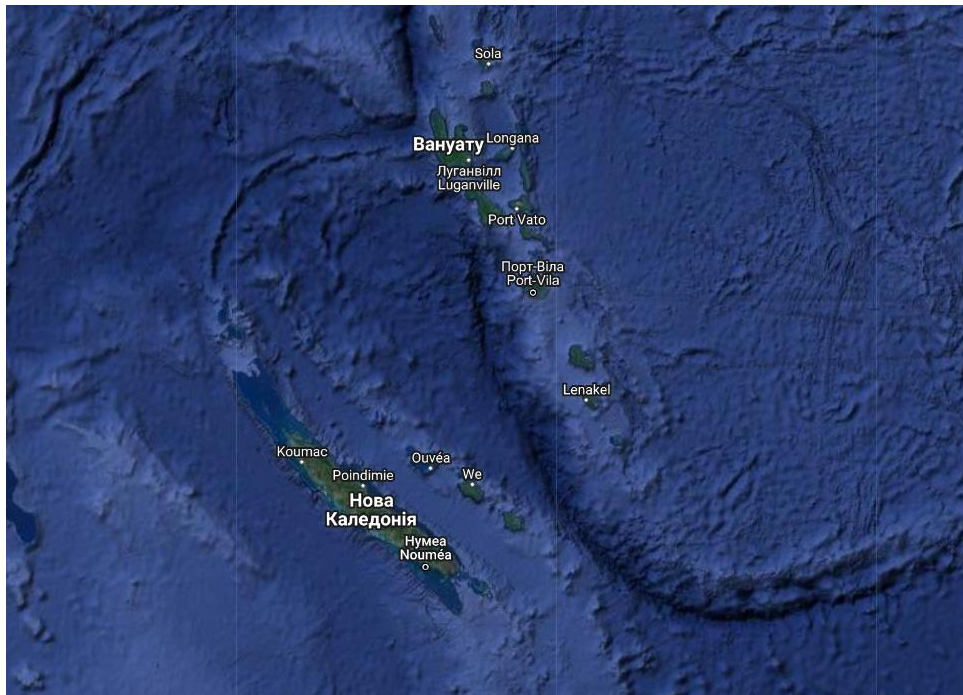


Рис. 3.7. Тектонічні розломи в акваторії о-вів Нова Каледонія та Вануату (за даними супутникових знімків TerraMetrics, Google Earth Engine, 2023)

Провівши аналіз знімка за день до зафіксованого землетрусу (12.08.2018 року), простежується формування лінійних зрізів хмарності вздовж тектонічного розлому на південний захід від островів. Крім того, спостерігається формування ділянок, на яких відсутні хмари у вигляді провалів. Вивчаючи хмарні індикатори на знімку (рис. 3.8), проведено розрахунок магнітуди підземних поштовхів.

Таким чином, довжина лінійних границь хмарних аномалій становить 1300 км, що рівно магнітуді 7.1. Фактична магнітуда, зафіксована сейсмографами

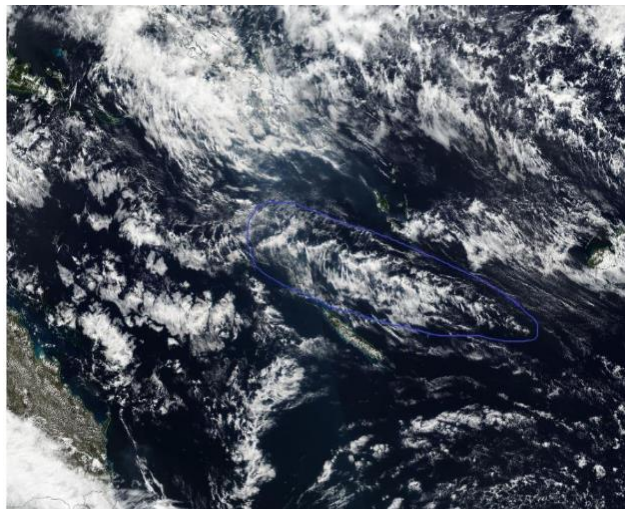


Рис. 3.8. Супутникових знімок досліджуваної території 11.08.2018 року із виділеною хмарною лінійною аномалією (TerraMetrics Google Earth Engine, 2023)

становить 7 балів, що в черговий раз вказує на те, що магнітуду описаного землетрусу можна спрогнозувати за цим типом хмарних індикаторів.

Подібна ситуація спостерігалась перед землетрусом у цьому ж регіоні 14.06.2020 року. На супутниковому знімку за 13.06.2019 року (рис. 3.9) також видно активізацію сейсмічної активності у досліджуваному районі. Це підтверджують безхмарні ділянки, які з'явилися вздовж всієї довдини розлому на південт від островів. У той час на півночі островів фіксується гребінчастий тип хмарних сейсмотектонічних індикаторів (виділено на рис. 3.9а). Зафіксована

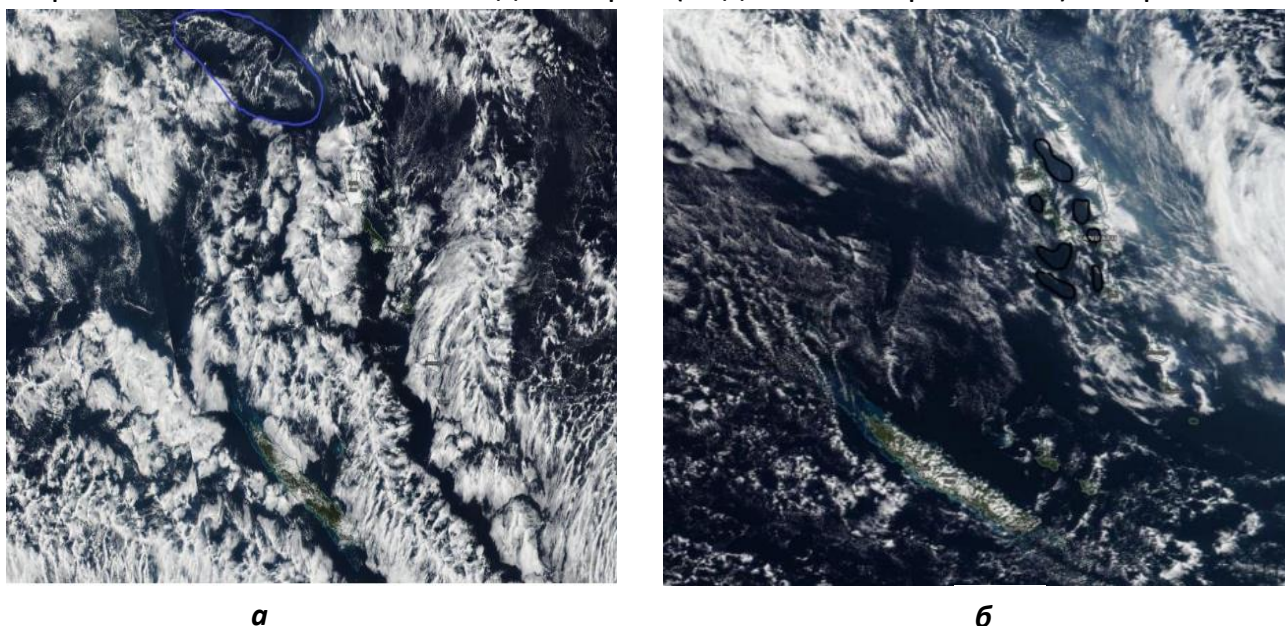


Рис. 3.9. Супутниковий знімок акваторії о-вів Вануату: **а** - перед землетрусом 13.06.2019; **б** – перед землетрусом 21.06.2020.

магнітуда дорівнює 6.3 балів. Довжина гребінчатого хмарного індикатора рівна близько 550 км. Розрахована магнітуда за даними значеннями також рівна 6.3 балів.

Наведемо інший приклад аналізу хмарних індикаторів біля островів Вануату перед землетрусом 21.06.2020 року (рис. 3.9б). На знімку присутні невеликі за розмірами лінійні хмарні аномалії вздовж границь розлому, а також наявна група невеликих «плям» навколо майбутнього епіцентру землетрусу у західній частині острова. Однак за даними знімка не можливо визначити довжину хмарних аномалій, і відповідно розразувати магнітуду підземних поштовхів.

Рисунок 3.10 ілюструє супутникове зображення, на якому можна оцінити хмарність перед землетрусом у районі Вануату 20.09.2017 року. На цьому фото знімка лінійна хмарна аномалія простежується на північний схід від досліджуваних островів. Магнітуда зафіксованих підземних поштовхів становила 6,5 балів. Цю величину можна отримати після вимірювання довжини лінійної хмарної аномалії. Її довжина дорівнює 630 кілометрам, що відповідає магнітуді 6,4. Це значення дуже близьке до реального, і це говорить про зв'язок лінійної хмарної аномалії та землетрусу.

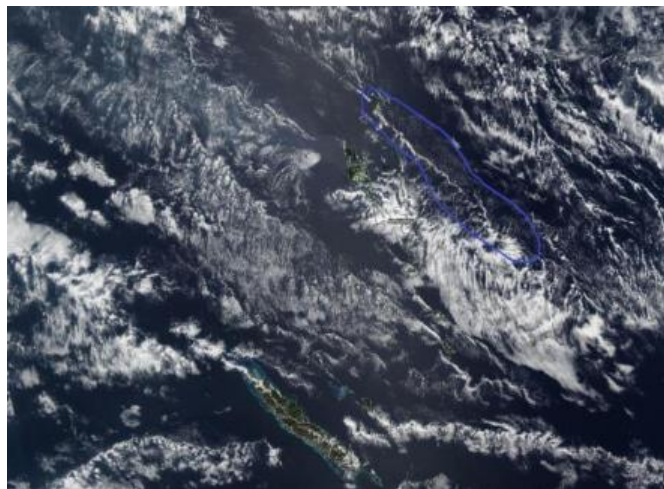
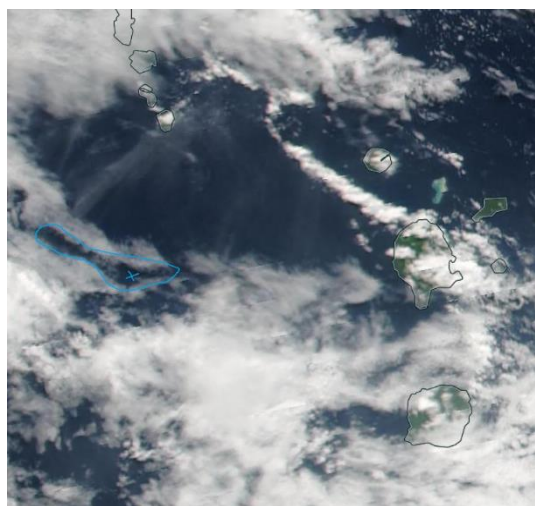
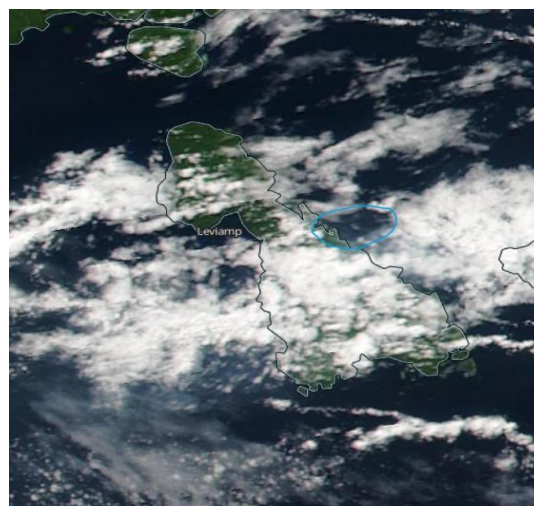


Рис. 3.10. Супутниковий знімок «SuomiNPP» із виділеною хмарною лінійною аномалією перед серією підземних поштовхів 19.09.2017 року

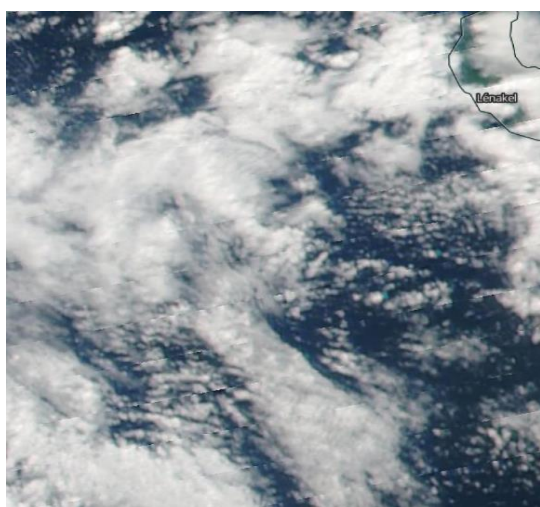
Крім лінійного типу хмарних індикаторів, у досліджуваному районі спостерігається інший їх різновид – провальний. Найбільш яскравими прикладами є хмарні провали перед серією землетрусів, які відбулися 06.04.2016, 28.04.2016 та 19.06.2016 року (рис. 3.11).



а



б



в

Рис. 3.11. Виділені провальні типи хмарних сеймотектонічних індикаторів перед серією підземних поштовхів в акваторії островів Вануату:
а – в 100 км на захід від острова 06.04.2016 року;
б – у східній частині острова (район м. Локаторо) 28.04.2016 року;
в – в 120 км на південний захід від острова 19.06.2016 року.

Далі розглянемо область на західному узбережжі Перу (рис. 3.12), яка характеризується високою сейсмічністю та містить епіцентри дрібнофокусних землетрусів на шельфі. Інтенсивність землетрусів досягає 9-10 балів. 16.04.2016 року в цьому районі зафіксовано потужний землетрус магнітудою 7.8 балів. Знімок 15.04.2016 року (рис. 3.13) наглядно демонструє процес появи лінійних границь на хмарних масах практично по всій довжині тектонічного розлому і вільних від хмар областей – провалів, що у свою чергу вказує на активізацію сейсмічної активності. У даному випадку довжина хмарного лінійного індикатора складає 2000 км, що відповідає розрахунковій магнітуді 7.6 балів. Це значення практично повністю співпадає із зафіксованою наземними пристроями магнітудою землетрусу.



Рис. 3.12. Тектонічні розломи в акваторії західного узбережжя Перу (за даними супутникових знімків TerraMetrics, Google Earth Engine, 2023)

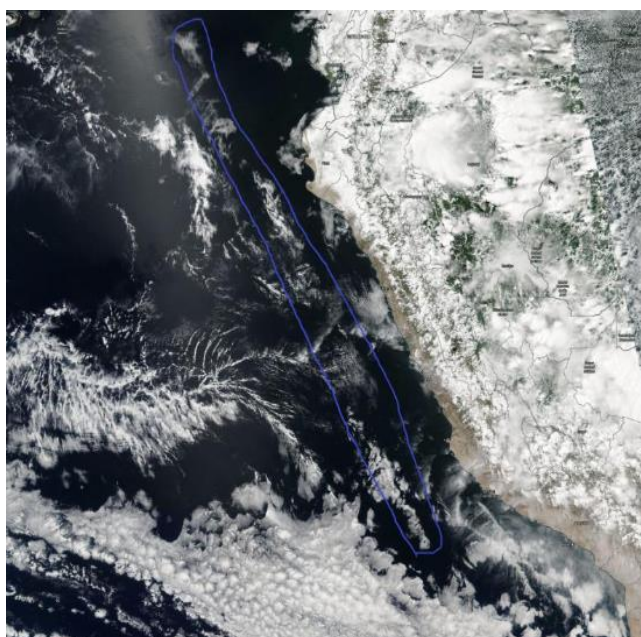


Рис. 3.13. Супутниковий знімок Перуанського узбережжя із виділеною хмарною аномалією 15.04.2016.

На іншому супутниковому знімку 18.04.2017 року (рис. 3.14) також фіксуються лінійні зрізи хмарних мас та хмарні провали вздовж тектонічного розлому. Епіцентр землетрусу знаходився на півдні акваторії Перу, про що свідчить велика кількість безхмарного простору. Розрахована довжина виділеної лінійної аномалії складає 425 км, розрахована магнітуда – 6.05 балів, яка є

близькою до реальної – 6 балів. Така близькість результатів свідчить про зв'язок лінійних хмарних аномалій із підземними поштовхами.

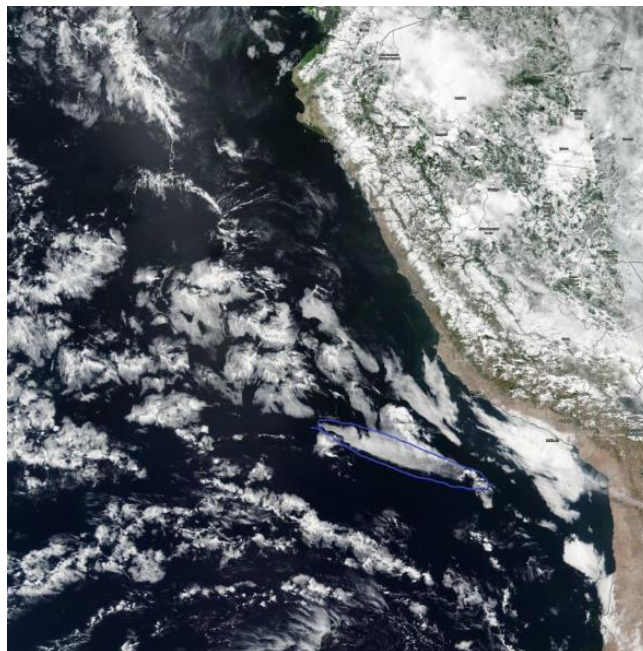


Рис. 3.14. Супутниковий знімок досліджуваної ділянки із виділеною хмарною аномалією перед землетрусом 18.04.2017 року.

Інший типовий для досліджуваної області землетрус зафіксовано 04.05.2020 року. Зафіксована сейсмографами магнітуда цього землетрусу складала 5,6 балів. Хмарні провали та лінійні зрізи хмарних мас, які спостерігалися під час цього землетрусу вздовж тектонічного розлому (рис. 3.15), можуть свідчити про

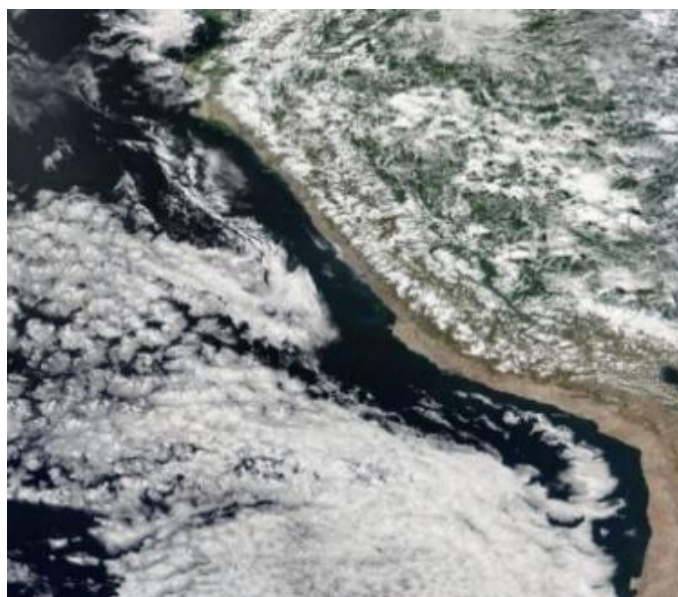


Рис. 3.15. Супутниковий знімок досліджуваної області із хмарними провалами та лінійними зрізами хмарних мас перед землетрусом 04.04.2020 року.

місцезнаходження епіцентру на півдні країни. Відсутність лінійних аномалій, за якими можна розрахувати магнітуду землетрусу, свідчить про те, що магнітуду майбутніх землетрусів не завжди можна точно передбачити.

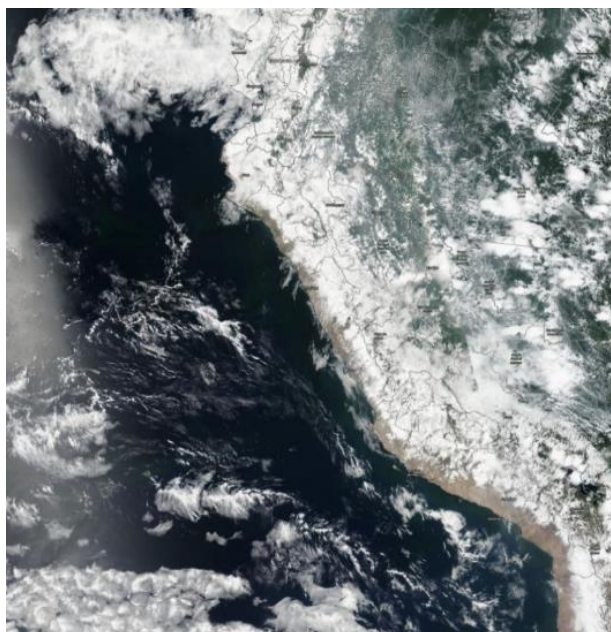


Рис. 3.16. Супутниковий знімок досліджуваної області перед землетрусом 11.02.2021 року.

Розглянемо супутниковий знімок, зроблений за день до землетрусу магнітудою 5,5 балів, який зафіксували 11.02.2021 року (рис. 3.16). У даному випадку передвісниками потенційного землетрусу є лінійні хмарні

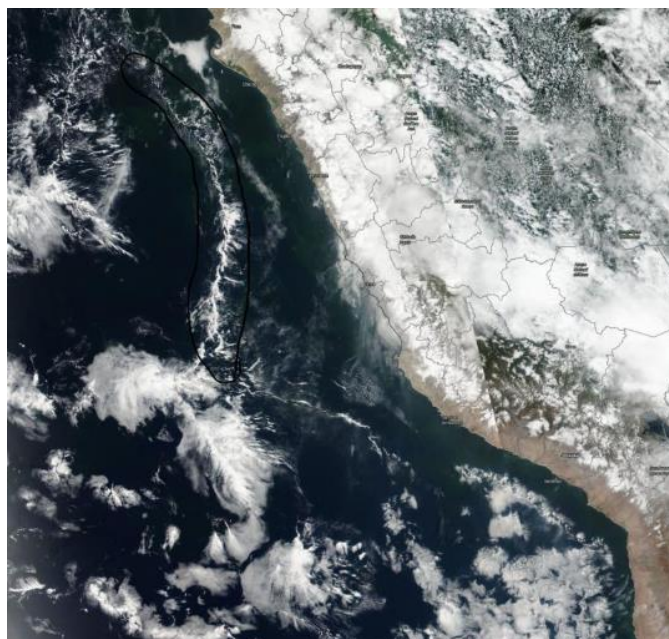


Рис. 3.17. Супутниковий знімок перед землетрусом 14.01.2018 року.

сейсмотектонічні індикатори невеликих розмірів, які поширені вздовж тектонічного розлому, а також хмарні провали, які сформувались внаслідок розрирів хмарних мас. При цьому, якщо порівняти цей знімок із знімком, зробленим перед землетрусом магнітудою 7 балів 14.01.2018 року (рис. 3.17) простежується певна закономірність: чим більша сила піздемних поштовхів, тим більші розміри хмарних лінійних аномалій спостерігаються над епіцентром. Вирахувавши довжину лінійних хмарних аномалій і використовуючи формулу (3.1), отримуємо розраховану магнітуду 7.1 балів. Крім того, тут також фіксуються хмарні провали, які можуть свідчити про зв'язок піздемних поштовхів саме із тектонічною активністю.

Перейдемо до провісників землетрусів, проаналізованих для території Японських островів (рис. 3.18), які входять до однієї з найбільш сейсмічно активних зон Землі. На територію Японії припадає 20% землетрусів магнітудою 6,0 і більше балів, які відбуваються в усьому світі. Сейсмометри фіксують тут підземні поштовхи в середньому кожні п'ять хвилин.

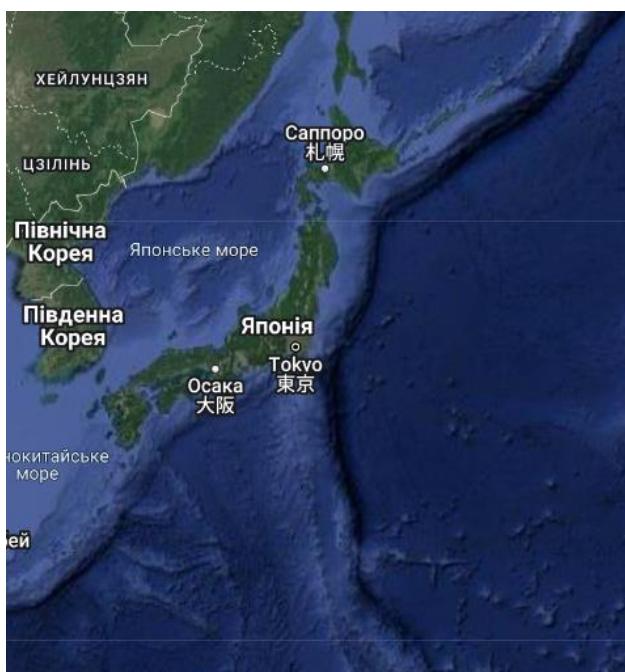


Рис. 3.18. Тектонічні розломи в акваторії Японських о-вів (за даними супутникових знімків TerraMetrics, Google Earth Engine, 2023)

На знімку (рис. 3.19) від 20.10.2021 року видно лінійну хмарну аномалію, яка бере початок біля о. Хонсю. У західній частині острова фіксувався епіцентр

землетрусу магнітудою 6,6 балів. Розрахована за довжиною лінійної хмарної аномалії магнітуда складає 6,5 балів.

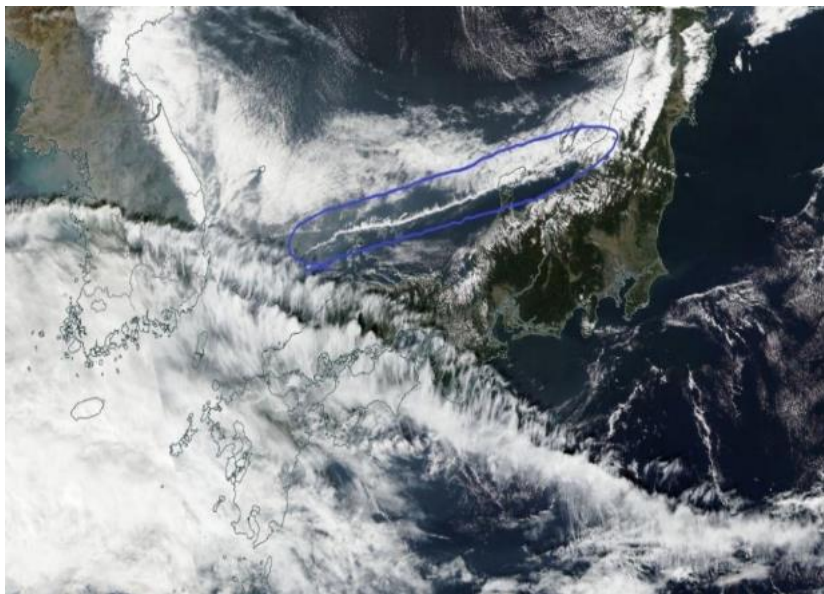


Рис. 3.19. Супутниковий знімок із виділеною лінійною хмарною аномалією перед підземними поштовхами 20.10.2021 року.

Приклад поєднання лінійного сейсмотектонічного індикатора та хмарних провалів перед підземними поштовхами чітко видно на супутниковому знімку 14.04.2017 року, коли сейсмографами зафіксовано магнітуду 7,3 балів на о. Косю (рис. 3.20).



Рис. 3.20. Лінійний сейсмотектонічний індикатор та хмарні провали перед підземними поштовхами 14.04.2017 року.

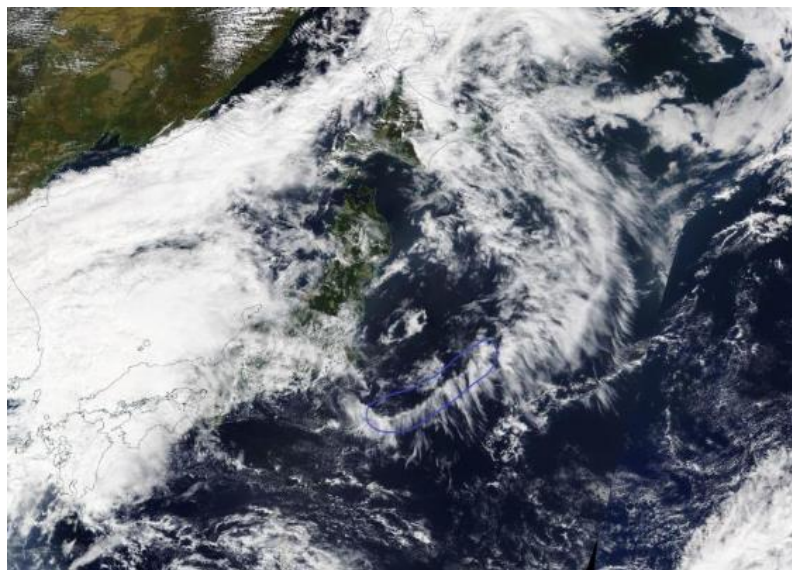


Рис. 3.21. Виділені хмарні провали над епіцентром землетрусу 27.09.2017 року.

На супутниковому знімку від 27.09.2017 року, коли відбувся землетрус магнітудою 6 балів, спостерігається велика кількість хмарних провалів поблизу епіцентра на півночі о. Хонсю (рис. 3.21). Виміряна довжина лінійної аномалії складає 400 км, розрахована магнітуда 5, 9 балів, яка є близькою до фактичної, що свідчить про зв'язок хмарної аномалії із підземним поштовхом.

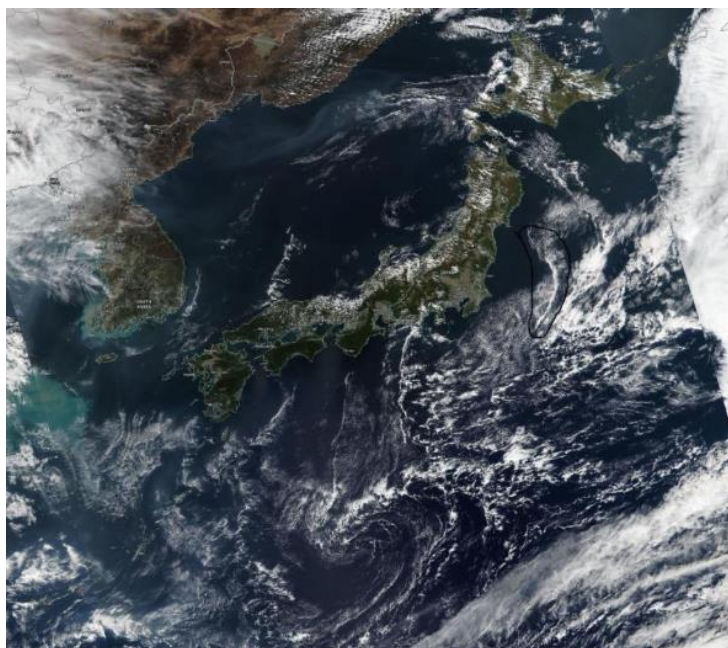


Рис. 3.22. Супутниковий знімок Японії 25.10.2018 із виділеним гребінчастим хмарним індикатором

Подібний зв'язок спостерігається на знімку 25.10.2018 року, зробленому у день землетрусу магнітудою 5,7 балів (рис. 3.22) на східному узбережжі Японії. Тут виділяється яскраво виражений гребінчастий хмарний сейсмотектонічний індикатор, який знаходиться на відстані 33 км від епіцентру землетрусу. Провівши розрахунок, отримано значення магнітуди 5,8 балів, що також корелюється із реальними значеннями.

Розглянемо ситуацію у день землетрусу магнітудою 5,6 балів 17.02.2020 року. На знімку (рис. 3.23) вздовж тектонічних розломів лінійні хмарні аномалії не фіксуються, однак у безпосередній близькості до епіцентру землетрусу у північно-східній частині о. Хонсю спостерігаються хмарні провали. У даному випадку, через відсутність чітких лінійних аномалій розрахувати магнітуду вищенаведеним методом не можливо.

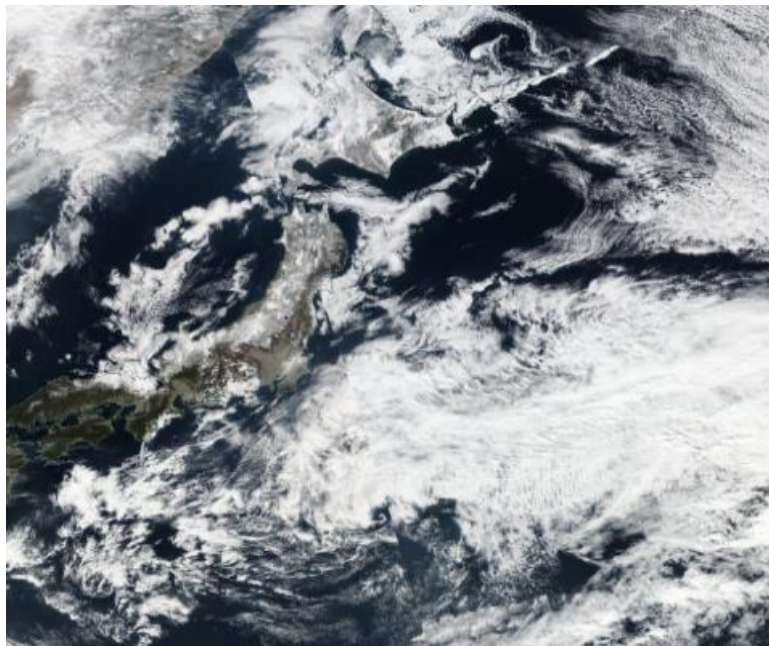


Рис. 3.23. Супутниковий знімок Японії 17.02.2020 із відсутніми лінійними аномаліями та наявними хмарними провалами над епіцентром землетрусу

Як результат зібраного для подальшого машинного навчання архіву супутникових зображень, наведено вибірку статистичної характеристики найбільш поширених підземних поштовхів у вищенаведених зонах дослідження (табл. 3.1). Однак, слід зазначити, що хмарні сейсмотектонічні індикатори не є

єдиним методом передбачення землетрусів та повинні використовуватися разом з іншими методами, такими як сейсмічна активність та інші геофізичні параметри.

Таблиця 3.1.

Вибірка результатів розрахованих магнітуд за даними хмарних сейсмотектонічних індикаторів

Дата	Область дослідження	Реальна магнітуда	Рохрахована магнітуда	Довжина лінійних хмарних індикаторів, км	Похибка	
						%
12.08.2019	акваторія о-ва Нова Каледонія	7,0	7,1	1300	0,02	0,3
13.06.2020	акваторія о-ва Вануату	6,3	6,3	550	0	0
21.06.2020	акваторія о-ва Вануату	6,5		відсутні лінійні аномалії		
15.10.2018	східне узбережжя Японських о-вів	5,6	5,7	330	0,02	0,3
20.10.2021	західне узбережжя Японських о-вів	5,9	6,0	650	0,05	0,8
16.04.2016	західне узбережжя Перу	7,8	7,6	2000	0,2	2,6
18.04.2017	західне узбережжя Перу	6,0	6,05	425	0,05	0,8

Аналіз супутникових знімків показує, що хмарні сейсмотектонічні індикатори мають зв'язок із підземними поштовхами, адже отримані розрахункові дані корелюються із реальними показниками магнітуди, при чому похибка не перевищує 2,6 %. Такі значення похибок дозволяють розглядати вищенаведений метод обробки зображень для прогнозування підземних поштовхів за допомогою впровадження даних для машинного навчання. Цей підхід полягає в тому, що спочатку створюється тренувальний набір зображень, що містять різні хмарні індикатори, з якого навчальна модель може навчитися розпізнавати ці індикатори на зображеннях.

Після цього можна застосовувати алгоритми машинного навчання, такі як нейронні мережі, для розпізнавання хмарних індикаторів на зображеннях. Для цього використовуються навчальні дані, що містять зображення з різними типами хмарних індикаторів та мітками, що вказують на те, який індикатор присутній на зображенні.

Після тренування моделі можна використовувати її для розпізнавання хмарних індикаторів на нових зображеннях, що дозволяє проводити аналіз хмарних індикаторів в режимі реального часу та отримувати прогнози землетрусів.

РОЗДІЛ 4

ПРАКТИЧНЕ ЗАВДАННЯ ІЗ ДОСЛІДЖЕННЯ НЕОТЕКТОНІЧНИХ РУХІВ НА ОСНОВІ INSAR ЗНІМКІВ

4.1. Опис вхідних даних

Місія Sentinel-1 складається з угруповання двох супутників на полярній орбіті, які працюють вдень і вночі, здійснюючи радіолокаційну зйомку в С-діапазоні з синтетичною апаратурою, що дозволяє отримувати зображення незалежно від погодних умов. Sentinel-1 працюють у заздалегідь запрограмованому режимі, що дозволяє уникати конфліктів та створити послідовний довгостроковий архів даних, він використовується для додатків, що базуються на довгих часових рядах. Sentinel-1 є першою з п'яти місій, які ЄКА розробляє для ініціативи Copernicus (*Naveed et al., 2020*).

Дані супутники містять інтерферометричний радар із синтетичною апертурою (InSAR), який використовує різницю фаз між двома радарами SAR спостережень, які були виконані з дещо інших позицій датчика, ці знімки містять інформацію про поверхню Землі. Даний сигнал містить інформацію про амплітуду та фазу.

Амплітуда – це сила відповіді радару, а фаза – це частка одного повного циклу синусоїдальної хвилі (одна довжина хвилі SAR). Фаза зображення SAR визначається в основному відстанню між супутниковою антеною та наземною ціллю. Об'єднавши фазу цих двох зображень після спільної реєстрації, можна створити фазу інтерферограми, яка сильно корелює з рельєфом місцевості (*Pasari, 2019*).

Інтерферометричний режим широкої смуги (IW) є основним режимом отримання даних над сушею для супутників Sentinel-1. За допомогою цього режиму супутники проводять зйомку з смугою 250 км та просторовою розрізненістю близько 5 м на 20 м (один перегляд). Режим IW фіксує три підсмуги за допомогою спостереження за місцевістю з прогресивним

скануванням SAR (TOPSAR). Таким чином, на знімку можна виділити кожну смугу окремо.

Всі 3 підсмуги записуються разом в один архів SLC. У свою чергу продукти першого рівня Single Look Complex (SLC) – це знімки в похилому діапазоні за азимутальною площиною зйомки, в площині зображення супутникового знімання. Кожен піксель зображення представлений комплексним (I та Q) значенням амплітуди і тому містить як амплітудну, так і фазову інформацію. Кожне значення I і Q становить 16 біт на піксель (*Михайлюкова, 2016*). У результаті обробки всіх продуктів SLC створюється єдине зображення в кожному вимірі з використанням всієї доступної смуги пропускання сигналу. Зображення прив'язуються до місцевості за допомогою даних про орбіту і положення супутника. Знімок SLC створюються в нульовій доплерівській геометрії. Ця конвенція є спільною для стандартних продуктів похилого діапазону, доступних від інших SAR-датчиків.

Продукт IW є однією із складових SLC та містить одне зображення на кожну підсмугу, на кожен канал поляризації, загалом – три або шість зображень. Кожне зображення підсмуги складається з серій, де кожна серія обробляється як окреме зображення SLC за допомогою програмного продукту SNAP.

Індивідуально сфокусовані комплексні зображення серій включаються в азимутально-часовому порядку в одне зображення підсмуги з розмежуванням чорною заливкою між ними (рис. 4.1). При подальшій обробці дані смуги можна легко прибрати.

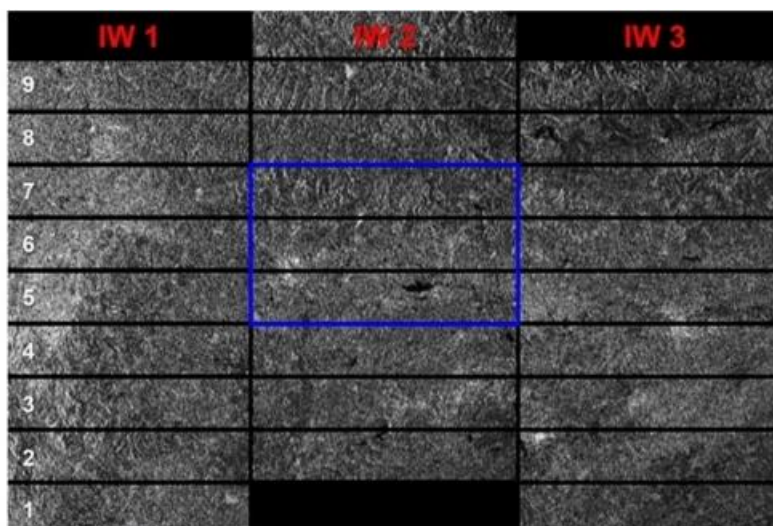


Рис. 4.1. Приклад зображення підсмуг та сплахів (білі цифри)

Завдяки єдиному природному азимутальному вигляду, притаманному даним, ділянка місцевості, знята сусідніми серіями, буде лише незначно перекриватися по азимуту – рівно настільки, щоб забезпечити суцільне покриття місцевості (Михайлюкова, 2016).

4.2. Завантаження знімків

В якості території дослідження для обробки даних було обрано знімки району вулкану Мерапі, який знаходиться на о. Ява, на південному заході від столиці Індонезії Джакарти. Вулкан Мерапі вважається одним з найбільш активних вулканів в Індонезії, висота якого становить 2 930 метрів і який має кратер з діаметром близько 400 метрів, в якому утворилася активна лавова домішка. Мерапі відомий своїми частими виверженнями, останній з яких стався в січні 2021 року (<https://www.volcanodiscovery.com/merapi.html>). З 04.01.2021 року вулкан почав виявляти знаки підготовки до виверження, яке сталося 07.01.2021 року. Виверження супроводжувалося випуском гарячої лави і попелу на висоту близько 6 кілометрів. У зв'язку з цим було оголошено найвищий рівень небезпеки для місцевих жителів і було введено евакуацію зона на відстані 10 кілометрів від вулкану. Відповідно знімки були взяті до та після події.

Для виконання дослідження використовується програмне забезпечення SNAP (*Science Toolbox Exploitation Platform – Платформа використання*

наукового інструментарію), яке доступне на офіційному сайті step.esa.int (<https://step.esa.int/main/>) (рис. 4.2).

Для завантаження знімків із офіційного сайту, потрібно вказати визначену територію дослідження та дати. Також для обрання правильних знімків потрібно щоб вони мали тип продукту SLC. Наступний критерій – це режим отримання IW, який означає, що зйомка проводилась в каналі інтерферометрії. Також у якості вхідних даних для знімків слід вказати шлях (pass) висхідний (ascending). У цілому знімки потрібно обирати так, щоб між ними була різниця мінімум в один місяць і вони були зроблені на одній і тій самій базовій лінії. Це можна зробити наступним чином. На сайті search.asf.alaska.edu (<https://search.asf.alaska.edu/>) спочатку обрати пошук за географічним показником, потім вказати полігон досліджень та діапазон дат для першого знімку, – таким чином, знайти необхідний знімок та скопіювати його назву.



Рис. 4.2. Скриншот із офіційного сайту step.esa.int

Потім змінити принцип пошуку знімку на пошук на основі базової лінії, де вказати скопійовану назву, після чого обрати знімок із випадваючого переліку, який з'явиться. Також можна обрати знімки з різною висотою, вони також ранжуються відносно вказаного знімку.

Виконавши вищенаведені дії, завантажено два знімки. Один із них виконаний за дату 07.12.2020 року, тобто, за місяць до події, інший – після того, як подія відбулась – 10.02.2021 року. Така розбіжність зроблена навмисно для демонстрації неотектонічних рухів під час виверження вулкану Мерапі (о. Ява, Індонезія).

4.3. Обробка InSAR знімків

Для початку у програмному продукті ESA SNAP потрібно встановити плагін під назвою SNAPHU Unwrapping. Для цього слід перейти в меню плагінів – доступні плагіни – обрати плагін SNAPHU Unwrapping та натиснути кнопку *Встановити* (рис. 4.3).

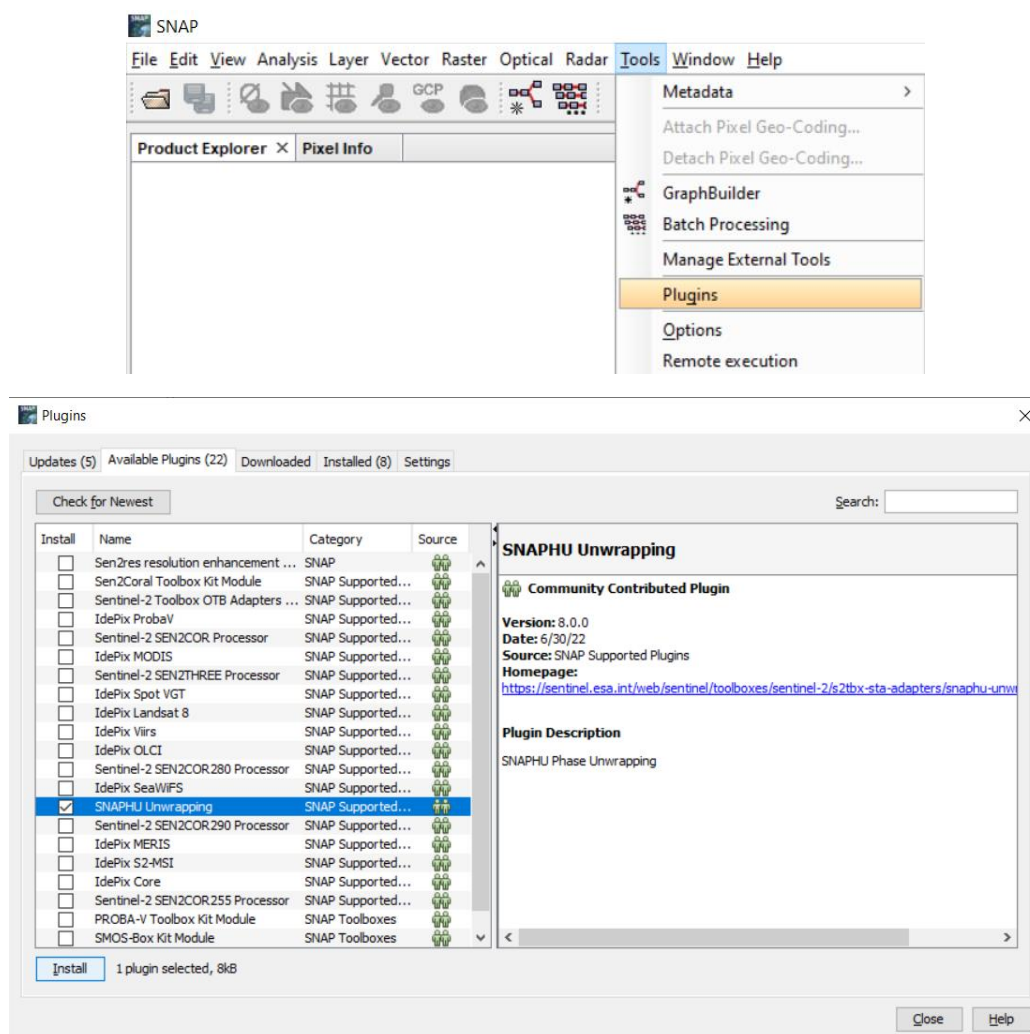


Рис. 4.3. Меню доступних для встановлення плагінів.

Після встановлення плагіна необхідно перезавантажити програму, а також власне налаштувати плагін. Для цього потрібно перейти в меню налаштування розширень, де вказати робочу папку (рис. 4.4).

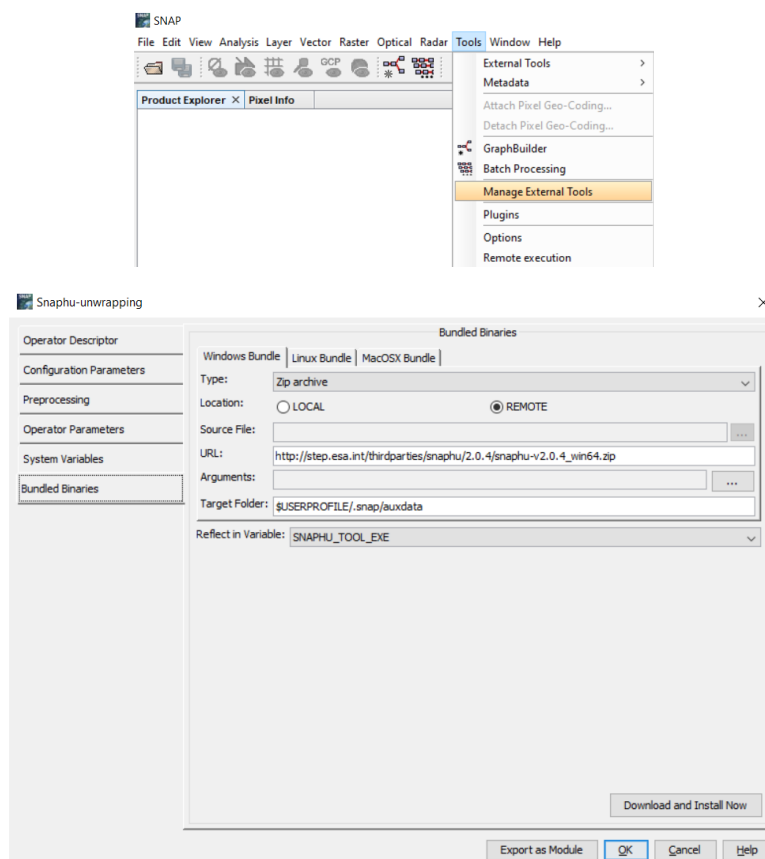


Рис. 4.4. Налаштування плагіну SNAPHU Unwrapping.

Далі за допомогою кнопки *Open Product* в верхньому лівому куті перетягуються завантажені архіви зі знімками (рис. 4.5).



Рис. 4.5. Приклад вхідного зображення *i_IW2_VV*.

Всі завантажені дані можна переглянути на предмет розташування на базовій карті у вікні *World View* або *World Map* (рис. 4.6). Дане меню є хорошим способом перевірити, чи належить зображення до однакової відносної орбіти (вона необхідна для інтерферометрії) і чи вони зміщені вздовж певної лінії.

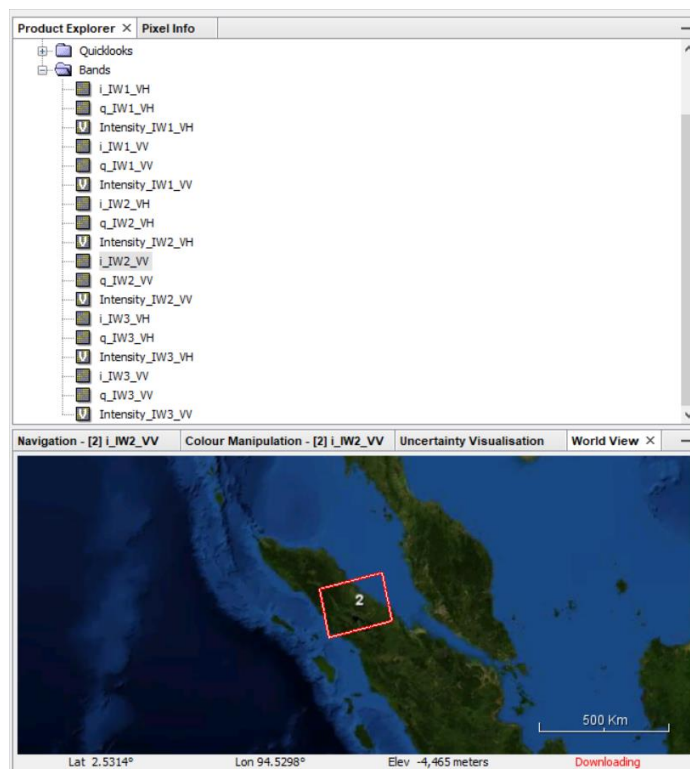


Рис. 4.6. Вигляд та розташування меню *World view*

Для пришвидшення швидкодії обробки вхідного знімка його слід обрізати за допомогою вбудованої функції *TOPS Split*. Після обрізання знімка кожна його підсмуга буде оброблятися окремо. Крім того, за допомогою даного інструменту можна вирізати окремі спалахи (від 1 до 10) на кожній підсмугі, тобто, обробляти зображення дуже точно, щоб витратити менше ресурсів ПК (рис. 4.7).

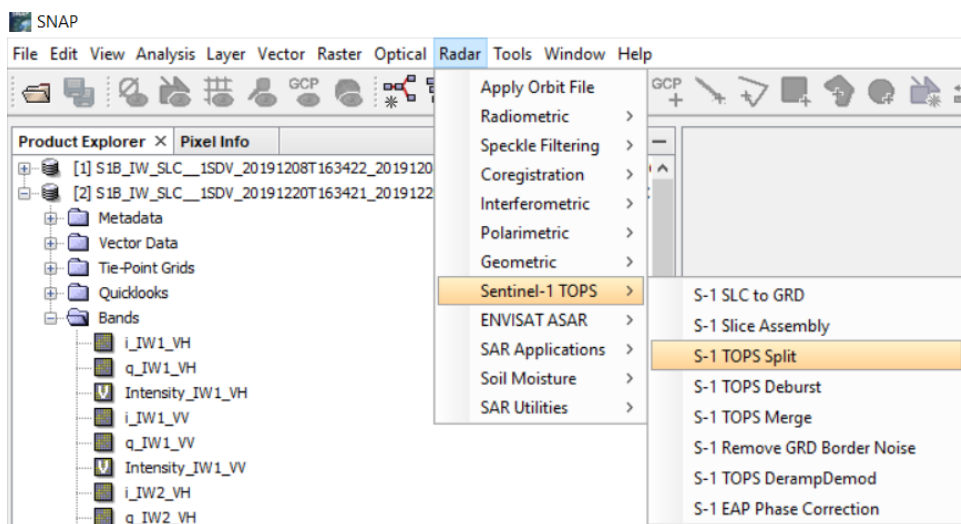


Рис. 4.7. Розташування функції *Split*

У меню, що з'явиться, спочатку обирається потрібний знімок, потім - підсмуга *IW2* і поляризація *VV* у параметрах обробки. Також обирається кількість спалахів (*bursts*), які будуть залишені на знімку. Для перевірки розташування вибраної області слід використовувати попередній перегляд. Застосування налаштувань підтверджується натисканням кнопки «Виконати» (*Run*).

Вищенаведену операцію потрібно повторити і для іншого зображення. Відповідно потрібно вказати дуже схожу область для правильної побудови вихідного зображення (рис. 4.8).

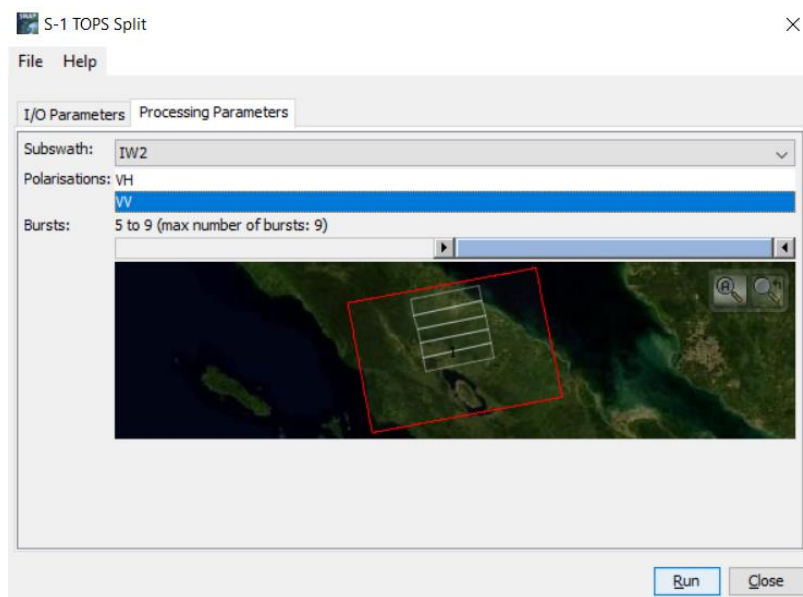


Рис. 4.8. Вікно функції *Split* із застосованими налаштуваннями.

Наступним етапом є перевірка метаданих, а саме інформацію в рядках *State_vector_time*, *state_line_time*, *last_line_time*. Для цього в рядках потрібно відкрити *abstracted metadata*. У всіх рядках повинна бути одна дата. Якщо в першому рядку стоїть інша дата, то для такого знімку буде не можливо завантажити орбітальний файл, що відповідно унеможлиблює створення інтерферометрії.

Далі потрібно додати інформацію про орбіту супутника. Вона містить інформацію про положення супутника під час отримання SAR-даних. Ці дані автоматично завантажуються для продуктів Sentinel-1 в SNAP і додаються до метаданих за допомогою оператор *Apply Orbit File* у пункті меню *Radar* (рис. 4.9).

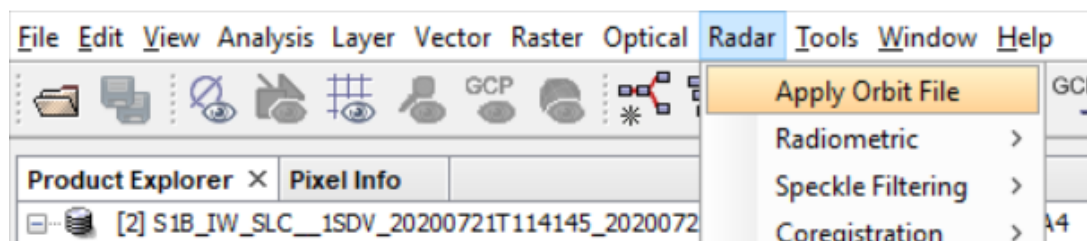


Рис. 4.9. Розташування функції *Apply Orbit File*.

Ця операція виконується для двох знімків, які отримані після виконання попередньої операції.

Служба точного визначення орбіти (*POD*) для Sentinel-1 надає відновлені файли орбіти та точні файли орбітальних ефемерід (*POE*). Файли POE охоплюють приблизно 28 годин і містять вектори стану орбіти з інтервалами з інтервалом 10 секунд. Файли генеруються по одному файлу на день і доставляються протягом 20 днів після отримання даних. Всі налаштування потрібно залишити за замовчуванням (рис. 4.10).

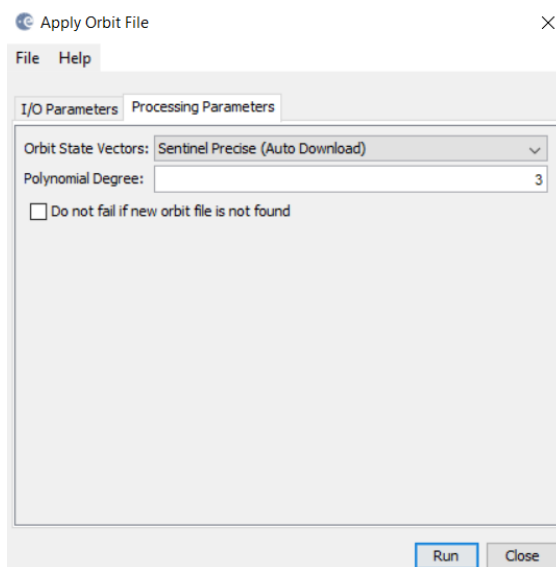


Рис. 4.10. Приклад вікна додавання орбітального файлу

В разі успішного виконання вищенаведеної операції система виведе на екран сповіщення (рис. 4.11).

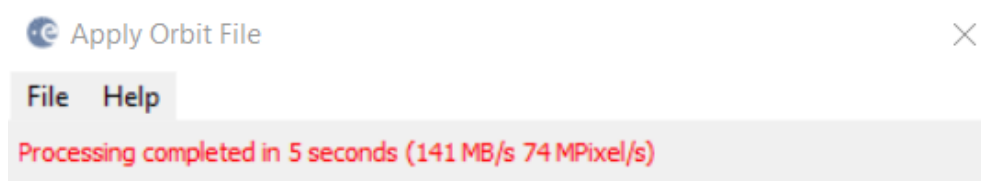


Рис. 4.11. Повідомлення про успішне виконання операції

Наступним етапом обробки знімків є *Геокодування*. Інтерфейс *GeoCoding* надає геопросторову інформацію про широту і довготу для заданої X/Y позиції будь-якого двовимірного растру (рис. 4.12).

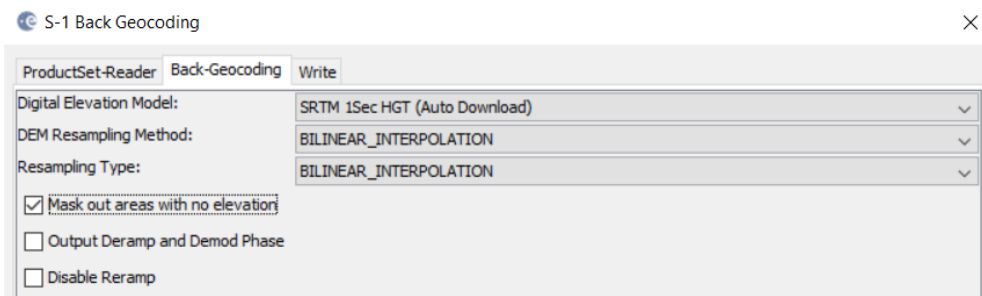


Рис. 4.14. Заповнення вікна *Back Geocoding* у відповідній функції.

Після виконання функції на виході отримується об'єднаний файл, який в своїх шарах містить обидва фрагменти знімків (рис. 4.15).

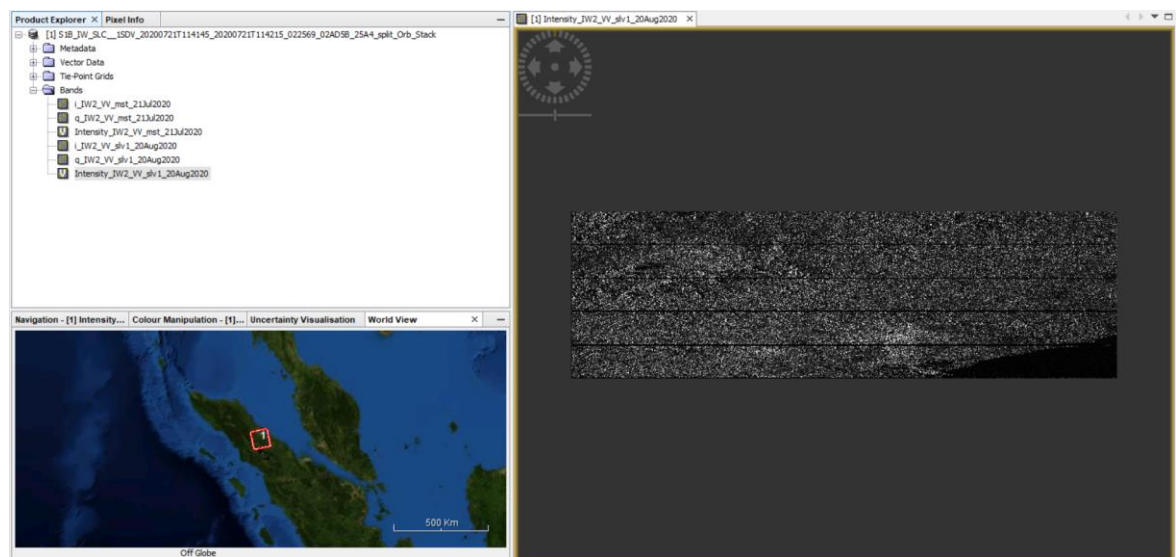


Рис. 4.15. Приклад отриманого результат після виконання *Геокодування*.

Інтерферограма формується шляхом перехресного множення головного зображення з комплексним спряженим підлеглою. Амплітуда обох зображень перемножується, а фаза представляється між фазами двох зображень.

Інтерферометрична фаза кожного пікселя зображення SAR залежатиме лише від різниці шляхів від кожного з двох датчиків SAR до розглянутої комірки роздільної здатності. Варіація інтерферометричної фази $\Delta\phi$ пропорційна ΔR , поділений на передану довжину хвилі λ . У математичному вираженні це матиме наступний вигляд (рис. 4.16, *Huang, 2015*).

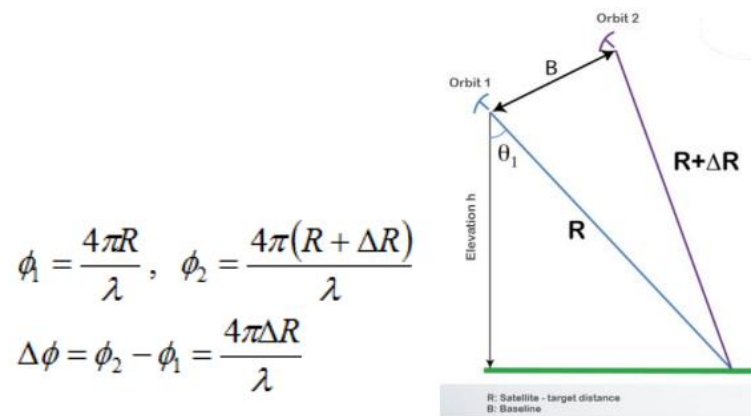


Рис. 4.16 (Huang, 2015). Математичний вираз отримання зображення інтерферограми двох знімків.

Різниця фаз може мати вкладення від п'яти різних джерел:

1. $\Delta\phi$ flat – фаза плоскої Землі, яка є фазовим вкладенням, обумовленим кривизною Землі.
2. $\Delta\phi$ elevation – топографічне вкладення в інтерферометричну фазу.
3. $\Delta\phi$ displacement – деформації поверхні в інтерферометричну фазу.
4. $\Delta\phi$ atmosphere – вкладення атмосфери в інтерферометричну фазу. Вноситься за рахунок зміни атмосферної вологості, температури та тиску між двома зйомками.
5. $\Delta\phi$ noise – фазовий шум, що вноситься часовою зміною розсіювачів, різним кутом зору та об'ємним розсіюванням.

Якщо їх об'єднати математичною формулою та показати, як розрахувати кожен окремий чинник можна отримати наступне (рис. 4.17, Захаров та ін., 2012, Михайлюкова, 2016):

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{flat} + \Delta\phi_{elevation} + \Delta\phi_{displacement} + \Delta\phi_{atmosphere} + \Delta\phi_{noise}$$

$$-\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n s}{R \tan \theta}$$

$$-\frac{\Delta q}{\sin \theta} \cdot \frac{B_n}{R_0} \cdot \frac{4\pi}{\lambda}$$

$$+\frac{4\pi}{\lambda} d$$

Рис. 4.17. Математичний вираз різниці фаз з поясненням кожного окремого чинника.

За допомогою інтерферометричної обробки можна усунути інші джерела похибки, щоб залишити тільки те вкладення, яке цікавить.

Отже для того, щоб отримати інтерферограму, потрібно порахувати $\Delta\phi$, яке складається з 5 інших $\Delta\phi$. Починається обрахунок з видалення фази плоскої Землі – це фаза, яка присутня в інтерферометричному сигналі через кривизну опорної поверхні. Вона оцінюється за допомогою орбітальної інформації та метаданих і віднімається з комплексної інтерферограми. Для початку застосовується Інтерферометрична формація (рис. 4.18).

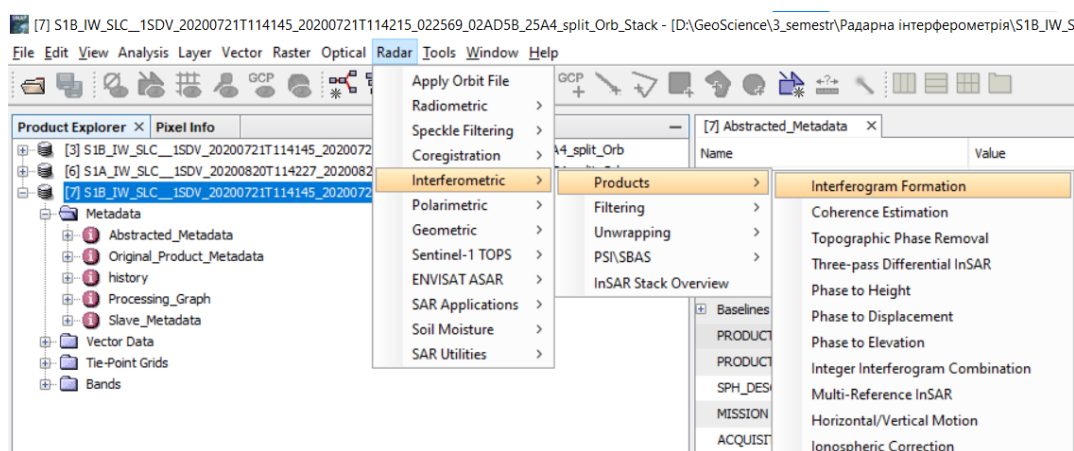


Рис. 4.18. Розташування функції інтерферограми.

Налаштування в даній функції залишається за замовчуванням. Як видно з меню на рис. 4.19 за допомогою цієї функції відбувається видалення ефекту плоскої Землі.

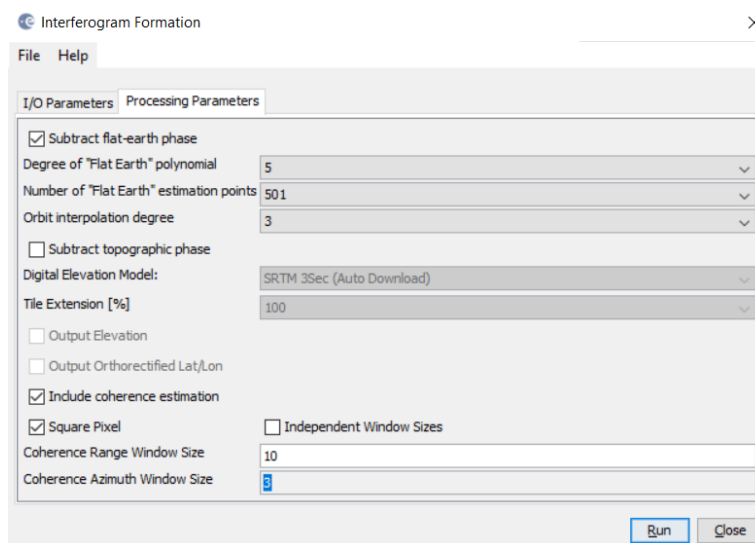


Рис. 4.19. Вигляд вікна інтерферометричної формації.

Отримана інтерферограма буде містити смугу для інтерферометричної фази. Якщо відкрити смугу інтерферометричної фази, можна побачити демаркаційну зону між двома спалахами (рис. 4.20).

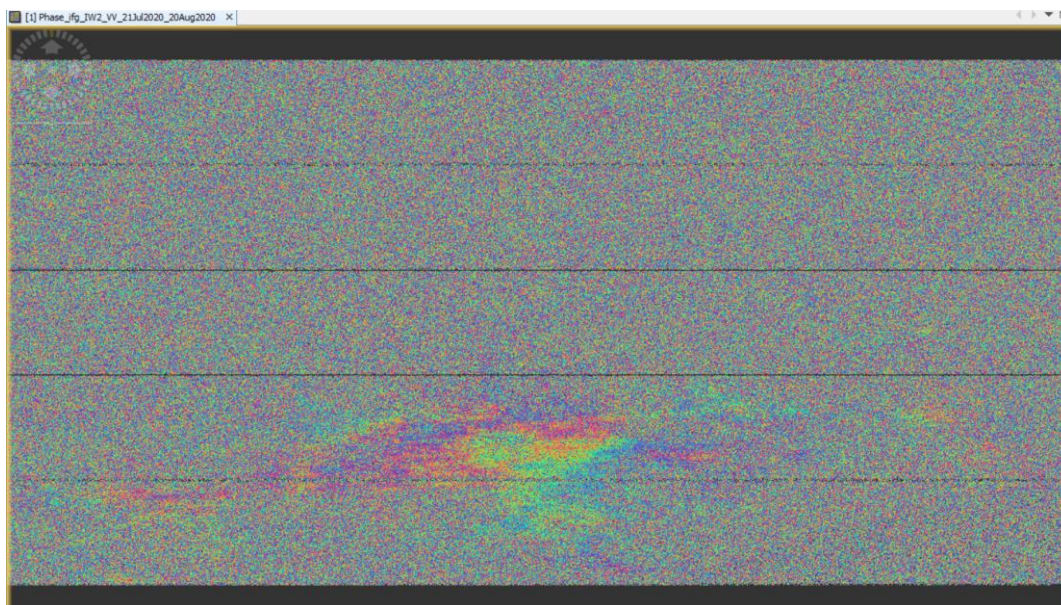


Рис. 4.20. Приклад смуг інтерферометричних фаз на знімку інтерферометрії.

Видалити смуги між спалахами можна за допомогою функції *TOPS Deburst* (рис. 4.21).

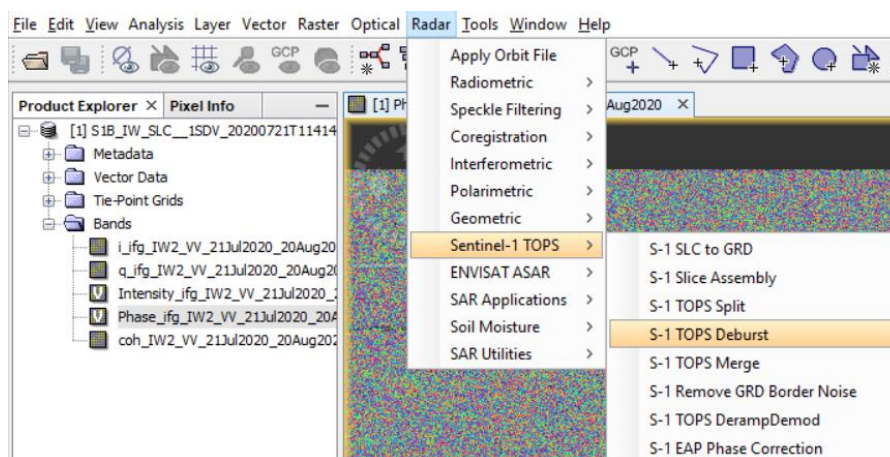


Рис. 4.21. Розташування функції *TOPS Deburst*, яка прибирає смуги між спалахами.

У впливаючому вікні всі налаштування потрібно залишити такими самими, за виключенням активації поляризації VV (рис. 4.22). На вхід потрібно подати файл, отриманий на попередньому кроці.

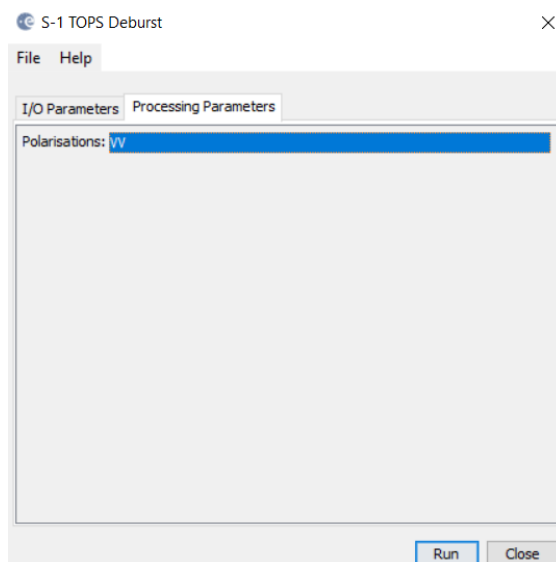


Рис. 4.22. Вікно *Deburst* – активація поляризації VV.

На виході отримується зображення без смуг між спалахами (рис. 4.23). Яскраві кольори на зображенні – місцезнаходження вулкану, який мав виверження.

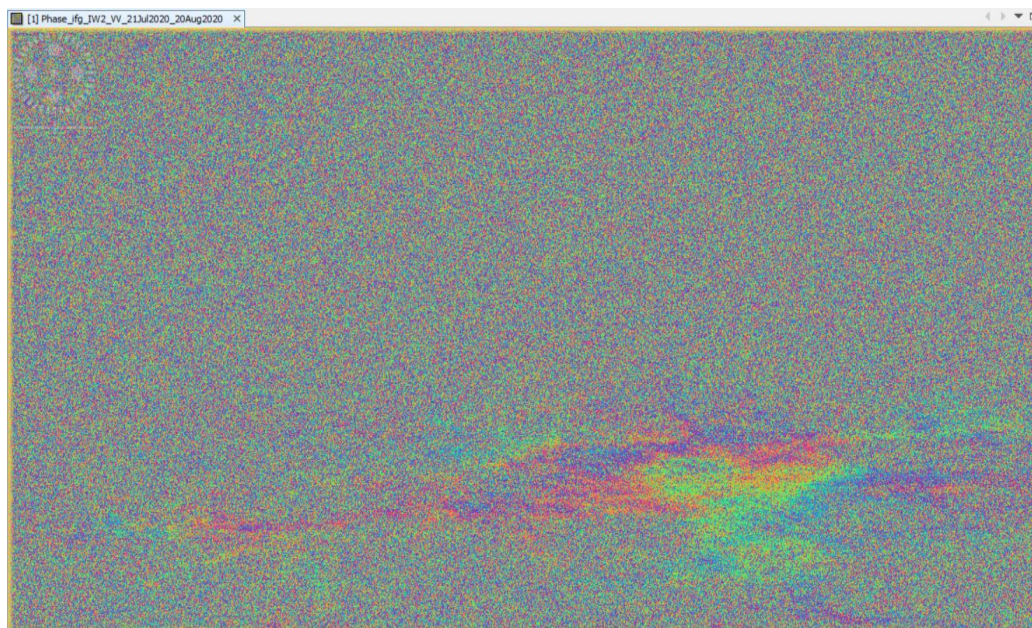


Рис 4.23. Зображення отриманої інтерферограми без лінії між спалахами.

Інтерферометричні смуги представляють повний 2π цикл. Смуги з'являються на інтерферограмі у вигляді циклів довільного кольору, кожен з яких відповідає половині довжини хвилі датчика. Відносне переміщення ґрунту між двома точками можна розрахувати, підрахувавши смуги і помноживши їх на половину довжини хвилі. Чим ближче смуги розташовані одна до одної, тим

більше навантаження на ґрунт. Рівнинна місцевість повинна давати серію рівномірно розташованих, паралельних смуг. Будь-яке відхилення від паралельного розташування смуг може бути інтерпретоване як топографічна варіація.

Наступним кроком є перехід до третього оператора інтерферограми, видаливши топографічну фазу. Ця функція змоделює інтерферограму на основі еталонної цифрової моделі рельєфу і відніме її з обробленої інтерферограми (рис. 4.24).

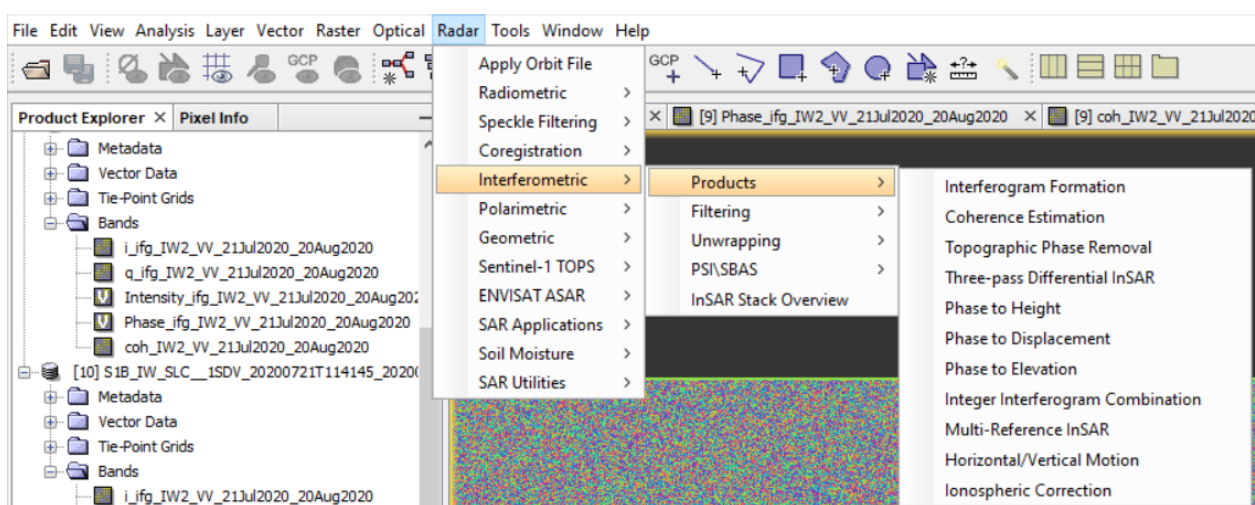


Рис. 4.24. Розташування меню Видалення топографічної фази.

У впливаючому вікні необхідно вказати знімок, отриманий на попередньому кроці та вказати такі налаштування, як це вказано на рис. 4.25.

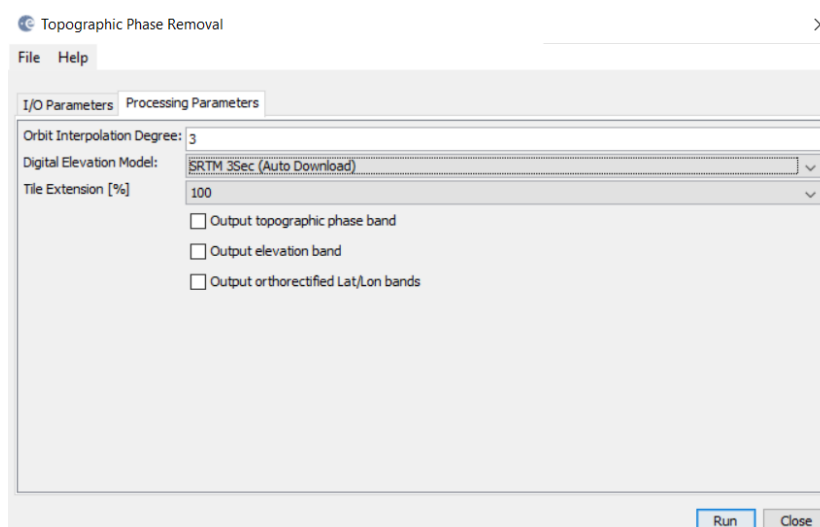


Рис. 4.25. Налаштування для видалення топографічної фази.

Результат видалення топографічної фази:

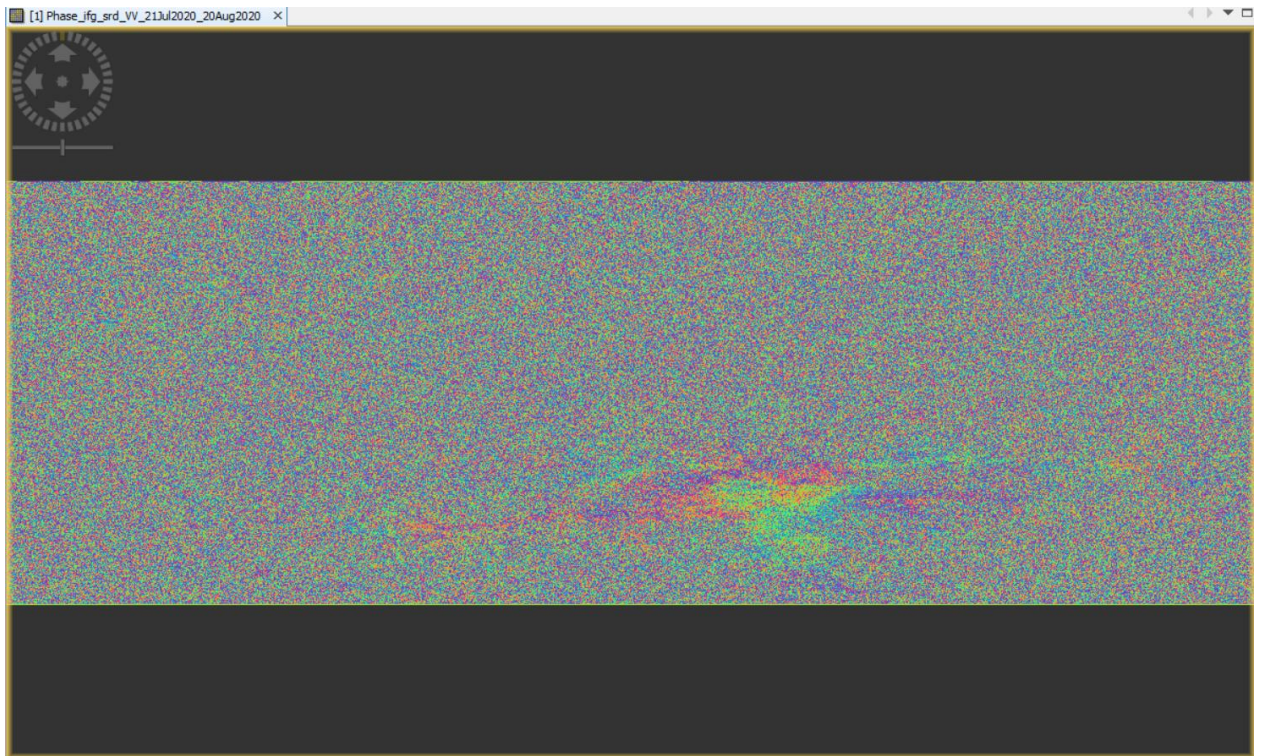


Рис. 4.26. Результат видалення топографічної фази в інтерферограмі.

Останнім кроком для покращення зображення є фазова фільтрація. Інтерферометрична фаза може бути спотворена шумами від:

- часової декореляції;
- геометричної декореляції;
- об'ємного розсіювання;
- помилки обробки.

Там, де є втрата когерентності, втрачається інтерференційна картина. Щоб мати можливість правильно розгорнути фазу потрібно збільшити фільтрації фази та відношення сигнал/шум. Для цього потрібно скористуватися інструментом *Goldstein Phase Filtering* (рис. 4.27).

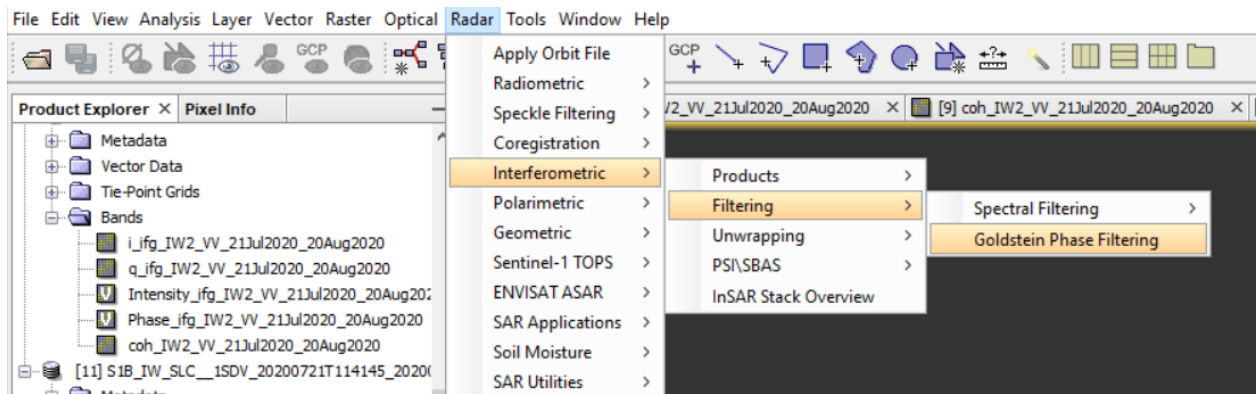


Рис. 4.27. Розташування функції Goldstein Phase Filtering.

У впливаючому вікні ніяких додаткових налаштувань додавати не потрібно. Після застосування даного фільтру отримується наступний результат (рис. 4.28).

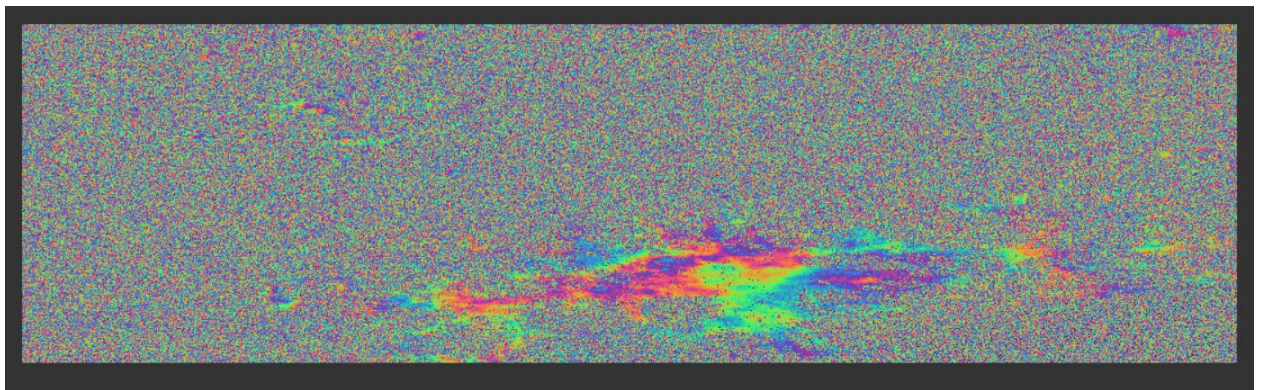


Рис. 4.28. Результат обробки інтерферометрії за допомогою Goldstein Phase Filtering.

Крім того, під час кожного етапу обробки інтерферометричного зображення були отримані кореляції між двома знімками (*Coherence*), однак у роботі вони не були показані, оскільки дана кореляція була сформована на самому початку і лише зазнавала тих самих змін, що і сама інтерферометрія. Зображення даної когерентності показано на рис. 4.29. На цьому знімку стало видно дві нові області з нульовими значеннями, які на інтерферометрії не видно. Це області в лівому верхньому куті. Можливо там також були зафіксовані землетруси лише меншої потужності.

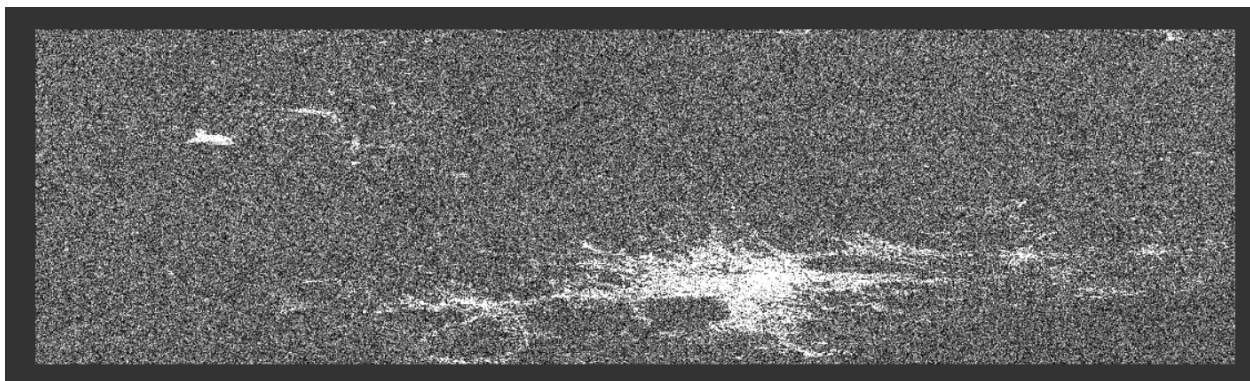


Рис. 4.29. Зображення когерентності між двома знімками, які були оброблені.

Таким чином, за допомогою програмного продукту ESA SNAP оброблено два космічні знімки. На основі яких утворено інтерферометричне зображення. На даному зображенні видно, що дійсно під час виверження вулкану в Індонезії були зафіксовані неотектонічні рухи. Але не тільки на самому жерлі, а й на його периферії. Також на основі отриманих знімків можна скласти карти, на яких буде відображено пусті розломи, по яких власне і відбували неотектонічні рухи, а також канали, по яких потенційно може йти лава. Варто також зазначити, що найкращі зображення отримуються в пустельній місцевості, а не лісистій, як в даному випадку.

ВИСНОВКИ

Радарна інтерферометрія (InSAR) – це метод збору інформації з висоти про топографію, мінливість поверхні та її деформації, використовуючи радіохвильові сигнали від спеціальних радарів, які розташовуються на космічних супутниках або літаках. Інформація, яка отримується за допомогою цього методу, може бути корисною для прогнозування землетрусів, але цей метод не може бути використаний безпосередньо для цього.

Аналіз даних космічних знімків хмарних провісників може бути корисним для виявлення можливих землетрусів. Для цього необхідно зібрати дані з космічних спостережень з різних районів земної кулі та проаналізувати зміни в хмарах, що можуть вказувати на можливу сейсмічну активність.

Одним з підходів до аналізу даних радарної інтерферометрії хмарних провісників землетрусів є використання методів машинного навчання. За допомогою навчання моделей на основі збережених даних, можна створити алгоритми, які в змозі зіставляти дані з хмарних знімків з реальними землетрусами, виявленими іншими методами. Для виявлення змін у хмарах можна використовувати різні алгоритми обробки зображень, такі як детектор контурів, фільтри гаусіана, аналіз спектрів тощо. Знайдені зміни в хмарах можуть бути порівняні з базою даних про попередні землетруси, щоб визначити, чи є вони передвісниками майбутніх подій.

Проте слід зазначити, що хмарні провісники землетрусів є тільки одним з показників можливих сейсмічних активностей, і не завжди можуть бути пов'язані з землетрусами. Тому, для точного виявлення можливих землетрусів, варто поєднувати дані з космічних знімків з іншими методами моніторингу земної кори, такими як вимірювання деформації, гравітаційні зміни, радіоактивний фон тощо.

Землетруси виникають внаслідок руху тектонічних плит земної кори, який може бути спричинений гірською будовою, тиском магми під землею, іншими геологічними факторами або техногенними причинами. Ці процеси не пов'язані з

поверхнею землі, а тому радарна інтерферометрія не може прямо спостерігати зміни, які можуть призвести до землетрусів.

Проте, InSAR-методи можуть виявити деформацію поверхні землі, яка може бути спричинена надходженням магми, піднесенням або опусканням блоків землі або іншими тектонічними рухами. Якщо деформація земної поверхні змінюється з часом, це може вказувати на те, що тектонічна активність збільшується, що може відобразитися на ризику землетрусу.

За результатами виконаних у магістерській роботі досліджень можна зробити наступні висновки:

1. Проаналізовано інформаційні джерела, в яких наведено методики використання програмних засобів ГІС для моніторингу, спостереження та дослідження підземних поштовхів.

2. Оцінка можливостей застосованого ПЗ щодо встановлення ділянок поширення та розвитку землетрусів та їх аналітичний аналіз показали можливість та доцільність їх використання на практиці, однак слід більш детально вивчити використання методів машинного навчання.

3. Виконано експериментально-дослідне моделювання з метою отримання актуальної геопросторової інформації про поширення та можливий розвиток підземних поштовхів.

4. Створення єдиної геобазы даних для досліджуваних територій може оптимізувати процес моніторингу і прогнозування землетрусів, а також дасть змогу ефективно реагувати на розвиток таких явищ і нівелювати їх поширення. Створення та ведення такої геобазы даних у поєднанні із використанням класичних сейсмотектонічних методів, а також із впровадженням машинного навчання, може бути цілком прийнятним та ефективним.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

- Бицань, Є. (2019). Про особливості прогнозу землетрусів в районах з підвищеним сейсмічним ризиком. *Коллективна монографія за матеріалами XVIII Міжнародної науково-практичної конференції*, 199–201. https://itgip.org/wp-content/uploads/2019/10/1_Книга_сайт.pdf.
- Верба, В. (2010). *Радиолокационные системы землеобзора космического базирования*. Радиотехника.
- Державні будівельні норми України. (2016). <https://dbn.co.ua/>.
- Захаров, А., Яковлев, О., & Смирнов, В. (2012). *Спутниковый мониторинг Земли: радиолокационное зондирование поверхности*. Красанд, 212–232.
- Карцева, В., & Зверев, А. (2006). *Анализ предвестников землетрясений (5-те вид.)*. «Геодезия и аэрофотосъемка».
- Кендзера, О. (2016). Про стан та перспективирозвитку сейсмічних досліджень для захисту від землетрусів. У *Вісник НАН України*.
- Михайлюкова, П. (2016). *Космическое картографирование динамики рельефа в зонах вулканической активности на основе метода радиолокационной интерферометрии* [Неопубл. автореф.].
- Морозова Л. И. (2012) *Проявление геодинамической активности земной коры в облачных полях*. Т. 53. No 4. С. 541–550.
- Степанов, И. В. (2011). *Геоинформационное обеспечение мониторинга землетрясений с использованием материалов дистанционного зондирования Земли* [Неопубл. автореф. диссертации на соискание уч. степени канд. геогр. наук].
- Albarello, D., & Sleeman, R. (2018). *Review of commercial and open-source software for the management of seismic data*. *Seismological Research Letters*, 89(5), 1815-1827.
- Allen, C. R. (1983). *"The Southern California Earthquake Prediction of 1976 : A Prediction Unfulfilled"*. *Proceedings of the Seminar on Earthquake Prediction Case Histories*. Geneva, 12–15 October 1982. UNDRO. pp. 77–82.

Almuhaid, A. M., & Attya, A. B. (2020). *A comprehensive review of software tools for seismic signal processing*. *Geoscience Frontiers*, 11(2), 353-363.

Alvan, H. V., & Azad, F. H. (2011). *Satellite remote sensing in earthquake prediction*. A review. 2011 National Postgraduate Conference. doi:10.1109/natpc.2011.6136371

Burgmann R, Rosen P.A., and Fielding E.J. *Synthetic aperture radar interferometry to measure earth's surface topography and its deformation // Annual Review Earth Planetary Science*. – 2000. – Vol. 28. – P.169–209.

Cicerone, R. D.; Ebel, J. E.; Britton, J. (2009), "A systematic compilation of earthquake precursors" , *Tectonophysics*, 476 (3–4): 371–396, Bibcode:2009Tectp.476..371C, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.008.

Earthquake-hazards (б. д.). Сайт Геологічної служби США.

Ferretti A., Prati C., and Rocca F. (2001) *Permanent Scatterers in SAR Interferometry // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – Vol. 39, no.1. – P.8–20.

Hough, S. E. (2010), *Predicting the Unpredictable: The Tumultuous Science of Earthquake Prediction*, Princeton University Press, ISBN 978-0-691-13816-9.

Huang, Q. (2015), "Forecasting the epicenter of a future major earthquake", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112 (4): 944–945, Bibcode:2015PNAS..112..944H, doi:10.1073/pnas.1423684112, ISSN 0027-8424, PMC 4313830, PMID 25583499.

Google Earth Engine. <https://code.earthengine.google.com/>.

Grünthal, G. (Ed.) (1998) *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98) European Seismological Commission, sub commission on Engineering Seismology, Working Group Macroseismic Scales*. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Vol. 15, Luxembourg.

Ian, G., Bell, A., Meredith, G., Geiger, S., & Touati, S. (2012). *The dilatancy–diffusion hypothesis and earthquake predictability*. *Geological Society*, (367), 215–230.

International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection (ICEF) (30 May 2011). "Operational Earthquake Forecasting: State of Knowledge and Guidelines

for Utilization". *Annals of Geophysics*. 54 (4): 315–391. doi:10.4401/ag-5350. S2CID 129825964.

Langer, J. S. (2008). *Richter's Scale: Measure of an Earthquake, Measure of a Man*. (61-ше вид.). Princeton U. Press.

Li, X.; Wang, X.; Chen, Y. (2022) *InSAR Atmospheric Delay Correction Model Integrated from Multi-Source Data Based on VCE*. *Remote Sens.*, 14, 4329. <https://doi.org/10.3390/rs14174329>.

Massonnet D., Feigl K.L. *Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface* // *Reviews of Geophysics*. – 1998. – Vol. 36, no.4. – P.441– 500.

"Merapi Volcano" (<https://www.volcanodiscovery.com/merapi.html>) [звернення 4 березня 2023 року].

Mulargia, F.; Gasperini, P. (1992), "*Evaluating the statistical validity beyond chance of 'VAN' earthquake precursors*", *Geophysical Journal International*, 111 (1): 32–44, Bibcode:1992GeoJI.111...32M, doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00552.x.

NASA Worldview. <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>.

Naveed, M., Mushtaq, S., & Alsharif, K. A. (2020). *A review on open source software tools for seismic data analysis*. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 11(1), 809-828.

Novikov, V.A.; Okunev, V. I.; Klyuchkin, V. N.; Liu, J.; Ruzhin, Y. Ya.; Shen, X.(2017), "Electrical triggering of earthquakes: results of laboratory experiments at spring-block models", *Earthquake Science*, 30 (4): 167–172, Bibcode:2017EaSci.30.167N.

Park, S. K.; Dalrymple, W.; Larsen, Ji. C. (2007), "*The 2004 Parkfield earthquake: Test of the electromagnetic precursor hypothesis*", *Journal of Geophysical Research*, 112 (B5): B05302, Bibcode:2007JGRB..112.5302P, doi:10.1029/2005JB004196.

Pasari, S. (2019), "*Nowcasting Earthquakes in the Bay of Bengal Region*", *Pure and Applied Geophysics*, 176 (4): 1417–1432, Bibcode:2019PApGe.176.1417P, doi:10.1007/s00024-018-2037-0, ISSN 1420-9136, S2CID 134896312

Robbins, S. (2012). "*Lunatic Earthquakes: Do Tides Cause Quakes?*". Exposing PseudoAstronomy Podcast.

Search.asf.alaska.edu <https://search.asf.alaska.edu/>.

Step.esa.int <https://step.esa.int/main/>.

Segall, P. (2010). *Earthquake and Volcano Deformation*. Princeton University Press.

Segall, P., & Davis, J. (1997). *GPS applications for geodynamics and earthquake studies* (25-те вид.). Annual Reviews of Earth and Planetary Science.

Ozawa, T., & Himematsu, Y. (2016). 2. Impact of crustal deformation detection by the DSI (difference of split-band interferograms) method with PALSAR-2 data: a case study on the 2016 Kumamoto Earthquake. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01635->

Yu, X.W.; Xue, D.J.; Wang, H.F. (2020) *Deformation field extraction and simulation of Changning earthquake based on D-InSAR*. Bull. Surv. Mapp, 5, 59–63.