

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Факультет геології, географії, рекреації та туризму
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

До захисту перед ЄК допущено
В.о. зав. кафедри _____ доц. Петік В.О.
«_____» _____ 2025 року

**«Характеристика вибухових вулканічних вивержень
за результатами досліджень тефри»**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА

Виконав:

студент 2 курсу, група ГЛ-21-з,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«геологія»

Богуненко Олексій Вікторович

Керівник:

к. геол.-мін. н., доцент

Горайнов Сергій Володимирович

*Кваліфікаційна робота захищена
з оцінкою «_____»*

_____ *Голова ЄК Безрук К.О.*

_____ *Секретар ЄК Тищенко І.І.*

«_____» _____ 2025 року

ЗМІСТ

Вступ.....	3
Розділ 1. ОГЛЯД ДИНАМІКИ ТА ХАРАКТЕРИСТИК ТЕФРОВИХ ПОКРИВІВ.....	7
РОЗДІЛ 2. ОЦІНКА ПАРАМЕТРІВ ВИБУХОВИХ ВИВЕРЖЕНЬ ЗА ДАНИМИ ТЕФРОВИХ ВІДКЛАДЕНЬ	11
2.1. Проблематика та методи оцінки параметрів вивержень.....	11
2.2. Модифікована модель з дисковим джерелом	11
2.3. Кейс-стаді: виверження Пулулаґа, 2450 ВР	13
РОЗДІЛ 3. КВАНТИФІКАЦІЯ НЕВИЗНАЧЕНОСТІ ПАРАМЕТРІВ ДЖЕРЕЛА ВИВЕРЖЕННЯ НА ОСНОВІ ВІДКЛАДІВ ТЕФРИ	15
3.1. Дані та первинна інформація	15
3.2. Форвардна модель.....	17
GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation).....	19
GLM-FOSM (Gaussian-Levenberg-Marquardt First-Order Second-Moment).....	19
3.2.1. GLUE та квантифікація невизначеності	20
3.2.2. GLM-FOSM та квантифікація невизначеності	21
РОЗДІЛ 4. ОЦІНКА ПАРАМЕТРІВ ДЖЕРЕЛА ВИВЕРЖЕННЯ (ESP) ДЛЯ ВИВЕРЖЕННЯ 2021 Р. ВУЛКАНА LA SOUFRIÈRE (СЕНТ-ВІНСЕНТ): НАСЛІДКИ ДЛЯ КІЛЬКІСНОЇ ОЦІНКИ ВЕЛИЧИНИ ВИВЕРЖЕНЬ НА ВУЛКАНІЧНИХ ОСТРОВАХ.....	26
4.1. La Soufrière: геологічна будова та історія вивержень	30
4.2. Огляд виверження 2020–2021 рр.....	33
4.3. Відклади тефри.....	34
4.4. Дані та методи	35
4.4.1. Збір польових даних та їх аналіз	35
4.4.2. Метод інверсії та вихідні дані	36
4.5. Аналітика результатів.....	40
4.5.1. Результати інверсії для одиниці P1	40
4.5.2. Результати інверсії для одиниці P2.....	42
4.5.3. Обговорення та підсумки.....	42
РОЗДІЛ 5. ВИКОРИСТАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ПЕРСПЕКТИВИ.....	45
Висновки	47
Список використаної літератури	50

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка магістерської роботи містить **52** сторінки, включає **5** розділів, **12** рисунків, **3** таблиці, **33** джерела у списку використаної літератури.

Об'єктом дослідження є вибухові вулканічні виверження та утворені ними тефрові відклади.

Предметом дослідження є методологія кількісної оцінки параметрів джерела виверження (ESPs) та невизначеності цих параметрів на основі моделювання осадження тефри.

Метою роботи є розробка, обґрунтування та апробація методики визначення параметрів джерела вибухових вивержень за тефровими відкладами з урахуванням парасольної хмари та застосування методів кількісної оцінки невизначеності.

Методи дослідження включають: аналітичне та чисельне моделювання осадження тефри, метод інверсійного аналізу, алгоритми квантифікації невизначеності GLUE та GLM-FOSM, статистичний аналіз геологічних даних, опрацювання польових спостережень тефрових покривів, географічні інформаційні системи та аналіз літературних джерел.

У роботі використано результати польового картування та лабораторного аналізу тефри, цифрові моделі розподілу потужності відкладів, а також дані про виверження Pululagua (2450 BP) та сучасне виверження La Soufrière (2021). Моделювання виконано із застосуванням модифікованої моделі осадження тефри, яка розглядає **парасольну хмару як дискове джерело маси**, що є ключовою відмінністю від традиційних одномасових моделей.

Наукова новизна роботи полягає у:

- удосконаленні схеми моделювання тефри завдяки врахуванню дискового джерела;
- застосуванні комбінованих алгоритмів GLUE та GLM-FOSM для оцінки невизначеності ESPs;

- кількісній оцінці параметрів джерела для двох природних кейсів із незалежною перевіркою результатів;
- визначенні меж надійності маси тефри, висоти стовпа та дифузійного коефіцієнта при різних підходах до інверсії.

Основні результати:

- для Pululagua 2450 BP показано, що модифікована модель з парасольною хмарою зменшує похибку обчислення маси осаду на 20–35 % порівняно з класичними моделями;
- для виверження La Soufrière (2021) виконана інверсія ESPs для одиниць P1 та P2, визначено масу викидів (1.1×10^{10} кг та 2.8×10^{11} кг відповідно), висоту стовпа (~ 12 км) та параметри гранулометрії;
- обчислено діапазони невизначеності та ймовірні області параметрів, що дозволяє підвищити точність класифікації вивержень та їх VEI.

Галузь застосування: оцінка вулканічної небезпеки, прогнозування зон випадіння попелу, моделювання ризиків для транспортної та інфраструктурної систем, реконструкції давніх вивержень у вулканології та геоархеології.

Економічна ефективність визначається можливістю використання результатів моделювання у системах раннього попередження, що знижує потенційні збитки для авіації, сільського господарства та населених пунктів.

Значення роботи полягає у підвищенні точності оцінки ESPs та уніфікації підходів до інверсійного аналізу тефрових відкладів.

Прогнозні припущення: подальший розвиток моделей включатиме врахування тривимірної динаміки парасольних хмар, зміни швидкості осадження частинок у часі та використання машинного навчання для автоматизації інверсійного аналізу.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: ТЕФРА, ВУЛКАНІЧНЕ ВИВЕРЖЕННЯ, ПАРАМЕТРИ ДЖЕРЕЛА ВИВЕРЖЕНЬ, МОДЕЛЮВАННЯ ОСАДЖЕННЯ, ПАРАСОЛЬНА ХМАРА, GLUE, GLM-FOSM, НЕВИЗНАЧЕНІСТЬ, ІНВЕРСІЯ, ESPs.

Вступ

Актуальність теми.

Вибухові вулканічні виверження є одними з найнебезпечніших природних явищ, здатних завдавати значної шкоди навколишньому середовищу та населеним пунктам. Тефрові осади, що утворюються під час таких вивержень, зберігають інформацію про динаміку вулканічного процесу та дозволяють оцінити параметри виверження, такі як об'єм викинутого матеріалу, висота вулканічного стовпа та інтенсивність подій. Проте точність цих оцінок обмежена через нерівномірність розподілу відкладів, вплив син- та поствивержних процесів, а також методологічні спрощення моделей осадження тефри. Сучасні підходи не завжди враховують формування парасольних хмар під час великих вибухових вивержень, що призводить до похибок у визначенні параметрів джерела виверження.

Мета дослідження.

Метою даної роботи є розробка та апробація методології оцінки параметрів джерела вибухових вулканічних вивержень (eruption source parameters, ESPs) на основі моделювання осадження тефри та кількісної оцінки невизначеності, з урахуванням впливу парасольних хмар. Це дозволить підвищити точність оцінки об'єму викинутого матеріалу, висоти стовпа та масштабів виверження для прогнозування вулканічної небезпеки.

Завдання дослідження:

1. Проаналізувати сучасні підходи до оцінки параметрів джерела вибухових вивержень та визначити обмеження існуючих моделей.
2. Розробити модифіковану модель осадження тефри з урахуванням парасольної хмари як джерела маси.
3. Виконати кількісну оцінку невизначеності параметрів джерела виверження за допомогою інверсійного аналізу та алгоритмів UQ.
4. Апробувати розроблену методологію на прикладі конкретних вивержень (Pululagua, 2450 BP та La Soufrière, 2021).

5. Надати рекомендації щодо використання отриманих результатів для класифікації вибухових вивержень та оцінки вулканічної небезпеки.

Об'єкт і предмет дослідження.

Об'єктом дослідження є вибухові вулканічні виверження та їхні тефрові відклади. Предметом дослідження є методологія оцінки параметрів джерела вивержень із кількісною оцінкою невизначеності на основі осадження тефри та моделей інверсії.

Методи дослідження.

Для досягнення поставленої мети використано такі методи: аналіз літературних джерел, моделювання осадження тефри із застосуванням аналітичного та чисельного підходів, інверсійний аналіз, алгоритми оцінки невизначеності (GLUE, GLM-FOSM), польові збори та аналіз тефрових відкладів.

Теоретичні та методологічні основи дослідження.

Дослідження базується на сучасних теоретичних положеннях вулканології, моделюванні осадження тефри, концепції параметрів джерела виверження (ESPs) та методах кількісної оцінки невизначеності. Особлива увага приділена ролі парасольної хмари у процесі осадження та формуванні тефрових відкладів.

Наукова новизна.

У роботі вперше запропоновано модифікацію моделі осадження тефри з урахуванням парасольної хмари та оцінку невизначеності ESPs на основі інверсійного аналізу для великих вибухових вивержень.

Практична цінність.

Розроблена методологія дозволяє підвищити точність оцінки параметрів джерела вивержень, що важливо для класифікації вулканічних подій, складання прогнозів вулканічної небезпеки та планування заходів з охорони населення і територій.

Особистий внесок магістранта.

Автор особисто виконував моделювання осадження тефри.

Розділ 1.

ОГЛЯД ДИНАМІКИ ТА ХАРАКТЕРИСТИК ТЕФРОВИХ ПОКРИВІВ

Існують два основні типи вулканічних вивержень: ефузивні та експлозивні, які породжують низку вражаючих явищ з локальними, регіональними та навіть глобальними наслідками. Під час ефузивних вивержень магма досягає поверхні і формує протяжні потоки лави. Натомість експлозивні виверження викидають величезні обсяги тефри та вулканічних газів у атмосферу, формуючи піднімаючіся вулканічні стовпи.

Тефра – це загальний термін, введений Тоарінссоном (Thorarinsson, 1944), який описує всі фрагменти порід та частинки (піро-кластичний матеріал), викинуті під час експлозивних вулканічних вивержень, незалежно від способу транспортування та осадження (падіння або потік). З роками термін «тефра» найчастіше застосовується до матеріалу, що осідає під дією сили тяжіння з вулканічного стовпа, а не з потоку піро-кластичного матеріалу.

Фрагменти > 64 мм називаються вулканічними бомбами і викидаються під час експлозивних вивержень по балістичних траєкторіях. Вулканічні гази та частинки < 64 мм (лапілі 2–64 мм та вулканічний попіл < 2 мм) транспортуються вулканічними стовпами на висоту атмосфери, після чого вони переміщуються вітром і зрештою осідають на землю.

Фактори, такі як вміст газів, обсяг викинутої тефри, швидкість викиду та атмосферні умови, визначають форму та висоту вулканічного стовпа. Ці фактори впливають на формування тефрових відкладів. Наприклад, менш енергійні вивершення формують субвертикальні або нахилені стовпи, що забезпечують менший обсяг тефри на обмеженій території. Великі експлозивні вивершення з високими швидкостями викиду утворюють стовпи, що можуть досягати 50 км над жерлом (Sparks et al., 1997; Woods, 2013). Коли стовп досягає рівня нейтральної плавучості, він розширюється горизонтально, формуючи парасольку (umbrella cloud). Залежно від масового потоку ці парасолькові хмари можуть досягати сотень кілометрів у діаметрі та

транспортувати тефру на великі відстані (Bursik et al., 1992; Sparks et al., 1997; Bonadonna and Phillips, 2003; Bonadonna et al., 2015).

Частинки, що осідають з вулканічних стовпів і парасолькових хмар (рис.1.1), розподіляються залежно від швидкості осідання та формують тефрові відклади з тенденцією зменшення товщини та розмірів частинок із відстанню від вулкана (Sparks et al., 1997; Volentik et al., 2010; Bonadonna and Costa, 2013; Bonadonna et al., 2015). Геометричні характеристики тефрових відкладів (товщина, покрита площа) та розподіл найбільших уламків навколо жерла дозволяють оцінювати динаміку виверження через параметри джерела виверження (ESPs).

Об'єм викинутої тефри та висота стовпа – два основні ESPs, що оцінюються за даними відкладів і використовуються для класифікації експлозивних вивержень за величиною та інтенсивністю за різними шкалами. Найпоширенішою є Шкала вулканічної експлозивності (VEI) (Newhall and Self, 1982). Динаміка виверження визначається за даними відкладів за допомогою емпіричних або чисельних методів (Pyle, 1989; Carey and Sparks, 1986; Fierstein and Nathenson, 1992; Bonadonna et al., 2005; Bonadonna and Costa, 2012; Pyle, 2015; Rossi et al., 2019).

Наприклад, статистичні функції (експоненційна, степенева або Вейбулла) застосовуються до зміни товщини відкладів для оцінки викинутого об'єму (Pyle, 1989; Fierstein and Nathenson, 1992; Bonadonna and Costa, 2012). Хоча ці моделі зручні та швидкі, вони не враховують природну варіабельність товщини відкладів, що призводить до зміщених оцінок (Engwell et al., 2013; Sulpizio, 2005).

Чисельні моделі дозволяють оцінювати ESPs, враховуючи динаміку вулканічних стовпів або фізику транспорту та осадження тефри в атмосфері (Dobran et al., 1993; Esposito Ongaro et al., 2007; Draxler and Hess, 1998; Searcy et al., 1998; Costa et al., 2006; Barsotti et al., 2008; Folch et al., 2009). Однак товщина моделюваного тефрового відкладу залежить від ESPs, що описують вулканічний стовп (Schwaiger et al., 2012).

Двовимірні моделі осадження частинок використовують ESPs (масу, висоту стовпа, швидкість викиду, тривалість виверження, розподіл розмірів частинок) та модель адвекції-дифузії для розрахунку масового навантаження тефри на ґрунт (Suzuki, 1983; Hurst and Turner, 1999; Connor et al., 2001; Bonadonna et al., 2005). Ці моделі не враховують динаміку стовпів, вони передбачають, що тефра вже знаходиться в атмосфері.

Аналітична форма рівняння адвекції-дифузії (ADE) використовується для розрахунку накопичення тефри на землі, враховуючи її перенесення вітром та дифузію, а зворотна задача дозволяє оцінити ESPs за даними відкладів (Connor and Connor, 2006; Volentik et al., 2010; White et al., 2017). Таким чином, ці моделі використовують характеристики відкладів для оцінки динаміки виверження (рис. 1.2).

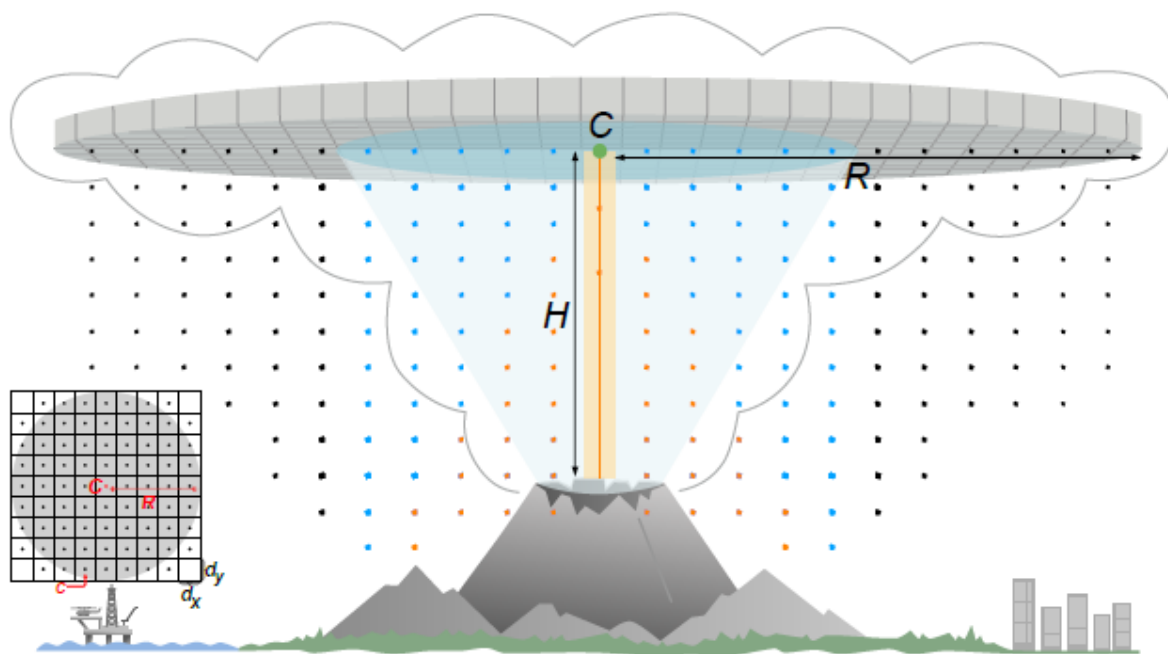


Рисунок 1.1. Схематичне зображення ідеалізованої хмари-парасольки. Хмара-парасолька представлена як диск рівномірної товщини та щільності, дискретизований на рівновіддалені комірки сітки ($dx = dy$) з рівними масовими частками (сірий диск) (див. Методи). Різні моделі випадіння тефри з різних геометрій джерел представлені точками різного кольору. Зверніть також увагу

на відносну дисперсію частинок з відповідних геометрій джерел (не в масштабі). Вставлений малюнок представляє двовимірний вигляд зверху дискового джерела, що нагадує хмару-парасольку. (Зображення з Constantinescu et al., 2021).

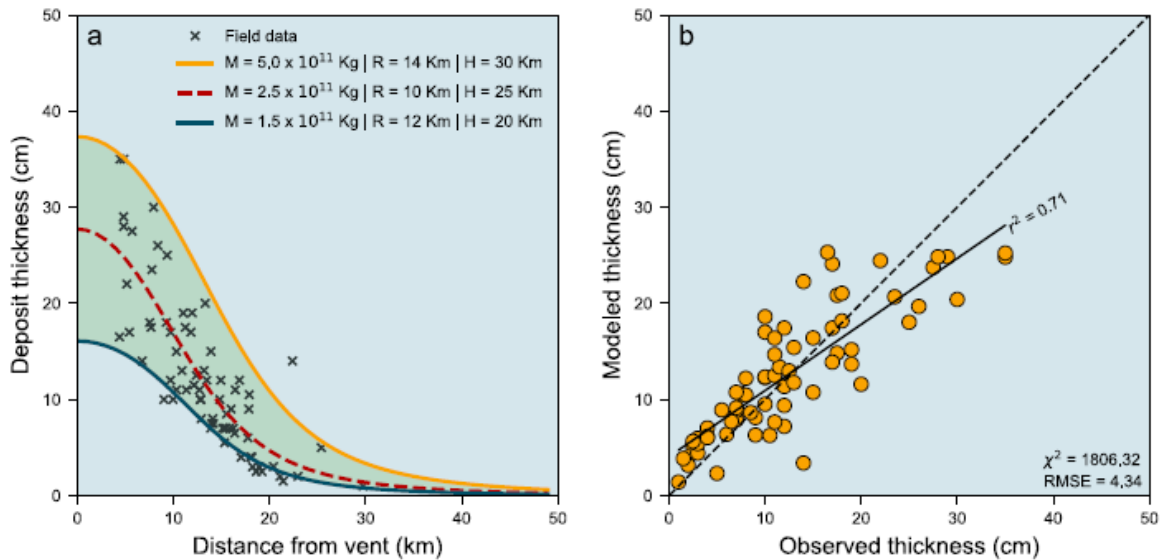


Рисунок 1.2. Товщина тефри з відстанню від жерла. а) Графік показує мінімальний та максимальний діапазон (заштрихована область) маси виверження (М), висоти диска (Н) та радіуса хмари-парасольки (R), які можуть пояснити картографований відклад кульмінаційної фази виверження Пулулагуа 2045 р. п.н. Червона пунктирна лінія показує модель найкращого наближення. б) Зв'язок між спостережуваною та змодельованою товщиною відкладення тефри. Пунктирна лінія представляє кореляцію 1, а суцільна лінія представляє найкраще наближення між спостережуваними та змодельованими даними. Як середньоквадратична похибка (RMSE), так і коефіцієнт детермінації (r^2) вказують на якість наближення між змодельованою та спостережуваною товщинами. (Зображення з Constantinescu et al., 2021)

РОЗДІЛ 2.

ОЦІНКА ПАРАМЕТРІВ ВИБУХОВИХ ВИВЕРЖЕНЬ ЗА ДАНИМИ ТЕФРОВИХ ВІДКЛАДЕНЬ

Основними джерелами інформації про величину та інтенсивність минулих вулканічних вивержень є тефрові відкладення. Їхній обсяг, гранулометрія та просторовий розподіл дозволяють оцінити характеристики виверження, такі як обсяг викинутої маси, висота стовпа, швидкість потоку і тривалість виверження. Оцінка цих параметрів є критичною для прогнозування майбутніх вулканічних небезпек.

2.1. Проблематика та методи оцінки параметрів вивержень

Традиційні статистичні методи (експоненційні, степеневі або розподіли Вейбулла) дозволяють моделювати спад тефрового шару з відстанню від жерла. Висота стовпа визначається за розподілом найбільших кlostів, що використовується для обчислення масового потоку. Однак ці методи чутливі до ерозії та неповного дослідження відкладів, особливо старих.

Чисельні моделі адвенції–дифузії–осадження (ADS) дозволяють більш точно оцінювати параметри вивержень, підбираючи вихідні параметри моделі до спостережуваних характеристик відкладів (маса на одиницю площі, товщина, локальна гранулометрія). Одним із важливих обмежень таких моделей є спрощена геометрія джерела: точка або вертикальна лінія. Великі виверження формують боково-розповсюджені “парасолькові хмари”, які не враховуються у класичних моделях, що призводить до заниження або завищення параметрів виверження.

2.2. Модифікована модель з дисковим джерелом

Класичні чисельні моделі адвенції–дифузії–осадження (ADS) зазвичай використовують спрощену геометрію джерела тефри: точку або вертикальну лінію над вулканічним жерлом. Такі підходи не враховують бічного

розповсюдження великих парасолькових хмар, що утворюються під час великих вибухових вивержень. Як наслідок, моделі з точковим джерелом або лінійним джерелом часто:

- завищують висоту стовпа, щоб компенсувати недостатнє горизонтальне перенесення тефри,
- потребують високих коефіцієнтів дифузії для моделювання розсіяння дрібних частинок,
- не відтворюють спостережувану повільну тоншання відкладів поблизу вулкана.

Щоб вирішити ці проблеми, у модифікованій ADS-моделі було застосовано **дискове джерело**, яке описує випуск тефри не з однієї точки, а з площі у вигляді диска над вулканічним жерлом. Основні характеристики та переваги такого підходу:

1. Моделювання радіуса парасолькової хмари

- Дискова геометрія дозволяє безпосередньо оцінити горизонтальне поширення тефри та розрахувати радіус парасолькової хмари – відстань, на якій маса тефри ще значно впливає на осадження.
- Це забезпечує реалістичне відтворення спостережуваних ізопаків, особливо в зоні близько до вулкана, де точкові або лінійні моделі показують надмірне потовщення відкладів.

2. Точніша оцінка обсягу викинутої маси

- Модель дискового джерела дозволяє врахувати бічне розсіяння тефри без штучного збільшення коефіцієнта дифузії.
- Завдяки цьому розрахунки обсягу викинутої тефри стають більш точними і узгоджуються з польовими даними.

3. Зменшення залежності оцінок від висоти стовпа та коефіцієнта дифузії

- В ADS-моделях точкового джерела висота стовпа часто використовується як єдиний параметр, що контролює розподіл частинок.

Дискове джерело дозволяє основну частину осадження тефри моделювати через радіус парасолькової хмари, а не через висоту стовпа.

- Це знижує чутливість моделі до припущень про коефіцієнт дифузії і дозволяє отримати більш надійні оцінки інших параметрів виверження, таких як масовий потік і гранулометричний склад.

4. Практичне впровадження

- Дискове джерело в моделі реалізовано як площу рівномірного випуску тефри, розбиту на сітку елементів однакової маси.

- Кожен елемент сітки генерує частинки, які піддаються адвенції та дифузії, що відтворює фізику бічного розповсюдження тефри та формування парасолькової хмари.

- Такий підхід дозволяє одночасно моделювати як товщину відкладів, так і їх гранулометрію з відстанню від вулкана.

У результаті застосування дискового джерела спостерігається значно краща відповідність моделі польовим даним відкладів великих вибухових вивержень, зменшується необхідність використання нереалістичних параметрів, а оцінка ключових параметрів виверження (обсяг, висота стовпа, радіус парасолькової хмари) стає більш надійною та точною.

2.3. Кейс-стаді: виверження Пулулагуа, 2450 BP

Для ілюстрації застосування модифікованої ADS-моделі з дисковим джерелом використано дані по **тефрових відкладеннях Пулулагуа (Еквадор)**, що відбулося близько 2450 BP. Ця подія була **кальдероутворюючим Plinian виверженням** дацитового складу (Volentik et al., 2020; Mastin et al., 2009) і характеризувалась майже відсутнім вітровим полем під час кліматичної фази (Supplementary Note 1, Volentik et al., 2020).

Основні результати моделювання:

1. **Маса викинутої тефри:** оцінена в межах $1,5\text{--}5 \times 10^{11}$ кг, що відповідає об'єму $0,15\text{--}0,5$ км³ при середній щільності відкладів 1000 кг/м³ (Volentik et al., 2020).

2. **Радіус парасолькової хмари: 10–14 км**, що дозволяє відтворити горизонтальне розповсюдження тефри та спостережувані ізопахи.

3. **Висота стовпа виверження: 20–30 км**, що узгоджується з Plinian характером події.

Модель показала **гарну відповідність спостережуваним даним**:

- коефіцієнт детермінації $r^2 = 0,71$,
- коефіцієнт кореляції **0,84**.

Було відзначено, що модель має **тенденцію до дещо заниженої товщини відкладів поблизу жерла**, особливо для найбільш товстих частин тефрового шару, що пояснюється спрощенням геометрії джерела та урахуванням подальшого процесу ущільнення, ерозії та рефракцій дрібних частинок (Volentik et al., 2020; Mastin et al., 2009).

Завдяки використанню дискового джерела вдалося:

- більш реалістично відтворити тоншення відкладів з відстанню від жерла,
- зменшити залежність оцінок об'єму та висоти стовпа від коефіцієнта дифузії,
- оцінити **радіус парасолькової хмари**, який виявився ключовим параметром для контролю розподілу тефри на великих відстанях.

Цей кейс-стаді підтверджує, що **дискова модель джерела є ефективним інструментом для відтворення великих вибухових вивержень** та для уточнення параметрів минулих подій, що є важливим для оцінки вулканічної небезпеки (Volentik et al., 2020; Mastin et al., 2009; Bonadonna et al., 2015).

РОЗДІЛ 3.

КВАНТИФІКАЦІЯ НЕВИЗНАЧЕНОСТІ ПАРАМЕТРІВ ДЖЕРЕЛА ВИВЕРЖЕННЯ НА ОСНОВІ ВІДКЛАДІВ ТЕФРИ

Квантифікація невизначеності параметрів джерела виверження (таких як об'єм тефри, висота стовпа та радіус «парасольки» хмари) є складним завданням для вулканологів, оскільки тефрові відклади часто обмежено представлені через поховання, ерозію та інші фактори. Ми показуємо, що точність оцінки невизначеності покращується при комбінуванні моделі адвекції-дифузії з двома баєсівськими методами оберненої задачі: i) точним, але обчислювально затратним алгоритмом Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) та ii) більш наближеним, проте швидким методом оцінки параметрів із використанням першого порядку та другого моменту (FOSM).

Обидва підходи були застосовані до одиниці тефрового випадіння, слабо представленої у відкладеннях, внаслідок виверження Ель-Місті (Перу) 2070 BP. Результати оцінки: маса тефри $0.78 - 1.4 \times 10^{11}$ кг; радіус хмари-парасольки 4.5 – 16.5 км; висота стовпа 8 – 35 км (95% довірчі інтервали). Широкі діапазони підкреслюють важливість квантифікації невизначеності при класифікації вивержень на основі картованих відкладень, що має значення для управління вулканічною небезпекою.

3.1. Дані та первинна інформація

Виверження Ель-Місті 2070 BP (Перу) було плініанським (VEI 4), що утворило обширні піністі та поточні відклади (Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011; Cobeñas et al., 2012, 2014; Charbonnier et al., 2020). Було обране нижнє лапілярне тефрове випадіння з цього комплексу та виміряно товщину відкладів у 30 локалітетах (Supplementary Note 1; Supplementary Figure 1). Ця одиниця ідентифікується як верхня частина шару 1 (Cobeñas et al., 2012) та Bed 2 (Harpel et al., 2011), і є однією з найбільш впізнаваних одиниць у медіальній фасії на південний захід від вулкана (рис. 3.1).

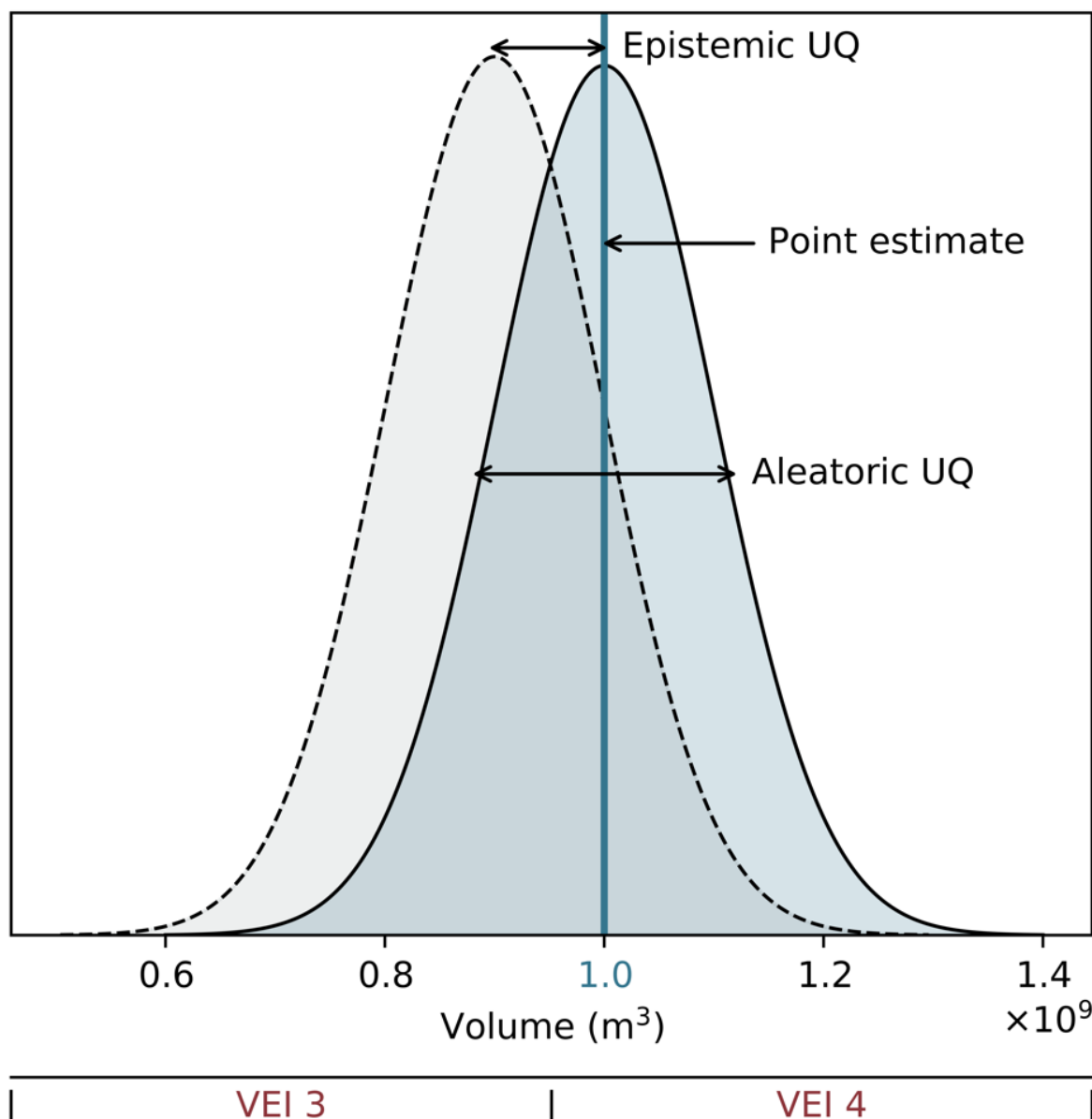


Рисунок 3.1. Схематичний приклад алеаторичної та епістемічної кількісної оцінки невизначеності (UQ). UQ пов'язана з точковими оцінками об'єму виверження та впливом на класифікацію вивержень за шкалою VEI.

Більшість вимірювань локалізовано на відстані 6 – 26 км від вулкана через ерозію або урбанізацію. На основі товщини відкладів оцінено сім параметрів джерела виверження (ESPs) (Табл. 3.1). Інверсії керуються попередніми розподілами, визначеними діапазоном реалістичних значень кожного ESP, обмежених фізично можливими межами (Thouret et al., 2001; Cobeñas et al., 2012; Wilson et al., 1978).

Таблиця 3.1. Оцінка ESP та межі пошуку для методів GLUE та GLM-FOSM.

Параметр	Нижня межа	Верхня межа	Попереднє середнє	GLUE пост. середнє	GLUE σ	GLM- FOSM пост. середнє	GLM- FOSM σ
Маса виверженої тефри (10^{11} кг)	0.1	5.0	1.0	0.9	0.2	1.0	0.1
Висота хмари- парасольки (м. над жерлом $\times 10^3$)	10	30	25	20	6	25	4.8
Радіус хмари (м $\times 10^3$)	5	25	11	10.5	3	11	3.2
TGSD (ϕ)	-2	2	-1.9	0.9	0.7	1.1	0.6
Дифузія ($\text{м}^2/\text{с}$ $\times 10^3$)	0.3	3	1.5	2.0	0.6	1.5	0.5
Швидкість вітру (м/с)	0.5	20	5	1.7	0.7	1.2	0.5
Напрямок вітру ($^\circ$ від N)	160	260	220	218	4.3	218	5.8

3.2. Форвардна модель

сідання тефри оцінюється за допомогою форвардної моделі, розробленої Constantinescu et al. (2021), яка базується на алгоритмі Tephra2 (Bonadonna et al., 2005; Connor and Connor, 2006). Модель передбачає, що тефра розсіюється з хмари-парасольки, представленої у вигляді кругового або еліптичного диска, розташованого на нейтральній висоті над жерлом вулкана (Bursik et al., 1992; Sparks et al., 1997; Bonadonna and Phillips, 2003). Нейтральна висота відповідає такому рівню, де щільність тефри та атмосфери взаємно врівноважуються, і частинки починають розсіюватися горизонтально.

Хмара-парасолька розбивається на дискретні клітини, і кожна клітина розглядається як джерело тефри певного об'єму та розподілу за розміром частинок. Тефра випадає з основи хмари і під впливом вітру адвіюється до певного місця на поверхні. Загальна маса тефри, що осіла на координатах (x, y), визначається формулою:

$$M(x, y) = \sum_{i,j} \sum_{\phi} M_{i,j,\phi} f_{i,j,\phi}(x, y)$$

де:

- $M_{i,j,\phi}$ — маса частинок певного розміру ϕ , випущених із клітини диска i, j ;
- $f_{i,j,\phi}(x, y)$ — функція, що описує розподіл маси частинок на поверхні, враховуючи горизонтальну адвекцію вітром і дифузію у турбулентній атмосфері;
- i, j — індекси дискових клітин;
- ϕ — розмір частинок, що бінується від -6ϕ до $+6 \phi$, причому загальна кількість бінів становить 100.

У практичній реалізації частинки рівномірно розподіляються серед 8500 клітин диска, а маса кожного біну враховується при обчисленні сумарного осідання тефри на поверхні. Положення і накопичення частинок залежать від декількох факторів:

1. Маса та розподіл частинок за розміром у диску;
2. Положення клітини у диску щодо жерла вулкана та кількість дискових клітин;
3. Висота основи диска;
4. Горизонтальна дифузія в атмосфері;
5. Швидкість і напрямок вітру (які в моделі вважаються постійними).

На відміну від інших моделей (наприклад, Poulidis et al., 2021), дана модель не враховує вертикальну дифузію та вертикальний вітер, а осідання частинок відбувається на горизонтальній поверхні без урахування топографії. Такий підхід дозволяє значно спростити чисельне моделювання, водночас забезпечуючи адекватне відтворення основних закономірностей осідання тефри.

Інверсійні моделі застосовуються для оцінки параметрів джерела виверження (eruption source parameters, ESP) на основі форвардної моделі та спостережуваних даних тефрових відкладів із урахуванням попередніх розподілів ESP. Інверсія дозволяє обчислити найімовірніші значення ESP та оцінити невизначеність цих параметрів, враховуючи складність та недоопределеність задачі.

GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation)

Метод GLUE (Beven and Binley, 1992) оцінює невизначеність ESP за допомогою Монте-Карло моделювання. Основні етапи методу включають:

1. **Формування попереднього ансамблю параметрів:** створюється велике число реалізацій ESP, що охоплюють увесь фізично правдоподібний діапазон значень параметрів.
2. **Фільтрація «поведінкових» реалізацій:** кожна реалізація ESP використовується у форвардній моделі для симуляції осідання тефри. Симульовані товщини порівнюються з спостережуваними за допомогою критерію узгодженості, наприклад суми квадратів залишків (RSS). Ті реалізації, які задовільно відтворюють фактичні відклади, вважаються «поведінковими» і зберігаються для подальшого аналізу.
3. **Оцінка невизначеності:** розподіл поведінкових реалізацій формує апостеріорний розподіл ESP, що дозволяє оцінити довірчі інтервали для кожного параметра (Beven and Binley, 2014; Beven and Freer, 2001).

GLUE забезпечує гнучкість щодо форми попередніх розподілів і здатен відображати складні, багатовимірні залежності між параметрами. Недоліком є значна обчислювальна вартість, оскільки потрібно виконати мільйони симуляцій для отримання надійного апостеріорного розподілу.

GLM-FOSM (Gaussian-Levenberg-Marquardt First-Order Second-Moment)

Альтернативний підхід, GLM-FOSM (White et al., 2017), поєднує градієнтне мінімізаційне оцінювання параметрів з Баєсівським підходом до оцінки невизначеності, використовуючи лог-нормальний або гаусовий попередній розподіл параметрів. Основні особливості методу:

1. **Мінімізація помилки:** за допомогою градієнтного алгоритму визначаються такі значення ESP, які мінімізують різницю між симульованими та спостережуваними товщинами тефри.
2. **Баєсівська оцінка невизначеності:** апостеріорна невизначеність параметрів оцінюється через перший порядок та другий момент (FOSM)

розподілу параметрів, передбачаючи, що апостеріорний розподіл має гаусову форму.

3. **Ефективність:** метод значно швидший за GLUE і потребує значно менше обчислювальних ресурсів, проте його точність залежить від припущення про форму попереднього розподілу та адекватності лінійного наближення.

GLM-FOSM добре підходить для швидкої оцінки ESP та їх невизначеності на етапі попереднього аналізу, тоді як GLUE забезпечує більш надійні апостеріорні оцінки, особливо у складних нелінійних системах з великою кількістю невизначеностей.

3.2.1. GLUE та квантифікація невизначеності

Для оцінки невизначеності параметрів джерела виверження (ESP) за допомогою методу GLUE було виконано 1×10^6 **симуляцій форвардної моделі**, кожна з яких відповідала одній реалізації попереднього ансамблю ESP. Цей великий попередній ансамбль охоплював увесь фізично правдоподібний діапазон значень параметрів, включаючи масу тефри, радіус та висоту хмари-парасолі, коефіцієнт дифузії, розподіл розмірів частинок та параметри вітру (табл. 3.1).

Кожна симуляція порівнювалася зі спостережуваними даними про товщину тефрового відкладу за допомогою критерію узгодженості (residual sum of squares, RSS). **Лише 96 реалізацій** ансамблю задовольнили критерії «поведінкової» відповідності, тобто адекватно відтворювали спостережувані товщини тефри. Ці реалізації утворили апостеріорний розподіл ESP, на основі якого оцінювалася невизначеність параметрів.

Результати квантифікації невизначеності:

- **Маса тефри** показала найбільшу детермінацію серед ESP: апостеріорний інтервал довіри (95% CI) становив $0.5 - 1.4 \times 10^{11}$ кг, що свідчить про значне зменшення невизначеності порівняно з попереднім діапазоном $0.1 - 5 \times 10^{11}$ кг. Це пояснюється прямою залежністю між масою

тефри та локальною накопиченою масою на поверхні, яка добре відображена у форвардній моделі (Magill et al., 2015; White et al., 2017).

- **Радіус хмари-парасолі** оцінюється з апостеріорним інтервалом **4.5 – 16.5 км**, що демонструє помірне зменшення невизначеності (~40% порівняно з попереднім розподілом). Це пов'язано з тим, що горизонтальне поширення тефри безпосередньо залежить від розміру хмари та її взаємодії з вітровим полем.

- **Висота хмари** (на рівні основи хмари) залишається слабо констрейнованою, з апостеріорним інтервалом **8 – 32 км**. Невелике зменшення невизначеності пояснюється тим, що товщина відкладу на різних відстанях від жерла є недостатньо чутливою до висоти хмари: однаковий розподіл товщин може бути відтворений за допомогою високої тонкої хмари або низької, більш широкої хмари (Bonasia et al., 2010; White et al., 2017).

- **Дифузійний коефіцієнт** показав лише невелике зменшення невизначеності (~15%), оскільки його вплив на форму осідання тефри тісно пов'язаний із висотою та радіусом хмари, і кількісно оцінювати його окремо складно.

Таким чином, метод GLUE дозволяє виділити **параметри, які добре обмежені на основі спостережуваних даних**, та ті, які залишаються з високою невизначеністю через недостатню інформацію в відкладених тефрах. Апостеріорні розподіли забезпечують не лише точкові оцінки ESP, а й оцінку довірчих інтервалів, що є критично важливим для аналізу небезпеки вивержень та класифікації подій за шкалою VEI (Рис. 3.2).

3.2.2. GLM-FOSM та квантифікація невизначеності

Для оцінки невизначеності параметрів джерела виверження (ESP) також було застосовано метод **GLM-FOSM** (Gradient-based Linearized Method – First-Order Second-Moment), який поєднує градієнтну мінімізацію з Баєсівською оцінкою невизначеності параметрів.

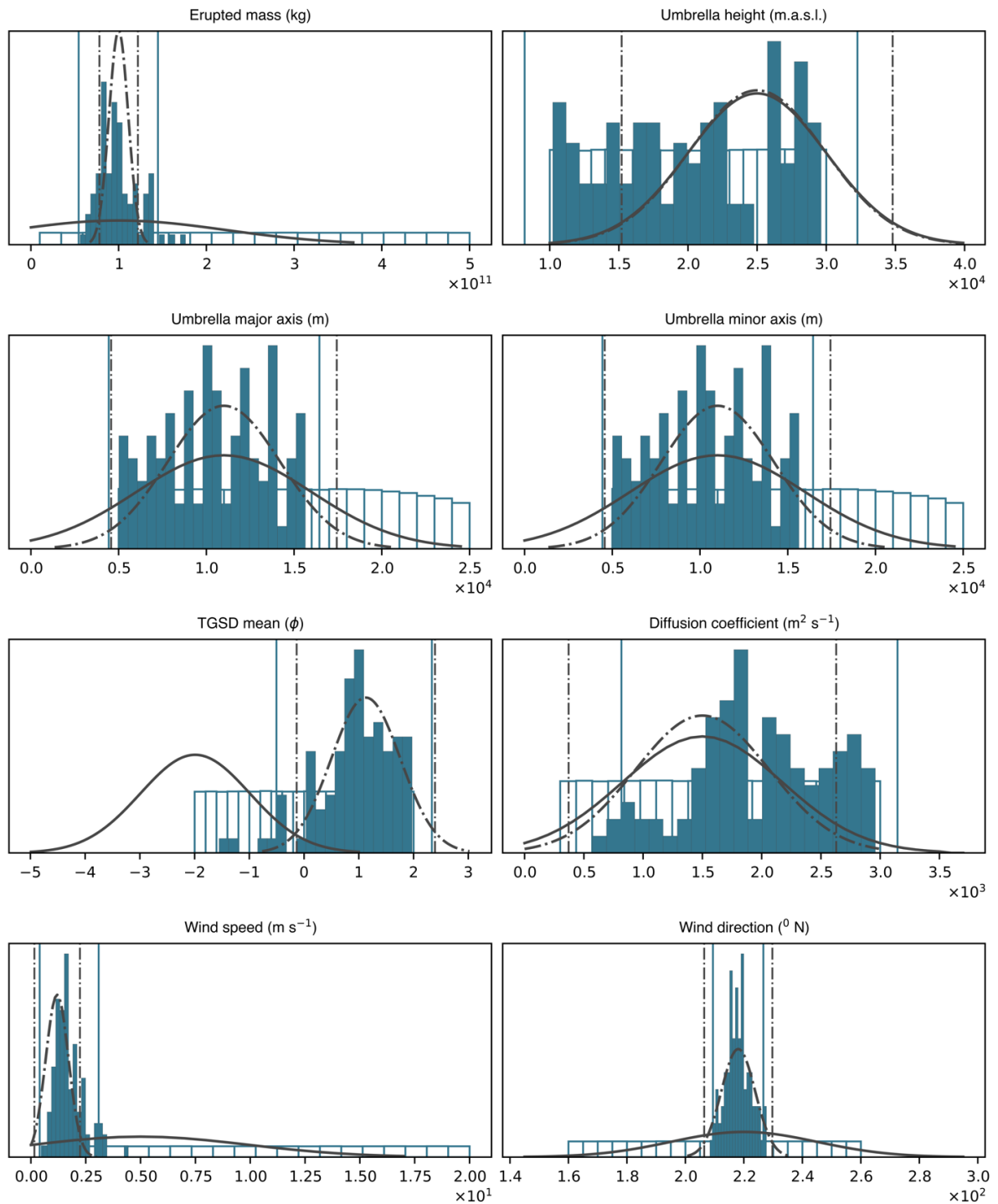


Рисунок 3.2. Результати інверсійного аналізу. Аналіз GLUE: - порожністі гістограми показують рівномірний апріорний ансамбль, а суцільні сині гістограми показують апостеріорні оцінки. Аналіз GLM-FOSM: - суцільні лінії гауссових графіків показують апріорний ансамбль, а пунктирні лінії гауссових графіків - апостеріорну оцінку. Вертикальні лінії представляють 95% довірчий інтервал (суцільний синій колір для GLUE; пунктирний сірий колір для GLM-FOSM).

В апостеріорному аналізі GLM-FOSM 99 симуляцій узгоджуються з результатами GLUE, що підтверджує стабільність оцінок ESP. Основні характеристики апостеріорних параметрів:

- **Маса тефри** оцінюється близько 1×10^{11} кг, з апостеріорним інтервалом $0.78 - 1.2 \times 10^{11}$ кг, що повністю узгоджується з оцінками GLUE та демонструє сильне обмеження цього параметра.

- **Радіус хмари-парасолі** визначається на рівні ~ 11 км, тоді як **висота хмари** практично не констрейнована, зменшення невизначеності становить лише $\sim 3\%$, що підтверджує високу чутливість форвардної моделі до цього параметра.

- **Напрямок та швидкість вітру** демонструють значне зменшення невизначеності ($>80\%$), що обумовлено прямим впливом вітрового поля на горизонтальне розповсюдження тефри.

- **Середній розмір частинок** оцінюється близько 1.12 ф, апостеріорний 95% інтервал: $-0.1 - 2.3$ ф, що вказує на помірну невизначеність цього параметра.

Обмеження та джерела невизначеності

Використання лише **даних товщини відкладів** не дозволяє повністю конструювати всі ESP через поєднання **aleatoric** (внутрішня варіабельність системи) та **epistemic** (недостатність знань) невизначеностей. Різниця між спостережуваними та змодельованими товщинами ($\sim 10-35$ см) пояснюється **рельєфом, ерозійними процесами та похованими шарами** (Engwell et al., 2013; Cobenías et al., 2012).

Обидва методи – GLUE та GLM-FOSM – пояснюють приблизно $2/3$ **варіації товщини тефри** ($r^2 = 0.68-0.69$).

Параметричні trade-off

Деякі параметри демонструють **взаємозамінність (trade-off)** у моделюванні:

- «Високий стовп – мала хмара»
- «Висока дифузія – низький вітер»

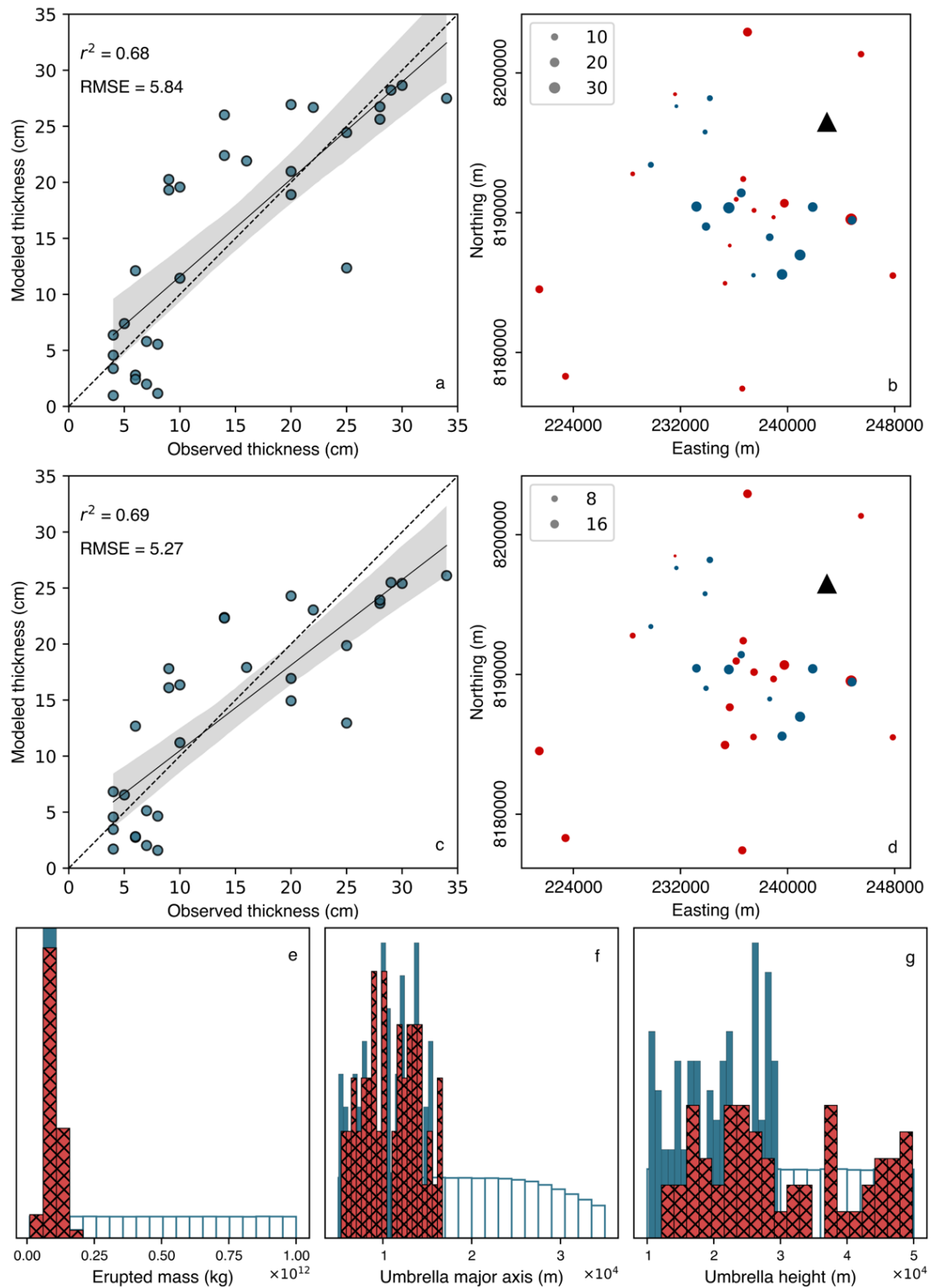


Рисунок 3.3. Кореляція між спостережуваною та змодельованою товщиною тефри. Найнижча RSS для GLUE (a) та для GLM-FOSM (c). Негативна (синя) та додатна (червона) залишкові товщини за вітром від жерла (трикутник) для GLUE (b) та GLM-FOSM (d). Діаметр точок вказує на величину залишкових товщин.

Ці комбінації можна моделювати однаково, обмежуючись фізично можливими межами. Використання **диска джерела** зменшує потребу у високих дифузійних коефіцієнтах (Constantinescu et al., 2021).

Порівняння

- Розширення попередніх розподілів ESP **не змінює основних висновків**, що підтверджує **VEI 4** для цього виверження (Harpel et al., 2011; Cobeñas et al., 2012).

- Метод **GLM-FOSM** показав значно вищу швидкість обчислень порівняно з GLUE, тоді як GLUE залишається більш об'єктивним у представленні невизначеності.

- Обидва методи дозволяють кількісно оцінити **вплив невизначеності ESP на оцінку вулканічної небезпеки**, що важливо для прогнозування та планування заходів захисту (Рис. 3.1, 3.2, 3.3).

РОЗДІЛ 4.

ОЦІНКА ПАРАМЕТРІВ ДЖЕРЕЛА ВИВЕРЖЕННЯ (ESP) ДЛЯ ВИВЕРЖЕННЯ 2021 Р. ВУЛКАНА LA SOUFRIÈRE (СЕНТ-ВІНСЕНТ): НАСЛІДКИ ДЛЯ КІЛЬКІСНОЇ ОЦІНКИ ВЕЛИЧИНИ ВИВЕРЖЕНЬ НА ВУЛКАНІЧНИХ ОСТРОВАХ

Відклади тефри є основним джерелом інформації для кількісної оцінки динаміки минулих вивержень. Для точних оцінок об'єму викинутої продукції та висоти стовпа виверження (т.зв. параметрів джерела виверження – ESP) необхідний доступ до добре збережених відкладів. Проте через географічні та екологічні умови (збереженість, ерозія, поховання, осадження у морі) детально картовані відклади зустрічаються рідко, що призводить до високої невизначеності оцінок об'єму та висоти стовпа. Наприклад, тефрові відклади, що формуються поблизу узбережжя або на вулканічних островах, часто осідають у морі і стають недоступними.

У цьому дослідженні розглядається, як можна оцінити об'єм викинутої тефри та відповідні ESP при обмеженій мережі відбору проб. Кейс-дослідження: виверження 2021 р. вулкана La Soufrière (Сент-Вінсент та Гренадини, Малі Антильські острови). Вибухові фази виверження транспортували більшість тефри переважно на схід через Атлантичний океан; сухопутний відклад обмежений прибережною зоною острова Сент-Вінсент, між 4 та 6 км від жерла.

Товщина перших двох шарів тефри (P1 та P2) була виміряна у 50 точках на острові. Для оцінки параметрів джерела виверження застосовано **модель осідання тефри Tephra2** та алгоритм інверсії, щоб дослідити, як можна конструювати об'єм та масу викинутої тефри при обмеженому розподілі проб, враховуючи, що більшість осідання відбувалося на морі і не вимірювалося.

Маса викинутої тефри оцінюється на рівні:

- $\sim 1.1 \times 10^{10} \pm 0.2 \times 10^{10}$ кг для шару P1
- $\sim 2.8 \times 10^{11} \pm 0.6 \times 10^{11}$ кг для шару P2

Середня висота викиду частинок – **~12 км над рівнем моря** для обох фаз.

Результати показують, що чисельна модель у поєднанні з інверсійним алгоритмом дозволяє оцінити **масу та висоту викиду частинок з точністю близько 25%** для виверження на острові, при якому більшість тефрових даних були зібрані у вузькій зоні, що перетинала основну вісь дисперсії. Рекомендується використовувати цей підхід для оцінки об'єму або маси тефри після вибухових вивержень на островах.

Тефрові відклади є найбільш поширеним вулканічним ризиком при вибухових виверженнях (Bonadonna et al., 2021). Частилки тефри викидаються вулканічними стовпами високо в атмосферу і транспортуються вітром на великі відстані (Sparks et al., 1997; Rose and Durant, 2009; Bonadonna et al., 2015; Pyle, 2016). Осідання частинок на землю визначається їх швидкістю осідання та атмосферними умовами, формуючи закономірності **порогування і помелу** (thinning and fining) з відстанню від жерла (Sparks et al., 1997; Bonadonna and Costa, 2013; Volentik et al., 2010; Houghton and Carey, 2015).

Темпи зміни товщини та розподілу розмірів зерен дозволяють оцінити **об'єм тефри, висоту стовпа та радіус хмари-парасолі**, тобто параметри джерела виверження (ESP) (Pyle, 1989; Carey and Sparks, 1986; Fierstein and Nathenson, 1992; Bonadonna et al., 2005; Bonadonna and Costa, 2012; Pyle, 2015; Rossi et al., 2019; Constantinescu et al., 2021). Ці ESP використовуються для характеристики виверження за шкалами **magnitude та intensity** (Newhall and Self, 1982; Pyle, 2015; Constantinescu et al., 2021).

Точні оцінки ESP потребують доступу до добре збережених відкладів. На практиці, через географічні та екологічні умови, такі відклади рідко добре зберігаються і детально картовані (Pyle, 2016). Для більшості доісторичних вивержень відклади часто поховані або еродовані, що призводить до переважання записів великих вивержень у геологічному реєстрі (Engwell et al., 2013; Kiyosugi et al., 2015; Pyle, 2016).

Під час поточних вивержень відклади можуть бути швидко еродовані сильними дощами або вітрами, що змушує вулканологів проводити термінові

кампанії відбору проб у високонебезпечних умовах. Багато активних субаеральних вулканів розташовані поблизу океанів або на островах, і тефра осідає переважно у морі, що робить її недоступною (Bonadonna et al., 2002; Houghton and Carey, 2015; Pyle, 2016; Primerano et al., 2021).

Це підкреслює **високу невизначеність оцінок ESP**, оскільки вони базуються лише на обстеженні проксимальних і дуже проксимальних відкладів (Bonadonna et al., 2002). Поставлено питання: **наскільки точно можна оцінити об'єм викинутої тефри та ESP при обмеженому розподілі проб, враховуючи географічні та безпекові обмеження під час польових робіт?**

Для дослідження цих ефектів використано виверження **2021 р. вулкана La Soufrière (LSV), Сент-Вінсент та Гренадини (SVG)** (GVP Report, 2021a). Викид тефри призвів до переміщення понад 13 000 осіб, значних втрат врожаю, руйнування будівель, порушення регіонального авіасполучення та гуманітарної кризи (GVP Report, 2021a) (Fig. 4.1).

Переважаючі вітри спричинили **осідання тефри переважно на схід, у Атлантичний океан** (Fig. 4.1). На суші більшість відкладів обмежена північною стороною острова, між жерлом та узбережжям (<6 км). Відбір проб проводився до закінчення небезпечних вибухових фаз, щоб максимально зібрати відклад до його ерозії сильними дощами.

Через небезпеку виверження **не було зібрано проб із дуже проксимальних фацій (<4 км від жерла)**, тому розподіл вимірювань товщини обмежений вузькою смугою поблизу узбережжя, між 4 і 6 км від жерла (Fig. 4.2).

Для обчислення товщини відкладу за заданими ESP використано **Tephra2** (Bonadonna et al., 2005; Connor and Connor, 2006) – модель осідання на основі рівняння адвекції-дифузії. Модель обгорнуто інверсійним алгоритмом



Рисунок 4.1. Виверження 2021 р. вулкана La Soufrière:

a) Супутникове зображення вулканічного стовпа над Атлантичним океаном під час вибухової фази LSV;

b, c) вулканічний стовп та лавовий купол, утворений перед вибуховою фазою, стиснутий між стінками кратера та старим куполом;

d, e) зображення масштабних пошкоджень тефрою природного та побудованого середовища SVG.

(Джерела: a) NASA Earth Observatory; Lauren Dauphin; <https://earthobservatory.nasa.gov/images/148176/eruption-at-la-soufriere>; b, c, e) UWI Seismic Research Centre; Facebook; d) фото R.C.)

для оцінки набору ESP, які найкраще описують спостережувану зміну товщини для двох фаз виверження.

Для оцінки невизначеності параметрів застосовано **bootstrap-підхід**, запуски інверсій проводилися для альтернативних наборів локацій (Efron, 2000; Press et al., 1992; Volentik et al., 2010). Ця процедура дозволяє кількісно оцінити невизначеність маси викинутої тефри, що виникає через розподіл проб.

Хоча для виверження LSV 2021 р. спостерігалися деякі параметри безпосередньо, наприклад, висота стовпа, результати цього дослідження показують **вплив розподілу проб на оцінку ESP для минулих або непрямих вивержень на островах.**

4.1. La Soufrière: геологічна будова та історія вивержень

Острів **Сент-Вінсент (SV)** є повністю вулканічним і розташований у південній частині ~750 км довгого **Ланцюга вулканів Малі Антильські острови**, що сформувався внаслідок субдукції Південноамериканської плити під Карибську плиту, починаючи з пізнього олігоцену (~25–20 млн років тому) (Fig. 4.2) (Rowley, 1978; Macdonald et al., 2000; Robertson, 2005; Germa et al., 2011; Cole et al., 2019; Fedele et al., 2021).

Радіометричне датування показує, що найстаріші породи SV мають вік ~ 2.74 млн років, і відтоді вулканічна активність мігрувала на північ до ~ 0.7 млн років тому, коли почав формуватися **наймолодший вулкан острова – La Soufrière** (Briden et al., 1979; Fedele et al., 2021).

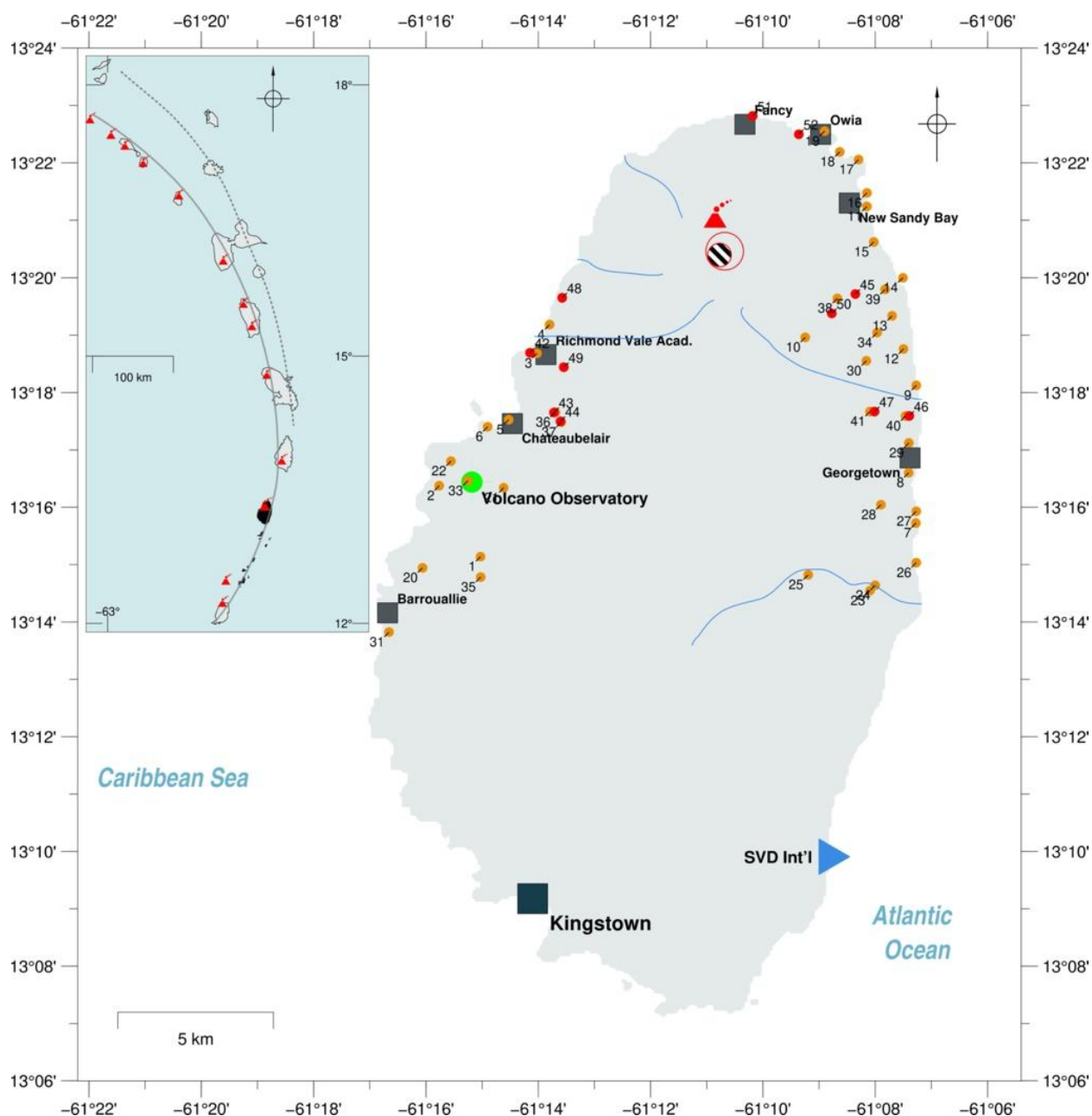


Рисунок 4.2. Карта острова SV показує основні міста та селища (темні квадрати), міжнародний аеропорт Argyle (синій трикутник) та кратери LSV (червоні: кратер 1902 р. – червоне коло; кратер 2021 р. – червоне штриховане коло). Вставка показує активні вулкани (червоні символи) в активному Ланцюзі Малі Антильських вулканів (суцільна сіра лінія), старий вулканічний

дуг (пунктирна лінія) та місце розташування SVG (чорний). Помаранчеві точки позначають місця вимірювання товщини тефрових відкладів.

La Soufrière (1230 м н.р.м.) – єдиний активний вулкан на острові Сент-Вінсент. Стратиграфічні та геохімічні дослідження проб LSV виділяють **чотири основні етапи активності** за останні ~0.7 млн років (Briden et al., 1979; Sigurdsson and Carey, 1991; Robertson, 2005; Fedele et al., 2021).

Недавня активність (<600 років до тепер) включає **ефузивну** (утворення базальтандезитових куполів) та **вибухову** (пірокластичні викиди) поведінку. Зафіксовано сім підтверджених вивержень, деякі з яких мали значний вплив на SVG та сусідні острови: 1440, 1580, 1718, 1812, 1902–03, 1971 та 1979 рр. н.е. (Pyle, 2017; Cole et al., 2019; Fedele et al., 2021).

Історичні джерела та пірокластичні відклади свідчать, що виверження **1440, 1580, 1718 та 1812 рр.** породжували **пірокластичні потоки високої щільності (PDC)** у радіальних долинах навколо вулкана, а тефра покривала північ острова та досягала **Сент-Кітс, Мартиніки та Барбадосу** (Smith, 2011; Pyle, 2017; Cole et al., 2019).

Виверження 1902–03 рр. (VEI 4) було одним із найбільших і найкраще задокументованих вивержень LSV, включало серію **фреатичних та фреатомагматичних вибухів**, що спричинили значне осідання тефри та PDC, унаслідок чого загинуло >1500 осіб, переважно місцеві Кариби (Anderson, 1908; Robertson, 2005; Pyle, 2018; Cole et al., 2019).

Чисто ефузивне виверження сталося у **1971 р.**, коли в кратері сформувався **базальтандезитовий купол об'ємом $\sim 80 \times 10^6 \text{ м}^3$** (Aspinall et al., 1973; Pyle, 2018). Купол і вулканічне озеро були зруйновані серією сильних вулканіанських вибухів протягом двох тижнів у квітні 1979 р. Вулканічні стовпи поширювали тефру аж до столиці **Кінгстаун** і Барбадосу (>150 км). Протягом наступних шести місяців всередині кратера знову формувався новий лавовий купол (Aspinall et al., 1973; Shepherd et al., 1979; Shepherd and Sigurdsson, 1982; Pyle, 2018).

Після **виверження 1979 р.** вулкан протягом тривалого часу не проявляв ознак реактивації до **2020 р.**

4.2. Огляд виверження 2020–2021 рр.

Перші ознаки реактивації магматичної системи **LSV** з'явилися на початку листопада 2020 року з аномальною сейсмічною активністю. Інтенсивність передвиверженкової сейсмічності зростала, на початку грудня 2020 р. супутники зафіксували теплову аномалію, а також були помічені видимі зміни у фумарольному полі та кратерному озері.

Виверження почалося **27 грудня 2020 р.**, коли всередині кратера сформувався новий **лавовий купол**, ущільнений між попереднім куполом 1979 р. та стінками кратера (Fig. 4.1c) (GVP Report, 2020; 2021a). У кінці березня 2021 р. зростання сейсмічної активності сигналізувало про можливу зміну режиму виверження. **Вибух 9 квітня 2021 р.** створив вулканічний стовп висотою ~8 км і ознаменував початок **вибухової фази** (GVP Report, 2021b).

Вибухова активність тривала **13 днів** і поділялася на чотири етапи за інтенсивністю та тривалістю окремих вибухів, а також за середнім магматичним потоком (Stewart et al., 2021):

1. **Перший етап (9–10 квітня 2021 р.)** – серія вибухів протягом ~20 годин, стовпи висотою 4–16 км, тефра осідала на SV та до Барбадосу (Fig. 4.1) (GVP Report, 2021b).

2. **Другий етап (10–11 квітня)** – дев'ять сильних вибухів, стовпи 12–16 км, тефра розповсюджувалась на всю територію острова, до Grenadines на південь і St. Lucia на північний схід (GVP Report, 2021b; Stewart et al., 2021).

3. **Третій етап (12–14 квітня)** – рідші вибухи, збільшені інтервали спокою, уповільнення магматичного потоку; інтенсивні вибухи створювали стовпи до 12 км і формували пірокластичні потоки (PDC).

4. **Четвертий етап (15–22 квітня)** – слабші стовпи, три вибухи, довші інтервали спокою (Stewart et al., 2021).

За даними NOAA, профілі вітру під час вибухової фази сприяли розсіюванню тефри на схід через Атлантичний океан. Низькорівневі вітри (0–4 км) дували на захід та південний захід, середньорівневі (8–18 км) – на схід, із зсувом вітру між 0–6 км. Високорівневі вітри (>18 км) дували на захід. Швидкості вітру: низькорівневі – 0–5 м/с, середньорівневі – до 15 м/с. Стовпи до 16 км піддавалися впливу середньорівневих вітрів, що призвело до осідання тефри переважно на **східному узбережжі SV** (Figs. 4.1, 4.2).

До **22 квітня 2021 р.**, тефра від 32 вибухів спричинила значні руйнування на північному узбережжі острова: обвали будівель, знищення всіх посівів. Початок сезону дощів призвів до формування **лахарів**, які знищували дороги, мости та будівлі. Після останнього вибуху 22 квітня сейсмічна активність знизилася, що ознаменувало кінець виверження (GVP Report, 2021c).

4.3. Відклади тефри

Стратиграфія тефрових відкладів демонструє кілька **відмінних одиниць** із чергуванням **лапілів та попелу** (рис. 4.3). Через короткі інтервали спокою між вибухами та їх пульсуючий характер, окремі тонкі шари видимі в одних місцях та невиразні в інших. У деяких точках послідовність неповна через змінну інтенсивність стовпів і профіль вітру. Найнижчі одиниці найтовстіші та найкраще збережені, зустрічаються на обох узбережжях SV, тоді як верхні піддані ерозії дощами.

- **Найнижча одиниця (P1)** – результат вибухів першого етапу (9–10 квітня 2021), розсіювання на **північний схід**. Максимальна товщина на **Windward**: 3–6.5 см, на **Leeward**: 0.2–5 см. Складається з **дрібних та середніх скорієвих лапілів**, $Md\phi = 0.5–1.5 \phi$; включає щільні літики до 1 см (-3 ϕ).

- **Друга одиниця (P2)** – багата на попіл, пов'язана з другим етапом (10–11 квітня). Попіл осідав на південь до Kingstown та Барбадосу. Складається з 7–8 шарів коричневих та сіруватих відкладів; $Md\phi = 0.15–2.25 \phi$, чергування з грубшими лапілями та щільними літиками до 0.5 см (-2 ϕ).

• **Третя одиниця (P3)** – третій етап (11–14 квітня), включає «куплети» тонкого попелу і дрібних лапілів між двома шарами грубших лапілів; товщина шарів – до 2.5 см, $Md\phi = -0.1-0.8 \phi$. Дощі після виверження частково еродували верхню частину P3.

• **Верхні шари (P4)** – останній етап (14–22 квітня), дуже тонкі шари попелу (<1 см) та лапілів (<0.8 см) із «покривним» шаром грубих лапілів (<1 см) на **Leeward**; послідовність змінна та переривчаста, ерозія дощами частково або повністю знищила шари у багатьох точках.

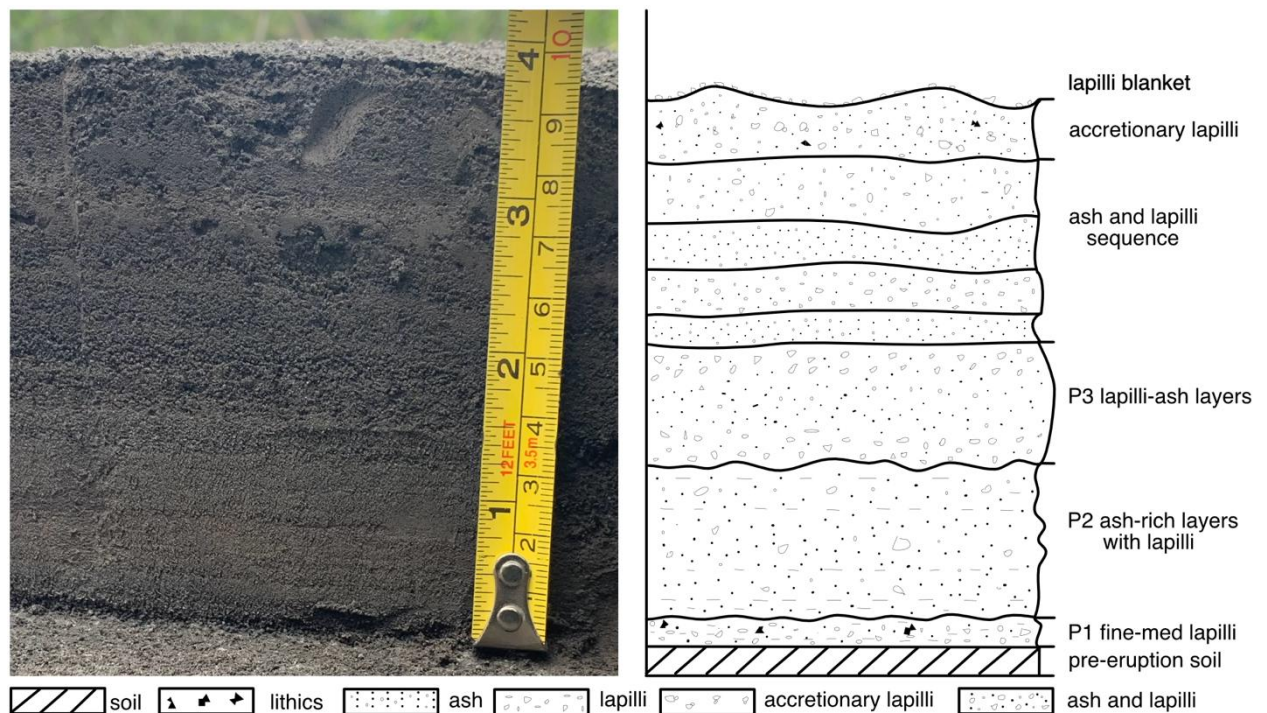


Рисунок. 4.3. Типова тефрова послідовність, пов’язана з вибуховою фазою LSV 2021 р. Складається з кількох тонких чергувань попелу та лапілів, що відображають пульсуючий характер вибухів.

4.4. Дані та методи

4.4.1. Збір польових даних та їх аналіз

Було проведено вимірювання товщини одиниць **P1** та **P2** у 52 точках на **Leeward** та **Windward** узбережжях острова. Мало вимірювань було виконано

всередині острова через близькість до активного конуса та недоступний складний рельєф, особливо через закриті дороги під час виверження.

Виміряні точки в основному слідують береговим лініям узбережжя у **траншеях довжиною 10–15 км** (Рис. 4.2). Товщина одиниць варіює від 0.1 до 6.5 см і на **Windward** узбережжі, уздовж головної осі розсіювання, завжди більша (Таблиця 4.1).

Було зібрано **11 зразків** для аналізу розподілу зерен (Рис. 4.2; Таблиця 4.1). Зразки просіювали сухим методом до 5 ϕ (31 μm) з кроком 1 ϕ . Медіана розподілу зерен ($Md\phi$) для більшості зразків варіювалася від 0 до 2 ϕ .

4.4.2. Метод інверсії та вихідні дані

Ми здійснюємо **інверсію маси на одиницю площі (кг м^{-2})** для тефрових одиниць P1 і P2, оцінюючи **викинуту масу та середню висоту викиду частинок**. Використовується термін «середня висота викиду частинок» замість «висоти стовпа», оскільки відклади формувалися з декількох стовпів і вибухових імпульсів, що досягали різних максимумів (12–16 км a.s.l.). Товщину відкладів конвертовано у масу на одиницю площі, використовуючи середню **плотність 1000 кг м^3** .

Для цього аналізу застосовано **forward-модель Tephra2** (Bonadonna et al., 2005; Connor and Connor, 2006). Накопичення маси тефри на одиницю площі оцінюють за аналітичною формою **ADE**.

Модель відтворює частинки різного розміру, що випускаються з субвертикального джерела над кратером, яке імітує вулканічний стовп. Форма стовпа та розподіл маси керуються **бета-розподілом** (Connor et al., 2019). Після викиду частинки осідають відповідно до їх швидкості осідання (Bonadonna et al., 1998). Кінцеве положення (x, y) на поверхні контролюється характеристиками частинок (розмір, форма) та атмосферними властивостями (атмосферна дифузія, профіль вітру). Модель спрощено приймає сферичні частинки та рівнинний рельєф середньої висоти навколо вулкана, рівномірну горизонтальну дифузію та відсутність вертикальної.

Таблиця 4.1. Товщина тефри (см), виміряна у 52 місцях для блоків P1 та P2. Масове навантаження (кг м⁻²) повідомляється з використанням об'ємної щільності відкладень 1000 кг м⁻³. Виміряні місця повідомляються у східному/північному сусідстві на Універсальній поперечній проєкції Меркатора, зона UTM 20. * показує місця, де були зібрані зразки для аналізу розміру зерен.

#	Easting (m)	Northing (m)	P1 Thickness (cm)	P1 Mass load (kg m ⁻²)	P2 Thickness (cm)	P2 Mass load (kg m ⁻²)
1	689991	1465709	0	0	0.5	5
2	688645	1467976	0	0	1	10
3	691761	1472254	0.5	5	4	40
4	692160	1473178	1	10	4	40
5	690862	1470113	0	0	2.5	25
6	690192	1469886	0	0	2	20
7	703987	1466887	0.5	5	1	10
8	703741	1468505	0.5	5	2	20
9	703963	1471312	0.5	5	2.5	25
10	700384	1472828	3	30	5	50
11	702331	1477050	5.5	55	2	20
12	703540	1472478	1	10	3	30
13	703169	1473542	2	20	3	30
14	703507	1474766	3	30	3	30
15	702558	1475908	6	60	4	40
16	702329	1477485	6.5	65	3	30
17	702055	1478553	5	50	2.5	25
18	701447	1478796	5.5	55	2	20
19	700951	1479457	5.5	55	1.5	15
20	688128	1465335	0	0	0.5	5
21	690721	1467926	0	0	1	10

#	Easting (m)	Northing (m)	P1 Thickness (cm)	P1 Mass load (kg m ⁻²)	P2 Thickness (cm)	P2 Mass load (kg m ⁻²)
22	689018	1468771	0	0	1.3	13
23	702524	1464702	0	0	0.3	3
24	702691	1464877	0.1	1	0.7	7
25	700534	1465200	0.2	2	0.5	5
26	703894	1465612	0.5	5	1.5	15
27	703990	1467265	0.5	5	1.2	12
28	702854	1467466	4	40	1.2	12
29	703737	1469459	0.4	4	1.7	17
30	702349	1472091	1.5	15	4	40
31	687065	1463263	0	0	0.3	3
32	688893	1468603	0	0	1.5	15
33	689566	1468142	0	0	1.3	13
34	702689	1472997	3	30	3.5	35
35	689998	1465052	0	0	0.8	8
36	692364	1470367	0.1	1	2.5	25
37	692553	1470044	0.05	0.5	1.8	18
38	701403	1474089	5	50	6.5	65
39	702936	1474386	3	30	3.5	35
40	703626	1470324	0.7	7	2.5	25
41	702482	1470462	0.5	5	2.3	23
42*	691536	1472268	0.5	5	3.5	35
43*	692320	1470354	0	0	2.5	25
44*	692531	1470074	0.1	1	1.8	18
45*	701979	1474231	5	50	6.5	65
46*	703634	1470325	0.7	7	2.5	25
47*	702518	1470461	0.5	5	2.3	23
48*	692556	1474042	0.2	2	4	40

#	Easting (m)	Northing (m)	P1 Thickness (cm)	P1 Mass load (kg m ⁻²)	P2 Thickness (cm)	P2 Mass load (kg m ⁻²)
49*	692625	1471812	0.3	3	4	40
50*	701230	1473607	4	40	6	60
51*	698637	1479927	1	10	1.1	11
52*	700125	1479352	5	50	1.5	15

* – точки, де було зібрано зразки для аналізу розподілу зерен.

Інверсія проводиться методом **downhill simplex** (Connor and Connor, 2006). Цей метод дозволяє оцінити найкращі параметри ESP (викинута маса, форма та висота стовпа, коефіцієнт дифузії), які максимально відтворюють варіацію товщини відкладів. Нелінійний пошук тестує різні комбінації ESP до знаходження оптимальної, яка мінімізує різницю між спостережуваною та змодельованою товщиною. Для оцінки відповідності використовують **Normalized Root Mean Square Error (NRMSE)** (Connor and Connor, 2006).

Вхідні параметри для інверсій P1 та P2 наведено в **Table 4.2**. Дані ґрунтуються на спостереженнях (висота стовпа 12–16 км a.s.l.), аналізі зерен та експертних знаннях про виверження. Данні про вітер отримано з **NOAA NCEP/NCAR Reanalysis** (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html>).

Існують численні джерела невизначеності у оцінках ESP: **польові спостереження** (алеаторна невизначеність) та **модель** (епістемічна). Для оцінки невизначеності застосовано **модифікований bootstrap-підхід** (Press et al., 1992; Efron, 2000; Volentik et al., 2010). З вихідного набору даних по черзі виключали та замінювали кожну точку, створюючи **1432 і 2642 альтернативні набори** для P1 і P2 відповідно. Інверсію проводили для кожного набору, щоб отримати **довірчий інтервал** (1 σ) для маси викиду та середньої висоти частинок.

Деталі моделі Tephra2 та реалізація ADE описані в Connor et al. (2019) та Bonadonna et al. (2005). Модель враховує розподіл маси частинок у стовпі та

атмосферні умови, а результати інверсії дозволяють отримати найкращу оцінку маси викиду та середньої висоти викиду частинок для одиниць P1 та P2 (Таблиця 4.2).

Таблиця 4.2. Діапазони вхідних параметрів для інверсії та результати моделей найкращого відповідності для тefрових одиниць P1 і P2, з невизначеністю, вказаною як $\pm 1 \sigma$.

Parameter	P1 unit Input Range	P1 unit Output	P2 unit Input Range	P2 unit Output
Erupted mass ($\text{kg} \times 10^{11}$)	$10^7 - 10^{11}$	$1.1 \times 10^{10} \pm 0.2 \times 10^{10}$	$10^7 - 10^{12}$	$2.8 \times 10^{11} \pm 0.6 \times 10^{11}$
Average particle release height (km a.s.l.)	12 – 16	12 ± 0.8	12 – 16	12 ± 1.4
Diffusion ($\text{m}^2 \text{s}^{-3}$)	300 – 3000	447	300 – 5000	2602
Median (ϕ)	-1 – 2	-0.9	-1 – 3	2.9
Standard deviation (ϕ)	0.01 – 2.5	2.5	0.01 – 2.5	0.6

4.5. Аналітика результатів

4.5.1. Результати інверсії для одиниці P1

На рисунках 4.4a та 4.4b представлені ізомасові карти, отримані шляхом запуску прямої моделі з набором параметрів найкращого підбору, оцінених за допомогою інверсії. Карти ізомас добре узгоджуються з оссю дисперсії, спостережуваною у полі. Інверсія для одиниці P1 дала набір ефективних вулканічних параметрів (ESPs), які описують відкладення з нормованою середньоквадратичною помилкою (NRMSE) 0,12 (значення, ближче до нуля, вказує на кращу відповідність) (рис. 4.4e). За допомогою інверсії оцінювалися: викинута маса, середня висота викиду частинок, коефіцієнт дифузії, медіанний розмір зерен та стандартне відхилення.

Попередній діапазон для викинутої маси встановлювався між 10^7 та 10^{11} кг. Загальна оцінена викинута маса становила $1,1 \times 10^{10} \pm 0,2 \times 10^{10}$ кг (одне стандартне відхилення). Для оцінки середньої висоти викиду

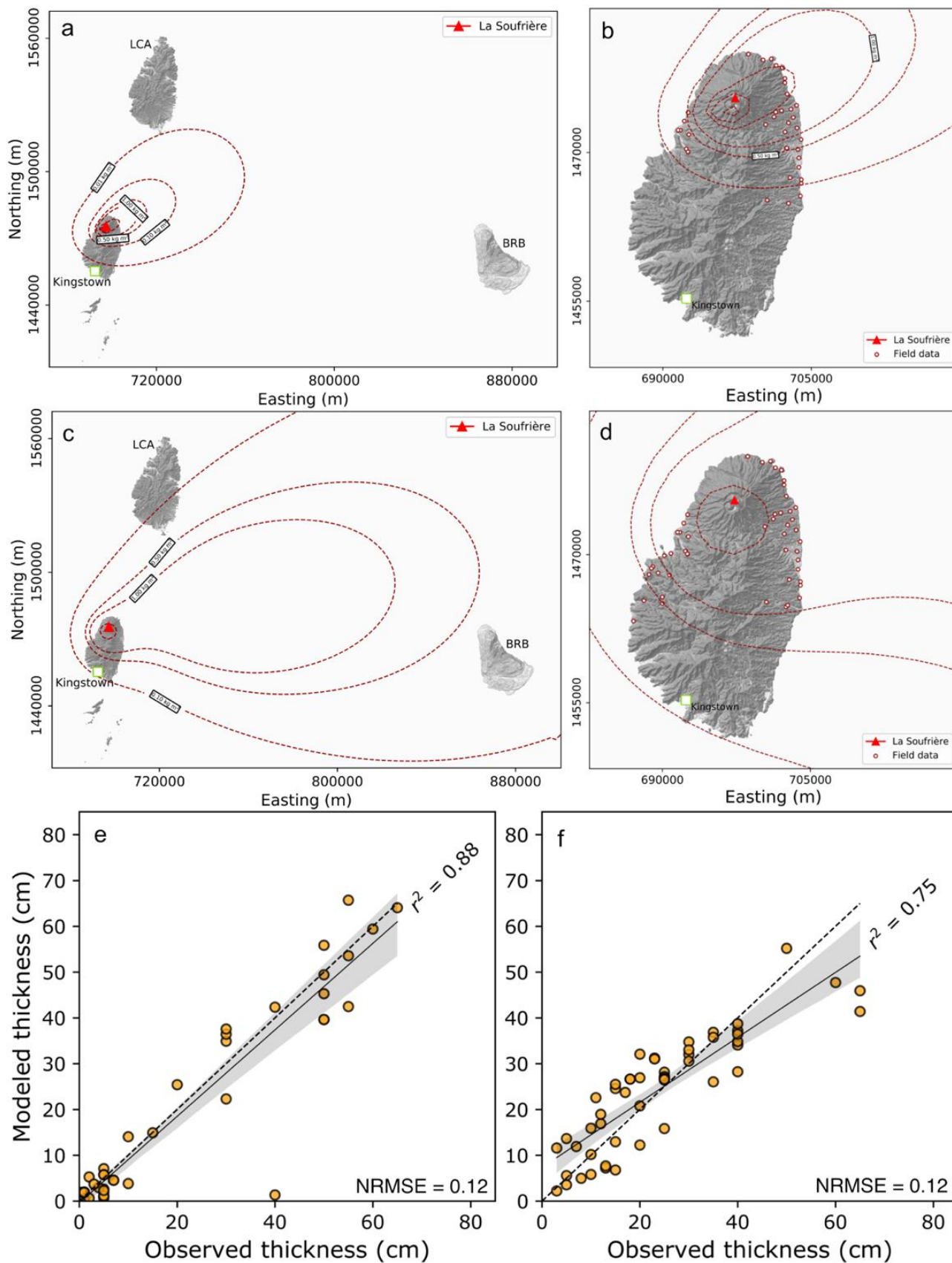


Рисунок 4.4. Розраховані карти ізомас з використанням інверсійних моделей найкращого наближення. Карти для P1 показані на панелях а та b; для P2 - на панелях с та d. Діаграми рівномірності, що показують кореляцію між спостережуваною та змодельованою товщиною відкладень, показують коефіцієнт детермінації (значення ближче до 1, що показує кращу точність) для P1 (e) та P2 (f). BRB = Барбадос; LCA = Сент-Люсія

частинок використовувався діапазон висот стовпів, зафіксованих візуально, 12–16 км над рівнем моря, і отримане значення склало $12 \pm 0,8$ км a.s.l. Хоча в деяких інверсіях отримували більші висоти (14–16 км a.s.l.), середнє значення обране як більш реалістичне з точки зору атмосферної дифузії ($\sim 400 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$). Медіанний розмір зерен (M_{df}) для найкращої моделі становив $-0,9 \text{ ф}$ із стандартним відхиленням $2,5 \text{ ф}$.

4.5.2. Результати інверсії для одиниці P2

Ізомасові карти для P2 показані на рисунках 4.4c та 4.4d. Набір параметрів найкращого підбору для одиниці P2 дав NRMSE 0,12 між розрахованим і спостережуваним відкладенням (рис. 4.4b). Викинута маса оцінена як $2,8 \times 10^{11} \pm 0,6 \times 10^{11}$ кг (одне стандартне відхилення) з попереднього діапазону 10^7 – 10^{12} кг.

Середня висота викиду частинок для P2 оцінена як $12 \pm 1,4$ км a.s.l., використовуючи той самий попередній діапазон, що й для P1. Вищий коефіцієнт дифузії ($2602 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$) пояснюється більшим вмістом дрібних частинок, які осідають довше; медіанний розмір зерен M_{df} для цієї одиниці становив $2,9 \text{ ф}$ зі стандартним відхиленням $0,6 \text{ ф}$. Ізомасова карта для P2 узгоджується з більш широким розповсюдженням попелу під час другої стадії вибухової активності, що характеризується більш інтенсивними стовпами з високими швидкостями викиду маси.

4.5.3. Обговорення та підсумки

Маса/об'єм викиду та висота стовпа є ключовими параметрами для кількісної оцінки розмірів вулканічних вивержень і зазвичай визначаються на

основі даних тефрових відкладів (Newhall and Self, 1982; Carey and Sparks, 1986; Pyle, 1989; Bonadonna and Costa, 2013). Для сучасних вивержень візуальні, радарні або супутникові спостереження дозволяють швидко та точно оцінити висоту стовпа та інтенсивність виверження, але величина виверження залежить від оцінки викинутої маси тефри. Син- та постдепозиційні процеси впливають на відкладення, створюючи алеаторичну невизначеність (Engwell et al., 2013).

Для виверження LSV 2021 року використовувалися виміри тефрових відкладів у 50 точках (рис. 4.2). Ізомасові карти моделі (рис. 4.4a–d) збігаються з просторовим розповсюдженням відкладень і відповідають спостережуваним стовпам у супутникових знімках (рис. 4.1a). Інверсія показує хорошу узгодженість між польовими даними та розрахованою товщиною відкладень із $\text{NRMSE} = 0,12$ для обох одиниць P1 і P2. Коефіцієнти детермінації (r^2) 0,88 для P1 та 0,75 для P2 вказують, що моделі пояснюють до трьох четвертих варіації товщини відкладень (рис. 4.4a, b).

Моделі інверсії дали оцінки викинутої маси $\sim 1,1 \times 10^{10}$ кг для P1 та $\sim 2,8 \times 10^{11}$ кг для P2. Незважаючи на обмеженість даних лише до проксимальних відкладів, метод модифікованого бутстрепа дозволяє оцінити невизначеність: $\sim 1,1 \times 10^{10} \pm 0,2 \times 10^{10}$ кг для P1 та $\sim 2,8 \times 10^{11} \pm 0,6 \times 10^{11}$ кг для P2 (Efron, 2000). Аналіз глобальних мінімумів (рис. 4.5a, b) показав, що для P1 найкраща модель є єдиною, що дає мінімальний NRMSE, тоді як для P2 можливі декілька масових значень ($\sim 2,6\text{--}3 \times 10^{11}$ кг), що дають однаково добру відповідність. Це пояснюється кореляцією між масою та висотою викиду частинок (Connor and Connor, 2006).

Для обох одиниць середня висота викиду частинок склала 12 км a.s.l., що узгоджується зі спостереженнями стовпів під час виверження. Невизначеність для P1 нижча ($12 \pm 0,8$ км a.s.l.) порівняно з P2 ($12 \pm 1,4$ км a.s.l.), оскільки P2 багатший на дрібні частинки з тривалішими часами осідання (Bonadonna et al., 1998, 2005). Використання ADE-моделей показало, що для пояснення ширшого розповсюдження дрібних частинок потрібні вищі стовпи та більші

коефіцієнти дифузії (Bonadonna et al., 2005; Volentik et al., 2010; Mastin et al., 2014).

Отже, результати показують, що маса викиду є добре констрейнованим параметром для обох стадій, незважаючи на обмежену кількість проксимальних вимірів. Середня висота стовпа визначена з урахуванням всіх вибухових імпульсів і може відображати ефективну висоту осадження частинок (Connor and Connor, 2006). Метод інверсії разом із аналізом невизначеності дозволяє отримати відносно надійні ESP для вибухових вивержень навіть за обмежених даних.

РОЗДІЛ 5.

ВИКОРИСТАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ПЕРСПЕКТИВИ

Це дослідження було присвячене вивченню можливостей застосування даних тефрових відкладів для оцінки динаміки вибухових вулканічних вивержень шляхом визначення параметрів джерела виверження (ESP). Робота складалася з трьох основних частин, у яких було досліджено способи зменшення та кількісного оцінювання невизначеності цих параметрів, з метою підвищення точності класифікації вивержень за шкалою VEI.

У другому розділі була запропонована нова модель осадження тефри, яка враховує парасолькову хмару як джерело маси. Геометрія диска використовується для моделювання розподілу тефри, що відповідає спостережуваним парасольковим хмарам під час великих вибухових вивержень. Традиційні моделі з точковим або субвертикальним джерелом часто дають нереалістичні параметри джерела, завищують висоту колонки та коефіцієнт дифузії, що призводить до помилкової оцінки небезпеки. На прикладі виверження вулкану Pululagua (2450 BP) показано, що розмір парасолькової хмари контролює характеристики седиментації тефри, а використання його розмірів як параметра моделі дозволяє більш точно оцінювати масу викинутої тефри та уникати компенсації параметрів. Наприклад, для Pululagua оцінена маса склала $2,5 \times 10^{11}$ кг, радіус хмари – 10 км, висота колонки – 25 км, що відповідає VEI 4. Аналіз чутливості підтвердив високу чутливість моделі до радіусу диска та низьку до висоти колонки, що свідчить про ефективність моделі у визначенні основних параметрів джерела.

У третьому розділі досліджено кількісну оцінку невизначеності параметрів джерела на прикладі виверження El Misti (2070 BP). Було застосовано два підходи: GLUE та GLM-FOSM. Результати показали, що параметри, такі як маса викиду, поле вітру та радіус парасолькової хмари,

добре констрейновані, тоді як висота колонки та загальний розподіл розмірів частинок мають більшу невизначеність. GLM-FOSM виявився швидким та ефективним для оцінки невизначеності, тоді як GLUE забезпечує більш надійну оцінку з більшими витратами часу. Обидва методи підтвердили важливість кількісної оцінки невизначеності при класифікації вивержень за VEI, особливо для малодосліджених або обмежено доступних відкладів.

Четвертий розділ присвячено апробації методики на сучасному виверженні La Soufrière (2021), де більшість тефри осіла на морі і була доступна лише проксимальна частина відкладів. Використання моделі Tephra2 у поєднанні з інверсійним аналізом дозволило оцінити масу викинутої тефри для шарів P1 та P2: $\sim 1,1 \times 10^{10} \pm 0,2 \times 10^{10}$ кг та $\sim 2,8 \times 10^{11} \pm 0,6 \times 10^{11}$ кг відповідно, із середньою висотою викиду частинок ~ 12 км a.s.l. Це демонструє, що навіть при обмеженому наборі даних можливо отримати достовірні оцінки ESP із похибкою близько 25%.

Отримані результати показують, що запропоновані підходи та моделі:

- дозволяють більш точно оцінювати масу викинутої тефри та параметри джерела;
- можуть бути застосовані як для давніх, так і для сучасних вивержень;
- забезпечують основу для покращення класифікації вивержень за шкалою VEI та оцінки вулканічної небезпеки;
- можуть слугувати інструментом для планування заходів під час вулканічних криз, зокрема для виявлення зон швидкого накопичення тефри.

Перспективи подальшої роботи включають: визначення розподілу розмірів частинок у парасольковій хмарі, врахування ефекту Коріоліса для великих хмар, моделювання часових змін седиментації, а також калібрування та валідацію моделі на основі спостережуваних вивержень (Pinatubo 1991, Calbusco 2015). Ці напрямки дозволять підвищити точність та універсальність моделей, що описують седиментацію тефри під час великих вибухових вивержень.

Висновки

Виконане дослідження було спрямоване на вивчення використання даних тефрових відкладів для визначення динаміки вибухових вулканічних вивержень шляхом оцінки параметрів джерела виверження (ESP), зокрема на основі аналізу невизначеності та застосування інверсійних алгоритмів. Розділ висновків побудовано у відповідності до завдань дослідження.

Завдання 1. Аналіз сучасних підходів та обмежень моделей.

У роботі було проаналізовано існуючі моделі седиментації тефри, які використовують спрощені геометрії джерела (точкове або субвертикальне). Такі моделі часто дають нереалістичні оцінки параметрів джерела, зокрема завищують висоту колонки та коефіцієнт дифузії для пояснення широкого розсіювання тефри, що призводить до помилкової класифікації вивержень та невірної оцінки небезпеки (Newhall and Self, 1982; Carey and Sparks, 1986; Pyle, 1989).

Завдання 2. Розробка модифікованої моделі осадження тефри з урахуванням парасольної хмари.

Було запропоновано нову модель, у якій джерело маси описується геометрією диска, що імітує парасолькову хмару, спостережувану під час великих вибухових вивержень. На прикладі виверження Pululagua (2450 BP) показано, що розмір парасолькової хмари контролює характеристики седиментації тефри, а використання диска як джерела значно зменшує компенсацію параметрів та підвищує точність оцінки ESP. Наприклад, для Pululagua оцінена маса $2,5 \times 10^{11}$ кг, радіус хмари 10 км та висота колонки 25 км дозволили правильно класифікувати виверження як VEI 4. Аналіз чутливості підтвердив високу чутливість моделі до радіусу диска та низьку до висоти колонки.

Завдання 3. Кількісна оцінка невизначеності параметрів джерела.

Для виверження El Misti (2070 BP) та La Soufrière (2021) застосовано два підходи до інверсії та кількісної оцінки невизначеності: метод GLUE та GLM-

FOSM. Результати показали, що деякі параметри (викинута маса, радіус парасолькової хмари, поле вітру) добре констрейновані, тоді як інші (висота колонки, розподіл розмірів частинок) мають більшу невизначеність. Для La Soufrière 2021 оцінки склали $\sim 1,1 \times 10^{10} \pm 0,2 \times 10^{10}$ кг для P1 та $\sim 2,8 \times 10^{11} \pm 0,6 \times 10^{11}$ кг для P2, середня висота викиду частинок ~ 12 км a.s.l., що підтверджує можливість оцінки ESP навіть за обмеженої вибірки проксимальних відкладів.

Завдання 4. Апробація методології на прикладі конкретних вивержень.

Модифікована модель диска та інверсійний аналіз були апробовані на виверженнях Pululagua (2450 BP) та La Soufrière (2021), що дозволило оцінити ефективність підходу для різних умов – від хорошо досліджених древніх вивержень до сучасних островних вивержень, де більшість відкладів осідає на морі. Для обох випадків результати моделювання добре узгоджуються з польовими даними та супутниковими спостереженнями (Fig. 4.4, Fig. 4.5).

Завдання 5. Рекомендації щодо використання результатів.

Результати показують, що моделі седиментації тефри з урахуванням парасолькових хмар у поєднанні з інверсійними алгоритмами та кількісною оцінкою невизначеності дозволяють:

- покращити класифікацію вибухових вивержень за шкалою VEI;
- оцінювати обсяги та викинуту масу тефри навіть при обмеженому доступі до відкладів;
- підвищити точність прогнозів вулканічної небезпеки та сценаріїв реагування під час вулканічних криз.

Рекомендації для подальших досліджень:

- визначення розподілу розмірів частинок у парасольковій хмарі з даних відкладів;
- врахування ефекту Коріоліса для великих парасолькових хмар;
- реалізація часово-залежного моделювання седиментації парасолькових хмар;

- калібрування та валідація моделі на основі спостережуваних вивержень (Pinatubo, 1991; Calbuco, 2015);
- використання моделі в ймовірнісному режимі для оцінки тефрових небезпек.

Цей підхід дозволяє системно реалізувати всі поставлені завдання та забезпечує надійні оцінки ESP для дослідження вибухових вулканічних вивержень.

Список використаних джерел

1. Volentik A. C. M., Bonadonna C., Connor C. B., Connor L. J., Rosi M. Modeling tephra dispersal in absence of wind: Insights from the climactic phase of the 2450BP Plinian eruption of Pululagua volcano (Ecuador) // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2010. – Vol. 193, №1. – P. 117-136.
2. Charbonnier S. J., Thouret J.-C., Gueugneau V., Constantinescu R. New Insights Into the 2070calyrBP Pyroclastic Currents at El Misti Volcano (Peru) From Field Investigations, Satellite Imagery and Probabilistic Modeling // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – Vol. 8, №398.
3. Global Volcanism Program. Report on Soufrière St. Vincent (Saint Vincent and the Grenadines) // *Bulletin of the Global Volcanism Network*. – 2021a. – Vol. 46:5. – Smithsonian Institution.
4. Global Volcanism Program. Weekly Volcanic Activity Report, 7 April–13 April 2021 // Smithsonian Institution and US Geological Survey. – 2021b.
5. Global Volcanism Program. Weekly Volcanic Activity Report, 21 April–27 April 2021 // Smithsonian Institution and US Geological Survey. – 2021c.
6. Newhall C. G., Self S. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1982. – Vol. 87(C2). – P. 1231-1238.
7. White J. T., Connor C. B., Connor L., Hasenaka T. Efficient inversion and uncertainty quantification of a tephra fallout model // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2017. – Vol. 122(1). – P. 281-294.
8. Bonadonna C., Costa A. Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy // *Geology*. – 2012. – Vol. 40, №5. – P. 415-418.
9. Bonadonna C., Connor C. B., Houghton B. F., Connor L., Byrne M., Laing A., Hincks T. K. Probabilistic modeling of tephra dispersal: Hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2005. – Vol. 110(B3).

10. Costa A., Macedonio G., Folch A. Density-driven transport in the umbrella region of volcanic clouds: Implications for tephra dispersion models // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – Vol. 40(18).
11. Engwell S. L., Sparks R. S. J., Aspinall W. P. Quantifying uncertainties in the measurement of tephra fall thickness // *Journal of Applied Volcanology*. – 2013. – Vol. 2(1), 5.
12. Pyle D. M. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits // *Bulletin of Volcanology*. – 1989. – Vol. 51(1). – P. 1-15.
13. Sparks R. S. J., Bursik M. I., Carey S. N., Gilbert J., Glaze L. S., Sigurdsson H., Woods A. Volcanic plumes. – Chichester: Wiley, 1997. – 574 p.
14. Bonadonna C., Mayberry G. C., Calder E. S., Sparks R. S. J., Choux C., Jackson P., Lejeune A. M., Loughlin S. C., Norton G. E., Rose W. I., Ryan G., Young S. R. Tephra fallout in the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat // *Geological Society, London, Memoirs*. – 2002. – Vol. 21(1). – P. 483.
15. Carey S., Sparks R. S. J. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns // *Bulletin of Volcanology*. – 1986. – Vol. 48(2). – P. 109-125.
16. Aspinall W. P., Sigurdsson H., Shepherd J. B. Eruption of Soufrière Volcano on St. Vincent Island, 1971-1972 // *Science*. – 1973. – Vol. 181(4095). – P. 117-124.
17. Shepherd J. B., Sigurdsson H. Mechanism of the 1979 explosive eruption of Soufrière volcano, St. Vincent // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1982. – Vol. 13(1). – P. 119-130.
18. Rose W. I., Durant A. J. Fine ash content of explosive eruptions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2009. – Vol. 186(1). – P. 32-39.
19. Buckland H. M., Cashman K. V., Engwell S. L., Rust A. C. Sources of uncertainty in the Mazama isopachs and the implications for interpreting distal tephra deposits from large magnitude eruptions // *Bulletin of Volcanology*. – 2020. – Vol. 82(3), 23.

20. Lagmay A. M. F., Balangue-Tarriela M. I. R., Aurelio M., Ybanez R., Bonus-Ybanez A., Sulapas J., et al. Hazardous base surges of Taal's 2020 eruption // Scientific Reports. – 2021. – Vol. 11(1), 15703.
21. Гаврилюк О. В. Основи геології : навч. посіб. – Чернівці : ЧНУ, 2023. – 312 с.
22. Геологічні процеси та картографія : навч. посіб. / за ред. О. В. Герасименко. – Київ : КНУ, 2021. – 164 с.
23. Геологія України : підручник / за ред. В. І. Калініна. – Київ : Наукова думка, 2019. – 540 с.
24. Географія. Фізична географія України : підручник / за ред. Олійника Я. Б. – Київ : Академвидав, 2018. – 512 с.
25. Динамічна геоморфологія : навч. посіб. / Погорілачук С. – Київ : КНУ імені Тараса Шевченка, 2022. – 210 с.
26. Земля і землетруси : навч.-метод. посіб. / Кирилюк С. – Київ : Освіта, 2023. – 120 с.
27. Ковальчук М. С. Геологія і геоморфологія (геологічні процеси) : навч. посіб. – Київ : НАУ, 2018. – 148 с.
28. Кузнєцов В. І. Природні катастрофи : підручник. – Харків : ХНУ, 2020. – 298 с.
29. Лазарева І. І. Вулканологія : навч. посіб. – Київ : КНУ імені Тараса Шевченка, 2015. – 455 с.
30. Михайлов В. А., Пастушенко Т. В., Мірончук Т. А. Словник геологічних термінів : укр.-рос.-англ. – Київ : ВПЦ «Київський університет», 2020. – 256 с.
31. Основи загальної геології : навч. посіб. / Паранько І. С., Півень А. О., Кравченко О. М. – Київ : КНУ, 2022. – 250 с.
32. Основи історичної геології : навч. посіб. / Ягольник А. М. – Полтава : ПНПУ імені В. Г. Короленка, 2023. – 180 с.
33. Петрографія : навч. посіб. / Кафедра мінералогії та петрографії КНУ. – Київ : КНУ, 2017. – 260 с.