Міністерство освіти і науки України

Львівський національний університет імені Івана Франка

Геологічний факультет

Кафедра фізики Землі

Четверта наукова конференція

Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі

(з міжнародною участю)

Матеріали конференції

11-13 жовтня 2018 р.

Львів – Верхнє Синьовидне, Львівська обл., Україна

Ministry of science and education of Ukraine

Ivan Franko Lviv National Univrsity

Geological faculty

Chair of Physics of Earth

Fourth scientific conference

Geophysical studies and modeling of physical fields of Earth

Proceedings

11-13 October 2018

Lviv – Verkhnie Synievydne, Lviv region, Ukraine

Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі. Львів. 2018.

Збірник містить матеріали доповідей, поданих на другу міжнародну наукову конференцію «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», 11-13 жовтня 2018 р. у смт. с. Верхнє Синьовидне (Львівська облю., Сколівський р-н). Доповіді присвячені таким питанням: теорія фізичних полів Землі; теорія та практика тектонофізичних досліджень; геоінформатика та моделювання в геології; геофізичні методи дослідження проблем довкілля; методи пошукової та польової геофізики.

Організаційний комітет:

Голова:

Гладишевський Р.Є. – член–кореспондент НАНУ, професор, проректор з наукової роботи

Заступник голови оргкомітету:
Павлунь М.М. – професор, декан геологічного факультету

Члени оргкомітету:
Альохін В.І. - професор, ДонНТУ (за згодою)
Шеменда А. - професор, університет Антіполіс, Франція (за згодою)
Солецькі А. – професор, Вроцлавський університет, м. Вроцлав, Польща (за згодою)
Вальбрехер Є. – професор університету м. Грац, Австрія (за згодою)
Дон Скопик – професор університету Саскачеван, Канада (за згодою)
Вага Д. – професор університет м. Найробі, Кенія (за згодою)
Гінтов О.Б. – професор, інститут геофізики НАНУ, м.Київ (за згодою)
Максимчук В.Ю. – професор, директор Карпатського відділення інституту геофізики НАН України, м.Львів (за згодою)
Марчук М.В. – професор, завідувач відділу механіки тонкостінних елементів конструкцій Інституту прикладних проблем механіки і математики НАНУ, м.Львів (за згодою)
Петровський О.П. – професор, завідувач кафедри польової нафто-газової геофізики Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу (за згодою)
Шевченко А.В. – начальник Західно-Української геофізичної розвідувальної експедиції державного геофізичного підприємства “Укргеофізика” (за згодою)
Фурман В.В. – доцент, завідувач кафедри фізики Землі,
Скакун Л.З. – доцент, завідувач кафедри мінералогії
Волошин П.К. – доцент, завідувач кафедри екологічної, інженерної геології і гідрогеології
Мелех Б.Я. – доцент, завідувач кафедри астрофізики,
Новосядлий Б.С. – професор, завідувач астрономічної обсерваторії,

Секретар оргкомітету:
Дацюк Ю.Р. – асистент кафедри фізики Землі

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2018

КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ ОСАДОВОЇ ТОВЩІ В ЗОНІ ТЕКТОНІЧНОГО РОЗЛОМУ

Віталій Фурман, Микола Хом'як, Леонід Хом'як
Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна
phis_geo@lnu.edu.ua

Взаємодія двох гірських масивів у зоні розлому осадової товщі під час тектонічного стиснення досліджується з допомогою техніки скінченних елементів у рамках двовимірної комп'ютерної моделі. Результати розрахунків формуються у дискретній множині точок. Зокрема, обчислено тензорні компоненти поля напружень та їхні інваріанти, такі як головні напруження, що мають важливе значення для геологічної інтерпретації. Побудова траєкторій напружень здійснюється зведенням задачі до побудови карт ізоліній двох потенціальних поверхонь окремо для тіла насуву та автохтону. Аналогічно конструюються вірогідні лінії ковзання під кутом 30° до напряму максимального стиснення, що приблизно відповідає куту внутрішнього тертя для осадових порід.

Ключові слова: *комп'ютерне моделювання, насувоутворення, траєкторії напружень, метод скінченних елементів.*

Реконструкція полів напружень і деформацій на протязі мільйонів років є важливою для вивчення історії геологічного розвитку регіону (наприклад, Українських Карпат) для теоретичного пояснення структуроутворення та практичного використання, зокрема, при дослідженні нафтогазоносності надр [1]. Використання методу скінченних елементів для розв'язування прямих тектонофізичних задач у рамках механіки суцільних середовищ є потужним інструментом для отримання якісних та кількісних параметрів деформацій у геологічному середовищі за певних динамічних умов та первинної структурної організації [2]. Однією з важливих і типових для вивчення механізму формування пасток вуглеводнів є задача про стиснення осадових порід з урахуванням насування по пологому розломі. Орієнтація системи тріщинуватості гірського масиву і надлишковий відносно літостатичного тиск, що утворюються, є визначальними для формування потоків флюїдів (вода-нафта-газ) [1].

Розвиток комп'ютерного моделювання на сучасному етапі, з одного боку, дає змогу для апробації різних за просторовою складністю моделей, важливих геологічних і фізичних процесів, а з іншого – ставить нові задачі щодо врахування на макрорівні низки геометричних, механічних і фізичних параметрів, а також змістовної інтерпретації результатів для геологічних застосувань. Ця робота продовжує дослідження авторів в рамках методики комплексного аналізу деформацій і напружень в гірських породах, що передбачає просторово-часовий аналіз не тільки компонент тензора напружень, але й розгляд систем інваріантів (тиск, максимальне дотичне

напруження або траєкторії напружень) з метою передбачення вірогідної тріщинуватості та розломоутворення [3].

Математична постановка задачі включає контактну взаємодію двох масивів гірських порід під час тектонічного стиснення і переміщення насувного клину по поверхні розлому (рис. 1). В рамках теорії пружно-пластичності для характерних значень пружних модулів і геометричних розмірів задачу розв'язано методом скінченних елементів у двовимірній квазі-статичній постановці (час є параметром навантаження). У дискретній множині вузлів побудовано головні напруження та інші інваріанти, важливі для геологічної інтерпретації НДС. Задачу побудови траєкторій напружень зведено до побудови ізоліній деякої потенціальної поверхні окремо в двох підобластях (тіло насуву та автохтон) з урахуванням розривів на лінії розлому. Для передбачення орієнтації нових вірогідних тріщин і розломів запропоновано аналогічно до траєкторій напружень будувати лінії ковзання, орієнтовані під кутом 30° до ліній максимального стиснення. Розроблено програмне забезпечення, що візуалізує числові результати у вигляді слайдів у задані моменти часу відповідно до переміщення тіла насуву.

Розглянуто низку моделей із різною кількістю шарів (від одного до п'яти) та їхньою орієнтацією щодо поверхні розлому. На макроскопічному рівні горизонтальну шаруватість осадових порід враховано в моделі ортотропного матеріалу з використанням правила "простої суміші". Зменшення відносної товщини шару за умови збільшення кількості шарів вимагає достатньо детального розбиття видовжених областей або застосування спеціальних алгоритмів для побудови ізоліній (траєкторій напружень і ліній ковзання). У перспективі планується автоматична перебудова області з включенням нових розломів під час стиснення.

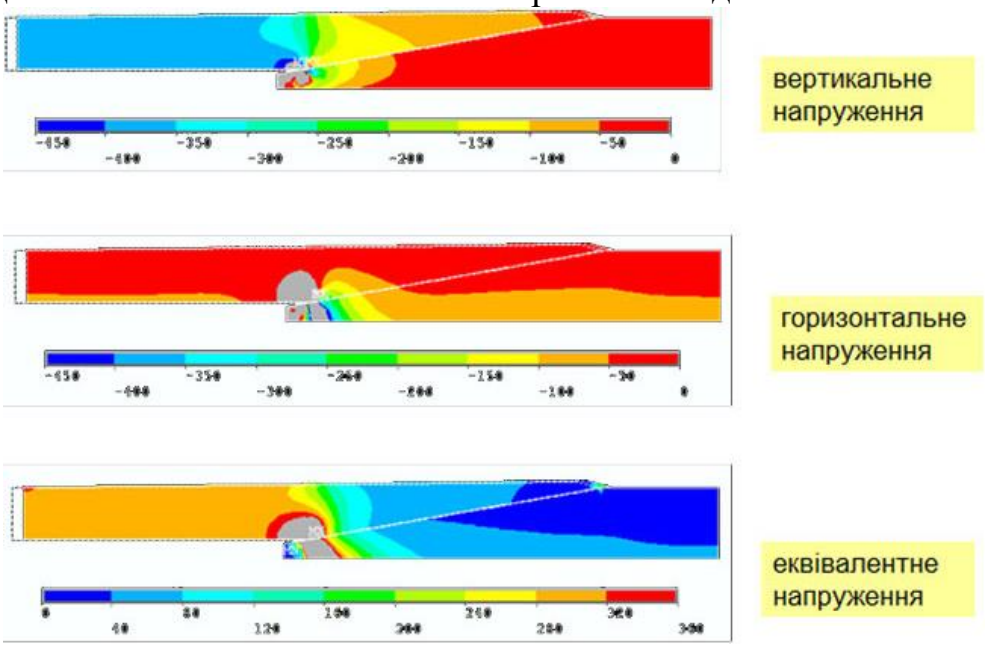


Рис. 1. Поле напружень осадової товщі на етапі тектонічного стиснення (реактивація насувного розлому).

Коротко результати виконаних досліджень можна сформулювати так:

- побудовано комп'ютерну модель тектонічного стиснення гірського масиву з пологим розломом (реініціалізація насуву): методом скінченних елементів розв'язано задачу визначення напружено-деформованого стану для умов плоскої дефрмації;
- отримано класичні для інженерного аналізу компоненти тензорів деформацій та напружень, а також інваріанти напруженого стану: еквівалентне (диференціальне) і головні напруження;
- побудовано траєкторії напружень та відповідні їм ліній ковзання (вірогідні лінії сколювання), а також дано їхню інтерпретацію з позиційструктурної геології;
- виявлено характерні риси трансформації поля головних напружень під час проковзування порід аллохтонного масиву (насуву) по поверхні розлому і локальний характер цієї зони: ліворуч від неї домінує горизонтальне стиснення, праворуч – літостатичний стан;
- на перспективу планується уточнення моделі та розвиток методики дослідження, зокрема, роздільної побудови траєкторій по різні боки від розлому.

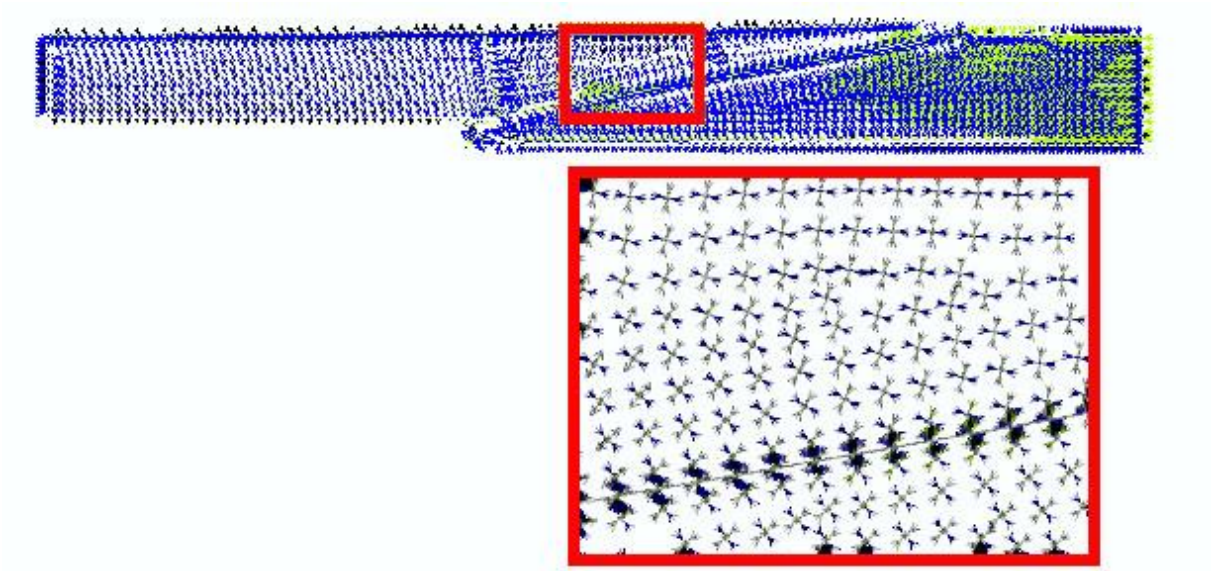


Рис. 2. Векторне поле головних напружень.

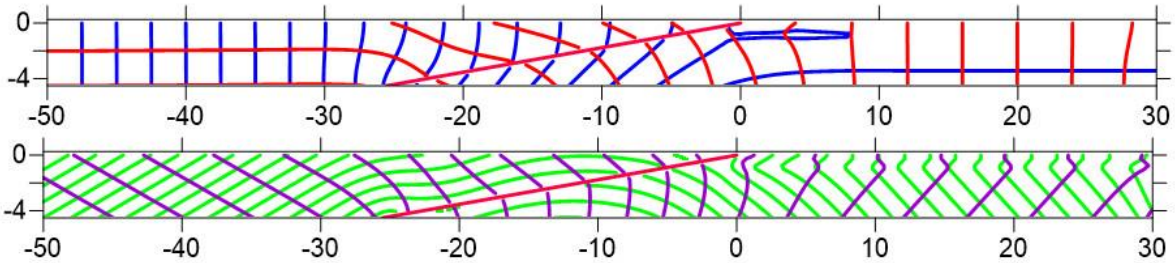


Рис. 3. Траєкторії головних напружень та ліній ковзання (вірогідних ліній сколювання).

1. *Hantschel T., Kauerauf A.I.* Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. – Springer, 2009. – 476 p.
2. *Ramsay J.G., Lisle R.G.* The techniques of modern structural geology. Vol. 3. Applications of continuum mechanics in structural geology. – Elsevier, 2000. – 701-1061 p.
3. *Хом'як Л.М., Хом'як М.М.* Моделювання напружено-деформованого стану осадового комплексу автохтону в зоні динамічного впливу насувного клину // Геодинаміка. – 2014. – № 1(15).– С. 58–71.

STRESS FIELD COMPUTER MODELLING OF THE SEDIMENT MASSIF IN THE TECTONIC FAULT ZONE

Interaction of two rocks missives in the fault zone under tectonic compression by 2D finite element method is investigated. The principal stresses are calculated in a set of the discrete nodes. Together with other stress state invariants (such as pressure and maximal shear stress) they are significant for interpretation in geology. Construction of stress trajectories is reduced to contour maps for some potential surface in each area (thrust and autochthonic body) separately. Using analogical approach we proposed also to construct possible slide lines oriented under fixed angle (~30º) to lines of maximal compression.

ВИКОРИСТАННЯ MEMS АКСЕЛЕРОМЕТРА В СЕЙСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ

Дацюк Юрій
Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна

В задачах інженерної геології використовують сейсморозвідувальні дослідження для вивчення різноманітних фізичних властивостей грунтів і верхніх шарів Землі. Успішне вирішення цих задач вимагає розширення частот реєстрації вібрацій і вибір напрямків реєстрації векторів сейсмічного хвильового поля. Акселерометри на базі мікроелектромеханічної системи (MEMS) на сьогоднішній день представляють перспективний напрямок використання датчиків в системі сейсмічного запису. Нове покоління MEMS-акселерометрів може забезпечувати широкий спектр реєстрації прискорень (від 0 до 1600 Гц) і є високоточними при вимірюванні рухів. Не менш важливою стороною є компактність цих датчиків, які в рази менші за електромехінчні геофони, а сучасне схемотехніка дозволяє звести систему реєстрації сейсмічних рухів до компактного за розміром і масою польового приладу. Його компактний розмір і легка вага збільшує мобільність, що дозволяє геофізикам проводити дослідження, де раніше це вважалося недоступним. Недоліком таких акселерометрів є збільшений рівень шуму на

низьких частотах (<5 Гц), тому запис довготривалих мікросейсмограм в спокійному і тихому місці потребує додаткового вивчення.

Для розробки реєструючого пристрою на базі MEMS-датчика вибрано трьохосьовий акселерометр ADXL337 від Analog Devices, оскільки цей акселерометр недорогий за ціною і володіє добрими технічними параметрами (Рис. 1.)

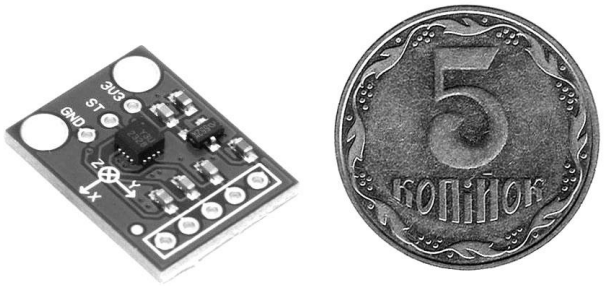


Рис. 1. Зовнішній вигляд трьохвісного MEMS-акселерометра ADXL337

Його велика пропускна здатність, висока чутливість та малий розмір робить це надійним технічним вибором щодо якості для отримання даних. Дві з осей мають смугу пропускання від 0,5 Гц до 1600 Гц, а третя вісь – від 0,5 до 550 Гц

Один трьохосьовий акселерометр заміняє три геофони для кожного з ортогональних напрямків і вигідно використовувати для одночасної реєстрації повздовжніх і поперечних хвиль замість використання трьох габаритних і вартісних геофонів спрямованого руху.

На рис.2. показано схему експерименту з визначення швидкості розповсюдження P та S-хвиль в приповерхневому шарі Землі, що є найбільш розповсюдженою задачею в інженерній геології з мікросейсмічного районування території.

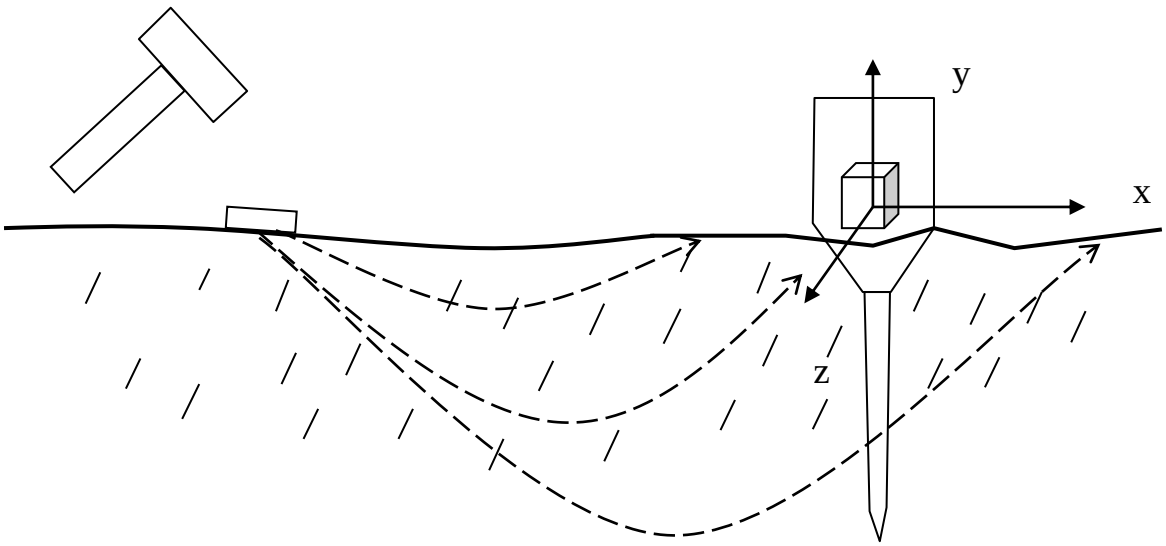


Рис. 2. Схема установки з визначення швидкості рефракційних повздовжніх та поперечних хвиль

Сейсмічна хвиля збуджується ударом молотка об пластину на поверхні грунту, від якої вглиб розповсюджуються повздовжні та поперечні хвилі, а також поверхневі хвилі. Акселерометр розміщували на відстані від 4 до 12 м від джерела збудження. Найшвидшою є Р-хвиля і до акселерометра першою доходить саме повздовжня компонента, а її проекція на горизонтальну вісь є найбільшою. Можна вважати, що час вступу повздовжньої хвилі – це час приходу сигналу на Х-вісь акселерометра. В поперечної хвилі Y-складова є більшою і тому проявляється в часі вступу за сигналом з Y-осі акселерометра. Поверхневі хвилі не розглядаємо, оскільки час їхнього вступу більший за час приходу рефракційних хвиль, які проходять в об’ємі.

На відстані 4 м від джерела збудження час вступу в Х-напрямку рівний 13 мс, а Y-напрямку – 19 мс, На відстані 10 м від джерела збудження час вступу в Х-напрямку рівний 18 мс, а Y-напрямку – 26 мс, Відношення V_p/V_s=1,5 і 1,4 для датчиків на відстані 4 і 10 м, відповідно, що добре узгоджується для значень показників для сухих галечників, які присутні в товщі розрізу площі, на якій проводився експеримент.

Поряд з тим, слід відмітити, що акселерометри мають більший рівень шуму ніж геофони, приблизна оцінка вказує на двохкратне перевищення, що і проявляється у зашумленості сигналу від акселерометра, віддаленого на більше ніж 12 м від джерела вібрації. Тому для зменшення рівня шуму слід проводити повторні удари і записи сейсмограм.

В подальшому планується більш детально вивчити записи сейсмограм від акселерометра при різних відстанях від джерела удару, а також проведення широкого кола експериментів на різних типах грунтів та при різних значеннях водо насиченості, щоб провести кореляцію в часах вступу повздовжньої та поперечної хвиль.

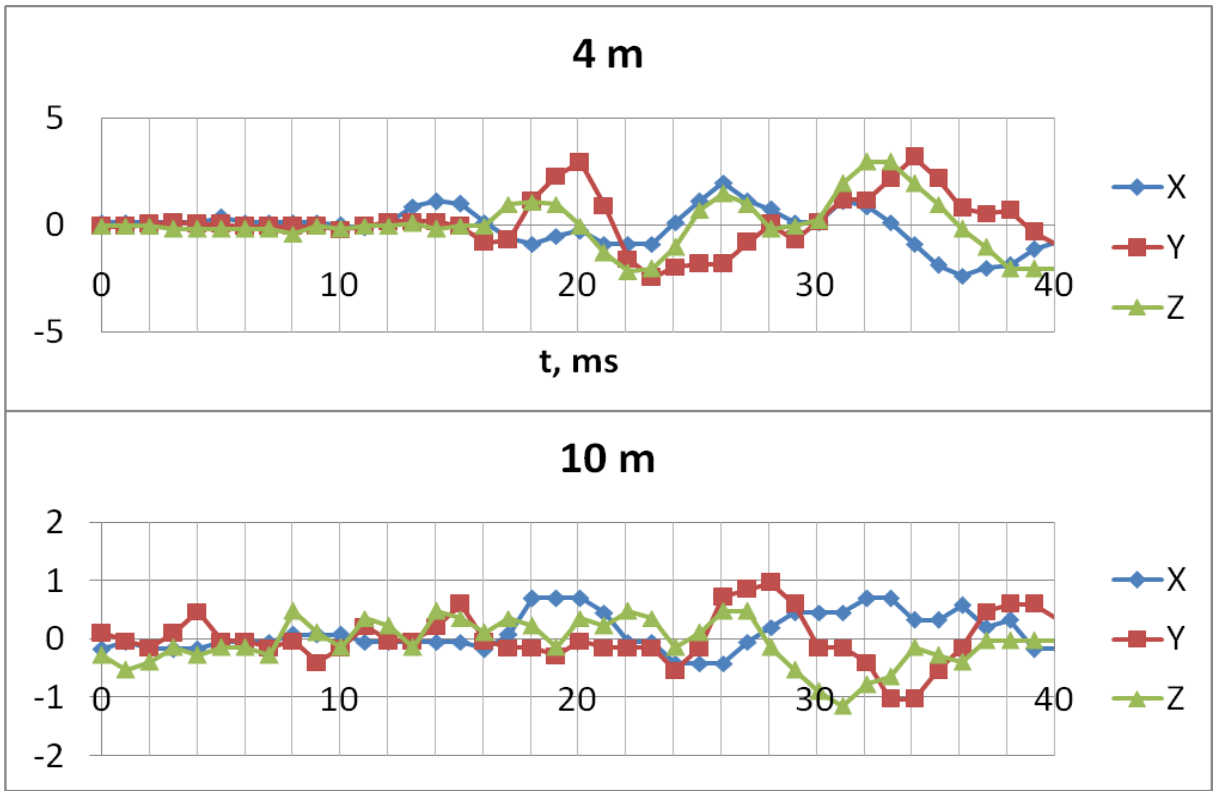


Рис. 3. Запис амплітуд XYZ-компонент акселерометра на відсані 4 і 10 м від джерала збудження сейсмічної хвилі

1. Dean, T., N. Nguyen, and A. Kepic. A new, simple, low-cost, portable Vibroseis for research and near-surface surveys. In EAGE Conference and Exhibition. Paris, France. 2017.
2. Dean, T., N. Nguyen, A. Kepic, B. Armitage, and H. Rossiter. The democratization of seismic acquisition, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2017. 201-205
3. Analog Devices, Inc., "Accelerometer Design and Applications, http://www.analog.com/

3Д МОДЕЛЬ ВІДСЛОНЕННЯ СТЕБНИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ, М. НАДВІРНА

Ігор Бубняк, Володимир Нікулішин, Форат Аль-Джабер, Олександр Більчук
Інститут геодезії, Національний університет «Львівська політехніка», вул. Карпінського 6, Львів, Україна, 79000
email: ihor.m.bubniak@lpnu.ua

Представлені результати фотограмметричних досліджень стебницьких відкладів з м. Надвірна. Детально описаний процес отримання та опрацювання знімків, що в подальшому будуть використані для побудови

3Д моделей відслонень гірських порід. Ці моделі слугують базовими для подальших геологічних моделей. Представлено переваги та недоліки фотограмметричного знімання геологічних об’єктів.

Ключові слова: стебницькі відклади, віртуальне відслонення, цифрова фотограмметрія, 3Д модель

В цій роботі ми представляємо результати фотограмметричного знімання стебницьких відкладів, що відслонюються на лівому березі ріки Бистриця Надвірнянська. Відслонення цих відкладів є найбільшим серед моласових відкладів цього віку в Європі. Детальне вивчення цього відслонення допомагає відповісти на багато геологічних питань структурної геології, стратиграфії, літології [Oszczypko, 2016]. Отримання даних вимагає збору великої кількості інформації як просторової так і атрибутивної. До першої належить – розташування відслонення, товщина пластів, їх взаємне розташування, елементи залягання пластів. До описової (атрибутивної) відносять літологічний опис, структурні та текстурні характеристики, наявність органічних решток, палеоіхнологічні особливості тощо. Зазвичай ці дослідження проводять за допомогою мірної стрічки, геологічного компаса. Просторову прив’язку об’єктів останнім часом здійснюють за допомогою GNSS приймачів. Багато фактів фіксують за допомогою цифрових камер. Останніми роками все частіше для отримання просторових даних почали використовувати цифрові технології, насамперед наземне лазерне сканування та цифрову фотограмметрію. Такого типу дослідження нами були проведені для різних об’єктів в Українських Карпатах та на Східноєвропейській платформі. Результати вказують на можливість їх використання при геологічних дослідженнях [Маліцький, 2017].

Польовий збір даних є основним етапом створення геологічної віртуальної моделі. Якість виконання цього етапу впливає на точність результуючої моделі. Польовий збір даних можна умовно розділити на три етапи: підготовчі роботи, візуальні спостереження об’єкта дослідження, GNSS та фотограмметричне знімання.

Підготовчі роботи включають в себе *попереднє планування маршруту* та *логістичне планування виконання робіт*.

Попереднє планування маршруту виконуються за наявними картографічними матеріалами або даними ДЗЗ. На цьому етапі визначають розміри об’єкта та доступність до нього на основі чого попередньо проектують точку зльоту та кількість і протяжність маршрутів для фотограмметричного знімання.

Логістичне планування полягає у визначенні кількості виконавців, підборі необхідного обладнання, виборі періоду для виконання робіт з найбільш підходящими погодними умовами та вирішення транспортних питань. Так як побудова таких моделей передбачає цифрове знімання, то

важливим фактором є погодні умови. Най сприятливішим є знімання в умовах розсіяного світла, що краще відображає кольори та форми.

Сучасні безпілотні літальні апарати в основному працюють від акумуляторних батарей, що не дозволяє виконувати знімання довго (15-30 хв). Тому використовуючи інформацію про запроектовані маршрути необхідно визначити кількість батарей необхідних для знімання та передбачити час на зарядку батарей.

Також на етапі підготовчих робіт можна запроектувати розміщення опорних точок для просторової прив'язки моделі.

Усі дані, що стосуються підготовчих робіт, для даного об'єкта подано в таблиці.

Візуальні спостереження об'єкта дослідження проводяться безпосередньо перед виконанням основних робіт з метою визначення особливостей та внесення змін до плану робіт. В основному визначають доступність до точки зльоту та місць де повинні розташовуватись опознаки. Оглядають маршрут октокоптера на наявність перешкод (високі дерева, лінії електропередач та ін.). В разі необхідності точку зльоту, маршрут та/або розташування опознаків коректують.

GNSS знімання опознаків виконувалося в режимі RTK з точністю 5 см.

Встановлення та координування опознаків для відслонення стебницьких відкладів в м. Надвірна є технічно складним так як часто їх необхідно розміщувати на майже прямовисних відслоненнях. Гірська місцевість та залісеність обмежує видимість супутників, що в деяких випадках унеможливлювало координування опознака методом GNSS. В результаті необхідно було змінювати локацію опознака на місце де видимість супутників є достатньою для отримання фіксованого розв'язку.

Для зручності при опізнанні точок та для уникнення грубих помилок при опізнанні опознаків на цифрових знімках необхідно робити фотоабриси кожного з опознак та записувати номера знімків для кожного з опознака.

Фотограмметричне знімання виконувалось за допомогою октокоптера. Безпосередньо перед зніманням виконується калібрування компаса октокоптера, що дозволяє йому повернутися на точку взльоту в автоматичному режимі. Також за допомогою GNSS приймача закоординовано точку зльоту. Власне знімання відбувалося в три сесії по 15 хв (це пов'язано з тривалістю роботи приладу від акумуляторної батареї).

Таблиця

Інформація про виконання польових робіт

Період виконання робіт	8.06.2018-9.06.2018
Кількість виконавців	3
Прилади	Октокоптер DJI SPREADING WINGS S1000+

	Цифрова камера Canon EOS 5D Mark III GNSS приймач South S82T
Кількість батарей для октокоптера	2 шт (кожна на 15 хв роботи)
Погодні умови	Хмарно з проясненням
Кількість опознаків	7
Кількість маршрутів	5
Довжина об’єкта	530 м
Висота об’єкта (середня)	95 м
Система координат та проекція	UTM ZONE 35 (WGS84)

Камеральне опрацювання отриманих результатів виконувались в Agisoft PhotoScan та складалося з наступних етапів:

1. **Перевірка якості отриманих цифрових знімків.** На цьому етапі неякісні цифрові знімки вилучали з процесу опрацювання.
2. **Зовнішнє орієнтування фотограмметричної моделі.** Алгоритми програмного забезпечення, використовуючи геотеги цифрового знімка, автоматично співставляють опознаки виміряні за допомогою GNSS з опознаком на цифрових знімках. Однак геотеги для знімків отримують за допомогою GNSS приймача що знаходиться на октокоптері з навігаційною точністю. Це призводить до зміщення опознака на фото відносно його положення. Оператор в ручному режимі повинен усунути цю неточність, вказавши точне положення опознака на знімку. На цьому етапі в деяких випадках допомагають фотоабриси зроблені на етапі координування опознаків.
3. **Просторова фототріангуляція.** На етапі просторової фототріангуляції алгоритм розграховує звязуючі точки для внутрішнього орієнтування окремих знімків методом площинної кореляції. В результаті просторової фототріангуляції отримуємо хмару точок. Для досліджуваного об’єкта було задано максимальний режим деталізації.
4. **3D модель.** На завершальному етапі будуєть та текстурують 3D модель, а також створють ортофотоплан.

Висновки

Отримано досвід фотограмметричного знімання відслонень. Встановлено переваги використання дронів для фотограмметричного знімання геологічних об’єктів над іншими

знімальними системам, зокрема над наземними лазерними сканерами, а саме:

– значно більший об’єм робіт за одиницю часу;
– вирішуються більшість проблем з мертвими зонами через меншу відстань між приладом та об’єктом дослідження

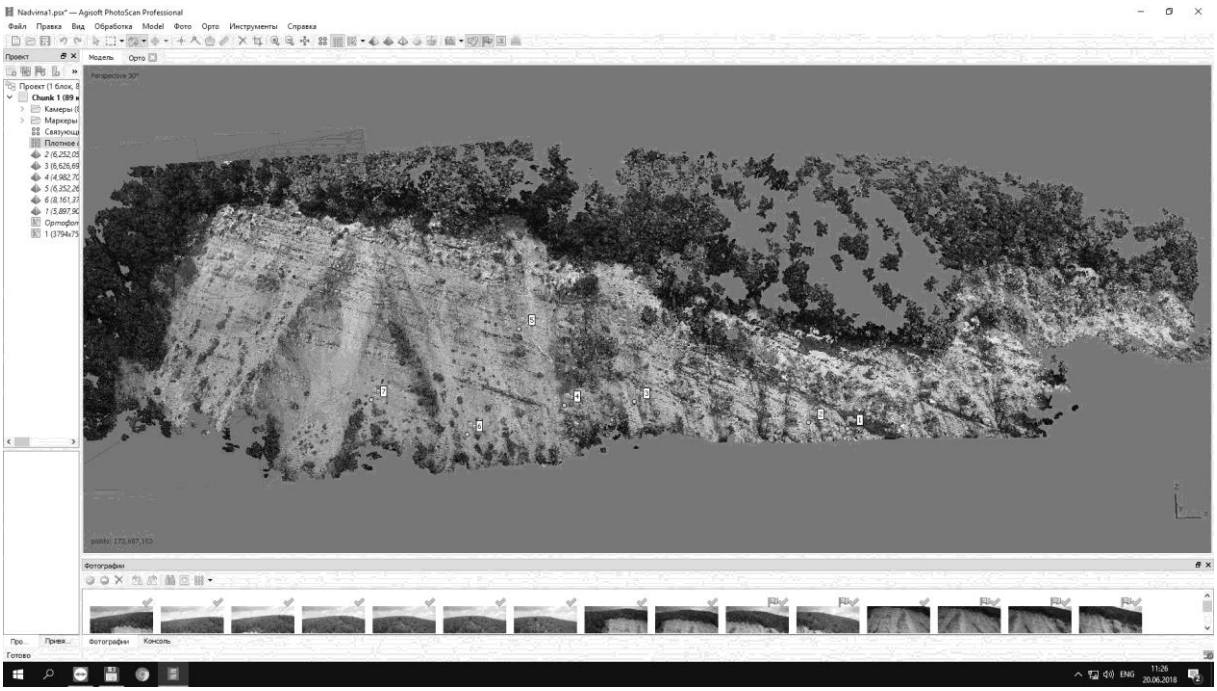


Рис. 3Д модель стебницьких відкладів

До недоліків слід віднести:

– незначний час роботи від батареї, що призводить до 6-ти годинних інтервалів між сесіями знімання. За цей час може змінитись погода та режим освітлення, що вплине на якість кінцевої моделі.
– габаритні розміри октокоптера, що призводить до труднощів при транспортуванні.

Також слід зазначити, що в умовах обмеженої видимості супутників, краще використовувати електронний тахеометр для кординування опознаків.

Отримана 3Д модель є основою для побудови низки геологічних моделей. Подальше опрацювання здійснюємо в програмі Move для побудови геологічних розрізів та моделей.

1. Маліцький, А, Голубінка, Ю, Бубняк, І, & Бубняк, А. (2017). Використання наземного лазерного сканування для збереження пам'ятки

архітектури та геології. In *Культурна спадщина нафтової столиці Передкарпаття* (pp. 71-75). Борислав.
2. Oszczypko, N., Uchman, A., & Bubniak, I. (2016). The Stebnyk Formation (Miocene) in the Boryslav-Pokuttya and Sambir nappes of the Ukrainian Carpathians: a record of environmental change in the Carpathian Foredeep. Geological Quarterly, 60(2), 473-492.

ВИКОРИСТАННЯ ЦИФРОВИХ ТЕХНОЛОГІЙ ПРИ ПРОВЕДЕННІ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРАКТИК ДЛЯ СТУДЕНТІВ ВИЩИХ НАВЧАЛЬНИХ ЗАКЛАДІВ

[1]Ігор Бубняк, [2]Юрій Віхоть
[1]Інститут геодезії, Національний університет «Львівська політехніка», вул. Карпінського 6, Львів, Україна, 79000, email: ihor.m.bubniak@lpnu.ua
[2]Геологічний факультет, Львівський національний університет ім. Івана Франка, вул. Грушевського 4, Львів, Україна, 79005, email: yuvik@ukr.net

В роботі ми представляємо результати нашого досвіду проведення геологічних практик в різних районах України та використання цифрових технологій. На всіх трьох етапах проведення практики рекомендуємо використовувати цифрові технології – підготовчому, польовому, камеральному. Коротко охарактеризовано вибір приладів та програмного забезпечення до них. Детально описано хід польових досліджень із використання програм FieldClino та FieldMove.Охарактирозовано основні функціональні можливості зазначених програм. Описано нові підходи при зборі польових даних – наземне лазерне сканування та цифрова фотограмметрія.Підкреслено переваги та недоліки використання цифрових технологій при польових дослідженнях.

Ключові слова: геологічна практика, підготовчий, польовий, камеральний етапи, GPS приймач, електронний компас, гаджети, програмне забезпечення, лазерне сканування, цифрова фотограмметрія

Останні два десятиліття характеризуються технологічним проривом в отримані просторових даних в галузях наук про Землю. Використання низки нових приладів та підходів дало змогу отримати високоякісні дані в багатьох галузях геології. Насамперед слід відзначити лазерне сканування та цифрову фотограмметрію. Завдяки цим технологіям нове дихання отримало геологічне картування. Появляються нові поняття – «вертикальна геологія», «віртуальне геологічне відслонення» та інші. Виникла можливість досліджувати в деталях такі об’єкти як печери.

Завданням геологічних практик є отримання навиків та досвіду опису різноманітних геологічних об’єктів та явищ. Від детальності польових досліджень залежить якість подальших інтерпретацій та моделей.

Практики зазвичай складаються з трьох етапів – підготовчого, власне польового та камерального. І на кожному з цих етапів є можливість використовувати цифрові технології. Підготовчий етап включає опрацювання робіт попередників для вибраного району практики. Студенти знайомляться з опублікованими (статті, монографії) та неопублікованими (фондові матеріали) даними. На цьому етапі також вивчається весь наявний картографічний матеріал, та можливість його використання при польових роботах. Вибрані карти прив’язуть до відповідної системи координат для подальшого використання в польових умовах. Під час підготовчого етапу також необхідно ознайомитись з районом майбутніх досліджень за допомогою програми GoogleEarth, що відображає віртуальний глобус, який представлений аерофотознімками та сателітними знімками. Це дасть можливість зрозуміти особливості майбутнього терену, наявність відслонень, кар’єрів, доріг, мостів через ріки тощо.Останніми роками появляється все і більше віртуальних відслонень в інтернеті. Серед інших веб-сайтів таку інформацію можна знайти на провідномувебсайті 3D моделей –Sketchfab, який надає можливість користувачам завантажувати 3D моделі під ліцензіями CreativeCommons. Тому необхідно перевірити, чи немає таких для території, що буде досліджуватись. Багато віртуальних відслонень знаходиться на сторінці SafariDBдослідницької групи з університету Берген, Норвегія.

В цей період також проводиться підготовка приладів та програмного забезпечення, що буде використовуватись під час польового сезону, проводиться їх калібрування та перевірка. До таких приладів належать GPSприймачі, смартфони, планшети, раджети. На сьогодні на ринку є величезнакількість приладів, що можуть бути використані при польових дослідженнях. Вибір залежить від завдань, які стоять перед дослідниками (студентами)та від фінансових можливостей. Це стосується також і програмного забезпечення. В своїй роботі ми використовуємо програмне забезпечення фірми MidlandValley – світового лідера в програмному забезпеченні для структурної геології та картуванні. Інші програми, що можуть бути використані для польових досліджень включають – GeoRover,

При польових роботах ми використовуємо дві програми FieldClinota FieldMove. Обидві програми дають можливість здійснювати ті ж операції, що робить «класичний» геолог. Найперше – це локалізація об’єктів досліджень. Інтегрований GPSприймач дає можливість визначати розташування різноманітних елементів з точністю 3-4 м, що є достатньою для таких типів досліджень. Об’єкти можна спостерігати як на стандартних картах, що завантажуються з інтернету (Normal, Satelite, Terrain)так і на картах завантажених користувачем (вибраних під час підготовчого періоду),

що одразує дає інформацію про вік досліджуваного елементу. Функція Compass/Clinoвиконує роль компаса. За домогою електронного компаса здійснюють заміри як площинних елементів – напластування, кліваж, тріщини, розломи, так і лінійних – лінеції, штрихи, осі складок. Тут також існує можливість створювати при необхідності свої умовні позначення для елементів залягання. Заміряні елементи одразу можна переглянути, використовуючи функцію Stereonet. Структурні заміри представлені у вигляді площин, полюсів на сітці Шмідта або Вульфа. NotesandImages – це комбінація записника та фотоапарата.Крім локалізації кожного нотатку, фіксується орієнтація фотографії з точки фотографування (подається азимут). Також можна завантажити фотографії зроблені під час попередніх досліджень, або іншими дослідниками.

В програмі FieldMoveє більше функціональних можливостей. Так, тутє можливість робити схематичні рисунки. Використання віртуальної миші для точного рисування дає змогу рисувати геологічні межі, розломи та інші лінійні елементи. Розповсюдження різних типів порід можна показувати за допомогою полігонів. Створені лінійні та полігональні об’єкти мають просторову прив’язку і зберігають її при експортуванні до інших застосувань (програм).

Інші досягнення в отриманні просторово-координованої інформації – використання лазерного сканування та цифрової фотограмметрії. При цих дослідженнях отримують хмарини точок, які представляють трьохмірні поверхні. Висока точність та швидкість збору даних, можливість досліджувати недоступні ділянки виводять ці методи на передові позиції. Перші дослідження проведені на території західних областей України демонструють, що дані отримані цими методами є надзвичайно точними і якісними для структурної геології та седиментології. Ми досліджували такі об’єкти як Буковецькі, складки, складки з Яремче, неогенові відклади з Хоросно, Лиса гора у Львові та Медова печера. Зазначені методи є об’єктом низки навчальних курсів та практик інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка».

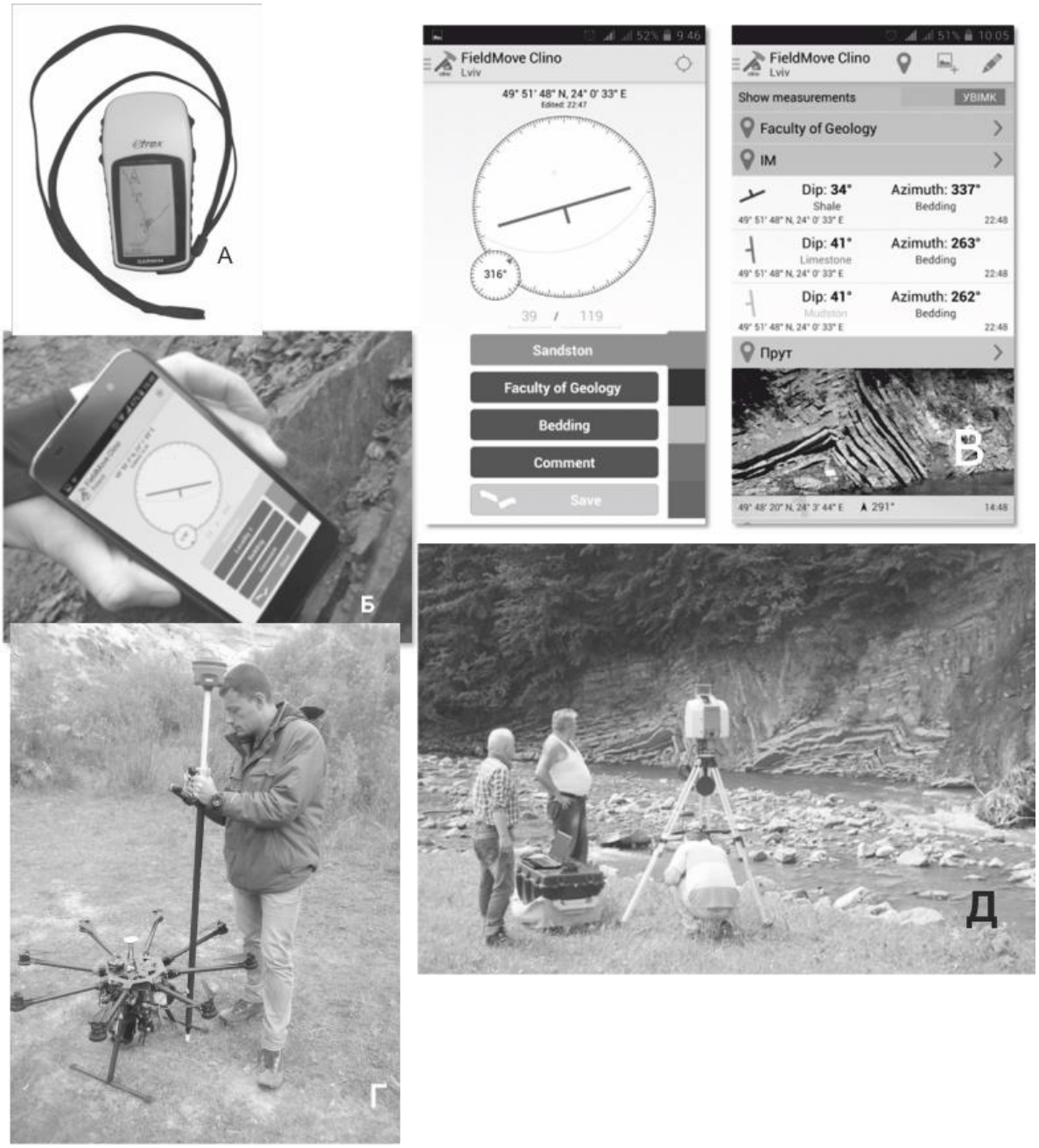


Рис. Прилади, щовикориствують при польовихдослідженнях: А – GPSнавігатор, Б -смартфон, В – інтерфейс програми FieldMove , Г - октакоптер , Д – лазерний сканер

Висновки. Для успішного функціонування польових проектів, що базуються на цифрових технологіях необхідна наявність трьох ware – hardware–прилади, software – програмне забезпечення, humanware - персонал, що буде з ними працювати.

Переваги використання цифрових технологій очевидні. Цевисокашвидкість та точність. Можливість працювати в режимі реального часу. Можливість обмінюватись даними.

Серед недоліків насамперед слід вказати на технологічні проблеми. Це – залежність від погодних умов, проблеми із живленням для приладів. Ще одна проблема – недостатня кількість кваліфікованих кадрів.

На сьогодні три етапи – підготовчий, польовий, камеральний часто перекриваються. При підготовчому етапі можна відвідувати «віртуальні» відслонення, при польову є можливість виконати багато операцій, що зазвичай здійснювали на камеральному етапі – підготовка карти фактичного матеріалу, попередні опрацювання структурних даних (розо-діаграми тріщинуватості, визначення головних осей напруження тощо).

Але завжди необхідно в польовому наплічнику необхідно мати паперову карту, нотатник, аналоговий компас. Техніка має властивість відмовляти у найвідповіднішій момент. Хоча ми поступово наближаємось до ситуації, коли польові дослідники повністю відмовляться від паперових карт та нотатників, замінивши їх гаджетами – головного девізу фірми MidlandValley.

ВИВЧЕННЯ МОЖЛИВОСТЕЙ МАГНІТОМЕТРІЇ У ДОСЛІДЖЕННЯХ ІСТОРИЧНИХ ПАМ'ЯТОК ПЛІСНЕСЬКОГО АРХЕОЛОГІЧНОГО КОМПЛЕКСУ

Роман Кудеравець[1], Ігор Чоботок[1], Володимир Шелеп[2]

[1]*Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 79063, м.Львів, вул.Наукова, 3-б; тел.+38(0)322 64-85-63;* e-mail:romankuderavets@gmail.com

[2]*Комунальний заклад Львівської обласної ради "Адміністрація історико-культурного заповідника "Давній Пліснеськ", 79024, м. Львів, вул. Липинського, 54, тел.: +38(0)32 23-16-319*; e-mail: plisnesko@ukr.net

Представлено результати використання магнітометрії над одним із законсервованих археологічних розкопів в межах території історико-культурного заповідника "Давній Пліснеськ". Показано високу інформативність методу для виявлення та оконтурення історичних пам'яток різних періодів в межах Пліснеського археологічного комплексу.

Ключові слова: аномальне магнітне поле; локальні аномалії; історичні пам'ятки, археологічний комплекс

Як показує світова практика, серед багатьох геофізичних методів, які використовують у археологічних дослідженнях історичних пам'яток, не остання роль належить магнітометрії. У 1950-х роках у Європі були вперше застосовані електричні методи опору і магнітометрія із використанням

протонних магнітометрів для вивчення археологічного середовища [1]. Вважається, що метод магніторозвідки в археології є одним із найбільш ефективних і універсальних серед інших геофізичних методів, які застосовуються в археології, тому що багато археологічних об’єктів мають індивідуальні магнітні властивості, які дозволяють виявляти їх на поверхні історичної пам’ятки за специфічними магнітними аномаліями [2].

В Україні наукова школа вивчення археологічних пам’яток за допомогою геомагнітних вимірювань започаткована у 1960-х рр. археологом В.П.Дудкіним, геофізиками Г.Ф.Загнієм і О.М.Русаковим [3, 4]. Роботи у даному напрямку продовжені українськими геофізиками І.М.Кошелєвим [5, 6], М.І.Орлюком [7], К.М.Бондар [8-10]. За останні роки, здебільшого на території сходу України, за допомогою мікромагнітної зйомки в комбінації із різними модифікаціями електророзвідки виявлено десятки поселень трипільської культури, пам’яток бронзової доби, скіфського часу, виявлено декілька тисяч різноманітних об‘єктів – останків наземного житла, землянок, господарських ям тощо.

На теренах Західної України у 2005 р. працівниками Карпатського відділення Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна та Інституту геології та геохімії горючих копалин НАН України був використаний комплекс геофізичних методів (магніторозвідка, електромагнітні методи (ЗСБЗ, ВЕЗ), термометрія) на території пам’ятки природи та археології „Стільсько”, який є непересічною пам'яткою давньої слов'янської та української історії й культури IX початку XI ст [11]. Тоді цей геофізичний комплекс був використаний лише з метою оцінки інтенсивності та потенціалу розвитку небезпечних екзогенних процесів, встановлення ризику руйнування історичних об’єктів ерозійними, карстовими, зсувними, суфозійними процесами [11]. У 2012 р були проведені магніторозвідувальні дослідження на теренах с.Діброва Бережанського району Тернопільскої області. За результатами досліджень відкартовано на основі магнітної зйомки окремий фрагмент оборонної лінії окопів першої світової війни [12]. В останні роки з метою розробки методики магніторозвідки та вивчення її можливостей у діагностуванні пустот у слабомагнітних осадових породах були виконані дослідно-методичні спостереження над печерними комплексами на південному схилі гори Лиса північної околиці міста Миколаєва. Зафіксовано кільки типів магнітних аномалій різних за амплітудою та просторовими розмірами, які здебільшого викликані техногенними причинами та «забрудненням» місцевості металевими предметами [13].

У 2018 р. з метою вивчення можливостей магніторозвідки при дослідженнях власне археологічних об’єктів були виконані дослідно-методичні роботи в межах Пліснеського археологічного комплексу, унікальної сукупності різночасових пам’яток, які зараз знаходяться на території та в околицях села Підгірці Бродівського району Львівської області. Базовими пам’ятками слов’янського, давньоруського та

пізньосередньовічного періодів Пліснеського комплексу виступають: культове місце кін. VII–X ст., слов'янське городище полісного типу IX–X ст., давньоруське городище (літописний Пліснеськ) XII–XIII ст., курганний могильник XI – поч. XII ст., Підгорецький ("здавна іменованований Пліснеський") монастир XII‑ XVIII ст. [14] Практично усі пам'ятки знаходяться в межах укріпленої території слов'янського городища IX–X ст. В межах зазначеної території зберігся комплекс асинхронних, генетично споріднених археологічних пам'яток матеріальної і духовної культури, для кожної з яких притаманні: специфічна топографія, планіграфія, стратиграфія, форма та функція, а також місце у системі заселення цього мікрорегіону протягом того чи іншого часу [14].

Магнітометричні дослідження виконувались нами над вже законсервованим розкопом, який досліджувався археологами у 2017 р в західній частині ур. "Високе городиско" між двома лініями захисту для з'ясування характеру забудови частини Пліснеського городища у слов'янський та давньоруський періоди.

Навколо цього розкопу було «розбито» прямокутну ділянку розмірами 21х14 м, площею 294 м^2 та виконано виміри модуля повного вектора магнітного поля Т вздовж 21 профіля довжиною 14 м кожен за допомогою протонного магнітометра ММП-203 із чутливістю 1 нТл. Крок вимірів складав 0,5 м, відстань між профілями 1 м. Для зняття варіацій зовнішнього магнітного поля синхронно із вимірюваннями на профілях використовувалась магнітоваріаційна станція МВ-01 із чутливістю 0,1 нТл, яка була розташована поряд з ділянкою робіт. У день проведення вимірювань Кр індекс геомагнітної активності становив 1.

В результаті досліджень отримано план-графіків різницевого аномального магнітного поля ΔT_a (рис.1. А) на основі яких побудовано план ізоліній ΔT_a (рис.1 В). Із побудованих графіків та плану помітною є складна знакозмінна аномальна картина магнітного поля досліджуваної ділянки. У південно-західній її частині виділяється додатня аномальна зона ΔT_a субдіагонального простягання довжиною 8 і шириною до 5 м, амплітудою від 10 до 20 нТл, яка простежується від 1 по 8 профілі. Знакозмінна аномальна зона розміщена у північно-східній частині площі між 14 і 17 профілями в межах пікетів 11-13 меридіонального простягання. В західній частині між профілями 17 і 19 і пікетами 3 і 5,5 спостерігається полога аномалія широтного простягання, амплітудою біля 10-12 нТл. В центральній частині помітним є інтенсивний «вискок» амплітудою біля 15 нТл, зосереджений на 11 профілі в 7 пікеті. Подібний максимум ΔT_a дещо меншої амплітуди проявляється на профілі 13, пікет 5,5.

На рис.1 потовщеними лініями показано межі розкопу, що досліджувався археологами у 2017 р. Достатньо чітко у магнітному полі проявлений західний край розкопу (6 пікети профілів 4-12) та східний (8 пікети профілів 4-12). Розширення розкопу з 12 профіля (пікети 4-8)

проявляється слабше. Весь розкоп розташований у нульовому або від'ємному полі. У крайній південній частині із західного боку простежується вузька від'ємна лінійна зона ΔT_a, яка розміщена над колишнім рівчакоподібним розкопом попереднього періоду. В результаті археологічних розкопок 2017 р на відкритій площі 38 м² дослідники натрапили на сліди від невідомої глиняної підсипки із перевідкладених лесових суглинків, у якій було зафіксовано 2 об'єкти: піч, ймовірно виробничого призначення (об'єкт №1 рис.1 В) (пер. пол. XII ст.), а також побутову піч "перехідного" типу (об'єкт №2 рис.1В) (пер. пол. XII ст.) від наземної, можливо, житлової споруди [15]. Окрім цього, у процесі розкопок було виявлено численний рухомий матеріал, насамперед рештки керамічних виробів, металевих предметів (озброєння, побуту), виробів із каменю (фрагменти жорен), виробів зі скла (намистини), решток і відходів від виробництва (фрагменти залізної криці, залізних та скляних шлаків) тощо [15]. Судячи із цих знахідок слід очікувати у магнітному полі наявність різних за амплітудою, знаком та просторовими розмірами магнітних аномалій. Найбільш чітко проявлений об'єкт №2 згаданою аномалією на профілі 13,

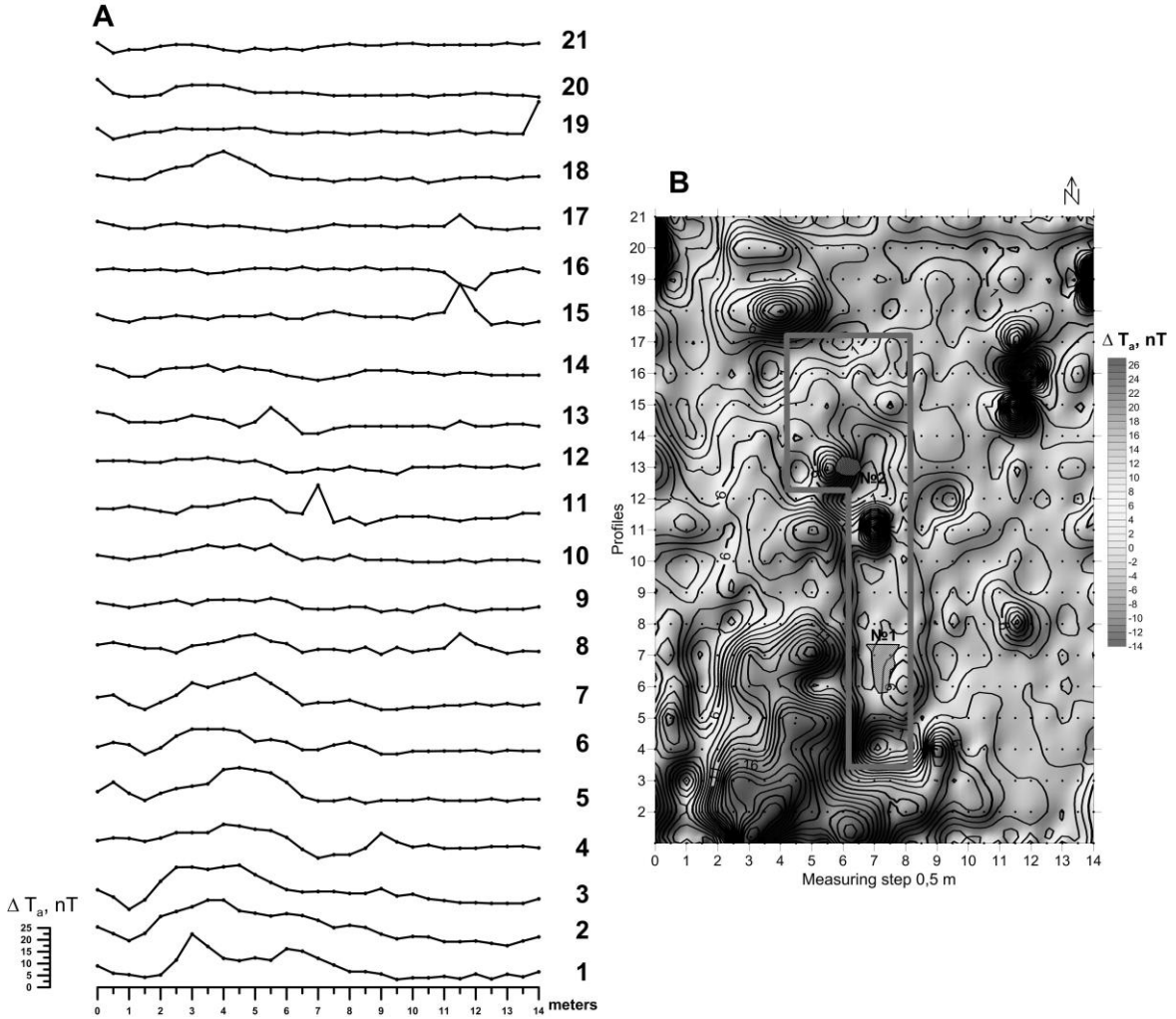


Рисунок 1. План-графіків (А) та план ізоліній (В) ΔT_a різницевого

аномального магнітного поля над розкопом в межах Пліснеського археологічного комплексу.

пк 6. Об'єкт №1 проявлений менш чітко, однак невелика за інтенсивністю аномалія між профіля 7 і 5 та пікетами 7-7,5 повторює його форму. Зміщення екстремумів аномалій ΔT_a скоріше можна пояснити за рахунок проведених розкопок та порушення цілісності «магнітного» середовища. Аномалія на профілі 11 пікет 7 пов'язана, мабуть, із наявністю біля самої поверхні шлакоподібного тіла, обпаленої гірської породи тощо, який, можливо, був не вибраний археологами, або закопаний вже під час консервації. З іншого боку цю аномалію можна також розцінювати як аномалію заваду. Зовсім іншого характеру аномалії, на які слід звернути увагу археологам – ділянка широкої аномальної додатньої зони ΔT_a у південно-західній частині площі, описаної вище. Також викликає зацікавленість область між пікетами 3 і 6 на профілях 17 і 19. У східній частині площі знакозмінні аномалії скоріше за все викликані наявністю біля поверхні невеликих залізних предметів, або вже згаданих побутових відходів від виробництва.

Таким чином проведені дослідно-методичні магнітометричні спостереження в межах Пліснеського археологічного комплексу над законсервованим розкопом продемонстрували доцільність використання магнітометрії у археологічних дослідженнях. Очікувані археологічні об'єкти достатньо чітко виділяються у аномальній картині різницевого магнітного поля і можуть бути ідентифікованими на плані-ізоліній ΔT_a. Отримані внаслідок досліджень аномальні пошукові критерії тих чи інших археологічних об'єктів у магнітному полі свідчать про високу ефективність методу магнітометрії і доцільність його використання у майбутньому перед початком археологічних розкопок на території Пліснеського археологічного комплексу.

1. Aitken M.J. Physics andArchaeology, 2nd Ed. – Oxford: Clarendon Press, 1974.
2. Смекалова Т.Н., Восс О., Мельников А.В. Магнитная разведка в археологии. 12 лет применения Оверхаузеровского градиентометра GSM-19WG.- С.-П. - 2007. – 74 с.
3. Дудкин В.П. Геофизическая разведка крупных трипольских поселений // Использование методов естественных наук в археологии. – К., 1978. – С. 35–44.
4. Загний Г.Ф., Круц В.А., Русаков О.М. Опыт применения протонного магнитометра в археологии. – Советская археология. – 1971. – №3. – С. 203–207.
5. Кошелев І.М.Магнітна розвідка археологічних пам'яток. – К., 2004. – 337 с.

6. Кошелев И.Н. Памятники трипольской культуры по магниторазведочным данным. – К., 2004. – 470 с.
7. Ролле Р., Орлюк М., Романець Н. та ін. Археогеофізичні дослідження Більськогогородища та його округи // Більське городище та його округа. – К., 2006.– С. 19–32.
8. Бондар К.М., Віршило І.В., Хоменко Р.В., Петраускас О.В., Шишкін Р.Г., Скиба А.В. Геофізичні дослідження ранньослов‘янського поселення поблизу м.Обухів. / Зб. наук. праць "Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики", 2010. – С.52-61.
9. Бондар К.М., Хоменко Р.В., Білан О.В., Халимендик В.В., Шкода О.В. Досвід геофізичної розвідки нижньопалеолітічної стоянки Меджибіж // Геодинаміка, 2013, 2(15). –С. 103-105.
10. Бондар К. Якісна інтерпретація магнітних карт і пошук археологічних об'єктів на пам'ятках пізньоримського часу // Вісник КНУ ім.Тараса Шевченка /Сер.геологія/ 20015. - 2(69). – С.64-69
11. Геоекологічне моделювання стану пам'яток природи та історії// Андрейчук Ю, Бокотей А., Вовк О. та ін. / ЛНУ ім.І.Франка, 2010. – 214 с.
12. Kuderavets R., Chobotok I. Experience of magnetic prospecting in investigations of archeological sites // International Scientific Conference «Monitoring of geological processes and ecological condition of the environment», 11-14 October 2017, Kyiv, Ukraine, Електронний ресурс.
13. Кудеравець Р., Чоботок І. Дослідно-методичні магнітометричні спостереження над печерними комплексами міста Миколаєва // Матеріали III міжнарод.науково-практичної конференції «Геотуризм:практика і досвід», Львів, 26-28 квітня 2018, с. 86-88
14. Филипчук М., Филипчук А. Плiснеське городище у світлі нових досліджень // Плісненські старожитності / Збірник наукових праць присвячений 90-річчю вид.укр.археол. та істор. В.Д.Барана, під.редакцією Павлюка С., Филипчука А. Ляска В. та ін. / Львів, Растр-7, 2017, с. 7-17
15. Гринюка Б., Якубовська О., Брик М. та ін. Короткі підсумки досліджень Плiснеського археологічного комплексу у 2017 р. // Плiснеські старожитності / Збірник наукових праць присвячений 90-річчю вид.укр.археол. та істор. В.Д.Барана, під.редакцією Павлюка С., Филипчука А. Ляска В. та ін. / Львів, Растр-7, 2017, с. 251

РОЗРАХУНОК СПЕКТРАЛЬНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНЕВИХ ШАРІВ ПІД СЕЙСМІЧНОЮ СТАНЦІЄЮ «УЖГОРОД» МЕТОДОМ СКІНЧЕНИХ ЕЛЕМЕНТІВ І ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИМ

Купльовський Б.Є., Брич Т.Б.

Відділ сейсмічності Карпатського регіону
Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, Україна
bohdan_kuplyovsky@yahoo.com

The purpose of this work is to calculate theoretical transfer characteristics of the sedimentary layers under the seismic station of the Carpathian seismic network "Uzhgorod" by finite element method. These results will be used for comparison with the dynamic parameters of the near-surface layers obtained experimentally. Based on the correlation of the resonance properties obtained by these methods, the possibility of their use in regional seismological studies was substantiated. In this work, the simulation was carried out by solving the direct dynamic seismic problem by the finite element method. Using the developed wave field simulation technique, oscillations for models of the seismic section under the «Uzhgorod» station were investigated. According to the simulation results for this seismic station, theoretical spectral relations were calculated. The results obtained by the experimental and model methods showed identical behavior throughout the frequency range. According to these graphs, a stable source of noise within the city was allocated. The knowledge about the dynamic parameters of the upper sediment layers under the seismic station, which are the largest filter of oscillation frequencies in the spectral range, will allow more accurate interpretation of registered by this station occurrences. The calculated spectral ratios give a possibility to estimate the degree of environmental influence on station's seismic signals recording, which will be the largest at frequencies corresponding to the received resonance maxima and minima. These results should be taken into account when evaluating the parameters of possible seismic effects on the territory.

***Index Terms* — modeling, finite element method, transfer characteristic, Nakamura's technique, resonance frequency, interference**

Вступ

Тривалим досвідом сейсмологічних досліджень доведено, що місцеві геологічні умови є вирішальним чинником щодо масштабів і обсягу руйнувань, спричинених землетрусами. Необхідність врахування цих умов при оцінюванні сейсмічної небезпеки і параметрів можливого сейсмічного впливу є цілком очевидною, навіть коли йдеться про окремі будівельні майданчики і споруди. Доволі часто трапляються приклади повного руйнування одного будинку, розташованого зовсім поряд з іншим, такого самого запасу міцності але повністю уцілілим. [1].

Підвищення амплітуди сейсмічних коливань відбувається передусім через акумулювання їхньої енергії в приповерхневих шарах середовища, де швидкість поширення коливань набагато менша ніж на більшій глибині. Унаслідок наявності контрастних границь відбувається також

інтерференційне підсилення коливань на частотах, що залежать від пружних характеристик шарів, геометрії їхніх границь і кутів поширення коливань.
Найнадійніше і найповніше врахування зазначених та багатьох інших чинників сейсмічного впливу можливе лише за проведення широкомасштабних і комплексних геологічних, геофізичних, сейсмологічних, геотехнічних та інженерних досліджень. Вони пов'язані із значними коштами, часом, залученням адекватних матеріальних і технічних ресурсів та відповідної кількості фахівців. [2].
Один із найпоширеніших підходів при оцінюванні резонансних частот полягає у порівнянні спектрів коливань, збуджених слабкими джерелами (малі землетруси, шум), зареєстрованих на майданчиках на виході скельної основи й на осадовому шарі, що залягає на тих самих породах основи [3, 4]. Як альтернативу до цього підходу, обмеженого у застосуванні тим, що виходи скельної основи поблизу оцінюваного майданчика трапляються не часто, було запропоновано т.зв. метод Накамури [5]. Тут резонансні частоти оцінюють за спектральним співвідношенням горизонтальної і вертикальної компонент коливань (H/V), збуджених слабкими джерелами.
Метод Накамури, який часто називають метод QTS (quasi-transferspectra technique – метод квазі-передавальних спектрів) набув великого поширення у світовій практиці сейсмологічних досліджень завдяки своїй зручності й дешевизні. Він не вимагає великих затрат часу, великої кількості апаратури, буріння свердловин для досягнення скельної основи. З огляду на це його можна застосовувати практично на будь-якому майданчику. Однак, теоретичні основи цього, суто емпіричного методу, досі належним чином не обґрунтовано. Хоч сам автор методу стверджує, що максимальні значення спектрального співвідношення H/V для мікросейсм зумовлені підсиленням і багатократним відбиттям поперечних коливань SH [6], відкритим усе ж залишається питання щодо впливу на форму спектру H/V поверхневих коливань і т.ін. [7].
Відомо, однак, що спектральне співвідношення H/V має чіткий фізичний зміст як у спектральній ділянці, так і в часовій (у випадку, коли середовище горизонтально-шарувате, а джерелом коливань є плоска хвиля (поздовжня або поперечна), що поширюється з глибини). Для певного хвильового числа (що відповідає кутові падіння плоскої хвилі) ця функція залежить лише від параметрів середовища (товщин шарів, їхніх густин, швидкостей поширення поздовжніх і поперечних хвиль у них) [8]. А максимуми її спектру відповідають частотам, на яких відбувається інтерференційне підсилення горизонтальних коливань відносно вертикальних. На них дійсно можуть, у разі їхнього збігу з частотами власних коливань споруди (або її частин), виникати небезпечні явища резонансного підсилення - навіть руйнування.
У разі одночасного падіння кількох плоских хвиль співвідношення H/V залежатиме вже не лише від параметрів середовища, а й від амплітуди і

фази коливань. У кожній із них, припущення про горизонтально-шарувату будову середовища і плоску хвилю, як джерело коливань, цілком адекватне і прийнятне для вирішення багатьох практичних задач. Дійсно, розташування вогнищевих зон землетрусів, які можуть становити реальну небезпеку у певній місцевості, зазвичай відоме. Це дозволяє, у разі відомих параметрів середовища, оцінити кут падіння хвильового фронту з найбільшою енергією коливань. Відтак обчислити й відповідне теоретичне спектральне співвідношення H/V. Порівнюючи теоретичні співвідношення H/V з експериментальними можна оцінити доцільність використання лише останніх, коли даних про параметри середовища, необхідних для обчислення теоретичних H/V, обмаль.

Для горизонтально-шаруватого середовища спектральні співвідношення H/V найзручніше обчислювати безпосередньо у ділянці частот і хвильових чисел з використанням т.зв. матричного методу, уперше запропонованого Томсоном і Хаскелом [9, 10], і його численних модифікацій. Якщо ж геометрія сейсмічних границь істотно відхиляється від горизонтально-шаруватої, для моделювання сейсмічних хвильових полів найчастіше використовують МСЕ (метод скінченних елементів) [11]. Метод набагато універсальніший за можливостями і сферою застосування ніж матричний. Оскільки обчислення в МСЕ здійснюються у просторі реального часу – а не частот і хвильових чисел як у матричному – можуть виникати труднощі зі збіжністю результатів, отриманих цими методами при розв’язуванні тих самих задач. Це може стосуватися, зокрема, і обчислення спектрів H/V для горизонтально-шаруватого середовища. Досягнення цієї збіжності є важливою складовою розроблення методичних засад використання МСЕ для визначення резонансних частот у середовищах зі складнішою будовою. Йдеться, зокрема, про т.зв. осадові басейни, де істотний вплив на формування резонансних максимумів можуть справляти відбиття від їхніх границь, врахування яких залишається актуальним завданням при оцінюванні сейсмічного впливу.

Теорія методу Накамури

Метод визначення власних резонансних частот осадової товщі за допомогою відношення спектрів горизонтальної до вертикальної компоненти природних шумів був розроблений японським вченим Yutaka NAKAMURA. При цьому використовувалися свердловинні дослідження сильних рухів для різноманітних геологічних умов досліджуваної ділянки. Він висунув гіпотезу, що вертикальна компонента природних шумів геологічного середовища містить характеристику середовища по всьому шляху проходження від джерела до поверхні осадової товщі, з відносним впливом хвиль Релея в осадовій товщі. Тому може використовуватись для вилучення впливу джерела та ефекту хвиль Релея з горизонтальної компоненти. Це дозволяє визначити власні резонансні частоти осадового

шару разом з коефіцієнтами підсилення (тобто, АЧХ). Вони будуть більш реалістично відображати характеристику середовища, ніж ті, що отримані з відношення характеристик осадової товщі та скальних порід. Як показано роботами багатьох дослідників, методика H/V може успішно використовуватись для визначення власних резонансних частот та коефіцієнтів підсилення осадової товщі. Також в роботі автора методу показано, що максимальні значення відношення спектрів горизонтальної до вертикальної компонент мікросейсм пояснюються багатократними відбиттями SH хвилі.

Основи розв'язання динамічної задачі теорії пружності методом скінчених елементів для моделювання хвильового поля у складнопобудованих середовищах.

Для моделювання хвильових полів у гірських породах складної структури розв'язуємо динамічну задачу теорії пружності, враховуючи нелінійні явища.

Суть МСЕ полягає в апроксимації неперервних величин кусково-неперервними функціями на скінченій кількості підобластей – елементах. Цими функціями можуть бути поліноми, що визначаються для кожного елемента зокрема. Порядок полінома залежить від форми елемента і кількості вузлів в елементі. Задача зводиться до системи лінійних алгебраїчних рівнянь, яку розв'язується відомими методами. В результаті отримуємо симуляцію сейсмічних хвиль в досліджуваному середовищі.

Результати

Використовуючи розроблену методику моделювання хвильового поля методом скінчених елементів було симульовано коливання для моделі сейсмічного перерізу під сейсмічною станцією «Ужгород». За результатами моделювання також було розраховано теоретичні спектральні співвідношення для станції.

Розрахунок експерементальних спектральних співвідношень станції «Ужгород» Карпатської сейсмологічної мережі для записів землетрусів цієї мережі було зроблено у роботі [12]. Теоретичні спектральні співвідношення отримані за допомогою методу скінчених елементів будуть порівнюватись з ними.

На графіках отриманих експериментальним шляхом і теоретичним методом ми бачимо практично однакову поведінку двох кривих, крім максимуму на частоті 15 Гц який присутній на експериментальному і відсутній на теоретичному графіку. Така ситуація наштовхує на думку про стабільне джерело шуму яке присутнє в межах міста. Бо якби мала місце якась неадекватність побудови моделі то експериментальні і теоретичні графіки не мали б такої майже аналогічної форми у всьому діапазоні частот. Джерела сейсмічних коливань на високих частотах малопотужні і мають

малу проникну здатність у середовищі. Тому ми можемо говорити про досить невелику відстань від джерела збурення до сейсмостанції.

З цього можна зробити наступний методологічний висновок. Такий підхід потрібно використовувати для виділення шумів техногенного походження із частотних записів сейсмостанцій, що знаходяться в межах густонаселених районів із можливими об'єктами які генерують постійні коливання під час своєї діяльності. Для таких досліджень необхідною умовою є наявність повного інженерно-геологічного розрізу під станцією і точна побудова математичної моделі середовища.

[1] Кендзера О. В., Сейсмічна небезпека і захист від землетрусів (практичне впровадження розробок Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України) / О. В. Кендзера // Вісник Національної академії наук України. - 2015. - № 2. - С. 44-57. - Режим доступу: http://nbuv.gov.ua/j-pdf/vnanu_2015_2_10.pdf.

[2] Кендзера О., Врахування амплітудно-частотних характеристик ґрунтової товщі при сейсмічному мікрорайонуванні будівельного майданчика в м. Одесі / Кендзера О., Семенова Ю. // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Геологія. – 2010. - № 2(49) – С. 10-13.

[3] Steidl J. H., Tumarkin A. G., Archuleta R. J. What is a reference site? // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, pp. 1733-1748, 1996.

[4] Abercrombie R. E. Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings / Abercrombie R. E. // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, No. 3, pp. 731-744, 1997.

[5] Nakamura Y. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface / Nakamura Y. // Quarterly Report of RTRI, Railway Technical Research Institute (RTRI), 1989, Vol. 30, No.1. – P.25-33.

[6] Nakamura Y.: Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and its Applications, 12WCEE, 2656, Auckland, New Zealand, 2000.

[7] Langston Ch. A., Chiu Sh.C., Lawrence Z., Bodin P., Horton S. Array Observations of Microseismic Noise and the Nature of H/V in the Mississippi Embayment // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 5, pp. 2893-2911, 2009.

[8] Гнип А.Р., Теоретичні й експериментальні спектри H/V для середовища під сейсмічною станцією «Міжгір'я». // Матеріали Наукової конференції–семінару «Сейсмологічні та геофізичні дослідження в сейсмоактивних регіонах» (присвячена 80-річчю з дня народження Т.З. Вербицького). 29-30 травня 2012 р., м. Львів, с. 37-40.

[9] Thomson W.T. Computation of elastic waves through stratified solid medium // J. Appl. Phys. Vol. 21, pp. 89-93, 1950.

[10] Haskell N.A. The dispersion of waves in multilayered media / Haskell N.A. // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 43, pp. 17-34, 1953.
[11] Bathe K.-J., Finite element procedures in engineering analysis. / K.-J. Bathe // New Jersey, 1982, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, - 738 p.
[12] Гнип А. Р., Теоретичні й експериментальні частотні характеристики приповерхневих шарів під сейсмічними станціями «Тросник», «Ужгород» і «Міжгір'я». / Гнип А. Р. // «Геодинаміка», 2016 р., №1(20), С.144-154.

СТРУКТУРНІ ПАРАГЕНЕЗИСИ ЛАТОРИЦЬКО-СТРИЙСЬКОЇ ЗОНИ (БАСЕЙН Р. ПИНЯ, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

[1]Генералова Л., [2]Гнилко О., [1]Дворжак О.
[1]Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, Україна;
e – mail: gen_geo@i.ua
[2]Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів
e – mail: ohnilko@yahoo.com

В Украинських Карпатах виділяють два мікроконтинентальних терейни (Тисія-Дакія, Алькапа) та флішово-моласову акреційну призму [1]. Акреційна призма включає давню внутрішню крейдово-палеогенову та зовнішню неогенову призми. Внутрішня призма представлена автономними покривно-насувними системами Західних і Східних Карпат. Ці системи розмежовує Латорицько-Стрийська зсувна зона, яка простежується і в межи зовнішньої призми.

Питання зчленування систем покривів внутрішніх Західних і внутрішніх Східних Карпат є ключовим в геологічної будові регіону. Одні дослідники (С.С. Круглов та ін.) намагалися об'єднати головні тектонічні елементи Західних і Східних Карпат. Інші спеціалісти (О.С. Вялов та ін.) підкреслювали суттєву відмінність тектонічних елементів на північному і південному схилах Українських Карпат. На думку останніх на південному схилі тектонічні елементи мають торцове поєднання і тільки на північному схилі переходять з західної у східну частину орогену. За результатами геокартувальних досліджень, дешифруванням космознімків, виконаних О.М. Гнилко (2012), межа між системами покривів Східних і Західних Карпат трасується Латорицько-Стрийської зоною і має характеристики правого зсуву. Діагностичними ознаками зони є розвиток в її межах тектонічних ліз (S-подібних дуплексів зсувного типу) різного масштабу, тектонітів, субвертикальних розривів, спряжених з ними різнопорядкових складок з крутонахиленими і вертикальними шарнірами. Вона прослідковується від Оаського разлому на півдні до Перемиської сігмоіди на півночі.

Басейн р. Пиня, допливу р. Латориця (Свалявський р-н Закарпатської обл.) є одним з доступних районів, де відслонюються структурні і породні

парагенезиси зони зчленування Західних (Дуклянський покрив) і Східних (Свидовецький, Буркутський покриви) Карпат. Расшифровка внутрішньої будови Латорицько-Стрийської зсувною зоною проведена нами с використанням детальної геологічної зйомки, обробки космічних знімків, вивчення структурних парагенезисів структурно-парагенетичним і кінематичним методами [3]. При інтерпретації результатів використовувався метод ідентифікаціїструктурних елементів зсувних дислокацій (Ручьев, 2007). Ми приділяли увагу ознакам зміщення по розломам та виявленню їхнього відносного віку. Для аналізу деформацій вивчалися мезоструктурні парагенезиси тріщин і складок високих порядків порід структурно-фаціальних одиниць зони зчленування. Тріщини аналізувалися по групам: нормально січні, субвертикальні, косо січні. Реконструйовано орієнтування за тріщинами головних параметрів полів палеонапружень – σ_1 (розтягу), σ_2, σ_3 (стиснення), відновлено тип поля тектонічного напруження та відтворено деформаційні режими їхнього формування.

Проведені дослідження дали змогу виділити в районі досліджень серії лівих і правих зсувів субкарпатського простягання, які обмежують протилежно орієнтовані тектонічні клини (дуплекси) розміром, за довгою віссю, більшим за 10 км – закінчення покривів Східних і Західних Карпат. Найпівнічніший тектонічний клин, розвинутий між Силезьким покривом зовнішньої палеопризми Карпат на півночі, та Дуклянським покривом Західних Карпат на півдні. Північна його межа за складками вищих порядків в зоні граничного розлому має правозсувний характер, південна межа за дзеркалами ковзання розлому характеризується лівим зсувом. Орієнтування палеонапружень по осі σ_1 – 254/7, по σ_3–344/15 (в чисельнику – азимут падіння осі, в знаменнику – кут її нахилу).

На південь прослідкований ще один тектонічний клин, який представляний Свидовецьким покривом. Його південна межа знаходиться північніше м. Поляна у верхів'ях лівої притоки р. Мала Пиня – в потоці Залом, північна межа клину спостерігалась в руслі р. Мала Пиня на північній околиці села Уклин. В зоні південного контаку, спостерігається потужний меланж, розвинений по флішових відкладах Дуклянської зони, та масивним пісковикам і гравелітами (грейнітам) бобруцької світи Свидовецького покрову. Контакт представлений серією субпаралельних субвертикальних, в центральній частині, зон розломів, які чітко простежуються в некомпетентних породах бобруцької світи. Нами виконані спостереження за поведінкою зон цих розломів, а саме за орієнтуванням та величинами кутів нахилу головних осей полів напружень. В нижній частині течії потоку Залом вісь σ_1 (розтягу) орієнтована 274/4, вісь σ_3 (стиснення) – 0/15. В середній частині течії потоку вісь σ_1 – 184/61, вісь σ_3 (стиснення) – 90/5. В верхів'ях потоку Залом вісь σ_1 (розтягу) орієнтована 259/8, вісь σ_3 (стиснення) – 11/11. Аналіз орієнтування осей зтиснення і

розтягу головних нормальних осей напруження в зонах цих розломів зазнає Z-подібне викривлення за простяганням від субгоризонтальних до субвертикальних і знову до субгоризонтальних за схемою притаманною лівим зсувам (Воронов, 1969). Крім того розломи південного контакту цього тектонічного клину ускладнені деформаційними структурами вищого порядку: L, R, R’, P (сколи), T (тріщини відриву), F (внутрішньорозломні складки). Найтиповішими для досліджуваних розломів є тріади {R′RL} (до 65–0 % від усіх парагенезисів), зустрічаються також {R′PL},{R′RP},{R'PT}. Згідно до орієнтування сколів Ріделя (R – під кутами 25–40° відносно магістрального зсуву) та тріщин відриву для розломів контакту діагностуються лівозсувні переміщення. Північний контакт цього тектонічного клину простежується в р. Мала Пиня та її лівих притоків приблизно у 1,5 км до півночі. За появою відкладів Дуклянського покриву на північ від тектонічного клину Свидовецького покриву він має кінематичні характеристики правого зсуву.

Південніше м. Поляна закартовано два тектонічних клина Буркутського покриву, які чергуються з клинами Дуклянського покриву і спрямовані у протилежному напрямі.

За результатами досліджень в басейні р. Пиня субмерідіональна Латорицько-Стрийська зона має ширину в перші десятки кілометрів. Вона характеризується специфічною внутрішньою будовою і представлена системами тектонічних клинів (дуплексів), які обмежені правими і лівими субкарпатськими зсувами. Вони утворюють систему вклинювання Східних і Західних Карпат одна в одну. Вісь стискання має північно-східне орієнтування. Вісь розтягу характеризується субкарпатським орієнтуванням, яке паралельне до довгої осі тектонічних клинів (дуплексів).

Геологічне картування басейну р. Пиня, аналіз елементів структурних парагенезисів Латорицько-Стрийської зони, встановлення напрямів орієнтування осей напружень дає підстави для емпіричних узагальнень з використанням відомих експериментальних данних.

Взаємне орієнтування тріщин і розривів в зоні зсуву, їхнє співвідношення з віссю магістрального розлому узагальнені М.В. Гзовським [2] і відомі, як палетки Гзовського. За палетками, вивчений фрагмент Латорицько-Стрийської зони відповідають морфогенетичному типу правого зсуву з кутом сколювання 45°(і менше, за виконаними дослідженнями) і додатковим стисканням.

Література

1. Сучасна геодинаміка і геофізичні поля Карпат та суміжних територій / К.Р. Третяк, В.Ю. Максимчук, Р.І. Кутас, І.І. Рокитянський, О.М. Гнилко, О.В.Кендзера, Р. С. Пронишин, Т.А. Климкович, В.Г. Кузнєцова, Д.О. Марченко, О.М.Смірнова,О.В. Серант, В.І. Бабак,

А.І. Вовк, В.В. Романюк В.В., А.В. Терешин – Львів: Видавництво Львівської політехніки, 2015. – 420 с.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
3. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной кори Украины / О.Б. Гинтов. – Киев: Феникс, 2005. – 572 с.

Summary

Geological mapping of the Pinyu river basin, analysis of elements of the structural parageneses of the Latoritsko-Stryi zone allowed to determine directions of orientation of the axes of stress. By pawns M.V. Gozovsky Latoritsko-Striyska zone corresponds to the morphogenetic type of the right shear at the angle of the crush 45° and with additional compression.

Key words: strike slip fault, Ukrainian Carpathian, deformation, fracture, fold.

ВКЛАД ІНДУКЦІЙНИХ СТРУМІВ У ВІКОВУ ВАРІАЦІЮ МАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ

Т. Сумарук, П. Сумарук

Геомагнітна обсерваторія «Львів», Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України

Просторово-часова структура індукції магнітного поля Землі $\boldsymbol{B}$ визначається сумою полів від різних джерел, зовнішнього та внутрішнього походження [1]:

$$\boldsymbol{B} = \boldsymbol{B}_н + \boldsymbol{B}_а + \boldsymbol{B}_з, \quad (1)$$

де $\boldsymbol{B}_н$ — нормальне (головне) поле Землі, що генерується процесами в рідкому ядрі та на границі з мантією і яке визначає глобальну просторову та часову структуру поля планети;

$\boldsymbol{B}_а$ — аномальне магнітне поле (поле літосфери), зумовлене, в основному, намагніченістю порід;

$\boldsymbol{B}_з$ — зовнішнє поле, зумовлене впливом сонячного та космічного випромінювання та магнітних полів Сонця і навколоземного простору, а також сонячним вітром, який неперервно обдуває Землю.

Періоди змін геомагнітного поля приймають значення від додей секунд до тисяч років, амплітуди змін – від долей нанотесла до десятків тисяч нанотесла. Як правило, зовнішні джерела поля спричиняють зміни більшої частоти та меншої амплітуди за внутрішні.

Величина індукційних струмів залежить від провідності літосфери. Показано [2], що в реальному геологічному середовищі навіть невеликою провідністю нехтувати не можна. В ній магнітосферно-іоносферним

джерелом індукуються регіональні струми, що зумовлюють різну величину вкладу у ВВ на обсерваторіях.

За означенням, віковою варіацією (ВВ) вважається різниця між середньорічними значеннями поля у даному році та попередньому. Оскільки, середньорічні значення отримуються із середньомісячних, середньодобових, середньогодинних і т.д. значень поля на кожній обсерваторії, то $ВВ_y$, за даний (у) рік поля можна обчислити як середнє арифметичне значення суми різниць середньомісячних величин поля у даному (у) році.

$$ВВ_y = 1/12 \sum \Delta ВВ_y^{міс} \quad (2)$$

Найбільший вклад зовнішніх джерел у вікову варіацію спостерігається у магнітоактивні роки, найменший – у магнітоспокійні Збільшення геомагнітної активності призводить до збільшення амплітуд швидкості змін ВВ, і навпаки. При цьому прослідковується пряма пропорційність між кількостю енергії та швидкістю змін по збурених днях. У ВВ по спокійних та всіх днях спостерігається певний зсув по фазі на один місяць порівняно з ВВ порахованих по збурених днях. Це говорить про те, що струми у підстильних поверхнях обсерваторій існують протягом деякого часу та впливають на місячні величини ВВ. Ця властивість дає змогу прогнозувати поведінку місячних величин ВВ, знаючи геомагнітною активність (енергію що поступила у даному місяці).

Для дослідження вкладу індукційних струмів у ВВ від корпускулярного та хвильового випромінювання Сонця нами було використано середньомісячні $ВВ^{міс}$ значення Z -компоненти МПЗ, порахованої по всіх (A), збурених (D) та спокійних (Q) днях (A, D, Q – дні брались із http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/index.html) та її середньорічні значення для геомагнітних обсерваторій України («Київ», «Львів», «Одеса») та обсерваторії «Бельськ» (Польща).

Вважалось що при збуреннях магнітного поля індукуються струми величина яких залежить від підстильних поверхонь обсерваторій, а також, різниця Z_A - Z_Q – виражає величину поля індукційних струмів, що утворилися у збурені періоди (корпускулярне випромінювання Сонця), а Z_A – Z_D – виражає величину поля індукційних струмів, що утворилися у спокійні періоди (хвильове випромінювання Сонця).

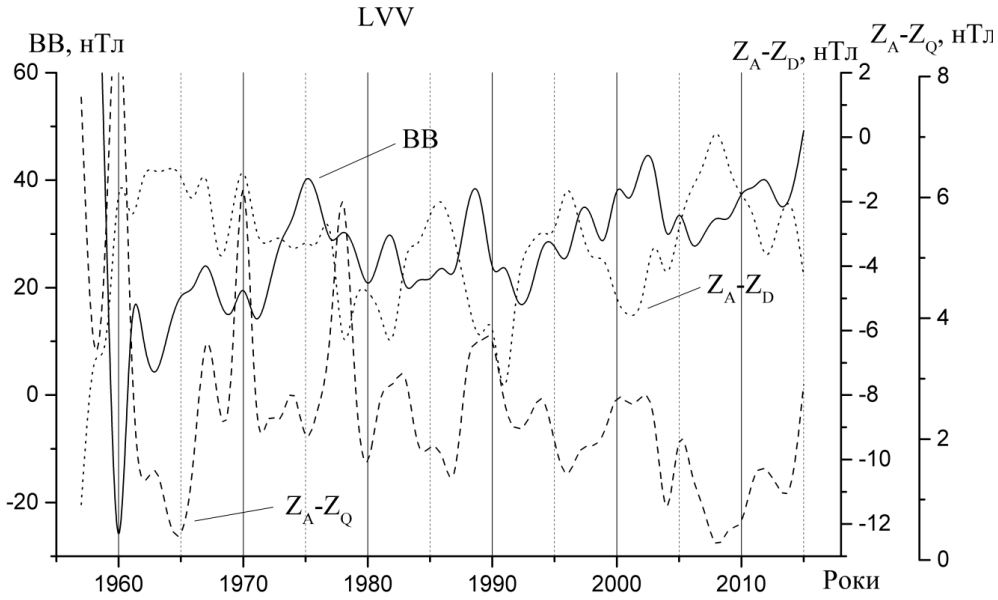


Рис. 1. Зміна річних значень BB, Z_A – Z_Q, Z_A – Z_D на обсерваторії «Львів».

На рис 1. (для прикладу взято обсерваторію «Львів» зображено графіки зміни річних значень BB (Z_i – Z_{i-1}) а також Z_A – Z_Q, Z_A – Z_D. Величина BB корелює із Z_A – Z_Q, та Z_A – Z_D при цьому спостерігаємо відставання по фазі BB та Z_A-Z_D. За весь період спостережень величина Z_A - Z_Q на досліджуваних обсерваторіях складає 0 – (–8) нТл/рік, що говорить про те, що індукційні струми (корпускулярне випромінювання) призводить до збільшення величини BB магнітного поля Землі в наступному році на таку саму величину. Величина Z_A – Z_D на досліджуваних обсерваторіях складає 0 – 6 нТл/рік, відповідно індукційні струми (хвильове випромінювання) зменшують BB МПЗ. Прослідковується вплив сонячної (геомагнітної) активності на досліджувані величини. Чітко виражені 3-4 річні та 11 річні цикли.

Збурення магнітного поля Землі мають вплив на середньомісячні (середньорічні) величини індукції поля, а отже і на BB поля. Підстильні поверхні відіграють роль індуктивності і ще деякий час підтримують індукційні струми, які в свою чергу впливають і на поле наступного місяця. Величина поля BB зумовлена індукційними струмами склаає до 10 нТл на всіх досліджуваних обсерваторіях

1. Космическая геофизика. М.: Мир. – 1976. – 544с.
2. Рокитянский И.И.. Заметки о геоэлектрике. // Геоф. ж-л. – 2012. – **34**, № 4. – с. 235 – 245.

CONTRIBUTION OF INDUCTION CURRENCIES

ON THE SECULAR VARIATION EARTH MAGNETIC FIELD

T. Sumaruk, P. Sumaruk

It is shown, that the dynamics of the year's changes of the secular variations are dependent from values of the induction currents. The correlation between changes of secular variations and solar activity is presented. Secular variations caused by induction currents are up to 10 nT on all studied observatories.

МЕТОДИКА АВТОМАТИЗОВАНОГО ДЕШИФРУВАННЯ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ ЗА КОСМІЧНИМИ ЗНІМКАМИ LANDSAT-8

[1]Пулеко І.В., [2]Чумакевич В.О.

[1]Житомирський державний технологічний університет, вул. Чуднівська, 103, 10005, e-mail: pulekoigor@gmail.com

[2]Національний університет «Львівська політехніка», вул. С. Бандери, 12, Львів, Україна, 79013, e-mail: shumakevich1970@gmail.com

Постановка проблеми. Особливої актуальності набуває контроль за прісною водою на Земній поверхні, запаси якої з кожним роком зменшуються. Тому у наш час здійснюється моніторинг поверхневих водних об'єктів, який контролює зміни числа водних об'єктів, їх площі, берегової лінії та інше. Для проведення моніторингу застосовують зображення отримані з космосу системами дистанційного зондування Землі. Особливо широко застосовуються зображення отримані системою Landsat-8, що мають просторове розрізнення спектральних каналів 30 м.

Огляд останніх досліджень і публікацій. Застосування космічних знімків для пошуку і дослідження різних об'єктів не є новою. Науковці Європи та Америки мають безліч підходів до вирішення завдань. Загальним є підхід початкового вибору джерел ДЗЗ із заданою роздільною здатністю та спектром досліджень. Широко також представлені дослідження в гідрогеології. Вони надаються, переважно, у вигляді тематичної карти з наступним аналізом її параметрів. Важливим параметром для дослідження видних ресурсів є водна маска, яка дозволяє на зображенні виділити ті пікселі, які відповідають за водні ресурси, вираховують водні індекси, які є відношенням різних комбінацій спектральних каналів. Цей підхід є доволі ефективним, однак чим більше роздільна здатність і більший спектр – тим більша вартість космічних знімків. В умовах України постає питання фінансування досліджень, яке за кордоном не має такого впливу. Сьогодні широко використовують знімки, які отримані за допомогою апаратури Landsat-8, однак водні об'єкти розміром менше 30 м на 30 м виявлятися не будуть.

Мета роботи. розробити методику автоматизованого дешифрування космічних знімків Landsat-8, яка дозволяє виявляти водні об'єкти розмірами менше 30 м.

Методика. Одним з найбільш популярних космічних апаратів, що надають багатоспектральні знімки середнього просторового розрізнення, є Landsat-8. Прилади, розташовані на борту космічного апарату, дозволяють отримувати багатоспектральні (від видимої до ІК області спектра) зображення земної поверхні. Отримані зображення необхідно скоригувати, щоб компенсувати вплив атмосфери, пов'язаний з поглинанням і розсіюванням випромінювання.

Процес пошуку водних об'єктів на основі набору багатоспектральних зображень дозволяє їх виявляти по характеристикам відбивної здатності. Водні об'єкти характеризуються найнижчими значеннями коефіцієнтів відбиття серед інших природних об'єктів. При цьому всі інші природні об'єкти, навіть в стані зволоженості, мають більший коефіцієнт відбиття. Це факт використовується при виявленні водних об'єктів на космічному знімку.

Початковими даними для роботи є багатосперктральні знімки Landsat-8 рівня обробки Level 1, подані в форматі GeoTIFF з прив’язкою WGS84 (UTM).

Методику автоматизованого дешифрування викладемо вигляді логічних етапів.

1. *Створення зображення у штучних кольорах для комбінації каналів*

$$R \to B_5,\ G \to B_6,\ B \to B_4$$

де RGB - канали червоного, зеленого та синього кольорів;

B_n - позначення каналу з номером *n* для апаратури Landsat-8.

Ця комбінація ближнього, середнього ІЧ-каналів і червоного видимого каналу дозволяє чітко розрізнити межі між водою і сушею і підкреслити приховані деталі погано видимі при використанні тільки каналів видимого діапазону. З великою точністю будуть детектуватися водні об'єкти всередині суші. Ця комбінація відображає рослинність в різних відтінках і тонах коричневого, зеленого і оранжевого.

2. *Підвищення чіткості зображення у штучних кольорах.*

Для здійснення цієї операції застосовується процедура підвищення чіткості зображення «Image Sharpening», яка перераховує розмір пікселя спектрального зображення до розміру пікселя панхроматичного зображення (Band 8). Вхідні дані обов’язково мають мати однакову географічну прив’язку. При цьому доцільно використовувати технологію перетворення HSV (HSV transform: відтінок – насиченість – значення).

HSV — колірна модель, заснована на трьох характеристиках кольору: колірному тоні (Hue), насиченості (Saturation) і значенні кольору (Value). Hue — колірний тон, (наприклад, червоний, зелений або синьо-блакитний). Варіюється в межах 0-360°, але іноді приводиться до діапазону 0-100 або 0-1. Saturation — насиченість. Варіюється в межах 0-100 або 0-1. Чим більший

цей параметр, тим «чистіший» колір, тому цей параметр іноді називають чистотою кольору. А чим ближчий цей параметр до нуля, тим ближчий колір до нейтрального сірого. Value — значення кольору, його яскравість (задається в межах 0-100 або 0-1).

Підвищення чіткості шляхом перетворення HSV виконує трансформацію вхідного кольорового зображення в форматі RGB в колірну модель HSV. При цьому значення яскравості беруться із зображення з високим розрізненням, а смуги тону і насиченості автоматично перераховуються до розміру пікселя зображення з високим розрізненням. В якості методу ресемплінга доцільно використовувати метод найближчого сусіда. Потім зображення трансформується назад до колірної схеми RGB. Вихідне зображення буде мати піксельне розрізнення, як у вхідних панхроматичних даних.

Виконання цієї операції має ряд суттєвих обмежень, які необхідно враховувати у подальших операціях:

немає можливості підвищувати чіткість всіх каналів зображення одночасно, підтримується лише комбінація з трьох каналів;

після трансформації втрачаються початкові (точні) значення спектральної яскравості пікселів каналів;

можливі помилки алгоритму, що призводять до появи «артефактів» (невірно визначених пікселів).

Проведені додаткові статистичні дослідження щодо впливу операції «Image Sharpening» на значення спектральної яскравості пікселів каналів, дозволяють стверджувати, що для прісноводних об’єктів за відсутності цвітіння води зміни яскравості склали 3-8 і є несуттєвими для рішення даної конкретної задачі.

Кожен спектральний канал після підвищення чіткості зберігається окремо.

3. *Створення зображення у штучних кольорах для комбінації каналів*

$$R \to B_7,\ G \to B_5,\ B \to B_3$$

Ця комбінація дає зображення близьке до природних кольорів. Вода має темно-сині, майже чорні кольори і непогано виділяється на фоні рослинності. Здорова рослинність виглядає яскраво зеленою, різнотрав’я - зеленим, яскраво рожеві ділянки показують відкритий ґрунт, коричневі та оранжеві тони характерні для розрідженій рослинності. Крім того, може бути використана для вивчення сільськогосподарських земель і водно-болотних угідь. Міська забудова відображається у відтінках рожево-фіолетового. Світло зелені точки всередині міських територій можуть бути парками, садами або полями для гольфу. Оливково-зелений колір характерний для лісових масивів і темніший колір є індикатором домішки хвойних порід.

4. Для нової комбінації здійснюється виконання пункту 2. *Підвищення чіткості зображення у штучних кольорах.*

Кожен канал після підвищення чіткості зберігається окремо.

5. Розрахунок індексів для виділення водних об'єктів

Для виявлення водних об'єктів на космічних багатоспектральних знімках можуть використовуватися наступні індекси: NDVI, NDWI, NDMI, MNDWI, WRI, AWEI.

Для того щоб підкреслити, що процедура підвищення чіткості зображень HSV викривляє спектральні коефіцієнти каналів у подальших формулах будемо застосовувати позначення BS_n.

Найбільш відомим індексом є нормалізований вегетаційний індекс NDVI, що показує наявність і стан рослинності на момент вимірювань. Основою індексу є контраст відбивних характеристик з максимальним поглинанням пігментом хлорофілу (червоний канал) і високою відбивною здатністю рослинного покриву (інфрачервоний канал). Для цього індексу вода має від'ємне значення.

Стандартизований індекс відмінностей зволоженості (NDMI) чутливий до рівня вологості в рослинності. Він використовується для відстеження посух, а також вказує рівень горючих матеріалів в пожежонебезпечних зонах. Використовує канали *NIR* та короткохвильовий інфрачервоний (*SWIR1*) для створення коефіцієнта, призначеного для приглушення освітлення і атмосферних ефектів.

Індекс нормованої різниці води (NDWI) розраховується на основі каналу зеленого ($GREEN$) та ближнього інфрачервоного діапазону.

Модифікований стандартизований індекс відмінностей води (MNDWI) використовує зелений канал і канал SWIR для поліпшення відображення об'єктів відкритих водних просторів. Він також знижує значення областей забудови, які часто корельовані з відкритими водними просторами в інших індексах.

Індекс співвідношення води WRI використовує канали зеленого та ближнього і короткохвильового каналів:

Для пікселів води цей індекс має числове значення більше 1.

Автоматизований індекс виділення води (AWEI) призначений для ефективного розділення водних і неводних пікселів за рахунок одночасного використання чотирьох спектральних каналів Landsat-8. Коефіцієнти у формулі для цього індексу емпірично підібрані таким чином, щоб спостерігалася максимальна відмінність водних пікселів від пікселів різних типів рослинного покриву.

$$\begin{aligned} AWEI &= 4\times(GREEN - SWIR) - (0{,}25\times NIR + 2{,}75\times SWIR) = \\ &= 4\times(BS_3 - BS_6) - (0{,}25\times BS_5 + 2{,}75\times BS_7) \end{aligned} \quad (1)$$

Значення для індексів AWEI, NDWI, NDMI, MNDWI, NDVI лежать в діапазоні [-1; 1]. У таблиці 1 вказані діапазони значень, при яких піксель з найбільшою ймовірністю пов'язаний з водним об'єктом. Для кожного індексу будувалися фільтри на основі врахування діапазону значень

зазначених вище індексів, що дозволяють виділяти водні об'єкти (Бінаризація зображень: 0 - не водні об'єкти та 1 - водні об'єкти).

Проводилось порівняння водних масок для кожного фільтра з еталонною маскою водного об'єкта. Еталонна водна маска, з дозволом 30 метров, отримана при побудові.

Оцінка точності виявлення водних об'єктів отримана шляхом ділення суми вірно класифікованих пікселів водного об'єкта *D*, отриманого за допомогою водного індексу, до загальної кількості пікселів еталонної маски.

Для оцінки точності класифікації типів поверхні по супутниковим зображенням прийнято розраховувати коефіцієнт Каппа *Ka*, значення якого лежать в діапазоні [-1; 1]. Позитивне значення коефіцієнта Каппа показує високу точність, а нульове і негативне значення показує відсутність кореляції в класифікації.

В табл. 1 наведені результати оцінки точності виділення водних об’єктів для водних індексів WRI, NDWI, MNDWI, AWEI, NDVI, NDMI.

Таблиця 1 – Точність виділення водних об’єктів для водних індексів

Назва метода	Діпазон значень пошуку	Загальна точність, %	Коефіцієнт Каппа
WRI	>1	98,7	0,975
NDWI	>0	98,1	0,987
	>0,18	98,7	0,975
MNDWI	>0	98,4	0,969
	>0,18	98,7	0,975
AWEI	>0	98,7	0,974
	>0,16	99,3	0,987
NDVI	-0,45 … -0,25	98,7	0,974
	<0	93,4	0,852
NDMI	>0	98,1	0,962
	>0,14	98	0,96

Видно, що точність виявлення водних об'єктів висока і максимально близька до еталонної маски. Для деяких індексів були проведені додаткові розрахунки, враховуючи різні варіанти діапазонів значень приналежності пікселів до водних об'єктів. Це дозволило більш точно визначити пороги значень, при яких піксель можна вважати належним водних об'єктів.

Етап 3. Уточнення пікселів маски водних об’єктів по знімках високого розрізнення з геоінформаційних сервісів.

Результати: отримано діючу методику автоматизованого дешифрування космічних знімків Landsat-8, яка дозволяє виявляти водні об'єкти розмірами менше 30 м.

Наукова новизна: отримали подальший розвиток методи автоматизації дешифрування водних об’єктів. Вперше показано, що

процедура «Image Sharpening» хоча і викривляє спектральні характеристики, але може бути застосована для покращення геометричних характеристик оцінки водних об’єктів. *Практична значущість*: застосування розробленої методики дозволяє виявляти водні об’єктів розмірами близько 15 м, що суттєво уточнює отримані маски водних об’єктів.

Ключеві слова: автоматизоване дешифрування, водні об’єкти, контрольована класифікація, бінарна маска.

THE TECHNOLOGY OF AUTOMATED DECRYPTION OF THE WATER OBJECTS FOR SPACE IMAGE OF LANDSAT-8

PULEKO Igor, CYUMAKEVYCH Viktor

The important question is the control of the fresh water on the Earth's surface, whose reserves are decreasing every year. Therefore, in our time the monitoring is controlled water bodies, which corrects the change in the number of water objects, their area, coastline, etc. For the monitoring, are taken space images by remote sensing systems of the Earth. Landsat-8 systems, which have the spatial resolution of spectral channels of 30 m, are especially widely used. The aim pf this work is too develop the technology for automated decoding of Landsat-8 space images, which allows the detection of water objects of less than 30 m in size.

СЕЙСМОТЕКТОНІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Тимощук В.Р., Козловський Е.М., Пиріжок Н.Б, Малицький Д.В.
Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І.Субботіна НАН України 79060 м.Львів, вул. Наукова, 3-Б, geomod@i.ua

Закарпатський та Панонський глибинний розломи, а також зони їх перетину з поперечними розломами, центрами вулканізму та проявами магматичних порід на поверхні, а також прихованими магматичними породами на деяких глибинах під поверхнею є основними сейсмоактивними зонами Закарпатського прогину. До найбільш сейсмічно-активних вузлів прогину відноситься зона перетину Латорицького розлому з Центральною зоною розломів поблизу м. Мукачево. Також у цій частині відмічено велику кількість землетрусів і різні за складом інтрузії (від кислих до ультраосновних).

Відомо, що достатньо велика кількість не значних поперечних розломів, які генетично пов’язані з Закарпатським глибинним розломом, відіграють

значну роль при поширенні сейсмічних хвиль від вогнищ землетрусів. Через таку будову виникає необхідність у дослідженні впливу окремих формацій регіону на часи пробігу сейсмічних хвиль для подальшого використання у визначенні механізмів механізмів землетрусів.

Сучасна тектонічна будова Закарпатського прогину характеризується інтенсивною дислокованістю та наявністю розривних порушень поздовжнього та поперечного напрямків. Найбільш амплітудними є Закарпатський та Панонський глибинні розломи.

Широкий розвиток магматизму в зоні Закарпатського глибинного розлому – неогенового, андезитового в північно-західній частині та мезозойського, діабазового і навіть ультраосновного в південно-східній частині, а також висока концентрація гіпоепіцентрів землетрусів в зоні розлому також є аргументом для його віднесення до категорії глибинних розломів. Ще однією ознакою глибинного розлому можуть служити геофізичні дані, які показують різкий перепад (біля 30 км) границі Мохоровичича та наявність серій ускладнюючих поперечних розломів різного порядку. Високою рухомістю та контрастністю коливальних рухів характеризується центральна частина Закарпатського прогину, що обмежена Закарпатським глибинним розломом на північному сході, Латорицьким на північному заході та Виноградівським розломами на південному сході (рис.1). Низка поперечних тектонічних порушень північно-східної орієнтації розбивають Закарпатський прогин на декілька прямокутних блоків і перетинають майже під прямим кутом північно-західне поширення Карпатських складчастих структур. Із такими розломами пов'язані субмеридіальні відрізки річкових долин Латориці, Боржави, Тереблі, Чорної Тиси та ін. і, у взаємозв’язку із Закарпатським розломом, із ними також пов'язують осередки неогенового вулканізму Вигорлат-Гутинської гряди.

За особливістю сейсмічного режиму Закарпатський прогин поділяється на декілька зон, які ототожнюються з тектонічною будовою: Чоп-Мукачівська западина і Солотвинська западина, границею між якими служить Оашський розлом [4]. Виділені зони відрізняються між собою за типами послідовності, за графіками повторюваності землетрусів, за кількістю виділеної енергії, за швидкістю вивільнених умовних деформацій та активізацією їх в часі. [4].

Рис. 1 Тектонічна схема Закарпатського прогину [1]
I – енергетичний клас землетрусів (Кр); II – сейсмічні станції; III-IV – границі тектонічних зон та розривні порушення земної кори; V – Вигорлат-Гутинська гряда

Виділені сейсмоактивні розломи та вузли відрізняються не лише кількістю та інтенсивністю землетрусів які в них відбуваються, але і характером їх змін в часі. Найстабільнішою сейсмічністю, від 2 до 5 землетрусів щорічно, характеризується Закарпатський та Панонський розломи, а також центральна зона розломів. Серед поперечних порущень найбільш стабільною сейсмічністю (3-5 землетрусів в рік з К=7-8) характеризується Виноградівський розлом [3].

До найбільш сейсмічно-активних вузлів Закарпатського прогину відноситься зона перетину Латорицького розлому з Центральною зоною розломів поблизу м. Мукачево, яка особливо активізувалась у 2005-2006 рр., коли там відбулась серія землетрусів з К=8-10 [3].

У цій частині відмічено велику кількість вогнищ землетрусів і різні за складом інтрузії (від кислих до ультраосновних), що разом із великою серією менш значних поперечних розломів, що є генетично пов’язані з Закарпатським глибинним, відіграють велику роль у характері поширення сейсмічних хвиль від епіцентрів землетрусів. Із Закарпатським розломом пов’язують різке збільшення потужності земної кори (до 54 км і більше) у Складчастих Карпатах, а границя Мохо характеризується нахиленим заляганням у напрямку Передкарпатського прогину, що дозволяє дослідникам Закарпатського розлому вважати його основною сейсмотектонічною лінією Карпатського регіону [4].

Відповідно до вищесказаного, при розрахунку часів пробігу сейсмічних хвиль для Закарпатського сейсмоактивного регіону слід враховувати прояви вулканічних формацій із центрами вулканізму та проявами магматичних порід на поверхні, а також прихованими магматичними породами на деяких глибинах під поверхнею.

Для ст. Мукачеве (рис.2) для джерел розташованих у районі Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди та сейсмічних хвиль, які через неї проходять, спостерігаємо швидкості пробігу прямої *P*-хвилі від V_{p1}≈4500 м/с до V_{p1} ≈ 6000м/с (джерело в першому шарі**),** що суттєво перевищують швидкості в осадових шарах. Крім того, для сейсмічних подій, які відбулись 04.07.2011 р., отримано V_{p1}= 6287 м/с., та 05.01.2007р. отримано V_{p1}= 5698 м/с. Так як джерела цих землетрусів знаходяться поза зоною виходу магматичних порід на поверхню, а також той факт, що пряма *P*-хвиля не проходить через цю зону, можна зробити висновок, що магматичні породи можуть знаходитись у першому шарі на деякій глибині (приховані) [2].

Для джерел розташованих у другому шарі спостерігаємо зміну V_{p2} від ≈5200 м/с до ≈5600 м/с, що для фундаменту є нормальною швидкістю пробігу прямої *P*-хвилі. Проте, наприклад, для землетрусу, що відбувся 17.10.2006р. отримано V_{p2} ≈ 6524 м/с, що може свідчити про наявність вулканічних порід у фундаменті.

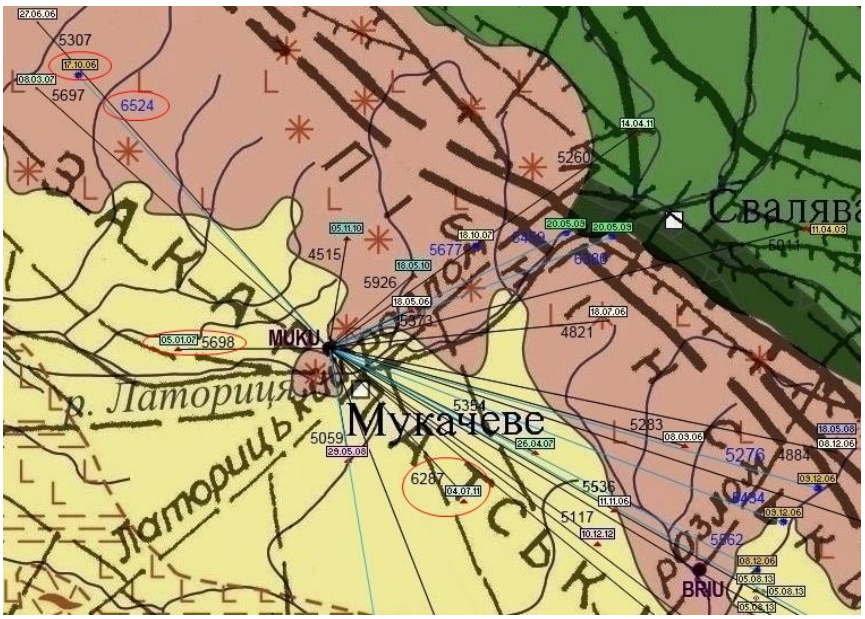


Рис.2 Розподіл швидкостей пробігу прямої *P*- хвилі для сейсмостанції

Мукачево

Для прикладу, розглянемо землетрус 17.10.2006р. (ϕ=48,61˚N, λ=22,46˚E, ε=24140m, h=3300m), який зареєстровано сейсмостанцією Мукачеве та побудуємо механізм вогнища землетрусу графічним методом. Отримано в

обох випадках (за стандартною швидкісною моделлю та за швидкісною моделлю розрахованою для цієї окремої події) отримано варіант скиду. На рис.3 спостерігаємо різницю між механізмами за кутом **φ**= 15˚.

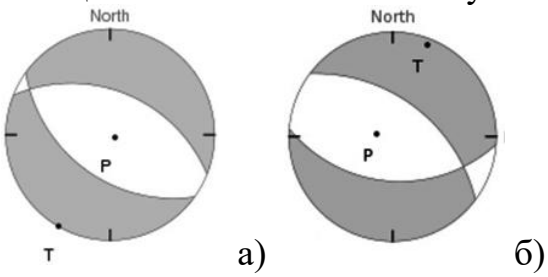


Рис.3 Механізм джерела землетрусу 17.10.2006р.: а) із стандартною швидкісною моделлю, б) із швидкісною моделлю розрахованою для цієї окремої події

При побудові механізму вогнища землетрусу варіанти вибору нодальних площин для стандартної швидкісної моделі (рис 4а) та для швидкісної моделі розрахованої для цієї окремої події (рис. 4б) суттєво відрізняються. У першому випадку, при виборі нодальних площин, спостерігаємо розкид у 20%, у другому випадку спостерігаємо розкид лише у 4%, що значно полегшує вибір нодальних площин та зменшує похибку при побудові механізму вогнища землетрусу.

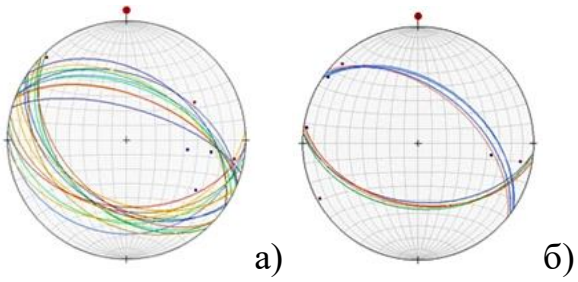


Рис.4. Варіанти вибору нодальних площин для побудови механізму джерела землетрусу 17.10.2006р.: а) за стандартною швидкісною моделлю, б) за швидкісною моделлю для цієї окремої події

Таким чином, вплив магматичних порід Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди значно зменшує час пробігу сейсмічних хвиль у осадовому шарі та частково - у фундаменті.

Центральна частина Закарпатського прогину за наявності трьох (Латорицький, Боржавський, Виноградівський) розломів першого порядку та значної кількості магматичних утворень, що приурочені до зон перетинання поперечних розломів із поздовжніми і Закарпатським глибинним розломом в тому числі є найбільш цікавою, з точки зору, вивчення зв’язків тектоно-магматичних процесів із сейсмічністю,

поширенням та проходженням сейсмічних хвиль від епіцентрів землетрусів по всій території Закарпатського прогину.

В останні десятиріччя, у зв'язку зі збільшенням у Закарпатті кількості сейсмічних станцій, оснащених цифровими сейсмографами, застосуванням нових методик та алгоритмів обробки даних сейсмічних спостережень, ситуація з визначенням параметрів землетрусів помітно покращилась, у тому числі з точністю визначення глибини гіпоцентрів. Це відкриває нові можливості до вивчення особливостей сейсмічності Закарпатського прогину, просторових закономірностей розподілу та розвитку сейсмотектонічного процесу в регіоні.

1. Карта разрывных нарушений и основных зон линиаментов юго-запада СССР (с изпользованием материалов космической сьемки) под.ред. Крылова Н.А., 1988 г.
2. Козловський Е., Малицький Д., Парфенюк А., Грицай О., Тимощук В., Ярема І., Асташкіна О., Махніцький М. Вплив магматичних порід вигорлат-гутинського вулканічнго пасма на час пробігу сейсмічних хвиль, Геоінформатика, № 3(63), 2017
3. Максимчук В. Ю., Пиріжок Н.Б., Пронишин Р. С., Тимощук В.Р. Деякі особливості сейсмічності Закарпаття // Геодинаміка.– 2014.– №2.– С. 139-149.
4. Пронишин Р.С., Кузнєцова В.Г. Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину // Геодинаміка. - 2011. – № 2. – С. 254–256.

МЕХАНІЗМ ВОГНИЩА ЗЕМЛЕТРУСУ 8 КВІТНЯ 2014Р. В РАЙОНІ АНТАРКТИКИ

Д. Малицький, О. Грицай, О. Кутнів, В. Галін

Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 79060, м. Львів, вул. Наукова, 3-б,

dmalytskyy@gmail.com, grycaj.oksana@gmail.com

Метою роботи є визначення механізму вогнища землетрусу, який відбувся 8.04.2014 р. в районі Антарктики, методом інверсії хвильових форм за даними обмеженої кількості станцій. Методика полягає в отриманні розв'язку оберненої задачі для визначення тензора сейсмічного моменту як функції часу шляхом виділення тільки прямих Р-хвиль. Співвідношення, необхідні для визначення тензора сейсмічного моменту, отримані матричним методом для полів переміщень на вільній поверхні півпростору за допомогою моделювання сейсмічних хвиль у неоднорідному середовищі.

У роботі представлено розв’язання оберненої задачі визначення механізму вогнища землетрусу методом інверсії хвильових форм за даними станції ORCD. Отримані розв’язки прямої задачі для поля переміщень на вільній поверхні за даними визначеним в оберненій задачі корелюють із даними про поле переміщень, отриманні із записів на сейсмологічній станції ORCD.

Ключові слова: механізм вогнища, тензор сейсмічного моменту, матричний метод, землетрус, Антарктида.

Вступ. Раніше вважалося, що Антарктика є асейсмічною. Однак, записи із встановленої всесвітньої мережі, а також із розгорнутих тимчасових станцій спростовують це твердження. І хоч сейсмічність в Антарктиці нижча ніж на інших континентах, та збільшення кількості землетрусів та їх сили вимагають більш детального дослідження цього регіону.[Kanao, 2014]. Переломним моментом для сейсмічності даного регіону пов’язують із землетрусом 4.08.2003 р. (*M*w = 7.6, біля the South Orkney Islands) на епіцентральній відстані близько 100 км від станції ORCD. Дану подію названо землетрусом століття (Centenary Earthquake). Моментально після основної події в межах трьох годин відбулося 20 афтершоків з магнітудою вище 4. У наступні 24 години більше, ніж 50 подій було записано мережею сейсмічних станцій ASAIN з магнітудами в межах (3.6–5.6) *mb*. Таким чином, сейсмічність регіону (рис.1) значно підвищилась [M. P. Plasencia Linares та інші, 2018].

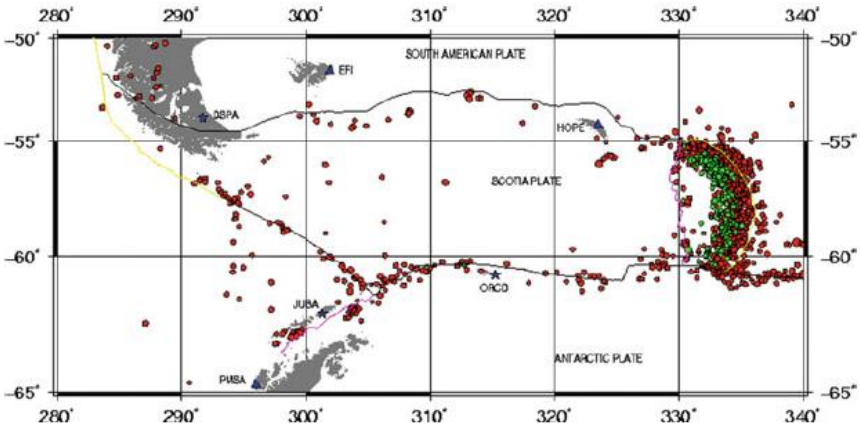


Рис.1 Сейсмічність досліджуваного регіону Антарктики, 1973-2007 рр. Зірочками показано станції ASAIN.

На території регіону, де відбувся землетрус 8.04.2014 року, проводяться дослідження на базі Антарктичної аргентинсько-італійсько мережі сейсмічних станцій (ASAIN). Ця мережа утворена з 6 широкосмугових сейсмографічних станцій: BELA (Belgrano II), DSPA (Estancia Despedida), ESPZ (Base Esperanza), JUBA (Base Carlini), SMAI (San Martin), ORCD (Base Orcadas) [International…].

Методика. Традиційним методом визначення механізму вогнища землетрусу залишається метод, що використовує знаки вступу P-хвиль на

станціях. При цьому, необхідною умовою є наявність хоча б 14 сейсмічних станцій рівномірно розподілених по азимуту довкола епіцентру, що зареєстрували землетрус. Якщо ж в регіоні невисокий рівень сейсмічності та недостатня кількість сейсмічних станцій, то виникає потреба розробляти нові та удосконалювати наявні методи визначення механізму вогнища [Малицький, 2010, 2016, 2017, D'Amico, 2014].

Якщо вогнище землетрусу вважати точковим, то його можна представити через тензор сейсмічного моменту, який визначають методом обертання хвильових форм переміщень, зареєстрованими сейсмічними станціями на поверхні.

Поле переміщень на вільній поверхні горизонтально-шаруватого середовища,зумовлене поширенням сейсмічних хвиль від точкового джерела, у циліндричній системі координат має вигляд:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^{3} \int_0^{\infty} k^2 \mathbf{I}_i L^{-1}[m_i g_i] dk ,$$

$$u_\varphi^{(0)} = \sum_{i=5}^{6} \int_0^{\infty} k^2 J_i L^{-1}[m_i g_{\varphi i}] dk , \qquad (1)$$

де $u_z^{(0)}(t,r,\varphi)$, $u_r^{(0)}(t,r,\varphi)$ та $u_\varphi^{(0)}(t,r,\varphi)$ – складові переміщень у циліндричній системі координат,

$$m_1 = M_{xz}\cos\varphi + M_{yz}\sin\varphi , \quad m_2 = M_{zz} ,$$

$$m_3 = \cos^2\varphi \cdot M_{xx} + \sin^2\varphi \cdot M_{yy} + \sin 2\varphi \cdot M_{xy} ,$$

$$m_4 = -\cos 2\varphi \cdot M_{xx} + \cos 2\varphi \cdot M_{yy} - 2\sin 2\varphi \cdot M_{xy} ,$$

$$m_5 = M_{yz}\cos\varphi - M_{xz}\sin\varphi ,$$

$$m_6 = \sin 2\varphi \cdot M_{xx} - \sin 2\varphi \cdot M_{yy} - 2\cos 2\varphi \cdot M_{xy} , \qquad (2)$$

$M_{xx}, M_{xy}, \ldots, M_{zz}$– частотні спектри декартових складових тензора моменту **M**, φ – кут азимуту станції, k – горизонтальне хвильове число, функції $\mathbf{g}_i = (g_{zi}, g_{ri})^T$ і $g_{\varphi i}$ описують поширення хвиль між вогнищем і станцією, $\mathbf{I}_1 = \begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix}$, $\mathbf{I}_2 = \begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}$, $\mathbf{I_3} = \mathbf{I_2}$, $J_5 = J_0$, $J_6 = J_1$, – функції Бесселя аргумента kr, і L^{-1} – обернене перетворення Лапласа, з ділянки частот в часову [Малицький, 2010, 2016, Молотков, 1984, 2001].

Рівняння (1) можна записати у матричній формі лише для прямих P- і S-хвиль на вільній поверхні півпростору у ділянці частот [Малицький, 2010]:

$$\mathbf{U}^{(0)} = \mathbf{K} \cdot \boldsymbol{M}\,, \tag{3}$$

де вектор $\mathbf{U}^{(0)} = (U_x^{(0)P}, U_x^{(0)S}, U_y^{(0)P}, U_y^{(0)S}, U_z^{(0)P}, U_z^{(0)S})^T$ містить шість декартових складових переміщень лише прямих P- і S-хвиль, а матриця

$$\mathbf{K} = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^S & K_{22}^S & K_{23}^S & K_{24}^S & K_{25}^S & K_{26}^S \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \\ K_{41}^S & K_{42}^S & K_{43}^S & K_{44}^S & K_{45}^S & K_{46}^S \\ K_{51}^P & K_{52}^P & K_{53}^P & K_{54}^P & K_{55}^P & K_{56}^P \\ K_{61}^S & K_{62}^S & K_{63}^S & K_{64}^S & K_{65}^S & K_{66}^S \end{pmatrix}$$

описує поширення хвиль між вогнищем і станцією і переходи між циліндричними координатами і декартовими.

Рівняння (3) можна записати лише для прямих P-хвиль, де компоненти вектора $U^{(0)P}$ відповідають лише прямим P-хвилям:

$$\mathbf{U}^{(0)P} = \mathbf{K}^P \cdot \boldsymbol{M}\,, \tag{4}$$

привівши матрицю **K** до вигляду:

$$\mathbf{K}^P = \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^P & K_{22}^P & K_{23}^P & K_{24}^P & K_{25}^P & K_{26}^P \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \end{pmatrix}.$$

Узагальнений квадратичний розв'язок перевизначеної системи (4) щодо $\boldsymbol{M}$ можна отримати шляхом обернення [Aki, Richards, 2002]:

$$\boldsymbol{M} = (\tilde{\mathbf{K}}^{\mathbf{P}}\mathbf{K}^{\mathbf{P}})^{-1}\tilde{\mathbf{K}}^{\mathbf{P}}\mathbf{U}^{(0)\mathbf{P}}\,, \tag{5}$$

Частотна функція вектора складових тензора моменту $\boldsymbol{M}_{lm}(\omega)$ обчислюється в рівнянні (5) для всіх частот ω і хвильових чисел k, а застосувавши перетворення Фур'є, отримуємо часову функцію вектора складових тензора сейсмічного моменту $\boldsymbol{M}_{lm}(t)$.

Розв'язок (5) тензора сейсмічного моменту отримано з використанням хвильових форм прямх P-хвиль, зарестрованих лише на одній станції.

Результати. Механізм вогнища землетрусу, що відбувся 8.04.2014 р. в районі Арктики, визначено методом інверсії хвильових форм використовуючи дані про поле переміщень із сейсмологічної станції ORSD (епіцентральна відстань – 100 км, азимут на станцію – 43˚) (рис.2).

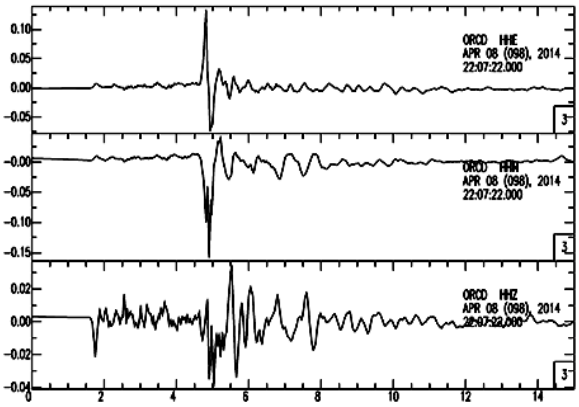


Рис. 2. Запис на сейсмічній станції ORCD землетрусу 8.04.2014 р., поданий у переміщеннях.

Оскільки описана вище методика, дозволяє визначати механізм вогнища землетрусу використовуючи поле переміщень лише прямої хвилі на станції, то зі даних запису (рис. 2) виділено частину, що відповідає за переміщення лише P-хвилі (рис. 3).

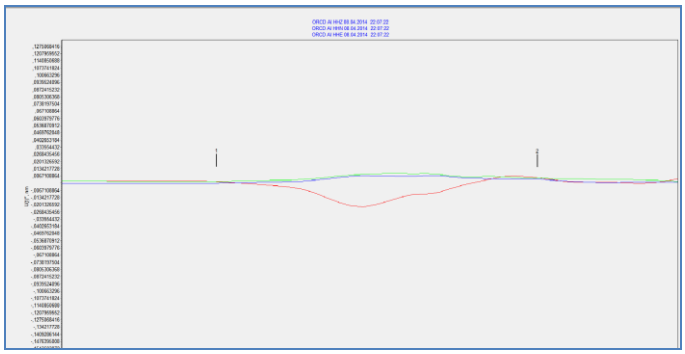


Рис. 3. Частина запису використана для визначення тензора сейсмічного моменту інверсією хвильових фором.

Отже, з допомогою методу інверсії хвильових форм визначено механізм вогнища землетрусу 8.04.2014р. в районі Антарктики (рис. 4) з параметрами в табл.1.

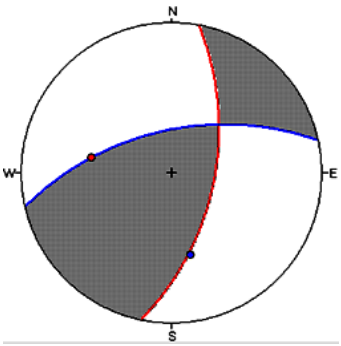


Рис. 4. Механізм вогнища землетрусу8.04.2014р. в районі Антарктики

Табл.1 Параметри механізму вогнища землетрусу8.04.2014р. в районі Антарктики

	Азимут	Кут падіння	Напрям

	нодальної площини	нодальної площини	посувки
Нодальна площина 1	11˚	57˚	39˚
Нодальна площина 2	257˚	58˚	140˚

За допомогою моделювання сейсмічних хвиль у неоднорідному середовищі матричним методом [Малицький, 2016, Chapman, 1957], використовуючи визначений тензор сейсмічного моменту, отримано розв'язки прямої задачі для поля переміщень на вільній поверхні для станції ORCD (рис. 5). Ці дані корелюють із реальними даними на сейсмологічній станції ORCD.

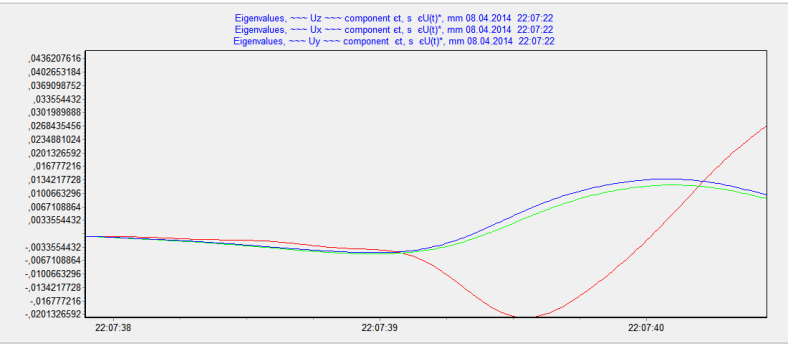


Рис. 5. Змодельоване поле переміщень для P-хвилі на станції ORCD.

Малицький Д.В. Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту // Геоінформатика. – 2010. – № 1. – С. 79–86

Малицький Д.В. Математичне моделювання в задачах сейсмології. – К.: Наукова думка. 2016. – 241 с

Малицький Д.В., Павлова А.Ю., Грицай О.Д., Асташкіна О.А., Обідіна О.О., Махніцький М.Р., Козловський Е.М. Моделі сейсмічних джерел. // Геоінформатика. – 2017. – № 2. – С. 14–23

Молотков Л. А. Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. – Санкт-Петербург: Наука. 2001. – 348 с.

Молотков Л.А. Матричный метод в теории распространения волн в слоистых упругих и жидких средах. – Ленинград: Наука. 1984. – 201 с.

Aki K., Richards P.G. Quantitative seismology, 2nd edn. Sausalito. – California: University Science books, 2002. – 520 p.

Chapman C.H. A new method for computing synthetic seismograms. // Geophys. J. R. Astron. Soc. – 1957. – V. 54. – P. 481–518

D'Amico S. Source Parameters Related to a Small Earthquake Swarm Off-Shore of Malta (Central Mediterranean). // Development in Earth Science. – 2014. – V. 2. – P. 8–13

International Federation of Digital Seismograph Networks available at https://www.fdsn.org/networks/detail/AI/

Kanao M. Seismicity in the Antarctic Continent and Surrounding Ocean.// Open Journal of Earthquake Research. – 2014. – V. 3. – P. 5–14

M. P. Plasencia Linares, M. Guidarelli, M. Russi and G. F. Panza. Investigating the Focal Mechanisms
of the August 4th, 2003, *M*w 7.6, South Orkney Islands Earthquake and its Aftershocks Sequence. // Springer International Publishing AG, part of Springer Nature 2018 S. D'Amico (ed.), *Moment Tensor Solutions*, Springer Natural Hazards, https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_17.

ТРАНСФОРМАЦІЯ ФІГУРИ ЛІТОСФЕРИ ВИКЛИКАНА ЕВОЛЮЦІЙНИМ РОЗВИТКОМ ЗЕМЛІ

Анатолій Церклевич, Євгеній Шило, Ольга Шило

Національний університет «Львівська політехніка»

Вступ

На сучасному етапі вивчення фігури Землі, варто розрізняти чотири її типи:

- фігуру планети в гідростатичному стані (в основному, теоретичні дослідження, починаючи з Ньютона), яка використовується для оцінки ізостатичного та напруженого стану Землі;
- фігуру фізичної поверхні (або геометричну фігуру), яка, стосовно Землі, описує поверхню материків і дно океану (геологи і геофізики в геодинамічних дослідженнях використовують термін «фігура поверхні літосфери»);
- динамічну фігуру, яка пов'язана з моментами інерції небесного тіла, для Землі – це тривісний еліпсоїд інерції;
- гравітаційну фігуру, яка охоплює всі маси, включаючи і водну поверхню, і характеризується основною рівневою поверхнею – геоїдом.

Щоб адекватно розуміти як відбуваються структуроутворюючі тектонічні процеси на Землі, визначати гравітаційне поле і обчислювати координати точок на земній поверхні, необхідно точно знати, як змінюється форма нашої планети і чи змінюється взагалі. Геодинамічна активність Землі нерівномірна в просторі і часі, ймовірна періодичність основних процесів геодинамічної еволюції нашої планети. Часовий масштаб геологічних явищ (мільйони і мільярди років) знаходиться далеко за межами реалізованих геодезичним методами тривалості експериментів. Ми бачимо лише те, що Земля нам показує на нескінченно малому проміжку своєї геологічної еволюції, і практично позбавлені можливості відтворити ті процеси, які хочемо вивчити. З іншого боку, факти про внутрішню будову і

еволюцію Землі, отримані різними методами геології і геофізики, укладаються у виключно складну картину динамічних явищ і тому незважаючи на тривале вивчення геологічних процесів у верхніх оболонках Землі, природа геодинамічних сил дотепер залишається гіпотетичною. Проте ці факти можна спробувати пояснити на основі певних, часто гіпотетичних припущень, у відповідності з фундаментальними законами фізики і механіки та математичного моделювання.

Методика

Фігура поверхні літосфери геометрично повернута відносно фігури геоїда і в геологічному часі орієнтація цих фігур і параметри еліпсоїдів, які їх апроксимують, змінювались. Таке розміщення фігури літосфери і фігури геоїда може створювати напруження, яке направлене на приведення розподілу мас літосфери у відповідність з фігурою геоїда. За параметрами еволюційних змін фігури поверхні літосфери, можна визначати діючі масові сили, які зумовлюють динаміку напруженого стану Землі. Для цього доцільно представляти фігуру літосфери двовісним або тривісним еліпсоїдами.

Обчислення параметрів двовісного і тривісного еліпсоїдів виконувалося на основі даних цифрової моделі поверхні Землі ETOPO1[1]. Для зазначеної моделі висоти були усереднені в межах трапецій 5°x5°. Для моделювання трансформації фігури Землі і оцінки впливу її переорієнтації на напружено-деформований стан літосфери в далекі геологічні епохи використані два варіанта наборів растрових карт палеореконструкцій розміщення материків і водної поверхні, які незалежно були створені Р. Блекі і К. Скотсом. Оскільки всі растрові зображення створені послідовно в певних кольорах, то з деякими припущеннями, знайшовши зв'язок між зображенням висот моделі ETOPO 1 і растровими картами палеореконструкцій, можна з певним наближенням перейти до цифрової моделі рельєфу поверхні (ЦМРП) літосфери Землі для геологічних епох, які прив'язані до відповідних карт із зображенням материків і водної поверхні [4].

Розглянемо тангенціальні масові сили, що виникають внаслідок зміни положення осі фігури літосфери відносно осі обертання. Введемо поняття «геоеволюційного» відхилення виска і припустимо, що тангенціальні сили пропорційні куту γ, який визначається як кут між напрямком ліній виска в минулу геологічну епоху і нинішнім напрямком в заданій точці. Зауважимо, що еліпсоїд E_L в минулому наближено представляв рівневу поверхню нашої планети. Тепер йому відповідає еліпсоїд E'_L. Зрозуміло, що розміри еліпсоїда E'_L у порівнянні з E_L змінилися, оскільки змінилася зовнішня поверхня літосфери. Відповідно, параметри еліпсоїдів E'_L і E_L не є ідентичними. Однак можемо припустити, що рівнева поверхня Землі в минулому приблизно співпадала з поверхнею E'_L і в разі такого припущення

між напрямками ліній виска (нормалями до еліпсоїдів) утворюється кут γ (рис.1).

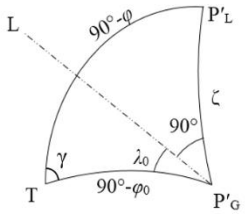


Рис. 1. Ілюстрація до визначення кута γ

Наведемо кінцеві формули для визначення тангенціальних масових сил, які діють на елементарні маси поверхневої оболонки планети за рахунок переорієнтації фізичної поверхні відносно геоїда[5]:

$$F_{\varphi} = \frac{Bg}{R}\sin 2\varphi_0 - \frac{Cg}{R}\sin 2\varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + + \frac{2Dg}{R}\cos 2\varphi_0 \sin \lambda_0; \quad (1)$$

$$F_{\lambda} = \frac{Cg}{R}\cos^2 \varphi_0 \sin 2\lambda_0 + \frac{Dg}{R}\sin 2\varphi_0 \cos \lambda_0. \quad (2)$$

де B, C, D – сталі коефіцієнти, які функціонально залежать від параметрів двовісного еліпсоїда фігури літосфери, g – середнє значення прискорення сили тяжіння, R – середній радіус Землі, φ_0 і λ_0 – широта і довгота відповідної точки.

Тепер розглянемо сили, що впливають на літосферу Землі через зміни її стиснення, що викликано сповільненням швидкості її обертання. Вважається, що форма Землі близька до рівневої поверхні потенціалу сили тяжіння (еліпсоїд обертання), що представляє собою суму гравітаційного потенціалу і потенціалу центробіжних сил. Необхідність врахування цих сил пов'язують з прискоренням або уповільненням обертання планети. Через це форма Землі не відповідає зміненій формі рівневої поверхні потенціалу сили тяжіння, і тому в літосфері можуть з'являтися додаткові тангенціальні масові сили. Розглянемо визначення цих сил згідно із теоретичними напрацюваннями М. В. Стоваса [3].

Якщо перейти від потенціалу до діючих сил, то отримаємо:

$$F = \frac{1}{3}\omega^2 r(1+3\sin^2 \varphi)^{1/2}. \quad (3)$$

Формула (3) показує загальну діючу силу, що виникає при зміні стиснення еліпсоїда обертання. На відміну від розв’язку задачі через переорієнтацію фізичної поверхні, де складовими загальної сили є сили в площині меридіану і першого вертикалу. Очевидно, що в цьому випадку доцільно розглядати одну горизонтальну (в площині меридіану) та вертикальну складову, яка спрямована вздовж нормалі до еліпсоїда (див. Рис.2). Так як складова загальної сили, що проходить дотично до першого вертикалу буде дорівнювати нулю.

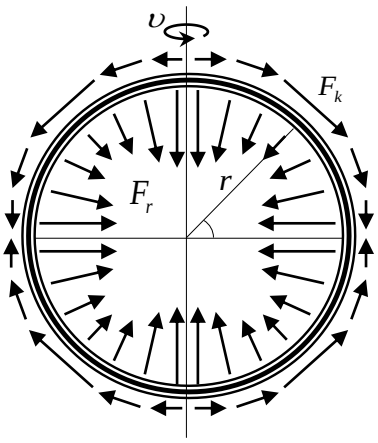


Рис. 2. Ілюстрація до визначення сил F_r і F_k

Отже, меридіональна складова запишеться, як

$$F_k = \frac{\omega^2 r\left(1 + 2(1-\alpha)^2 \sin\varphi\cos\varphi\right)}{3\left((1-\alpha)^4\cos^2\varphi + \sin^2\varphi\right)^{1/2}}, \tag{4}$$

а вертикальна

$$F_N = \frac{\omega^2 r\left((1-\alpha)^2\cos^2\varphi - 2\sin^2\varphi\right)}{3\left((1-\alpha)^4\cos^2\varphi + \sin^2\varphi\right)^{1/2}}. \tag{5}$$

Якщо трансформувати вертикальну складову з дотичної нормалі до напрямку радіус-вектора, то отримаємо

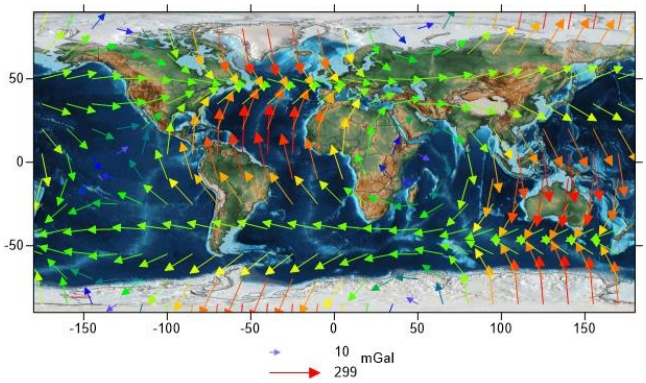
$$F_r = \frac{\omega^2 r\left((1-\alpha)^2\cos^2\varphi - 2\sin^2\varphi\right)\left((1-\alpha)^2\cos^2\varphi + \sin^2\varphi\right)}{3\left((1-\alpha)^4\cos^2\varphi + \sin^2\varphi\right)^{1/2}} \tag{6}$$

Уважно проаналізувавши запис (4) і (5), можна побачити, що: на критичних широтах (45^0) радіальна складова рівна нулю, на полюсах і екваторі рівна загальній силі F, а тангенціальна складова поводить себе навпаки – на критичних широтах дорівнює загальній силі, а на полюсах і екваторі рівна нулю. Ці вирази аналітично демонструють масові радіальні та тангенціальні сили, що виникають внаслідок флуктуацій швидкості обертання і відповідно зміни стиснення планети.

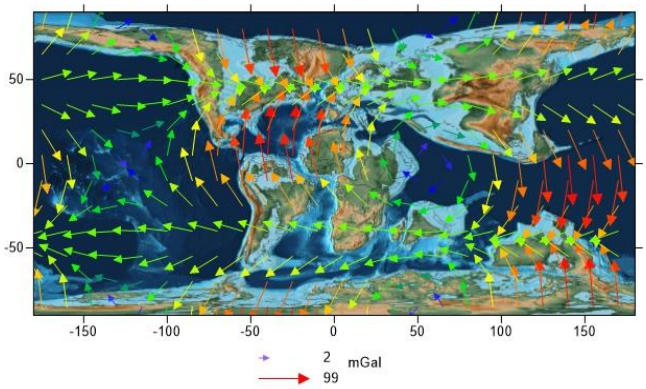
Інтерпретація результатів

Тангенціальні масові сили, що виникають внаслідок зміни положення осі фігури літосфери відносно осі обертання наведені на рис.3. Щодо розподілу поля векторів тангенціальних масових сил, то відзначимо їх узгодженість з контурами материків, тобто стрілки векторів чітко вказують на напрямки руху тектонічних плит і переміщення материків та формування океанічної поверхні в процесі еволюції Землі. Важливо тут вказати на те, що представлена нами планетарна картина розподілу векторів тангенціальних масових сил дуже добре збігається з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій за GNSS вимірами, які показані на рис.4, що взяті із сайту [https://i.ytimg.com/ vi / KxJXiV4oTx0 / maxresdefault.jpg]. Виняток становлять два материка: Північна Америка і Австралія, для яких

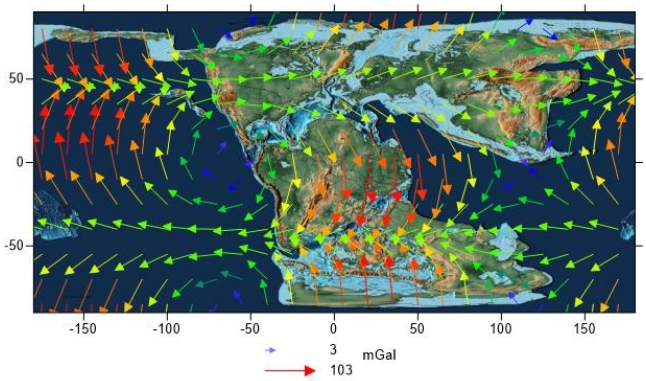
вектори переміщення перманентних станцій за GNSS вимірами мають протилежний зміст.



а



б



в

Рис.3. Карти тангенціальних масових сил на фоні материків і океанів та тектонічних плит. Стрілками показані тангенціальні сили в мілігалах *а* – теперішній час, *б* – 90 мільйонів років потому, *в* – 150 мільйонів років потому.

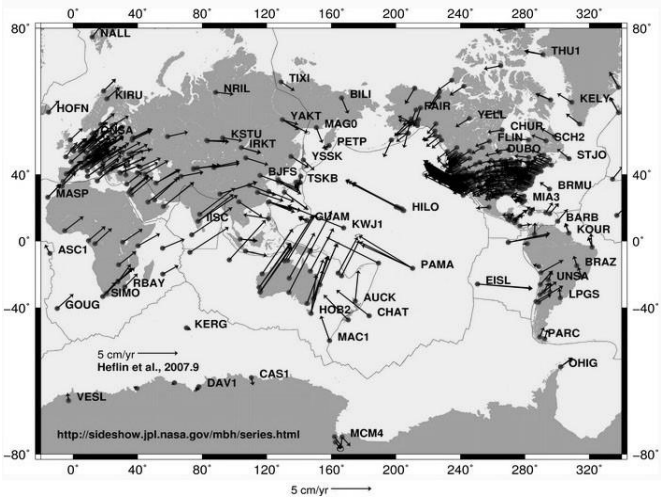


Рис.4. Картографічне зображення векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій GNSS [https://i.ytimg.com/vi/KxJXiV4oTx0/maxresdefault.jpg]

Не вдаючись в причинно-наслідкову інтерпретацію зазначених закономірностей, відзначимо, на наш погляд, ще одну важливу особливість, яка чітко проявляється у вихровому розподілі векторів тангенціальних сил в планетарному масштабі. Якщо простежити весь ланцюжок просторово-часових змін в розташуванні материків і водної поверхні на растрових картах палеореконструкций і зіставити їх з отриманими нами розподілом векторів тангенціальних масових сил (на рис.3 показані розподіл векторів тангенціальних сил тільки для деяких геологічних епох), то можна помітити, що вихрова (обертальна) спрямованість векторів є домінуючою в переміщенні літосфери Землі. Пояснює такий розподіл тангенціальних масових сил взаємне розташування двох еліпсоїдів і орієнтація малої осі еліпсоїда, що описує поверхню літосфери, відносно осі обертання. Так на рис.5, можна виявити чітку закономірність в розміщенні двох височин і знижень одного еліпсоїда над іншим. Відповідно до такого розміщенням еліпсоїдів, формується розподіл напрямків векторів тангенціальних сил, під дією яких відбувається перетікання літосферних мас з височин в напрямку зниження. Епіцентр вихрового закручування тангенціальних масових сил збігається з точкою на екваторі, де практично стикаються нульові ізолінії, що розмежовують піднесення і зниження в розподілі висот (відстаней) між поверхнями двох еліпсоїдів. Отже, внаслідок зміни орієнтації еліпсоїда, що описує літосферу, відбувається формування оновленого поля потенційних горизонтальних сил, які відповідно до збереження моменту кількості руху переміщують літосферні маси і генерують напруги та деформації в літосферній оболонці. У міру підняття деякого об’єму речовини в процесі регіонального розширення значної території відбувається зміна орієнтації фігури літосфери Землі, що призводить до генерації горизонтальних сил, спрямованих на зрівноважування симетрії щодо осі обертання. І ці сили,

прикладені до всього обсягу речовини неминуче, створюють відповідні деформації. Отже, з обертанням Землі і динамікою переорієнтації зовнішньої поверхні літосфери, очевидно, пов'язані характерні тектонічні структури планетарного масштабу.

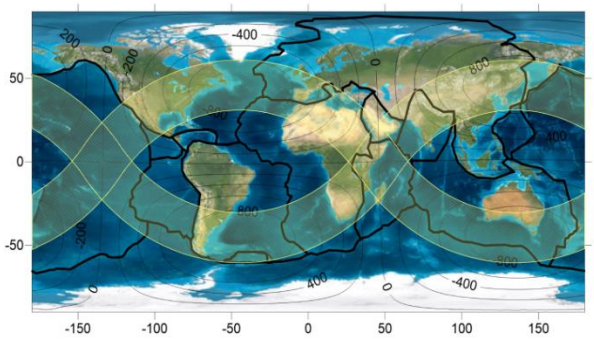


Рис. 5. Карта відстаней між еліпсоїдами. Висоти подані в метрах. Крива смуга на рисунку відповідає «тектонічному водорозділу»

Рис.6. Зони глобальних відколів на поверхні геоїда (показані крапом) в зіставленні з пізньоальпійськими глобальними диз’юнктивними системами [2]

Висновок

За результатами дослідження комп'ютерного моделювання переорієнтації фігури літосфери Землі виявлені певні закономірності, які відображають структуроутворюючі процеси. Показано, що фігура поверхні літосфери має іншу орієнтацію щодо фігури геоїда. На основі поняття "еволюційного відхилення виска" і припущення, що тангенціальні сили пропорційні куту, який визначається як кут між напрямком ліній схилу в минулий геологічну епоху і нинішнім напрямком в заданій точці, розраховані діючі горизонтальні сили у верхній оболонці планети. Обчислені поля векторів тангенціальних сил показують хорошу узгодженість з напрямком просторово-часового переміщення материків і тектонічних плит і майже повний збіг з горизонтальними складовими векторів зсувів станцій GNSS. Це переконливо свідчить про те, що літосферні маси під дією вихрових ротаційно-гравітаційних сил при їх тривалому впливі можуть набувати властивостей повзучості.

1. National Centers for Environmental Information, ETOPO1 Global Relief Model [Електронний ресурс] Режим доступу: https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/ global.html.
2. Расцветаев Л.М. Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел. // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых.– М.: Наука, 1991.– С. 137-148.
3. Стовас М.В. Избранные труды.– М.: Недра, 1975. – 153 с.
4. Церклевич А.Л. Апроксимація висот фізичної поверхні Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами / А.Л.Церклевич, О.С. Заяць, Є.О. Шило // Геодинаміка. – 2016, №1(20).– С.40-49.
5. Церклевич А.Л. Динаміка трансформації фігури Землі / А.Л.Церклевич, О.С. Заяць, Є.О. Шило //Кинематика и физика небесных тел . – 2017. – Т33. –№3. – С.54-69.

МОДЕЛЮВАННІЯ ВПЛИВУ РІЗНОЇ РЕОЛОГІЇ НА ТЕРМОМЕХАНІЧНІ ПРОЦЕСИ В ЗОНАХ СУБДУКЦІЇ

В. Фурман, О. Павлюк
Львівський національний університет імені Івана Франка.
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4.
E-mail: phis_geo@franko.lviv.ua

Структурування геологічного твердого тіла з неоднорідностями відбувається вже на самій початковій стадії деформування, коли позначаються механічно значимі неоднорідності, і, отже, у тіла як характеристику з'являється ранжирована система масштабних рівнів, що дозволяє відрізнити його від іншого такі ж по речовинній сполуці тіла, але підданому деформуванню з іншою швидкістю. Однакові по реологічним параметрах геологічні тіла в залежності від швидкості деформації і свого розміру можуть мати різні необорот-ні зміни форми при однакових, невеликих у порівнянні з межею міцності, напругах. Руйнування може починатися як при нагружении, так і при розвантаженні в залежності від розвитку реологічного процесу в часі. В рамках пружньопластичної реології вдається змоделювати явище потоншення плити, як початкову фазу механізму відриву слебів. Масові сили, пов'язані з плавучістю древніх частин океанічних слебов, мабуть, не є єдиним чинником, що визначає динамікові острівних дуг і задугових басейнів на всьому протязі їхнього розвитку.

Значну роль грають також сили, обумовлені в’язким тертям астеносферних конвективних плинів, що індукуються як самим рухом

субдукуючого слеба [1, 2], так і його охолодним впливом [3]. Ці сили забезпечують «підсмоктування» (suction) висячого крила зони субдукції до місця занурення океанічного слеба в мантію і породжують стиск в околицях острівної дуги. При стагнації океанічного слеба порушується динамічна рівновага, у результаті чого і відбувається відкочування жолоба убік океану. Це в сукупності з підсмоктуванням породжує розтягання в земній корі над зоною субдукції. Континентальна магматична дуга перетворюється в острівну дугу, у тилу якої в результаті розтягання і розсіяного спрединґу формується нова океанічна кора окраїнного моря. Утворенню окраїнного моря передує континентальний рифтинг.

Щоб описувати реальну поведінку плит в зонах субдукції, необхідно визначити адекватну реологію плити. Так, врахування пружної складової дає можливість моделю-вати вигин плити, формування переддугового прогину та інших процесів, що не опису-ються в рамках моделей з ньютоновою в'язкою реологією. У природі зустрічаються незліченні прояви в’язких пластичних деформацій, характерних для деформацій зру-шення скінченної величини, широко розповсюджених у земній корі. Але загальна сис-тема рівнянь в’язко-пластичності в цілому принципово відмінна від рівнянь в’язкого плину. Вона дає можливість описати плин твердого геологічного середовища, а не тіль-ки її рідкого компонента. Виникаючі в процесі самоорганізації структури земної кори, у свою чергу, забезпечують обмін енергією між блоковими системами різного масштабу і по-доба фізичних процесів, що протікають у них, відповідно до принципу мінімуму енергії. Диссипативні, зв'язані з реологічними явищами, структуроутворюючі процеси в такому середовищі визначаються явищами на контактних поверхнях і міжблокових проміжках Деформаційний процес відповідно до принципу мінімуму енергії з усього різноманіття неоднорідностей зв'язаний насамперед зі значимими неоднорідностями.

Моделювання проводилося з використанням пружньопластичної реології речовини кори з урахуванням пружної стисливості, на відміну від мантії, де використовува-лася в'язкопластична реологія нестислилої речовини [4–6] (за рахунок вибору коефіцієнта Пуассона ν близького до 0.5 , характерного для рідин) . Попередні результати моделю-вання показали , що глибокої субдукції плит не відбувається при реології кори, що опи-сана в рамках пластично нестислого середовища (модель Хубера - Мізеса) [7 , 8].

Метою даного дослідження є вибір відповідної моделі пластично стискуваного матеріалу, що відтворює глибоку субдукцію, що було досягнуто в аналогових експери-ментах. У всіх варіантах моделі враховується еклогітізація плити, що піддається субду-ції. Швидкість реакції переходу базальту в еклогіт недостатньо добре визначена: оцінки тривалості фазового переходу еклогітізації варіюють у межах від перших тисяч до 75 тис. років. Таким чином, швидкість переходу вважається " швидкою " порівняно з часом субдукції, що триває десятки млн. років. У

моделі враховується збільшення щільності плити за рахунок переходу габро - еклогіт що відбувається в інтервалі глибин 35-40 км; при цьому прирощення щільності задавалося в 500 кг/м3 (від 3000 до 3500 кг/м3 , що складає близько 17% мас.). Об'ємний ефект еклогітізаціі не враховувався, тобто обсяг плити приймався постійним. Постановка завдання коротко полягає в наступному. Розглядається процес конвергенції двох плит одинакової товщини (30 км) з горизонтальним розміром більше 300 км кожна, одна з яких служить нерухомим жорстким упором. Плити взаємодіють вздовж похилого контакту (під кутом 45°), що моделює поверхню аккреційного клину, який визначає зону субдукції. Ширина підстилаючої мантії приймалася рівною 670 км, верхня межа плити задається вільною поверхнею; на бічних кордонах ставиться умова літостатічного тиску. Нижня межа мантії визначена у вигляді жорсткої нерухомої основи, яка досить віддалена (глибина 420 км), щоб виключити її вплив на процес субдукції. Швидкість зближення плит (1,4см/рік) у розрахунках не змінювалася, щоб зменшити число експериментів. Розглядалися дві конфігурації субдукційної плити: з рівною основою і з базитовим "кілем " (виступом) в момент початку колізії. Для вирішення завдання механіки взаємодії деформованих, різних за механічними властивостями, тіл використовувався чисельний метод кінцевих елементів з урахуванням великих деформацій як плити, так і мантії. Деформовані області розбивалися трикутними (в мантії) і чотирикутними елементами (в корі) . Число трикутних елементів в мантії варіюється при перестроюванні сітки, при цьому задається довжина ребра елемента 2100-2400 м. При інтегруванні за часом використовується покрокова процедура з автоматичним вибором кроку Δt і уточненням рішення на кожному кроці з використанням ітераційної процедури методу Ньютона - Рафсона. Для поліпшення якості чисельного рішення крок за часом Δt обмежується значенням $\Delta t = 6000$ років.

У попередніх дослідженнях з колізії плит було використано для плити в якості першого наближення модель пружньопластичного матеріалу з критерієм плинності Хубера – Мізеса. У математичній моделі не вдалося відтворити явище глибокого занурення плити при субдукції. Головною причиною цього, є те, що в використаній моделі пластичності немає залежності пластичних деформацій від середньої напруги (тиску) в матеріалі. Більш реалістична поведінка матеріалу плити описується моделями пружньопластичного деформування порід з функцією плинності, що залежить від тиску. Поверхня плинності лінійного закону Кулона – Мора описується рівнянням

$$\alpha J_1 + \sqrt{J_2} = \frac{\bar{\sigma}}{\sqrt{3}}, \qquad (1)$$

а для параболічного закону Кулона - Мора [9] рівнянням

$$3J_2 + \sqrt{3}\beta\bar{\sigma}J_1 = \bar{\sigma}^2. \qquad (2)$$

Константи α , β , $\bar{\sigma}$ визначаються через значення коефіцієнта зчеплення c і кута внутрішнього тертя φ . У роботах з моделювання використовуються величини c в інтервалі 10^6-$2\cdot10^7$ і φ від 15° до 35° [6]. Матеріал мантії описується ідеальним пружньопластичним матеріалом Мізеса з межею плинності σ_y , які мають більш низьке значення в порівнянні з матеріалом плити. Отримані модельні конфігурації субдуційної плити і картини деформацій говорять про два критичних фактори, що визначають характер занурення: в реологічному законі і початковій конфігурації плити. У справжніх і раніше виконаних розрахунках глибоке занурення здійснювалося тільки за наявності початкової неоднорідності (потовщення) плити, що занурюється. В іншому випадку відбувається підсув і накладення двох плит, як це спостерігається , наприклад, у випадку Перуанської зони субдукції.

Таким чином, екологітізація не завжди може призводити до крутого занурення на активній околиці океан – континет. Хоча в рамках використаної моделі ми не можемо роз-глядати ефекти руйнування, скорочення товщини плити на 40%, отримане в розрахунках, дозволяє передбачати стан передруйнування плити і область можливої деструкції. Іншою особливістю отриманих рішень є виявлення зони концентрації деформацій поблизу верхньої поверхні плити на контакті з мантійним клином, що було отримано в різних варіантах моделі. Верхній шар плити, відповідний океанічній корі з наявністю водомістких опадів, мабуть, може бути сильно деформованим і проникним. Це має важливе значення для пояснення механізму перенесення і виділення летких з плити в надсубдукційний мантійний клин.

1. Ю.А. Зорин, Е.В.Скляров, В.Г. Беличенко, А.М. Мазукабзов Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 3, с. 209–226
2. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1 и 2. М., Мир, 1985, 730 с..
3. Froidevaux C., Nataf H.C.// Geologische Rundschau, 1981, v. 70, p. 166—176.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Издво СО РАН, филиал «Гео», 2001, 407 с
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
6. О. П. Полянский, С. Н. Коробейников, В. Г. Свердлова, и др. // ДАН. 2010, том 430, № 4, с. 518–522.
7. Коробейников С.Н., Ревердатто В.В., Полянский О.Пи др. // Сиб. журн. вычисл. математики. 2009. Т. 12.№ 1. С. 71–90.
8. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Свердлова В.Г.и др. // ДАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 654–658.

9. Jarrard R.D. // Rev. Geophys. 1986. V. 24. № 2.С. 217–284.

MODELING OF THE INFLUENCE OF DIFFERENT RELOLOGY ON THERMOMECHANICAL PROCESSES IN THE LAND SUBSIDIZATION ZONES

V. Fourman, O. Pavljuk

The results of mathematical design of processes of forming and development of areas of continental collision and zones of subduction, ocean and continental riftzones, were compared with data about speeds of tectonic motions, by data about the structure of the earth's crust and sial mantle, gravitational field, thermal stream.

ТЕРМОДИНАМІЧНИЙ ОПИС ТА ЕНТРОПІЯ ПРОЦЕСІВ В АКТИВНИХ ВЗАЄМОДІЮЧИХ СИСТЕМ СЕРЕДОВИЩ КОРИ ТА МАНТІЇ ЗЕМЛІ

В.В. Фурман

Львівський національний університет імені Івана Франка.
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4.
E-mail: phis_geo@franko.lviv.ua

Значному розтяганню земної кори над зоною субдукції сприяє зменшення товщини континентальної літосфери за рахунок трансформації її нижньої частини в астеносферу через зниження температури плавлення гірських порід, що відбувається в результаті надходження флюїдів із субдуючого слеба. Якщо існують сприятливі умови (наявність ослаблених зон із простяганням, близьким до простягання краю континенту), то у відкочування жолоба можуть утягуватись блоки континентальної земної кори, у результаті чого утвориться острівна дуга. Відірвані від континенту блоки кори можуть відставати у своєму русі від жолоба, що відкочується, і утворювати острова (мікроконтиненти) у межах окраїнного басейну. Горизонтальна частина стагнуючого слеба відчуває сильний опір своєму рухові, що повинно зменшити швидкість субдукції. Однак зменшення швидкості, швидше за все, має глобальний характер і може бути зв'язане зі зміною в'язкості астеносфери.

Для неоднорідностей, розміри яких порівнянні з розміром геологічних тіл, деформація з постійною швидкістю буде відбуватися без тендітного руйнування матеріалу, тобто через ефект релаксації усі виникаючі при деформуванні напруги не зможуть вирости до граничної величини. Іншими словами, для геологічного тіла можна підібрати таку низьку швидкість деформації, при якій воно руйнуватися не буде. При високій швидкості деформації додаткові непружні напруги, складаючись із пружними, приводять до збільшення твердості твердого тіла, а в деяких випадках і до

збільшення ефективної міцності матеріалу, що звичайно витлумачують як динамічну міцність. Структурування геологічного твердого тіла з неоднорідностями відбувається вже на самій початковій стадії деформування, коли позначаються механічно значимі неоднорідності, і, отже, у тіла як характеристику з'являється ранжирована система масштабних рівнів, що дозволяє відрізнити його від іншого такі ж по речовинній сполуці тіла, але підданому деформуванню з іншою швидкістю.

Геофізичні спостереження в сучасних зонах субдукції свідчать про різну геометрію занурювання плит в верхні шари мантії на рівні 100-150 км. Головними силами, що діють у зоні субдукції, є повільні конвективні течії в підлітосферній мантії і затягування в мантію слеба плити, що занурюється. Залежно від швидкості конвергенції, віку літосфери і напряму руху плит, що взаємодіють, виділяють кілька типів зон субдукції.

В основному нахил плит, які занурюються збільшується з глибиною, досягаючи вертикального положення (наприклад, Маріанська зона субдукції). Однак плита може виположуватись під континентом (наприклад, Перуанська зона субдукції), в цьому випадку здійснюється полога субдукція або підсув. На підставі цього виділяються два основних типи субдукції при зіткненні двох океанічних плит або океанічної і континентальної плит. У разі субдукції Маріанського типу океанічна плита круто (майже вертикально) занурюється в мантію; в разі субдукції Андійского типу океанічна плита занурюється полого і простежується під континентом [5, 6, 11]. Тому метою даного дослідження є проведення аналізу різних підходів із моделювання термомеханічних процесів в активних зонах субдукції із врахуванням різної реології порід кори Землі в таких ділянках нашої планети.

Щоб описувати реальну поведінку плит в зонах субдукції, необхідно визначити адекватну реологію плити [1, 2]. Так, врахування пружної складової дає можливість моделювати вигин плити, формування переддугового прогину та інших процесів, що не описуються в рамках моделей з ньютоновою в'язкою реологією. Однакові по реологічним параметрах геологічні тіла в залежності від швидкості деформації і свого розміру можуть мати різні необоротні зміни форми при однакових, невеликих у порівнянні з межею міцності, напругах. Руйнування може починатися як при нагружении, так і при розвантаженні в залежності від розвитку реологічного процесу в часі. В рамках пружньопластичної реології вдається змоделювати явище потоншення плити, як початкову фазу механізму відриву слебів. Масові сили, пов'язані з плавучістю древніх частин океанічних слебов, мабуть, не є єдиним чинником, що визначає динамікові острівних дуг і задугових басейнів на всьому протязі їхнього розвитку [8, 10, 16].

У природі зустрічаються незліченні прояви в’язких пластичних деформацій, характерних для деформацій зрушення скінченної величини,

широко розповсюджених у земній корі. Але загальна система рівнянь в'язко-пластичності в цілому принципово відмінна від рівнянь в'язкого плину. Вона дає можливість описати плин твердого геологічного середовища, а не тільки її рідкого компонента. Структурні особливості розламів різного типу можна вивчити в рамках моделі твердого тіла [4, 5]. Сам момент утворення розламу звичайно зв'язують із пружним процесом руйнування, що відбувається на тлі накопичених в'язких-пластичних деформацій.

Одним з головних процесів, що викликають напружений стан у земній корі і мантії, є термогравитаційна нестійкість речовини мантії до глибин 2900 км. Рішення таких задач зв'язано з залученням нових геодинамических моделей твердого геологічного тіла з неоднорідностями, що враховують зсувну твердість міжблокових проміжків. Як відомо, у випадку деформування твердого геологічного середовища з неоднорідностями виникає динамічна структура, характерні розміри якої залежать від масштабу і швидкості деформації [12, 14]. Ці вторинні структури здатні запасати механічну енергію і продовжувати деформаційні процеси при припиненні впливу. Виникнення внутрішньої блокової структури додає твердому середовищу нові ступені волі і велику рухливість. Під дією напружень відбувається руйнування земної кори, розвиваються процеси трыщиноутворення, розшарування, разломоутворення, утворюються нові структури руйнування. Розвиток розламів і міжблокових проміжків забезпечує безперервний процес деформування блокових структур земної кори. Вони енергонасичені – у блоках на неоднорідностях здатна накопичуватися пружна енергія, що забезпечує розвиток динамічних процесів. Виникаючі в процесі самоорганізації структури земної кори, у свою чергу, забезпечують обмін енергією між блоковими системами різного масштабу і подоба фізичних процесів, що протікають у них, відповідно до принципу мінімуму енергії. Диссипативні, пов'язані з реологічними явищами, структуроутворюючі процеси в такому середовищі визначаються явищами на контактних поверхнях і міжблокових проміжках. Еволюція будь-якої розломної зони характеризується визначеною послідовністю появи і розвитку пластичних і розривних деформацій. На момент закладення зони в її межах формуються плыкативні структури, а надалі – переважно розривні. Деформаційний процес відповідно до принципу мінімуму енергії з усього різноманіття неоднорідностей зв'язаний насамперед зі значиними неоднорідностями. Значну роль грають також сили, обумовлені в'язким тертям астеносферних конвективних плинів, що індукуються як самим рухом субдукуючого слеба [3], так і його охолодженим впливом [1, 7, 13]. Ці сили забезпечують «підсмоктування» (suction) висячого крила зони субдукції до місця занурення океанічного слеба в мантію і породжують стиск в околицях острівної дуги (рис. 1, А). При стагнації океанічного слеба порушується динамічна рівновага, у

результаті чого і відбувається відкочування жолоба убік океану. Це в сукупності з підсмоктуванням породжує розтягання в земній корі над зоною субдукції. Континентальна магматична дуга перетворюється в острівну дугу, у тилу якої в результаті розтягання і розсіяного спредингу формується нова океанічна кора окраїнного моря (див. рис. 1, Б). Утворенню окраїнного моря передує континентальний рифтинг.

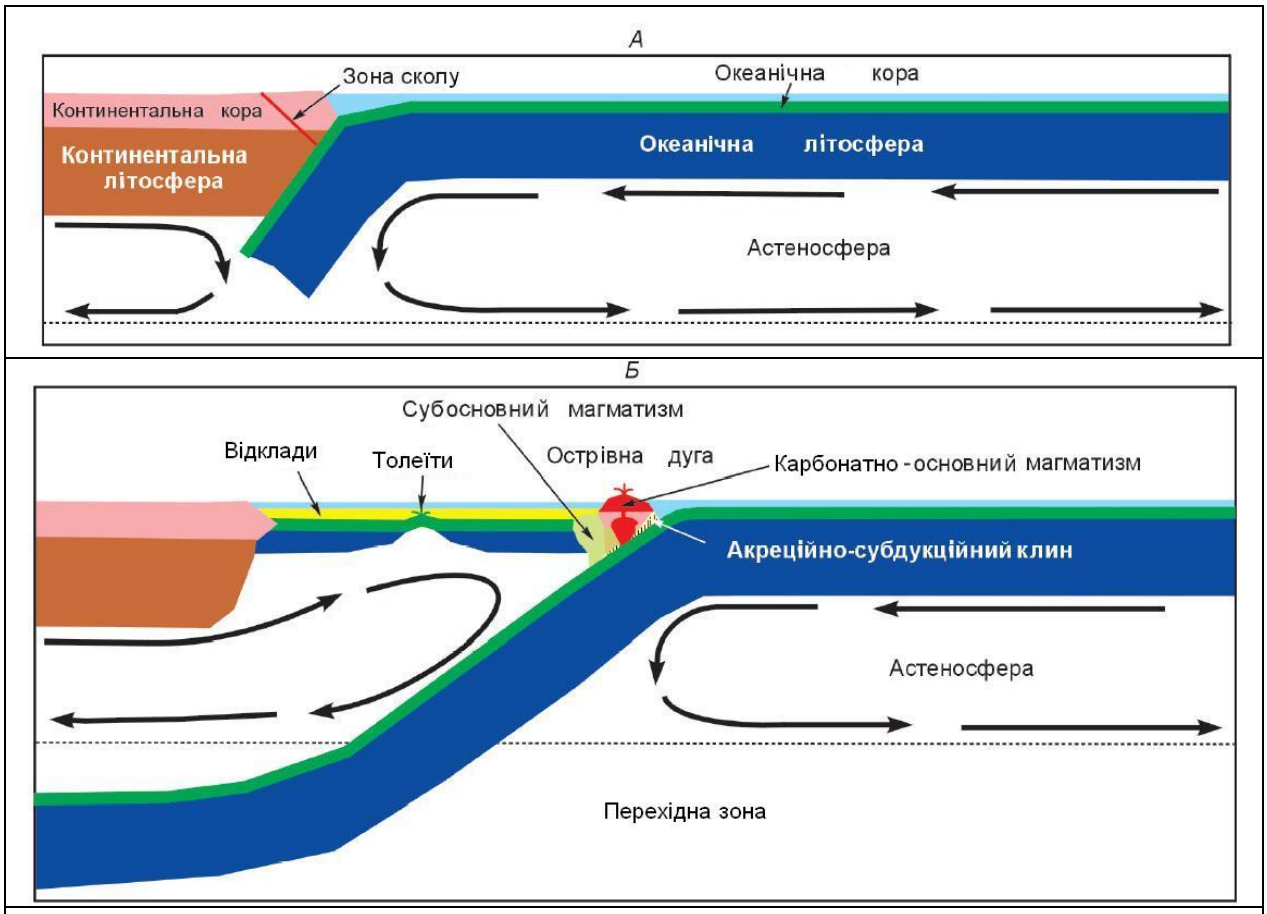


Рис. 1. Стадії розвитку острівної дуги й окраїнного басейну [3]. А — субдукція океанічного слеба під континент без стагнації, стиск земної кори над зоною субдукції; Б — стагнація слеба, відкочування жолоба убік океану, розтягання кори над зоною субдукції й утворення острівної дуги й окраїнного басейну.

Так чи інакше, уповільнення субдукції веде до збільшення часу перебування похилої частини слеба у верхній мантії і до його трохи більшого розігріву за рахунок теплообміну з навколишнім середовищем [8–10, 14, 16]. Розігрів же приводить до збільшення середньої щільності похилої частини слеба. Збільшення масової сили, що діє на цю частину слеба, може привести до її відриву від горизонтальної (стагнаційної) його частини. Слеб почне занурюватися в нижню мантію, кут його нахилу збільшиться, і відкочування жолоба убік океану переміниться його рухом убік континенту. Розтягання в окраїнному морі переміниться стиском і море почне закриватися (див.рис. 2, В). Основну роль у стиску грають сили

підсмоктування, що обумовлюють зближення континенту з острівною дугою.Закриття задугового моря може здійснюватися як шляхом виникнення вторинних зон субдукції, що мають різну полярність, так і без їхнього виникнення. Через різницю в деформаційних властивостях кори і мантії при подальшому стиску мантійна частина літосфери острівної дуги й окраїнного басейну повинна відшаровуватися від земної кори, відриватися від неї і занурюватися у верхню мантію (див. рис. 1, В). При цьому мантійна літосфера заміщається астеносферою, що приводить до збільшення теплового потоку. У результаті стиску на місці системи острівна дуг - окраїнний басейн утвориться колізійно-акреційний ороген, що нарощує континент (див. рис. 2, Г).

Під сучасними острівними дугами товщина земної кори складає 35—40 км, а під окраїнними морями вона звичайно не перевищує 15 км, з яких 7—9 км приходиться на океанічну кору і 5—8 км — на осадову товщу.

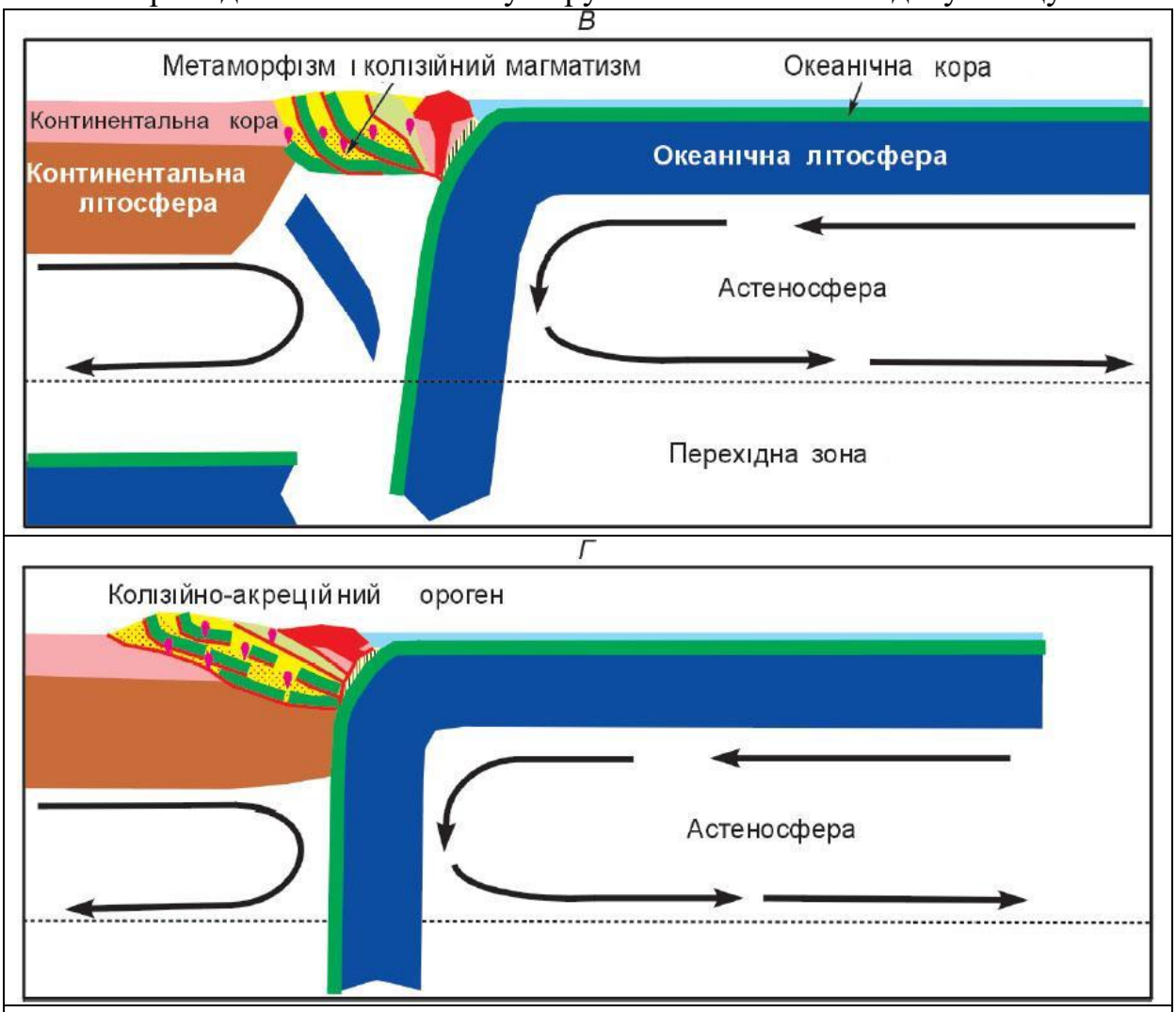


Рис. 2. Стадії розвитку острівної дуги й окраїнного басейну [3]. В — відрив слеба від його стагнаційноїй частини і занурення слеба в нижню мантію, стиск і потовщення кори окраїнного басейну й острівної дуги; Г — подальший стиск і насув колізійно-акреційного орогена на континент.

Для перетворення системи острівна дуг-окраїнне море в колізійно-акреційний ороген необхідно, щоб товщина земної кори досягла 45—50 км, тобто під острівною дугою вона повинна збільшитися в 1.2—1.5 рази, а під окраїнним морем — у 3—3.5 рази. Виходячи з ідеї про збереження обсягу земної кори, потрібно думати, що в стільки ж раз при стиску повинні скоротитися ширина острівної дуги і ширина окраїнного моря. Таким чином, кора окраїнного басейну повинна деформуватися в набагато більшому ступені, чим островодугова. Потовщення земної кори при стиску відбувається за рахунок складчастості і головним чином за рахунок утворення насувань з порівняно невеликою товщиною пластин (thin skin tectonics). При рухах по таких насуваннях у задуговому басейні можуть експонуватися фрагменти океанічної кори його основи (див. рис. 2, В). Такі офіоліти, природно, не маркірують границі яких-небудь терейнів, а просто віддображають часткові деформації кори окраїнних морів. При стовщенні кори в результаті її деформації частина осадових порід задугового басейну попадає на глибини, що відповідають низам кори, де ці породи в умовах підвищеного теплового потоку метаморфізуються, і з них виплавляються граніти колізійної стадії. При подальшому стиску метаморфізовані породи колізійно-акреційного орогена можуть насуватися на континент (див. рис. 2, Г). Таке насування, як буде показано нижче, відбувається вже по єдиному детачменту (thick skin tectonics). Стиск колізійно-акреційного орогена повинний продовжуватися доти, поки субдукуючий слеб занурюється в нижню мантію без стагнації в перехідній зоні. Відсутність стагнації зменшує опір рухові слеба, і швидкість субдукції збільшується. При цьому зменшується ступінь його розігріву за рахунок теплообміну з верхньою мантією, і знову виникають умови для збереження олівіну в метастабільному стані, що може привести до стагнації слеба і відкочуванню жолоба. Таким чином, чергування періодів утворення острівних дуг і розкриття задугових морів з періодами закриття цих морів і формуванням колізійно-акреційних орогенов може бути пов'язане відповідно зі збільшенням і зі зменшенням швидкості субдукції древньої океанічної літосфери. При цьому зміна швидкості субдукції повинне мати глобальний характер, тому що спостерігається зразкова синхронність цих періодів на величезних площах. Так, утворення острівних дуг у венді-ранньому кембрії і наступний ордовицький орогенез відбувалися практично одночасно у всій Центральній Азії [2, 3, 8]. Зміна швидкості субдукції зв'язано зі зміною висоти й обсягу серединно-океанічних хребтів: при її збільшенні хребти ростуть, а при зменшенні — їхній обсяг зменшується. Це явище повинне приводити до чергування трансгресій і регресій океану. Основною причиною утворення сучасних острівних дуг і задугових басейнів є відкочування жолоба (rollback) убік океану внаслідок послідовного занурення в мантію ділянок товстого і холодного океанічного слеба, що володіє негативною плавучістю. При стагнації океанічного слеба

порушується динамічна рівновага в субдукціній системі, що приводить до збільшення швидкості відкочування жолоба. У результаті континентальна магматична дуга трансформується в острівну дугу, у тилу якої формується нова океанічна кора окраїнного моря. Подальший розвиток субдукційного процесу може приводити до деформацій острівної дуги і задугового басейну і причленюванню складних покривно-складчастих структур за участю задугових і островодужних породних комплексів до континенту (акреція і колізія) навіть без участі великих взаємодіючих блоків. На основі аналізу сучасних представлень про механізм утворення острівних дуг і задугових басейнів пропонується більш строгий підхід до палеогеодинамічних реконструкцій Саяно-Байкальської складчастої області. Застосування такої моделі для цієї області показує, що окраїнні басейни рифея і венда— раннього палеозою вігравали набагато більш істотну роль у формуванні геологічної структури даної області, чим це вважалося раніше. Ці басейни були основним місцем нагромадження осадових і осадочно-вулканогенних товщ, а в наступному — ареною прояву колізійно-акреційних подій: складчастості, метаморфізму і гранітоїдного магматизму.

Моделювання проводилося з використанням пружньопластичної реології речовини кори [6] з урахуванням пружної стисливості, на відміну від мантії (рис.3), де використовувалася в'язкопластична реологія нестислилої речовини (за рахунок вибору коефіцієнта Пуассона ν близького до 0.5 , характерного для рідин) . Попередні результати моделювання показали , що глибокої субдукції плит не відбувається при реології кори, що описана в рамках пластично нестислого середовища (модель Хубера - Мізеса) [4–6].

1. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск, Издво СО РАН, филиал «Гео». – 2001. – 407 С.
2. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии //Геол. и геоф. – 2007. – Т. 48 (1) . – С. 93–108.
3. *Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга – задуговый бассейн и геодинамика Саяно–Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое//Геол. и геоф. – 2009, Т. 50. – № 3. – С. 209–226.
4. *Коробейников С.Н., Ревердатто В.В., Полянский О.П. и др.* Компьютерное моделирование поддвига и субдукции при столкновении плит //Сиб. журн. вичисл. математики. – 2009. – Т. 12. – № 1. – С. 71–90.
5. *Коробейников С. Н., Ревердатто В. В., Полянский О. П., Свердлова В. Г., Бабичев А. В.* О влиянии вибора реологического закона на результаты компьютерного моделирования субдукции плит //Сиб. журн. вичисл. матем. – 2011. – Т.14, .№ 1. С. 71–90

6. *Полянский О. П., Коробейников С. Н., Свердлова В. Г., и др* Влияние реологии коры на характер субдукции плит по результатам математического моделирования//ДАН. – 2010. – Т. 430. – № 4. – С. 518–522.
7. *Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1 и 2. М. . – Мир. – 1985. – 730 С.
8. *Трубицин В.П., Баранов А.А., Харибин Е.В.* Численные модели субдукции океанической кори с базальтовыми плато//Физика Земли. – 2007. – № 7. – С. 3–13.
9. *Doglioni C.* Subduction kinematics and dynamic constraints//Earth Sci. Revs. – 2007. – V. 83. – P. 125–175.
10. *Choi E., Lavier L., Gurnis M.* Thermomechanics of mid-ocean ridge segmentation//Phys. Earth and Plan. Inter. . – 2008. – V.171. – P. 374-386
11. *Faccenda M., Minelli G., Gerya T.V.* Coupled and decoupled regimes of continental collision: Numerical modeling//Earth and Plan. Sci. Let. . – 2009. – V. 278. – P. 337-349
12. *Farhad Sobouti1, Jafar Arkani-Hamed* Thermo-mechanical modeling of subduction of continental lithosphere//Phys. Earth and Plan. Inter. . – 2002. – V. 131. – P. 185–203
13. *Froidevaux C., Nataf H.C.* Continental drift: what is driving mechanism?//Geologische Rundschau. – 1981. – V. 70. – P. 166–176.
14. *Insergueix D., Dupeyrat L., Menvielle M., Tric E.* Dynamical and thermal structure of a subduction zone: influence of slab geometry on the convective state of the Earth's upper mantle; preliminary results//Phys. Earth and Plan. Inter . – 1997. – V.99. – P.231–247
15. *Jarrard R.D.* Relations among subduction parameters//Rev. Geophys. – 1986. – V. 24. – № 2. – P. 217–284.
16. *Mishin Y. A., Gerya T. V., Jean-Pierre Burg, et, all* Dynamics of double subduction: Numerical modeling//Phys. Earth and Plan. Inter. – 2008. – V.171. – P. 280– 295

THERMODYNAMIC DESCRIPTION AND ENTROPY OF PROCESSES OF INTERACTING SYSTEMS ACTIVE MEDIA OF THE EARTH CRUST AND MANTLE

V. Fourman

The open and reserved systems are fundamental concepts in thermodynamics and reflect two extreme cases in conformities to law of mutual relations of the physical system and environment.

ТРУДНОЩІ ОПИСУ КЛІМАТИЧНИХ СЦЕНАРІЇВ ЗЕМЛІ ТА ЇХ МОДЕЛЮВАННЯ

В. Фурман

Львівський національний університет ім. І.Франка, кафедра фізики Землі,
Львів, вул Грушевського 4.
Email: fourman@franko.lviv.ua

Серед глобальних екологічних проблем, на перше місце світове співтовариство ставить зміну клімату [1, 2]. Зміна клімату в історії людства – одна із самих важливих і разом з тим найбільш природна характеристика природного середовища. За 200 млн. років клімат Землі безупинно мінявся, але ніколи це не відбувалося настільки швидко, як в сучасний час. За останнє сторіччя клімат на землі потеплішав на 0,5°С – факт безпрецедентний у геологічній історії нашої планети. Глобальний клімат – складна система, де поступове нагромадження кількісних змін може привести до несподіваного якісного стрибка з непередбачуваними наслідками процесів у всій клімато-екологічній системі. До даного часу найкраще вивчені й описані аеро- і гідродинамічні процеси, які породжені сонячним опроміненням Землі [3]. Фактично мова йде про роботу гігантської теплової машини, яка надає руху величезним масам повітря і води за рахунок нерівномірного нагрівання поверхні Землі. З одного боку, науки про Землю уже виробили досить повне представлення про основні фактори, що диктують зміни земного клімату. Ці представлення грунтуються як на спостережуваних даних, так і на теоретичних моделях. З іншого боку, характеристики окремих зв'язків у природі кількісні і навіть саме існування деяких зв'язків ще недостатньо визначено, щоб упевнено передбачити кліматичні зміни. Причиною невизначенності служить як недостача спостережливих даних, так і високий ступінь саморегулювання в природній системі Землі [4]. Ця система демонструє нам гігантські потоки тепла, океанської води, повітря, атмосферної вологи, солі і т.п., але в той же час "ховає" якісь деталі механізмів самоорганізації, малі в порівнянні з тими, що спостерігаються потоками, але істотні для визначення напрямів протікання та інтенсивності кліматичних процесів (трендів) [1, 5]. Проблеми відтворення і прогнозу змін клімату, на відміну від класичних проблем фізики, мають свою особливість: вони не допускають прямого фізичного експерименту. Більш того, у силу специфічних характеристик кліматичної системи (наприклад, атмосфера й океан – це тонкі плівки), лабораторні експерименти представляються також досить проблематичними. Для детального вивчення реальної кліматичної системи є лише обмежений набір параметрів траєкторії системи довжиною в кілька десятків років, протягом яких проводилися досить повні натурні виміри.

Глобальні кліматичні зміни дуже складні, тому сучасна наука не може дати однозначної відповіді, що ж нас очікує в найближчому майбутньому. Існує безліч сценаріїв розвитку ситуації, але приведем кілька найважливіших з них.

Глобальне потепління буде відбуватися поступово. Земля дуже велика і складна система, що складається з великої кількості зв'язаних між собою структурних компонентів. На планеті є рухлива атмосфера, рух повітряних мас якої розподіляє теплову енергію по широтах планети, на Землі є величезний акумулятор тепла і газів – Світовий океан (океан накопичує в 1000 разів більше тепла, чим атмосфера) Зміни в такій складній системі не можуть відбуватися швидко. Пройдуть сторіччя і тисячоріччя, перш ніж можна буде судити про скільки-небудь відчутну зміну клімату.

Глобальне потепління буде відбуватися відносно швидко. Самий «популярний» у даний час сценарій. За різними оцінками за останні сто років середня температура на нашій планеті збільшилася на 0,5-1°С, концентрація – CO_2 зросла на 20-24 %, а метану на 100%. У майбутньому ці процеси одержать подальше продовження і до кінця XXI століття середня температура поверхні Землі може збільшитися від 1,1 до 6,4°С, у порівнянні з 1990 роком (за прогнозами IPCC від 1,4 до 5,8°С). Подальше танення Арктичних і Антарктичних льодів може прискорити процеси глобального потепління через зміну альбедо планети. За твердженням деяких учених, тільки крижані шапки планети за рахунок відображення сонячного випромінювання прохолоджують нашу Землю на 2°С, а покриваючу поверхню океану лід істотно сповільнює процеси теплообміну між відносно теплими океанічним водами і більш холодним поверхневим шаром атмосфери. Крім того, над крижаними шапками практично немає головного парникового газу – водяної пари, тому що він виморожений. Якщо рівень Світового океану надалі буде підніматися з такою же швидкістю, то до кінця XXI століття сумарний підйом його рівня складе 30 - 50 см, що викликає часткове затоплення багатьох прибережних територій, особливо багатонаселеного узбережжя Азії. Крім підвищення рівня Світового океану глобальне потепління впливає на силу вітрів і розподіл опадів на планеті. У результаті на планеті виросте частота і масштаби різних природних катаклізмів (шторми, урагани, посухи, повені). В даний час від посухи страждає 2% усієї суші, за прогнозами деяких учених до 2050 року посухою буде охоплене до 10% усіх земель материків. Крім того, зміниться розподіл кількості опадів по сезонах.

Глобальне потепління в деяких частинах Землі переміниться короткочасним похолоданням. Відомо, що одним з факторів виникнення океанічних плинів є градієнт (різниця) температур між арктичними і тропічними водами. Танення полярних льодів сприяє підвищенню температури Арктичних вод, а виходить, викликає зменшення температурної різниці між тропічними й арктичними водами, що у майбутньому приведе до уповільнення плинів. Одним з найвідоміших теплих плинів є Гольфстрім, завдяки якому в багатьох країнах Північної Європи середньорічна температура на 10 градусів вище, ніж в інших аналогічних кліматичних зонах Землі. Зрозуміло, що зупинка цього

океанічного конвеєра тепла дуже сильно вплине на клімат Землі. Уже зараз плин Гольфстрім, стало слабкіше на 30% у порівнянні з 1957 роком. Математичне моделювання показало, щоб цілком зупинити Гольфстрім досить буде підвищення температури на 2-2,5 градуса. В даний час температура Північної Атлантики вже прогрілася на 0,2 градуси в порівнянні з 70-ми роками. У випадку зупинки Гольфстріму середньорічна температура в Європі до 2010 року понизиться на 1 градус, а після 2010 року подальший ріст середньорічної температури продовжиться. Інші математичні моделі «обіцяють» більш сильне похолодання Європі. Згідно цим математичним розрахункам повна зупинка Гольфстріму відбудеться через 20 років, у результаті чого клімат Північної Європи, Ірландії, Ісландії і Великобританії може стати холодніше сьогодення на 4-6 градусів, підсиляться дощі й участяться шторми. Похолодання торкнеться також і Нідерланди, Бельгію, Скандинавію і північ європейської частини Росії. Після 2020-2030 року потепління в Європі відновиться по сценарію **№2**.

Глобальне потепління переміниться глобальним похолоданням. \Зупинка Гольфстріму й інше океанічних викликає глобальне потепління на Землі і настання чергового льодовикового періоду.

Парникова катастрофа. Парникова катастрофа - самий «неприємний» сценарій розвитку процесів глобального потепління. Ріст середньорічної температури на Землі, унаслідок збільшення в атмосфері Землі змісту антропогенного CO_2, викликає перехід в атмосферу розчиненого в океані CO_2, а також спровокує розкладання осадових карбонатних порід з додатковим виділенням вуглекислого газу, що, у свою чергу, підніме температуру на Землі ще вище, що спричинить за собою подальше розкладання карбонатів, що лежать у більш глибоких шарах земної кори (в океані утримується вуглекислого газу в 60 разів більше, ніж в атмосфері, а в земній корі майже в 50 000 разів більше). Льодовики будуть інтенсивно танути, зменшуючи альбедо Землі. Таке швидке підвищення температури буде сприяти інтенсивному надходженню метану з вічної мерзлоти, що тане, а підвищення температури до 1,4-5,8 С к кінцеві сторіччя буде сприяти розкладанню метангідратів (льодистих сполук води і метану), зосереджених переважно в холодних місцях Землі.

Якщо врахувати, що метан, є в 21 разів більш сильним парниковим газом, ніж CO_2 , ріст температури на Землі буде катастрофічним. Щоб краще представити, що буде з Землею найкраще звернути увагу на нашого сусіда по сонячній системі – планету Венера. При таких же параметрах атмосфери, як на Землі, температура на Венері повинна бути вище земної усього на 60°С (Венера ближче Землі до Сонця) тобто бути в районі 75°С, а у реальності ж температура на Венері майже 500°С. Більшість карбонатних і сполук, що метано-вмістні, на Венері давним давно були зруйновані з виділенням вуглекислого газу і метану. В даний час атмосфера Венери

складається на 98% із CO_2, що приводить до збільшення температури планети майже на 400°С.

Якщо глобальне потепління піде по такому ж сценарію, як на Венері, то температура приземних шарів атмосфери на Землі може досягти 150°С. Підвищення температури Землі навіть на 50°С поставить хрест на людській цивілізації, а збільшення температури на 150°С викликає загибель майже всіх живих організмів планети. По оптимістичному сценарію, якщо кількість CO_2, що надходить в атмосферу, залишиться на колишньому рівні, то температура 50°С, на Землі установиться через 300 років, а 150°С через 6000 років. На жаль, прогрес не зупинити, з кожним роком обсяги викидів CO_2 тільки ростуть. По реалістичному сценарію, відповідно до якого викид CO_2 буде рости з такою же швидкістю, подвоюючись кожні 50 років, температура 50°С на Землі вже установиться через 100 років, а 150°С через 300 років

Урагани в США, посуха в Австралії, аномальне жарке літо в Європі, катастрофічні зливи і повені на мрячному Альбіоні – список можна ще продовжити. От тільки деякі приклади наслідків кліматичних змін. Екстремальні природні явища б'ють усі рекорди практично у всіх регіонах світу. А природні катаклізми спричиняють економічні наслідки. З кожним роком збиток від стихійних лих зростає. Якого ж наслідку може викликати глобальне потепління?

- **Зміна частоти й інтенсивності випадання опадів.** У цілому клімат на планеті стане більш вологим. Але кількість опадів не пошириться по Землі рівномірно. У регіонах, що і так на сьогоднішній день одержують достатню кількість опадів, їхнє випадання стане інтенсивніше. А в регіонах з недостатнім зволоженням почастішають посушливі періоди.
- **Підвищення рівня моря.** Протягом XX століття середній рівень моря підвищився на 0,1-0,2м. За прогнозами вчених за XXI століття підвищення рівня моря складе до 1 м. У цьому випадку найбільш уразливими виявляться прибережні території і невеликі острови. Такі держави як Нідерланди, Великобританія, а також малі острівні держави Океанії і Карибського басейну першими підпадуть під небезпеку затоплення. Крім цього будуть частішими високі припливи, підсилиться ерозія берегової лінії..
- **Загроза для екосистем і біорізноманіття.** Види і екосистеми вже почали реагувати на зміну клімату. Мігруючі види птахів стали раніш прилітати навесні і пізніше летіти восени. Існують прогнози зникнення до 30-40% видів рослин і тварин, оскільки їхнє середовище проживання буде змінюватися швидше, ніж вони можуть пристосуватися до цих змін. При підвищенні температури на 1 °С прогнозується зміна видового складу лісу. Ліси є природним нагромаджувачем вуглецю (80% усього вуглецю в земній рослинності і близько 40% вуглецю в ґрунті). Перехід

від одного типу лісів до іншого буде супроводжуватися виділенням великої кількості вуглецю.

- **Танення льодовиків.** Сучасне заледеніння Землі можна вважати одним із самих чуттєвих індикаторів глобальних змін, що відбуваються. Супутникові дані показують, що, починаючи з 1960-х рр., відбулося зменшення площі сніжного покриву приблизно на 10%. З 1950-х рр. у Північній півкулі площа морського льоду скоротилася майже на 10-15%, а товщина зменшилася на 40%. Товща Гімалайських льодів тане зі швидкістю 10-15 м у рік. При нинішній швидкості цих процесів дві третини льодовиків Китаю зникнуть до 2060 р., а до 2100 усі льодовики стануть остаточно. Прискорене танення льодовиків створює ряд безпосередніх погроз людському розвиткові. Для густонаселених гірських і передгірних територій особливу небезпеку представляють лавини, затоплення або, навпаки, зниження повноводості рік, а як наслідок - скорочення запасів прісної води.
- **Сільське господарство.** Вплив потепління на продуктивність сільського господарства неоднозначний. У деяких районах з помірним кліматом врожайність може збільшитися у випадку невеликого збільшення температури, але знизиться у випадку значних температурних змін. У тропічних і субтропічних регіонах врожайність у цілому, за прогнозами, буде знижуватися. Самий серйозний удар може бути нанесений найбіднішим країнам, найменш усього готовим пристосуватися до змін клімату. За даними МГЕІК, до 2080 р. число людей, що зіштовхуються з погрозою голоду, може збільшитися на 600 млн.чол., що вдвічі більше числа людей, що сьогодні живуть у бідності в Африці до півдня від Сахари.
- **Водоспоживання і водопостачання.** Одним з наслідків кліматичних змін може стати нестача питної води. У регіонах з посушливим кліматом (Центральна Азія, Середземномор'я, Південна Африка, Австралія і т.п.) ситуація ще більш збільшитися через скорочення рівня випадання опадів. Через танення льодовиків істотно знизиться стік найбільших водних артерій Азії – Брахмапутри, Гангу, Хуанхе, Інду, Меконгу, Салуена і Янцзи. Нестача прісної води торкнеться не тільки здоров'я людей і розвитку сільського господарства, але також підвищить ризик політичних розбіжностей і конфліктів за доступ до водних ресурсів.
- **Здоров'я людини.** Зміна клімату, за прогнозами вчених, приведе до підвищення ризиків для здоров'я людей, насамперед менш забезпечених шарів населення. Так, скорочення виробництва продуктів харчування неминуче приведе до недоїдання і голоду. Аномально високі температури можуть привести до загострення сердечносудинних, респіраторних і інших захворювань. За даними Всесвітньої організації охорони здоров'я, додаткова смертність у європейських країнах від

теплових хвиль у серпні 2003 р. у Великобританії склала 2045 чоловік, у Франції – 14802, в Італії – 3134, у Португалії – 2099.

Підвищення температури може привести до зміни географічного поширення різних видів, що є переносниками захворювань. З підвищенням температури ареали теплолюбних тварин і комах (наприклад, енцефалітних кліщів і малярійних комарів) будуть поширюватися північніше, у той час як люди, що населяють ці території, не будуть мати імунітету до нових захворювань.

Однак подальший розвиток таких процесів досить важко прогнозувати через невизначеність реакції температури приземного шару на зміни густини хмар, їхньої висоти, вологості, температури, фазового стану і розподілу часток по розмірам у різних шарах атмосфери, як середовище де реалізується кліматичне моделювання. У цьому полягає одна з найважливіших невизначеностей сучасних моделей клімату. В даний час кліматичні моделі інтенсивно розвиваються завдяки удосконалюванню обчислювальної техніки. Цей “паралелізм” у розвитку необхідний для розуміння механізмів, відповідальних за відтворення різних кліматичних характеристик. Обробка результатів чисельних експериментів по створенню моделі сучасного клімату в рамках міжнародних програм показала: основні характеристики, отримані за допомогою різних моделей і потім усереднені по всьому наборі моделей, виявляються ближче до спостерігача реально, чим характеристики, отримані за допомогою окремих, навіть кращих моделей. Прогрес у розвитку обчислювальної техніки дає можливість будувати усе більш точні моделі конкретних фізичних процесів і тим самим не тільки удосконалювати моделі клімату і технології прогнозу погоди, але і формулювати нові задачі і нові вимоги до обчислювальних систем.

[1] Дымников В.П., и др.. Моделирование климата и его изменений. – В: «Совр. проблемы выч. математики и мат. моделирования», М.: Наука (2005) 38.

[2]. Гейнц Е. Изменения климата в истории времени.//Екология и жизнь (2001) 52.

[3]. Фурман В.В. Екосистеми Землі як проблема фізики. Збірник тез Міжнародної наукової конференції "Фізичні методи в екології, біології та медицині", (Львів- Ворохта, 2008) Львів: Вид-во ЛНУ ім. І. Франка (2008). С.63.

[4]. U. Cubasch et al. Simulation of the role of solar and orbital forcing on climate//Adv.. in Space Res. 37 (2006) 1629.

[5]. U. Berger. Modeling of middle atmosphere dynamics with LIMA//J. of Atm. and Solar-Terrestrial Phys. 70 (2008) 1170–1200

DIFFICULTY IN DESCRIBING THE CLIMATIC SCENARIOS OF THE EARTH AND THEIR MODELING

V. Fourman

Further development of climate models and methods of weather forecasting is associated with increased spatial resolution and improved physical parameterizations of subgrid scale processes. Level of spatial resolution and largely limited by the complexity of the physical parameterizations performance the most powerful computing systems (supercomputers).

ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ СУЧАСНОГО ПРОГРАМНОГО ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ДЛЯ 3D-МОДЕЛЮВАННЯ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ

Д.В. Малицький, В.В. Фурман
Карпатське відділення інституту геофізики ім. С. І. Суботіна, 79060, м. Львів,
вул.Наукова, 3-б, E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua
Львівський національний університет імені Івана Франкагеологічний факультет,
кафедра фізики Землі, вулиця Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна,

Геологічна історія Карпатського регіону ще не до кінця з’ясована, що не може не позначитися, наприклад, на характері теплового поля. Ми приділимо увагу проблемі взаємозв’язку тектонічної активності і теплового режиму конкретного блока на території Закарпаття. Мета цих досліджень, з одного боку, – відпрацювання методики, а з іншого, − вивчення взаємозв’язків температурного поля і тектонічних процесів, що відбуваються в земній корі. Крім того, на підставі даних зі свердловин ми спробуємо побудувати 3D стратиграфічну і літологічну моделі досліджуваного блока.

Накопичення тектонічної енергії в надрах Землі спричиняє низку порушень ізостатичної рівноваги земної кори, вертикальне й горизонтальне переміщення літосферних плит і блоків [1]. Отже, процеси тектонічної і теплової активізації між собою пов’язані і їх можна зіставляти з динамікою і будовою земної кори на регіональному та локальному рівнях.

Тривимірні геологічні й геофізичні моделі. Наше завдання – побудова 3D моделей геологічних і фізичних середовищ для дослідження взамозв’язку тектонічної активності з тепловим потоком, стратиграфією і літологією конкретного регіону(Рис. 1). Досліджувані моделі охоплюють територію м. Берегове і прилеглих територій розміром 18×18 км.

Використовуватимемо дані, зібрані з 13 свердловин глибинами 900–1600 м, а саме:

1) характеристики літосферного складу порід;
2) вікові дані порід;
3) дані температур на різних глибинах.

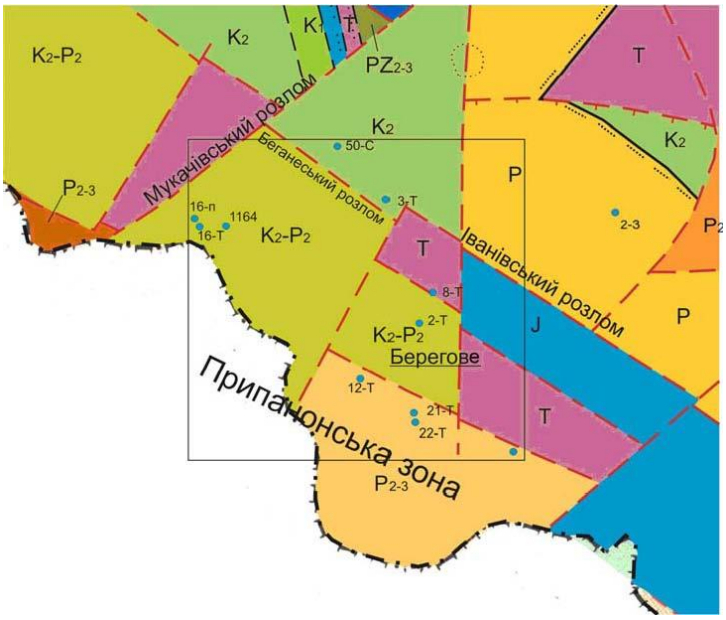
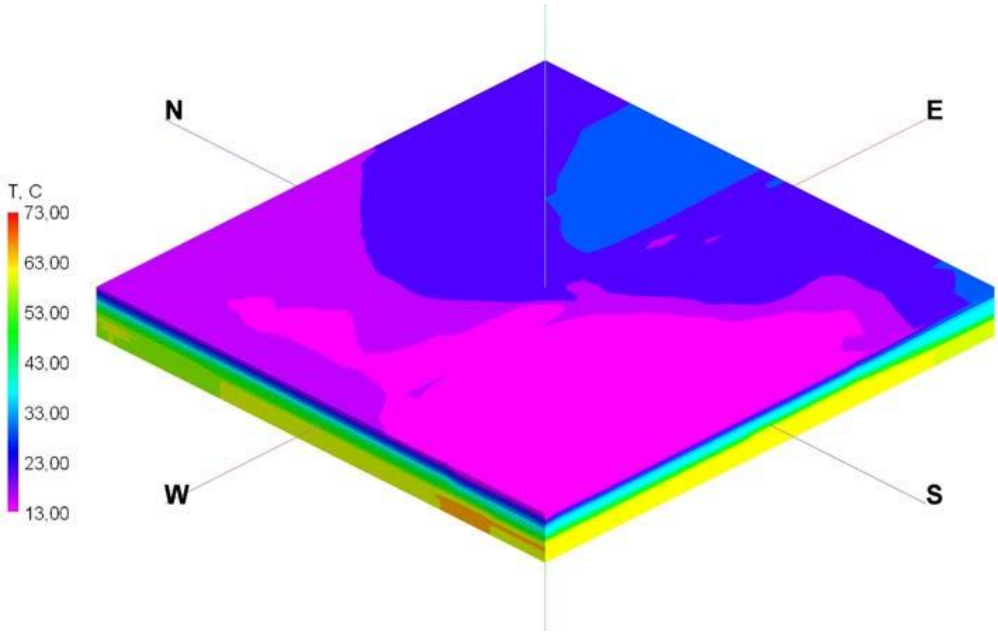


Рис. 1. Геологічна карта досліджува-ного району

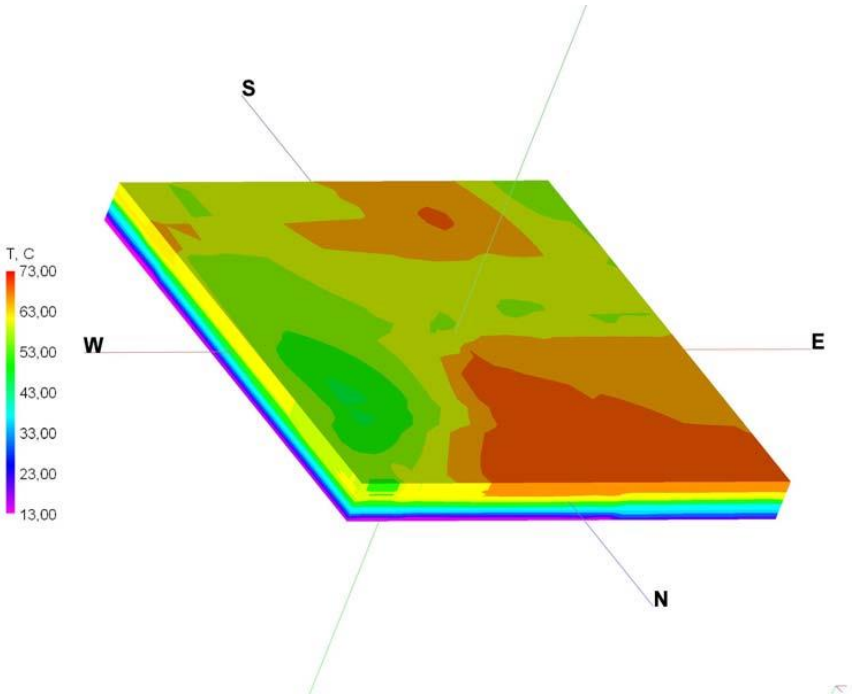
Проведення геодинамічних досліджень у Карпатському регіоні України – надзвичайно важливе завдання, тому що на її території простежена підвищена сейсмічна активність. Відомо [3], що геоструктури цього регіону достатньо складні, різні за будовою та інтенсивністю тектонічних процесів. У створенні сучасної геологічної структури Закарпаття важливе значення мають тектонічні розломи. Багато завдань розломної тектоніки Карпат, зокрема, такі, як сучасна активність розломів (рис. 1), їхнє відображення у рельєфі, ще не достатньо вивчені. Комплексні геологічні та геофізичні дослідження можуть дати відповідь на ці питання.

Динаміка земної кори та її тепловий стан перебувають у тісному взаємозв'язку, зумовленому природою глибинних тектонічних процесів. Для розуміння взаємозв'язку різних природних полів Землі багато науковців моделює геологічні та геофізичні середовища з використанням сучасного комп'ютерного забезпечення [2].

3D-модель теплового поля. За результатами аналізу побудовано тривимірні моделі теплового поля досліджуваного блока за показами температур 13 свердловин, зображені на рис.: 2, *а*, *б*, 3. На рис. 3 показано моделі теплового поля за розрізами: N-S, E-W, NE-SW, NW-SE. Із одержаних моделей можна зробити висновок, що тепловий потік зростає в напрямі південь–північ, а це збігається з Мукачівським і Беганським розломами (див. рис. 2). Температурний режим досліджуваного блока пов'язаний з його структурою. Детальніші дослідження заплановано провести в майбутньому з використанням даних температурного режиму досліджуваної території на режимній геофізичній станції (РГС) "Берегове". Сьогодні на цій РГС ведуть постійний моніторинг за змінами температурного поля на різних глибинах, а також деформаційні спостереження за допомогою лазерного реєстратора.



а



б

Рис. 2. 3D-модель теплового поля: *а* – вигляд зверху; *б* – вигляд знизу.

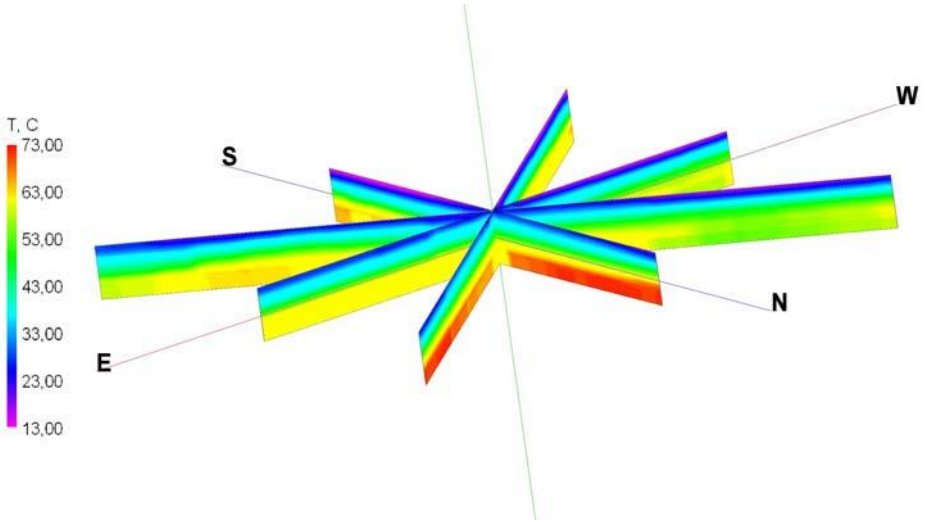


Рис. 3. 3D-модель теплового поля (вигляд у розрізі).

Отже, за даними одержаних результатів з'ясовано, що температурний режим досліджуваного блока Закарпаття (квадрат 18×18 км у районі м. Берегове) перебуває у взаємозв'язку зі структурою і тектонічними процесами регіону. За даними 13 свердловин виявлено, що тепловий потік зростає в напрямі південь–північ, що збігається з Мукачівським і Беганським розломами. Зрозуміло, що подібні дослідження треба провадити в майбутньому для інших блоків регіону, щоб одержати повнішу картину залежностей різних геофізичних полів від тектонічної активності, що відбувається в земній корі. Використання стратиграфічних і літологічних моделей тільки доповнює і підтверджує описаний взаємозв'язок.

---

1. *Венглинський И.В., Городецький В.А*. Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольской плиты, Передкарпатского и Закарпатского проги-бов. К.: Наук. думка, 1979. 174 с.
2. *Лазаренко Э.А*. По вулканическим Караптам: Путеводитель. Ужгород: Карпаты, 1979. 95 с.
3. *Максимчук В.Ю., Кузнєцова В.Г., Вербицький Т.З.* та ін. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. К.: Наук. думка, 2005.

Зміст (в порядку поступлення матеріалів)

Віталій Фурман, Микола Хом'як, Леонід Хом'як
КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ ОСАДОВОЇ ТОВЩІ В ЗОНІ ТЕКТОНІЧНОГО РОЗЛОМУ

Дацюк Юрій
ВИКОРИСТАННЯ MEMS АКСЕЛЕРОМЕТРА В СЕЙСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ

Ігор Бубняк, Володимир Нікулішин, Форат Аль-Джабер, Олександр Більчук
3Д МОДЕЛЬ ВІДСЛОНЕННЯ СТЕБНИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ, М. НАДВІРНА

Ігор Бубняк,[2]Юрій Віхоть
ВИКОРИСТАННЯ ЦИФРОВИХ ТЕХНОЛОГІЙ ПРИ ПРОВЕДЕННІ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРАКТИК ДЛЯ СТУДЕНТІВ ВИЩИХ НАВЧАЛЬНИХ ЗАКЛАДІВ

Роман Кудеравець, Ігор Чоботок, Володимир Шелеп
ВИВЧЕННЯ МОЖЛИВОСТЕЙ МАГНІТОМЕТРІЇ У ДОСЛІДЖЕННЯХ ІСТОРИЧНИХ ПАМ'ЯТОК ПЛІСНЕСЬКОГО АРХЕОЛОГІЧНОГО КОМПЛЕКСУ

Купльовський Б.Є., Брич Т.Б.
РОЗРАХУНОК СПЕКТРАЛЬНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНЕВИХ ШАРІВ ПІД СЕЙСМІЧНОЮ СТАНЦІЄЮ «УЖГОРОД» МЕТОДОМ СКІНЧЕНИХ ЕЛЕМЕНТІВ І ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИМ

Генералова Л., Гнилко О., Дворжак О.
СТРУКТУРНІ ПАРАГЕНЕЗИСИ ЛАТОРИЦЬКО-СТРИЙСЬКОЇ ЗОНИ (БАСЕЙН Р. ПИНЯ, УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Т. Сумарук, П. Сумарук
ВКЛАД ІНДУКЦІЙНИХ СТРУМІВ У ВІКОВУ ВАРІАЦІЮ МАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ

Пулеко І.В., Чумакевич В.О.
МЕТОДИКА АВТОМАТИЗОВАНОГО ДЕШИФРУВАННЯ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ ЗА КОСМІЧНИМИ ЗНІМКАМИ LANDSAT-8

Тимощук В.Р., Козловський Е.М., Пиріжок Н.Б, Малицький Д.В.
СЕЙСМОТЕКТОНІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Д. Малицький, О. Грицай, О. Кутнів, В. Галін
МЕХАНІЗМ ВОГНИЩА ЗЕМЛЕТРУСУ 8 КВІТНЯ 2014Р. В РАЙОНІ АНТАРКТИКИ

Анатолій Церклевич, Євгеній Шило, Ольга Шило
ТРАНСФОРМАЦІЯ ФІГУРИ ЛІТОСФЕРИ ВИКЛИКАНА ЕВОЛЮЦІЙНИМ РОЗВИТКОМ ЗЕМЛІ

В. Фурман, О. Павлюк
МОДЕЛЮВАННІЯ ВПЛИВУ РІЗНОЇ РЕОЛОГІЇ НА ТЕРМО-МЕХАНІЧНІ ПРОЦЕСИ В ЗОНАХ СУБДУКЦІЇ

В.В. Фурман
ТЕРМОДИНАМІЧНИЙ ОПИС ТА ЕНТРОПІЯ ПРОЦЕСІВ В АКТИВНИХ ВЗАЄМОДІЮЧИХ СИСТЕМ СЕРЕДОВИЩ КОРИ ТА МАНТІЇ ЗЕМЛІ

В. Фурман
ТРУДНОЩІ ОПИСУ КЛІМАТИЧНИХ СЦЕНАРІЇВ ЗЕМЛІ ТА ЇХ МОДЕЛЮВАННЯ

Д.В. Малицький, В.В. Фурман
ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ СУЧАСНОГО ПРОГРАМНОГО ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ДЛЯ 3D-МОДЕЛЮВАННЯ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ

Збірник наукових праць

Четверта наукова конференція

Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі

Формат 60×84/16. Папір дрк.
Умовн. друк. Арк.. 10,2. Тираж 50 прим.

м.Львів, вул. Драгманова, 14/16, к.3.
ПП «Арк-Сервіс», тел.. 261-13-80