Міністерство освіти і науки України

Львівський національний університет імені Івана Франка

Геологічний факультет

Кафедра геології корисних копалин і геофізики

П’ята наукова конференція

Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі

Матеріали конференції

8-10 жовтня 2020 р.

м. Львів

Ministry of science and education of Ukraine

Ivan Franko Lviv National Univrsity

Geological faculty

Chair of geology of deposits and geophysics

Fifth scientific conference

Geophysical studies and modeling of physical fields of Earth

Proceedings

11-13 October 2020

Lviv, Ukraine

Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі. Львів. 2020.

Збірник містить матеріали доповідей, поданих на п'яту конференцію «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», 8-10 жовтня 2020 р. у м. Львів. 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.

Секретар оргкомітету:
Дацюк Ю.Р. – асистент кафедри геології корисних копалин і геофізики

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2020

ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМ. І.ФРАНКА ТА ЗДОБУТКИ КАФЕДРИ ФІЗИКИ ЗЕМЛІ ЗА 2000-2020 РОКИ

В. Фурман, Р. Вовченко, М. Хом'як
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського,4, м. Львів, 79005
fourman@i.ua

Практично в усіх провідних університетах світу, де готують фахівців із геології, екології, гідрогеології, кліматології і навіть грунтознавства, одними із провідних предметів є фізика Землі та прикладна геофізика. Зумовлено це тим, що власне фізика Землі вивчає фізичні явища, що відбуваються на нашій планеті , в її глибинах та довкола неї в космічному просторі і, певною мірою, впливають на довкілля. Крім того, актуальність проведення фундаментальних досліджень у галузі наук про Землю зумовлена недостатнім рівнем теоретичного забезпечення методів розв'язання як прямих, так і інверсних задач в сейсморозвідуванні, гравірозвідуванні та магнеторозвідуванні. Розшуки в архівах Львівського національного університету імені Івана Франка, Львівського національного університету "Львівська політехніка" та бібліотечних фондах виявили, що можна виділити кілька етапів у розвитку геофізичних досліджень та викладання дисциплін фізичного спрямування у науках про Землю, які пов'язані з іменами знаних у світі людей:

– видатного дослідника професора Генріха Арцтовського
– засновника української геофізики, академіка Володимира Сельського
– академіка Серафима Субботіна

Виявляється, що перша кафедра, яка мала вирішувати близькі за змістом завдання, була створена ще в далекому 1920 р. видатним польським вченим Генриком Броніславом Арцтовським (15.07.1871–21.02.1958) і мала назву кафедри геофізики і метеорології, хоча за свої дослідження у науках про Землю йому присвоїли почесне звання професора Львівського університету ще в 1912 році. Коло наукових інтересів Г. Арцтовського було дуже широким, але найбільш вагомі його наукові результати зконцентрувалися у фізичній, синоптичній та динамічній метеорології, кліматології, гідрометеорології, геології, технології переробки нафти, тектоніці, петрографії й геохімії. Під час праці в Львівському університеті (1921–1939), де Г.Арцтовський провадив курси загальної геофізики та метеорології, він підготував цілу плеяду молодих учених-метеорологів та кліматологів (А. Коханський, А. Косіба, Г. Оркіш, М. Орліч, І.Тесля та ін.). Кількість статей, написаних ним у цей період спільно з працівниками кафедри, перевищує 133. Крім того, у "львівський" період свого життя він організував у м. Львові Інститут геофізики та метеорології, а у Янові та

Дашові – метеорологічні станції. Завдяки своєму науковому кругозору та авторитету у 1930–1932 рр. він обіймав посаду директора-наставника астрономічної обсерваторії університету. Г. Арцтовський був ученим зі світовим ім'ям, про що свідчать, зокрема, такі факти: з 1923 р. він – почесний член географічного товариства Польщі та Польського метеорологічного і кліматологічного товариства, з 1931 р. – віце-президент, а з 1934 р. – президент Міжнародного Геофізичного Союзу, з 1931 р. – заступник керівника, а з 1934 по 1938 – керівник міжнародної комісії з досліджень клімату в Кембріджі, редактор журналу "Communications de l'institut de Géophysique et de Météorologie" (1922–1938). Враховуючи численні праці вченого і вагомий внесок у світову науку, його іменем було названо: в Антарктиді – півострів на узбережжі Данко, скельні виступи над льодовиками вздовж берегів півострова Грехема, гору та льодовик на Шпіцбергені, а сам учений був нагороджений Командорськими хрестами OpRest (1926), югославським орденом Св. Сави та єгипетським орденом Нілу, а також офіцерським хрестом бельгійського ордена Леопольда. На жаль, наукові дослідження кафедри геофізики та кліматології перервала Друга Світова війна.

Логічним продовженням пошуків удосконалення фундаментальних досліджень на геологічному факультеті була запропонована професором Іваном Вакарчуком 25 лютого 1999 р. ідея створення кафедри фізики Землі для проведення міждисциплінарних досліджень у галузі науки про Землю. Вона була висловлена на семінарі "Проблеми фізики Землі", що відбувся у Львівському національному університеті імені Івана Франка за участю співробітників Інституту геології і геохімії горючих корисних копалин НАН України та Українського державного геологорозвідувального інституту. Відповідно до наказу Ректора Львівського національного університету імені Івана Франка № 305 кафедра фізики Землі була організована на геологічному факультеті 7 березня 2000 року.

Головні завдання, поставлені перед кафедрою:

– вдосконалення потужних і ефективних методів розв'язування початково-крайових модельних задач математичної фізики – дослідження впливу Всевіту на фізичні процеси у Землі;

– пошук нових теоретичних підходів щодо вивчення впливу внутрішніх та зовнішніх полів Землі на фізичні властивості досліджуваних геологічних об'єктів з метою опрацювання рекомендацій для аналізу та пошуку родовищ корисних копалин;

– використання функціонально-аналітичних моделей середовища та фізичних полів для розширення можливостей комплексної інтерпретації за рахунок значно гнучкішої технології комп'ютерного моделювання;

– застосування комплексних математичних і фізичних моделей середовища структурних оболонок Землі разом із технологіями

геоінформаційних систем для створення програмного забезпечення з метою підвищення ефективності інтерпретації спостережуваних величин геофізичних досліджень у пошуку родовищ корисних копалин;

Основні перспективні напрямки наукової діяльності кафедри фізики Землі та досягнення у наукових дослідженнях полягають у подальшому розвитку методів теоретичного дослідження характеристик фізичних полів Землі у розв'язку геологічних, інженерно-геологічних та екологічних задач та розробка нових підходів у інверсних методах досліджень сейсмології та гравіметрії для тектоно-фізичного аналізу геопотенціальних полів. Результати досліджень по міждисциплінарних фундаментальних держбюджетних науково-дослідних темах, які виконувались на кафедрі фізики Землі упродовж 2000-2020рр ілюструють різноманіття наукових інтересів, до яких були дотичні наші зусилля, і, які можна коротко відобразити по відповідних темах, у терміни їх виконання.

2000 р. — 2002 р. Об'єктом досліджень першої теми на кафедрі ***"Розвиток теорії та методів досліджень фізичних полів Землі"*** стали фізичні поля Землі, обернені задачі в геофізиці, а метою роботи – розвиток методів дослідження характеристик фізичних полів Землі при розв'язку геологічних, інженерно-геологічних та екологічних задач та розробка нових підходів у інверсних методах досліджень сейсмології та гравіметрії для тектоно-фізичного аналізу геопотенціальних полів України. Проведено теоретичні дослідження розв'язування фазових рівнянь теорії розсіяння та обернених задач в побудові ефективних чисельних алгоритмів на основі методу скінчених елементів для дослідження неоднорідних структур. Розроблено інтегральний метод аналізу рівнянь неперервності для інтерпретації результатів дослідження складних багатовимірних моделей геодинаміки, кінетики неперервного середовища.

2003 р. — 2005 р. На кафедрі виконувалась міждисциплінарна фундаментальна держбюджетна науково-дослідна тема ***"Розвиток методів комп'ютерного моделювання геодинамічних характеристик структурних оболонок Землі",*** в рамках досліджень якої удосконалено методики обробки і аналізу геофізичних даних на основі аналізу сучасних теорій, коректності математичних постановок задач та відповідності основним фізичним законам, із застосуванням нових геоінформаційних технологій. Розроблено методику більш повного інформативного представлення структурних особливостей й даних про просторово-часовий розподіл густини. В методиці комп'ютерного моделювання враховано вплив таких реологічних параметрів геологічного середовища, як шаруватість, анізотропія, пластичність та в'язкість, на локальному й регіональному рівнях стосовно задач тектонофізики. Розроблено програмні модулі для моделювання регіональних та локальних аномалій гравітаційного поля,

розроблено тестові задачі і набори даних для тектонофізичної задачі стиснення осадової товщі з урахуванням пластичності і повзучості в геологічному масштабі часу.

2006 р.– **2008 р.** Метою роботи міждисциплінарної фундаментальної держбюджетної науково-дослідної теми ***"Геодинамічні, термодинамічні і механічні характеристики глибинних структур та моделювання фізичних полів Землі"*** було теоретичне обгрунтування і розробка нових принципів вирішення актуальної проблеми побудови моделі просторової густини геодинамічних та термодинамічних характеристик структурних оболонок, комп'ютерне моделювання тривимірних прямих і зворотних задач для моделювання деяких геологічних та геофізичних процесів на основі рівнянь стану та рівнянь руху речовини із неоднорідним розподілом реологічних властивостей та нелінійною взаємодією з іншими фрагментами мантії та кори Землі, розробка та апробація методик опрацювання числових даних результатів розрахунку метематичних моделей геологічних процесів. Найінформативнішими є використання глобальної моделі для планети загалом і платформної моделі для континентів і зон переходу

2009 р.–**2011 р.** На кафедрі фізики Землі разом із кафедрою теоретичної фізики проводились дослідження по міждисциплінарній фундаментальній науково-дослідній темі ***"Розвиток теорії та моделювання термодинамічних процесів у корі та мантії Землі"***, об'єктом досліджень якої були термодинамічні процеси у корі та мантії Землі, а предметом – фізичні та математичні моделі структур кори та мантії Землі. Метою ж роботи був аналіз перспектив створення нових фізичних моделей, які описують структури Землі та їхню еволюцію, а також методичних підходів щодо класифікації структур і вимірювання параметрів фізичних полів Землі; теоретичні дослідження структурних властивостей реологічно неоднорідних середовищ кори та мантії з урахуванням диференціації густини в мантії, пов'язаної з варіаціями термодинамічних характеристик, що є рушійною силою мантійної конвекції;розробка нових принципів вирішення однієї з актуальних проблем побудови математичних моделей структурних оболонок Землі та теоретичних основ ефективних алгоритмів для моделювання термодинамічних характеристик геофізичних процесів. Задача, на вирішення якої спрямовано роботу, це аналіз існуючих та створення нових фізичних моделей опису структурних оболонок Землі та їхньої еволюції на основі вивчення реологічних характеристик і математичного моделювання взаємодії надзвичайно в'язких фрагментів мантії та кори Землі.

До 90-річчя заснування кафедри геофізики та метеорології 16-18 вересня 2010 р., у смт.Чинадієво,Закарпатська обл.. відбулась перша Міжнародна наукова конференція "Геофізичні дослідження та

моделювання фізичних полів Землі”. У збірнику опубліковано матеріали доповідей, поданих на міжнародну наукову конференцію “Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі”, присвяченої 90-річчю заснування кафедри геофізики та метеорології, яка проходила 16-18 вересня 2010 р. у с. Чинадієво (Закарпатська обл., Мукачівський р-н). Доповіді присвячені таким питанням: історія та розвиток геофізики як науки; теорія фізичних полів Землі; теорія та практика тектонофізичних досліджень; геоінформатика та моделювання в геології; геофізичні методи досліджень проблем довкілля; методи пошукової та польової геофізики.

2012 р.— 2014 р. На цей період продовжується розвиток нових підходів до чисельного та фізичного моделювання взаємодії кори та мантії Землі в рамках досліджень за міждисциплінарною фундаментальною науково - дослідною темою ***“Термодинамічні характеристики та моделювання термомеханічних процесів у неоднорідних середовищах активних зон взаємодії кори і мантії Землі”***, яка визначатиме ключові моменти для розуміння просторових і часових варіацій полів термодинамічних, геодинамічних характеристик, механічних напружень, густини і температури.

Для досягнення цього необхідно вирішити такі завдання:

– розробити реологічну модель для неоднорідних невпорядкованих середовищ кори та верхньої мантії Землі на основі встановлення законів збереження маси, енергії, імпульсу;

− врахувати в комп’ютерних моделях термомеханічних процесів варіації функціонала густини, узагальнені термодинамічні характеристики, неоднорідність реологічних властивостей глибинних структур Землі.

Використовуючи сучасні фізико-математичні моделі, геологічні концепції та наявні геофізичні (сейсмічні) дані для зон активної взаємодії кори та верхньої мантії Землі, планується побудувати адекватну теоретичну модель, вибрати ефективні термодинамічні характеристики, узгодити реологічні рівняння стану середовища мантії та кори Землі. Математична повнота та складність комбінованих моделей "кора-мантія" термомеханічних процесів передбачає зосередити зусилля проекту на застосуванні достатньо універсальних чисельних методів розв’язування систем рівнянь у часткових похідних, мінімізації енергетичних функціоналів, розвитку підходів до комп’ютерної візуалізації і геоінформаційних технологій.

20-22 вересня 2012 р. в смт.Чинадієво,Закарпатська обл. відбулась II Міжнародна наукова конференція відбулась ”Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі”. Робота конференції проходила за тематикою відповідних секцій —геофізика - історія та розвиток; теорія фізичних полів Землі; теорія та практика тектонофізичних досліджень; геоінформатика та моделювання в

геології; геофізичні методи дослідження проблем довкілля; методи пошукової та польової геофізики. У конференції прйняло участь понад 20 учасників з різних академічних та науково-дослідних установ України. У комітеті з організації конференції брали участь: Ю. Дацюк, В. Фурман, М. Хом'як, І. Бубняк.Учасники із Львівського національного університету – В. Фурман, М. Хом'як, І. Бубняк, Ю. Дацюк, з Карпатського відділення інституту геофізики ім. С.І.Субботіна – Б. Купльовський, Т. Сумарук, О. Муйла та ін.

2015. На кафедрі фізики Землі разом із кафедрою теоретичної фізики за координаційним планом Міністерства Освіти і науки України завершено міждисциплінарну фундаментальну науково-дослідну тему ОБ-128Ф: "Термодинамічні характеристики та моделювання термомеханічних процесів у неоднорідних середовищах активних зон взаємодії кори і мантії Землі" (№ державної реєстрації 0112U001293), наукові керівники Ткачук В.М., Фурман В.В. Написано та захищено заключний звіт (2012–2014 рр).

2016. На кафедрі фізики Землі у 2016 р. розпочато дослідження по науково-дослідній темі (у межах робочого часу) «Термодинаміка та моделювання термомеханічних процесів в активних зонах взаємодії оболонок Землі». Науковий керівник к.ф. -м. н., доцент В.В. Фурман. Шифр 0116U001638. Термін виконання: 1.2016–12.2020. Розглянуто загальні проблеми термодинаміки та термомеханіки глибинних процесів Землі, що зумовлюють напрями досліджень з осмислення фізичної картини не тільки структур, а й процесів і взаємодій, які виникають у глибинних оболонках нашої планети. Розвинуто методику комп'ютерного моделювання термомеханічних процесів з використанням інварвантів поля напружень та деформацій.

13-16 жовтня 2016 р. відбулась третя наукова конференція «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі» з ініціативи та організації кафедри фізики Землі ЛНУ імені Івана Франка. Місцем проведення конференції була база практик геологічного факультету ЛНУ ім.І.Франка у смт. Верхнє-Синьовидне Львівської обл. Третя конференція зібрала понад 20 учасників з різних академічних та науково-дослідних установ України. У комітеті з організації конференції брали участь: Ю. Дацюк, В. Фурман, М. Хом'як, І. Бубняк.Учасники із Львівського національного університету – В. Фурман, М. Хом'як, І. Бубняк, Ю. Дацюк, з Карпатського відділення інституту геофізики ім. С.І.Субботіна – Б. Купльовський, Т. Сумарук, О. Муйла та ін.

Організаційну підтримку в проведенні конференції надало Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І.Субботіна НАН України, (м. Львів). Пленарне засідання відбулось 14 жовтня. Під час цього засідання заслухано й обговорено доповіді В. Фурмана, М. Хом'яка, Т. Сумарука, А. Назаревича, Р. Кудеравця, І. Чоботка, І.

Сапужака, А. Сенчиная, Б. Купльовського, Ю. Дацюка, В. Альохіна. Тематика доповідей конференції стосувалась фундаментальних проблем фізики Землі, а також прикладних задач геофізики. Кожну доповідь учасника конференції обговорювали фахівці із суміжних та інших спеціалізацій. Представлені результати дослідження свідчать про високий рівень теоретичних та експериментальних методик, широке коло залучених дослідників та наукових закладів. Геофізичні дослідження співробітників кафедри фізики Землі охоплюють широкий спектр різних напрямів – теоретичні розробки, чисельне моделювання, експериментальні й польові дослідження, залучення сучасних ГІС технологій у наукових дослідженнях та поданих доповідях.

2017. Тема "Термодинаміка та моделювання термомеханічних процесів в активних зонах взаємодії оболонок Землі". Науковий керівник: канд. фіз.-мат наук, доц. Фурман В. В., № держреєстрації – 0116U001638. Термін виконання: 01.01.2016р. – 31.12.2020р. Проведено уточнення моделей термомеханічних процесів та взаємодій у приконтактних зонах з урахуванням пружно-пластичних деформацій кори та плинів в'язкого мантійного середовища. Побудовано теоретичну модель та проведено числове дослідження розподілу полів напружень, деформацій, температури і теплового потоку зон активної взаємодії кори і верхньої мантії Землі. Застосований метод скінченних елементів у моделюванні механізмів формування структур Землі. Побудовано низку двовимірних скінченно-елементних моделей насувоутворення. Досліджено поля напружень і деформації та закономірностей розподілу полів напружень і деформацій на території південно-східної частини Українських Карпат.

2018. Наукові дослідження кафедри фізики Землі за звітний рік включають: розроблення нових підходів для аналізу проявів фізичних полів Землі та математичних методів для вирішення задач моделювання термодинамічних і термомеханічних процесів у корі та мантії Землі; розвиток методів теоретичного дослідження характеристик фізичних полів.

Тема "Термодинаміка та моделювання термомеханічних процесів в активних зонах взаємодії оболонок Землі". Науковий керівник: канд. фіз.-мат наук, доц. Фурман В. В., № держреєстрації – 0116U001638. Термін виконання: 01.01.2016р. – 31.12.2020р.

Проведено уточнення моделей термомеханічних процесів та взаємодій у приконтактних зонах з урахуванням пружно-пластичних деформацій кори та плинів в'язкого мантійного середовища. Проведено комп'ютерне моделювання термомеханічних процесів у геодинамічно активних зонах та вірогідних сценаріїв їхнього розвитку на прикладі глибинних структур регіону Українських Карпат. Проведено детальний аналіз напружено-деформованого стану в активних зонах взаємодії оболонок Землі – у зонах розломів у межах Українських Карпат та

отримано дані, які важливо враховувати для вирішення дискусійних питань тектонічного районування та структурної еволюції Українських Карпат.

11-13 жовтня 2018 р. відбулась IV наукова конференція “Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі”. Організатором конференції була кафедра фізики Землі ЛНУ імені Івана Франка (м. Львів). Місцем проведення конференції – база практик геологічного факультету ЛНУ ім.І.Франка у смт. Верхнє-Синьовидне Львівської обл. Тематика конференції: теорія фізичних полів Землі; теорія та практика тектонофізичних досліджень; геоінформатика та моделювання в геології; геофізичні методи дослідження проблем довкілля; методи пошукової та польової геофізики. Було заслухано усні та стендові доповіді провідних фахівців з Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України (м. Львів), кафедри фізики Землі ЛНУ ім. Івана Франка, відділу сейсмічності Карпатського регіону Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України (м. Львів), Національного університету «Львівська політехніка», Геомагнітна обсерваторія «Львів» Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України.

2019. Наукові дослідження кафедри фізики Землі за звітний рік включають: розроблення нових підходів для аналізу проявів фізичних полів Землі та математичних методів для вирішення задач моделювання термодинамічних і термомеханічних процесів у корі та мантії Землі.

Тема “Термодинаміка та моделювання термомеханічних процесів в активних зонах взаємодії оболонок Землі”. Науковий керівник: канд. фіз.-мат наук, доц. Фурман В. В., № держреєстрації – 0116U001638. Термін виконання: 01.01.2016р. – 31.12.2020р.

Проведено комп’ютерне моделювання енергетичних перетворень в активних зонах взаємодії кори та мантії Землі, у геодинамічно активних зонах та вірогідних сценаріїв їхнього розвитку на прикладі глибинних структур регіону Українських Карпат. Проведено уточнення моделей термомеханічних процесів та взаємодій у приконтактних зонах, з урахуванням пружно-пластичних деформацій кори та плинів в’язкого мантійного середовища. Проаналізовано вплив термодинамічних характеристик реологічно неоднорідних середовищ на межі кори та мантії Землі шляхом моделювання зон активної взаємодії та удосконалено методики комп’ютерного моделювання геологічних структур на прикладі регіону Українських Карпат Записано уточнені нелінійні співвідношення для термо-механічних процесів у приконтактних зонах кори та плинів в’язкого мантійного середовища.

ЗАЛЕЖНІСТЬ ШВИДКОСТІ ЗМІНИ ВІКОВИХ ВАРІАЦІЙ ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ ВІД ПОЛОЖЕННЯ ОБСЕРВАТОРІЇ ТА ЧАСУ

Т. Сумарук, П. Сумарук
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ
sumaruk_taras@ukr.net

Вікові варіації (ВВ) геомагнітного поля – це один з важливих інструментів за допомогою якого вивчають природу та зміни цього поля. Зміни геомагнітного поля мають багато джерел (як внутрішніх так і зовнішніх), тому до цього часу немає однозначної відповіді на природу їх джерел генерації. У цьому немає нічого дивного, адже питання генерації і головного геомагнітного поля ще не вирішене.

В даний час ВВ вираховують як різниця між послідовними середньорічними значеннями поля та його компонент. Сумніву немає, що геомагнітне поле має внутрішні та зовнішні джерела.

Зовнішніми джерелами варіацій геомагнітного поля є струми в магнітосфері та іоносфері [Акасофу, Чепмен, 1975]. Магнітосферні струми – це кільцевий струм (DR), який тече на захід на віддалі декількох радіусів Землі від Землі. Інтенсивність струму змінюється від параметрів сонячного вітру і неоднакова на різних довготах, тобто струм асиметричний по довготі [Сумарук, 2001].DR– струм затухає [Бобров, 1981], коли вертикальна складова міжпланетного магнітного поля (ММП) приймає додатні значення.

Крім DR – струму, підчас обтікання магнітосфери сонячним вітром, на магнітопаузі створюється струм DCF. Величина варіацій від DCF – струмів залежить від швидкості сонячного вітру та густини протонів в ньому. DCF – струми найбільш інтенсивні на денній стороні магнітосфери і течуть на схід, тобто ведуть до збільшення інтенсивності геомагнітного поля. Вклад у величину поля, вносять також струми вздовж силових ліній, які разом з DR та DCF – струмами і струмами в іоносфері високих широт створюють трьохмірні системи. Іоносферні авроральні (східний, західний, полярний) та екваторіальні електроструми також дають значний вклад у поле варіацій підчас магнітних бур та суббур.

В другій половині 20-го століття розпочались вимірювання магнітних полів і плазми у сонячному вітрі і всередині магнітосфери були одержані дані щодо зовнішніх джерел варіацій геомагнітного поля. Ряди таких даних близько 60-ти років, вони дають можливість ідентифікувати за такими даними та результатами вимірювань на магнітних обсерваторіях, зовнішні джерела ВВ та їх зв’язок із сонячною активністю.

Метою даної роботи є дослідження величини швидкості змін ВВ на обсерваторіях розміщених у різнихрегіонах Землі. Для

дослідження використані ряди даних про ВВ на обсерваторіях за 1900 – 2010.

В таблиці 1, подано список обсерваторій. У другій колонці подано назви тектонічних плит на яких розміщені обсерваторії, у третій – географічні та геомагнітні координати обсерваторій.

Таблиця 1. Список обсерваторій.

Назва, ABB код	Тектонічна плита (код)	Координати (град)	
		геогр.	геомаг
Алерт (ALE)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	82/298	87/149
Хейс(HIS)	Євразійська (ЕА,EURA)	80/058	72/155
Моулд Бей (MBC)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	76/240	80/269
Бьорнов(BJN)	Євразійська (ЕА, EURA)	75/019	71/122
Резольют Бей (RES)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	74/265	83/309
Челюскін(CSS)	Євразійська (ЕА, EURA)	78/104	68/178
Тіксі (TIK)	Євразійська (ЕА, EURA)	72/129	62/193
Діксон (DIK)	Євразійська (ЕА, EURA)	74/81	64/163
Барров(BAR)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	71/203	70/246
Годхавн(GDH)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	69/306	78/034
Тромсю(TRO)	Євразійська (ЕА, EURA)	70/019	67/115
Абіско(ABK)	Євразійська (ЕА, EURA)	68/019	66/114
Соданкюля(SOD)	Євразійська (ЕА, EURA)	67/027	64/120
Коледж (CMO)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	65/212	65/261
Лервік(LER)	Євразійська (ЕА, EURA)	60/359	62/089
Казань (KZN)	Євразійська (ЕА, EURA)	56/049	50/131
Мінук(MEA)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	55/246	61/308
Ленінград (LNN)	Євразійська (ЕА, EURA)	60/030	56/017
Руде Сков(RSV)	Євразійська (ЕА, EURA)	55/012	55/099
Німек(NGK)	Євразійська (ЕА, EURA)	52/012	58/098
Іркутськ (IRT)	Китайська (KU, CHIN)	52/004	42/078
Дурбес(DOU)	Євразійська (ЕА, EURA)	50/005	51/089
Шамбон ля Форе(CLF)	Євразійська (ЕА, EURA)	48/002	49/86
Одеса (ODE)	Євразійська (ЕА, EURA)	47/031	44/112
Тбілісі (TFS)	Євразійська (ЕА, EURA)	42/045	37/124
Коімбра (COI)	Євразійська (ЕА, EURA)	40/035	44/72
Фредеріксбург (FRD)	Північно-Американська (ПА, NOAM)	38/282	48/354
Какіока (KAK)	Китайська (KU, CHIN)	36/140	28/210
Шешань (SSH)	Китайська (KU, CHIN)	31/121	22/193
М’бур (MBO)	Африканська (АФ, AFBC)	014/343	20/58
Фукуена (FUQ)	Південно-Американська (ПіА,SOAM)	005/286	15/359
Алібаг (ABG)	Індо-Австралійська (IA, INDI)	19/073	10/147
Пілар (PIL)	Південно-Американська (ПіА,SOAM)	-32/296	-

			22/008
Херманус (HER)	Африканська (АФ, AFBC)	-34/019	-34/085
Тулангі (TOO)	Індо-Австралійська (IA, INDI)	-38/145	-45/224
Вернадський (AIA)	Антарктична (АН, ANTA)	-65/295	-55/006
Восток (VOS)	Антарктична (АН, ANTA)	-78/107	-88/177
Лервокур (LER)	Євразійська (ЕА, EURA)	-78/106	-88/168
Домбос (DOB)	Євразійська (ЕА, EURA)	51/356	54/80
Хартланд (HAD)	Євразійська (ЕА, EURA)	64/338	69/71
Ескалем'юір (ESK)	Євразійська (ЕА, EURA)	62/09	62/100

Форма кривої ВВ(Т) з часом на даній обсерваторії залежить від місця положення обсерваторії та від часу. Найбільш імовірно, географічні зміни ВВ зв'язані з параметрами внутрішніх джерел, а часові зміни форми ВВ(Т) залежать в першу чергу, від зміни інтенсивності та форми зовнішніх джерел, а також від взаємодії між внутрішніми та зовнішніми джерелами.

На рис. 1а. показані ВВ(Т), згладжені біжучими дворічними середніми значеннями, на обсерваторіях північної полярної шапки Землі за 1926 – 2012 роки. Більшість обсерваторій цього регіону почали працювати у другій половині 60-х років 20-го століття. Тільки датська обсерваторія Годхавн спостерігала варіації поля із 1926 року. Максимальні ВВ(Т)>0 спостерігались на цій обсерваторії в 1968 – 1970 роках. Значення ВВ(Т)>0 на обсерваторії зростала до 1979 року. Абсолютні значення цього росту зменшувалися після 1969 року. Слід зауважити. Що в березні 1969 року спостерігався максимум особливого 20-го циклу сонячної активності [Гвишиани и др., 2015; Сумарук П.,СумарукТ., 2018]. В максимумі 20-го циклу сонячної активності ВВ(Т)=0. В цей рік змінився знак великомасштабного магнітного поля (ВМПС). Таким чином, на протязі фази позитивних значень ВМПС, ВВ(Т) приймало позитивні значення (від 07.1964 року до 07.1979 року) і змінило знак у 1979 році. Різні роки зміни знаку ВВ(Т) на обсерваторіях, найбільш імовірно, зв'язані із особливостями внутрішньої будови підстильних поверхонь обсерваторій. Після 1979 року (максимум 21-го циклу сонячної активності) геомагнітна активність почала спадати, а ВВ(Т)<0 збільшується по абсолютній величині до 1986 року. У 1986 році ВМПС змінює знак і ВВ(Т)<0 починає зменшуватись по абсолютній величині до 2000 року і потім змінює знак на обсерваторіях Алерт і Туле, а на інших обсерваторіях

досягає мінімальних значень. Ефект зменшується із спадом широти обсерваторії.

На рис. 1б показані ВВ(Т) згладжені біжучими дворічними середніми значеннями на обсерваторіях північної авроральної зони та деяких субавроральних обсерваторіях за 1930 – 2010 роки. Фази варіацій в полярній шапці та на авроральних магнітних обсерваторіях співпадають, однак амплітуди їх менші на обсерваторіях авроральної зони, тільки на обсерваторіях сибірського сектору (DIK, CSS, TIK), вони співмірні із амплітудами варіацій в полярній шапці за цей період часу. Слід відмітити, що на географічній довготі ~ 104^0 знаходяться обсерваторії Іркутськ (IRT) і м. Челюскін (CSS), та східний фокус ВВ(Т), причому на обсерваторії CSS амплітуда ВВ(Т) на цьому проміжку часу співмірна з амплітудами на обсерваторіях в полярній шапці.

На рис.1в показані ВВ(Т) на європейських середньоширотних обсерваторіях та субавроральних обсерваторіях за 1930 – 2010 роки. Добре видно аналогічні зміни ВВ(Т) за 1969 – 1986 роки зі змінами за цей же час в полярній шапці і на авроральних широтах, але значно меншої амплітуди.

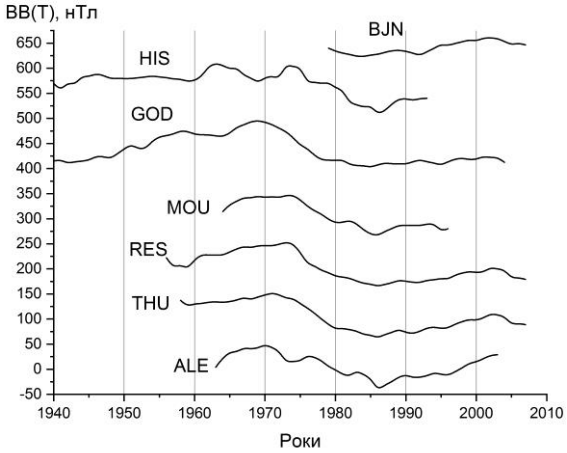


Рис. 1. Залежність ВВ(Т) за 1930 – 2010 роки

На рис. 2 показано залежність різниць ВВ(Т)у 1969 та 1986 роках ΔВВ(Т) на обсерваторіях пвінічної півкулі Землі від геомагнітної широти обсерваторії. Спостерігається квазілінійна залежність ΔВВ(Т) від геомагнітної широти. Авроральні обсерваторії CSS, DIK, TIK

спостерігають великі ΔBB(T), які не вкладаються у квазіпрямолінійну залежність.

Таким чином, величини вікових варіацій BB(T) геомагнітного поля на обсерваторіях високих широт у північній півкулі Землі у 20-му циклі сонячної активності квазілінійно залежать від геомагнітної широти обсерваторії. Спостерігаються відхилення від лінійної залежності на обсерваторіях CSS, DIK, TIK, які розміщені у секторі довгот 90 – 120^0, де знаходиться східний фокус максимальних значень BB(T).

Припустивши, що залежність ΔBB(T) за 1969 – 1986 та 2003 – 1986 від часу лінійна, можна порахувати середню зміну ΔBB(T) за кожен рік на всіх обсерваторіях. В таблиці 2 подані назви обсерваторій (ABB код) на яких зміни абсолютних значеньΔBB(T) за рік на проміжку часу 1969 – 2003роки змінюються в межах ΔBB(T)≥2нТл/рік, 1≤ΔBB(T)<2нТл/рік та 0<ΔBB(T)≤1нТл/рік. Як можна бачити, найбільші річні зміни ΔBB(T) спостерігаються на приполюсних обсерваторіях THU, RES, GDH та на обсерваторіях розміщених поблизу східного фокусу BB(T) в північній півкулі Землі (CSS, DIK, TIK).

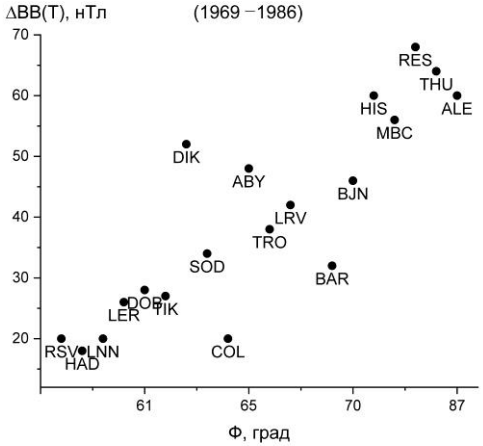


Рис. 2. Залежність різниць BB(T)у 1969 та 1986 роках

З рис. 2 видно, що зміни ΔBB(T) на проміжку часу 1969 – 1986 роки (від максимуму 20-го циклу до мінімуму між 21 та 22 циклом сонячної активності 18 років), можна представити лінійною залежністю ΔBB(T) від часу. Таку залежність можна одержати і для 1986 – 2003 років (спад абсолютних значень BB(T)=18 років). Проміжок часу 1969 –

2003 роки вміщує два цикли Хейла сонячної активності (20 і 21 цикли Вольфа – перший, та другий 22 і 23 цикли Вольфа 1986 – 2009 роки). Між першим і другим циклами Хейла спостерігається двогорбий максимум чисел Вольфа (1989 та 1991 роках). У першому з названих циклів Хейла ВМПС було додатнім (від Сонця на північному полюсі), такий напрям ВМПС вів до збільшення сонячної активності [Сумарук и др., 1980], тобто до зменшення значень T, тому до 1976 року значення ΔBB(T) – зменшувались. Після 1976 року ВМПС зменшувалось по абсолютній величині, геомагнітна активність зменшувалась.

На обсерваторіях CSS, DIK, TIK даний процес проходив інтенсивніше (див. рис.2б). Залежність ΔBB(T) також проявилось на субавроральних обсерваторіях, але з меншою амплітудою. На низькоширотних обсерваторіях ефект не проявився. В південній полярній шапці амплітуда ефекту – менша.

У 1969 – 1986 роках активність Сонця і величина ВМПС зменшувалась а 1986 – 2003 року знак ВМПС змінився на протилежний, активність Сонця зросла. На графіках часових змін BB обсерватрій спостерігається симетрична, або асиметрична залежність BB від часу. Екстремуми BB спостерігаємо в 1969, 1986 та 2003 роках. По граничних екстремумах 1969 та 2003 років можна бачити, чи зміна сонячної активності і BB – симетричні чи ні, якщо центром симетрії обрати 1986 рік. Якщо варіації сонячної активності і зміни BB симетричні на двох проміжках часу 1969 – 1986 і 1986 – 2003 років значить зовнішні джерела дають більший вклад у BB ніж внутрішні. Величина асиметрії BB від внутрішніх джерел повинна це показати. Чим більша асиметрія залежність BB від часу на двох проміжках часу за 1969 – 2003 роки, з центром симетрії у 1986 році, тим більший вплив внутрішніх джерел.

У відповідності з такими міркуваннями всі магнітні обсерватоії світової сітки за даними яких можна вичислити BB на проміжку часу 1969 – 2003 роки були зібрані в п’ять груп, в залежності від величини зміни BB в середньому за рік на проміжку часу 1969 – 2003 років, відносно симетричності змін BB у циклах Хейла та знаку ВМПС в обох циклах. В дужках вказано максимум величини симетрії в нТл.

В таблиці 3 показані ці групи (ABB код). Зміни BB симетричні у двох циклах Хейла і приймають мінімальні значення у приполюснім регіоні (ALE, NAL, BJN) в авроральних та середніх широтах. Несиметрічні зміни BB (асиметрія максимальна наGDH і BLC, FCC, а також на деяких субавроральних магнітних обсерваторіях та в регіонах підвищеної сейсічної активності).

Таблиця 3. Групи обсерваторій із симетричними та несиметричними змінами ВВ.

ВВ≈3-4 нТл/рік Зміни симетричні	ВВ≈0-1нТл/рік Зміни симетричні	Зміни ВВ несиметричнівідносно 1988р.	Несиметричнізміни ВМПС в двох циклах додатнє	Несиметричнізміни ВМПС в двох циклах від'ємне
ALE(5), NAL(5), BJN(2), TRO(2), ABK(4), SOD(2), CMO(2), DOB(3), NUR(5), LER(9), LNN(6), LOV(5), ODE(1), SSH(2), BIJ(3)	RSK(3), MOS(6), ESK(6), MNK(8), WNG(8), PET(1), NGK(2), BEL(6), LVV(3), HAD(6), MAB(7), DOU(6), HON(0), API(1), TAN(3), MCQ(6), FUR(2), BDN(0), LNP(0), AML(0)	THU(45), RES(54), GDH(58), BLC(62), LVR(30), BOU(8), FRD(13), GUI(9), GUA(10), GNA(19), CCS(15), TIK(26), BRW(8), CLF(8), SUA(12), NVS(26), KAK(19), LZH(40), KNZ(17), KNY(17), WHN(7), FUQ(18), THG(14), VSS(9), TAM(7)	FCC(59), SIT(24), MEA(21), VIC(8), NEW(8), OTT(19), TUC(23), PAG(18), AGU(42), TFS(21)	SVD(31), NVS(5), IRT(25), STJ(53), AAA(29), TKT(27), ASH(23), SAB(27), HYD(27), ABG(15), MBO(13), AAE(11), TTB(8), HER(21), PAF(16), AIA(9), TOO(13), MCQ(6), MIR(14), SYO(21)

Таблиця 2. Обсерваторії (ABB код), абсолютні значення ΔBB(T) на яких змінювались на вказану величину (нТл/рік), на проміжку часу 1969 – 2003 років

ΔBB(T)≥2.0	1.0≤ΔBB(T)<2.0	0<ΔBB(T)<1.0
ALE, NAL, THU, RES, BJN, BRW, BLC, FCC, MEA, VIC, NEW, STJ, OTT, GDH, ABK, TFS, FRD, BOU, TUC, CCS, DIK, TIK, AAA, TKT, LZN, ASH, SSH, KNY, SAB, ABG, HYB, PAF, CZT, MIR, SYO, HER	VAL, HAD, ESK, CMO, SIT, TRO, SOD, DOB, NUR, LER, LNN, LOV, BEL, ODE, BDV, SVD, NVS, PET, IRT, ASH, KNZ, KNY, WHN, LNP, SIG, GUI, MLT, TEO, FUQ, TTB, TNG, GNA, AIA, SBA	RSK, MOS, ESK, HLP, MNK, NGK, LVV, MAB, DOU, FUR, CLF, SUA, GSK, PAG, AGU, TOL, COI, TAM, HON, GUA, AAE, BNG, HUA, API, TAN, TSU, VSS, TOO, AML, TRW, MCQ

Висновки.

1. Величина вікових варіацій геомагнітного поля залежить від внутрішніх і зовнішніх джерел.
2. Вклад у вікову варіацію від внутрішніх та зовнішніх джерел неоднаковий для різних регіонів Землі.

3. Амплітуда змін величин ВВ(Т) від зовнішніх джерел зростає із збільшенням широти місця спостереження і максимальна на обсерваторіях в полярних шапках (у південній півкулі обсерваторій мало).
4. Спостерігається квазілінійна залежність ВВ(Т) від геомагнітної широти обсерваторії.
5. На обсерваторіях розміщених на довготах східного фокусу Т (DIK, CSS, TIK)величина ВВ(Т) більша ніж на приполюсних обсерваторіях. Найбільш імовірно, тут більший вклад у зміну ВВ(Т) дають внутрішні джерела.
6. Швидкість змін ВВ(Т) максимальна у високих широтах північної півкулі і збільшується у сейсмоактивних регіонах. Ублизько екваторіальних обсерваторій швидкість змін ВВ(Т) – мала.
7. Симетрія і несиметрія графіків залежності ВВ(Т) від часу для двох пар циклів Хейла (1969 –1986 та 1986 – 2003 роки) залежить від провідності підстильних поверхонь під обсерваторіями і інтенсивності циклів Хейла.

Література

1. Акасофу С.-І., Чепмен С. Солнечно-земная фізика. М.: МИР. – 1975. – 542 с.

2. Бобров М.С. О параметре распадамагнитосферного кільцевого тока. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1981. – т.21. – с.1048 – 1055.

3. Сумарук Ю.П. Кільцевий магнітосферний струм та йогоасиметрія в час великоїмагнітноїбурі. //Геофизический журнал. – 2001. – т.23, №2. – с.96 – 100.

РЕЗУЛЬТАТИ ВИВЧЕННЯ АНОМАЛЬНОГО МАГНІТНОГО ПОЛЯ ТА ЙОГО ДИНАМІКИ В РАЙОНІ УАС «АКАДЕМІК ВЕРНАДСЬКИЙ»

Валентин Максимчук, Ігор Чоботок,Роман Кудеравець, Євгеній Накалов, Наталя Пиріжок

Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 79063, м.Львів, вул. Наукова, 3-б; тел.+38(0)322 64-85-63;
ihor.chobotok@gmail.com

Представлені результати опрацювання даних тектономагнітних спостережень за 1998 – 2020 роки на Антарктичному геофізичному полігоні в районі УАС «Академік Вернадський». Досліджено просторові, амплітудні та часові характеристики тектономагнітних аномалій, виконана їх кількісна інтерпретація. За даними моделювання тектономагнітних аномалій оцінено величину і напрямки змін тектонічних напружень у літосфері регіону. Дані про тектономагнітні варіації у Антарктиці, які несуть інформацію про зміни тектонічних напружень у земній корі Антарктиди отримані вперше.

Ключові слова: аномальне магнітне поле; тектономагнітні аномалії; динаміка земної кори, Антарктичний півострів.

Тектономагнітні дослідження у районі УАС «Академік Вернадський» були розпочаті у 1998 році з метою вивчення тектономагнітних варіацій та дослідження на цій основі сучасних сейсмотектонічних процесів у земній корі регіону. Для цього було створено тектономагнітний полігон, який згодом трансформувався у комплексний геофізичний полігон. Мережа пунктів полігону поступово збільшується від 7 пунктів у 1998 р. до 31 пункту у 2020р. Полігон охоплює територію від о.Рокко на заході до мису Расмуссен на сході, від о.Пленей на півночі до мису Вейт на півдні. На пунктах полігону систематично (через 1-2 роки) виконувались геомагнітні спостереження, що дозволило отримати часові ряди різницевого магнітного поля тривалістю більше 20 років, виділити тектономагнітні аномалії та оцінити на основі їх інтерпретації інтенсивність та напрям варіацій тектонічних напружень. Результати виконаних досліджень свідчать про інтенсивну динаміку локального магнітного поля, яке на окремих пунктах має яскраво виражений тренд на рівні 2-3 нТл/рік [1]. Природа цього тренду поля пов’язується із значними тектонічними напруженнями у земній корі регіону.

Полігон створювався у відповідності до загальноприйнятої методології моніторингових геомагнітних спостережень, розробленої

для вивчення довгострокових провісників землетрусів [2] і представляє собою мережу закріплених на місцевості рядових пунктів геомагнітних спостережень та стаціонарної базової магнітоваріаційної станції. В якості базової станції використовується магнітна обсерваторія АІА «Аргентинські о-ви». Шуканимпараметром при цьому є різницеве значення поля F

$$\Delta F=F_п-F_б,$$

де $F_п$ і $F_б$ - значення поля Fна рядовому та базовому пунктах.

Тектономагнітний параметр - ΔΔFзміни у часі різницевого магнітного поля визначається на приріст поля ΔF між циклами спостережень

$$\Delta\Delta F=\Delta F_2-\Delta F_1,$$

де ΔF_1 і ΔF_2 – значення ΔFу 1-ий і 2-ий цикли спостережень

Інтервали між циклами спостережень визначаються технічними можливостями їх проведення. Оскільки провести виміри на полігоні можливо лише під час літніх експедицій, виміри поля ΔF фактично виконувалися найчастіше 1 раз в рік. У зв'язку з цим очевидно, що на полігоні можна вивчати лише довготривалі (більше 1 року) зміни локального магнітного поля ΔF. За весь період функціонування полігону (з 1998 до 2020рр.) було проведено 13 циклів тектономагнітних спостережень.

Найбільш детально просторово-часові зміни поля ΔF досліджено вздовж профіля о.Бархани – м.Расмуссен, довжиною 11 км. (рис.1). Він налічує 17 пунктів спостережень та базовий пункт (обсерваторія АІА) , перетинає із заходу на схід вулканогенно-інтрузивні комплекси і тектонічні структури берегової шельфової зони і виходить на Антарктичний півострів.Для багатьох пунктів цього профілю часові зміни різницевого поля ΔF значно перевищують можливі похибки спостережень. Аналіз графіків часових змін поля ΔF по профілю свідчить про певні закономірності їх просторово-часової структури. При цьому виділяються декілька пунктів з яскраво вираженим аномальним характером змін ΔF. Це п. 3 та 3а (о.Троє Маленьких Поросят) та пункти на півострові – 24 (м.Туксен) та 7 (м.Расмуссен).

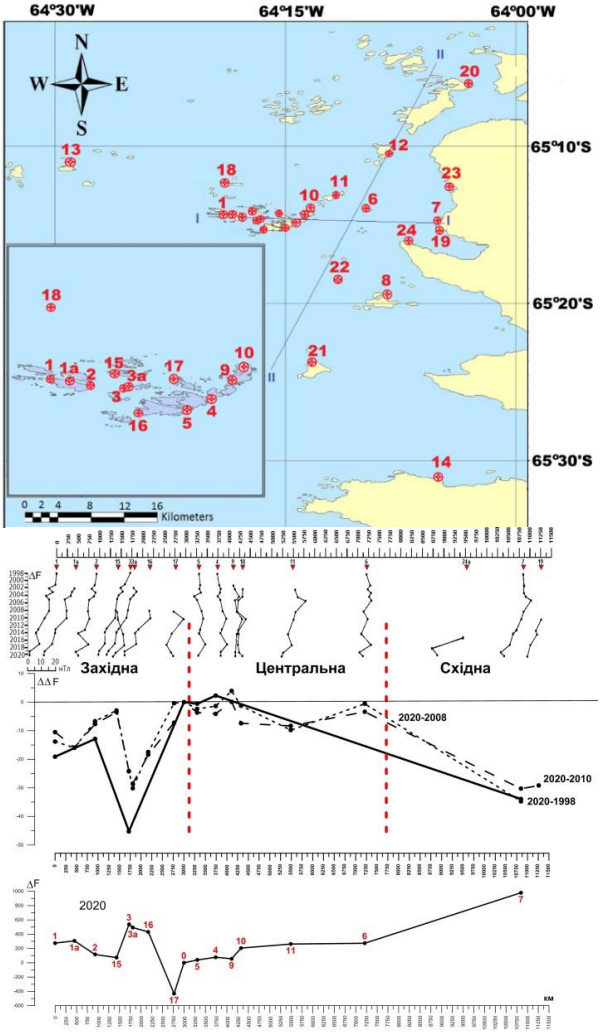


Рисунок 1 – Схема мережі пунктів Антарктичного тектономагнітного полігону та різницеве аномальне магнітне поле ΔF за період (1998-2020) на пунктах тектономагнітного полігону вздовж профілю Бархани-Расмуссен; графіки поля ΔΔF за періоди 2020-2014, 2020-2010, 2020-2008, 2020-1998; різницеве аномальне магнітне поле ΔF у 2020 р. вздовж профілю Бархани-Расмуссен.

В загальному за морфологією, знаком тренду та інтенсивністю динаміки поля ΔF на профілі I-I Бархани–Расмуссен впевнено виділяють три групи пунктів: західну, центральну і східну. Західна група пунктів - о.Бархани, о.Троє маленьких поросят, о.Форджі, о.Скуа, о.Ґротто (п.1, 1а, 2, 15, 3, 3а, 16, 17) характеризується яскраво вираженим від‘ємним лінійним трендом. Найінтенсивніші зміни ΔF характерні для о.Троє Маленьких Поросят, де на п.3 вони за період 2020-1998 досягли -45 нТл. Для п.2 (о. Бархани) після різкого зростання поля ΔT у 2017 р (122 нТл) знову характерним є подальший «спад» величин ΔF (114 нТл).

Центральна група пунктів о.Галіндез, о.Скуа, о.Ялур, о.Уругвай, о.Ірізар, (п.5, 4, 9, 10, 11) характеризується незначними, мінімальними змінами поля ΔF, що коливаються відносно нульового горизонтального тренду практично в межах близьких до похибки (±1,5-2 нТл).

Східна група пунктів (п.24, 7, 19) відрізняється своєрідною морфологією: майже безаномальним полем ΔF за 1998-2003рр., та різким від‘ємним трендом після 2004 р., де за період з 1998 р. по 2019 поле ΔF зменшилось на 40 нТл (п.7). Ця група пунктів розміщена на м.Туксен, м.Расмуссен, о.Расмуссен, тобто захоплює материкову частину полігону.

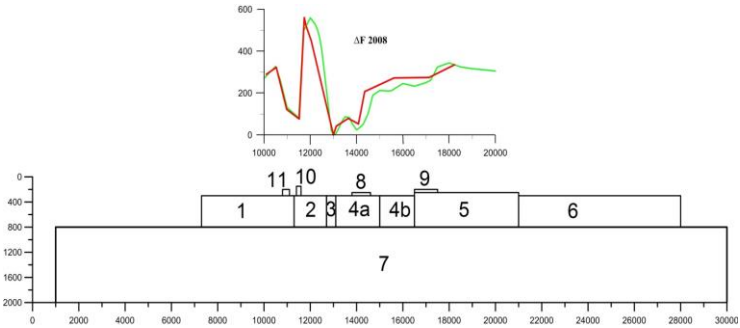


Рисунок 2 - Графіки спостереженого (червона лінія) та змодельованого (зелена лінія) різницевих полів ΔF (2008) та двомірна інтерпретаційна модель.

Співставляючи наші спостереження із геолого-тектонічними та геодезичними даними, можна зауважити, що виділені блоки або зони обмежуються лініями тектонічних порушень, виділених по геолого-тектонічних та геодезичних даних. Звичайно, що за різні часові інтервали екстремуми аномалій ΔΔF змінюють свою інтенсивність або знак і «мігрують» в межах кожного із блоків, але загалом блоковий

розподіл регіону за тектономагнітним моніторингом співпадає із геолого-тектонічними даними, згідно з якими вздовж протоки Пенола в північно-східному напрямі простягається однойменний тектонічний розлом, який є одним із важливих елементів тектоніки регіону.

За період 1998-2020 рр. по інтенсивності і характеру часових змін поля ΔF помітно виділяється вузька зона в районі о.Троє маленьких поросят (п. 3, 3а), де зафіксовані найбільш інтенсивні зміни аномального магнітного поля до -45 нТл. Подібні різкі зміни поля характерні лише для активних тектонічних розломів, в яких відбуваються інтенсивні тектонічні процеси. За геологічними даними в районі о.Троє маленьких поросят виділяється зона контакту вулканогенних порід з породами інтрузивного комплексу. У межах східної частини архіпелагу Аргентинські острови породи вулканічної групи представлені андезит-трахітами, порфіровими андезитами, кристалічними дацитовими туфами, дацитовою брекчією. В західній частині архіпелагу (о.Бархани) в основному поширені породи мезоранньокайнозойського комплексу, представлені переважно габро і гранодіоритами. Зона контакту вулканогенних порід з породами мезозойсько-ранньокайнозойського інтрузивного комплексу проходить в районі о.Шелтер – о.Троє Маленьких Поросят – о.Індикатор – о.Гротто і далі північніше о.Уругвай. Власне, до цієї зони контакту, ширина якої досягає близько 1000 м, приурочена локальна аномалія ΔF близько 600 нТл, виявлена на о. Троє Маленьких Поросят.

Інтерпретація виявлених тектономагнітних аномалій виконана нами у [1] з позицій п’єзомагнетизму , тобто їх природа пов’язувалась із змінами намагніченості гірських порід під дією тектонічних напружень. Внесок змін градієнту за рахунок SV можна вважати нехтовно малим. Це випливає з наступних обставин. Згідно карти наведеної в [3] градієнт вікового ходу SV в районі АІА незначний – менший 1нТл на км за рік, очевидно також, що на таких невеликих територіях, які охоплює тектономагнітний полігон градієнт вікового ходу SV буде практично лінійним, в той час як отримувані нами часові зміни поля ΔΔF мають доволі складну форму.Крім того, наявність зміни знаку у модельних значеннях ΔJ при переході від 3-го блоку до 4-го, а також той факт, що не вся намагніченсть має індуктивну природу дозволяє стверджувати, що у величинах ΔJ міститься доволі значний внесок від геодинамічних процесів. Припустимо, що вклад геодинамічних процесів в ΔJ становить половину і, вважаючи, що ці процеси зводяться до тектономагнітного ефекту п’єзомагнітної природи, зробимо оцінки можливих змін напружень, які могли б спричинити, отримані величини ΔJ. Для західного блоку приріст тектонічних напружень досягає 6 бар/рік, для центрального та східного блоку характерно зміщення тектонічних напружень на величину від -0,2 до -13,4 бар/рік. При чому найбільша амплітуда змін напружень спостерігається саме у

приповерхневих блоках (9 – -4,1 бар/рік; 8 – -7 бар/рік; 10 – -13,4 бар/рік; 11 – -5,1 бар/рік). У середній частині моделі зміни напружень коливаються від від 0 бар/рік до +6.1 бар/рік в східних блоках 1 – 3, та від -0,2 бар/рік до -1 бар/рік в центральній і східній частинах в блоках 4а, 4б, 5, 6. В блоці основі №7 зміни теж незначні до -0,2 бар/рік. Цей південно-східний – північно-західний напрямок змін тектонічних напружень підтверджується результатами GPS-спостережень [3]. Пункти GPS-спостережень на о.Ялур, м.Туксен, о.Барселот демонструють горизонтальне зміщення у південно-східному напрямку зі швидкістю 5-7 мм/рік, а пункти на о. Галіндез, о.Рока – відповідно у західному і північно-західному напрямку.

Отже, на основі проведених досліджень вивчено просторово-часову структуру тектономагнітних аномалій на Антарктичному геофізичному полігоні. Встановлено, що у просторовій структурі тектономагнітного поля спостерігаються три аномальні зони: західна, центральна і східна, які приурочені до геологічних неоднорідностей земної кори. З позицій п’єзомагнетизму виконанаінтерпретація аномальних часових змін поля. Розраховані величини змін тектонічних напружень які коливаються для різних блоків у межах 0,2 – 13,1 бар/рік. Отримані дані узгоджуються з даними про сучасні рухи земної кори у регіоні.

Перелік посилань

1. В.Ю.Максимчук, І.О.Чоботок, Т.А.Климкович, Р.С.Кудеравець, Є.Ф.Накалов, Ю.С.Отруба. Комплексний тектономагнітний та магнітоваріаційний моніторинг сучасної геодинаміки земної кори західного схилу Антарктичного півострова.// Український Антарктичний Журнал. – 2018. №1 (17). – С.3 – 19.
2. Максимчук В., Городиський Ю., Чоботок І., Бахмутов В., Кузнєцова В. Тектономагнітні дослідження в західній Антарктиці // Геодинаміка 2004, № 1, с.40-45
3. Бахмутов В.Г., Третяк К.Р., Максимчук В.Ю. та ін. Структура і динаміка геофізичних полів у Західній Антарктиці. / Львів: Видавництво Львівської Політехніки, 2017. – 346 с.

МЕТОДИКА РОЗШИРЕНОЇ БІЛІНІЙНОЇ ІНТЕРПОЛЯЦІЇ ТАБЛИЧНИХ ДАНИХ: ЗАСТОСУВАННЯ ДЛЯ АНАЛІЗУ КУТОВИХ ВЕЛИЧИН

Микола Хом'як, Віталій Фурман
Львівський національний університет імені Івана Франка
KhomNick98@gmail.com

Запропоновано методику включання табличних даних в аналітичні розрахунки в електронних таблицях. Базовий алгоритм білінійної інтерполяції розширено правилами екстраполяції поза інтервалами наявних даних. Розроблено інтерфейс та запропоновано програмну реалізацію на мові VBA. Верифіковано набір функцій користувача для статистичного аналізу радіальних та сферичних даних. Програмне забезпечення планується використовувати в тестових (навчальних) і прикладних задачах моделювання тектонофізичних даних (аналіз тріщинуватості).

Ключові слова: комп'ютерне моделювання, статистичний аналіз, програмування на VBA.

Для опрацювання геологічних та геофізичних даних часто зручно використовувати формат електронних таблиць. Дані можуть мати як експериментальний харакетер (наприклад, польові вимірювання чи моніторингові спостереження), а також містити спеціальні довідникові таблиці (табульовані значення наперед обчислених функцій). Найпростіші обчислення та візуальне представлення і контроль даних можна здійснювати стандартними засобами тут же (в програмі MS Excel), зокрема, наявний широкий арсенал математичних та статистичних функцій. Однак достатніх засобів для перевірки гіпотез щодо розподілу широковживаних у геології кутових величин (наприклад, кутів падіння та азимутів простягання) немає, що зумовлює потребу пошуку інших програмних засобів або розширення можливостей за допомогою написання власного коду на мові VBA [1, 2]. Цей підхід вимагає деякого досвіду розробки програмного забезпечення, однак створені в результаті нові функції користувача так само добре інтегровані з електронними таблицями, як і будь-які стандартні функції (як от =sin(x)). Для користувача достатньо знати назву функції та її функціональне призначення, щоб ефективно використовувати електронні таблиці й у таких задачах, як аналіз і моделювання радіальних та сферичних даних [3].

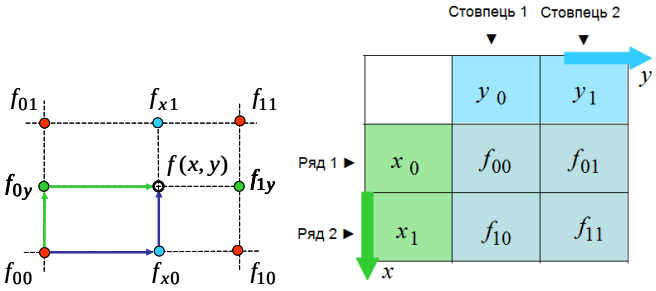
Мета даного дослідження – запропонувати методику інтегрування результатів експериментальних або аналітичних досліджень, представлених у табличному вигляді, з можливостями електронних таблиць для вирішення прикладних задач аналізу геологічних (тектонофізичних) даних, що мають векторну природу (класично,

довжина вектора дорівнює 1). Це передбачає напрацювання теоретичних основ алгоритмів, необхідних для програмної реалізації, виявлення універсальних рис програмного забезпечення для його повторного використання та особливостей реалізації саме для електронних таблиць, організація табличних даних (вибір формату представлення, ввід та верифікація, а іноді й корекція вхідних даних), а також розв'язання тестових та нових задач. Наприклад, нехай аналіз даних передбачає перевірку узгодженості кутових величин з розподілом Мізеса (радіальні дані) чи аналогічним розподілом у тривимірному випадку (сферичні дані). Необхідні арифметичні та тригонометричні обчислення, щоб знайти параметри вказаних розподілів, можна ефективно виконати в програмі Excel, потім сформулювати відповідні гіпотези та вручну перевірити їх, використовуючи опубліковані дані для критеріїв [3]. Така альтернатива включає операції пошуку в фіксованій таблиці (або й у декількох), інтерполяції для проміжних значень і низку додаткових обчислень, що передують отриманню кінцевого результату (в числовій формі або вже проінтерпретованого для конкретної задачі аналізу даних). Очевидним (і раціональним) є бажання алгоритмізувати цей процес, як це зроблено наприклад, для t-критерію Стьюдента (див. функцію =TTEST(…) [4]).

Алгоритм лінійної інтерполяції на прямокутнику

Нехай задано 4 вузлові значення f_{00}, f_{01}, f_{10}, f_{11} шуканої (неперервні) функції $f(x,y)$ на прямокутнику $R(x,y)=[x_0,x_1]\times[y_0,y_1]$, рис. 1. Задача полягає в знаходженні значення $f(x,y)$ методом лінійної інтерполяції для довільної точки (x,y) в межах цього прямокутника, $x_0 \le x \le x_1$, $y_0 \le y \le y_1$. Вхідну інформацію організуємо як таблицю (матрицю) значень функції f_{ij}, розширену координатами x_i та y_j:

$$\begin{bmatrix} y_1 & f_{01} & f_{11} \\ y_0 & f_{00} & f_{10} \\ & x_0 & x_1 \end{bmatrix} \qquad (1)$$



а *б*

Рис. 1. Схема лінійної інтерполяції (*а*) та матриця вузлових значень і координат (*б*).

Лінійну інтерполяцію функції двох координат здійснюємо послідовно за два кроки: спочатку фіксуємо крайні значення по x (ліва й права сторона прямокутника) на інтервалі від y_0 до y_1, а тоді знаходимо проміжне значення для x як функції однієї змінної [2, 5]:

$$f(x=x_0,y)=f_{0y}=f_{00}+t_2(f_{01}-f_{00}),$$

$$f(x=x_1,y)=f_{1y}=f_{10}+t_2(f_{11}-f_{10}), \qquad (2)$$

$$f(x,y)=f_{0y}+t_1(f_{1y}-f_{0y}), \qquad (3)$$

де позначено $t_1=(x-x_0)/(x_1-x_0)$, $t_2=(y-y_0)/(y_1-y_0)$. Підставляючи (2) в (3), легко отримати:

$$f(x,y)=f_{00}+t_2(f_{01}-f_{00})+t_1[f_{10}+t_2(f_{11}-f_{10})-f_{00}-t_2(f_{01}-f_{00})]=$$
$$=f_{00}+t_1(f_{10}-f_{00})+t_2(f_{01}-f_{00})+t_1t_2[(f_{11}+f_{00})-(f_{01}+f_{10})].$$

Зауважимо, що можливий й інший порядок обчислень, помінявши x та y місцями: спочатку зафіксувати крайні значення по y на інтервалі від x_0 до x_1, а тоді здійснювати лінійну інтерполяцію по y, однак це не змінить результат в межах однієї заданої комірки інтерполяції, що випливає із симетрії формули (4) по x та y (t_1 та t_2).

Порівнюючи з розкладом у ряд Тейлора зі збереженням тільки членів першого порядку малості, бачимо, що формула є точною для білінійної функції виду:

$$f(x,y)=a+bx+cy+dxy \qquad (5)$$

де a, b, c, d – постійні параметри. У випадку $d = 0$ матимемо рівняння площини, а в загальному випадку – поверхню, яку можна отримати, якщо протягувати прямолінійний відрізок вздовж двох направляючих на протилежних сторонах координатного прямокутника, що теж є відрізками (рис. 2). Отже, для фіксованих значень x чи y білінійна функція (5) по іншій координаті є лінійною.

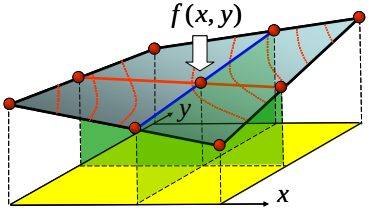


Рис. 2. Поверхня, що описується білінійною функцією.

Розглянемо тепер загальнішу задачу лінійної інтерполяції, коли прямокутник координат $R(x, y)$ розбитий просортованими наборами точок (координат) $x_1 < x_2 < \ldots < x_{n_1 - 1} < x_{n_1}$ та $y_1 < y_2 < \ldots < y_{n_2 - 1} < y_{n_2}$ на менші комірки $R_{ij}(x, y) = [x_i, x_{i+1}] \times [y_j, y_{j+1}]$, $i = 1, 2, \ldots, n_1$, $j = 1, 2, \ldots, n_2$. Якщо між сусідніми точками відстань однакова $\Delta x = x_{i+1} - x_i = \text{const}$, $\Delta y = y_{j+1} - y_j = \text{const}$для всіх i та j, то розбиття вважатимемо регулярним (або тільки регулярним по x чи y). У цьому випадку $x_i = x_1 + (i-1)\Delta x$ та $y_j = y_1 + (j-1)\Delta y$, а індекси комірки, в якій знаходиться точка з координатами (x, y), легко визначаються за формулами $i = [(x - x_1)/\Delta x]$ та $j = [(y - y_1)/\Delta y]$, де $[x]$ – функція цілої частини дійсного числа. У загальному випадку необхідно знаходити i та j методом пошуку в лінійному (просортованому) масиві. Як відомо, з точки зору програмної швидкодії перевагу можна віддати бінарному пошуку, що реалізує ідею поділу набору точок пополам (в порівнянні з лінійним перебором у масиві).

В межах кожної з таких комірок $R_{ij}(x, y)$ лінійну інтерполяцію здійснюємо згідно з формулою (4), зокрема, на бічних ребрах формула інтерполяції спрощується аналогічно до формул (2), як у одномірному випадку для функції $f(x)$ або $f(y)$. Інформації про значення функції

у вузлах $f(x_i, y_j)$ зберігатимемо в таблиці інтерполяції (двовимірний масив),де перший індекс відповідає координаті x_i (по рядках), а другий – координаті y_j (по стовпцях). Індекси починаються від 1, а індекс $i = 0$ чи $j = 0$ використовуватиметься для зберігання самих координат. Елемент такого масиву з індексами $(0, 0)$ не використовується. У випадку регулярного розбиття рядок і стовпець з нульовими індексами можуть бути й не представлені, але тоді потрібно по кожній координаті інформація про початкове значення і крок (або як варіант про мінімальні та максимальні значення, а їхня кількість дорівнюватиме розмірності масиву: для значень x – кількості стовпців n_1, а для значень y – кількості рядків n_2. Очевидно, що розширена таблиця інтерполяції, що включає й самі значення координат вузлів, є універсальною, що надає перевагу для її використання. Додаткову інформацію про регулярність сітки вузлів інтерполяції можна, наприклад, зберігати саме в елементі таблиці з індексами $(0, 0)$. Пропонуються такі значення-індикатори регулярності вузлів: 0 – сітка нерегулярна (загальний випадок, що використовується за замовчуванням); 1 – сітка вузлів регулярна по x; 2 – сітка вузлів регулярна по y; 3 – сітка вузлів регулярна по x і y. В усіх цих випадках значення координат все-таки присутні в таблиці інтерполяції в нульовому рядку та стовпці, як описано вище. Це дає змогу використовувати різні методи пошуку локальної комірки інтерполяції R_{ij} для заданих координат (x, y).

Методи екстраполяції

Окремо обумовимо випадки, коли точка знаходиться поза прямокутником $(x, y) \notin R(x, y)$, рис. 3.

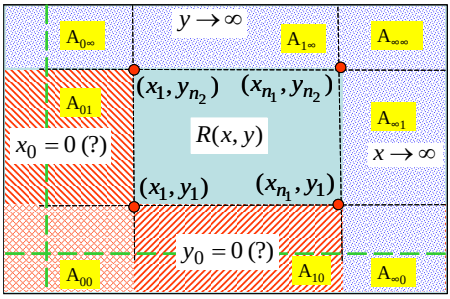


Рис. 3. Ілюстрація до ідеї екстраполяції за межі прямокутника

Крім "радикального" підходу, коли треба вважати такі значення координат помилковими, можливі декілька варіантів, що розширюють метод лінійної інтерполяції.

1. За межами $R(x, y)$ беремо найближчі значення на сторонах $R(x, y)$.
2. Використовуємо правило лінійної екстраполяції за межі інтервалу $[x_i, x_{i+1}]$ або $[y_j, y_{j+1}]$ для точок зовні $R(x, y)$. Наприклад, якщо $x < x_1$, то здійснюється екстраполяція назад щодо відрізка $[x_0, x_1]$, а якщо $x > x_{n_1}$, то – екстраполяція вперед щодо відрізка $[x_{n_1-1}, x_{n_1}]$. Зауважимо, що попередньо треба зафіксувати значення y на цьому інтервалі.
3. Іноді відомо, що інтерпольована функція $f(x, y)$ є однорідною по координатах x та y (окремо по одній з цих координат або по обох разом):

$$f(x = 0, y) = 0 \text{ або } f(x, y = 0) = 0, \tag{6}$$

причому $f(x = 0, y = 0) = 0$, якщо умова однорідності виконується по обох аргументах. Щоб не зберігати в таблиці інтерполяції додатковий стовпець (для $f(x = 0, y) = 0$) чи рядок (для $f(x, y = 0) = 0$) нульових значень, можна передбачити спеціальну опцію, що для значень аргументів x та y, менших за мінімальні, що представлені в таблиці інтерполяції, треба використовувати спрощену формулу інтерполяції (4),що враховує умови однорідності (6). Зокрема, для $0 \le x < x_1$ (враховуючи, що $f_{00} = f_{01} = 0$, рис. 4 *а*)

$$f(x, y) = t_1 f_{10} + t_1 t_2 (f_{11} - f_{10}).$$

Якщо ж $f(x, y = 0) = 0$ (рис. 4 *б*), тоді $f_{00} = f_{10} = 0$, і формула інтерполяції для $0 \le y < y_1$ матиме вигляд:

$$f(x, y) = t_2 f_{01} + t_1 t_2 (f_{11} - f_{01}), \quad t_1 = x / x_1,$$
$$t_2 = y / y_1. \tag{8}$$

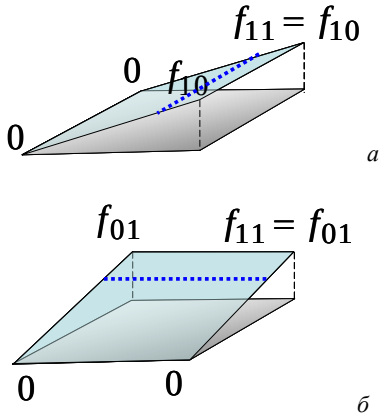


Рис. 4. Спеціальні випадки інтерполяції однорідної функції:
а – тільки по x ($f(x=0,y)=0$); *б* – тільки по y ($f(x,y=0)=0$).

Виділимо спеціальний випадок, коли $0 \le x < x_1$ і $0 \le y < y_1$ за умови $f(0,0)=0$:

$$f(x,y) = \begin{cases} t_1 f_{11}^*, \text{ якщо } x \le y, \\ t_2 f_{11}^*, \text{ якщо } x > y, \end{cases} \tag{9}$$

де $f_{11}^* = t f_{11}$, $t = \sqrt{x^2+y^2} \Big/ \sqrt{x_1^2+y_1^2}$ – значення функції та локальна координата на діагоналі комірки R_{00} відповідно. В цьому разі ми забезпечуємо строго лінійну (а не білінійну) інтерполяції в межах кожного з трикутників, що ділить комірку R_{00} діагональ від точки $(0,0)$ до точки (x_1, y_1), рис. 5.

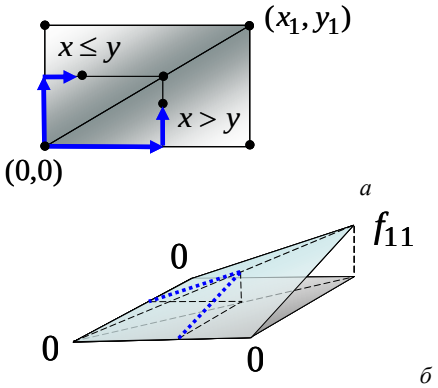


Рис. 5. Спеціальний випадок інтерполяції однорідної функції по обох аргументах:
а – дві трикутні підобласті аргументів; *б* – лінійна інтерполяція на трикутниках.

Зауваження 1. Для практично важливого випадку, коли функція має горизонтальну асимптоту (наприклад, по x), запропонувати спосіб обчислень, аналогічний до підходу №3 (врахування однорідності), складно, оскільки незрозуміло як швидко функція наближається до горизонтальної асимптоти. Однак це легко реалізувати, додаючи додатковий стовпець (випадок $x \to \infty$) з максимальними (чи й мінімальними) значеннями функції та вказавши підхід до екстраполяції №1 (постійні значення).

Один з підходів до екстраполяції за межі заданої інтерполяційної таблиці (області $R(x, y)$) може бути заданий по кожній зі змінних, умовно: 0 – некоректне значення аргументу, функція невизначена; 1 – постійне значення на ближній зі сторін; 2 – лінійна екстраполяція; 3 – врахування умов однорідності. Для точок, що належать заданому прямокутнику вибору аргументів $R(x, y)$ (та відповідної інтерполяційної таблиці) визначення значень $f(x, y)$ методом лінійної інтерполяції є однозначним і не залежить від порядку фіксації першої з координат (згідно з білінійною формулою). А для точок поза $R(x, y)$ визначення $f(x, y)$ має враховувати додаткову інформацію про методи екстраполяції, що вказані вище. Тут уже результат отримуємо, спочатку зафіксувавши задане значення y (крім спеціального випадку, що відповідає формулі (9)). Отже, *загальне правило* таке: фіксуємо рядок

інтерполяційної таблиці (значення y), а тоді здійснюємо інтерполяцію по x.

Зауваження 2. Один з 4 вказаних підходів до екстраполяції за межі $R(x, y)$ може бути заданий і детальніше, окремо для значень в меншому і більшому діапазоні від тих, що представлені в інтерполяційній таблиці. Оскільки й для кожної з координат маємо таку ж можливість, то це породжує значну кількість варіантів екстраполяції. Програмна реалізація має використовувати *загальне правило* (див. вище) та найперше зосередитися на варіанті обчислень в межах прямокутника координат $R(x, y)$, а тоді розбирати інші варіанти.

VBA-реалізація та її використання

Пропозиція щодо заголовка функції лінійної інтерполяції на мові VBA (модуль LIN_Tables) така:

```
Function LIN_Table( tableXY() As Double, x As Double, y As Double, _
Optional xExtraMin as Integer = 0, Optional yExtraMin as Integer = 0, _
Optional xExtraMax as Integer = -1, Optional yExtraMax as Integer = -1) As Double
```

Значення за замовчуванням "0" означає, що враховуємо стратегію екстраполяції під цим номером (тобто аргумент некоректний), а значення "-1" означає, що в нижньому та верхньому діапазоні значень аргумента x чи y використовується та ж сама стратегія (тобто xExtraMin = xExtraMax чи yExtraMin = yExtraMax).

За допомогою цієї UDF-функції реалізовано довідникові статистичні таблиці [3], які надалі використано в ході аналізу напрямлених даних, а саме, для перевірки критеріїв щодо параметрів тріщинуватості (еквівалентності середнього напрямку, параметра концентрації тощо).

1. *Bovey R.* Professional Excel development: the definitive guide to developing applications using Microsoft Excel, VBA, and .NET / Rob Bovey, Dennis Wallentin, Stephen Bullen, John Green. — 2nd ed. – Addison-Wesley, 2009. – 1156 p.
2. Excel - Bilinear interpolation function (UDF) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://www.stellingconsulting.nl/MS_Excel_VBA_Bilinear_interpolation.php#:~:text=Bilinear%20interpolation%20(interpolating%20within%20a,defined%20function%20(UDF)%20interpolateXY. – Назва з екрана.
3. *Mardia K.V.* Directional Statistics / Kanti V.KV. Mardia and P.E. Jupp // In: Wiley series in probability and statistics. – Jonn Wiley & Sons

Ltd, 2000. – 429 p.
4. T.TEST function: [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://support.microsoft.com/en-us/office/t-test-function-d4e08ec3-c545-485f-962e-276f7cbed055. – Назва з екрана.
5. Білінійна інтерполяція [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%91%D1%96%D0%BB%D1%96%D0%BD%D1%96%D0%B9%D0%BD%D0%B0_%D1%96%D0%BD%D1%82%D0%B5%D1%80%D0%BF%D0%BE%D0%BB%D1%8F%D1%86%D1%96%D1%8F. – Назва з екрана.

РЕЗУЛЬТАТИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В ІСТОРИКО-КУЛЬТУРНОМУ ЗАПОВІДНИКУ «ДАВНІЙ ПЛІСНЕСЬК»

Роман Кудеравець[1], Ігор Чоботок[1], Олег Романюк[1], Василь Коляденко[1], Олег Підвірний[1], Богдан Климкович[1], Володимир Шелеп[2], Андрій Филипчук[2]

[1]Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 79063, м.Львів, вул.Наукова, 3-б; тел.+38(032) 264-85-63;
romankuderavets@gmail.com

[2]Комунальний заклад Львівської обласної ради "Адміністрація історико-культурного заповідника "Давній Пліснеськ", 79024, м. Львів, вул. Липинського, 54;
plisnesko@ukr.net

Розглянуто результати використання магніторозвідки при вивченні археологічних об'єктів слов'янського та давньоруського періодів в межах території історико-культурного заповідника "Давній Пліснеськ". Виконана діагностика геологічного середовища на основі електророзвідувального методу зондування становленням електромагнітного поля в ближній зоні на території Підгорецького (Пліснеського) монастиря. За результатами зондувань виділено декілька аномалій високої електричної провідності, які пов'язані із обводненістю відкладів у різних горизонтах, що свідчить про розвиток суфозійно-фільтраційних і зсувних процесів.

Ключові слова: аномальне магнітне поле; локальні аномалії; електрична провідність, питомий електричний опір, археологічний комплекс.

Метою досліджень в межах історико-культурного заповідника "Давній Пліснеськ" було вивчення можливостей методу магніторозвідки для виявлення археологічних об'єктів, а також діагностика геологічного середовища для оцінки ступеня небезпеки прояву ерозії карстово-суфозійних та зсувних процесів за допомогою методу високочастотного індукційного зондування у ближній зоні

джерела поля (ЗСБ).

Пліснеський археологічний комплекс це унікальна сукупність різночасових пам'яток, які знаходяться на території та в околицях села Підгірці Бродівського району Львівської області. Протягом 2018–2019 рр. на території пам'ятки археології національного значення "городище літописного міста Пліснеська VIII–XIII ст." вперше були проведені дослідно-методичні магніторозвідувальні спостереження. Методика досліджень полягала у виконанні площівної магнітної зйомки протонними магнітометрами по сітці спостережень 0,5×1 м (крок вимірів по профілях 0,5 м, відстань між профілями 1 м) із розміщенням вимірювального датчика на висоті 30–40 см над рівнем ґрунту.

Перші тестові вимірювання для виявлення пошукових критеріїв наявності археологічних об'єктів за магнітометричними даними було виконано у 2018 р. в західній частині ур. "Високе городиско" навколо законсервованого розкопу 2017 р [1]. Виявлені декілька магнітних аномалій, які були приуроченими до ділянок, де археологічними дослідженнями встановлена наявність побутових та господарських печей. Найбільш цікавим результатом є відображення самого розкопу у нульовому або від'ємному магнітному полі. Напруженість магнітного поля (B) виникає як результат сумарної намагніченості – індукованої та залишкової. Вона руйнується процесом його перевідкладання, і внаслідок цього змінюється, в результаті отримаємо від'ємну аномалію по відношенню до сусідніх, в межах "нерозкопаних", неторканих областей [2]. Таким чином існують об'єктивні підстави використовувати магніторозвідку для локалізації старих археологічних розкопів.

З метою оцінки геологічного середовища та перспектив планування подальших археологічних досліджень у південно-східній частині ур. "Замчисько" у 2019 р. розширено магнітометричні вимірювання на загальну площу біля 0,252 га. На основі отриманих магнітометричних даних побудовані графіки магнітного поля та плани ізоліній із різною деталізацією (рис.1). В аномальній картині магнітного поля виділено знакозмінні магнітні аномалії інтенсивністю в кілька десятків нТл, які приурочені до споруд житлового, господарського й виробничого призначення різних періодів, про що засвідчили проведені розкопи у 2018 і у 2019 р. Загалом контури ізоліній

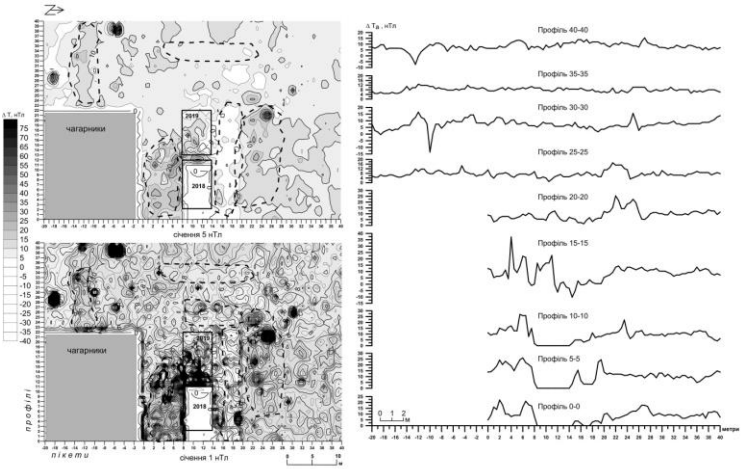


Рис.1. Карта різницевого магнітного поля (ΔТ) навколо розкопів 2018 і 2019 р. із січенням 5 і 1 нТл та поле ΔТ по окремих профілях. Прямокутником помічено контури розкопів, пунктиром виділено перспективні ділянки археологічних досліджень

магнітного поля окреслюють межі різних археологічних об’єктів та їх просторове положення. Зроблений за магнітометричними даними висновок про діагональне простягання господарської споруди (косторізна майстерня із житлом) повністю підтвердився результатами розкопок. Виявлені стовбові ями цієї споруди збігаються із епіцентрами нешироких магнітних мінімумів та максимумів. Проте найбільш інтенсивний за амплітудою максимум приурочений до глинобитної печі, розташованої у південно-східному куті розкопу 2019. Як показали результати вивчення магнітної сприйнятливості відкладів із стінок розкопу, найбільш магнітним горизонтом у розрізі є інтервал 40–65 см. Значення перевищують у 10–20 разів характерні величини магнітної сприйнятливості для фонових ґрунтів даної ґрунтово-кліматичної зони України [1]. Це свідчить про те, що дані ґрунти і відклади цього археологічного середовища набули значного впливу термозалишкової намагніченості, що дозволяє впевнено використовувати вибрану методику спостережень при плануванні подальших магнітометричних та археологічних досліджень для встановлення специфіки структури поселень слов’янського та давньоруського періодів на території історико-культурного заповідника “Давній Пліснеськ”.

Передумовою проведення геофізичних досліджень методами електророзвідки на території Підгорецького монастиря і храму Благовіщення Пречистої Діви Марії УГКЦ, який є складовою частиною

історико-культурного заповідника “Давній Пліснеськ”, є активізація зсувних і ерозійних процесів. В геологічній будові району беруть участь відклади верхньої крейди (мергелі), карпатського (дрібнозернисті піски, глини, вапняки) і баденського ярусу міоцену (вапняки дрібнолітотамнієві) та четвертинні утворення. Територія монастиря у геоморфологічному відношенні розташована на структурно-денудаційній терасі, що знаходиться у привододільній частині крутого древньозсувного схилу. Зсувні процеси тут носять постійний та системний характер і відбувались у 60-х і у 80-х роках минулого століття. У 1999 р. в 20 м нижче від церкви Благовіщення на південний схід від її стін, відбувся катастрофічний зсув структурного типу, який захопив біля 5000 м^3 породи. Зафіксовані зсувні зміщення порід пов’язані з наявністю у геологічному розрізі досить потужної товщі набухаючих, з низькими показниками фізико-механічних властивостей глинистих грунтів четвертинних супісків та суглинків. Також однією з основних причин виникнення зсувних процесів є утруднене розвантаження ґрунтових вод по схилу нижче споруди церкви, викликане накопиченням техногенних та зсувних ґрунтів по схилу, які заважають вільному розвантаженню підземних вод. Інженерно-геологічними дослідженнями території займалась низка фахівців із різних організацій («Геодезичне бюро», ВАТ «Геотехнічний інститут»). У 2011-2012 р. згідно проекту ТОВ «Проектний інститут» Спецтунельпроект» був виконаний комплекс протизсувних заходів, які на певний час стабілізували стійкість тераси до зсувів. Однак, за результатами моніторингових спостережень (ДП «Західукргеологія») зсувонебезпечні схили навколо монастиря знову знаходяться в нестабільному, напруженому стані,відмічена активізація зсувних процесів [3].

З метою вивчення геологічного розрізу, визначення стану водонасичення відкладів, виявлення розущільнених зон було використано метод високочастотного індукційного зондування у ближній зоні джерела поля (ЗСБ). Застосована швидкодіюча аппаратура мікросекундного діапазону типу “Стадія” у варіанті “контур в контурі” (Q·q) з геометричними розмірами генераторного та вимірювального контурів відповідно Q = (10 х 10) м^2, q = (5 х 5) м^2, та Q = (20 х 20) м^2, q = (10 х 10) м^2. Електророзвідувальні спостереження на ділянці методом ЗСБ виконано в кількості 46 пунктів. За результатами інтерпретації побудовані геоелектричні розрізи (7 профілів) за визначеними параметрами (електричний опір та потужність), які характеризують структурні особливості досліджуваної ділянки і дають уяву про літологію, структурні та тектонічні особливості порід, що складають геологічний розріз (рис.2).

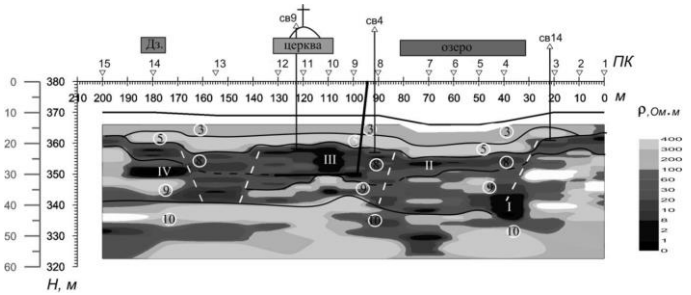


Рис.2. Геоелектричний розріз по профілю 5 на терасі на основі даних зондування установкою $Q_{ген}$ = (10 х 10) м^2, $q_{пр}$ = (5 х 5) м^2. Цифри в колах – інженено-геологічні елементи ІГЕ: 3 –суглинок тугопластичний, з прошарками твердого і напівтвердого, з жорствою вапняку, жовтувато- та голубувато-сірий, 5 – глина напівтверда, аргілітоподібна, пластинчаста, з лінзами піску, голубувато-сіра (N_1tn), 8 – пісок дрібний, середнього ступеню водонасичення, кварцовий, світло-сірий (N_1op), 9 – глина мергеляста, тверда з щебенем мергелю, світло-сіра, 10 – мергель тріщинуватий, озалізнений, світло-сірий (K_2). Римські цифри (I-IV) – геоелектричні неоднорідності

Верхню частину розрізу складають тугопластичні суглинки (ІГЕ 3) з високими значеннями опору 200-300 Ом·м. Нижче за розрізом знаходиться пласт 5 що відповідає глинам, значення опору його склало понад 300 Ом·м, середня потужність глин 4-5 метрів. В межах ПК4-ПК7 та ПК13 в глинистих відкладах спостерігається «мульда» просідання, що є характерним при зсувних і при карстоутворюючих процесах. З глибини 9-10 метрів залягає покрівля піщаних відкладів, опір яких складає 10-20 Ом·м (пласт 8). Підошва піщаного горизонту знаходиться на покрівлі мергелів (горизонт 9), які зруйновані і видозмінені у своїй верхній частині. Тому потужність пісків може коливатись у широких межах від 10 до 15 метрів, а в окремих випадках до 24 метрів досягаючи глибини 30 метрів, де розташовані високоомні щільні породи – мергелі (ІГЕ 10). Власне цей діапазон глибин від 10 до 30 метрів зазнав найбільших змін внаслідок протікання в ньому еконебезпечних процесів, що впливають на стан тераси і приводять до її деградації. В східній частині геоелектричного розрізу в межах пікетів (ПК) 3-4 та 7-8 відмічаються розривні порушення, що разом з мульдою в глинистих відкладах вказує на процес зсуву масиву ґрунту. При цьому перше порушення (ПК3-4) в своїй основі відмічається аномалією провідності, яка є наслідком пом’якшення структурних зв’язків у породах розрізу і встановлення фільтраційного потоку по зонах послаблення. В місці розривного порушення також на поверхні схилу присутня бокова ерозія. Інші порушення спостерігаються на східній та

західній стороні ПК13. Дані порушення можуть бути фрагментами іншого зсуву, що, можливо, зароджується в західній частині тераси. Значна аномалія електропровідності, яка формується в межах ПК12-10 досягає свого максимуму в ПК10 і до глибини понад 20 м відмічається в піщаних відкладах. За усіма ознаками така ділянка низьких опорів вказує на розвиток суфозійно-фільтраційних процесів, які досягаючи в ПК8 підошви пісків протікають в напрямку порушення південно-східної частини розрізу. Геометричні розміри негативного процесу вказують на його розвиток із південного-сходу на північний-захід, де він на даний час перебуває на початковій стадії формування.

Отже, за результатами електромагнітних зондувань методом ЗСБ можна зробити висновок, що природа негативних процесів має більш глибинний характер ніж вважалося до цього. Встановлено, що каталізатором зсувних процесів, які є характерними на ділянці, є обводненість пісків опільської світи нижнього міоцену на глибинах від 9 до 12 метрів від денної поверхні. Аномалії, які утворюються у покрівлі піщаного горизонту виникають через порушення водозахисного глинистого шару і як наслідок – процес активізації зсувів у глинистих ґрунтах четвертинних супісків та суглинків.

Проведені геофізичні дослідження показали високу перспективність використання комплексу геофізичних методів для вивчення археологічних пам’яток і оцінки ступеня небезпеки прояву ерозії карстово-суфозійних та зсувних процесів.

1. R. Kuderavets, I. Chobotok, O. Menshov, V. Shelep, A. Fylypchuk. Plisnesk archeological complex. Some results of magnetometry prospection / XIII International Scientific Conference “Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment” 12–15 November 2019, Kyiv, https://doi.org/10.3997/2214-4609.201903251
2. Fassbinder, J.W.E. Magnetometry for Archaeology, in: A. S. Gilbert (ed.), Encyclopedia of Geoarchaeology, Dordrecht, - 2017, 499–514.
3. Панов Д., Кметюк В, Стахів Т. та ін. Моніторинг поширення та розвитку інженерно-геологічних процесів та явищ (ЕГП) в межах території Львівської області з метою геологічного забезпечення УІАС НС та протизсувних заходів” (тит. 550) / Звіт , фонди Національна акціонерна компанія “Надра України”, ДП “Західукргеологія”, ЛьвівськаГРЕ, м. Львів, 2015р., книга 1, текст і текстові додатки, 272 с.43

ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ДІЛЯНКИ ПІД ЗАБУДОВУ З ВИКОРИСТАННЯМ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЕЛЕКТРИЧНОГО ЗОНДУВАННЯ ТА МЕТОДУ ЗАЛОМЛЕНИХ ХВИЛЬ НА ПРИКЛАДІ МАЙДАНЧИКУ БУДІВНИЦТВА В М.ЛЬВІВ

Дацюк Ю.[1], Купльовський Б.[2], Ковальчук А.[3], Яремович М.[3]
[1]*Кафедра геології корисних копалин і геофізики, Львівський національний університет ім. І.Франка, Львів, Україна,* yudat@ukr.net
[2]*Відділ сейсмічності Карпатського регіону, Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, Україна*
bohdan_kuplyovsky@yahoo.com
[3]*ТзОВ «Геол-Тех», Львів, Україна* geoltechnologies@gmail.com

Проведено дослідження майданчику будівництва двома різними геофізичними методами: вертикального електричного зондування, сейсмічного профілювання методом заломлених хвиль. Визначено ефективні значення швидкості поширення сейсмічних хвиль у верхній осадовій товщі. Порівняно результати досліджень геофізичними методами між собою та з результатами прямих інженерно-геологічних вишукувань даної ділянки.

Ключові слова: вертикальне електричне зондування, геоелектричний профіль, позірний опір, метод заломлених хвиль, годограф, геофон, сейсмостанція.

Геоелектричні дослідження. Вертикальне електричне зондування

Метод вертикального електричного зондування (ВЕЗ) – метод геоелектричної розвідки, який базується на вивченні залежності напруги змінного електричного поля між електродами MN від відстані між двома заземленими (живильними) електродами AB (Рис. 1).

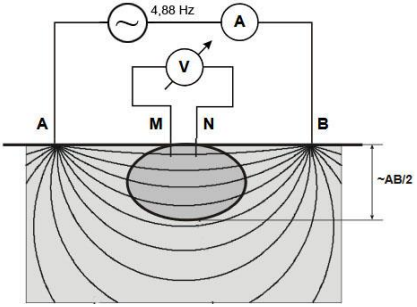


Рис. 1. Схема проведення вимірювань методом вертикального електричного зондування

Прилади і обладнання – електрофізичне обладнання АНЧ-3 (апаратура низької частоти), електроди, вимірювальна рулетка.

Усі розрахунки і підбір геоелектричних профілів здійснено за допомогою програми IPI2win.

Кожен тип ґрунту чи породи характеризуються певними значеннями питомого електричного опору і ці значення суттєво залежать від таких параметрів як розмір складових частинок, вологість чи водо-насиченість, мінералізація розчинів, наявність тріщин і порожнин, температури. Наприклад, питомий електричний опір глини змінюється в межах 1-20 Ом*м, суглинку – 20-70 Ом*м, супісків – 60-150 Ом*м, пісків – 150-4000 Ом*м. Але ці значення сильно відрізняються в залежності від умов і тому однозначно інтерпретувати тип ґрунту за геоелектричними показниками важко. Для використання методу ВЕЗ в інженерно-геолгічних вишукувань необхідно спочатку за результатами вивчення хоча в однієї бурильної свердловини чітко визначити тип ґрунту і його питомий електричний опір, а для інших ділянок можна використовувати встановлений цей кореляційний зв'язок для інтерпретації кривих ВЕЗ.

Сейсмічне профілювання. Метод сейсмічних жорсткостей

У сейсморозвідці розрізняють два основних методи: метод відбитих хвиль (МВХ) і метод заломлених хвиль (МЗХ).

Метод відбитих хвиль ґрунтується на реєстрації сейсмічних хвиль, що відбились від меж розділу двох середовищ з різним хвильовим опором (акустичною жорсткістю). Метод заломлених хвиль ґрунтується на реєстрації і вивченні хвиль, які заломлюються в земній корі в пластах, що характеризуються підвищеною швидкістю розповсюдження сейсмічних хвиль і проходять в них значну частину шляху.

В інженерній геології та регіональній геофізиці для визначення ефективної швидкості сейсмічних хвиль найчастіше використовують метод заломлених хвиль.

Визначення ефективного значення швидкості поширення сейсмічних хвиль у верхній осадовій товщі на даний момент є актуальна прикладна задача для регіональних геофізичних досліджень.

Установка складається з 11 геофонів марки СВ-20-П, які розміщуються на поверхні вздовж однієї лінії на відстані 3 м один від другого.

Сейсмостанцію сконструйовано на основі плати ArduinoDue з аналоговими входами розрядністю 12 біт для запису електричних сигналів від геофонів.

Для кращого виділення ефективного сигналу від шумів проводиться накопичувальний запис сигналу. Накопичення записів понад 10 ударів дасть 10-ти кратне перевищення ефективного сигналу над фоновими випадковими завадами, особливо це відчутним стає на записах з віддалених геофонів куди через сильне затухання у в'язких та

вологих ґрунтах сигнал приходить досить слабкий і важко відрізнити його від завад.

На рис. 2. показано схему методу визначення швидкостей розповсюдження штучно-збуджених сейсмічних хвиль.

При ударі кувалди об металеву пластину хвиля розповсюджується в усі боки в товщу ґрунтів і по поверхні. Завдяки тому, що з глибиною швидкість зростає, хвилі заломлюються і напрям руху їх плавно змінюється до поверхні. При надходженні хвилі до нульового геофону в сейсмостанції розпочинається процес одночасного запису сигналів від усіх геофонів, а інформація відразу записується на карту пам'яті типу microSD. Після завершення експерименту зареєстровані дані переносяться і обробляються в комп'ютері. З отриманих сейсмограм визначають часи вступу хвиль (час надходження хвилі до кожного геофону).

На основі отриманих сейсмограм будуються годографи – діаграми залежності часу вступу сейсмічних хвиль від відстані до геофонів.

Для побудови сейсмічного профілю використано формулу Герглотца-Віхерта для заломлених хвиль. Ця формула – суть наближеного розв'язку оберненої задачі із визначення глибини Z проникнення хвилі:

$$z(x) = \frac{1}{\pi}\int_0^x \ln\left(k + \sqrt{k^2 - 1}\right)dx$$

де $k = \frac{\left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)_x}{\left(\frac{x}{t}\right)}$. В формулі $\left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)_x$ – позірна швидкість (apparent velocity) сейсмічної хвилі. Z(x) – глибина максимального занурення хвилі, яка виходить на поверхню в точці з координатою x.

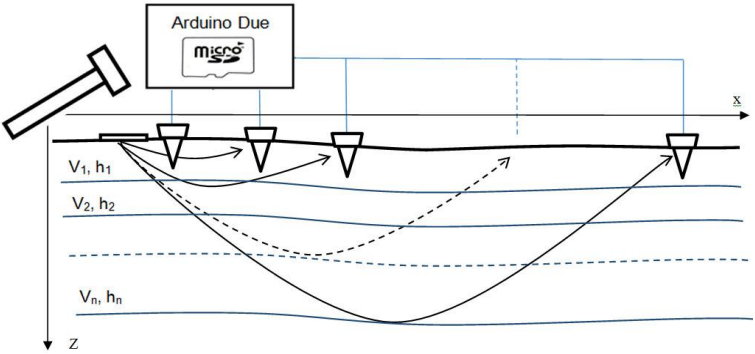


Рис. 2. Схема установки методу заломлених хвиль

РЕЗУЛЬТАТИ

За результатами проведених досліджень методом ВЕЗ побудовано геоелектричні профілі (рис. 3). Виходячи з типових значень питомих електричних опорів для ґрунтів ймовірно можна стверджувати, що на досліджуваній ділянці присутній верхній садовий ґрунт з електричним опором 28-90 Ом*м, товщиною до 1 м. Внизу під ґрунтом є горизонт суглинків потужністю від 2 до 7 метрів і опором 17-30 Ом*м. Під суглинком знаходяться глини потужністю від 7 до 10 м і опором 2-11 Ом*м. В пунктах 3 і 5 ґрунти є сильно зволоженими.

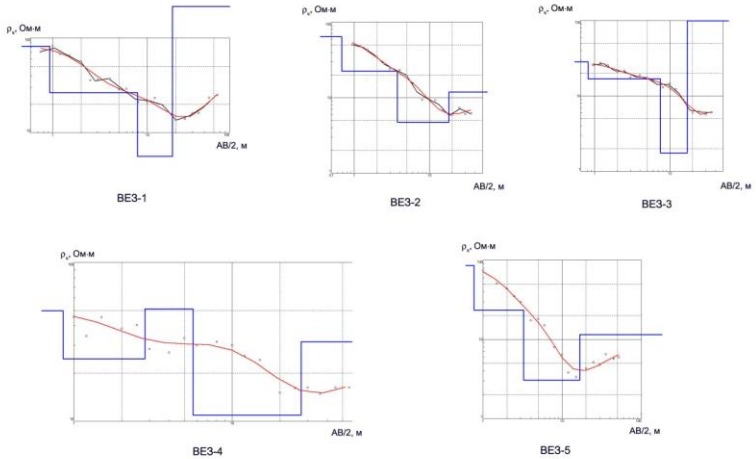


Рис. 3. Криві ВЕЗ і геоелектричні профілі. Чорні кружки – вимірювальні значення позірного електричного опору,червоні криві – теоретичний розрахунок, сині криві – геоелектричний профіль.

Сейсмічне профілювання. Метод сейсмічних жорсткостей

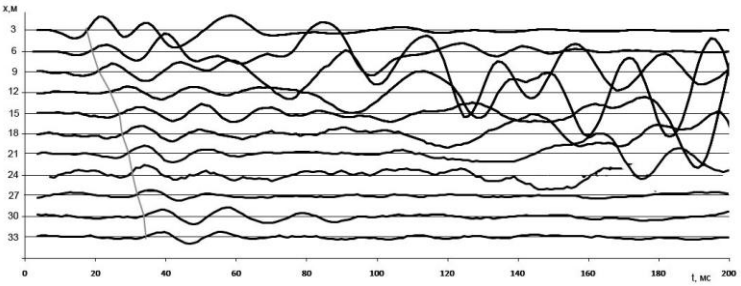


Рис. 4. Типовий вигляд сейсмограми від геофонів. Сірою лінією відмічена крива вступу заломлених хвиль (годограф заломлених хвиль).

На рис. 5. зображено годографи в трьох пунктах (згідно рис.2) – 1,2 і 3. Відстані між геофонами – 3 м, всього залучено 11 геофонів, тобто загальна відстань дорівнює 33 м.

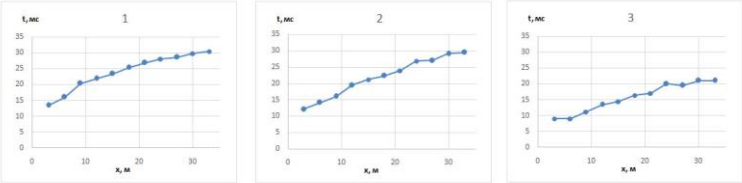


Рис. 5. Годографи заломлених хвиль для пунктів 1-3 досліджуваної ділянки.

З отриманих годографів видно, що в пункті 3 швидкість розповсюдженн є більшою , що можна пояснити підвищеною вологістю ґрунту для яких швидкість хвиль є більшою в 2-3 рази у порівняно з сухими ґрунтами. Для побудови сейсмічного профілю використано формулу Герглотца-Віхерта для заломлених хвиль.

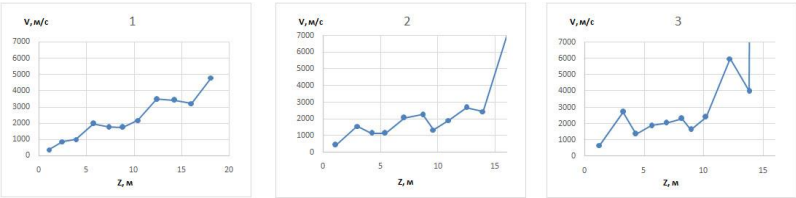


Рис. 6. Швидкість заломлених хвиль в залежності від глибини Z, отриманих за формулою Герглотца-Віхерта.

Отримані значення сейсмічних швидкостей дуже добре відповідають табличним значенням з літературних даних. Наприклад, для супісків ці значення складають 700-1800 м/с, суглинки – 700-1900 м/с, глини – 1800-2500 м/с. Значно більший інтерес представляє зростання швидкості на до 5000-7000 м/с. Такі значення відповідають гіпсовим породам.

ПОРІВНЯННЯ СПЕКТРАЛЬНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНЕВИХ ШАРІВ РОЗРАХОВАНИХ МЕТОДОМ СКІНЧЕНИХ ЕЛЕМЕНТІВ З ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИМИ НА ПРИКЛАДІ МАЙДАНЧИКУ БУДІВНИЦТВА В М.ЛЬВІВ

Купльовський Б.Є.[1], Брич Т.Б.[1], Дацюк Ю.Р.[2]
Відділ сейсмічності Карпатського регіону
[1]*Інститут геофізикиім. С.І. Субботіна НАН України, Львів, Україна*
bohdan_kuplyovsky@yahoo.com, taras_brych@hotmail.com
[2]*Кафедра геології корисних копалин і геофізики, Львівський національний університет ім. І.Франка, Львів, Україна,*

Метою проведеної роботи було обчислення теоретичних передавальних характеристик осадових шарів на майданчику будівництва з використанням методу скінчених елементів (МСЕ). Ці результати використані для порівняння з динамічними параметрами приповерхневих шарів, отриманими експериментальним методом; перевірки відповідності резонансних властивостей досліджуваного середовища отриманих цими методами для можливості їхнього застосування в регіональних сейсмологічних дослідженнях. Дослідження у цій роботі проводилося шляхом розв'язання прямої динамічної задачі сейсміки методом скінчених елементів.

Ключові слова: моделювання, метод скінчених елементів, передавальна характеристика, метод Накамури, резонансні частоти, інтерференція.

МЕТОДИКА

Основи теорії методу Накамури

Метод визначення власних резонансних частот осадової товщі за допомогою відношення спектрів горизантальної до вертикальної компоненти природних шумів був розроблений японським вченим Yutaka NAKAMURA з використанням свердловинних досліджень сильних рухів для різноманітних геологічних умов досліджуваної ділянки. Він висунув гіпотезу про те, 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 вона 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, амплітудно-часову характеристику (АЧХ)), яка буде більш реалістично відображати властивості 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.
Максимальні значення QTS відповідають власним частотам першого порядку осадового шару, що виділяються завдяки багатократним відбиттям SH хвилі, і коефіцієнтам підсилення.

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h \cdot H_b + H_s}{A_v \cdot V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{A_h + H_s / H_b}{A_v + V_s / V_b} \qquad (1)$$

Де A_h і A_v – це коефіцієнти підсилення горизонтальної та вертикальної складової вертикально падаючої об'ємної хвилі; H_b і V_b – спектри горизонтальних та вертикальних коливань в основі осадового басейну; H_s і V_s – це спектри горизонтальної та вертикальних складової хвиль Релея; H_f, V_f – горизонтальна і вертикальна складові спектрів коливань на поверхні.

Основи методу скінчених елементів для моделювання хвильового поля

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 – елементів. Цими функціями можуть бути поліноми, що визначаються для кожного елемента зокрема. Порядок полінома залежить від форми елемента і кількості вузлів в елементі.

Використовуючи метод переміщень в МСЕ вектор переміщень $\mathbf{u}$ апроксимуємо на кожному скінченому елементі через значення переміщень у вузлах елемента $\mathbf{U}$ – в матричному записі

$$\mathbf{u} = \mathbf{N}^{(\mathbf{e})}\mathbf{U}, \qquad (2)$$

$\mathbf{N}^{(\mathbf{e})}$ – матриця функцій форми.

Залежність між деформаціями і переміщеннями для елемента (e) можемо записати у вигляді

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{B}^{(\mathbf{e})}\mathbf{U}, \qquad (3)$$

де $\mathbf{B}^{(\mathbf{e})}$ – диференціальний оператор.

Закон Гуказапишемо

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{D}^{(\mathbf{e})}\boldsymbol{\varepsilon}, \qquad (4)$$

де $\mathbf{D}^{(\mathbf{e})}$ – матриця пружних характеристик елемента (e).

Ввівши позначення для матриці жорсткості:

$$\mathbf{K} = \sum_{e=1}^{E} \int_{V^{(e)}} \mathbf{B}^{(e)T}\mathbf{D}^{(e)}\mathbf{B}^{(e)}\, dv, \qquad (5)$$

і вектора навантаження:

$$\mathbf{f} = \sum_{e=1}^{E} \mathbf{f}^{(\mathbf{e})}, \qquad (6)$$

де $\mathbf{f}^{(e)} = \int_{V^{(e)}} \mathbf{N}^{(\mathbf{e})T}\mathbf{F}\, dv + \int_{S^{(e)}} \mathbf{N}^{(\mathbf{e})T}\mathbf{P_2}\, ds + \mathbf{P_1}$ – сума прикладених ззовні тисків, поверхневих і точкових зусиль. Тут $\mathbf{F}$ – вектор об’ємних сил, $\mathbf{P}_2$ – вектор поверхневих сил і $\mathbf{P}_1$ – вектор зосереджених у вузлах сил. В цих формулах (e) – номер розглядуваного елемента, E – загальна кількість елементів, на які розбито модель, $V^{(e)}$, $S^{(e)}$, – об’єм і площа конкретного одного розглядуваного елемента.

В результаті отримаємо скінчену систему лінійних алгебраїчних рівнянь відносно вектора переміщень у вузлах розбиття $\mathbf{U}$, яка в матричному представленні має вид:

$$\mathbf{K}\ \mathbf{U} = \mathbf{f}. \qquad (7)$$

На основі принципу д’Аламбера інерційні і дисипативні сили розподілені по об'єму, отже можуть розглядатися як частина об'ємних сил. Взявши до уваги інерційні сили в елементарному об'ємі $\rho\ddot{\mathbf{U}}$, де

ρ – густина тіла; дисипативну складову $c\dot{\mathbf{U}}$, де c – коефіцієнт загасання в одиниці об'єму, який визначається експериментально; дискретизацію моделі на скінчене число елементів і лінійну апроксимацію $\mathbf{u}$ (2), для інерційної і дисипативної компонент об'ємної сили у правій частині рівності (6) маємо

$$\mathbf{f_i} = \mathbf{M}\ddot{\mathbf{U}}, \tag{8}$$

де $$\mathbf{M} = \sum_{e=1}^{E} \int_{V^{(e)}} \rho_e \mathbf{N}^{(e)T} \mathbf{N}^{(e)} \, dv,$$

$$\mathbf{f_D} = \mathbf{C}\dot{\mathbf{U}}, \tag{9}$$

де $$\mathbf{C} = \sum_{e=1}^{E} \int_{V^{(e)}} c_e N^{(e)T} N^{(e)} dv,$$

де інерційна $\mathbf{f_i}$ і дисипативна $\mathbf{f_D}$ сили напрямлені проти руху, через що мають протилежний знак. Після перенесення $\mathbf{f_i}$, $\mathbf{f_D}$ з рівностей (8), (9) у ліву частину рівняння (7) отримуємо рівняння руху у матричній формі:

$$\mathbf{M}\ddot{\mathbf{U}} + \mathbf{C}\dot{\mathbf{U}} + \mathbf{K}\mathbf{U} = \mathbf{f}, \tag{10}$$

де $\mathbf{f} = \mathbf{f_C} + \mathbf{f_P}$ – сума концентрованих сил (джерел) і поверхневих сил на границях неоднорідних шарів, залежних від часу. Рівняння (10) є математичним виразом другого закону Ньютона. Матриця $\mathbf{C}$ враховує загасання. Її можна визначити як суму: $\mathbf{C} = \alpha\mathbf{M} + \beta\mathbf{K}$, по Релею, де коефіцієнти α і β визначаються в залежності від експериментальних даних.

Доповнивши систему звичайних диференційних рівнянь (10) початковими умовами, в яких задаються значення переміщень і швидкостей переміщень в початковий момент часу у вузлах розбиття, тобто уже дискретизовані початкові умови:

$$\mathbf{U_{t=0}} = \mathbf{U_0}, \ \dot{\mathbf{U}}_{\mathbf{t=0}} = \dot{S}_{\mathbf{0}}. \tag{11}$$

Маємо постановку динамічної задачі для МСЕ. Для розв’язання системи (10)-(11) можуть застосовуватися різні підходи такі як метод

розкладу по власних формах або ітераційні методи такі як методи центральних різниць, Хаболта, Ньюмарка або Θ-метод Вілсона або розроблені і апробовані авторами ітераційні схеми.

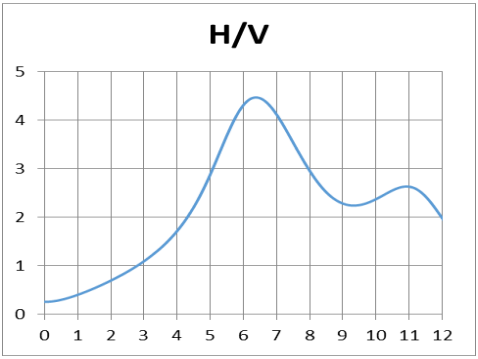


Рис. 1. Розрахунок спектральних характеристик приповерхневих шарів отриманий шляхом математичного моделювання

Порівняння результатів розрахунків дозволяє нам стверджувати, що дана методика можлива для використання в подальших дослідженнях в області регіональної та інженерної сейсміки. Розбіжність в результатах повинна слугувати для подальшого аналізу та вдосконалення методів обробки, як модельного так і експериментального. Ще однією причиною неповного співпадіння результатів може бути неадекватність побудованої моделі, що дає можливість використовувати дані дослідження для вирішення обернених задач сейсміки.

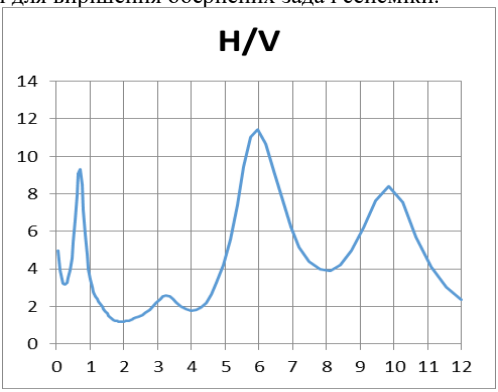


Рис. 2. Розрахунок спектральних характеристик приповерхневих шарів отриманийза результатами інструментальних спостережень на досліджуваній ділянці

ПОВНОМАСШТАБНІ ФІЗИЧНІ МОДЕЛІ ГІРСЬКИХ ПОРІД ДЛЯ КАЛІБРУВАННЯ ПРИЛАДІВ ГАММА-ГАММА КАРОТАЖУ ЗА НАЯВНОСТІ СТАЛЕВОЇ ТРУБИ

Бондаренко М.С.[1], Кулик В.В.[1], Дмитренко О.В.[1], Данилів С.М.[2], Кармазенко В.В.[3], Стасів О.С.[4]

[1] Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, 03680 Київ-142, пр. Палладіна,32; tages1979@gmail.com

[2] ТОВ «Укрспецприбор»; 04123 м. Київ, вул. Западинська, 5; danyliv.sm@gmail.com

[3] ТОВ «Київський завод «Геофізприлад»; v.karmazenko@gmail.com

[4] ТОВ «Укрспецгеологія»; 38762, Полтавська обл., с. Терешки, вул. Шевченка, 30; office@usg.lg.ua

Представлено результати створення повномасштабних фізичних моделей гірських порід для калібрування комплексних приладів радіоактивного каротажу (РК), складовою яких є густинний гамма-гамма каротаж (ГГК). Побудовано чотири комплекти моделей для різних задач каротажу.

1. Моделі пористих карбонатних пластів-колекторів, перетнуті свердловиною (діаметр 216 мм), зі змінними імітаторами обсадних колон (146 мм і 168 мм) та насосно-компресорних труб. Моделі призначені для калібрування приладів РК на кабелі при дослідженні розрізу необсаджених і обсаджених нафтогазових свердловин.

2. Моделі гірських порід різної густини з свердловиною (160 мм) та змінними бурильними трубами (120 мм, 108 мм, 89 мм). Моделі призначені для калібрування приладів ГГК для каротажу в процесі буріння горизонтальних нафтогазових свердловин.

3. Універсальні моделі гірських порід різної густини, перетнуті свердловинами трьох діаметрів (200 мм, 160 мм, 125 мм). Призначення моделей – калібрування приладів РК на кабелі для дослідження розрізу необсаджених і обсаджених нафтогазових свердловин та приладів РК для каротажу в процесі буріння горизонтальних нафтогазових свердловин.

4. Моделі приповерхневих гірських порід різної густини, обладнані щільно прилеглою до породи обсадною трубою діаметром 51 мм. Призначення моделей – калібрування приладів ГГК для дослідження приповерхневих гірських порід при вирішенні задач: інженерно-геологічних, сейсмічного мікрорайонування, екологічних та ін.

Фізичні моделі розроблені і споруджені співробітниками Інституту геофізики НАН України разом з організаціями-партнерами (ТОВ «Укрспецприбор», ТОВ «Київський завод «Геофізприлад», ТОВ «Укрспецгеологія», ДП «Енергопроект»). Постійне використання

моделей обумовлене активними роботами, які ведуться Інститутом геофізики разом з партнерами, по створенню апаратурно-методичних комплексів радіоактивного каротажу, до складу яких входить ГГК

Ключові слова: фізичні моделі гірських порід, приповерхневі та нафтогазові свердловини, каротаж на кабелі, каротаж в процесі буріння, обсадна колона, бурильна труба, ГГК, густина гірських порід.

Вступ. Густинний гамма-гамма каротаж (ГГК) є одним з основних методів дослідження розрізу нафтогазових і приповерхневих свердловин (інженерно-геологічних, сейсмічного мікрорайонування, екологічних) [1–8]. Густина гірських порід, яку визначають за ГГК, є важливим самостійним петрофізичним параметром. Водночас вона виступає проміжною величиною, яку використовують (в комплексі з результатами інших методів каротажу) для оцінки літології, загальної пористості, характеру насичення та ін.

В промислово-геофізичній практиці ГГК для визначення густини порід використовується в основному в необсаджених свердловинах. Актуальним напрямком використання ГГК є дослідження нафтогазових колекторів через обсадку [9, 10]. В останній період нами ведеться розробка комбінованого приладу РК (разом з ГГК) для дослідження обсаджених свердловин, в т.ч. за наявності насосно-компресорної труби (НКТ).

Відносно новим напрямком є використання ГГК в складі модуля РК для каротажу в процесі буріння (LWD, *англ.* logging while drilling – каротаж в процесі буріння) [3, 7].

Сучасні прилади ГГК є двозондовими (2ГГК). При цьому з метою компенсації ряду факторів (глинистої кірки, неконтрольованого відхилення від стінки свердловини, товщини цементного кільця тощо) інтерпретаційним параметром служить відношення показань зондів. Первинною величиною, яку безпосередньо реєструють детектори приладів ГГК, є швидкість лічби імпульсів I. На практиці, для виключення впливу потужності джерела, показання зондів ГГК виражають в умовних одиницях (у.о.). При цьому в якості умовної одиниці служить швидкість лічби в еталонувальному пристрої $I_{ет}$ [1]. Найпростішим еталонувальним пристроєм є бак з прісною водою. [2, 3, 7, 8].

Перехід від інтерпретаційного параметру ГГК до густини здійснюється за допомогою калібрувальної функції. Для отримання калібрувальної функції існує кілька способів, однак з точки зору адекватності і точності результатів найкращими для цієї мети є фізичні моделі з реальною геометрією, які відтворюють пласти гірських порід з певною густиною, перетнуті свердловиною [1, 11, 12]. При цьому, виконуючи калібрування приладу ГГК, доцільно встановлювати зв'язок показань з густиною пористого пласта, насиченого водою, оскільки по відношенню атомного номера до атомної маси водень різко відрізняється від

інших елементів. Це дозволяє відразу врахувати аномальні властивості водневмісної речовини в загальному об'ємі гірської породи [12].

Для нафтогазових колекторів фізичні моделі повинні охоплювати густину в діапазоні
~ 1,5 ÷ 3,0 г/см^3 [12], а для приповерхневих піщано-глинистих гірських порід ~ 1,4 ÷ 2,4 г/см^3.

Допустима похибка вимірювання за ГГК густини гірських порід визначається вимогами до похибки їхньої пористості. Похибка визначення густини є сумою апаратурної похибки та похибок, які вносять неоднорідність проміжного середовища між приладом і породою, швидкість каротажу, потужність пласта тощо. Сумарна похибка зазвичай встановлюється не більше ± 0,03 г/см^3, що в перерахунку на пористість складає не більше ± 2 % абс. [13].

В Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (ІГФ) разом з партнерськими організаціями (ТОВ «Київський завод «Геофізприлад», ТОВ «Укрспецприбор») розвинуто новий підхід до створення апаратурно-методичних комплексів радіоактивного каротажу (АМК РК) у складі гамма-, нейтрон-нейтронного, нейтрон-гамма і гамма-гамма каротажу. АМК призначені для каротажу в необсаджених і обсаджених нафтогазових свердловинах, для каротажу в процесі буріння нафтогазових свердловин, для каротажу в приповерхневих свердловинах [14 – 16]. ГГК є однією з основних складових цих АМК РК.

Для дослідно-конструкторських та експериментальних робіт з новими каротажними приладами, для їх метрологічного та інтерпретаційно-методичного забезпечення в ІГФ НАНУ розроблено і разом з організаціями-партнерами (ТОВ «Укрспецприбор», ТОВ «Київський завод «Геофізприлад», ТОВ «Укрспецгеологія», ДП «Енергопроект») споруджено чотири комплекти повномасштабних фізичних моделей гірських порід. В Україні ІГФ НАНУ є єдиною організацією, яка займається розробкою і спорудженням фізичних моделей гірських порід для калібрування приладів РК.

Моделі колекторів, перетнутих необсадженою і обсадженою свердловиною

Для калібрування приладів РК на кабелі (WL, *англ.* wireline logging – каротаж на кабелі), призначених для каротажу в необсаджених і обсаджених нафтогазових свердловин, ІГФ разом ТОВ «Київський завод «Геофізприлад» створено повномасштабні фізичні моделі пористих карбонатних пластів-колекторів [17]. Для робіт з приладами WL-ГГК використовуються наступні моделі.

1. Прісна вода: об'ємна густина $\delta = 1{,}00$ г/см^3. 2. Мінералізована вода: $\delta = 1{,}1$ г/см^3, $C_{NaCl} \sim 150$ г/л.

3. Мармурова крихта: пористість $k_п = 37$ %; об'ємна густина сухої моделі $\delta_{с.п.} = 1{,}70$ г/см^3;
об'ємна густина водонасиченої моделі $\delta_{в.п.} = 2{,}05$ г/см^3.

4. Мармурова крихта різних фракцій: $k_п$ = 20 %; $\delta_{с.п.}$ = 2,25 г/см^3; $\delta_{в.п.}$ = 2,45 г/см^3.

5. Мармуровий блок: $k_п$ = 2 %. Об'ємна густина = 2,70 г/см^3.

Моделі споруджено в бетонних баках висотою 2,0 м і діаметром 1,5 м. Моделі перетнуті необсадженою свердловиною діаметром 216 мм. Додатковим обладнанням є змінні імітатори обсадних колон (стальні труби з цементним кільцем) 146 мм і 168 мм, а також НКТ різного діаметру.

Моделі пластів з свердловиною, обладнаною бурильною трубою

Для калібрування приладу ГГК, який входить до складу модуля для каротажу в процесі буріння LWD-MPK-48 [15], в ІГФ разом з ТОВ «Укрспецприлад» створено комплект повномасштабних лабораторних фізичних моделей водонасичених гірських порід різної густини. Комплект складається з наступних моделей.

1. Прісна вода: δ = 1,0 г/см^3; висота моделі H = 1,2 м, діаметр D = 1 м.

2. Водонасичений кварцовий пісок: δ = 1,8 г/см^3, H = 1,2 м, D = 0,9 м.

3. Водонас. суміш кварцового піску і мармурової крихти: δ = 2,3 г/см^3, H = 0,95 м, D = 0,9 м.

4. Водонас. суміш кварцового піску і бариту ($BaSO_4$): δ = 2,9 г/см^3, H = 0,85 м, D = 0,56 м.

Моделі споруджено у сталевих баках. Відмінності у розмірах баків обумовлені тим, що глибинність дослідження ГГК і вплив крайових ефектів зменшуються з ростом густини гірської породи. Достатність розмірів наведених вище моделей для використовуваного нами на моделях джерела γ-квантів (^{60}Co, 1,2x10^7 Бк (2,4x10^7 γ/с)) і довжин зондів (~ 10 ÷ 50 см) підтверджена експериментально.

Моделі обладнані свердловиною, яка сформована за допомогою пластикової труби з зовнішнім діаметром 160 мм і товщиною 3 мм. Така свердловина відповідає діаметру долота 156 мм (4 3/4"), яке найбільш часто використовують при бурінні горизонтальних відгалужень нафтогазових свердловин. Додатковим обладнанням моделей є змінні бурильні труби: БТ 120x25 (зовнішній діаметр 120 мм, товщина стінки 25 мм), БТ 108x25, БТ 89x12.

Універсальні моделі гірських порід

Призначення моделей – калібрування приладів WL-PK для необсаджених і обсаджених нафтогазових свердловин та приладів LWD-PK для горизонтальних нафтогазових свердловин. Універсальні повномасштабні фізичні моделі пористих карбонатних пластів-колекторів розроблено в ІГФ на основі способу [17] і побудовано разом з ТОВ «Укрспецгеологія» на метрологічному майданчику останнього.

Комплект складається з наступних моделей.

1. Прісна вода: об'ємна густина δ = 1,00 г/см^3. 2. Вода змінної мінералізації.

3. Мармурова крихта: пористість $k_п$ = 39,0 %, $δ_{с.п.}$ = 1,70 г/см^3, $δ_{в.п.}$ = 2,09 г/см^3.

4. Мармурова крихта двох фракцій: $k_п$ = 29,0 %; $δ_{с.п.}$ = 1,97 г/см^3; $δ_{в.п.}$ = 2,26 г/см^3.

5. Мармурова крихта трьох фракцій: $k_п$ = 21,0 %; $δ_{с.п.}$ = 2,20 г/см^3; $δ_{в.п.}$ = 2,41 г/см^3.

6.1.– 6.3. Мармуровий блок, $k_п$ = 2 %. Об'ємна густина = 2,75 г/см^3.

Особливістю насипних моделей 3 – 5 є розміщення їх у баках великого діаметру (2,40 м), що дозволяє створити в кожній з моделей три свердловини різного діаметру (200 мм, 160 мм, 125 мм). При цьому виключено взаємний вплив свердловин та вплив крайових ефектів при калібруванні приладів РК. Висота моделей – 1,80 м.

Монолітні моделі 6.1 – 6.3 представлені трьома окремими мармуровими блоками, що також дозволило створити три свердловини різного діаметру (200 мм, 160 мм, 125 мм).

Додатковим обладнанням моделей є змінні імітатори обсадних колон, а також НКТ різного діаметру, та бурильні труби відповідного діаметру.

Моделі приповерхневих гірських порід

Для калібрування приладів ГГК для каротажу в приповерхневих свердловинах (NSL, *англ.* near-surface logging – приповерхневий каротаж) [16], в ІГФ створено комплект фізичних моделей приповерхневих гірських порід різної густини. До комплекту входять наступні моделі.

1. Прісна вода: δ = 1,00 г/см^3. 2. Зцементований кварцовий пісок: δ = 1,51 г/см^3.

3. Водонасичений кварцовий пісок: δ = 1,82 г/см^3.

4. Зцементована суміш кварцового піску та мармурової крихти: δ = 2,12 г/см^3.

Моделі приповерхневих гірських порід споруджено в сталевих баках з H = 0,85 м і D – 0,56 м. Таких розмірів моделей достатньо для використовуваних нами в приладах NSL-ГГК джерела γ-квантів (^{137}Cs, 0,6x10^7 Бк (5x10^6 γ/с)) і довжини зонда (~ 30 см).

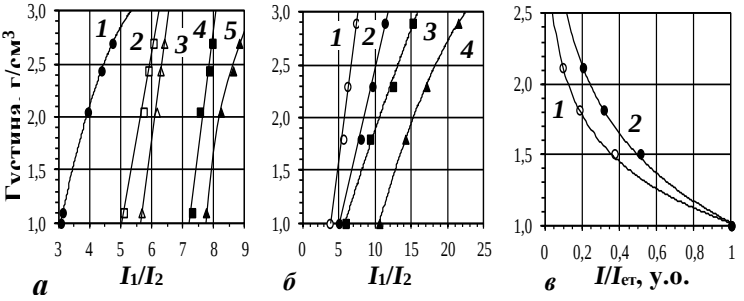
По осі ємності була встановлена сталева труба з зовнішнім діаметром 51 мм та товщиною стінки 5,5 мм, що імітує обсадку свердловини. Така геометрія свердловини відповідає технології віброударного створення свердловин в приповерхневих гірських породах [6].

Приклади використання фізичних моделей

На рисунку представлені калібрувальні функції для приладів ГГК, які отримані на описаних вище повномасштабних фізичних моделях. На

рис. *а* функції для двозондового приладу WL-2ГГК-42 (діаметр приладу 42 мм) в необсадженій свердловині (НС) і в обсадній колоні (ОК) та за наявності НКТ; на рис. *б* – функції для приладу LWD-2ГГК-48 з різними бурильними трубами; на рис. *в* – функції для однозондового приладу NSL-1ГГК-35 в НС та за наявності обсадної труби (ОТ).

Створені комплекти моделей охоплюють діапазон густини гірських порід, які зустрічаються на практиці, і дозволяють отримати калібрувальні функції приладів ГГК, призначених для розв'язання задач промислової та приповерхневої геофізики.



Калібрувальні функції приладів ГГК, отримані на фізичних моделях

***а*) WL-2ГГК-42:** *1* – НС (216 мм), *2* – ОК (168 мм), *3* – ОК (146 мм), *4* – ОК (168 мм)+НКТ(73мм), *5* – ОК (146 мм)+НКТ(73мм); ***б*) LWD-2ГГК-48:** *1* – НС (160 мм), *2* – БТ (89 мм), *3* – БТ (108 мм), *4* – БТ (120 мм)

***в*) NSL-1ГГК-35**: *1* – НС (51 мм), *2* – ОТ (51 мм)

Висновки

1. В ІГФ, у співробітництві з організаціями-партнерами, накопичено значний успішний досвід побудови фізичних моделей гірських порід для калібрування приладів ГГК та РК загалом.

2. Створені на даний період моделі охоплюють основне коло задач, для яких застосовується ГГК: каротаж на кабелі в нафтогазових свердловинах (необсаджених, обсаджених, обсаджених за наявності НКТ), каротаж в процесі буріння нафтогазових свердловин, каротаж в приповерхневих свердловинах.

3. Моделі активно використовуються при дослідно-конструкторських, експериментальних, методичних, метрологічних і калібрувальних роботах з новими пристроями ГГК, які створюються ІГФ разом з організаціями-партнерами.

4. Розроблені та розроблювані АМК РК та їх інтерпретаційно-методичне забезпечення, в т.ч. ГГК, призначені для визначення розширеної сукупності петрофізичних параметрів гірських порід

(нафтогазові карбонатні і теригенні колектори, приповерхневі піщано-глинисті породи та ін.).

Література

1. *Гулин Ю.А.* Гамма-гамма метод в исследовании нефтегазовых скважин. М.: Недра, 1975. – 160 с. **2**. Скважинная ядерная геофизика. Справочник геофизика / Под ред. *О.Л. Кузнецова* и *А.Л. Поляченко* – [2-е изд., перераб. и доп.] М.: Недра. – 1990.– 318 с. **3**. *Ellis D.V., Singer J.M.* Well Logging for Earth Scientists / [2nd ed.] Dordrecht: Springer. – 2008. – 692 p. **4**. *Ферронский В.И., Грязнов Т.А.* Пенетрационный каротаж. М.: Недра, 1979. – 335 с. **5**. *Ферронский В.И., Данилин А.Н., Дубинчук В.Т.* и др. Радиоизотопные методы исследования в инженерной геологии и гидрогеологии. – [2-е изд., перераб. и доп.] М.: Атомиздат, 1977. – 204 с. **6**. *Звольський С.Т.* Гамма-методы измерения объемной массы дисперсных грунтов и донных отложений. М: Атомиздат, 1980, – 112 с. **7**. *Bonner, S., Clark, B., Holenka, J. et al.* Logging While drilling: a three-year perspective // Oilfield review. – 1992. – July. – P. 4 – 21. **8**. Инструкция по проведению плотностного гамма-гамма каротажа аппаратурой серии СГП и обработке результатов измерений. ООО «Нефтегазгеофизика». Тверь, 2004. – 41 с. **9.** *Ellis D., Lüling M.G., Markley M.E., et al.* Cased-hole formation-density logging – some field experiences // SPWLA 45th Annual Logging Symposium. – 2004, June 6-9. – P. 1 – 14. **10.** https://www.bonnettsenergy.com/images/pdf_files/chat.pdf **11**. *Блюменцев А.М., Калистратов Г.А., Лобанков В.М., Цирульников В.П.* Метрологическое обеспечение геофизических исследований скважин. М.: Недра, 1991 – 266 с. **12**. *Лобанков В.М.* Метрологическое обеспечение в промысловой геофизике: Учебное пособие. Уфа: изд-во УГНТУ, 2016. – 218 с. **13.** *Хаматдинов В.Р.* Автономная аппаратура плотностного гамма-гамма каротажа наклонных и горизонтальных скважин // НТВ «Каротажник». – 2014. – №12. – С. 61 – 76. **14**. *Kulyk V.V., Bondarenko M.S.* Identification of gas reservoirs and determination of their parameters by combination of radioactive logging methods // Геофиз. журн. – 2016. – Т. 38, № 2. – С. 106 – 119. **15**. *Бондаренко М., Кулик В., Євстахевич З., Данилів С., Зіненко В., Лось М.* Апаратурно-методичний комплекс для визначення параметрів нафтогазових колекторів в процесі буріння горизонтальних свердловин // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Сер. «Геологія». 2019. – № 4 (87). С. 20 – 25. **16**. *Bondarenko M., Kulyk V., Yevstakhevych Z.* Petrophysical parameters of near-surface sandshale rocks based on radioactive loggings // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. Сер. «Геологія». 2018. – № 1 (80). С. 46 – 52. **17**. Патент на винахід № 84604. Спосіб виготовлення фізичних моделей пластів-колекторів, перетнутих свердловиною / *Звольський С.Т., Кулик В.В., Кармазенко В.В.* та ін. ІГФ НАНУ. 2008, Бюл. № 21.

ВИКОРИСТАННЯ ГЕОРДАРА ДЛЯ ДОСЛІДЖЕНЬ БУДІВЕЛЬНИХ ДІЛЯНОК (ПРИКЛАД З ВУЛИЦІ Б. ХМЕЛЬНИЦЬКОГО, М. ЛЬВІВ)

Купльовський Богдан [1], Бубняк Андрій [2], Бубняк Ігор [3], Дацюк Юрій[4], Сумарук Юрій[5]Сумарук Тарас[5]

[1]*Відділ сейсмічності Карпатського регіону ІГФ НАН України,* *bohdan_kuplyovsky@yahoo.com*

[2]*Геолог-консультант, м. Львів, Україна,79020,* andrewbubniak@yahoo.com

[3]*Інститут геодезії, національний університет «Львівська політехніка»,* ihor.m.bubniak@lpnu.ua

[4]*Львівський національний університет імені Івана Франка,*

[5] *Відділ геомагнетизму ІГФ НАН України,* sumaruk_taras@ukr.net, sumaruk_yuri@ukr.net

В цій роботі ми представляємо результати використання георадара для досліджень верхньої частини земної кори в місцях забудов в м. Львів. Дослідження проводилися приладом EasyRad GPR 20 – 400 MHz - портативним багатоцільовим скануючим георадаром, що належить до георадіолокаторів підповерхневого зондування та профілювання.

Рис. 1. Георадар EasyRad GPR 20

Прилад є представником моноімпульсних стробоскопічних георадіолокаторів підповерхневого зондування (ГРЛПЗ, GPR) категорії ультраширокосмугових пристроїв (UWB). Він призначений для зондування структури гірських порід та ґрунту на глибину кількох десятків метрів. Його завдання – виявлення меж між різними під поверхневими неоднорідностями. ГРЛПЗ зондує середовище електромагнітними імпульсами амплітудою 1 (1-3, версія-Pro) КВольт тривалістю близько 2-8 наносекунд і реєструє амплітуди і затримки відбитих сигналів від границь розділу середовищ з різною діелектричною проникністю.

Сигнал випромінюється антеною ГРЛПЗ, поширюється під поверхню і затухаєпри поширенні.Зустрівши неоднорідність, сигнал відбивається в різних напрямках, включаючи приймальну антену. Сигнали, що приймаються залежать від коефіцієнта відбиття сигналу від підповерхневої неоднорідності. Коефіцієнт, в свою чергу залежить від того, наскільки електричні параметри неоднорідностей відрізняються від параметрів навколишнього середовища. При більшій різниці буде більший відбитий сигнал. Відстань до неоднорідності визначають за часом затримки сигналу відносно випромінюваного.

Основні параметри ГРЛПЗ:

Найменування параметра (стандартна комплектація)	**Значення**
Потужність, споживана приладом, Вт	4,8
Максимальна напруга зондувального імпульсу, В	1000
Середня потужність електромагнітного випром., мВт, не більше	10
Частота проходження зондувального імпульсу, кГц	70...100
Тривалість зондувального імпульсу, нс	2-8
Максимальна глибина зондування (норм. 100 МГц), м	24
Роздільна здатність в вертикальному напрямку, см	<10
Роздільна здатність горизонтальному напрямку, см	<10
Похибка аналізу електричних постійних і швидк. поширення радіохвиль в ґрунті, %	15-20
Похибка аналізу вологості шарів ґрунту, %	20-30
Швидкість передачі даних, біт в секунду	115200
Час безперервної роботи від акумуляторів не менше , год	8
Діапазон робочих температур приладу, град. Цельсія	-10...+50
Габаритні розміри приладу в робочому стані (макс.):	
довжина, мм	1050,5
ширина, мм	520,5
висота, мм	750,10
Маса приладу без батареї живлення, не більше, кг	1.5

Методика проведення зондування ГРЛПЗ.

Дослідникпересуваєтьсяз приладом вздовж відповідного профілю, вибравши необхідну роздільну здатність. Результатом є радіолокаційні зображення перетинів середовищаде на осі ординат відкладена глибина, на осі абсцис - відстань у метрах вздовжвідповідного профілю. Для побудови радіолокаційних зображень використовують алгоритми опрацювання сигналів для демонстрації результатів на моніторі.Гамма кольорів ділянок зображення, що характеризують неоднородностіструктури є прямо пропорційною амплітуді радіолокаційних сигналів, відбитих від об`єктів.Позаяк амплітуда радіолокаційних сигналів, відбитих від підповерхневих об`єктів, є пропорційною коефіцієнтам відбиття від границь об`єктів, і коефіцієнти відбиття визначаються відмінностями фізичних властивостей цих об`єктів від навколишнього середовища, то відповідно можемо спостерігати ступінь відмінності досліджуваних об`єктів від навколишнього середовища.

Досліджувана ділянка була розбита на 25 профілів, показаних на рис.2. Стрілками показано початок профілю.

Рис. 2 Розміщення профілів на досліджуваній ділянці.

Через велику контрастність поверхневих шарів (асфальт а під ним бруківка) з підповерхневим ґрунтом (пісок), а також велика засміченість території металевими залишками та невикористовуваними старими комунікаціями, які переплітаються у просторі з новими, інтерпретація результатів сканування була утруднена. Враховуючи вплив вище вказаних факторів на хвильову картину, при інтерпретації

на профілі вказувалися тільки чітко виражені аномалії, щоб помилково не накладалися фантомні аномалії.

На профілях відкладали розущільнення ґрунту зображені чорними прямокутниками, виявлені комунікації чи металеві включення показувалися чорними овалами, чітко виявлені аномалії, які ідентифіковані як залишки старих фундаментів або підземних тунелів заповнених заміщуючою породою, показані червоними прямокутниками.

Рис. 3Приклад, профіль 15:

Для просторового визначення аномалій, та отримання загальної картини виявлених аномалій, проінтерпретовані профілі накладалися на карту. Результат показаний на рис. 4.

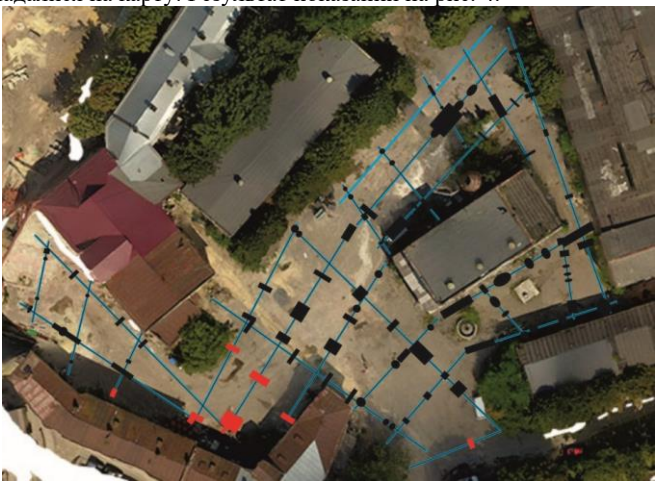


Рис. 4. Профілі з аномаліями на досліджуваній ділянці.

Наведемо приклад (рис.5) зображення профілів після обробки їх у спеціалізованих програмах обробки.

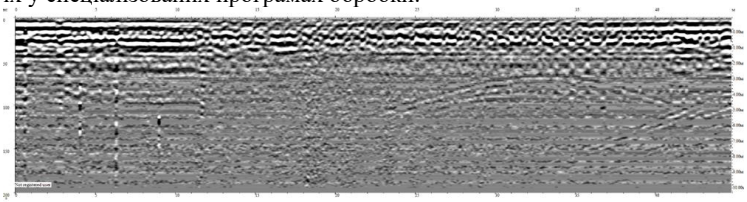


Рис. 5. Профіль 16 після обробки.

In this paper, we present the results of the use of georadar for the study of the upper part of the Earth's crust by buildings in Lviv. The research was carried out by EasyRad GPR 20 - 400 MHz - a portable multi-purpose scanning georadar, which belongs to the georadars of subsurface sound in grand profiling. The principles of georadar operation are described. The work flow for field researche sis presented. The results of field research on the construction site from Bohdan Khmelnytsky Streeta represented.

Key words: georadar, EasyRad GPR 20, processing

СТАТИСТИЧНА ОЦІНКА МІКРОСЕЙСМІЧНИХ КОЛИВАНЬ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ГЕОТЕХНІЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГРУНТІВ

Дацюк Ю.Р., Хом'як Л.М., Білик Н.Т., Побережська І.В.

Львівський національний університет імені Івана Франка, Геологічний факультет, yudat@ukr.net

Запропоновано використовувати середньоквадратичне відхилення складових H і V для визначення геотехнічних властивостей ґрунтів методом мікросейсмічних досліджень H/V. Проведено вимірювання для різних типів ґрунтів і вказано на добру узгодженість результатів з методом Накамури вивчення резонансних властивостей ґрунтових масивів. Вимірювання статистичних параметрів мікросейсм суттєво зменшує час і об'єм обчислювальних робіт мікросейсмічного районування.

Ключові слова: мікросейсми, Накамура, MEMS датчики.

В умовах урбанізованих територій та при наявності щільної міської забудови звичайні сейсмічні спостереження необхідно проводити з більшою детальністю та глибинністю. Ці проблеми стимулюють розвиток в останні десятиліття геофізичних методів вивчення параметрів середовища, що володіють меншою вартістю і більш високою продуктивністю проведення вимірювальних процедур. Серед наявного набору геофізичних і, в першу чергу, сейсмічних методів в світовій практиці широко застосовується метод Накамури [1-2], в якому реєструють три компоненти мікросейсмічних коливань природного чи антропогенного фону, рис 1.

Горизонтальна і вертикальна компоненти мікроколивань:

$$H = \sqrt{A_x^2 + A_y^2}, V = A_z$$

де A_x, A_y, A_z – компоненти вектора прискорення.

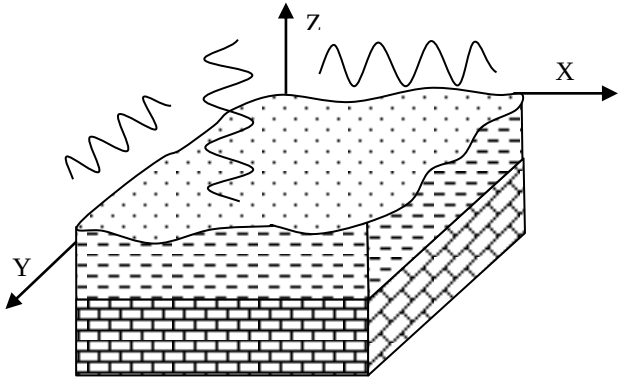


Рис. 1. Трьохкомпонентна реєстрація коливань

Обробка отриманого експериментального матеріалу включає розрахунки і побудови спектрів відношення горизонтальної до вертикальної складових мікросейсми H/V. Метод Накамури дозволяє з отриманого спектру H/V проводити моделювання 1-D вертикального розрізу ґрунтів в форматі швидкостей поперечних хвиль і наступним отриманням геотехнічних параметрів шаруватої товщі ґрунтів.

Накамура в своїх дослідженнях на багатьох різних ділянках показав, що на м'якому ґрунті горизонтальний рух більший за вертикальний. З іншого боку, на твердому ґрунті горизонтальний і вертикальний рухи близькі за значенням між собою. Тобто чим твердіший ґрунт, тим ближче до одиниці співвідношення H/V. Дуже часто визначення пікового значення H/V зі спектра достатньо для вивчення приросту балів сейсмічності.

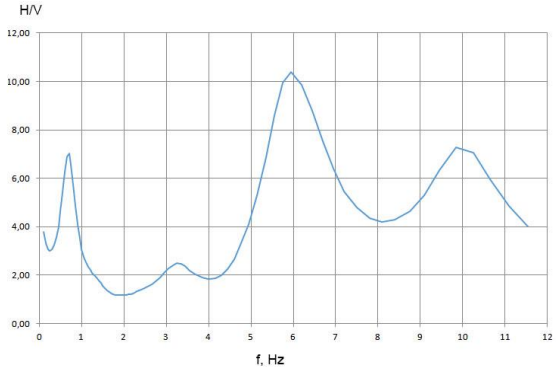


Рис. 2. Спектр H/V мікросейсмічних коливань

Як показує практика, співвідношення H/V для всього діапазону спектра визначає геотехнічні характеристики ґрунту, тобто чим ближчі значення H/V до одиниці тим твердіший ґрунт, а для м'яких ґрунтів це співвідношення зростає. Логічно припустити, що спектри H/V для різних ґрунтів відрізняються не тільки на пікових значеннях але й в середньому значенні по спектрі. Тобто є можливість без побудови всього спектру визначити H і V статистичним методом за набагато менший проміжок часу ніж потрібний для побудови спектрів мікроколивань. В нашому припущенні замість розрахунку залежностей H і V від частоти будемо використовувати середньоквадратичні відхилення цих величин протягом часу реєстрації мікросейсмічних коливань:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum(A_{xi}-M_x)}{N}}, \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum(A_{yi}-M_y)}{N}}, \sigma_z = \sqrt{\frac{\sum(A_{zi}-M_z)}{N}}$$

де M_x, M_y, M_z – середні значення трьох компонент коливань датчика, N – кількість вимірювань за певний проміжок часу.

Якщо мікросейсмічні коливання взагалі відсутні, то середньоквадратичні значення не будуть дорівнювати нулю, а будуть визначатись шумом датчиків та іншими технічними причинами. Позначимо "нульові" коливання σ_{x0}, σ_{y0}, σ_{z0}

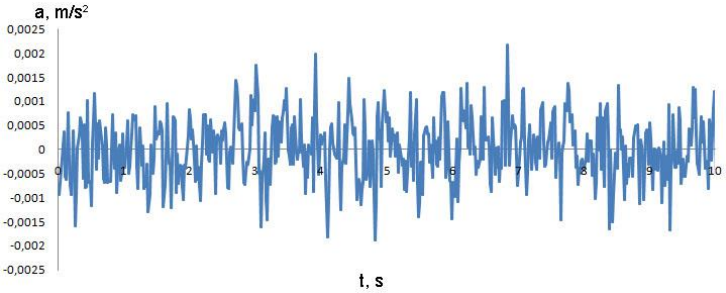


Рис. 3. Часовий фрагмент запису компоненти акселерометра

Коли події реєстрації коливань і шум датчика є незалежними, то результуюча статистична дисперсія випадкового процесу визначається різницею виміряної і шумової дисперсій:

$$\Delta\sigma_x^2=\sigma_x^2-\sigma_{x0}^2,\ \Delta\sigma_y^2=\sigma_y^2-\sigma_{y0}^2,\ \Delta\sigma_z^2=\sigma_z^2-\sigma_{z0}^2$$

Горизонтальна і вертикальна компоненти мікросейсмічних коливань визначається наступним чином:

$$\Delta\sigma_H = \sqrt{\Delta\sigma_X^2 + \Delta\sigma_Y^2}\ \ \Delta\sigma_V = \sqrt{\Delta\sigma_Z^2}$$

Для перевірки пропонованого методу оцінки геотехнічних властивостей ґрунтів за співвідношенням H/V для реєстрації мікросейсми ми використали новітній трьохкомпонентний MEMS акселерометр ADXL355, рис. 4. В останні роки досягнуто значних успіхів в розробці чутливих і компактних датчиків коливань на основі MEMS-технології (micromechanical systems). Такі датчики вже знайшли своє застосування в роботі сейсмічних станцій [3-4]. Датчик ADXL355 володіє рекордною чутливістю прискорення яке дорівнює 20 мkg, що майже на порядок краще ніж в інших датчиків цього класу. Така чутливість дозволяє відчувати найслабшіі мікросейсмічні коливання.

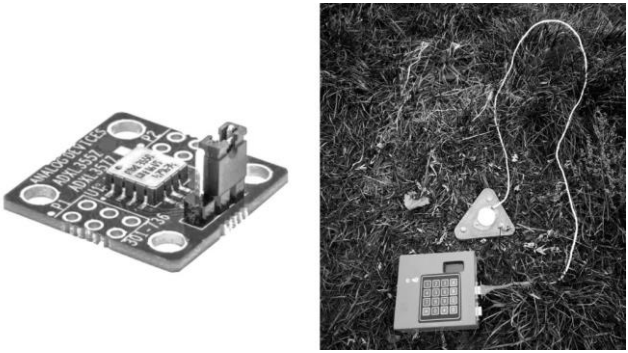


Рис. 4. MEMS–акселерометр ADXL355 і апаратура на його основі для реєстрації мікросейсмічних коливань.

Вимірювання проводились для п’яти різних ділянок, в основі яких на денну поверхню виходять наступні породи: 1 – торф (торф’яне поле в м. Дубляни), 2 – мергель (дно Кривчицького кар’єру), 3 – пісковик (район Медової печери), 4 – вапняк (район Медової печери), 5 – суглинок (м. Дубляни, поблизу автошляху М06), рис. 5. Усі ці типи ґрунтів знаходяться в м. Львів і околицях. Достеменно відомо що кожен з вибраних ґрунтів мають потужність як мінімум 5 метрів.

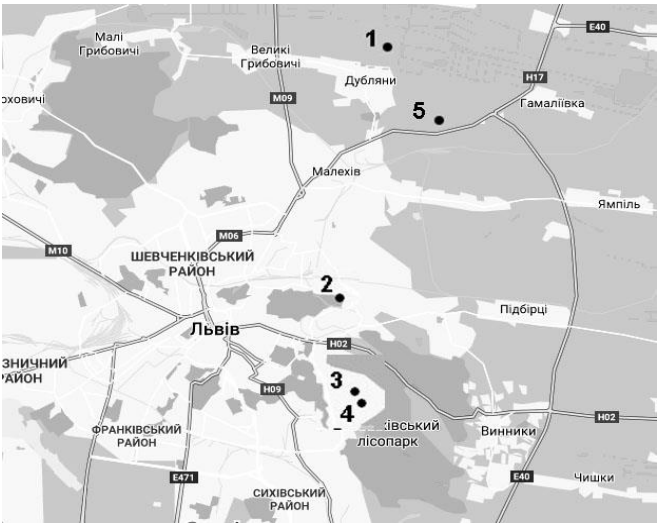


Рис. 5. Карта ділянок з проведення реєстрації мікросейсм

Оскільки експеримент проводився в умовах відсутності природних мікросейсмічних коливань, то їх створювали близькістю автошляхів, шумом міста, або ходінням чи тупотінням якщо експеримент проводився в тихому місці.

В результаті проведених вимірювань мікросейсм і розрахунку середньоквадратичного відхилення компонентів отримано наступні значення співвідношення $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$:

Таблиця. Виміряні значення відношення $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ для різних порід (ґрунтів).

№ пункту	Порода, ґрунт	$\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$
1	торф	3,1
2	мергель	1,2
3	пісковик	1,1
4	вапняк	1,5
5	суглинок	1,7

З таблиці простежується закономірність – чим м’якіший ґрунт, тим вищі значення $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$. Така закономірність добре корелює з твердженням Накамури, що чим твердіший ґрунт тим ближче співвідношення H/V до одиниці.

Очевидно, що отримані значення не є саме такими для обраних порід. В загальному випадку для обраних порід (ґрунтів) слід очікувати діапазон значень. В подальшому необхідно вивчати різні умови залягання порід, наявності перекривної товщі і т.п.

Експеримент з вимірювання середньоквадратичного відхилення суттєво коротший (до 10 хв) ніж повноцінний метод з отримання частотних спектрів H і V (не менше 2 год). Слід вказати, що в запропонованому методі можна лише визначити загальну жорсткістну характеристику ґрунту (приріст бальності), а не будувати розріз.

Література

1. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute. – 1989. – Vol. 30, No. 1. – P. 25–30.
2. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications // Proc. XII World Conf. Earthquake Engineering. New Zealand, 2000, Paper N 2656, 8 p.
3. Hakimitoroghi, A. Sabamehr, R. Raut, M. Mirshafiei, and A. Bagchi, "Comparative study on two types of sensors for measuring vibration response of building structures," in The 8th International Conference on Structural Health Monitoring of Intelligent Infrastructure (SHMII), Sydney, Australia, Dec 2017, p. 1–5.
4. Jihua Fu, Zhitao Li, Hao Meng, Jianjun Wang, Xinjian Shan Performance Evaluation of Low-Cost Seismic Sensors for Dense Earthquake Early Warning: 2018–2019 Field Testing in Southwest China //Sensors, **2019**, 19(9), p.1999

ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА МОДЕЛЬ САВРАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

Шваєвський О.В.
Львівський національний університет імені Івана Франка,
Shvayevskyi@ukr.net

Відомості про геологічну позицію, тектонічну структуру та речовинний склад породних асоціацій Савранського рудного поля дають виконані крупномасштабні геолого-геофізичні побудови.

Геолого-геофізична модель Савранського рудного поля ґрунтується на результатах інтерпретації площинних граві-магнітних зйомок масштабу 1:10 000 і 1:5 000. У регіональному плані, Савранське рудне поле, в межах якої розташоване Майське родовище, характеризується висококонтрастним та дуже складним характером аномальних гравітаційних та магнітних полів (рис. 1). Їх

характеристика неоднарозово описана у літературі, присвяченій геологічний будові та корисним копалинам регіону [О. Бобров, І. Мєркушин, І. Турчиновський та ін.]. Нами була виконана інтерпретація даних крупномасштабних геофізичних зйомок у зв'язку із золотоносністю площі.

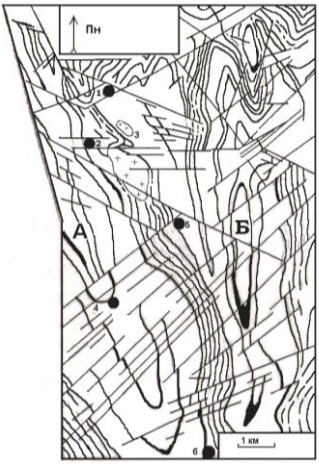


Рис. 1 Геолого-структурна позиція золоторудних об'єктів Савранського-Синицівської площі, за О. Бобровим, 1996:

1 - Чимерпільський рудопрояв; 2 - Савранський рудопрояв; 3 - Майське родовище; 4 - Полянецький рудопрояв; 5 - рудопрояв Глибочек; 6 - Капустянський рудопрояв; А - Савранська синкліналь; Б - Слюсарівська синкліналь.

На отриманій моделі поверхні магнітного поля масштабу 1:10 000 породи, що контролюють потенційно промислове золоте зруденіння чітко виділяються за характером та інтенсивністю аномалій. Така картина зумовлена визначеною геологічною позицією доволі специфічного породного комплексу, серед структур, які складені утвореннями дністровсько-бузької серії. Для останніх притаманні високоградієнтні, потужні (до 17 000 нТл) лінійні або складні за конфігурацією аномалії, які орієнтовані звичайно у субмеридіональному та діагональному напрямках. На їх фоні добре фіксується смуга шириною від 1,0 до 2,3 км, де магнітне поле має переважно від'ємні значення, а в центральній частині ускладнене серією слабоконтрастних (до 450 нТл) лінійних аномалій довжиною до 3 км і шириною від 300 до 400 метрів. Від долини р. Південний Буг (район смт Саврань) зазначена смуга простягається на південь-південний схід на відстань близько 12 км, а далі плавно повертає строго

на південь і спостерігається ще на протязі принаймні 4 км. По простяганню, з південного заходу та північного сходу вона обмежена вузькими (до 200 м), високоградієнтними зонами різкої зміни характеру поля, які маркують, очевидно, найдревніші міжформаційні порушення, що виникають на етапі структуроутворення (перебудови структурного плану площі з субширотного на субмеридіональний). Виникнення таких порушень є наслідком реологічних властивостей різних за складом речовинних комплексів. Відклади нижньої частини лейкогранулітової формації виступають, в даному випадку, у якості своєрідних жорстких блоків, повздовж яких розвиваються зони пластичного перетворення порід, що легше піддаються процесам гранітизації.

Майське родовище розміщене на північ-північно-західному замиканні описаної вище смуги, яка переходить тут до системи потужних Чимерпільских магнітних аномалій. Золоторудний прояв контролюється рядом субпаралельних, в загальному лінійних позитивних аномалій, що розірвані по простяганнюд та орієнтовані у північно-західних румбах. З південного заходу родовище облямоване ланцюжком негативних аномалій шириною до 1,2 км і загальною довжиною до 5 км, що фіксують ареали розповсюдження масивів апліто-пегматоїдних гранітів або інтенсивно гранітизованих порід (двопольовошпатових мігматитів). На північний схід від Майського родовища спостерігається зона непротяжних, малопотужних позитивних аномалій, що зумовлені знаходженням горизонтів магнитоактивних порід (кальцифірів, скарноїдів, рідше ортопіроксенітів) серед біотитових гнейсів лейкогранулітової формації.

На південно-східному фланзі Майського родовища встановлена досі не оцінена пошуковим бурінням лінійна аномалія, що має субмеридіональну орієнтацію і простягається на відстань до 2,5 км. Діагональною зоною північно-східного простягання вона відокремлена від наступної серії слабоконтрастних аномалій, що контролюють рудопрояв Глибочек, оцінений лише поодинокими глибокими свердловинами.

Модель поверхні гравітаційного поля масштабу 1:10 000 площі Савранського рудного поля в загальних рисах повторює характер моделі магнітного поля. Ділянка Майського родовища фіксується тут серією слабоконтрастних позитивних аномалій сили тяжіння (до 0,6 мГал), які облямовують аномалію складної конфігурації з від’ємними значеннями (до -1 мГал). Остання - чітко відбиває границі розвитку лейкократових апліто-пегматоїдних гранітів Південного масиву та ореол мігматизації, який його супроводжує. На півночі площі виділяється контрастна негативна лінійна аномалія. Її положення відповідає розвитку невеликого Північного масиву лейкократових турмалінових гранітів та мігматитів, які спостерігаються у його екзоконтакті.

Слабоконтрастними гравіаномаліями (від 0,2 до 0,6 мГал) маркуються фланги Майського родовища та інші рудопрояви, які виявлені в межах рудного поля.

Контрастний речовинний склад вмісних порід Майського родовища відображений у чіткому просторовому відокремленні магнітоактивних горизонтів, які маркують роз-ломно-складчасту структуру родовища. У наземному магнітному полі масштаба 1:5 000 структура родовища маркується як єдина магнітна аномалії, інтенсивність якої по простяганню змінюється від 90 до 425 нТл. На ділянці флексурного перегину латеральне розходження магнітоактивних горизонтів відображується у розділенні магнітної аномалії на два наближених, але просторово індивідуалізованих тіла. Кожне з тіл складається з серії зближених магнітоактивних горизонтів різної потужності, ступінь просторової індивідуалізації яких визначається масштабом їх розчленування.

По простяганню маркуючих магнітоактивних горизонтів (азимут простягання 300º) фіксується система поперечних розривних порушень (азимут простягання 35º), які обмежують торцеві частини дрібних блоків та розчленовують магнітоактивні горизонти на короткі (від 30 до 300 м) відрізки. Різна інтенсивність магнітних аномалій, що відповідають різним блокам, зумовлена, очевидно, різноамплітудними вертикальними переміщеннями по субвертикальних зміщувачах поперечних розломів, наступною ерозією та адекватною втратою потужності найбільш піднятих блоків.

Інтерпретація даних буріння та геофізичних даних дозволяє розглядати родовище як чітко виражене горизонтальне флексуроподібне ускладнення, яке складене контрастними за складом та петрофізичними властивостями породами. Широтно орієнтованим розломом (азимут простягання від 175º до 185º) з субвертикальним положенням зміщувача родовище поділяється на північну та південну частини. Південно-західна практично не зміщена, а північно-східна зміщена з максимальною горізонтальною амплітудою 0,65 км.

Розлом діагностується як шарнірний підкид з віссю шарнірного обертання блоків, розташованою у 160 м на південь від свердловини 6527 (на ділянці максимального згину нероз’єднаних пластів флексури, оберненого на захід). Положення шарніру на ділянці зчленування замикаючого крила флексури з її основними крилами субвертикальне.

Проведене моделювання магнітного та гравітаційного полів на площі родовища дозволило виявити ряд закономірностей розташування рудних зон та покладів по відношенню до осей магнітних та гравітаційних аномалій. В цілому, Південна та Північна рудоносні ділянки проявлені як потужні зони інтенсивної тектоно-метасоматичної переробки пачки порід первинно основного складу, фіксуються у

вигляді згідних смуг вздовж екзоконтактів гранітних масивів. На півночі площі рудоносна зона розташована між двома позитивними магнітними аномаліями і тяжіє, при цьому, до південно-західної. На півдні спостерігається така ж картина: продуктивна товща простягається паралельно осі аномалії на південний захід від неї.

Як підсумок варто зазначити, що інтерпретація геофізичних досліджень у межах докембрійських комплексів Українського щита дозволяє не лише зрозуміти структурно-тектонічну будову а й здійснювати розшуково-розвідувальні роботи різного масштабу.

КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ НАПРУЖЕНЬ В ГРУНТОВИХ МАСИВАХ

Чумакевич Віктор Олександрович[1]
Чумакевич Вікторія Вікторівна[2]
1 - Національний університет «Львівська політехніка»
2 - Львівський національний університет ім. І. Франка

Проаналізовано можливості та обмеження існуючих програмних продуктів, які дозволяють визначати напруження в ґрунтових масивах. Запропоновано використовувати методику, яка встановлена Єврокодами та написано програмний продукт на мові C#.

Ключові слова: програмний продукт, інженерно-геологічний елемент, ґрунти, напруження, епюри напруг

Вступ. Важливою частиною оцінки геотехнічних умов в районі будівельних майданчиків та під час спеціальних досліджень осідання споруд та ґрунтів є визначення напружень ґрунтових масивів в природньому стані та під навантаженням. Математичний апарат не є простим, та потребує спеціальних досліджень за допомогою ПЕОМ. Сьогодні існує ряд програм (AutoCAD Civil 3D, CREDO, Ліра, САПФІР-3D, Allplan, Revit, SINDOM, «Vesna» тощо, які реалізують різноманітні методики, мають достатньо зручний інтерфейс, математичне та графічне надання результатів дослідження. Вони мають розвинене інтуїтивне графічне середовище користувача з можливістю 3D-візуалізації розрахункової схеми на всіх етапах синтезу та аналізу, потужна система діагностики, численні види представлення результатів рішення задачі - в графічному (ізополя, епюри, деформовані схеми, анімація форм коливань) і табличному (переміщення, напруження, зусилля тощо) дозволяє швидко провести необхідний аналіз. Режим варіантного проектування - в одному завданні користувач може варіювати перетинами елементів, матеріалами, нормативами. Розглянемо ряд перелічених програм докладніше.

Мета. Існуючі сьогодні програмні продукти (AutoCAD Civil 3D, CREDO, Ліра, САПФІР-3D, Allplan, Revit, SINDOM, «Vesna» тощо) які вирішують данні задачі, мають ряд недоліків:

по-перше, дані програми захищені авторськими правами та їх використання вартує чи малих коштів на обмежений період часу;

по-друге, частина з них не відповідає вимогам останніх нормативних документів; Україна ратифікували Єврокоди (європейські стандарти будівництва), які відрізняються від норм, які прийняті на теренах колишнього СРСР (GEO, 5Лира-САПР, САПФІР-3D);

по-третє, дані програми мають значних обсяг та висувають доволі серйозні обмеження до ПЕОМ споживачів.

Тому було задачею було розробити програму для фахівців з геотехніки для визначення напружень в ґрунтових масивах яка:

повністю відповідає вимогам чинних керівних документів з оцінки геотехнічних вимог;

не потребує значних капіталовкладень;

на займає великий обсяг місця на жорсткому диску ПЕОМ;

не висуває обмеження до ПЕОМ споживачів.

Методи дослідження. Величина стискаючих напружень від власної ваги ґрунту збільшується з глибиною, оскільки певний шар ґрунту є навантаженим шарами ґрунтів, що залягають вище, горизонтальні напруження залежать від коефіцієнту бічного тиску, який визначається через коефіцієнт Пуассона. Розрахунки напружень у водонасичених шарах ґрунтів виконуються з врахуванням гідростатичного тиску [1, 3 – 6].

Для розрахунку напружень та побудови епюр вертикального та горизонтального напруження в багатошаровому ґрунтовому середовищі від власної ваги ґрунту використаємо розрахункові значення показників по виділеним на майданчику інженерно-геологічним елементам.

Визначення величин напруження проведемо від рівня денної поверхні для двох випадків:

в існуючих природних умовах на будівельному майданчику, коли ґрунтові води на глибину розвіданої товщі не виявлені.

в умовах підтоплення будівельного майданчика.

Для кожного інженерно-геологічного елементу (ІГЕ) виконується розрахунок вертик. напружень від власної ваги [1, 3– 6]:

$$\sigma_{zgi} = \sigma_{zg_{(i-1)}} + \gamma_i H_i = \sum_{i=1}^{n} \gamma_i H_i \quad .$$

для першого ІГЕ $\sigma_{zg_{(i-1)}}$ відсутнє тому його опускають:

$$\sigma_{zg_1} = \gamma_1 H_1 \quad .$$

Горизонтальні напруження розраховуємо за формулою:

$$\sigma_{zgi} = K_0^i \sigma_{zgi},$$

де K_0 - коефіцієнту бічного тиску:

$$K_0^i = \frac{v_i}{1 - v_i},$$

v - коефіцієнт бічного розширення Пуассона (різні для різних ґрунтів).

В межах кожного ІГЕ враховуючі значення K_0^i розраховують горизонтальні напруження для верхньої σ_{xgi} та нижньої $\sigma_{xgi}^{/}$ межі. Для прикладу:

підошва першого ІГЕ: $\sigma_{xg1} = K_0^{/} \sigma_{zg1}$;

покрівля другого ІГЕ: $\sigma_{xg1}^{/} = K_0^{//} \sigma_{zg1}$;

підошва другого ІГЕ: $\sigma_{xg2} = K_0^{//} \sigma_{zg2}$;

покрівля третього ІГЕ: $\sigma_{xg2}^{/} = K_0^{///} \sigma_{zg2}$ тощо.

За отриманими результатами будуємо епюру горизонтального тиску від власної ваги ґрунту в ґрунтовому середовищі при існуючих природних умовах зліва від вертикальної осі *(рис. 1)*.

Розрахунок і побудова епюр величин напружень в ґрунтовій товщі від власної ваги ґрунту в умовах підтоплення виконується за таким самим алгоритмом. Якщо рівень ґрунтових вод (∇WL) знаходиться в межах одного ІГЕ, його розбивають на два – до рівня ґрунтових вод і після, де величини вертикальних і горизонтальних напружень в ґрунтовій товщі зміняться в результаті дії гідростатичних сил.

Епюра величин вертикального напруження в ґрунтовій товщі від власної ваги відкладається праворуч від вертикальної осі.

Аналогічно проводимо розрахунки для визначення величин горизонтальних напружень в ґрунтовій товщі нижче рівня ґрунтових вод. За отриманими результатами праворуч від вертикальної осі будуємо епюру величин горизонтального напруження в ґрунтовій товщі від власної ваги в умовах підтоплення.

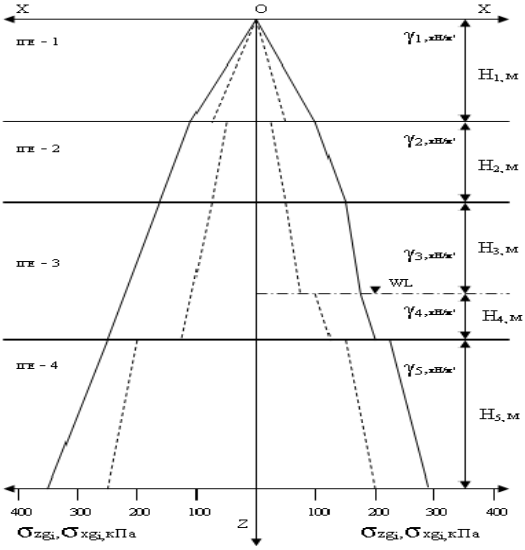


Рис. 1. Визначення величин вертикальних та горизонтальних напружень в існуючих природних умовах та після підтоплення

Активний тиск ґрунту - це найменший граничний бічний тиск, що виникає в момент руйнування ґрунту від зсуву (відступу) споруди в напрямку діючого тиску ґрунту. Для розрахунку активного тиску ґрунту для випадку стану ефективного напруги використовуються теорія Мазіндрані – Ренкіна [7];теорія Кулона (ЧСН 73 0037) [8], теорія Мазіндрані - Ренкіна [7].

Активний тиск ґрунту визначається за такою формулою:

$$\sigma_a = \sigma_z K_a^{/} = \gamma z K_a cos\beta$$

де σ_z - вертикальна геостатічна напруга;

K_a - коефіцієнт активного тиску ґрунту по Ренкіну:

$$K_a = tg^2\left(45° - \frac{\varphi}{2}\right);$$

φ - кут внутрішнього тертя ґрунту

β - ухил поверхні рельєфу;

γ - вага ґрунту;

z - прийнята глибина;

$K_a^{/}$ - коефіцієнт активного тиску ґрунту по Мазіндрані.

При використанні теорії Кулона [8] активний тиск ґрунту визначається за формулою:

$$\sigma_a = \sigma_z K_a - 2c_{ef} K_{ac};$$

де σ_z - вертикальна геостатічна напруга;
c_{ef} - ефективна когезія ґрунту;
K_a - коефіцієнт активного тиску ґрунту;
K_{ac} - коефіцієнт активного тиску ґрунту виражає вплив когезії;

Пасивний тиск ґрунту є найвищим граничним супутнім тиском, який розвинувся на початку руйнування при зсуві та русі (проникненні) стіни в напрямку, протилежному напрямку дії активного тиску ґрунту. У більшості формул, які використовуються для розрахунку пасивного тиску ґрунту, приймається наступне правило знаків: звичайні значення δ, відповідні вертикальному напрямку рівнодіючої тертя, є негативними.

Для розрахунку пасивного тиску ґрунту за умови стану дійсного напруги використовуються ті самі теорії і методи теорія Ренкіна-Мазіндрані [7] та теорія Кулона [8]. Вирази мають схожий вигляд.

Статичний тиск ґрунту - це горизонтальний тиск, що діє на тверду конструкцію. Зазвичай приймається в тих випадках, коли необхідно обмежити бічну і вертикальну деформацію ґрунту при спорудженні огороджувальних або підпірних конструкцій, наприклад котлованів, а також в разі надмірної жорсткості конструкції, до якої додано тиск ґрунту, яка не дозволяє деформацію в напрямку навантаження, та необхідно для мобілізації активного тиску ґрунту.

При розрахунку статичного тиску для зв'язного ґрунту σ_r з використанням формули Джекі для визначення коефіцієнта статичного тиску ґрунту K_r, рекомендується використовувати протилежний кут внутрішнього тертя φ_n.

На спосіб розрахунку статичного тиску ґрунту може вплинути вибір типу ґрунту (зв'язний, незв'язних) при введенні параметрів ґрунту. Навіть типовий незв'язних ґрунт (пісок, щебінь) необхідно вводити як зв'язний, якщо хочемо розрахувати статичний тиск за допомогою коефіцієнта Пуассона і навпаки.

Результати дослідження. Для реалізації визначених методик написано програмний продукт на мові C#. Під час програмування були використані конструктори класів та функції інтерполяції.

Поняття класу й об'єкта настільки тісно зв'язані, що неможливо говорити про об'єкт безвідносно до його класу. Однак існує важливе розходження цих двох понять. У той час як об'єкт позначає конкретну сутність, певну в часі й у просторі, клас визначає лише абстракцію істотного в об'єкті. У контексті об’єктно-орієнтованого аналізу дамо наступне визначення класу: Клас – це якісь безліч об'єктів, що мають загальну структуру й загальне поводження.

Було використано конструктори класів, які мають, або не мають параметри. Для організації обміну інформації між класами було використано ініціалізацію класів в середині один одного. Коли компілятор C# виявляє ключове слово new він генерує CIL інструкцію newobj (в даному випадку клас та його поля) в рамках реалізації відповідного методу.

Функція інтерполяції рядків створена на основі функції складеного форматування і має більш зручний синтаксис для включення форматованих результатів вираження в рядок результатів [2, 11 – 13].

Приклад реалізації даних методик наведено на *рис. 2*. За даними результатами будують графік.

Висновки. Даний програмний продукт дає змогу визначити основні характеристики ґрунту за результатами польових досліджень та лабораторних робіт, визначати основні несучі здатності ґрунтів будівельного майданчика. Це дасть їм змогу не помилитися при проектуванні споруди та її фундаменту, а це дасть можливість зберегти найцінніше – життя і добробут людей.

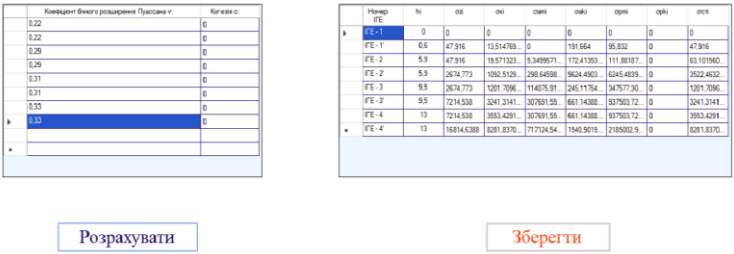


Рис. 2. Дослідження напружень в ґрунтових масивах

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Корнієнко М. В. Основи і фундаменти: навчальний посібник. – К.: КНУБА. 2012. – 164 с.
2. Парфьонов Ю. Е. Об’єктно-орієнтоване програмування: конспект лекцій для студентів напряму підготовки "Комп’ютерні науки" всіх форм навчання / Ю. Е. Парфьонов, В. М. Федорченко, М. Ю. Лосєв, О. В. Щербаков. – Харків: Вид. ХНЕУ, 2010. – 312 с.

3. ДСТУ-Н Б В.1.1-39:2016. Настанова щодо інженерної підготовки ґрунтової основи будівель і споруд. [Чинний від 2016-06-24]. – Київ: ДП «УкрНДНЦ», 2016. – 48 с.
4. ДБН А.2.1-1-2014 Інженерні вишукування для будівництва. Друга редакція. . [на заміну ДБН В.2.1-1-2008; чинний від 2019-01-01]. – К.: Мінрегіон України, 2014. – 126 с.
5. ДБН В.1.2-2:2006 Навантаження і впливи. [Чинний від 2007-01-01]. – К.: Мінбуд України, 2006. – 75 с.
6. ДБН В.2.1-10-2009: Об'єкти будівництва та промислова продукція будівельного призначення. Основи та фундаменти споруд. Основні положення проектування. [Чинний від 2009-01-07]. – К.: Мінрегіонбуд України, 2009. – 104 с.
7. Mazindrani, Z.H., and Ganjali, M.H. 1997. Lateral earth pressure problem of cohesive backfill with inclined surface. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 123(2): 110-112.
8. Arnold Verruijt: Soil mechanics, Delft University of Technology, 2001, 2006.URL: http://geo.verruijt.net/ (переглянуто 12.05.2020)
9. DataGridView Class. Microsoft Build. URL: https://docs.microsoft.com/en-us/dotnet/api/system.windows.forms.datagridview?view=netcore-3.1 (дата звернення: 14.05.2020)
10. Series Class Microsoft Build. URL: https://docs.microsoft.com/en-us/dotnet/api/system.windows.forms.datavisualization.charting.series?view=netframework-4.8 (дата звернення: 14.05.2020)
11. Интерполяция строк на C#. Руководство по языку C# . Microsoft Build. Інтернет ресурс. Режим доступа: https://docs.microsoft.com/ru-ru/dotnet/csharp/tutorials/string-interpolation (переглянуто 20.05.2020)
12. Многочлен Лагранжа. Wikipedia. Інтернет ресурс. Режим доступа: https://uk.wikipedia.org/wiki/Многочлен_Лагранжа (переглянуто 20.05.2020)
13. Интерполяция полиномами Лагранжа - C# Інтернет ресурс. Режим доступа: https://studassistent.ru/charp/interpolyaciya-polinomami-lagranzha-c (дата звернення: 14.05.2020)

COMPUTER SIMULATION OF STRESSES IN SOIL ARMS

Victor Chumakevych[1], Victoria Chumakevych[2]
Lviv Polytechnic National University, Lviv
Ivan Franko National University of Lviv, Lviv

Possibilities and limitations of existing software products that allow to determine stresses in soil massifs are analyzed. It is proposed to use the methodology set by Eurocodes and the software product is written in C #.

Keywords: software product, engineering-geological element, soils, stresses, stress plots

ЗАСОБИ QGIS ДЛЯ АНАЛІЗУ ГЕОДАНИХ ТА КОМП'ЮТЕРНОЇ ПОБУДОВИ ГЕОЛОГІЧНИХ І ГЕОФІЗИЧНИХ 2D-ПРОФІЛІВ

[1, 2]Віхоть Ю.М., [1]Кріль С.Я, [2]Бубняк І.М.

[1]*Геологічний факультет, Львівський національний університет ім. Івана Франка,*
вул. Грушевського 4, Львів, Україна, 79005: yuvik@ukr.net, solia_kr@ukr.net

[2] *Інститут геодезії, Національний університет «Львівська політехніка», вул. Карпінського 6, Львів, Україна, 79000: ibubniak@yahoo.com*

Подано приклади застосування засобів QGIS для аналізу геологічних даних і побудови *2D*-профілів (топографічних, геологічних та геофізичних). QGIS – програмне забезпечення з відкритим вихідним кодом Open Source Geospatial Foundation, що працює на усіх найпоширеніших платформах. У цій роботі проаналізовано деякі інструменти та модулі QGIS – *Georeferencer GDAL, Profile Tool, qProf, qgSurf, Stereonet,* – для візуалізації геологічних даних та комп'ютерної побудови *2D*-профілів. Спеціалізовані модулі QGIS дозволяють ефективніше працювати з різними видами даних на геологічних картах, аналізувати їх та здійснювати необхідні комп'ютерні побудови з їх врахуванням. Застосування базових та додаткових зовнішніх модулів QGIS сприяє сучасній візуалізації геологічних карт, побудові топографічних, геологічних та геофізичних профілів, аналізу структурних геоданих, а також створенню нових цифрових електронних та комплексних карт для друку та візуалізації їх у веб-браузерах.

Ключові слова: Quantum GIS, модулі QGIS, *Georeferencer GDAL, Profile Tool, qProf, qgSurf, Stereonet*, геодані, топографічний, геологічний та геофізичний профілі.

Комп'ютерний аналіз геоданих та побудова профілів (геологічних, геофізичних та ін.) є сучасним напрямом у розвитку та впровадженні геоінформаційних систем і ГІС-технологій у науки про Землю. Аналіз геоданих є досить складним і довготривалим процесом, проте геодані є основою для вирішення тих чи інших завдань при польових геологічних спостереженнях, моделюванні у геології та геофізиці.

Сучасне програмне забезпечення та обладнання дозволяє надавати інформацію у картографічній формі та аналізувати, редагувати та інтерпретувати дані. Використання цифрових пристроїв має велику кількість переваг: більша точність прив'язки, розділення даних та якісніша інтерпретація, швидкість візуалізації даних у вигляді векторних та растрових зображень збільшується в рази тощо. Такий

прогрес, однозначно, сприяє швидкому та якісному цифровому польовому геологічному картуванню, а сучасне програмне забезпечення дає змогу вносити, аналізувати дані і здійснювати побудову моделей у науках про Землю.

Протягом останніх десятиліть технологія геоінформаційної системи почала змінювати аспекти геологічного опрацювання даних у сторону комп'ютерного застосування з можливістю зберігати їх в електронному вигляді, відображати, аналізувати у поєднанні з безліччю інших типів геологічних та геофізичних даних. Таких прикладів застосування ГІС є багато, залежно від галузі застосування. Беззаперечно, світовим лідером серед програмного забезпечення ГІС-технологій є компанія ESRI, що розробила низку програмних продуктів для цифрового картування та опрацювання геоданих, зокрема програмні пакети ESRI ArcGIS та ArcGIS Online (https://www.arcgis.com/index.html). Проте програмне забезпечення цієї компанії має комерційне призначення і не кожна організація, університет, науковець може дозволити собі придбати його і використовувати під час своїх досліджень.

Саме тому запровадження геоінформаційних систем у геології та інших науках про Землю полегшує застосування такого програмного забезпечення як QGIS, раніше відомого як Quantum GIS [1-5], як альтернатива ArcGIS. Однією із найбільших переваг є те, що воно є у вільному доступі, його можна завантажити з офіційного сайту QGIS [6] і користуватися без будь-яких дозволів та ліцензій, не порушуючи при цьому авторські права.

Використання ArcGIS у дослідженнях, безумовно, заслуговують на увагу. Проте поряд із цим комерційним програмним забезпеченням, актуальним є використання QGIS, що містить низку зовнішніх модулів (плагінів), які мають спеціалізоване застосування для більш вузького призначення і вирішують окремі завдання у різних галузях наукових досліджень у геології, екології, геофізики та інших науках про Землю. Зовнішні модулі QGIS постійно тестуються та оновлюються. Упродовж останніх років QGIS є однією із найпопулярніших ГІС-програм з відкритим вихідним кодом. Вона розроблена та поширена у світі, починаючи з 2002 р. (розробник G. Sherman). Починаючи з 2004 р. темпи розвитку QGIS значно зросли. Поширенню та застосуванню цього програмного забезпечення сприяє й те, що його розробниками і тестувальниками є представники з багатьох країн світу. QGIS має власну структуру та веб-сайт (https://www.qgis.org [7]) і розробляється у рамках проекту у найбільшому геопросторовому фонді з відкритим вихідним кодом – Open Source Geospatial Foundation (OSGEO: https://www.osgeo.org).

Значною перевагою QGIS є те, що вона інтегрується з іншими ГІС-пакетами з відкритим вихідним кодом, такими як PostGIS, GRASS

GIS та MapServer, і завдяки цьому має широке застосування та функціональність [2]. Крім того, зовнішні модулі QGIS, які легко додаються до програми, створюються та тестуються багатьма розробниками [8]. Програмне забезпечення QGIS з використанням найновіших зовнішніх модулів підвищує актуальність та має наукову новизну під час сучасного моделювання та аналізу геоданих у геології, екології, геофізиці та інших науках про Землю. Завдяки геоінформаційним системам увесь набір даних, що містить цілу низку різноманітної інформації, інтегрується в єдину аналітичну модель для картографічного прогнозування та цифрових комп'ютерних побудов.

За останні десятиліття все частіше і частіше з'являються публікації, у яких використовують геоінформаційні системи для візуалізації даних у геології, геофізиці та інших науках про Землю, що мають справу з великою кількістю спеціалізованих даних з просторовою прив'язкою. Однак публікації з використанням QGIS для аналізу даних у науках про Землю містять вибірковий характер [9–11], оскільки це програмне забезпечення є доволі новим, але досить швидкими темпами розвивається та впроваджується у різні галузі.

Основними завданнями є аналіз найважливіших інструментів і зовнішніх модулів програмного забезпечення QGIS, та способи їх застосування для візуалізації геоданих, даних структурного аналізу, побудови топографічних, геологічних та геофізичних профілів, внесення та редагування даних геологічних спостережень, аналізу геофізичних даних та ін.

Виклад основного матеріалу. Ключовими завданнями в багатьох геологічних та геофізичних дослідженнях є нанесення на основі цифрової карти тих чи інших спеціальних об'єктів та даних (геологічні, структурні, геофізичні тощо) для подальшого їх співставлення та аналізу. Тому важливо вибрати програмне забезпечення, яке керуватиме такими базами даних, і після створення моделі карти даватиме змогу керувати та оновлювати інформацію, завдяки додаванню даних нових спостережень та інтерпретацій, і за умови збереження її цілісності шляхом перетворення, за потреби, у новий формат або структури даних.

QGIS дає змогу створювати карти, що можуть містити низку спеціальних шарів, використовуючи різні картографічні проекції для вирішення більш спеціалізованих завдань в усіх науках про Землю. У QGIS карти можуть бути створенні або імпортовані у вигляді растрових або векторних шарів. QGIS працює з усіма найвідомішими векторними та растровими форматами, включаючи ESRI Shapefile, DXF і GeoTIFF.

Саме тому, QGIS є однією із найбільш функціональних і зручних геоінформаційних систем, що дає змогу вирішити завдання, що постають під час досліджень, які мають справу з картою, координатами та просторовими даними. Програмне забезпечення QGIS є

геоінформаційна системою, що працює на усіх найпоширеніших платформах – Windows, MacOS X, Linux, і навіть Android. QGIS містить модульні розширення, які можна редагувати та створювати на мові Python. QGIS динамічно розвиваються і на сьогодні найновішою версією є QGIS 3.8.3, так звана версія “Zanzibar”, що створена у вересні 2019 р. [6, 7]. QGIS складається з внутрішніх та зовнішніх модулів. Внутрішні модулі включені у ядро програми. Зовнішні модулі зберігаються у електронному сховищі QGIS (http://plugins.qgis.org/plugins/ [8]), звідки їх, при потребі, можна завантажити. На сьогодні доступні понад 430 модулів для QGIS, які надають додаткові можливості візуалізації та редагування растрових та векторних геоданих, Через значну кількість розроблених модулів дуже часто ці модулі автоматично розподіляються у головному мені програми QGIS у відповідних тематичних полях (растрові, векторні, інструменти GPS, бази даних тощо).

У цій праці показані результати аналізу та способи застосування найбільш корисних інструментів та модулів програмного забезпечення QGIS для вирішення завдань у геології, екології, гідрогеології, геофізиці та інших науках про Землю. Серед низки спеціалізованих модулів в QGIS [8] варто виокремити такі, що можуть бути корисні для вирішення конкретних завдань при структурному аналізі, різних геологічних спостереженнях, побудові топографічних, геологічних та геофізичних профілів, аналізі геологічних геопросторових даних тощо. Нижче наведені приклади застосування деяких модулів, що виділені у певні блоки.

Модуль для геоприв’язки растрових зображень. У QGIS геопривязку растрових даних – карт, схем – можна здійснити за допомогою внутрішнього модуля – *Georeferencer GDAL*. Цей модуль дозволяє за координатами, які можуть бути отримані GPS-пристроєм або за позначеннями для декількох об’єктів на картах, перетворити растрове скановане зображення, так щоб воно відповідало обраній системі координат і уся інформація на ньому мала відповідну геопросторову прив’язку.

Використання модуля може бути корисним під час проведення польових досліджень, пов’язаних з цифровим геологічним картуванням, нанесення меж об’єктів, виявлення певних особливостей на конкретній ділянці досліджень з використанням фіксації точок спостережень GPS-пристроями, а також для завантаження карт з географічною прив’язкою у GPS-пристрої .

Модулі для побудови 2D-профілів. Важливим інструментом візуалізації просторових двовимірних даних є розрізи, або профілі (геологічні, геофізичні, гідрогеологічні та ін.), що у комплексі з геологічною, геофізичною картою дають знання та розуміння глибинної будови ділянки дослідження. Для побудови 2D-профілів необхідна

топографічна базова карта, яка б містила горизонталі зі значеннями висот. Для цього можна використати вже готову топографічну цифрову модель висот, або Digital Elevation Model (DEM), що є доступною для завантаження (SRTM, http://srtm.csi.cgiar.org/).

У QGIS є декілька модулів, що дозволяють створити 2D-профілі. Серед них, модуль *Profile Tool*, розробниками якого є B. Jurgiel, P. Verchere, E. Tourigny, J. Becerra, містить набір інструментів, що дозволяють побудувати лінії топографічних профілів з растрових зображень або векторних шарів, що містять цифрові дані висот. Для демонстраційної візуалізації використано цифрову модель висот (DEM) Львівської області (SRTM, http://srtm.csi.cgiar.org/, рис. 1) для побудови ліній рельєфу у поздовжньому (AB) та поперечних (CD, EF) профілях (рис. 1).

Крім того, модуль *Profile Tool* дозволяє будувати криві для аналізу падіння схилів. Така візуалізація зображень забезпечує швидкий аналіз перепадів висот та крутість схилів на досліджуваних ділянках, а також є основою для побудови та вибору оптимального розташування регіональних профілів (геологічних, геофізичних та ін.) у будь-яких науках про Землю, що вимагають вивчення глибинної будови Землі з використанням лінії рельєфу.

Profile Tool, в основному, є модулем QGIS, що дозволяє створити цифрову лінію, яка відображає лінію рельєфу на топографічному профілі. Топографічний профіль є основою для побудови геологічного та геофізичного профілю, або будь-якого іншого розрізу для вивчення глибинної будови. Проте недоліком модуля *Profile Tool* є те, що геологічні границі, розломи, точки спостереження з кутами падіння пластів гірських порід та інші геологічні позначення та геофізичні дані спроектувати на отриману лінію рельєфу за допомогою них неможливо.

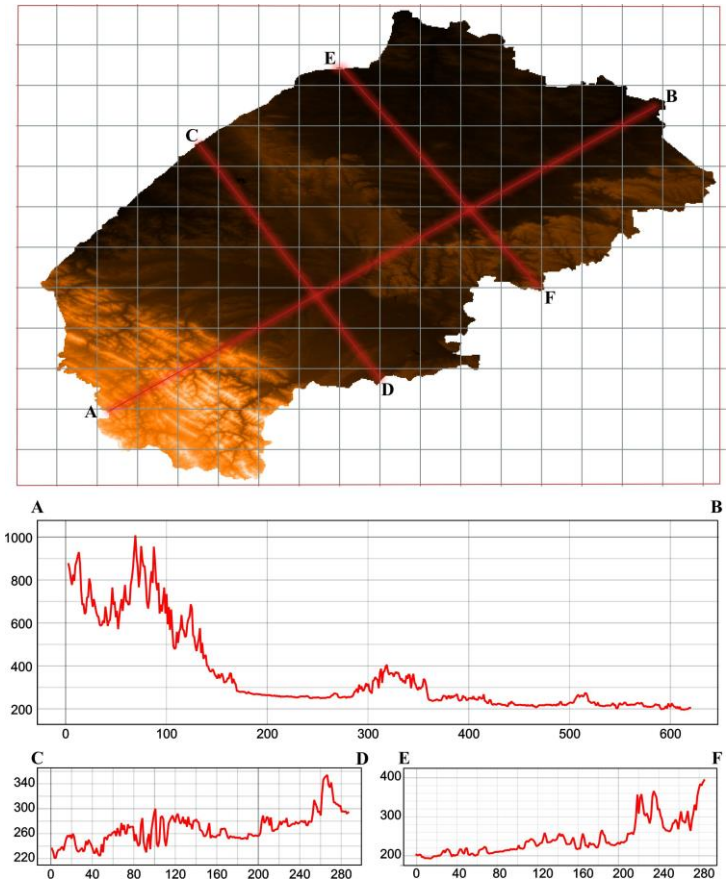


Рис.1. Цифрова модель висот DEM для Львівської області (SRTM, http://srtm.csi.cgiar.org/) (а), лінії рельєфу у поздовжньому (AB) та поперечних (CD, EF) профілях (*а*), та крутизною схилів (*б, в*), що побудовані за допомогою QGIS з використанням модуля *Profile Tool*

Втім завдання, пов'язані з вирішенням завдань у геології та геофізиці, виконує спеціальний модуль *qProf*, розробниками якого є M. Alberti та M. Zanieri. Цей модуль дозволяє створювати як топографічні, так і геологічні профілі на основі геологічних та частково геофізичних даних, які можуть проектуватися на профіль. Для побудови, наприклад, геологічного профілю за допомогою інструментів

модуля *qProf*, що відкриваються у вигляді окремого діалогового вікна (рис. 2) потрібно виконати наступні кроки. Найперше необхідно створити топографічний профіль з даних, що представлені однією або декількома цифровими моделями висот DEM, або на основі даних з файлу .gpx – текстового формату зберігання та обміну даними GPS-пристроїв. Для цього потрібно задати лінію профілю (*Digitize line*) або вручну, або вже з готового шейпфайлу .shp, створеного у QGIS (див. рис. 2).

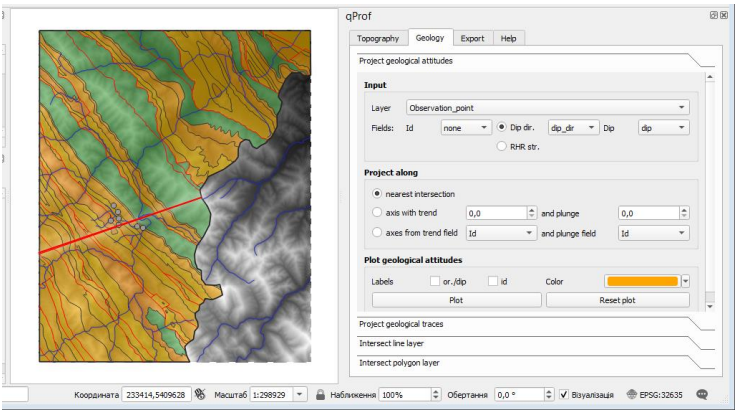
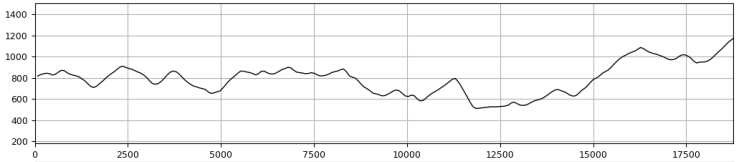
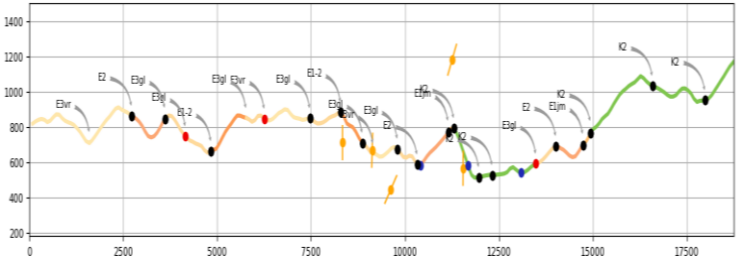


Рис. 2. Цифрова модель висот DEM, фрагмент геологічної карти та лінія профілю у програмі QGIS з використання модуля qProf

Після побудови топографічного профілю (рис. 3, *а*) до нього можна додавати будь-які геологічні чи геофізичні дані, отримані з різних джерел. Дані можна використовувати як з точкових, лінійних, так і полігональних шарів, які зберігаються в атрибутивних таблицях, а також із вже готових шейпфайлів, отриманих з програмного забезпечення ESRI ArcGIS Desktop (ArcMap). Геологічні дані проектуються на профіль або перетинають його (напр., геологічні границі, розломи, річки, геологічні відслонення тощо). Завершальним кроком є експортування даних у вигляді графічних або ГІС-даних (.pdf, .svg, .tif, .shp, .csv) для подальшого опрацювання за допомогою графічного (CorelDraw, Inkscape) або геологічного програмного забезпечення (ArcGIS Desktop, Move Midland Valley).



а



Б

Рис. 3. Приклад побудови топографічного профілю (*а*) та геологічного профілю з позначеннями геоданих (*б*) за допомогою модуля *qProf* у програмі QGIS для лінії, що вказана на рис. 2

Модулі для структурного аналізу. У QGIS є низка доступних зовнішніх модулів та інструментів для аналізу структурних геоданих. Аналіз площин і поверхонь та геоданих у програмі QGIS можна здійснити за допомогою зовнішнього модуля *qgSurf*, встановленого з електронного сховища QGIS [8]. Автором цього модуля є M. Alberti [9]. який також є одним із розробників попереднього модуля *qProf*. Ці два модулі містять інструменти, що доповнюють один одного і розширюють їх застосування в геології, геофізиці, структурній та інженерній геології.

Модуль *qgSurf* містить інструменти, необхідні для аналізу структурних геоданих. З допомогою цих інструментів можна вирішити наступні завдання: а) здійснити оцінку і вибір найкращого положення геологічних поверхонь з урахуванням трьох або більше точок на топографічній поверхні (*Best fit plane*); б) визначити перетин між геологічної площиною і топографічної поверхнею (*DEM-plane intersection*); в) обчислити відстані між точками і геологічною площиною (*Point-plane distance*); г) нанести геологічні дані на сітку у стереонеті (*Stereonet*).

Інший інструмент Stereonet модуля *qgSurf* дозволяє візуалізовувати геодані на сте-реографічних сітках у вигляді великих кіл, полюсів, що представляють геологічну пло-щину (тріщин, напластування тощо), або векторів (дзеркал ковзання із рисами

ковзання) (рис. 4). Вхідні геодані можна обрати з даних, що зберігаються або в точковому шарі, або використовувати введення тексту. При використанні введення даних з точкового шейпфайлу, орієнтації площини або осей визначаються через відповідні поля у атрибутивній таблиці, що зберігають їх значення. Якщо будувати площини, лінії або осі розломів за рисами ковзання, то необхідно визначити відповідні вихідні поля для різних типів геоданих: наприклад, для дзеркал ковзання з рисами ковзання необхідно визначити азимут падіння і кут падіння площини, а також азимут падіння (*rake*) та інші величини, що описують лінійний елемент на площині (*line trend, dip*) і також обов'язково вказати різновид розривних порушень, тобто кінематичний тип (*N* – позначення скиду, *R* – позначення підкиду, насуву). Геодані можна також додатково вводити безпосередньо у текстове діалогове вікно, наприклад, площини, осі, площини та осі, дзеркала з рисами ковзання, записані у різних способах запису геоданих тощо. Результати з нанесеними даними на стереографічних проекціях можуть бути збережені як у растрових, так і у векторних фор-матах – .svg, .pdf.

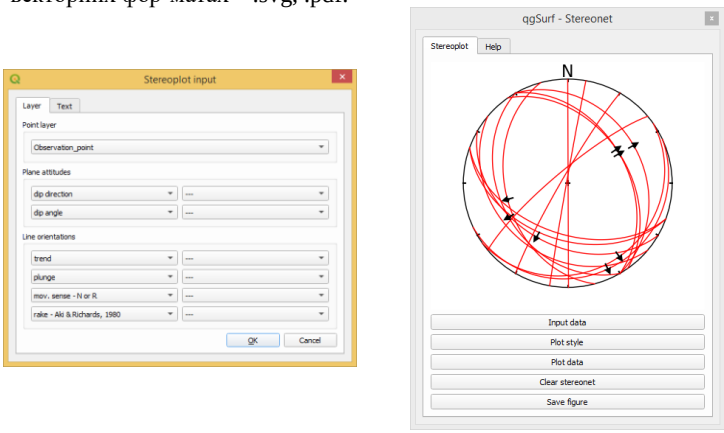


Рис. 4. Введення та побудова структурних геоданих на стереографічних проекціях за допомогою *Stereonet* модуля *qgSurf* (QGIS)

Здійснити аналіз та побудову структурних геоданих на стереографічних проекціях можна і за допомогою модуля QGIS – *Stereonet*, розробником якого є D. Childs. Цей модуль дозволяє наносити дані геологічних структур на основі імпортованих даних з текстового формату .csv, у якому містяться дані про точки спостереження та елементи залягання у них (стовпці з напрямом і кутом падіння повинні називатися, відповідно, "ddr" і "dip"). Проте цей модуль є досить одноманітними і містить незначну кількістю інструментів, тому має

вузьке застосування. Оскільки за допомогою модуля *Stereonet* не можна наносити на стереографічні проекції більш складніші структурні дані, наприклад, дзеркала ковзання з даними про риси ковзання, їхній кінематичний тип.

Висновки. QGIS є зручним програмним забезпеченням з прогресивним та динамічним розвитком, особливо в останнє десятиліття. Серед переваг QGIS є те, що це програмне забезпечення ефективно застосовується для зберігання, перегляду, редагування, відображення та аналізу різних типів геоданих та для вирішення низки спеціальних завдань. Ще одною особливістю і значною перевагою QGIS є те, що вона знаходиться у вільному доступі. Використовуючи QGIS з відкритим кодом можна розробляти додаткові інструменти та створювати прості у використанні офлайн-модулі.

Розробка офлайн-модулів у програмному забезпеченні з відкритим кодом рятує користувача від придбання дорогого програмного забезпечення. Оскільки перевагами QGIS з відкритим кодом є його автономність, можливість інтегруватися з різними інструментами для аналізу геоданих. Модулі можуть бути корисним для вирішення конкретних спеціальних завдань, оскільки більшість із них написані на мові Python, що сприяє внесенню поправок для покращення модулів у зв'язку з вдосконаленням та розвитком інформаційних технологій у світі для конкретної галузі в геології, геофізиці та інших науках про Землю.

QGIS розширює можливості та функції геоінформаційних систем та технологій у науках про Землю завдяки використанню спеціалізованих зовнішніх модулів, яких зараз налічується понад 430. QGIS містить низку інструментів та модулів, які на практиці вирішують складні проблеми у геології (оцифрування, візуалізація та геологічне картографування, структурний аналіз, побудова геологічних розрізів), геофізиці (різного типу геофізичні карти, нанесення профілів), екології (аналіз навколишнього середовища, рівня вод) та забезпечує 2D і 3D візуалізацію різнотипних комплексних геоданих з різних галузей наук про Землю. Серед них модулі – *Georeferencer GDAL, Profile Tool, qProf, qgSurf, Stereonet* – надають широкі можливості для візуалізації та редагування растрових та векторних даних, цифрових моделей висот (DEM), інтегруючи їх з Інтернетом для вирішення завдань при цифровому геологічному картуванні та аналізі геоданих у науках про Землю.

Список використаної літератури

1. Cavallini P.. Free GIS desktop and analyses: QuantumGIS, the easy way [Internet] / P. Cavallini, L. Lami // The Global Geospatial Magazine. – 2007.

2. Maliene V. Geographic information system: Old principles with new capabilities / V. Maliene, V. Grigonis, V. Palevičius, S. Griffiths // Urban Design International. – 2011. – 16(1). – P. 1–6.
3. Soller D.R.. Introduction to Geologic Mapping / David R. Soller // McGraw-Hill Yearbook of Science & Technology. – 2004. – P. 128-130.
4. Alshaghdari MH. Geological mapping using open source QGIS. Unpublished [Internet]. – 2017.
5. De Donatis M. Open source GIS for geological field mapping: research and teaching experience [Internet] / M. De Donatis, M. Alberti, C. Cesarini, M. Menichetti, S. Susini // PeerJ Preprints. – 2016.
6. Download QGIS for your platform. [Internet]. https://qgis.org/en/site/forusers/download.html#
7. QGIS Official Website. A Free and Open Source Geographic Information System. https://qgis.org/en/site/
8. QGIS Python Plugins Repository. [Internet]. http://plugins.qgis.org/plugins/
9. Alberti M. GIS analysis of geological surfaces orientations: the qgSurf plugin for QGIS [Internet] / M. Alberti // PeerJ Preprints. – 2019.
10. Alberti M.. Tools for structural geology analysis in QGIS / M. Alberti, M. Laloux, M. Zanieri // Soc. Geol. It. – 2016. - Vol. 39. – P. 55-59.
11. Hardebol N. J. A software and data model implementation for flexible acquisition and processing of fracture data from outcrops / N.J. Hardebol, G. Bertotti // Computers & Geosciences. – 2013. – Vol. 54. – P. 326-336.

ПЕРЕВАГИ ЗАСТОСУВАННЯ БЕЗПІЛОТНИХ ЛІТАЛЬНИХ АПАРАТІВ (UAV) ДЛЯ ГЕОФІЗИЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ТА МОНІТОРИНГУ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ

[1, 2]Віхоть Ю.М., [1]Фурман В.В., [1]Кріль С.Я.
[1]*Геологічний факультет, Львівський національний університет ім. Івана Франка,*
вул. Грушевського 4, Львів, Україна, 79005: fourman@i.ua, solia_kr@ukr.net
[2] *Інститут геодезії, Національний університет «Львівська політехніка», вул. Карпінського 6, Львів, Україна, 79000: yuvik@ukr.net*

Наведений аналіз можливостей застосування безпілотних літальних апаратів (БПЛА) для моніторингу геологічних процесів та для геофізичних досліджень. БПЛА, які здатні інтегрувати геофізичні

датчики, стають потужним та ефективним інструментом для геофізичних та геологічних спостережень, що сприяють вивченню глибинної будови Землі, пошуку корисних копалин.

Ключові слова: БПЛА, UAV, дрон, drone, геофізика, геофізичні датчики.

В останні десятиліття безпілотні літальні апарати (БПЛА, або англ. UAV) є досить широко затребуваними практично в усіх галузях людської діяльності, включаючи і науки про Землю. БПЛА або дрони (коптери), є літальними апаратами, що управляються дистанційно, або запрограмовані певним чином.

Основні причини застосування дронів, є економічність, точність і можливість роботи у важкодоступних місцях. БПЛА оснащене найсучаснішими камерами і тому цілком придатне для ведення моніторингу за певними процесами (геологічними, гідрогеологічними, інженерними, інженерно-геологічними, зміни властивостей навколишнього середовища) на віддалі. Сучасні технології створення карт ґрунтуються саме на використанні матеріалів цифрового аерознімання. Однак вартість застосування літаків та гелікоптерів для локального великомасштабного знімання є досить висока, тому, як альтернативним рішенням, є використання БПЛА.

Швидкий розвиток технології БПЛА дозволив ширше використовувати їх як платформи дистанційного зондування та доповнення до супутникових та пілотованих систем дистанційного зондування. БПЛА з’явилися як портативні, масштабовані платформи візуалізації з високою роздільною здатністю, що доповнюють супутникові знімки, що можуть мати прогалини в спостереженнях через атмосферні явища (наприклад, хмарний покрив) та обмежене покриття в певному регіоні. БПЛА також став ефективним інструментом для дистанційного зондування в районах, недоступних для звичайних пілотованих літальних платформ через логістичні та людські обмеження.

Основним завданням є показати можливості застосування БПЛА для моніторингу геологічних процесів та проведення геофізичних спостережень, виявити їх переваги та недоліки.

БПЛА широко використовуються для геолого-топографічного картографування, прибережного контролю, моніторингу осувних процесів і т.д. Основною передумовою застосування є те що, роботи з використанням БПЛА не є настільки затратні і є можливість проведення повторного спостереження на проблемних ділянках.

Беззаперечно, використання БПЛА у геологічних, геофізичних дослідженнях та проведення різноманітних моніторингів небезпечних процесів має великий прогрес, користується великою популярністю і дає хороший результат. Низка зарубіжних публікацій свідчить про

актуальність і преваги проведення таких досліджень з застосуванням дронів у галузях пов'язаних з науками про Землю. Наприклад, під час геологічного картування та спостережень багато ділянок є важкодоступними, тому застосування дронів спрощує та пришвидшує такі дослідження. БПЛА дозволяють віддалене розташування датчика та автоматичне передавання інформації.

Для моніторингу геологічних процесів є побудова детальної цифрової карти, на яку потім будуть наноситися дані, отримані за допомогою датчиків або спеціальних камер, що встановлюються на БПЛА. Моніторинг ділянок з проявом небезпечних геологічних процесів – осувів, завалів, затоплення ділянок, карстових процесів та інших можливий завдяки використанню дронів, які дадуть можливість виявити масштаби і рівень ризику. Аеромоніторинг (рівень забруднення повітря) можна здійснювати завдяки управлінню БПЛА на висоті до 500 метрів і в радіусі півтора кілометра. Точність результатів забезпечується передовими технологіями вимірювань та відповідними датчиками. За допомогою зображень, отриманих безпілотними літальними апаратами, оснащеними панхроматичною камерою у комплексі з ортофотопланами та SRTM моделями рельєфу, можна виявити геоморфологічних наслідків підтоплення в руслах і заплавах річок.

Геофізичні спостереження за допомогою БПЛА теж можливі завдяки використанню датчиків та відповідного програмного забезпечення. Магніторозвідування широко застосовують для дослідження геологічної будови земної кори та пошуків корисних копалин. Донедавна для геофізичного вивчення ділянок з утрудненим доступом найпоширенішим методом є аеромагнітні дослідження, які здійснювали переважно зі спеціалізованих літаків і вертольотів. Проте зараз їх здійснюють за допомогою БПЛА. Їх використання під час регіональних геофізичних досліджень, дорозвідування корисних копалин й картування дає змогу виконувати набагато ширший спектр завдань.

Висновки. Швидкий розвиток технології безпілотних літальних апаратів дозволив ширше використовувати БПЛА, які здатні інтегрувати геофізичні датчики, такі як магнітні, електромагнітні, інфрачервоні, радіолокатори, природні датчики гамма-випромінювання для геофізичних спостережень. Технології БПЛА мають кілька переваг перед традиційними геофізичними спостереженнями – роздільна здатність, стійкість, вартість, швидкість, і це сприятиме швидкому розвитку та застосуванню БПЛА для геофізичних вимірювань під час пошукових робіт, виконання геологічної розвідки та моніторингу геологічних процесів.

Зміст

В. Фурман, Р. Вовченко, М. Хом'як
ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМ. І.ФРАНКА ТА ЗДОБУТКИ КАФЕДРИ ФІЗИКИ ЗЕМЛІ ЗА 2000-2020 РОКИ 3

Т. Сумарук, П. Сумарук
ЗАЛЕЖНІСТЬ ШВИДКОСТІ ЗМІНИ ВІКОВИХ ВАРІАЦІЙ ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ ВІД ПОЛОЖЕННЯ ОБСЕРВАТОРІЇ ТА ЧАСУ 9

Валентин Максимчук, Ігор Чоботок,Роман Кудеравець, Євгеній Накалов, Наталя Пиріжок
РЕЗУЛЬТАТИ ВИВЧЕННЯ АНОМАЛЬНОГО МАГНІТНОГО ПОЛЯ ТА ЙОГО ДИНАМІКИ В РАЙОНІ УАС «АКАДЕМІК ВЕРНАДСЬКИЙ» 19

Микола Хом'як, Віталій Фурман
МЕТОДИКА РОЗШИРЕНОЇ БІЛІНІЙНОЇ ІНТЕРПОЛЯЦІЇ ТАБЛИЧНИХ ДАНИХ: ЗАСТОСУВАННЯ ДЛЯ АНАЛІЗУ КУТОВИХ ВЕЛИЧИН 23

Роман Кудеравець, Ігор Чоботок, Олег Романюк, Василь Коляденко, Олег Підвірний, Богдан Климкович, Володимир Шелеп, Андрій Филипчук
РЕЗУЛЬТАТИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В ІСТОРИКО-КУЛЬТУРНОМУ ЗАПОВІДНИКУ «ДАВНІЙ ПЛІСНЕСЬК» 34

Дацюк Ю.Р., Купльовський Б.Є., Ковальчук А.А., Яремович М.В.
ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ДІЛЯНКИ ПІД ЗАБУДОВУ З ВИКОРИСТАННЯМ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЕЛЕКТРИЧНОГО ЗОНДУВАННЯ ТА МЕТОДУ ЗАЛОМЛЕНИХ ХВИЛЬ НА ПРИКЛАДІ МАЙДАНЧИКУ БУДІВНИЦТВА В М.ЛЬВІВ 40

Купльовський Б.Є., Брич Т.Б., Дацюк Ю.Р.
ПОРІВНЯННЯ СПЕКТРАЛЬНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНЕВИХ ШАРІВ РОЗРАХОВАНИХ МЕТОДОМ СКІНЧЕНИХ ЕЛЕМЕНТІВ З ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИМИ НА ПРИКЛАДІ МАЙДАНЧИКУ БУДІВНИЦТВА В М.ЛЬВІВ **45**

Бондаренко М.С., Кулик В.В., Дмитренко О.В.,
Данилів С.М., Кармазенко В.В., Стасів О.С
ПОВНОМАСШТАБНІ ФІЗИЧНІ МОДЕЛІ ГІРСЬКИХ ПОРІД ДЛЯ КАЛІБРУВАННЯ ПРИЛАДІВ ГАММА-ГАММА КАРОТАЖУ ЗА НАЯВНОСТІ СТАЛЕВОЇ ТРУБИ 50

Купльовський Богдан, Бубняк Андрій, Бубняк Ігор,
Дацюк Юрій, Сумарук Юрій, Сумарук Тарас
ВИКОРИСТАННЯ ГЕОРДАРА ДЛЯ ДОСЛІДЖЕНЬ БУДІВЕЛЬНИХ ДІЛЯНОК (ПРИКЛАД З ВУЛИЦІ Б. ХМЕЛЬНИЦЬКОГО, М. ЛЬВІВ) 57

Дацюк Ю.Р., Хомяк Л.М., Білик Н.Т., Побережська І.В.
СТАТИСТИЧНА ОЦІНКА МІКРОСЕЙСМІЧНИХ КОЛИВАНЬ В МЕТОДІ H/V ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГРУНТІВ 61

Шваєвський О.В.
ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА МОДЕЛЬ САВРАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ) 66

Чумакевич Віктор Олександрович
Чумакевич Вікторія Вікторівна
КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ НАПРУЖЕНЬ В ГРУНТОВИХ МАСИВАХ 70

Віхоть Ю.М., Кріль С.Я, Бубняк І.М.
ЗАСОБИ QGIS ДЛЯ АНАЛІЗУ ГЕОДАНИХ ТА КОМП'ЮТЕРНОЇ ПОБУДОВИ ГЕОЛОГІЧНИХ І ГЕОФІЗИЧНИХ 2D-ПРОФІЛІВ 77

Віхоть Ю.М., Фурман В.В., Кріль С.Я.
ПЕРЕВАГИ ЗАСТОСУВАННЯ БЕЗПІЛОТНИХ ЛІТАЛЬНИХ АПАРАТІВ (UAV) ДЛЯ ГЕОФІЗИЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ТА МОНІТОРИНГУ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ 87

Збірник наукових праць

П’ята 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. Грушевського,4
Малий видавничий центр