

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations carried out by lectures and scientific researches of geological faculty, Kyiv Taras Shevchenko University.

For scientists, professors, aspirants and students.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.М. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, доц.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, проф.; В.В. Огар, д-р геол. наук, доц.; М.І. Орлюк, д-р геол. наук, с.н.с.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, проф., чл.-кор. НАН України
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 30
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 8 листопада 2012 року (протокол № 4)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1–05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181–4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Тимченко Ю. Насєдкін Є.

Перспективи застосування методів діатомового аналізу для моніторингу впливу гідрометеорологічних факторів на процеси осадконакопичення.....4

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Казанцев А.

Статистичний зв'язок параметрів Місяця із сейсмічними явищами на Землі10

Безродний Д.

Принципи визначення різних балів тектонофацій за петроакустичними даними на прикладі метаморфічних порід Криворіжжя ("Супутник-2").....13

Назаревич А., Микита А.

Геотермічний метод у сейсмопрогностичних дослідженнях у Закарпатті.....16

Гурова І., Семенова Ю.

Землетрус 07.05.2008 року в північно-західній частині Чорного моря20

Роганов В.

Моделювання хвильових полів в анізотропних середовищах матричним методом22

Малицький Д., Муйла О., Павлова А.

Матричний метод у задачах сейсмології.....25

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Толстой М., Костенко Н.

Співставлення плюмазитових рідкіснометальних гранітів Українського щита і північно-західної частини Богемського масиву (Рудні Гори)28

Загнітко В., Лижаченко Н.

Динаміка видобування та реалізації графіту в Україні та світі.....32

Дудніков М.

Перспективи нафтогазоносності Південно-Східної частини Дніпровсько-Донецької западини36

Трощенко В., Бублик Ю.

Вулканіти і рубін Суміакатра, о. Мадагаскар.....40

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Коржнев М., Малахов І.

Техногенні форми рельєфу та оцінка екологічних ризиків і збитків гірничовидобувної діяльності у Криворізькому залізорудному басейні46

Кононов Ю., Удалов І., Чомко Д.

Екологічна оцінка стану ґрунтів на прикладі Брянківської територіально-промислової агломерації (Луганська область)50

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Жуков М., Клипа А., Стахів І., Макаренко М.

Імовірнісна оцінка забруднення природного середовища на основі моделювання розподілів вмісту хімічних елементів (на прикладі поверхневих вод Полтавської області).....52

Кендзера О., Вижва З., Федоренко К., Вижва А.

Визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками з використанням статистичного моделювання сейсмічного шуму на прикладі спостережень в м. Одесі57

Міненко П., Міненко Р.

Похідні дискретно заданого поля в обернених задачах гравіметрії та магнітометрії61

НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ

Нестеровський В., Вакуленко О.

Викопна флора в колекціях геологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка.....65

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Tymchenko Yu., Nasedkin Ye.

Perspectives of diatom technique for the monitoring of hydrometeorological influence on sedimentary processes4

GEOFYSICS

Vyzhva S., Kazancev A.

Statistical communication parameters of lunar seismic events on Earth10

Bezrodny D.

Principles of score definition of tectonic facies on the petroacoustic data for example of metamorphic rocks of Kryvyi Rig region ("Suputnyk"-2).....13

Nazarevych A., Mykyta A.

Geothermal method is seismoprogностic researches in Transcarpathians.....16

Gurova I., Semenova Yu.

07.05.2008 Earthquake in north-western Black Sea.....20

Roganov V.

Modeling of wave fields in anisotropic media with matrix method.....22

Malytskiy D., Muyla O., Pavlova A.

Matrix method in tasks of seismology25

MINERAL RESOURCES

Tolstoy M., Kostenko N.

Comparison of the peraluminous rare-metal's granites of the Ukrainian Shield and the north-eastern part of the Bohemian Massif (Ore Mountains)28

Zagnitko V., Lyzhachenko N.

Dynamics of graphite extraction and realization in Ukraine and worldwide32

Dudnikov M.

Prospects for oil and gas in the southeastern part of the Dnieper-Donets basin36

Troshenko V., Bublyk Yu.

Volcanics and ruby Sumiakatra, island Madagascar40

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ECOLOGICAL GEOLOGY

Korjnev M., Malahov I.

Technogenic landforms and assessment of environmental risks and losses of mining activities in Kryvbas golden ore basin.....46

Kononov Y., Udalov I., Chomko D.

Environmental assessment of soil for example Bryanka territorial-industrial agglomeration (Luhansk region).....50

GEOLOGICAL INFORMATICS

Zhukov N., Klypa A., Stakhiv I., Makarenko N.

Probabilistic Assessment of Environmental Pollution by Modeling Of Chemical Elements Content's Distribution (on the Example of the Poltava Region's Surface Waters)52

Kendzera O., Vyzhva Z., Fedorenko K., Vyzhva A.

Determination of the frequency characteristics of the geological environment at construction sites using statistical modeling of seismic noise on the example of observations in Odessa57

Minenko P., Minenko R.

Return problems of gravimetry and magnetic with use of derivatives of discretely set field and them certainly-different formulas.....61

NATIONAL TREASURE

Nesterowskyi V., Waculenko O.

Fossil floras in the collections of the Geological Museum of Taras Shevchenko National University of Kyiv65

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 561.26:551.351(262.5)

Ю. Тимченко, інж. II кат.,
Є. Наседкін, канд. геол. наук

ПЕРСПЕКТИВИ ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ ДІАТОМОВОГО АНАЛІЗУ ДЛЯ МОНІТОРИНГУ ВПЛИВУ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ФАКТОРІВ НА ПРОЦЕСИ ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Наведено дані сезонного вивчення асоціацій кремневих мікроводоростей у межах дослідницького Чорноморського океанографічного полігону. Проаналізовано результати дослідження та визначено перспективи застосування діатомового аналізу для моніторингу впливу абіотичних факторів на процеси осадконакопичення.

New monitoring data on siliceous microalgae assemblages in the Black Sea Experimental Polygon near the South Crimea shore are examined. Seasonal changes on diatom number and abundance are analyzed. Perspective applications of diatom technique for the monitoring of abiotic influence on sedimentary processes are determined.

Вступ та постановка проблеми. Інститутом геологічних наук НАН України в рамках реалізації проекту комплексної програми наукових досліджень НАН України з проблем сталого розвитку, раціонального природокористування та збереження навколишнього середовища створено систему спостережень за станом та мінливістю природних умов у прибережній зоні Чорного моря. Комплекс устаткування, розташований у межах Центру колективного користування Експериментального відділення Морського гідрофізичного інституту НАН України в смт Кацівелі (Пів-

денне узбережжя Криму), передбачає одночасний щомісячний відбір проб осадової речовини з атмосферних потоків, водної товщі та верхнього шару донних відкладів (рис. 1). Одним із завдань проекту є дослідження сезонних змін та особливостей вмісту мінеральної компоненти, мікроелементів, органічної речовини та інших складових атмосферного аерозолі, морської завіси та верхнього шару донних відкладів у межах створеного геоекологічного полігону та визначення впливу на їх часовий розподіл зовнішніх, зокрема, гідрометеорологічних факторів [3].

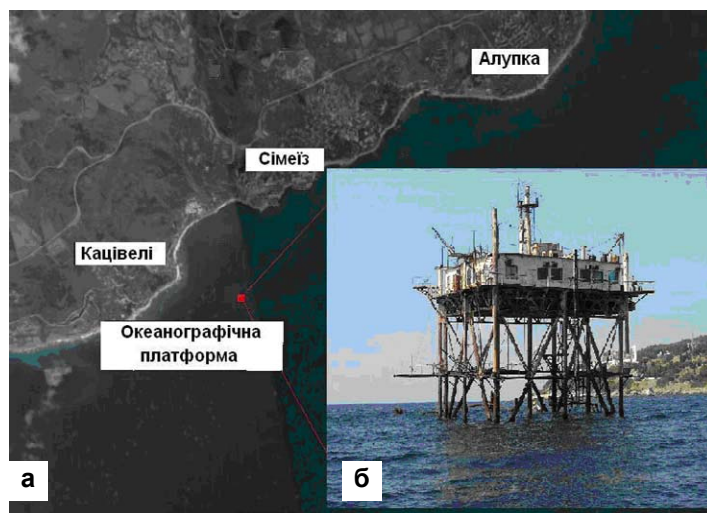


Рис. 1. Район робіт: а – оглядова карта Південного берегу Криму;
б – місце розташування океанографічної платформи у межах Чорноморського океанографічного полігону

Процес тривалих спостережень виявив доцільність залучення до комплексу аналітичних методів, що вже використовуються, ряду додаткових. Це викликано, в першу чергу, ускладненнями при дослідженні зв'язків між синоптичними та гідродинамічними умовами в районі робіт, перерозподілом мінерального та мікроелементного складу в таких компонентах середовища, як донні відклади й зависла речовина. Зокрема, визначення процесів надходження з суходолу та розподілу в акваторії осадової речовини в межах ділянки досліджень значно ускладнюється впливом процесів взмучування донних відкладів, що пов'язано з хвильовою активністю, інтенсивним апвелінгом та рядом інших факторів (рис. 2). На думку авторів, одним з індикаторів, що можуть допомогти розмежувати процеси перевідкладання верхнього шару донних відкладів під впливом активної гідродинаміки акваторії та надходження теригенної речовини з території суходолу під впливом абра-

зії та вітрового переносу, можуть бути показники стану асоціацій мікроводоростей у районі досліджень.

Мета дослідження. Вивчення окремих груп мікроводоростей, умови існування яких обумовлюються певним хімічним складом води, глибиною та іншими факторами, можуть визначити ступінь домінування тих чи інших гідрофізичних процесів у певні періоди року.

На погляд авторів, вивчення розподілу асоціацій мікроводоростей дозволить отримати таку додаткову інформацію, необхідну для аналізу впливу гідродинамічних факторів:

- дослідити ступінь впливу процесів реседиментації осадків у межах дослідницького полігону на інтенсивність накопичення осадової речовини. У зв'язку з тим, що точка моніторингу знаходиться в зоні не тільки акумуляції, але й тимчасового транзиту седиментаційного матеріалу в напрямку суходолу – море, в окремі періоди гідродинамічних збурень виникають складнощі при спробах відокремити в

речовині, що накопичилася в седиментаційних пастках, розташованих над дном (26 м) та в товщі води (15 м), складову, що надійшла в процесі реседиментації, від складової, привнесеної з території суходолу (вітровий переніс, процеси абразії, площинний змив). *Прямим показником інтенсивності процесів реседиментації буде співвідношення вмісту бентосних форм мікроорганізмів у пастках верхнього та нижнього рівнів;*

• визначити наявність загалом і інтенсивність зокрема процесів перенесення завислої речовини з біль-

ших глибин, що пов'язано з апвелінгом. *Індикатором в даному випадку слугуватимуть більш глибоководні чи солоноводні форми мікробіоти, ніж ті, що розповсюджені в районі відбору проб;*

• дослідити надходження до району спостережень розпріснених вод (тимчасові водотоки під час дощів, річкові води у певні сезони) за допомогою аналізу наявності прісноводних видів планктонних угруповань у районі океанографічної платформи.

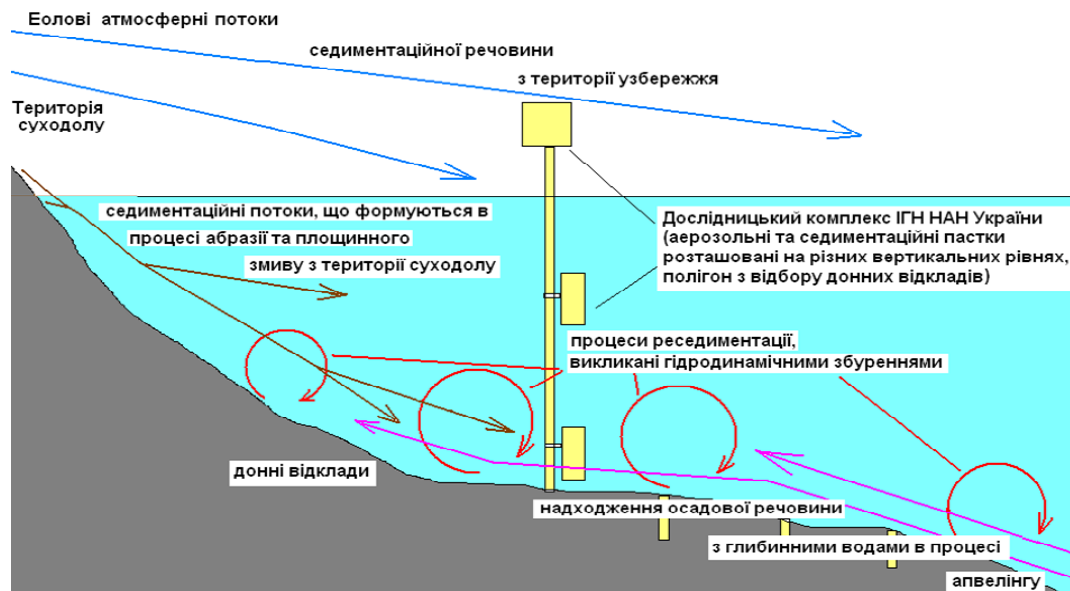


Рис. 2. Схематичне зображення розташування спостережного комплексу та напрямленості основних процесів пересування та трансформації седиментаційної речовини в районі робіт

Сезонні закономірності розподілу асоціацій мікробіоти також важливі в екологічному аспекті – як відомо, у періоди сукцесії ці мікроорганізми відіграють помітну роль як біоконцентратори важких металів.

Нижче наведено дані вивчення особливостей угруповань мікробіоти у межах дослідницького полігону, проаналізовано результати досліджень та окреслено подальші перспективи цих робіт.

Результати досліджень. Було оброблено та проаналізовано понад 20 зразків завислої речовини та донних осадків, відібраних з океанографічної платформи впродовж 2008-2011 рр. Лабораторну обробку зразків для діатомового аналізу виконано за стандартною методикою, прийнятою у лабораторіях СНД [2]. Мікроскопічні дослідження проведено за допомогою світлового мікроскопа Olimpus CX4. Для визначення кремєних мікробіотів використано довідкову та монографічну літературу [1, 5].

Мікробіоті, у тому числі діатомі, дуже чутливі до найменших змін середовища, в якому вони існують, що позначається на їх чисельності та таксономічному складі. У морській воді асоціації діатомей можуть бути показниками надходження прісних вод, змін глибини та рівня моря, трофічного статусу й забруднення, солоності, чистоти та якості води, дії апвелінгу, надходження та джерел мобілізації перевідкладеного осадового матеріалу та ін. Аналізуючи комплекси цих організмів можна робити висновки про відповідні зміни середовища, у тому числі, короткострокові.

Попереднє вивчення зразків завислої речовини та донних осадків [5] показало, що кремєні мікробіоті (діатомі та диктіохові) формують суттєву частину біогенної складової осадоконакопичення у місці дослідження. Панцирі сучасних діатомей присутні впродовж

усього року, в той час як розвиток сілікофлагелат відбувається взимку й на початку весни. У січні-лютому частка сілікофлагелат складає 30-40 % від загальної чисельності комплексу кремєних мікробіотів (березень-травень) на глибині 15 м – 28 %; у травні на обох глибинах рівнях домінують діатомі (понад 90 %). Всього визначено понад 130 таксонів кремєних мікробіотів.

Кількість панцирів у пробах впродовж року не однакова. Аналіз водоростей з посезонних зразків зависі показав, що у місці розташування платформи діатомей найбільше під час весняного (березень-травень) на глибині 15 м та осіннього (вересень-жовтень 2010 р.) на глибині 26 м цвітіння. Весняне цвітіння діатомей яскраво виражене на глибині 15 м у розвитку планктону (березень-квітень) та планктонних і тихопелагічних видів (травень), а в придонному шарі – восени у розвитку бентосу. Найменша кількість стулок спостерігається влітку (червень-серпень) (рис. 3).

Невелика кількість панцирів діатомей у зразках зависі значно обмежує можливості застосування сучасних методик і майже повністю виключає залучення методів статистичного аналізу, що натепер широко використовуються фахівцями при діатомовому аналізі [6, 7, 13].

Для з'ясування характеру змін гідрфізичних і гідрохімічних параметрів водного середовища нами застосовано методику оцінки співвідношення в комплексах діатомей різних екологічних груп [6, 9-12]. Екологічні групи виділено за формами існування організмів (планктон і різні групи бентосу) та їх толерантністю до умов солоності (морські, солонуватоводно-морські, солонуватоводно-прісноводні й прісноводні). Серед груп бентосу окремо розглядають епіфітів, що існують у воді, міцно прикріплюючись до макроводоростей; епісаммон – організми, що нерухомо живуть між зер-

нами піщаного ґрунту; епіпелон, що може вільно рухатись по поверхні глинистих і мулистих ґрунтів або між їх частками; аерофілів, які витримують умови періодичного осушування.

Ця методика дозволяє доволі точно оцінити солоність, глибину, прозорість, динаміку води та деякі інші гідрофізичні характеристики у момент формування осаду, а також досить впевнено виокремлювати алохтонну та автохтонну складові самих комплексів [10].

Для зразків, відібраних з платформи, повною мірою такий аналіз можливий лише для сезонів весняного та осіннього цвітіння, коли відбувається різке зростання ("вибух") кількості діатомей. Багаторічний ряд спостережень за сезонним співвідношенням екологічних груп діатомей дозволить у подальшому отримати інформацію про їх тренд, а через те і зміни гідрографічних показників водного середовища та характеру осадоконакопичення впродовж різних років.

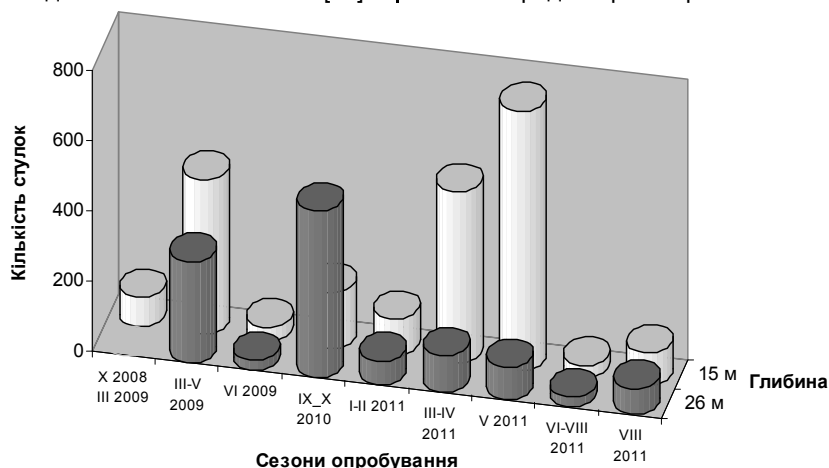


Рис. 3. Кількість стулок діатомових водоростей у зразках завислої речовини

Для зразків зависі, відібраних навесні 2009 і 2011 рр., коректними є лише дані для глибини 15 м. Дані для рівня 26 м є приблизними й наведені для порівняння (табл. 1). Вміст планктонної складової на глибині 15 м складав постійно понад 60 %, а у придонному

шарі суттєво коливався впродовж різних років. З таблиці видно, що весняне цвітіння планктону відбувається у березні-квітні, а в травні зростає відсотковий вміст планктону в придонних шарах внаслідок відмирання та занурення клітин.

Таблиця 1

Співвідношення (%) екологічних груп діатомових водоростей на глибині 15 м навесні 2009 і 2011 рр.
Для порівняння – приблизне співвідношення екологічних груп в придонному шарі

Рік, місяць відбору	Глибина, м	Планктон	Бентос	У тому числі		Інші
				Епіфіти	Епіпелон	
2009 III-V	15	61,2	36,5	17,3	19,2	0,3
	26	53,0	47,0	17,0	30,0	1,0
2011 III-IV	15	75,4	24,2	4,6	19,6	0,4
	26	17,3	82,7	14,6	68,1	-
2011 V	15	60,5	37,5	17,7	17,0	2,0
	26	31,4	62,5	9,9	52,6	6,1

Частка епіфітів навесні складала 17 %, найменшою (до 5 %) вона була на початку весни 2011 р. Можливо, у той час умови для зростання макроводоростей – субстрату епіфітів – були найбільш несприятливими. Частка епіпелону на глибині 15 м навесні також невелика (>20 %), у травні 2011 р. ще знижується.

Для трьох сезонів у місці розташування платформи підрахунок співвідношень екологічних груп був неможливий через низьку загальну кількість стулок діатомей. У такій ситуації спробувати оцінити гідрографічні параметри середовища за допомогою діатомового аналізу можна, застосовуючи певні відносні показники, коефіцієнти. Це дещо зменшить похибку, яка виникає при розрахунках з малими вибірками.

Обговорення результатів. Для оцінки умов осадоконакопичення особливо важливо оцінювати співвідношення в діатомових комплексах бентосу та планктону, а також груп діатомей за галобністю. Важливою є також наявність у сучасних комплексах стулок викопних організмів, перевідкладених у місці утворення осаду.

1. Аналіз співвідношення екологічних груп бентосу й планктону. При оцінці умов осадоконакопичення особливо важливою є автохтонна група організмів. Як правило, в умовах динамічного водного середовища автохтонною є

група бентосу [10-11]. У місці розташування платформи у комплексах діатомей відсоткова частка бентосу переважає майже протягом усього року на глибині 15 м (рис. 4а) та весь рік у придонному шарі (рис. 4б). Виняток складають лише весняні місяці (березень-травень), коли частка планктону різко збільшується (рис. 4а).

На глибині 26 м частка бентосу завжди вища, ніж на 15 м (рис. 4). Якщо появу планктонних видів у придонному шарі води пояснюють зануренням відмерлих клітин планктонних і тихопелагічних видів на дно, то знаходження бентосних діатомей у водному стовпі пояснюють дією хвиль, течій та вітру, які викликають перемішування різноглибинних водних шарів [7].

Одним з показників умов, у яких відбувається осадоконакопичення протягом різних сезонів, є співвідношення бентосу та планктону в комплексі (benthic to pelagic ratio **BPR**) [7]. Для розрахунку цього коефіцієнту окремо підраховують складові бентосу і планктону та визначають відношення частки бентосу до суми планктонної та бентосної складових:

$$BPR=B/(B+P), \quad (1)$$

де B – відсоткова частка у комплексі видів бентосу, P – планктону і тихопелагічних видів.

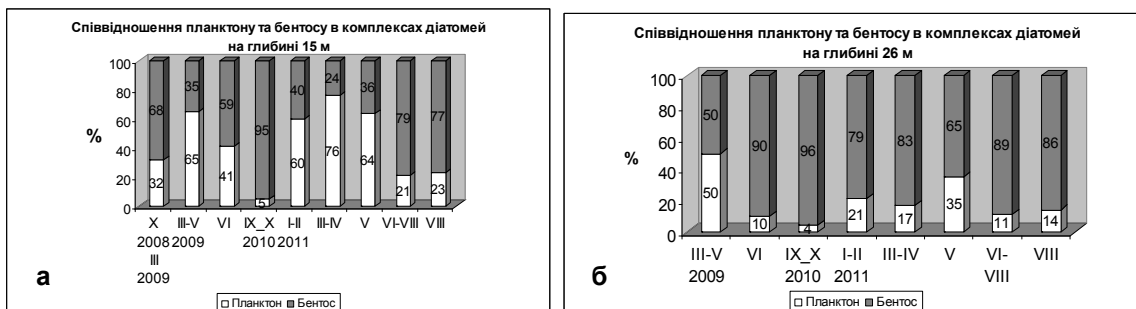


Рис. 4. Співвідношення планктону та бентосу:

а – у водному стовпі (2008-2011 рр.), б – у придонному шарі (2009-2011 рр.)

На рис. 5 видно, що загалом співвідношення BPR змінюється майже синхронно на обох глибинах, але у вересні-жовтні 2010 р. коефіцієнти зрівнялися: бентос переважав на обох рівнях. На глибині 26 м домінував морський вид *Campylodiscus thuretii* Breb. (майже 54 %), а також солонуватоводно-морські *Diploneis bombus* Ehr., *D. smithii* (Breb.) Cl., *Surirella fastuosa* Ehr. (разом до 18 %). Усі ці види є представниками епіпелону. На глибині 15 м у той самий час також домінував бентос, представлений солонуватоводно-морським епіпеломом: *D. bombus* (35 %), *Nitzschia sigma* W.Sm. (>14 %), *Lyrella abrupta* (Greg.) Kar. (майже 6 %). Помітно, що видовий склад бентосу на обох глибинних рівнях восени суттєво відрізнявся.

На глибині 26 м не зустрічалися, але були знайдені у водному стовпі, солонуватоводно-морські види *Nitzschia longissima* (Breb.) Ralfs. і *Achnanthes longipes* Ag. *A. longipes* – епіфіт, його розвиток виявлено у травні на глибині 15 м (до 5 %). Утворюючи за сприятливих умов ланцюжки клітин, він може відриватися від субстрату та вільно ширяти у воді як тихопелагічні види, що у планктоні існують, але не репродукують.

На рис. 5 добре помітні піки весняного розвитку планктону, пов'язаного з його сезонним цвітінням. Саме на цей час (травень-квітень) припадає найбільша розбіжність між коефіцієнтами на обох глибинах.

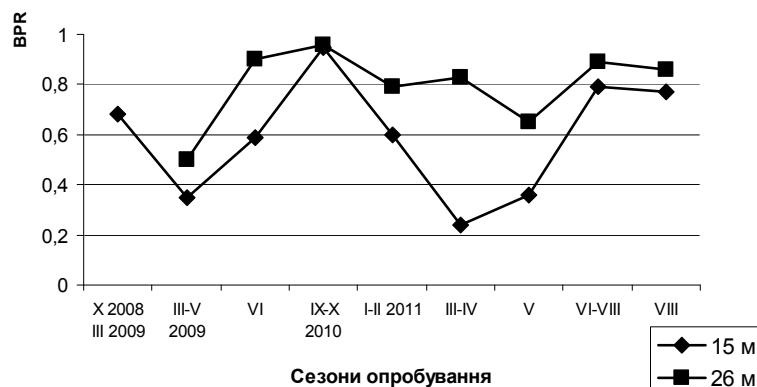


Рис. 5. Динаміка зміни співвідношення бентосу й планктону (BPR) на глибині 15 і 26 м

При подальших дослідженнях розрахунки з використанням коефіцієнту BPR дозволять оцінити внесок у осадконакопичення бентосної та планктонної біогенних складових, простежити сезонну та річну динаміку такого співвідношення, а отже, робити висновки про умови існування організмів, зокрема, про глибину.

Важливою є інформація, що її дає оцінка співвідношення екологічних груп у автохтонній складовій комплексу. У досліджуваному районі в структурі бентосу домінують рухомі епіпелічні види, частка епіфітів у бентосі незначна протягом усього року й залишається майже сталою. Очевидно, що водна турбулентність та викликана нею низька прозорість води не сприяють існуванню макроводоростей і, як наслідок, розвитку епіфітів. Як зазначають [7], слабкий розвиток епіфітного бентосу призводить до низької чисельності діатомей взагалі.

Коефіцієнт, що визначає відношення видів епіфітних до всього бентосу, характеризуватиме розвиток і динаміку епіфітів та опосередковано може свідчити про умови гідродинаміки та рівень освітлення (течії, хвилювання, вітри). За аналогією з коефіцієнтом BPR, його можна розрахувати як відношення частки епіфітів у структурі комплексу до частки всього бентосу:

$$Ef = F/B, \quad (2)$$

де Ef – відношення групи епіфітів до всього бентосу, F – частка групи епіфітів, B – частка всього бентосу в комплексі.

На рис. 6а показані сезонні зміни (тренд) відношення епіфітів до групи всього бентосу на різних глибинних рівнях. Помітно різке зменшення частки епіфітів на обох глибинах восени 2010 р. (вересень-жовтень), що могло бути викликане, наприклад, штормами, а збільшення – взимку та навесні 2011 р.

Загалом значення коефіцієнту є низькими, не вище 0,3. Видно, що в цілому для зразків зависі, відібраних протягом 2010-2011 рр., динаміка є однаковою: досить різке збільшення частки епіфітів взимку та поступове зменшення його навесні та влітку. Винятком є лише значення, отримані для травневого зразку з глибини 15 м. Тут частка епіфітів у водному стовпі різко збільшується до майже 0,5, у той час як у придонному шарі зміна коефіцієнту відповідає загальній тенденції.

Помітне збільшення частки епіфітів у структурі бентосу в травні 2011 р. у водному стовпі пов'язане з розвитком морських – *Grammatophora marina* (Lyngb.) Kütz і *G. oceanica* Ehr. (загальна частка у комплексі 9 %) – та солонуватоводно-морських – *Achnanthes longipes* Ag. і *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun. (разом 8 %) – видів.

Аналізуючи сезонний тренд співвідношення можна зробити висновок, що район дослідження не є сприятливим для розвитку епіфітних діатомей. Епіфіти потребують низькодинамічної, досить прозорої води, коли ані мул, ані турбулентність не заважають надходженню сонячного

проміння та росту макроводоростей [11]. Впродовж року умови існування епіфітів на обох глибинах змінювалися від найбільш несприятливих у середині осені до найкращих у водному стовпі у травні. Можливо, саме в травні склалися найбільш спокійні умови, що й викликало збільшення частки екологічної групи. Несприятливим для існування епіфітів був кінець літа-осінь, можливо, позначені найбільшою турбулентністю води (вітри, шторми, хвилювання). Так сезонний режим групи діатомей може свідчити про сезонні особливості утворення осаду.

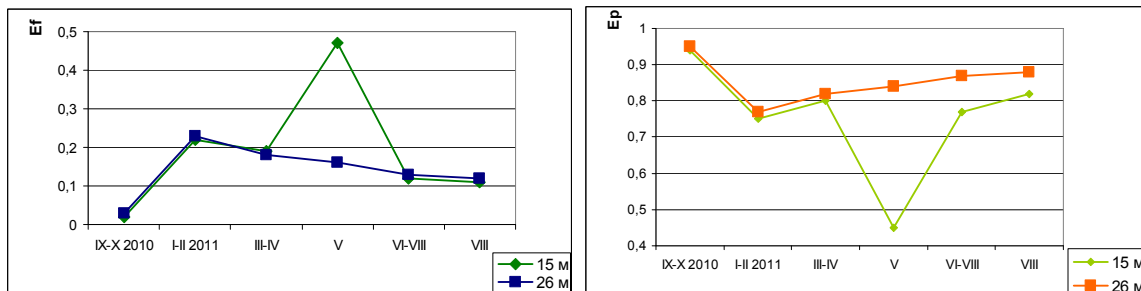


Рис. 6. Сезонна зміна відношення на різних глибинних рівнях до бентосу:
а – групи епіфітів Ef, б – групи епіпелону Ep

Подібно як для групи епіфітів, можна розрахувати коефіцієнт E_p – відношення частки епіпелону у структурі комплексу до частки всього бентосу:

$$E_p = L/B, \quad (3)$$

де E_p – відношення групи епіпелону до всього бентосу, L – частка групи епіпелону, B – частка всього бентосу.

Відношення частки епіпелону до всього бентосу в досліджуваному районі було максимальне восени 2010 р. на обох рівнях, а у 2011 р. у придонному шарі поступово збільшувалося до кінця літа. На рис. 6б показаний сезонний тренд відношення видів епіпелону до групи всього бентосу.

Оскільки у місці опробування в бентосі переважно існують лише епіпелон і епіфіти, сезонні зміни коефіцієнтів E_f і E_p мають діаметрально протилежну динаміку. Найвищим для групи епіпелону значення коефіцієнту було восени 2010 р. (0,9); взимку частка епіпелону помітно зменшилася (до 0,75), а навесні – збільшилася. На рис. 6б помітно, що до квітня 2011 р. вміст епіпелону був майже однаковий на обох глибинах, а починаючи з травня характер змін суттєво відрізнявся. Якщо в придонному шарі впродовж весни-літа частка епіпелону залишалася значною (0,8-0,9) з постійною тенденцією до зростання, то у водному стовпі в травні відбулося різке її зменшення. Для цього можливі дві основні причини: по-перше, весняне цвітіння планктону, що до 64 % збільшило його частку в комплексі (рис. 4); по-друге, збільшення у комплексі частки епіфітів (рис. 6а). Можливо також, що при низькій динаміці вод менше скаламучування поверхні ґрунту, тобто менше часток осаду та стулок бентосних видів потрапляє у стовп води. Влітку частка епіпелону у зразках зависі з глибини 15 м дещо збільшилася, але все ж залишалася меншою, ніж у цей час на глибині 26 м (близько 0,8).

Найвагомішою в структурі бентосу в місці знаходження платформи є екологічна група епіпелону. Відсоткові частки груп епісаммону та аерофілів вкрай низькі. Коефіцієнт, що визначає відношення видів епіпелону до всього бентосу, характеризує динаміку найбільш поширеної на обох глибинних рівнях групи діатомей. Оскільки життя цих організмів пов'язане з ґрунтами, їх розвиток до певної міри характеризує зміни поверхні донного осаду.

Польові та лабораторні експерименти показали [9], що цвітіння епіпелічних діатомей у бентосі приводить до закріплення, стабілізації ґрунту: клітини наче цементують дрібні частки поверхневого шару осаду. Це, в свою чергу, перешкоджає скаламучуванню ґрунту під час припливів, вітрів та штормів. Розвиток епіпелону в структурі бентосу, таким чином, може впливати на особливості осадконакопичення, скріплюючи ґрунт. Судячи з таксономічної структури бентосу, за своїм складом донні осадки у місці розташування платформи переважно глинисті чи мулисті: більшість діатомей епіпелону, що зустрічаються в комплексах зі зразків зависі, переважно існують саме на такому субстраті.

2. Аналіз співвідношення груп діатомей за толерантністю до солоності води (галобістності). Режим змін солоності води за рахунок притоку прісних вод або надходження їх з відкритого моря також важливий для встановлення особливостей осадконакопичення. Діатомові водорості чутливо реагують на зміни солоності води, у якій вони існують.

Найкраще про це може свідчити співвідношення в кожному комплексі видів з різною толерантністю: деякі існують виключно в умовах відкритого моря, деякі витримують коливання солоності в широких межах, а є такі, що їх розвиток свідчить про приток вод прісних. Тому результати діатомового аналізу дозволяють оцінити, наскільки суттєвим був приток прісних (річкових) або солоних морських вод впродовж різних сезонів опробування. Наприклад, поява у певні пори року видів, що існують у водах прісних, може говорити про сезонне надходження річкових вод. У табл. 2 наведене відсоткове співвідношення груп діатомей, що переважно існують у морських, солонуватоводно-морських і прісних водах, розраховане для комплексів зі зразків зависі з обох глибинних рівнів (2008–2011 рр.).

Таблиця 2

Співвідношення груп діатомей за галобістністю в комплексах зі зразків завислої речовини (%)

Групи діатомей	Рік	2008–2009								
		Місяць	X–III	III–V	VI	IX–X	I–II	III–IV	V	VI–VIII
морські	15 м		63	73	80	31	73	85	63	58
солонуватоводно-морські			37	10	20	65	26	13	35	40
прісноводні			-	17	-	4	1	2	2	2
морські	26 м		н.в.	64	58	75	54	45	68	61
солонуватоводно-морські				19	21	24	46	51	31	39
прісноводні				17	11	1	-	4	1	-

Помітно, що в районі дослідження частка прісноводних діатомей у комплексах зависі з обох глибин дуже низька. Вищою вона була навесні та на початку літа 2009 р., мінімальною – зимою та влітку 2011 р.

За даними діатомового аналізу, вплив морської води більше відчувався на глибині 15 м, але і коливання солоності впродовж року тут помітніші. Певне збільшення частки морських діатомей у комплексах спосте-

рігалось для зимових і весняних місяців, зниження – для літніх і осінніх.

Дані діатомового аналізу свідчать, що у придонному шарі (рис. 7) коливання солоності води відчувалися менше. Частка видів морських протягом року змінювалася в межах 45-75 %. Вплив прісної води сильніше відчувався навесні, менше – взимку та у другій половині літа. Як і для менш глибокого шару, частка прісноводних видів помітно більша для зразків, відібраних навесні 2009 р.

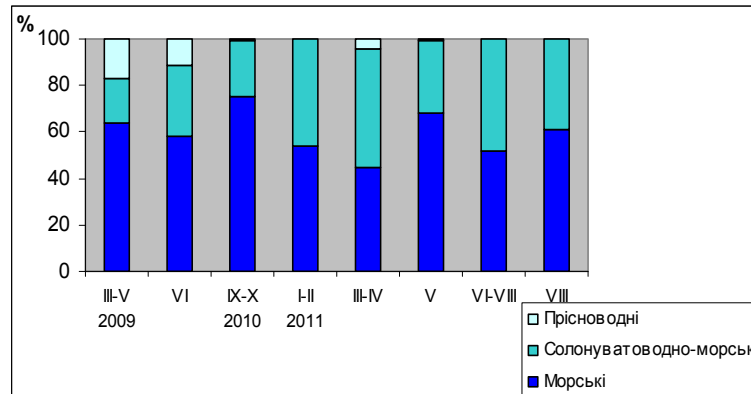


Рис. 7. Співвідношення груп діатомей (%) за галобністю в комплексах з придонних зразків зависі (26 м)

У цілому можна сказати, що комплекси діатомей протягом усього року формуються переважно з видів морських і солонуватоводно-морських, частка видів прісноводних незначна. У районі дослідження панують літорально-морські умови, з освітленням, достатнім для розвитку міководоростей, і з глибинами, що сприяють домінуванню бентосу.

3. Значення аналізу перевідкладеного матеріалу.

Результати діатомового аналізу свідчать про участь у осадконакопиченні викопного матеріалу, перевідкладеного до сучасних горизонтів. Знахідки таких панцирів одиничні, виявлені лише в зразках зависі з придонних пасток, відібраних у травні та серпні 2011 р., та у зразках верхнього шару донних осадків. Частка привнесеного матеріалу в сучасних комплексах не перевищує 3-5 %.

Панцири викопних діатомових водоростей, що потрапили до сучасних комплексів, можуть нести важливу інформацію, якщо є можливість встановити віковий діапазон існування переміщеного виду та з'ясувати можливі джерела надходження матеріалу [4]. Отримати такі дані можна при одночасному аналізі напрямків головних течій, переважаючих вітрів, що могли сприяти транспортуванню осадку, а також місць залягання відповідних відкладів – можливих джерел мобілізації перевідкладеного матеріалу. Подальший аналіз такого матеріалу дозволить зробити додаткові висновки про особливості утворення осадку в районі знаходження платформи.

Висновки та перспективи робіт. Аналіз екологічної структури бентосу за допомогою введених оціночних коефіцієнтів на основі таксономічної структури комплексів діатомей дозволяє опосередковано робити висновки про річні та сезонні зміни обстановок седиментації. Зменшення частки епіфітів може говорити про підвищення турбулентності води та її мутності, а збільшення – про спокійніші гідродинамічні умови. Постійне домінування епіпелону у бентосі характеризує склад поверхневого шару ґрунтів і порівняно невелику глибину, а галобність визначає солоність моря досліджуваного району як солонуватоводно-морську й морську.

Цвітіння планктону та поява ряду видів може бути результатом дії апвелінгу і свідчити про надходження глибинних вод. Так, у місці розташування платформи у

травневих зразках завислої речовини зафіксований сплеск розвитку таких планктонних видів, як *Thalassionema nitzschioides* Grun. (9 %), представники роду *Chetoceros* разом зі спорами спокою (близько 26 %), а також *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl., які вважаються індикаторами умов підвищеного живлення: відомо, що вони зустрічаються у районах апвелінгу [8].

Підрахунок співвідношення екологічних груп діатомей у комплексах дозволяє виокремити автохтонну, представлену переважно бентосом і напівбентосом, складову [10-12]. При порівняльному аналізі автохтонної складової різних комплексів можна знехтувати складовою алохтонною, що створює певний "шум" у періоди сезонного цвітіння планктону при оцінці річної динаміки осадконакопичення.

Багаторічний ряд моніторингових спостережень за співвідношенням екологічних груп діатомей на різних глибинних рівнях дозволить отримати інформацію про їх тренд, а через те річні та сезонні зміни гідрографічних показників водного середовища та характеру осадконакопичення.

1. Барінова С.С., Медведєва Л.А., Анисимова О.В.. Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды – Тель-Авив, 2006.
2. Жузе А.П. К методике технической обработки горных пород в целях диатомового анализа // Диатомовый сборник. – Л., 1953. – С. 206-220.
3. Наседкін Є.І., Іванова Г.М., Кузнецов О.С. Моніторинг седиментаційних процесів в межах Чорноморського океанографічного полігону: деякі результати та перспективи подальших досліджень // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. – Севастополь, 2010. – № 21. – С. 53-60.
4. Ольштынская А.П., Тимченко Ю.А. Кремнистые микрофоссилии как показатель трансформации современных донных осадков различных участков Черного моря // 36. наук. праць ІГН НАН України. – 2010. – №3. – С. 174-180.
5. Тимченко Ю. А. Сезонні зміни комплексів діатомових водоростей у районі Чорноморського експериментального полігону (південне узбережжя Криму) // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2011. – № 53. – С. 13-17.
6. Bak M., Wawrzyniak-Wydrowska B., Witkowski A. Odra river discharge as a factor affecting species composition of the Szczecin Lagoon diatom flora, Poland // Studies on diatoms. – 2001. – P. 491-506.
7. Kasim A., Mukai H. Contribution of benthic and epiphytic diatoms to clam and oyster production in the Akkeshi-ko estuary // Journal of Oceanography. – 2006. – V. 62. – P. 267-281.
8. Van Iperen J. M., Van Bennekom A.J., Van Weering T.C.E.. Diatoms in surface sediments of the Indonesian Archipelago and their relation to hydrography // Hydrobiologia. – 1993. – V. 296/270. – P. 113-128.
9. Vos P.C., de Boer P.L., Misdorp R. Sediment stabilization by benthic diatoms in intertidal sandy shoals // Tide-influenced sedimentary environments and facies – Dordrecht, 1988. – P. 511-526.
10. Vos P.C., De Wolf H. Diatoms as a tool for reconstructing

sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects // Hydrobiologia. – 1993. – V. 296/270. – P. 285-296. 11. Vos P.C., De Wolf H. Methodological aspects of paleoecological diatom research in coastal areas of the Netherlands // Geol. Mijnbouw. – 1988. – V. 67. – P. 31-40. 12. Vos P.C., De Wolf H. Palaeoenvironmental research on diatoms in Early and Middle Holocene deposits in Central North Holland (The Netherlands) //

Netherlands Journal of Aquatic Ecology. – 1994. – V. 28(1). – P. 97-115. 13. Zong Y., Horton B.P. Diatom-based tidal-level transfer functions as an aid in reconstructing Quaternary history of sea-level movements in the UK // Journal of Quaternary Science. – 1999. – V. 14(2). – P. 153-167.

Надійшла до редколегії 23.07.12

ГЕОФІЗИКА

УДК 521.16; 550.34

С. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
А. Казанцев, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.

СТАТИСТИЧНИЙ ЗВ'ЯЗОК ПАРАМЕТРІВ МІСЯЦЯ ІЗ СЕЙСМІЧНИМИ ЯВИЩАМИ НА ЗЕМЛІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

Проведено статистичне співставлення сейсмічних явищ за 2001–2011 рр. із деякими параметрами орбіти Місяця. Отримані окремі статистично значимі залежності між кількістю явищ на Землі та місячними параметрами. Зроблено висновок, що Місяць по-різному впливає на кількість сейсмічних явищ, що відбуваються на різних глибинах (до 40 км та глибше 40 км).

A statistical comparison of seismic phenomena for 2001–2011 ys with some parameters of the Moon's orbit was carried out. There were obtained some significant dependences of the seismic phenomena quantity on the Earth upon the Moon's parameters. It was made a conclusion that the Moon is differently influenced on the seismic phenomena quantity which occur at different depths (up to 40 km and deeper then 40 km).

Вступ. Вплив Місяця на земні сейсмічні явища вивчається вже кілька століть. За цей час виявлені деякі кореляційні зв'язки між кількістю та потужністю землетрусів із різними параметрами Місяця (кутом фази, положенням на орбіті, відстань від Землі тощо). Про існування таких зв'язків вказувалося ще в публікаціях XIX ст [4]. Щоправда, були й заперечення стосовно можливого впливу Місяця на землетруси [7]. В останні десятиліття кількість публікацій про зв'язок Місяця тіл із землетрусами зростає. В них вплив природного супутника Землі розглядається не як причина виникнення землетрусів, а як спусковий механізм, що в окремих випадках приводить до вивільнення енергії, накопиченої в надрах Землі самими ж підземними процесами. Головною складовою такого спускового механізму має бути припливна дія з боку Сонця та Місяця. Тому в наявних публікаціях з цього питання вказується на існування кореляції кількості землетрусів із періодом доби [10, 11], із фазами Місяця [2, 9, 11], відстанню Місяця від Землі [8]. Існування подібних кореляцій виявлено на інтервалах часу в кілька десятиліть [1]. В ряді публікацій аналізується кореляція землетрусів із кутом нахилу місячної орбіти [5, 11], а також і сонячною активністю [5].

Найбільш важливим завданням сейсмології на сьогодні є вихід на можливість хоч якогось передбачення землетрусів по окремих зонах. Зрозуміло, що головна причина цих явищ схована глибоко під землею. Та якщо Місяць хоч трохи, але впливає на землетруси, на їх початок, магнітуду та ін., то всебічне з'ясування такого впливу зможе допомогти у виході на очікуване передбачення. На наш погляд зазначену проблему варто досліджувати одночасно із залученням фахівців з геофізики та астрономії.

1. Підготовка масиву даних. Інформація про сейсмічні явища була отримана від філіалу Головного центру спеціального контролю національного космічного агентства України (Макарів 1) в рамках договору про співробітництво між ГЦМК та геологічним факультетом Київського національного університету імені Тараса Шевченка. На даний час отримані дані про явища по всій землі за 2001–2011 рр. Після перезапису інформації в текстовий формат та відкидання неповних чи помилкових значень отримали масив даних про 51780 сейсмічних явищ. Ма-

сив містить: дату та момент (за всесвітнім часом) з точністю до 1 с, географічні координати епіцентру явища (довготу та широту з точністю до мінути дуги), глибину H (з точністю до 1 км), магнітуду M та розрахункову інтенсивність явища (з точністю до 0.01).

Крім природних явищ ГЦСК реєструє сейсмічні явища техногенного походження. Для них у графах магнітуди, глибини та розрахованої інтенсивності в першоджерелах стоять значки "-". В нашому масиві ці значки замінені нулями. Зрозуміло, що дослідження зв'язку техногенних явищ із параметрами Місяця саме по собі не має сенсу. Однак, такі явища потрібні для контролю значимості залежностей природних явищ із місячними параметрами, що буде використано нижче.

2. Попередній аналіз масиву.

2.1 Розподіл за магнітудою. Попередній аналіз масиву сейсмічних даних варто починати з загального розподілу кількості явищ за величиною магнітуди M . Даний розподіл наведено на рис. 1.

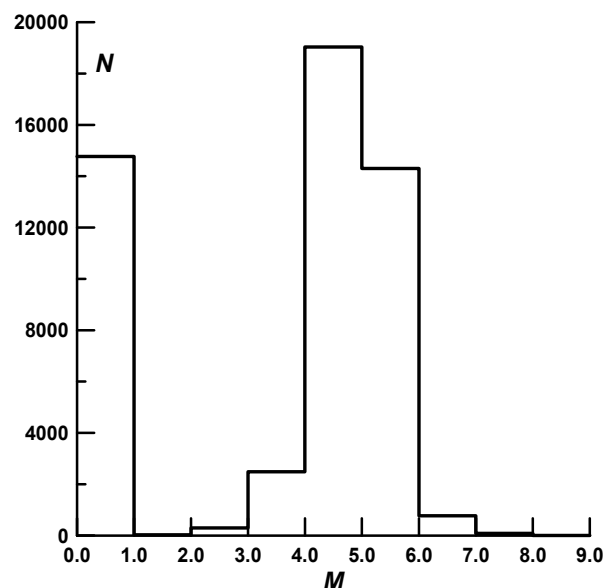


Рис. 1. Розподіл загальної кількості сейсмічних явищ за величиною магнітуди

З рис. 1 можна бачити чітке розмежування сейсмічних явищ техногенного походження ($M < 1$), кількість яких становить біля 15000, та природних ($M > 1$, близько 37000). Також видно, що кількість природних явищ зростає зі збільшенням магнітуди від 1 до 4, а потім спадає. Загальна кількість землетрусів, що відбуваються по всій Землі, має зменшуватись із збільшенням магнітуди. Отже з цього рисунка можна зробити висновок, що станція реєструє всі явища, що відбуваються на Землі, з магнітудою від 4 і вище. Менш потужні явища реєструються не всі, а лише ті, епіцентр яких розташований на відносно невеликій відстані від станції.

2.2 Розподіл за глибиною. Наведений вище рисунок свідчить, що розподіл кількості явищ за глибиною слід будувати для явищ з $M > 4$. Тобто, для тих, для яких існує повна вибірка. Оскільки явища меншої потужності реєструються далеко не всі, то будь який їхній розподіл не може описувати ті чи інші характеристики для всієї Землі.

Загальний розподіл $N(H)$ для $M > 4$ наведено на рис. 2.

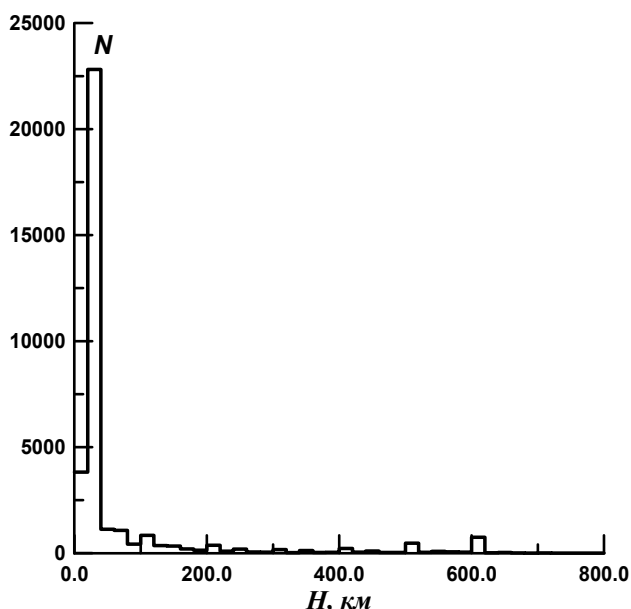


Рис. 2. Розподіл за глибиною кількості сейсмічних явищ з $M > 4$

З рисунка добре видно, що більшість землетрусів, а саме 29500, припадає на глибини до 40 км, тобто в земній корі. Гіпоцентри інших 25 % землетрусів розташовані на більших глибинах. Такий розподіл пояснюється тим, що речовина земної кори за структурою близька до кристалічної. Тому в ній при зміщенні порід може відбуватися накопичення енергії пружності. Вивільняючись, накопичена енергія й призводить до землетрусу. Глибші шари за структурою є більш аморфними, і там накопичення енергії пружності може відбуватися лише в окремих зонах.

Крім того, можливо певну роль в наявному розподілі $N(H)$ відіграє й суб'єктивний фактор – землетруси на менших глибинах простіше зареєструвати наземними приладами.

Оскільки розподіл для більших глибин в такому масштабі видно нечітко, наведемо його окремо (рис. 3).

Розподіл показує високі максимуми на глибинах, кратних 100 км, та дещо менші на глибинах, кратних 50 км. Зрозуміло, що така специфіка демонструє не реальне розташування гіпоцентрів землетрусів із глибиною, а точність визначення глибин. Максимальні глибини зареєстрованих ГЦСК сейсмічних явищ не перевищують 720 км.

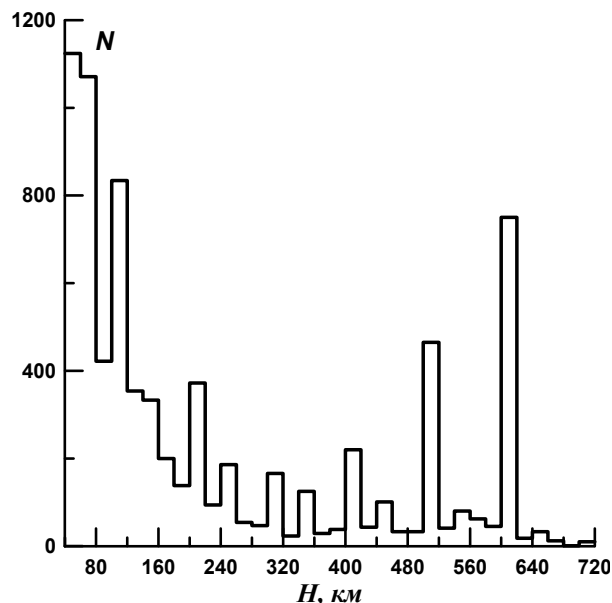


Рис. 3. Залежність $N(H)$ для явищ з $H > 40$ та $M_g > 4$

3. Статистичне співставлення сейсмічних явищ із параметрами Місяця.

3.1 Співставлення із кутом фази Місяця. Після наведеного вище короткого попереднього аналізу бази сейсмічних явищ можна перейти до пошуку кореляційних залежностей землетрусів із параметрами Місяця. Розпочати можна із залежності від кута фази ϕ . Кут фази – це кут між Сонцем та Місяцем при спостереженні з Землі. При новому місяці значення ϕ близькі до 0° , при повному – до 180° .

В ряді публікацій [1,8,9,11] зазначається, що саме кути $\phi = 0^\circ$ та 180° є найбільш "сейсмічно небезпечними". В окремих дослідженнях до цих значень долучають також кути фази 90° та 270° [2].

В даній роботі при обчисленнях параметрів Місяця використовувалась відома сучасна програма DE406/LE406. Крім того, було створено додаткові програми для розрахунку деяких параметрів, обчислення яких не закладено безпосередньо в DE406/LE406.

Для побудови загального розподілу будемо використовувати явища з магнітудою $M \geq 4$, оскільки при меншій магнітуді вибірка по всій землі є неповною. Відповідна залежність $N(\phi)$ при представлена на рис. 4 (верхній розподіл).

Нижній розподіл показує аналогічну залежність для техногенних явищ. Одразу впадає в очі, що обидві залежності показують зменшення кількості явищ при $\phi \approx 0^\circ$ та $\phi \approx 180^\circ$. Особливо дивним це може здаватися для техногенних явищ. Це однак не означає що при новому та при повному місяці природний супутник Землі найменшим чином впливає на землетруси. Такі мінімуми просто пояснюються нерівномірністю зміни кута фази з часом. При новому місяці та при повні Місяць перебуває приблизно на одній лінії з Сонцем для земного спостерігача, і зміщується перпендикулярно до цієї лінії. Тобто, в такі періоди швидкість зміни кута фази є максимальною. Відповідно при $\phi \approx 90^\circ$ дана швидкість має бути мінімальною. Це й пояснює наявність локальних мінімумів при $\phi \approx 0^\circ$, 180° та локальних максимумів при $\phi \approx 90^\circ$. При кути фази $0^\circ - 20^\circ$ чи $160^\circ - 180^\circ$ Місяць просто знаходиться помітно менше часу, ніж при $\phi = 70^\circ - 90^\circ$.

Цікавіше виглядають усереднені залежності $N(\phi)$ (пунктир). Як і має бути, для техногенних явищ така залежність майже горизонтальна. Для природних землетрусів помітно певне зростання середньої кількості

явищ із збільшенням кута фази. Якщо усереднені залежності записати у вигляді

$$N = a\varphi + b, \quad (1)$$

то значення коефіцієнта a для нижнього розподілу становить 0.09, а для верхнього – 1.38. Вибірка техногенних явищ становить біля 15000, а природних – біля 34000. Використовуючи критерій Фішера, можна отримати, що зростання усередненої залежності $N(\varphi)$ для природних явищ статистично значиме на рівні не менше "чотири сігма". Про що це свідчить – одразу визначити складно, потрібно провести окремі дослідження.

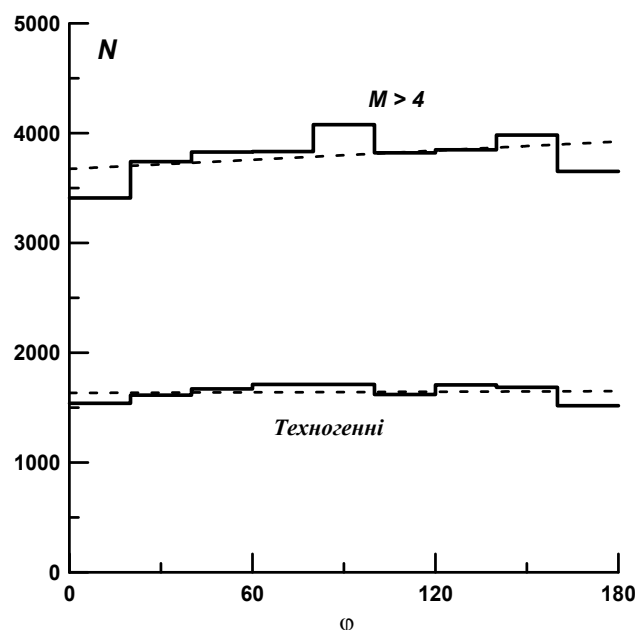


Рис. 4. Залежність кількості сейсмічних явищ від кута фази Місяця

3.2 Співставлення із відстанню до Місяця. Логічно припустити, що найбільш яскраво має бути вражена кореляція між кількістю землетрусів та відстанню Місяця від Землі rm . Складність дослідження залежності $N(rm)$ полягає в тому, що часова зміна відстані від Землі до Місяця є досить непростою функцією. Для прикладу на рис. 5 показано зміну геоцентричної відстані Місяця (в км) з часом за 500 діб. По часовій шкалі зазначені юліанські доби, зменшені на 2450000. Це період з 31 березня 2001 р. по 13 серпня 2002 р.

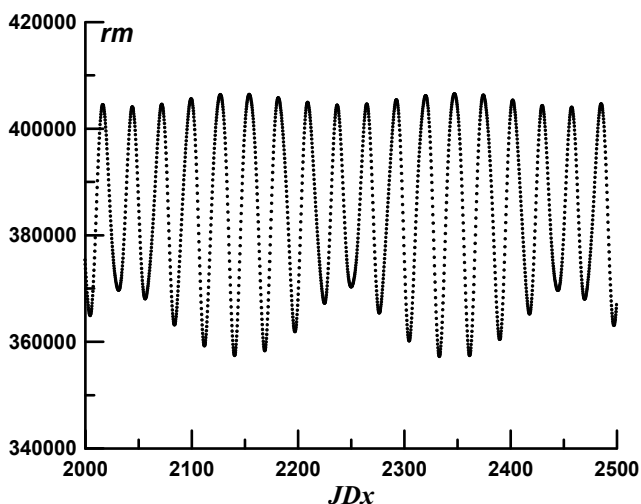


Рис. 5. Зміна геоцентричної відстані Місяця з часом

Як можна бачити, на залежності $rm(t)$ накладаються одночасно кілька періодів. Короткоперіодичні відпові-

дають сидеричному місяцю, тобто періоду обертання Місяця навколо Землі (27.3 доби). Зміни з більшим періодом обумовлені, головним чином, специфікою зміни ексцентриситету місячної орбіти. В зміні елементів орбіти Місяця присутні і значно більші періоди, але вони не так сильно впливають на зміну його геоцентричної відстані.

Зрозуміло, що нас цікавлять не просто кореляційні залежності між землетрусами та параметрами Місяця, а фізичні зв'язки. Тобто, значення окремих місячних параметрів, при яких Місяць по-різному, але безпосередньо впливає на кількість землетрусів чи інші їх характеристики. Отже при побудові залежності характеристик землетрусів від величини rm потрібно врахувати й виключити нерівномірність зміни rm з часом. Інакше можна отримати помилкові максимуми чи мінімуми, як це ми бачили для залежності $N(\varphi)$ на рис. 4.

Отримана залежність буде більш точною, якщо часовий відрізок зареєстрованих сейсмічних явищ буде повністю покривати відповідний відрізок часу зміни геоцентричної відстані Місяця. Якщо в базі даних є певні пропуски в часовому періоді, то для попередньої оцінки простіше використати усереднену середню аномалію Місяця, Mm . Середня аномалія – це кутова величина, яка показує відстань Місяця від перигею і рівномірно змінюється з часом при постійних значеннях великої півосі та ексцентриситету. Усереднена середня аномалія практично рівномірно змінюється з часом і при періодичних змінах ексцентриситету місячної орбіти. Для обчислення Mm існують аналітичні вирази. Оскільки геоцентрична відстань мінімальна в перигеї ($Mm = 0^\circ$), а максимальна в апогеї ($Mm = 180^\circ$), то залежність характеристик землетрусів від Mm буде якимось чином описувати і залежність від rm .

Залежності $N(Mm)$ розглянемо окремо для землетрусів на глибинах до 40 км та на більших глибинах (магнітуда більше 4, рис. 6). Для спрощення величина Mm змінюється від 0° до 180° . Значення, симетричні відносно лінії апсид (перигей – апогей) прирівнюються ($240^\circ = 120^\circ$), оскільки геоцентричні відстані Місяця при цих значеннях Mm однакові.

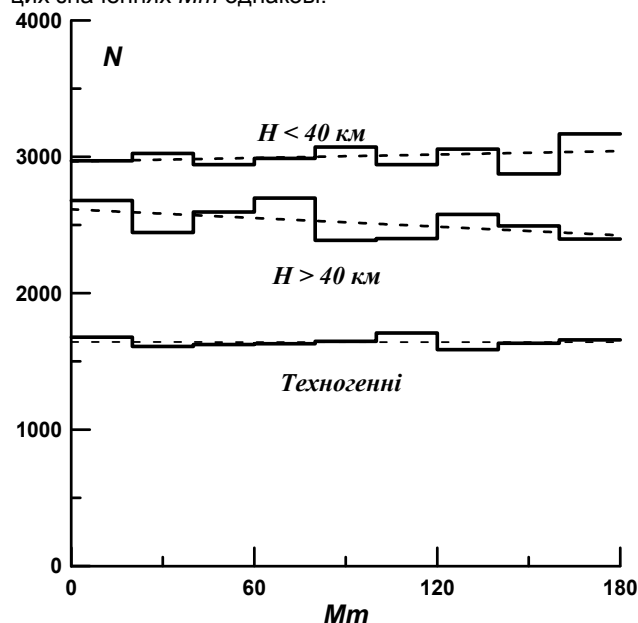


Рис. 6. Залежності кількості явищ на різних глибинах від Mm

Для порівняння наведена також залежність для техногенних явищ. Для цієї залежності значення коефіцієнта a в рівнянні типу (1) становить 0.005. Тобто, усеред-

нена залежність практично горизонтальна, як це й має бути. Для залежностей при $H < 40$ км та при $H > 40$ км значення a становлять відповідно 0.42 та -1.06. Зараз важко сказати, що означає кожна із залежностей та як пояснити окремі локальні екстремуми на них. Для цього потрібно провести більш детальні дослідження. Але один висновок є очевидним, а саме: залежності $N(Mm)$ для землетрусів на глибинах менше 40 км та на глибинах більше 40 км істотно відрізняються. Використовуючи критерій Колмогорова-Смирнова, можна отримати, що відмінність між даними залежностями статистично значима на рівні вище "три сігма".

Враховуючи практичну горизонтальність залежності для техногенних явищ, можна цілком впевнено говорити про реальність впливу Місяця на кількість землетрусів. Причому такий вплив по різному проявляється для явищ, що відбуваються на різних глибинах. Даний висновок є важливим тому, що в попередніх публікаціях на цю тему про таку особливість не згадується.

Напевне для визначення особливостей впливу Місяця на землетруси, які допоможуть вийти на прогнозування сейсмічних явищ, потрібні більш детальні дослідження. Дослідження по окремих територіях, глибинах, магнітудах тощо. Наведені тут результати просто показують, що Місяць дійсно безпосередньо впливає сейсмічну активність на Землі і вивчення цього питання варто продовжувати.

Висновки. В роботі показано, що існує безпосередній, фізичний вплив Місяця на природні земні сейсмічні явища. Підтверджено існування залежності кількості землетрусів від кута фази Місяця.

Отримано, що залежність кількості землетрусів від положення Місяця на геоцентричній орбіті по різному проявляється для явищ на різних глибинах (до 40 км і понад 40 км).

Вивчення впливу Місяця за землетруси варто продовжувати із одночасним нарощування бази даних сейсмічних явищ.

1. Bagby John P. Further Evidence of Tidal Influence on Earthquake Incidence // The Moon. – 1973. – V. 6, I. 3-4. – P. 398-404.
2. Chen L., Chen, J. G., Xu, Q. H. Correlations between solid tides and worldwide earthquakes $M_s \geq 7.0$ since 1900 // Natural Hazards and Earth System Science. – 2012. – V. 12, I. 3. – P. 587-590.
3. Chiou Lyndie The Association of the Moon and the Sun with Large Earthquakes // arXiv. – 2012. – 1210.2695.
4. Falb R. The Earthquake at Manila: its Theoretical Significance // Nature. – 1870. – V. 1, I. 24. – P. 604-605.
5. Hu Hui, Wang Hui Prediction of the first curtain of seismic activity in mainland China during 21st century // Publications of the Yunnan Observatory. – 2002. – V. 90, № 2. – P. 65-69.
6. Kilsten S., Knopoff L. Lunar-solar periodicities of large earthquakes in southern California // Nature. – 1983. – V. 304. – P. 21-25.
7. Klotz O. Earthquakes, Phases of the Moon, Sub-Lunar and Sub-Solar Points // Journal of the Royal Astronomical Society of Canada. – 1914. – V. 8. – P. 273.
8. Knopoff L. Correlation of Earthquakes with Lunar Orbital Motions // The Moon. – 1970. – V. 2, I. 2. – P. 140-143.
9. Li Kai-Wu Evidence of earthquakes triggered by the tidal force of the sun and the moon // Acta Seismologica Sinica. – 1998. – V. 11, I. 5. – P. 637-644.
10. Sadeh D. S., Meidav M. Search for sidereal periodicity in earthquake occurrences // Journal of Geophysical Research. – 1973. – V. 78, I. 32. – P. 7709-7716.
11. Weems R. E., Perry W. H. Jr. Strong correlation of major earthquakes with solid-earth tides in part of the eastern United States // Geology. – 1989. – V. 17, I. 7. – P. 661.

Надійшла до редколегії 12.10.12

УДК 550.834+550.34.016+550.34.013.4

Д. Безродний, канд. геол. наук

ПРИНЦИПИ ВИЗНАЧЕННЯ РІЗНИХ БАЛІВ ТЕКТОНОФАЦІЙ ЗА ПЕТРОАКУСТИЧНИМИ ДАНИМИ НА ПРИКЛАДІ МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД КРИВОРІЗЖА ("СУПУТНИК-2")

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Розроблено методику петроакустичного аналізу тектонофацій, що дає можливість їх якісної та кількісної оцінки. Показано, що рівень деформаційних перетворень можливо оцінювати за величинами акустичної і пружної анізотропії.

Methodology of petroacoustic analysis of tectonic facies that enables the qualitative and quantitative assessment developed. Fact that the level of deformation changes may be measured by the values of the acoustic and elastic anisotropy is shown.

Вступ. Протягом останніх років все більше зростає інтерес до вивчення сейсмічної анізотропії земних надр. Ці дослідження представляють інтерес для вирішення багатьох проблем фізики Землі, регіональної геології і геофізики, зокрема, структурної геології і тектонофізики.

Стан проблеми Дослідження природи деформованих метаморфічних порід Криворіжжя базуються на парагенетичній основі, що враховує РТ-умови та реологічні властивості (характер деформації при тривалій дії напружень) середовищ, а також відповідні цим властивостям механізми дислокаційних перетворень порід [4]. При цьому використовується уявлення про структурно-реологічні обстановки – кататазону, мезозону та первинну й вторинну епізону. Подібні обстановки певною мірою співвідносяться з відомими петрологічними зонами Грубенманна [2]. Але від останніх відрізняються тим, що при їх виділенні, в першу чергу, враховуються реологічні фактори.

Важливою складовою тектонофаціального аналізу є метод тектонофацій, призначений для визначення відзначених умов та ступенів дислокаційних перетворень порід та середовищ у зонах зсувної течії за спеціально прийнятою десятибальною шкалою. Така шкала базується на сумі якісних та кількісних ознак дислокаційних перетворень порід, з урахуванням реологічних властиво-

стей середовищ, на усіх (доступних для структурного аналізу) масштабних рівнях. В основу такої шкали покладено розрахунки компонент деформації геологічних тіл по кінематичних осях а (напрямок максимального видовження), b та c (напрямок максимального стиснення) на базі моделі еліпсоїду обертання [4], що характеризує простий зсув, а для високопластичних середовищ, крім того, – на базі еліпсоїда видовження-скорочення. У рамках такої шкали кожному балу перших восьми тектонофацій (ТФ I – VIII) відповідають десятиградусні інтервали (0-10°, 11-20°...71-80°) кута зсуву за моделлю еліпсоїда обертання, а двом останнім (ТФ IX – X) – відповідні п'ятиградусні інтервали (80-85°, 86-90°).

За результатами тектонофаціального аналізу, що були виконані О.І. Лукієнком, Є.І. Паталахою та В.В. Гончаром [3, 6] встановлено, що в Кривбасі крім добре вивченої крихкої розривної тектоніки широко розвинена і зв'язка розривна тектоніка, яка тісно пов'язана з зональним метаморфізмом, що утворений амфіболітовою, епідот-амфіболітовою та зеленосланцевою фаціями, і яка відіграє найбільш суттєву роль у формуванні тектонічної структури об'єкту досліджень.

Тектонічні деформації гірських порід проявляються в орієнтації кристалографічних осей мінералів, у видо-вженні або сплюснутті породоутвірних мінералів та

© Безродний Д., 2012

формуванні макро- і мікротріщин, які залежать від інтенсивності деформацій і термодинамічних умов (температури, напруженого стану).

Структура і текстура гірських порід проходять в процесі формування і перетворення ряд стадій деформації: пластична деформація – переорієнтація – розриви і в'язкі розриви – крихке руйнування (в процесі розвантаження).

Між структурою, складом і ступенем деформації існує закономірна відповідність. Так сильно деформовані породи формуються в умовах більш низьких тисків і температур, ніж менш деформовані породи [1, 5, 7, 8]. Процеси катаклазу характеризуються текстурними змінами порід і мінералів (зокрема кварцу): розгнейсуванням, переорієнтацією кристалів мінералів і зміною їхніх розмірів та форми.

Розроблена методика акустичного текстурного аналізу дає можливість отримувати вичерпну інформацію про анізотропію пружних хвиль в гірських породах, визначати пружну симетрію та текстуру порід [9]. Ця інформація особливо важлива при інтерпретації геофізичної інформації, отриманої при дослідженнях порід на значних глибинах і в складних геологічних умовах, зокрема, для тектонофаціальних досліджень метаморфічних порід.

При аналізі параметрів акустичного еліпсоїду текстур метаморфічних порід передбачалося, що його тензор має геометричний образ, який представляє собою характеристичну поверхню другого порядку – трьохосний еліпсоїд. Якщо скористатися узагальненим поняттям цієї поверхні, яка прийнята при аналізі деформації – еліпсоїдом деформації Флінна [9, 10], то можна побудувати поверхню, яка зв'язана з компонентами акустичного тензора, приведеними до головної системи координат, рівняння якої має такий вигляд:

$$\frac{x_1^2}{\langle \mu_1 \rangle^2} + \frac{x_2^2}{\langle \mu_2 \rangle^2} + \frac{x_3^2}{\langle \mu_3 \rangle^2} = 1.$$

Ця поверхня є акустичним еліпсоїдом і має тісний взаємозв'язок із формою і орієнтацією еліпсоїда деформації, який характеризує скінчену однорідну деформацію. Хід деформації геометрично виражає зміни форми еліпсоїду деформації. Внаслідок прогресивного розвитку цього процесу кожний еліпсоїд деформації при зміні від кулі до його кінцевої форми повинен пройти через неперервну серію інших еліпсоїдальних форм. Графічно його представляють діаграмами деформації Флінна [9, 10].

Акустичний еліпсоїд характеризує ступінь упорядкованості структурних елементів текстури гірської породи, а інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії – наскільки текстура гірської породи відхиляється від найближчої до неї неупорядкованої до текстури.

Зміна форми і орієнтація структурних елементів гірської породи обумовлені девіаторною складовою тензора деформації. Інтенсивність деформації зсуву, яка і спричиняє орієнтацію структурних елементів, визначається величиною, яка з точністю до постійних, дорівнює другому інваріанту девіаторної частини тензора деформації:

$$I_\varepsilon = \frac{\sqrt{2}}{3} \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2}, \quad (1)$$

де $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ – власні значення деформації [9].

Беремо до уваги, що зі збільшенням концентрації упорядкованих структурних елементів при збільшенні інтенсивності деформації зсуву відповідно збільшується і величина інтегрального коефіцієнту акустичної і пружної анізотропії. Цілком природно, це дає підстави стверджувати, що величина інтегрального коефіцієнту аку-

стичної анізотропії A_μ повинна бути пропорційна параметру інтенсивності деформацій I_ε , а саме:

$$A_\mu = \theta \cdot I_\varepsilon, \quad (2)$$

де θ – деякий масштабний множник, який залежить від фізичної природи упорядкованих структурних елементів текстури гірської породи.

В свою чергу, величина інтенсивності деформацій з точністю до постійного множника, дорівнює куту зсуву ω_ε між двома ортогональними напрямками, які лежать в октаедричній площадці, тобто:

$$\omega_\varepsilon = \sqrt{\frac{2}{3}} I_\varepsilon, \quad (3)$$

де ω_ε – кут, що визначає положення ортогональних напрямків в октаедричній площадці, між якими відбувається зсув. Відповідно, приймаючи до уваги (2), величина кута зсуву буде пропорційною величині інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії:

$$\omega_\varepsilon = \beta I_\mu, \quad (4)$$

де β – деякий масштабний множник, який залежить від фізичної природи упорядкованих структурних елементів текстури гірської породи.

Для оцінки величини множника β були використані значення кута зсуву ω_ε , який у природних дислокаційних структурах фактично напрямку корелюється зі значеннями кутів падіння шарів у вертикальних флексурах та на крилах вертикальних складок.

Визначення тектонофацій порід катазони ("Супутник-2").

Породи свердловини "Супутник-2" представлені в тектонофаціальному відношенні найбільш високобальними тектонофаціями VIII-X, а в деяких випадках навіть IX-X катазони, на незначних інтервалах тектонофаціями VI [9]. Виняток складають невеликі інтервали в приустовій та призабійній частинах свердловини.

У табл. 1 наведені дані про інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії A_μ , параметри акустичної анізотропії та симетрію акустичного тензору.

Величина коефіцієнта відносної середньоквадратичної акустичної анізотропії (A_μ) визначається як міра відхилення акустичних констант анізотропної текстури від найближчої до неї ізотропної текстури.

Інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії визначався за формулою:

$$A_\mu = \sqrt{\frac{\frac{1}{3} [(\mu_{11} - \mu_{22})^2 + (\mu_{11} - \mu_{33})^2 + (\mu_{22} - \mu_{33})^2]}{(\mu_{ii}^2)_c}} \cdot 100\%,$$

де $(\mu_{ii}^2) = \mu_{11}^2 + \mu_{22}^2 + \mu_{33}^2$; а $\mu_{11}^2, \mu_{22}^2, \mu_{33}^2$ – власні значення акустичного тензора.

Класифікацію текстур на вищу, середню і нижню категорії було здійснено за симетрією акустичного тензору з урахуванням довірчих границь знайдених власних значень:

- сферична симетрія ($\infty/\infty mmm$), якщо виконується рівність $\langle \mu_{11} \rangle = \langle \mu_{22} \rangle = \langle \mu_{33} \rangle$;
- поперечно-ізотропна симетрія (∞ / mmm), якщо виконується умова $\langle \mu_{11} \rangle \neq \langle \mu_{22} \rangle = \langle \mu_{33} \rangle$; або $\langle \mu_{11} \rangle = \langle \mu_{22} \rangle \neq \langle \mu_{33} \rangle$; або $\langle \mu_{11} \rangle \neq \langle \mu_{33} \rangle = \langle \mu_{22} \rangle$;
- ромбічна симетрія (mmm), якщо виконується умова $\langle \mu_{11} \rangle \neq \langle \mu_{22} \rangle \neq \langle \mu_{33} \rangle$.

Таблиця 1

Характеристика тектонофацій катазони метаморфічних порід свердловини "Супутник-2" за даними акустичного текстурного аналізу

№ з/п	Номери зразків	Глибина, м	Тип породи	Тектонофації (за Лукієнком-Павловим)	Коефіцієнт акустичної анізотропії, A_{μ} , %	Симетрія акустичного тензора	L_{μ}	S_{μ}	Акустична деформаційна фація
1	7-90	490	Сланець біотитовий	VI-VII	7,8	Планальна mmm	1,05	1,15	VII
2	8-90	513	Сланець біотит-амфіболовий	VI-VII	2,8	Поперечно-ізотропна	1,06	1,00	V
3	9-90	650	Сланець хлорит-магнетит-кварцовий	VI-VII	7,1	Аксіальна mmm	1,10	1,08	VII
4	10-90	674	Гнейс	IX-X	23,4	Планальна mmm	1,06	1,72	X
5	11-90	705	Гнейс	IX	14,6	Планальна mmm	1,07	1,27	IX
6	12-90	788	Сланець біотитовий	VIII-IX	24,9	Планальна mmm	1,13	1,71	X
7	13-90	809	Гнейс	VII	9,5	Планальна mmm	1,11	1,13	VII
8	14-90	823	Залізистий кварцит	V-VI	6,0	Планальна mmm	1,04	1,11	VI
9	15-90	904	Сланець біотитовий	VII-VIII	16,1	Планальна mmm	1,03	1,43	IX
10	17-90	915	Гнейс	VII	6,5	Планальна mm	1,03	1,14	VII
11	18-90	1115	Кварцит мусковітовий	VII-VIII	9,0	Планальна mmm	1,11	1,13	VII
12	19-90	1246	Сланець біотитовий	IX	18,0	Планальна mmm	1,03	1,40	IX
13	22-90	1510	Гнейс	VIII	13,4	Планальна mmm	1,10	1,27	VIII
14	223505	1617	Сланець гранат-біотитовий	IX	20,2	Планальна mmm	1,19	1,42	X
15	223506	1644	Сланець біотитовий	IX	14,2	Планальна mmm	1,12	1,28	IX
16	23-90	1910	Кварцит слюдяний	VII-VIII	10,4	Планальна mmm	1,02	1,25	VIII
17	24-90	1984	Сланець гранат-біотитовий	VII-VIII	5,0	Планальна mmm	1,05	1,08	VI
19	1775226	2582	Кварцит залізистий	VII	6,0	Планальна mmm	1,04	1,11	VI

За результатами аналізу параметрів акустичного еліпсоїду: акустичної лінійності L_{μ} і акустичної сланцюватості

$$S_{\mu} (L_{\mu} = \frac{\mu_q}{\mu_m}; S_{\mu} = \frac{\mu_m}{\mu_p}), \text{ де } \mu_q, \mu_m, \mu_p - \text{найбільше, проміжне}$$

і найменше значення акустичного тензора) здійснюється класифікація текстур на планальний і аксіальний типи симетрії. Якщо значення L_{μ} і S_{μ} потрапляють на координатні осі, то це свідчить про наявність текстур аксіальної і планальної поперечно-ізотропної симетрії.

За результатами аналізу тектонофаціальних даних і параметрів акустичної анізотропії зразків метаморфічних порід свердловини "Супутник-2" встановлено:

- за величиною інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії 34 % порід високоанізотропні ($A_{\mu} > 10\%$), 52 % – середньоанізотропні ($5\% < A_{\mu} < 10\%$) та 5 % – низькоанізотропні ($A_{\mu} < 5\%$);

- всі без винятку зразки вищих тектонофацій VIII-X характеризуються високими значеннями інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії A_{μ} , а найбільш високобальним тектонофаціям IX-X катазони відповідають значення A_{μ} більше за 14 %;

- 92 % зразкам порід тектонофацій VI-VII відповідають середні значення інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії і лише для одного зразка характерне низьке значення цього параметру (№ 18-90), який характеризується поперечно-ізотропною симетрією акустичного тензора. Чіткого розмежування VI-VII рівня текто-

нофацій катазони за коефіцієнтом інтегральної акустичної анізотропії зробити не вдалося;

- зразкам найвищих тектонофацій VIII-X притаманна планальна ромбічна симетрія текстури акустичного тензора, причому параметр акустичної сланцюватості S_{μ} набагато перевищує параметр акустичної лінійності L_{μ} ;

- аксіальну ромбічну або акустичну лінійну текстуру мають 4 зразки (18 %), в яких структурні неоднорідності порід витягнуті переважно субвертикально, а, отже, порода перебувала в умовах бокового стиснення. Проте значення параметрів акустичної лінійності цих зразків ненабагато перевищують значення параметрів акустичної сланцюватості, що свідчить про складність деформаційних перетворень метаморфічних порід. Теж саме стосується і всіх зразків з середніми значеннями інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії, для яких перевага одного з параметрів акустичної анізотропії над іншими незначна.

Значення множника β для досліджених зразків з свердловини "Супутник-2" змінюються в значно більших інтервалах для відповідних тектонофацій мезозони і катазони. Проте тенденція зменшення цього показника з зростанням балу тектонічних перетворень залишається. При розрахунках β для Криворізької надглибокої свердловини встановлено:

- для тектонофації VI β змінюється від 10,8 до 21,2 з середнім значенням 16,5;

• для тектонофації VII β змінюється від 6,8 до 11,2 з найбільш поширеними значеннями 7,6-8,8;

• для тектонофації VIII інтервал зміни β складає 5,0-9,9 з найбільш поширеними значеннями 5,0-7,0;

• для найвищих тектонофацій мезозони IX–X β змінюються в вузькому інтервалі значень від 4,1 до 6,5.

Відповідні розрахунки для свердловини "Супутник-2" показали:

• для тектонофації VI єдине значення множника β становить 19,64;

• для тектонофації VII β змінюється від 6,7 до 13,75 з найбільш поширеними значеннями 7,2-8,8;

• для тектонофації VII β змінюється від 4,7 до 6,7;

• значення множника β для найвищих тектонофацій IX–X катазони змінюється від 3,5 до 6,2.

Висновки. За результатами комплексного аналізу параметрів акустичного еліпсоїду, інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії, параметрів пружної анізотропії і функції розподілу орієнтації мінералів і мікротріщин зразків метаморфічних порід свердловини "Супутник-2" доведена ефективність застосування акустичного методу текстурного аналізу гірських порід для розв'язання задач тектонофаціального аналізу та динамічних структурних задач.

Встановлено, що для метаморфічних порід, що відповідають геологічним обстановкам катазони, спостері-

гається прямий зв'язок між величиною інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії і ступенем деформаційних перетворень (відповідним балам тектонофацій). Вищим балам тектонофацій характерні найвищі значення інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії (до 25,4 %), а середнім балам тектонофацій V-VII – переважно середні і іноді низькі значення цього параметру. На основі аналізу зв'язків між балам тектонофацій і величиною інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії створена для умов катазони і мезозони шкала акустичних деформаційних фацій, яка цілком узгоджується з результатами тектонофаціальних досліджень.

1. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Новосибирск, 2000. 2. Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Общая часть // Л.-М., 1933. 3. Лукієнко О.І. Тектонофаціальна структура Кривбасу // Вісник Київ. Ун-ту. Геологія. – 2000. – № 17. – С. 8-13. 4. Паталаха Е.І. Тектонофаціальний аналіз складчатих сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). – М., 1985. 5. Паталаха Е.І. Тектонофації мезозони. – Алма-Ата, 1987. 6. Паталаха, Е.І., Лукиенко А.І., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – К., 1995. 7. Паталаха Е.І., Лукиенко А.І., Дербенев В.А. Тектонофації мезозони (атлас микроструктур). – Алма-Ата, 1987. 8. Продайвода Г.Т. Акустика текстур гірських порід: Навч. посіб. – К., 2004. 9. Продайвода Г.Т., Вижева С.А., Безродний Д.А., Безродна І.М. Акустичний текстурний аналіз метаморфічних порід Криворіжжя: Монографія. – К., 2011. 10. Dell'angelo L.N., Tullis I. Fabric development in experimentalles sheared gyaartzites // Tectonophysics. – 1989. – V. 169. – P. 1-21.

Надійшла до редколегії 15.09.12

УДК 550.36

А. Назаревич, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.
А. Микита, пров. інж.

ГЕОТЕРМІЧНИЙ МЕТОД У СЕЙСМОПРОГНОСТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ У ЗАКАРПАТТІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижевою)

Представлено перспективи застосування геотермічного методу в сейсмопрогностичних дослідженнях у Закарпатті. Коротко розглянуто фізику флюїдно-гідротермальних процесів як фізичну основу методу, методико-апаратне забезпечення та деякі результати свердловинних геотермічних досліджень.

The futures of application of geothermal method in seismoprognostic researches in Transcarpathians are represented. The physics of fluid-hydrothermal processes as the physical basis of the method and also methodical-apparatus supply and some results of borehole geothermal researches are briefly considered.

Вступ. Геотермічний метод є одним з тих, які використовуються у сейсмопрогностичних дослідженнях, у тому числі і в Закарпатті. Раніше такі дослідження тут проводились під керівництвом Р.І. Кутаса на режимній геофізичній станції "Тросник" у ізолюваній обсадними трубами свердловині на глибині 500 м за допомогою спеціальної геотермічної апаратури – електротермометра опору з мідним датчиком [7]. Спостереження тривали впродовж 9 років (1989-1998 рр.). За перші 6,5 років зареєстровано сумарне зниження температури на 0,21 °С, за наступні 2,5 роки – деяке її підвищення (на ~0,05 °С). На фоні тренду зафіксовано короткотривалі (тривалістю від кількох днів до кількох тижнів) флуктуації температури з амплітудами до 0,03-0,1 °С. Подібні дослідження проводились працівниками Закарпатської геологічної експедиції на свердловинах у м. Берегове та с. Іванівка (Яноші) на глибинах 80 і 200 м електротермометрами з мідним та термісторним датчиками (дані знімались 1-3 рази на тиждень [7]). За 10 років (1986-1995 рр.) тут зафіксовано зниження температури на 0,52 і 0,44 °С відповідно. Короткоперіодні варіації (зважаючи на режим реєстрації даних) не простежені. Зараз геотермічні дослідження ведуться нами на пунктах спостережень Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України в Закарпатті – на РГС "Берегове" і геотермічному пункті "Косино" [11, 12] (рис. 1).

Постановка задачі. Для подальшого розвитку геотермічних досліджень у Закарпатті необхідно було проаналізувати фізику різних геотермічних процесів, можливості методу та апаратури і запропонувати та реалі-

зувати такі методико-апаратні модифікації геотермічних досліджень, які б забезпечили ефективність методу в сейсмопрогностичному моніторинзі.

Фізика геотермічних процесів. У верхніх шарах земної кори можливий перенос тепла процесами двох типів – кондуктивний (за рахунок теплопровідності порід) і конвективний (за рахунок вулканічних процесів та циркуляції флюїдів) [3, 7-9].

Кондуктивний перенос є дуже інерційним процесом, зважаючи на низьку теплопровідність гірських порід [3, 8, 9], тому він є малоперспективним з точки зору сейсмопрогностичних досліджень.

Вулканічні процеси у Закарпатті відбувались у неогені (11–7 млн років тому) і зараз тут спостерігаються тільки їх залишкові явища, зокрема, підвищені значення глибинного теплового потоку [3, 8, 9]. Найбільш перспективним для Закарпаття є використання флюїдно-гідротермальних процесів, які завдяки циркуляції глибинних гідротермальних флюїдів у тріщинуватих породах є чутливими до змін напружено-деформованого стану масивів порід [5, 15, 16]. Перспективи використання таких процесів розглянемо на реальних даних гідротермальних свердловин Закарпаття (рис. 2).

Оцінки гідротермальних ефектів для свердловин Закарпаття. Як бачимо з рис. 2, а, конструкція гідротермальних свердловин відрізняється тим, що в зонах наявності гідротермальних флюїдів проведено перфорацію обсадних труб, і таким чином забезпечено зв'язок рідини у свердловині з рідиною у затрубному просторі.

© Назаревич А., Микита А., 2012



Рис. 1. Розташування пунктів режимних геофізичних спостережень КВ ІГФ НАНУ в центральній частині Закарпаття (на картооснові Google)

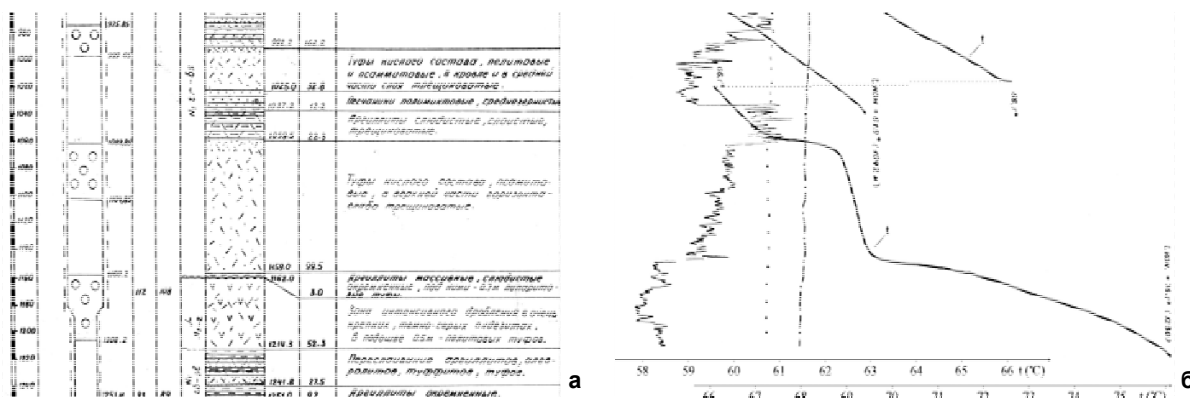


Рис. 2. Геолого-геофізичні дані по одній з гідротермальних свердловин Закарпаття (фрагмент): а – конструкція свердловини і характеристики порід по розрізу; б – температурний профіль свердловини (всі дані – Закарпатської геологорозвідувальної експедиції)

Внаслідок цього на температурному профілі свердловини (рис. 2, б) чітко відображаються зони високих геотермічних градієнтів, які співпадають з верхніми границями зон перфорації, що попали на глибинні флюїдно-гідротермальні зони (середня і нижня зони). Так, вище від середньої зони перфорації температурний градієнт (середній по свердловині) становить близько $0,05^{\circ}\text{C}/\text{м}$. А в районі верхнього краю середньої та нижньої зон перфорації цей градієнт є набагато вищим і складає уже до $0,3\text{--}0,5^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Тепер оцінімо ці дані з точки зору змін напружено-деформованого стану масивів порід і можливостей контролю процесів підготовки відчутних місцевих землетрусів. Так, відомо, що скинуті напруження у вогнищах землетрусів (не беручи до уваги крайні значення для кріпексних та "зривних" подій) здебільшого мають величини від 3 до 40 бар. Для наших оцінок приймемо середню величину – 10 бар. Тепер скористаємося даними І. Добровольського [4] про характер загасання напружень і деформацій при віддаленні від вогнищевої зони. Так, за цими даними на відстанях, рівних 10-ти радіусам вогнищевої зони, напруження і деформації знижуються приблизно у 100 разів. Скориставшись даними наших досліджень величин розривів у вогнищах місцевих закарпатських землетрусів [13], можемо оцінити

довжину розриву відчутного (з $K=8,5$, $M=2,5$) місцевого землетрусу приблизно в 1 км, розмір його вогнищевої зони – у 3 км, а еквівалентний радіус – у 1,5 км.

Отже, за цими даними на відстанях 15-20 км від вогнища при підготовці відчутного місцевого землетрусу можуть очікуватися величини змін напружень у 0,1 бар. Враховуючи, що 1 бар (1 атм.) – це 10 м водяного стовпа, 0,1 бар – це зміщення (підняття чи опускання, залежно, відповідно, від режиму стиску чи розтягу) стовпа рідини у свердловині на 1 м, а отже, зміни контрольованої температури на фіксованій глибині від $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$ (при розміщенні геотермічного зонда в зоні звичайних градієнтів) до $\pm 0,3\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$ (при розміщенні зонда у високоградієнтній зоні). Для більших епіцентральных відстаней (наприклад, у 20 радіусів вогнища, або у 30-40 км) коефіцієнт загасання напружень становить порядку 1000, а величини температурних ефектів у свердловинах – від $\pm 0,005^{\circ}\text{C}$ до $\pm 0,03\text{--}0,05^{\circ}\text{C}$. Наведені оцінки можна вважати ближчими до мінімальних, оскільки за реальними даними польових досліджень на сейсмопрогностичних полігонах загасання деформацій при віддаленні від вогнищевих зон може бути значно меншим, ніж за теоретичними побудовами І. Добровольського, отже, реально ефекти та зони їх прояву можуть бути у рази більшими.

Апаратурне забезпечення геотермічних досліджень. Розглянемо апаратурні можливості щодо реєстрації оцінених вище флюїдно-гідротермальних температурних ефектів. Як бачимо з наведених оцінок, величини температурних ефектів у свердловинах можуть становити від 0,005 до 0,5 0C. Для їх надійної фіксації та простеження ходу змін чутливість апаратури має бути ще у 5-10 разів вищою, тобто порядку 0,001 0C.

Якщо контроль змін температур у свердловині на рівні 0,1 0C забезпечити порівняно просто, то на рівні 0,001 0C це вже досить складне завдання. Відразу відзначимо, що з використанням різних аналогових термосенсорів і з вимірюванням їх сигналу на поверхні біля устя свердловини таку (порядку 0,001 0C) точність вимірювань забезпечити важко через вплив довгих (сотні метрів) кабелів (та відповідних електричних, електро-

температурних та інших завад) між сенсором та вимірювальним приладом. Тому вимірювання необхідно реалізувати на місці – у свердловинному зонді, а на поверхню передавати вже результат вимірювань, на який не будуть впливати різні завади.

Варіантом реалізації такої схеми вимірювань є використання кварцових термочастотних датчиків [10] і створення з їх використанням вбудованих у зонд вимірювальних генераторів [1, 6]. Такий спосіб вимірювань вже довгий час використовується, в тому числі і нами, при дослідженнях геотермічних ефектів [2, 11, 12, 14, 16], він показав свою ефективність. Його і використано нами для створення спеціального свердловинного геотермічного зонда і відповідного апаратурного комплексу [11, 12]. Схему такої апаратури наведено на рис. 3, а, а сам свердловинний зонд показано на рис. 3 б.

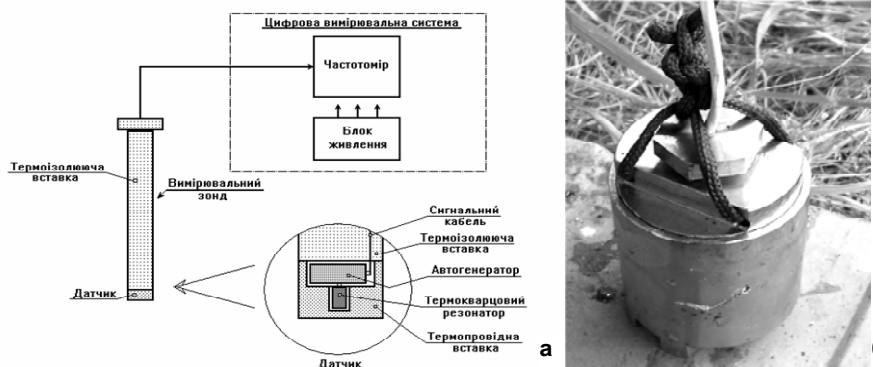


Рис. 3. Структурно-функціональна блок-схема вимірвальної системи для геотермічного моніторингу з кварцовим термочастотним датчиком (а) та її свердловинний зонд (б)

Метрологічні характеристики комплексу визначаються в першу чергу характеристиками використовуваного частотоміра. Оскільки в експериментальному варіанті апаратури нами використано частотомір-хронометр Ф5041, який забезпечує вимірювання частот з точністю 10-7 і з розділенням по частоті 0,1 Гц, а температурний коефіцієнт кварцових датчиків – близько 185 Гц/0C, то приведена апаратурна точність вимірювань температури (по частоті) становить не гірше 0,0027 0C (враховуючи, що робоча частота датчика – 5 МГц), а роздільна здатність ~0,0005 0C.

Додатково нами спеціально досліджено довготривалі (впродовж кількох діб) дрейфи показів даної апаратури та вплив на них змін температури повітря в місці встановлення частотоміра. Для порівняльних досліджень використано також частотомір ЧЗ-35А. Вивчено порівняльні особливості процесу встановлення метрологічних параметрів даних приладів (рис. 4, а), спричинені виходом на

робочий режим термостатів генераторів опорної частоти, та вплив цих процесів на точність результатів вимірювань температури порід. Досліджено паразитний вплив ходу встановлення температурного режиму вимірвального генератора на зміни частоти вимірвального термочастотного кварцового датчика. За результатами цих досліджень розроблено модифіковану конструкцію вимірвального зонда з рознесеними та взаємно температурно ізованими термочастотним кварцовим датчиком і схемою генератора. Досліджено результуючі метрологічні характеристики геотермічного апаратурного комплексу. Встановлено (див. рис. 4, б), що пов'язані з апаратурними факторами похибки для такої модифікованої апаратури навіть у циклічному режимі роботи (з періодичними увімкненнями-вимкненнями) після 40 хв прогріву не перевищують $\pm 0,001$ 0C, що задовольняє проаналізованим вище вимогам до проведення сейсмопрогностичного геотермічного моніторингу.

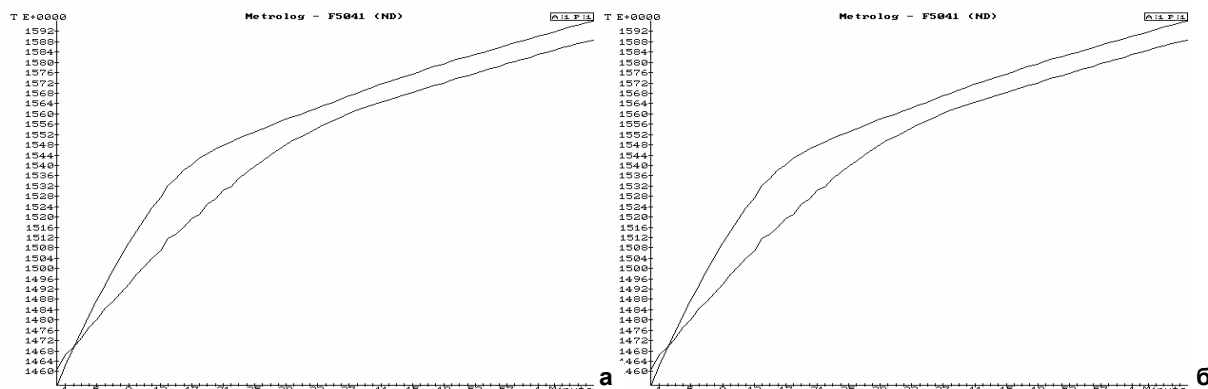


Рис. 4. Порівняльні особливості режиму встановлення метрологічних параметрів частотоміра-хронометра Ф5041 та частотоміра ЧЗ-35А (а) (шкала температур у сотнях долях 0C) та режиму встановлення метрологічних параметрів модифікованого зонда з винесеним датчиком (шкала температур у десятитисячних долях 0C)

Результати польових досліджень. Польові геотермічні дослідження за допомогою описаної апаратури з термочастотними кварцовими датчиками ведуться нами в Закарпатті на РГС "Берегове" і геотермічному пункті "Косино". На рис. 5 наведено деякі результати цих досліджень. Завданням досліджень на РГС "Берегове" (рис. 5 а) є у першу чергу контроль змін температур метеорологічного походження у масиві порід штольні РГС для наступної редукції відповідних терморужних деформацій з деформографічних даних. Результати цих досліджень вже в основному описані в роботах [11, 12]. Тут тільки відзначимо, що наявні на рис. 5 а на фоні сезонної складової численні короткі піки від'ємної полярності в основному являються і пов'язані з недостатнім врахуванням у минулому показань на рис. 4 режимів встановлення метрологічних параметрів вимірювальної апаратури та з іншими апаратними факторами.

На геотермічному пункті "Косино" дослідження розпочато у не використовуваній зараз спеціальній геотермічній свердловині. Зонд (показаний на рис. 3 б) опу-

щено на глибину 50 м. Отримані тут за листопад-грудень 2010 р. перші результати наведено на рис. 5 б у порівнянні з температурою повітря. Вони свідчать про достатню надійність конструкції зонда щодо витриманого нею тиску води та про достатню чутливість і стабільність метрологічних характеристик апаратури. Зокрема, кореляції з варіаціями температури повітря, яка змінювалась за даний період з +13 до -4 °С, не простежується, що свідчить про надійну роботу модифікованої вимірювальної системи, її реальна стабільність не гірша, ніж отримані під час заводських метрологічних випробувань паспортні значення для використаного частотоміра (0,00270°С у перерахунку на зміни температури). Щодо особливостей проявів у геотермічних даних процесів підготовки місцевих закарпатських землетрусів конкретні висновки можна буде зробити після отримання довших часових рядів, які будуть включати періоди, коли в радіусі 20-30 км від пункту спостережень відбудеться відчутний (з магнітудою не менше 2,0-2,4) землетрус.

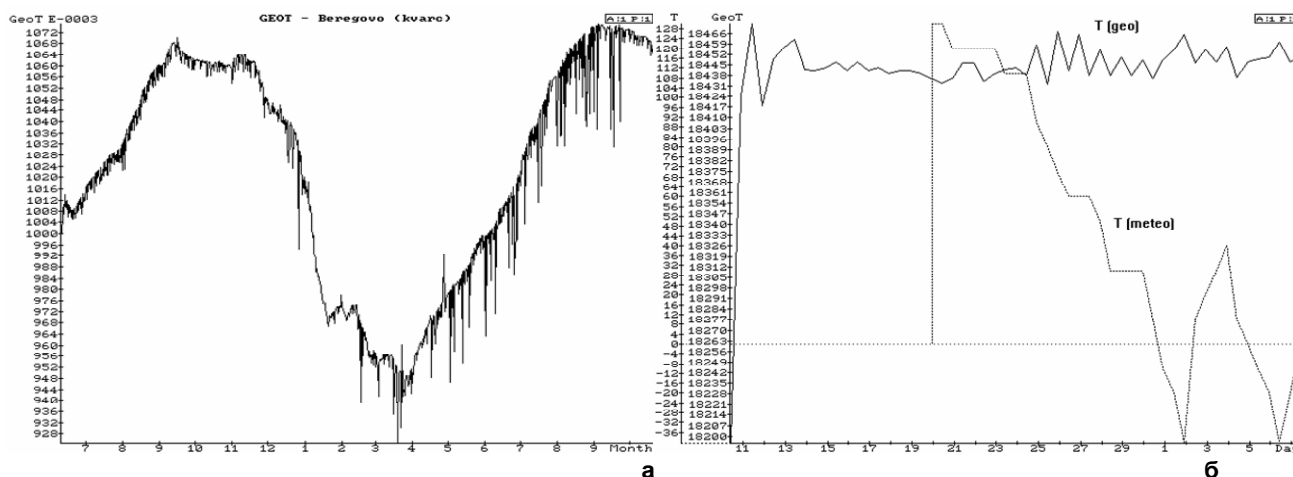


Рис. 5. Зміни температури масиву порід штольні РГС "Берегове" (а) (шкала в сотих долях °С) за даними системою з кварцовим температурним датчиком за період з 10.06.2008 р. до 20.10.2009 р. та зміни температури у геотермічній свердловині на пункті "Косино" (б) за листопад-грудень 2010 р. у порівнянні зі змінами температури повітря (шкали в тисячних та десятках долях °С відповідно)

Висновки. Виходячи з викладеного, можна зробити висновок, що запропонована методика сейсмопрогностичних геотермічних досліджень у Закарпатті з використанням гідротермальних свердловин та представленої геотермічної апаратури з кварцовими термочастотними датчиками здатна забезпечити виявлення процесів підготовки відчутних місцевих землетрусів у радіусі кількох десятків кілометрів від пункту спостережень. Розширення мережі пунктів та подальше вдосконалення апаратури, в першу чергу щодо довготривалої стабільності її метрологічних характеристик, дозволить забезпечити проведення сейсмопрогностичного моніторингу на всій території сейсмоактивного Закарпатського прогину з можливістю оцінок величин змін напружено-деформованого стану масивів порід у пунктах спостережень.

1. Альтшуллер Г.Б., Елфимов Н.Н., Шакулин В.Г. Кварцевые генераторы: справочное пособие. – М., 1984. 2. Аннюк Ф.М., Осадчий В.Г., Филлюс Р.И., Чекалюк Э.Б. Геотермическая станция ГС-1 // Приборы для научных исследований и системы автоматизации в АН УССР. – К., 1981. – С. 79-80. 3. Гогель Ж. Геотермия. – М., 1978. 4. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. – М., 1991. 5. Ковалишин З.И., Братусь М.Д. Флюидный режим

гидротермальных процессов Закарпатья. – К., 1984. 6. Кончаловский В.Ю. Цифровые измерительные устройства. – М., 1985. 7. Кутас Р.И. Геодинамические процессы и тепловой стан литосферы Карпатского региона // Исследования современной геодинамики Украинских Карпат / Под ред. В.И. Старостенка. – К., 2005. – С. 133-139. 8. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и геотермическая модель земной коры. – К., 1978. 9. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. – К., 1971. 10. Малов В.В. Пьезорезонансные датчики. – М., 1978. 11. Назаревич А.В. Методико-аппаратурные проблемы мониторинговых геофизических исследований та шляхи їх розв'язання (на прикладі геофізичного сейсмопрогностичного моніторингу в Закарпатті) // Вісник Київського університету. Геологія. – 2011. – № 55. – С. 57-60. 12. Назаревич А.В., Микита А.Ю. Метеотемпературні поля в масивах порід (як фактор впливу на результати деформографічних спостережень на РГС "Берегове" у Закарпатті) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2010. – С. 286-299. 13. Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Масштабно-енергетичні кореляційні співвідношення для вогнищ землетрусів Закарпаття: деякі наслідки та енергетична верифікація // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2009. – С. 279-298. 14. Осадчий В.Г., Назаревич А.В., Назаревич Л.Є. Характеристики температурного режиму приповерхневих шарів гірських порід за даними досліджень на геофізичній станції "Лисовичі" (Передкарпаття) // Геодинаміка. – 2008. – № 1 (7). – С. 96-102. 15. Чекалюк Э.Б. Термодинамика нефтяного пласта. – М., 1965. 16. Чекалюк Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий В.Г. Полевая геотермическая съемка. – К., 1974.

Надійшла до редколегії 04.06.12

ЗЕМЛЕТРУС 07.05.2008 РОКУ В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Дані інструментальних і макросейсмічних спостережень за останні 20 років свідчать про потенційно високу сейсмічність північно-західної частини шельфу Чорного моря. У статті дається коротка характеристика тектонічної будови північно-західної частини шельфу Чорного моря і аналізується її зв'язок з сучасною сейсмічною активністю цього регіону. Останнім підтвердженням такої активності є землетрус 7 травня 2008 р. в північно-західній частині Чорного моря біля о. Зміїний на відстані 127 км від м. Одеса. Інструментальні дані гіпоцентру землетрусу є наступними: час у вогнищі – 08 год 00 хв 22 с за Гринвічем; широта $\varphi = 45.39$ N, довгота $\lambda = 30.87$ E, глибина вогнища $H = 10$ км, магнітуда 4.9.

Data of instrumental and macroseismic observation for the last 20 years is a proof of potentially high seismicity of North Western Shelf part of Black Sea. The short characteristic of North Western Shelf part of Black Sea tectonic construction is given in the article and its connection with seismic activity. The last evidence of activity is an earthquake 07.05.2008 in the North Western Shelf part of Black Sea near Zmiinyi Island in the distance of 127 km from Odessa. The instrumental data of hypocenter are: time $T=08$ h 00 m 22 s (by Greenwich); $\varphi = 45.39$ N, $\lambda = 30.87$ E, the earthquake focus depth $h=10$ km.

Постановка проблеми. Стаття присвячена новим даним про місцеву сейсмічність північно-західної частини Чорного моря і її зв'язок з будовою і тектонікою земної кори. За даними [3], місцева сейсмічність пов'язана з тектонічними порушеннями субмеридіонального простягання у фундаменті Східно-Європейської платформи (Одеський глибинний розлом) і розривними порушеннями на шельфі та континентальному схилі західної частини Чорного моря.

Виклад основного матеріалу. Про потенційно високу сейсмічність структур північно-західної частини шельфу Чорного моря свідчать сейсмічні події, зареєстровані 1961–1996 рр. мережею високочутливих сейсмічних станцій Криму [4].

Дані про землетруси північно-західної частини Чорного моря за останні 20 років наведено в табл. 1.

Таблиця 1

Дані сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря за останні 20 років

Дата	Час	Довгота	Широта	Глибина	Енергетичний клас
1988/10/18	20:09:09	44,9N	30,90E	H=35	K= 9,5
1992/03/01	13:46:4.4	45,1 N	30,50 E		K=9,5
1992/03/29	21:48:4.7	45,3 N	31,00 E		K=10,4
1992/03/29	23:45:13.4	45,3 N	31,00 E		K=11,5
1992/03/30	00:11:43.4	45,4 N	30,70 E		K=8,4
1992/03/30	01:49:5.3	45,2 N	30,60 E		K=8,2
1992/03/30	04:29:11.4	45,40 N	30,90 E		K=9,6
1992/03/30	11:41:12.0	45,10 N	30,50 E		K=8,7
1992/03/30	15:52:16.3	45,30 N	30,60 E		K=8,1
1992/03/31	01:10:12.2	45,30 N	30,90 E		K=10,5
2008/05/07	08:00:22	45,39 N	30,87E	H=10	
2009/02/18	09:44:16.6	44,0N	31,75E	H=33	K=9,2

Як видно з табл. 1, лише в 1992 р. тут відбулося 12 землетрусів в діапазоні магнітуд $M = 2-3.8$ з глибинами вогнищ $H \sim 10$ км [4]. Скупчення морських епіцентрів (рис. 1) витягнуте уздовж діагонального північно-

східного напрямку, паралельно береговій лінії. Епіцентр землетрусу 1865 р. з магнітудою $M = 6.4$ лежить на продовженні цього квазілінійного скупчення (на південний захід від нього).

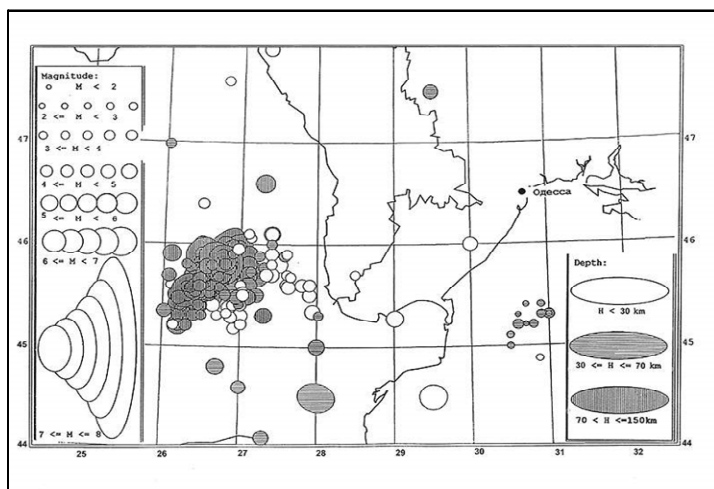


Рис. 1. Карта сейсмічної активності північно-західної частини Чорного моря

У 2008 р., 7 травня, сейсмічними станціями України був зареєстрований землетрус, який виник в північно-західній частині Чорного моря, поблизу о. Зміїний на від-

стані 127 км від м. Одеса. Параметри вогнища землетрусу: час у вогнищі $t_0 = 08$ год 00 хв 22 с за Гринвічем; координати $\varphi = 45.39$ N, $\lambda = 30.87$ E, $H = 10.0$ км; магнітуда 4.9.

Сейсмічна подія була зареєстрована також сейсмічними станціями Молдови, Румунії та Туреччини. Землетрус відчувався людьми на території узбережжя Чорного моря від Ізмаїлу і селища Вилкове – до прибережних населених пунктів Херсонської та Миколаївської областей.

На рис. 2–3 представлені записи землетрусу 07.05.2008 р., зареєстровані станціями Інституту геофізики НАН України, які розміщені в центральній частині України.

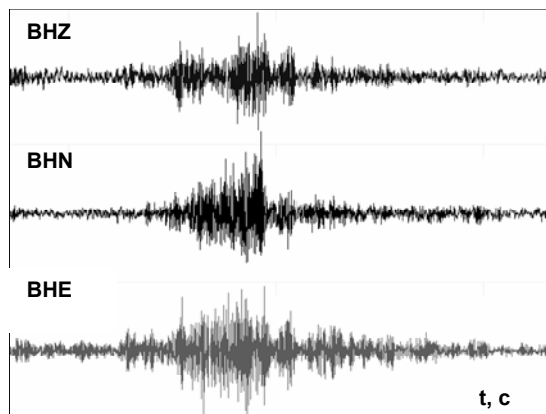


Рис. 2. Запис землетрусу 07.05.2008 року в Чорному морі на сейсмічній станції "Сквира" з координатами: $\varphi = 49.716$ N, $\lambda = 29.658$ E

Найближчою до вогнища сейсмічною станцією Інституту геофізики НАН України, розташованою безпосередньо на о. Зміїний, на жаль, дану сейсмічну подію зареєструвати не вдалося через сильні технічні перешкоди.

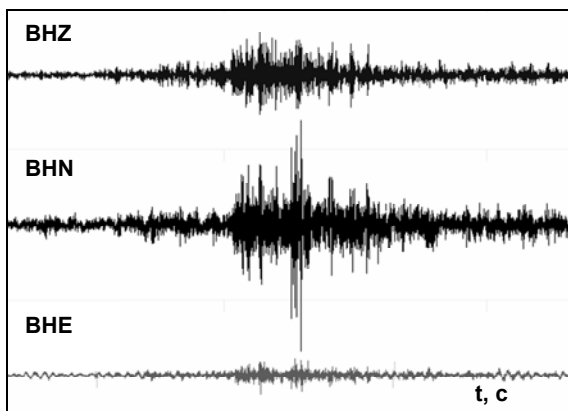


Рис. 3. Запис землетрусу 07.05.2008 року в Чорному морі на сейсмічній станції "Полтава" з координатами: $\varphi = 49.63$ N, $\lambda = 34.534$ E

Інтенсивність коливань склала в м. Ізмаїл $I=4$ бали, а в м. Одеса $I=3$ бали. Жителі прибережних областей України близько 11:00 (за місцевим часом) відчули поштовхи і незначне коливання ґрунту. На других поверхах житлових будинків і вище коливалися столи, деренчав посуд і гойдалися висячі предмети. За словами опитаних одеситів, землетрус найсильніше відчувався в морському порту. Згідно з інформацією сайту <http://www.emsc-csem.org/index.php?page=home>, у всьому світі протягом 7 травня 2008 р. відбулося 7 значних землетрусів, з яких землетрус поблизу Одеси був найсильнішим. Відзначимо, що даний землетрус є також найсильнішим із інструментально зареєстрованих в північно-західній частині Чорного моря за останні 20 років.

Сейсмічними станціями Кримського регіону 4 червня 2008 р. о 16 год 40 хв був зареєстрований афтершок землетрусу з енергетичним класом $K=9.7$ (за даними Кримського регіонального сейсмологічного центру).

Після серії землетрусів 1992 р. до землетрусу 7 травня 2008 р. на шельфі поблизу Одеси не було жодної події порівняльної величини.

Аналізуючи таблицю легко бачити, що максимумам сейсмічної активності 1961–1996 рр. також передувало сейсмічне затишшя і слабо виражена локальна активізація.

Землетрус 07.05.2008 р. і наступний 18.02.2009 р. (епіцентр зміщений у бік Чорноморської западини) свідчать, очевидно, про активізацію напруженого-деформованого стану північно-західної частини Чорноморського регіону.

Північно-західна шельфова частина Чорного моря охоплює південний край Східно-Європейської платформи та Скіфську плиту.

Найбільшим тектонічним елементом північно-західного шельфу є обширний мезо-кайнозойський прогин, відомий в літературі під назвою Каркінітсько-Північно-Кримського (раніше Сиваський). Західна центрикліналь прогину накладена на палеозойські платформні комплекси Преддобруджинського прогину, а східна – замикається в Рівнинному Криму на схід від р. Джанкой. Північний борт прогину майже повністю розташований на південному схилі Східно-Європейської платформи; на півдні прогин граничить з Центральною зоною підняття, яка на шельфі представлена Чорноморсько-Каламітським валом. В межах цього прогину по геотраверсам V і V1 було встановлено аномальну будову літосфери, характерну для рифтових структур. Ця частина прогину була названа В.Б. Соллогубом Одесько-Джанкойським (Одесько-Сиваським) рифтом. Всі основні геотектонічні структури розділені глибинними розломами, які, мабуть, зародилися у верхній мантії. Розломи розташовуються по субмеридіональному, субширотному і північно-східному напрямках [3].

Скіфська плита як область з молодим і активним в тектонічному відношенні фундаментом характеризується складною будовою. У її межах виділяються декілька крупних тектонічних елементів, що розрізняються за віком фундаменту, структурі та історії формування. Одним з таких елементів у північно-західній частині є Преддобруджинський палеозойський прогин. На південному заході межею прогину служить Кагул-Георгіївський розлом, що відокремлює прогин від складчастої зони Добруджі. На заході прогин поступово виположується і зчленовується з Передкарпатським прогином, східною межею прогину служить Одеський розлом. Північний борт прогину переходить в південний схил Українського щита. Уздовж Кагул-Георгіївського шва виділяється два грабеноподібних блоки: на північному заході – Алаутський, на південному сході – Сулінський. Вони розділені перемичною, що є частиною південного схилу Суворовського виступу. Суворовський виступ, в свою чергу, розчленований розломом на два блоки, з яких південно-східний – структурний ніс, названий Килійським виступом, що занурюється у бік Арцизьського розлому. За цим розломом розташований Зміїний виступ, обмежений з усіх боків складними тектонічними порушеннями. Між Нижньодністровською депресією і виступом Зміїний розташована Алібейська ступінь. З названих структурних елементів повністю розташовані в межах моря виступ Зміїний і Алібейська ступінь, Нижньодністровська депресія майже наполовину розташована на суші. Західна межа між виступом о. Зміїний і виступом Суворова, можливо пов'язана з проявом Арцизько-Фрунзенського розлому [1].

Ф.А. Щербаків і Ю.Г. Моргунов (1975) виділяють в межах північно-західного шельфу Чорного моря дві тектонічні зони: східну, або Прикримську, і західну, відокремлену від першої Миколаївським субмеридіональ-

ним розломом. Прикарпаська зона характеризується диференційованим опусканням з утворенням відносно піднятих і опущених ділянок морського дна, а західна — загальним слабким опусканням [2]. У свою чергу, в межах західної зони виділяються дві підзони, розмежовані Одеським глибинним розломом: східна, яка характеризується малою диференціацією сучасних вертикальних рухів, і західна — з відносно великою диференціацією цих рухів, що зумовили утворення серії невеликих субмеридіональних підняттів і прогинів, які віддзеркалюються в рельєфі дна шельфу.

Земна кора в районі о. Зміїний, поблизу якого зареєстровано землетрус 07.05.2008 р. і серію землетрусів 1992 р., має складну блокову будову, обумовлену системою тектонічних розломів. Припіднятий блок фундаменту, до якого відноситься о. Зміїний, є одною з ділянок відносного підняття на фоні загального слабого опускання шельфу північно-західної частини Чорного моря в четвертинний період. Припідняті блоки розділені порівняно вузькими зонами дещо інтенсивнішого опускання. Для цієї зони характерний досить чітко виражений меридіональний план структурних елементів, які проявляються в сучасних рухах. На думку авторів [5], зовнішня частина зони одесько-дунайського шельфу є

ділянкою інтенсивного опускання із значним перекосом у бік глибоководної западини.

Висновки. Теорія сейсмології володіє достатньо потужним арсеналом розрахункових методів, проте слід визнати, що найнадійніше параметри прогнозованих струшувань можуть бути визначені лише на основі безпосередніх інструментальних спостережень. На жаль, для виконання цього завдання на території України сейсмологічна мережа є недостатньо густою. З огляду на це актуальним є налагодження надійної роботи сейсмічної станції, розташованої безпосередньо на о. Зміїний. Ця станція дозволить контролювати сейсмічний режим північно-західної частини шельфу Чорного моря, який у світлі останніх даних проявляє сучасну тектонічну і сейсмічну активізацію, доказом якої є землетруси 07.05.2008 р. і 18.02.2009 р.

1. Геология шельфа УССР: Тектоника / В.Б. Соллогуб. — К., 1987.
2. Мореунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. — М., 1981.
3. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А. Новые данные о сейсмической опасности г. Одесса и Одесской области. — http://www.seism.org.ua/seism04-02_r.html.
4. Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 г. — Симферополь, 1995.
5. Чекунов А.В. Проблемы Черного моря // Геофиз. журн. — 1987. — № 4. — С. 3-25.

Надійшла до редколегії 11.03.12

УДК 550.834

В. Роганов, мол. наук. співроб.

МОДЕЛЮВАННЯ ХВИЛЬОВИХ ПОЛІВ В АНІЗОТРОПНИХ СЕРЕДОВИЩАХ МАТРИЧНИМ МЕТОДОМ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайвоту)

Пропонується стійкий метод обчислення трьохкомпонентних хвильових полів для горизонтально-шаруватого анізотропного середовища з поглинанням на основі використання дельта-операторів, шестивимірного формалізму Строу й матричного методу Хаскела-Томсона.

A stable method for calculating three-component three-dimensional fields of reflected and transmitted waves in a horizontally layered anisotropic anelastic medium is derived. It used delta-operators, the six-dimensional Stroh formalism and Haskell-Thomson matrix method.

Вступ. Розрахунок коефіцієнтів відбиття й прохідності для ізотропного горизонтально-шаруватого середовища на основі матричного методу запропонували В. Томсон [5] і Н. Хаскел [3]. А. Строу [4] і С. Кремппін [1] показали, що для анізотропного середовища для цієї мети можна використати шестивимірний формалізм. Однак, матричному методу властива нестабільність, пов'язана з необхідністю розрахунку мінорів погано обумовлених матриць-пропаторів. І. Данкін [2] показав, як, використовуючи дельта-оператори, збільшити точність розрахунків стосовно до ізотропного середовища. У цій роботі метод дельта-операторів узагальнений для багат шарових анізотропних середовищ із поглинанням і застосований для формування полів відбитих і заломлених хвиль.

Теорія. Розглянемо середовище, що складається з півпросторів 0 і $(n+1)$, між якими знаходяться n шарів з потужностями h_i ($i=1, \dots, n$) і плоскими горизонтальними границями поділу. Позначимо їх щільності й параметри пружності відповідно $\rho^{(i)}$ й $\lambda_{mp,nq}^{(i)}$ ($i=0, \dots, n+1$). Півпростори й шари можуть бути анізотропними. Передбачається, що шари перебувають у жорсткому контакті.

Позначимо $z_i = h_0 + \dots + h_{i-1}$ — глибину залягання верхньої границі i -го шару. Відповідно до методу Хаскела-Томсона, хвильові поля зсувів-напруг $\mathbf{f}(z_i)$ і $\mathbf{f}(z_{n+1})$ на границях між півпросторами зв'язані рівністю

$\mathbf{f}(z_{n+1}) = \mathbf{P}\mathbf{f}(z_i)$, де $\mathbf{P} = \exp\{j\omega h_n \mathbf{M}^{(n)}\} \dots \exp\{j\omega h_1 \mathbf{M}^{(1)}\}$ — шестивимірна матриця-пропатор пачки шарів,

$$\mathbf{M}^{(i)} = - \begin{pmatrix} \mathbf{A}^{(i)} & \mathbf{C}_{33}^{(i)-1} \\ \mathbf{B}^{(i)} & \mathbf{A}^{(i)T} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{A}^{(i)} = \mathbf{C}_{33}^{(i)-1} (s_1 \mathbf{C}_{31}^{(i)} + s_2 \mathbf{C}_{32}^{(i)}),$$

$$\mathbf{B}^{(i)} = \sum_{p,q=1,2} s_p s_q (\mathbf{C}_{p3}^{(i)} \mathbf{C}_{33}^{(i)-1} \mathbf{C}_{3q}^{(i)} - \mathbf{C}_{pq}^{(i)}) + \rho^{(i)} \mathbf{I}. \quad (1)$$

Якщо позначити $\mathbf{E}^{(i)} = (\mathbf{v}_\alpha^{(i)}, \mathbf{\Lambda}^{(i)})$, $\mathbf{\Lambda}^{(i)} = \text{diag}\{\exp(j\omega s_\alpha^{(i)} h_i)\}$, де $(\mathbf{v}_\alpha^{(i)}, s_\alpha^{(i)})$ — сукупність власних пар матриці $\mathbf{M}^{(i)}$, то матрицю $\mathbf{P}$ можна представити у вигляді $\mathbf{P} = \mathbf{E}^{(n)} \mathbf{\Lambda}^{(n)} \mathbf{E}^{(n-1)-1} \dots \mathbf{E}^{(1)} \mathbf{\Lambda}^{(1)} \mathbf{E}^{(1)-1}$. Отже, амплітуди $\mathbf{b}^{(0)}$ й $\mathbf{b}^{(n+1)}$ плоских хвиль різних типів, що поширюються в 0 -м і $(n+1)$ -м півпросторах зв'язані рівністю $\mathbf{b}^{(n+1)} = \mathbf{Q}\mathbf{b}^{(0)}$, де $\mathbf{Q} = \mathbf{E}^{(n+1)-1} \mathbf{P} \mathbf{E}^{(0)} = \mathbf{E}^{(n+1)-1} \mathbf{E}^{(n)} \mathbf{\Lambda}^{(n)} \dots \mathbf{\Lambda}^{(1)} \mathbf{E}^{(1)-1} \mathbf{E}^{(0)}$.

Представимо матрицю $\mathbf{Q}$ в блоковому виді, розбивши її на 3×3 -підматриці, $\mathbf{Q} = (\mathbf{Q}_{ij})_{ij=1,2}$. Вектори амплітуд $\mathbf{b}^{(0)}$ і $\mathbf{b}^{(n+1)}$ також розіб'ємо на трикомпонентні підвектори, що відповідають спадним і висхідним хвилям різних типів. У цих позначеннях справедливі рівності:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(n+1)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(n+1)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{Q}_{11} & \mathbf{Q}_{12} \\ \mathbf{Q}_{21} & \mathbf{Q}_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(0)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(0)} \end{pmatrix},$$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(n+1)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(0)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{S}_{11} & \mathbf{S}_{12} \\ \mathbf{S}_{21} & \mathbf{S}_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(0)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(n+1)} \end{pmatrix}, \quad (2)$$

де $\mathbf{b}^{(i)} = \begin{pmatrix} \mathbf{b}_{down}^{(i)} \\ \mathbf{b}_{up}^{(i)} \end{pmatrix}$, $\mathbf{S}_{11} = \mathbf{Q}_{11} - \mathbf{Q}_{12} \mathbf{Q}_{22}^{-1} \mathbf{Q}_{21}$, $\mathbf{S}_{12} = \mathbf{Q}_{12} \mathbf{Q}_{22}^{-1}$, $\mathbf{S}_{21} = -\mathbf{Q}_{22}^{-1} \mathbf{Q}_{21}$, $\mathbf{S}_{22} = \mathbf{Q}_{22}^{-1}$.

Матриця розсіювання $\mathbf{S} = (\mathbf{S}_{ij})_{ij=1,2}$ містить коефіцієнти проходження й відбиття всіх типів хвиль, що поширюються вгору й вниз. Зокрема матриці $\mathbf{S}_{11}$ й $\mathbf{S}_{21}$ містять відповідно коефіцієнти заломлення й відбиття для пачки шарів при падінні плоскої хвилі з верхнього півпростору. Позначимо $\Delta_{i_1 \dots i_m, j_1 \dots j_m} = \det(q_{ij})$ – мінор порядку m матриці $\mathbf{Q}$. Тут $1 \leq i_1, j_1 \leq \dots \leq i_m, j_m \leq 6$, $i = i_1, \dots, i_m$, $j = j_1, \dots, j_m$. Скориставшись співвідношеннями $\mathbf{S}_{11} = \mathbf{Q}_{11} - \mathbf{Q}_{12} \mathbf{Q}_{22}^{-1} \mathbf{Q}_{21} = \mathbf{Q}_{11} + \mathbf{Q}_{12} \mathbf{S}_{21}$, $\mathbf{Q}_{22} \mathbf{S}_{21} = -\mathbf{Q}_{21}$, $\mathbf{S}_{21} = (k_{i+3,j})_{i,j=1,\dots,3}$, одержимо формули для коефіцієнтів заломлення і відбиття:

$$k_{ij} = \frac{\Delta_{456,j456}}{\Delta_{456,456}}, \quad k_{4j} = -\frac{\Delta_{456,j56}}{\Delta_{456,456}}, \quad k_{5j} = \frac{\Delta_{456,j46}}{\Delta_{456,456}},$$

$$k_{6j} = -\frac{\Delta_{456,j45}}{\Delta_{456,456}}, \quad (1 \leq i, j \leq 3). \quad (3)$$

Слід зазначити, що замість використання матриці $\mathbf{Q}$ можна скористатися зворотною матрицею $\mathbf{R} = \mathbf{Q}^{-1} = \Lambda^{(0)-1} \mathbf{E}^{(0)-1} \mathbf{E}^{(1)} \Lambda^{(1)-1} \dots \Lambda^{(n)-1} \mathbf{E}^{(n)-1} \mathbf{E}^{(n+1)} \Lambda^{(n+1)-1}$, представивши її в блоковому виді $\mathbf{R} = (\mathbf{R}_{ij})_{i,j=1,\dots,2}$. Якщо позначити $\tilde{\Delta}_{i_1 \dots i_m, j_1 \dots j_m}$ мінор порядку m матриці $\mathbf{R}$, то мо-

$$\Delta_k(\mathbf{Q}) = \Delta_k(\Lambda^{(n+1)}) \Delta_k(\mathbf{E}^{(n+1)-1} \mathbf{E}^{(n)}) \cdot \Delta_k(\Lambda^{(n)}) \dots \Delta_k(\Lambda^{(1)}) \cdot \Delta_k(\mathbf{E}^{(1)-1} \mathbf{E}^{(0)}) \Delta_k(\Lambda^{(0)}), \quad (5)$$

$$\Delta_k(\mathbf{R}) = \Delta_k(\Lambda^{(0)-1}) \Delta_k(\mathbf{E}^{(0)-1} \mathbf{E}^{(1)}) \cdot \Delta_k(\Lambda^{(1)-1}) \dots \Delta_k(\Lambda^{(n)-1}) \cdot \Delta_k(\mathbf{E}^{(n)-1} \mathbf{E}^{(n+1)}) \Delta_k(\Lambda^{(n+1)-1}). \quad (6)$$

Кожна Δ_k -матриця з правої частини рівностей (5), (6) обчислюється окремо, а потім вони перемножуються. Точність обчислень підвищується у зв'язку з тим, що погано обумовлені лише матриці $\Lambda^{(i)}$. Однак, вони діагональні й при обчисленні їх Δ_k -матриць (тобто мінорів матриці $\Lambda^{(i)}$), операцій додавання виконувати не потрібно. Застосування Δ_k -оператора до обчислення коефі-

жна показати, що справедливі формули для матриці $\mathbf{S}_{11}$, елементами якої є коефіцієнти заломлення, а також формули для коефіцієнтів відбиття ($4 \leq i \leq 6$):

$$\mathbf{S}_{11} = \frac{1}{\tilde{\Delta}_{123,123}} \begin{pmatrix} \tilde{\Delta}_{23,23} & -\tilde{\Delta}_{13,23} & \tilde{\Delta}_{12,23} \\ -\tilde{\Delta}_{23,13} & \tilde{\Delta}_{13,13} & -\tilde{\Delta}_{12,13} \\ \tilde{\Delta}_{23,12} & -\tilde{\Delta}_{13,12} & \tilde{\Delta}_{12,12} \end{pmatrix}, \quad k_{i1} = \frac{\tilde{\Delta}_{23i,123}}{\tilde{\Delta}_{123,123}},$$

$$k_{i2} = -\frac{\tilde{\Delta}_{13i,123}}{\tilde{\Delta}_{123,123}}, \quad k_{i3} = \frac{\tilde{\Delta}_{12i,123}}{\tilde{\Delta}_{123,123}} \quad (4)$$

На жаль, при використанні формул (3), (4) в області кутів і частот, де присутні неоднорідні хвилі, а також при наявності поглинання в шарах, виникають великі помилки. Зниження точності при обчисленні мінорів відбувається у зв'язку з поганою обумовленістю відповідних підматриць.

Для підвищення стабільності розрахунку коефіцієнтів заломлення й відбиття І. Данкін [2] запропонував використати метод Δ_k – матриць. У даній статті цей метод узагальнений на шестивимірний формалізм і застосований для анізотропних середовищ. Суть методу полягає в тому, що кожній квадратній матриці розміру $n \times n$ можна поставити в відповідність квадратну матрицю розміру $m \times m$ ($m = C_n^k$), елементами якої є всі $k \times k$ -мінори ($k \leq n$) при довільному, але фіксованому їхньому впорядкуванні. Застосовуючи Δ_k -оператор до формул для розрахунку пропегаторів $\mathbf{Q}$ і $\mathbf{R}$, одержимо, що

цієнтів відбиття й заломлення складається в заміні мінорів у формулах (3), (4) на відповідні розраховані елементи матриць $\Delta_3(\mathbf{Q})$, $\Delta_4(\mathbf{Q})$, $\Delta_2(\mathbf{R})$, $\Delta_3(\mathbf{R})$.

Дисперсія швидкостей і присутність поглинання враховуються завданням комплексних швидкостей для різних типів хвиль, що поширюються в середовищі, відповідно до формули

$$v(\omega) = v_0 \left(1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_0} \right) \right) \left(1 + \frac{j}{2Q} \right)^{-1}, \quad (7)$$

де ω_0 – центральна частота сигналу, v_0 – швидкість хвилі при частоті ω_0 , Q – добротність. Параметри v_0 і Q можуть бути різними для різних типів хвиль. Для коректного визначення коефіцієнтів відбиття і заломлення власні вектори $\mathbf{v}_\alpha^{(i)}$ і власні числа $s_\alpha^{(i)}$ матриці $\mathbf{M}^{(i)}$ сортуються відповідно до типу хвилі й напрямку її поширення. Для цього виконується аналіз напрямків векторів

$$\mathbf{u}_\beta(x_p, y_p, z_p, t) = \sum_{s_{1,2,3}, \omega} \frac{\omega A(\omega) B_\alpha(s_1, s_2) k_{\alpha\beta}}{S_{3\alpha}} \exp[j\omega(s_1 x_p + s_2 y_p + s_3 z_p - t)] \mathbf{a}_{pol}, \quad (8)$$

де $k_{\alpha\beta}$ – коефіцієнт відбиття або заломлення з матриці розсіювання; $S_{3\alpha}$ – вертикальна повільність хвилі типу α ; $A(\omega)$ – амплітудна характеристика сигналу джерела; $B_\alpha(s_1, s_2)$ – характеристика спрямованості джерела типу α як функція горизонтальних повільностей; $\mathbf{a}_{pol}$ – вектор поляризації хвилі типу β , знайдений у тім півпросторі, де розташований приймач.

групових швидкостей (вгору чи вниз) і знаків уявних частин фазових швидкостей.

Формування поля відбиття або заломлених хвиль типу β при збудженні коливачем джерелом типу α виконується підсумовуванням по горизонтальним повільностям s_1 , s_2 і круговим частотам ω згідно з формулою:

Чисельні приклади. Застосування Δ_k – оператора для збільшення точності розрахунку коефіцієнтів відбиття й проходження продемонструємо на прикладі періодичної пачки з 50-ма шарами, які мають потужності $h = 10$ м. Для даної моделі, шари з непарними номерами є трансверсально-ізотропним середовищем з вертикальною віссю симетрії (ВТІ), щільністю $\rho = 2000$ кг/м³, описуються швидкостями qP й qSV -хвиль $V_p = 3292$ м/с, $V_s = 1768$ м/с, параметрами Томсона $\varepsilon = 0.195$, $\delta = 0.22$ і відповідають

відкладенням аргіліту. Шари з парними номерами моделюють вугільне відкладення зі швидкостями $V_p = 1967$ м/с, $V_s = 1311$ м/с. У цих шарах присутні поглинання з добротністю $Q_p = Q_s = 10$, а також тріщинуватість із інтенсивностями $\Delta_N = 0.4$ й $\Delta_T = 0.2$, яка розташована в площинах, нахилених під кутом 45° до вертикалі. На рис. 1 зображені графіки, що обмежують області кутів α падаючої хвилі й частот f сигналу, для яких абсолютна похибка обчислення коефіцієнта заломлення (1) і коефіцієнта відбиття (2) не перевершують 10^{-3} . Розрахунок виконувався з подвійною точністю (діапазон чисел $\pm 10^{\pm 308}$ з 15-ю десятковими знаками в дробовій частині) без використання Δ_k -операторів. Відзначимо, що коефіцієнти відбиття обчислюються значно точніше. З рисунка видно, приміром, що для частоти $f = 50$ Гц і кута $\alpha = 45^\circ$ коефіцієнт заломлення без регуляризації розрахувати не можливо.

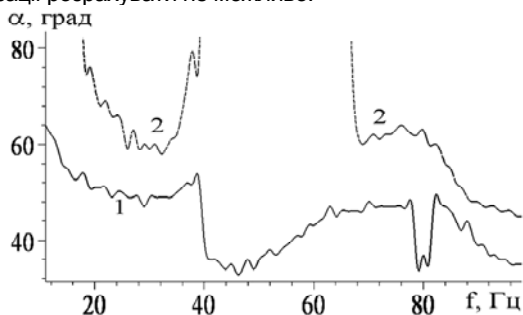


Рис. 1. Залежності граничних значень кутів від частоти на рівні погрішності 10^{-3} при розрахунку: 1 – коефіцієнтів заломлення; 2 – коефіцієнтів відбиття

Наведемо приклад розрахунку трикомпонентного хвильового поля на основі методу Хаскела-Томсона для моделі середовища з двома горизонтальними шарами і порівняємо його з полем, отриманим 2.5D-моделюванням. Шари є трансверсально-ізотропними середовищами з горизонтальними осями симетрії, параметри яких визначаються швидкостями qP й qSV -хвиль, щільностями ρ , параметрами Томсона ε , δ , γ і азимутами осей симетрії φ : $V_{p1} = 3000$ м/с, $V_{s1} = 2000$ м/с, $\rho_1 = 2200$ кг/м³, $\varepsilon_1 = 0.1$, $\delta_1 = 0.15$, $\gamma_1 = 0.2$, $\varphi_1 = 0^\circ$; $V_{p2} = 3500$ м/с, $V_{s2} = 2400$ м/с, $\rho_2 = 2300$ кг/м³, $\varepsilon_2 = 0.1$, $\delta_2 = -0.1$, $\gamma_2 = 0.2$, $\varphi_2 = 45^\circ$. Джерело має координати $(300\text{м}, 0, 0)$ і генерує сигнал Ріккера з частотою $f = 40$ Гц. Приймачі мають бічний винос $y = 200$ м і розташовані уздовж лінії, паралельної осі OX_1 від $x_{300} = 300$ м до $x_{1000} = 1000$ м. На рис. 2а зображене хвильове поле, розраховане кінцево-різницевою 2.5D-моделюванням. Моделювання по методу Хаскела-Томсона дозволило одержати роздільно відбиті $qP-qP$, $qP-qSH$, $qP-qSV$ – хвилі, компоненти яких зображені відповідно на рис. 2б – рис. 2г. Порівняння методів моделювання 2.5D (рис. 2а) і Хаскела-Томсона (рис. 2б-рис. 2г) показує, що хвильове поле, отримане другим методом більш просте для інтерпретації й, отже, метод Хаскела-Томсона можна використати при аналізі хвильових полів у складних геологічних умовах. На рис. 2б-рис. 2г точками M_1 , M_2 , M_3 відзначені місця зміни поляризації хвилі. Зміна поляризації при моделюванні по методу Хаскела-Томсона відбувається більш різко в порівнянні з 2.5D-моделюванням.

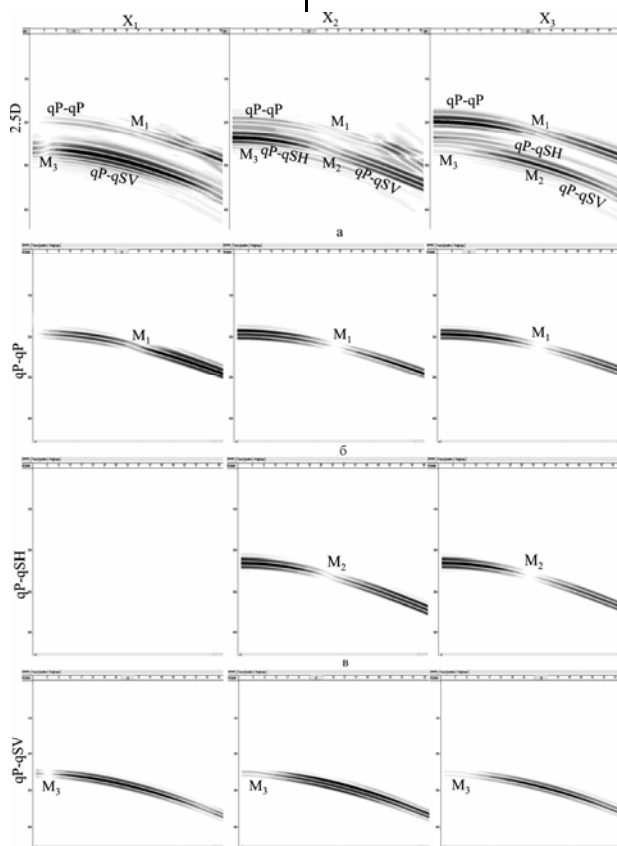


Рис. 2. Моделювання трикомпонентних полів відбитих хвиль різних типів по методу Хаскела-Томсона й порівняння їх з 2.5D-моделюванням:

(а) 2.5D -моделювання; (б) $qP-qP$ – хвилі; (в) $qP-qSH$ – хвилі; (г) $qP-qSV$ – хвилі

Висновки. Таким чином, розроблено ефективний і стійкий метод формування трикомпонентних просторових полів відбитих і минаючих хвиль для горизонтально-шаруватого анізотропного середовища з поглинанням на основі обчислення матриці розсіювання. Метод дозволяє враховувати інтерференційні явища, пов'язані з тонкошаруватістю, а також одержувати хвильове поле заданого типу на прийомі. Виведено формули для коефіцієнтів відбиття й проходження в термінах матричних мінорів і узагальнений метод Δ_k -операторів для випадку анізотропного середовища при використанні шестивимірної формалізму. Застосування Δ_k -операторів

УДК 550.334

при розрахунку коефіцієнтів відбиття й проходження значно підвищило їхню точність. Результати продемонстровані на простих прикладах.

1. Crampin S. The dispersion of surface waves in multilayered anisotropic media // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. — 1970. — V. 21, № 2. — P. 387-402.
2. Dunkin I.W. Computation of modal solutions in layered elastic media at high frequencies // Bull. Seismol. Soc. Amer. — 1965. — V. 55, № 2. — P. 335-358.
3. Haskell N.A. The dispersion of surface waves on multilayered media // Bull. Seismol. Soc. Amer. — 1953. — V. 43, № 1. — P. 17-34.
4. Stroh A.N. Steady state problems in anisotropic elasticity // J.Math.Phys. — 1962. — V. 41. — P. 77-103.
5. Thomson W.T. Transmission of classic waves through a stratified solid material // J.Appl. Phys. — 1950. — V. 21, № 1. — P. 89-93.

Надійшла до редколегії 18.10.12

Д. Малицький, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.,
О. Муйла, канд. фіз.-мат. наук, пров. інж., А. Павлова, асп.

МАТРИЧНИЙ МЕТОД У ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

У роботі представлено рішення прямої задачі для поля переміщень на вільній поверхні шаруватого ізотропного середовища з використанням матричного методу. Результати прямої задачі використано для визначення тензора сейсмічного моменту. Показано використання методу матричного пропагатора для анізотропного середовища.

The solution of the direct problem for the displacement field on the free surface of layered isotropic medium using the matrix method is presented. The results of the direct problem are used to determine the seismic moment tensor. The application of the method of matrix propagator for the anisotropic medium is shown.

Пряма задача. Розглядається поширення сейсмічних хвиль у вертикально-неоднорідному середовищі, яке моделюється системою однорідних ізотропних n шарів на $(n+1)$ півпросторі. Вважаємо, що границі між шарами є паралельні. На кожній границі виконуються умови жорсткого контакту. Хвилі з $(n+1)$ півпростору не повертаються (умова випромінювання). В однорідному ізотропному шарі на глибині H_s на деякій уявній границі розміщене джерело, представлене тензором сейсмічного моменту M_{ij} , який залежить від орієнтації розриву і від енергії в джерелі. Вважаємо, що середовище може бути анізотропним [5, 6].

Використовуючи матричний метод Томсона-Хаскела та інтегральні перетворення Фур'є-Бесселя-Мелліна отримано поле переміщення на вільній поверхні шаруватого середовища в далекій зоні (в циліндричній системі координат), враховуючи умову випромінювання і відсутності напружень на денній поверхні [3]:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^3 \int_0^\infty k^2 \mathbf{I}_i L^{-1} [M_i g_i] dk, \\ u_\phi^{(0)} = \sum_{i=5}^6 \int_0^\infty k^2 J_i L^{-1} [M_i g_{i\phi}] dk \quad (1)$$

де $\mathbf{I}_1 = \begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix}$, $\mathbf{I}_2 = \begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}$, $\mathbf{I}_3 = \mathbf{I}_2$ $g_i = \begin{pmatrix} g_{iz} \\ g_{ir} \end{pmatrix}$,

$J_5 = J_0$, $J_6 = J_1$, $L^{-1}[k\eta]$ – обернене перетворення Лапласа; J_1, J_0 – функції Бесселя, k – хвильове число; η – змінна Мелліна; M_i – компоненти сейсмічного тензора.

Для тестування коректності розв'язку прямої задачі використовувались результати групи вчених, які входять до проекту Source Inversion Validation (SIV). Для відомого середовища моделювались синтетичні сейсмограми різними методами (рис. 1). Внизу наведено результати, отримані за даною методикою. На рис. 1 синтетичні сейсмограми отримані за допомогою восьми методів для моделі середовища: дев'ять шарів на півпросторі, коли джерело сейсмічних хвиль розміщено на глибині

10 км, а часова функція у вогнищі є П-імпульс протяжністю 0,2 с. Порівняльний аналіз синтетичних сейсмограм показує, що запропонована авторами модифікація матричного методу для визначення поля переміщень на вільній поверхні шаруватого півпростору може бути використана для моделювання хвильових полів.

Обернена задача. В сучасній сейсмології задачам визначення параметрів вогнища приділяють менше уваги, ніж характеристикам середовища. Однак, вони є важливими для розуміння фізичних процесів у вогнищі, оскільки, неможливо без визначення, інтерпретації та аналізу параметрів вогнища розв'язувати актуальні задачі інженерній сейсмології чи інші проблеми. Тому, розроблення нових методик та алгоритмів для обернених задач сейсмології щодо джерела залишаються актуальними і надзвичайно важливими завданнями. На даний час, не має загального та надійного підходу для вирішення таких задач, тому, що неможливо врахувати всі складні ефекти при моделюванні хвильових процесів під час поширення сейсмічних хвиль в неоднорідних середовищах. Для спрощення цієї проблеми пропонується корисну інформацію про вогнище землетрусу шукати в прямих Р і S-хвилях, виділяючи із повного хвильового поля ту частину, яка відповідає за поширення тільки цих хвиль, тобто вектор $\mathbf{U}_s^{(0)}$. Дана методика дозволяє розглядати джерело розподіленим в часі та, визначати часову функцію вогнища STF. Отже, сейсмічний тензор у спектральній області знайдемо із рівняння [2]:

$$\mathbf{U}_s^{(0)} = \left(U_s^{(0)p}, U_s^{(0)s}, U_y^{(0)p}, U_y^{(0)s}, U_z^{(0)p}, U_z^{(0)s} \right)^T = \mathbf{K} \cdot \mathbf{M} \quad (2)$$

де матриця $\mathbf{K}$ містить фізичні параметри середовища, тобто швидкості поширення Р та S хвиль, а також густини кожного шару.

Маємо систему шести алгебраїчних рівнянь із шістьма невідомими, що є компонентами тензора сейсмічного моменту M_{ij} ($ij=xz, yz, zz, xx, yy, xy$). Із нього отримаємо компоненти тензора сейсмічного моменту:

$$\mathbf{M} = \mathbf{K}^{-1} \cdot \mathbf{U}_s^{(0)}, \quad (3)$$

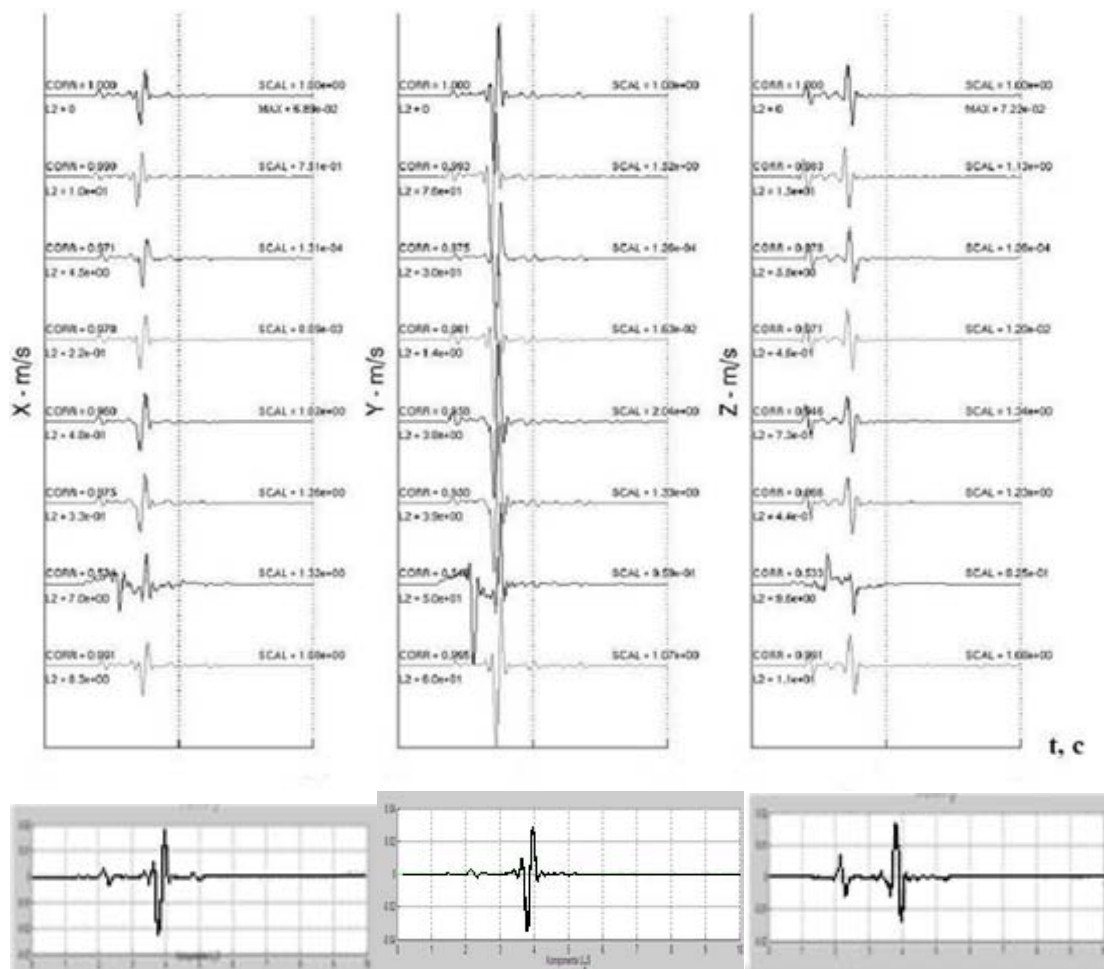


Рис. 1. Компоненти швидкості переміщень на вільній поверхні середовища обчислені різними методами згідно з проектом SIV та запропонованою авторами модифікацією матричного методу

У випадку N станцій вираз (2) запишемо у вигляді:

$$\begin{aligned} \mathbf{K}_1 \mathbf{M} &= \mathbf{U}_{S1}^{(0)} \\ \mathbf{K}_2 \mathbf{M} &= \mathbf{U}_{S2}^{(0)} \\ &\dots \end{aligned} \quad (4)$$

$$\mathbf{K}_N \mathbf{M} = \mathbf{U}_{SN}^{(0)}$$

Дана система матричних рівнянь (4) є перевизначеною. Її перепишемо у вигляді:

$$\mathbf{G} \mathbf{M} = \mathbf{U}_S^{(0)}, \quad (5)$$

Помноживши зліва і справа вираз (5) на матрицю $\tilde{\mathbf{G}}^*$, яка по відношенню до матриці $\mathbf{G}$ є комплексно-спряженою і транспонованою отримаємо:

$$\tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{G} \mathbf{M} = \tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{U}_S^{(0)}. \quad (6)$$

або

$$\mathbf{M} = (\tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{G})^{-1} \tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{U}_S^{(0)}. \quad (7)$$

Вираз (7) для тензора $\mathbf{M}$ будемо називати розв'язком узагальненої оберненої задачі в сенсі середньоквадратичного, при якому мінімізується норма:

$$\|\mathbf{U}_S^{(0)} - \mathbf{G} \mathbf{M}\|^2. \quad (8)$$

Таким чином, отримано рішення оберненої задачі для сейсмічного тензора, якщо відома швидкісна модель середовища. Покажемо використання узагальненого розв'язку (7) на такому тестовому прикладі: задамо середовище у вигляді двох шарів на півпросторі, джерело розміщене на глибині $h_s = 5000$ м (параметри другого і третього шарів рівні між собою). Тензор сейсмічного моменту задано у вигляді:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} 5,0 & -1,4 & -7,0 \\ -1,4 & 4,52 & -8,3 \\ -7,0 & -8,3 & -9,52 \end{pmatrix} * 10^{14} \text{ Н*м} \quad (9)$$

Часову функцію у вогнищі $\text{STF}(t)$ задано у вигляді затухаючої синусоїди (рис. 2 а). Компоненти сейсмічного тензора як функції часу представлено на рис. 2 б.

Розв'язок оберненої задачі (7) за розробленою методикою (рис. 2 в) отримано для значень вектора $\mathbf{U}_S^{(0)}$,

які беруться із сейсмічних записів $u_z^{(0)}(r, z, \phi, t)$,

$u_r^{(0)}(r, z, \phi, t)$, $u_\phi^{(0)}(r, z, \phi, t)$ шляхом виділення на кожній компоненті прямих P і S -хвиль. Практично це означає, що ми беремо на сейсмограмі частину запису від вступу прямої P хвилі до її першого перетину із віссю часу. Аналогічно поступаємо із прямою S -хвилею.

Показано, що вибір вектора $\mathbf{U}_S^{(0)}$ тісно пов'язаний із часом у вогнищі. Якщо вибрати протяжність у часі для прямих P і S -хвиль достатньо меншою або достатньо більшою від часу у вогнищі, то отримаємо негативний результат для сейсмічного моменту. Найкращий результат отримано, коли час, протягом якого відбувалася подія є співрозмірним із часовим діапазоном для $\mathbf{U}_S^{(0)}$. Важливим для розв'язання оберненої задачі є мати добрі сейсмічні записи, а також на якість результатів оберненої задачі впливає вибір швидкісної моделі.

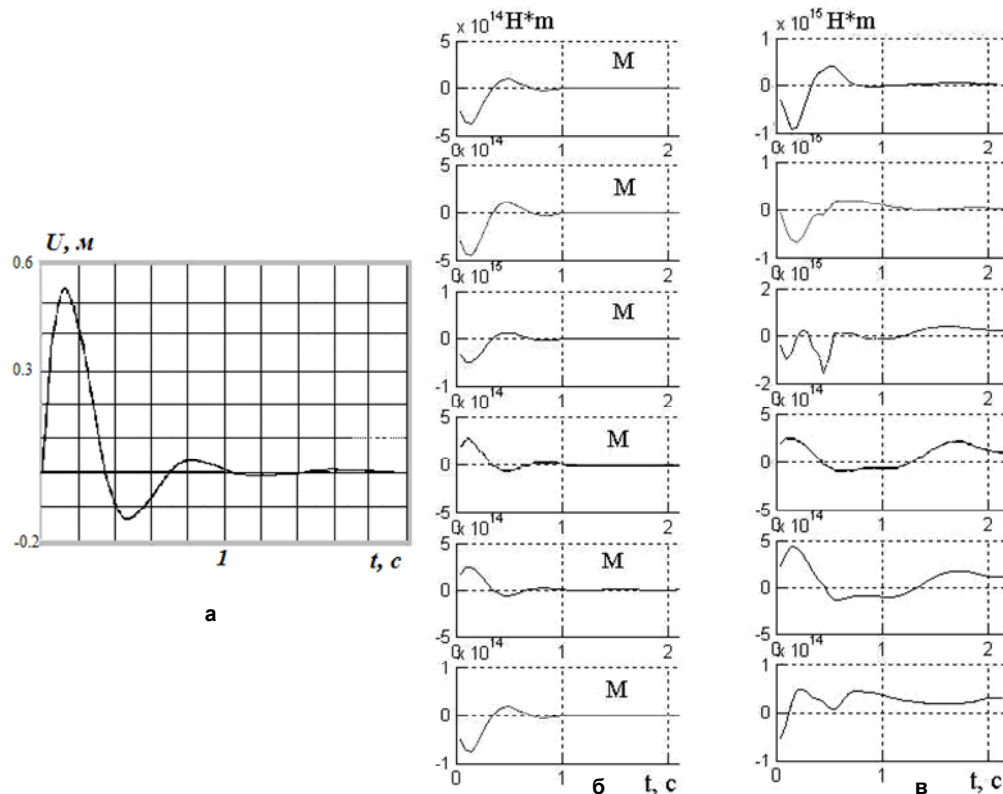


Рис. 2. Часова функція вогнища STF:

а – компоненти тензора сейсмічного моменту як функції часу; б – пряма задача, в – обернена задача

Анізотропне середовище. У загальному випадку розглянемо поширення сейсмічних хвиль в анізотропному неоднорідному середовищі. На практиці показано [5], що анізотропія може мати достатньо суттєвий вплив на розподіл поля переміщень – напружень на вільній поверхні шаруватого півпростору. А це означає, що дослідження такого впливу є важливим для визначення параметрів вогнища землетрусу. У даній роботі ми обмежимося лише рішенням прямої задачі.

Отже, для поширення сейсмічних хвиль в шаруватому анізотропному середовищі запишемо закон Гука і рівняння руху для кожного шару у вигляді:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} = c_{ijkl} u_{k,l} \quad (10)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \rho u_{i,t} = \tau_{ij,j} \quad (11)$$

Перетворення Фур'є для довільної функції g має вигляд:

$$g(p_x, p_y, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} dx \int_{-\infty}^{\infty} dy \int_{-\infty}^{\infty} dt \cdot g(x, y, t) e^{j\omega(t - xp_x - yp_y)} \quad (12)$$

де p_x, p_y – горизонтальні повільності.

Якщо застосувати перетворення (12) до співвідношень (10) і (11), отримаємо рівняння [6]:

$$\frac{\partial \bar{b}}{\partial z} = j\omega A(z) b(z), \quad (13)$$

де $\bar{b} = \begin{pmatrix} u \\ \tau \end{pmatrix}$, $u = (u_x, u_y, u_z)^T$,

$$\tau = -\frac{1}{j\omega} (\tau_{xz}, \tau_{yz}, \tau_{zz})^T. \quad (14)$$

$$A = \begin{pmatrix} T & C \\ S & T^T \end{pmatrix}. \quad (15)$$

де матриці T, S, C мають розмірність 3×3 , причому C і S є симетричними; u_x, u_y, u_z – компоненти переміщень і $\tau_{xz}, \tau_{yz}, \tau_{zz}$ – z – компоненти тензора напружень.

Для розв'язання рівняння (13) використовуємо метод матричного пропагатора [6]:

$$P(z, z_0) = I + \int_{z_0}^z A(\xi_1) d\xi_1 + \int_{z_0}^z A(\xi_1) \int_{z_0}^{\xi_1} A(\xi_2) d\xi_2 d\xi_1. \quad (16)$$

Матричний пропагатор задовольняє диференціальному рівнянню (13):

$$\frac{d}{dz} P(z, z_0) = j\omega A(z) P(z, z_0). \quad (17)$$

Однією із властивостей матричного пропагатора $P(z, z_0)$ є те, що він породжує вектор переміщень-напружень $b(z)$ на глибині z , діючи на цей вектор на глибині z_0 . Якщо ввести джерело у вигляді довільно-орієнтованої сили, яке розміщене на довільній глибині однорідного анізотропного півпростору, то легко показати, що рівняння для поля переміщень-напружень матиме вигляд [6]:

$$\frac{\partial \bar{b}}{\partial z} = j\omega A \bar{b} - \frac{j}{\omega} \begin{pmatrix} 0 \\ f \end{pmatrix}, \quad (18)$$

де $\bar{F} = -\frac{1}{j\omega} \begin{pmatrix} 0 \\ f \end{pmatrix} = -\frac{1}{j\omega} (0, 0, 0, f_x, f_y, f_z)^T$.

З використанням методу матричного пропагатора, розв'язок рівняння (18) має вигляд:

$$b(z) = P(z, z_0) b(z_0) + \int_{z_0}^z P(z, \xi) F(\xi) d\xi \quad (19)$$

Таким чином, маючи значення для матричного пропагатора і компоненти сили, які породжують сейсмічні хвилі, можна визначити значення поля переміщень на довільній глибині, в тому числі на вільній поверхні ані-

зотропного середовища. Важливим є отримання рішення прямої задачі у випадку дії джерела у вигляді тензора сейсмічного моменту в анізотропному середовищі. Але цей випадок буде представлено в наступних публікаціях. В даній роботі приведено результати наших обчислень, коли один із шарів знаходиться під додатковим напруженням, наприклад, під всестороннім стиском [6]. Вважаємо, що такий шар є розміщеним нижче джерела сейсмічних хвиль. На рис. 3 показано, що навіть для такого простого випадку відхилення від ізоотропії в одному із шарів, такий вплив проявляється на обмінних хвилях для різних значень гідростатичного стиску.



Рис. 3. Обмінні хвилі для різних значень гідростатичного стиску: $P = 0$ МПа, 8 МПа, 15 МПа

Таким чином, анізотропія може мати суттєвий вплив на характер хвильового поля, яке отримано за допомогою матричного методу. Цей вплив проявився при визначенні сейсмічного моменту. У наступних публікаціях буде показано, як отримано узагальнений розв'язок (7) у випадку анізотропного середовища.

1. Аки К., Річардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. — М., 1983. — Т. 1, 2.
2. Малицький Д.В.. Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту // Геоінформатика. — 2010. — Т. 1. — С. 79–86.
3. Малицький Д.В., Муйла О.О. Про застосування матричного методу і його модифікацій для дослідження поширення сейсмічних хвиль у шаруватому середовищі // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. — К., 2007. — С. 124–136.
4. Молотков Л.А. Матричний метод в теорії розповсюдження волн в слоистых упругих и жидких средах. — Л., 1984.
5. Chekurin V., Malytsky D. Mathematical model for interference of elastic waves in a geological medium with a stressed layer. The case of uniform compression // Physics and mathematical modeling and informational technology. — 2011. — V. 14. — P. 159–166.
6. Fryer G.J., Frazer L.N. Seismic waves in stratified anisotropic media II – elastodynamic eigensolutions for some anisotropic systems // Geophys.J. R. Astr. Soc. — 1987. — V. 91, I. 73. — P. 101.

Надійшла до редколегії 30.10.12

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 552.08:53

М. Толстой, д-р. геол.-мінералог. наук,
Н. Костенко, канд. геол. наук

СПІВСТАВЛЕННЯ ПЛЮМАЗИТОВИХ РІДКІСНОМЕТАЛЬНИХ ГРАНІТІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА І ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ БОГЕМСЬКОГО МАСИВУ (РУДНІ ГОРИ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

За результатами геохімічного співставлення гранітів Українського щита та рідкіснометальних гранітоїдів Рудних Гір з використанням математичних методів з'ясовано, що їх прямими аналогами серед українських гранітоїдів є граніти кам'яноможильського комплексу. Припускається, що саме в межах розвитку масивів цих порід могли формуватися рудні концентрації олова.

As a result of chemical and trace-element mapping of granites of the Ukrainian Shield and rare-metal granitoids of the Ore Mountains is determined by mathematical methods, that their direct analogs among the Ukrainian granites are granites of the kamennyye moyillye complex. It is assumed that a range of arrays of these rocks could have formed ore concentrations of tin.

Постановка проблеми. На час виділення Л.В. Таусоном [12] геохімічного типу плюмazitових рідкіснометальних гранітів, ці породи, до яких, зокрема, відносяться і досліджувані нами рудногорські граніти, були відомі дослідникам виключно як кислі формування фанерозой. Лише через 10 років ці привабливі у металогенічному відношенні гранітоїди були визначені серед докембрійських утворень Українського щита (УЩ) [3, 14]. Незважаючи на значний віковий розрив у часі становлення українських і рудногорських плюмazitових гранітоїдів, їх породні представники характеризуються підвищеним вмістом рідкісних металів, відрізняючись між собою лише різним ступенем їх концентрації в купольних структурах масивів та до деякої міри типом ендегенної мінералізації. Очевидно, що саме через регіональні відмінності у речовинному складі досліджуваних нами рідкіснометальних гранітів досі на території УЩ не виявлено перспективних покладів олов'яних руд, видобуток яких в подібних формуваннях Рудних Гір відбувався впродовж декількох століть [5]. І навпаки, в гранітоїдних масивах останніх поки що не відомо жодного родовища берилію. Нижче автори представленої роботи спробують знайти відповідь на актуальне з практичної точки зору питання: чи слід за аналогією з рудногорськими гранітоїдними масивами сподіватися на виявлення потенційно перспективних рудопроявів олова на території УЩ, та з породами яких комплексів генетично чи парагенетично вони можуть бути пов'язані?

Аналіз останніх досліджень. Слід зазначити, що, незважаючи на значну кількість публікацій по рідкіснометальних гранітоїдах обох регіонів по кожному з них окремо, тільки дві з них [15, 16] безпосередньо присвячені аналізу їх речовинного складу, причому, лише з використанням оригінального аналітичного матеріалу. На основі проведених досліджень автори цих робіт прийшли до висновку про подібність рідкіснометальних гранітів Рудних Гір і УЩ за їх петрохімічним складом і різко підвищеними концентраціями F, Li, Rb, Sn, Be, Mo, зазначивши, що в породах першого регіону вміст F, Li, Rb в 2–10 разів, а Sn і W – в 10–100 разів вищий ніж в докембрійських рідкіснометальних гранітоїдах УЩ. Причину високих концентрацій рідкісних елементів в рудногорських гранітах на відміну від їх українських аналогів Є.М. Шеремет та ін. [15] бачать у відповідному збагаченні ними фанерозойських глибинних флюїдів у порівнянні з докембрійськими. На жаль, міжрегіональне співставлення рідкіснометальних гранітоїдів Рудних Гір і УЩ на рівні породних комплексів цими дослідниками не проводилося.

Мета статті. За результатами вивчення закономірностей розподілу петрогенних оксидів та рідкісних елементів у провідних петротипах гранітів УЩ і металогенічно спеціалізованих на олово породах Рудних Гір математичними методами дослідити кореляційні зв'язки між гранітоїдами обох регіонів і на цій основі визначити перспективи щодо можливого виявлення родовищ олова на території УЩ. Зазначимо, що весь аналітичний

матеріал по гранітоїдах УЩ є оригінальним і був зібраний та систематизований у відповідні бази даних в НДС фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Виклад основного матеріалу. Автори представленої роботи свідомі того, що ефективна інтерпретація наявного аналітичного матеріалу можлива лише за умови правильного комплексування методів статистичного аналізу при обробці вихідних даних. Керуючись досвідом попередніх досліджень, нами в якості основних методів вивчення порід обрані кластер-аналіз і метод головних компонент (МГК) у режимі кореляційної матриці. На нашу думку, їх залучення до процедури розділення гранітоїдів на породні групи дозволяє за основи з'ясування тісноти кореляційних зв'язків, провести коректне співставлення порід не тільки суміжних, але й просторово віддалених масивів, в тому числі й на предмет виявлення потенційно рудоносних об'єктів по аналогії з уже відомими.

Для виявлення варіацій речовинного складу гранітоїдів УЩ і Рудних Гір була сформована загальна вибірка, що об'єднала фактологічний матеріал з середнього вмісту восьми петрогенних оксидів (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) і дев'яти хімічних елементів (V, Ni, Sn, Nb, Zr, Y, Li, Rb, F). Зазначимо, що аналітичну інформацію по рудногорському комплексу ми почерпнули із статті Л.С. Бородин і Л.Н. Гінзбурга [2], котрі в свою чергу запозичили її у Г.Т. Тішендорфа та ін. [18, 19]. Згідно з даними німецьких і чеських дослідників процес становлення масивів порід цього комплексу відбувався протягом кількох інтрузивних фаз – від периферійних (перехідних) гранітів до протолітійонітових топазмісних лейкогранітів головних фаз. При цьому Л.С. Бородин і Л.Н. Гінзбург зазначають, що кінцевим диференціатом цих лейкогранітів є рудоносні фації, з

якими якраз і пов'язано утворення відомих оловорудних грейзенових родовищ Альтенберг, Цинновець та ін. Відповідна аналітика по петротипах гранітів УЩ була систематизована наступним чином. Крім спеціалізованих на рідкісні метали порід, що за петрогеохімічними параметрами відповідають геохімічному типу літій-фтористих гранітів, нами для з'ясування повноти кореляційних зв'язків між гранітоїдами регіону і Рудних Гір до складу вибірки було залучено також інформацію про середній вміст оксидів і хімічних елементів у провідних петротипах гранітів стандартного геохімічного типу.

Наступним у співставленні гранітів УЩ і Рудних Гір було ієрархічне тестування об'єднаної вибірки цих порід, результати якого винесені на рис. 1. Як витікає з представленої діаграми, граніти обох регіонів за своїм мікроелементним складом в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції розділилися на 2 великих породних групи – А, Б. Наочно це демонструється наведеною на рис. 2 факторною діаграмою. На цій діаграмі, побудованій у площині перших двох найсильніших факторів, за результатами обробки аналітичних даних досліджуваних гранітів МГК (R-метод) фактор F_1 , на долю якого приходить 42,5 % загальної дисперсії, визначає основно-кислотну диференціацію порід. Його ще можна інтерпретувати і як фактор магматично-еманаційно-метасоматичної диференціації з посиленням впливу еманаційної та метасоматичної складових у напрямку від'ємного кінця осі. Це, зокрема, підкреслюється полярним асоціативним набором оксидів і мікроелементів з різними знаками факторних навантажень: додатним (у порядку зменшення) для CaO , V, MgO , FeO і від'ємним – для Rb, Sn, F, SiO_2 , Li. Характерно, що виділені групи гранітів розмістилися у різних частинах діаграми – А у правій її половині, Б – у лівій, підкреслюючи тим самим їх належність до різних геохімічних типів.

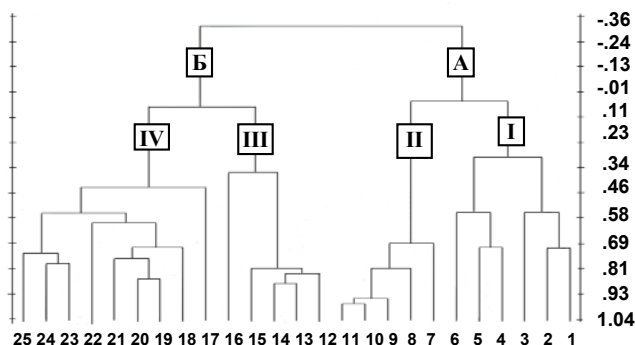


Рис. 1. Дендрограма кореляційних зв'язків між гранітами Українського щита і північно-західної частини Богемського масиву (Східні Рудні Гори) за їх хіміко-елементним складом:

1. Назви порід: 1 – апограніт пержанський; 2, 4-7 – граніти лізніківський, львівківський, сирницький, хочинський, кам'яногомільський; 8 – перехідний рудногорський граніт; 9-10 – лейкограніти рудногорські 1-ої, 2-ої, 3-ої інтрузивних фаз; 3, 14 – граніти рапакітоподібні коростенський, ташлицький; 12, 13 – граніти рапакіти коростенський, курсунь-новомиргородський; 15, 16, 18-22, 25 – граніти хлібодарівський, кіровоградський, житомирський, уманський, гайсинський, новоукраїнський, салтичанський, демиринський; 17, 23, 24 – граніти кишиньсько-осницького, токівсько-мокромосковського, анадольсько-салтичанського комплексів.
2. А, Б – групи і підгрупи (I – IV) гранітоїдних порід, виділені в межах позитивних і значимих коефіцієнтів кореляції

Іншими словами, ми отримали наочне підтвердження на користь віднесення гранітів групи Б до геохімічного типу літій-фтористих гранітів за класифікацією В.І. Коваленка [4], або заключної фації плюмазитових гранітів у відповідності до даних Л.В. Таусона [12]. Граніти групи А з певними застереженнями співставляються нами з гранітами стандартного геохімічного типу. Чому саме із застереженнями? Це пов'язано з тим, що В.І. Коваленко, виділяючи цей тип гранітів, наголошував, що їх аналогами є плюмазитові лейкограніти головної фази. На його думку, всі неспеціалізовані на літій і

фтор граніти на території Монголії і Забайкалля, крім тих, що входять до складу виділеного цим дослідником гранодіорит-гранітного геохімічного типу, слід відносити до стандартного типу, вважаючи їх материнськими для літій-фтористих гранітів. Можливо, таке заключення є справедливим для фанерозойських гранітів, але для їх українських аналогів це не підтверджується наявними фактичними даними. Спробуємо аргументувати свою думку. Як слідує з представленої діаграми (рис. 1), виділені групи гранітів А і Б в свою чергу у межах значимих коефіцієнтів кореляції з $r_{кр} \geq 0,4$ (або близьких до

нього) розділяються на окремі підгрупи. У першій з них знаходяться петротипи гранітів лізниківських, львівківських, сирницьких, хочинських, апогранітів пержанських і, що характерно, рапаківіподібних гранітів Коростенського плутону, що входять до складу однойменного комплексу. Те, що гранітоїди цієї, як і наступної другої підгрупи, мають відноситися до геохімічного типу літій-фтористих гранітів, не викликає сумніву. Чи не означає це, що всі граніти, які зараз представляють згідно з

чинною хроностратиграфічною схемою докембрійських утворень НСК України різні комплекси (коростенський і пержанський) слід об'єднати в один комплекс. Якщо це відповідає геологічним реаліям, тоді пержанські граніти, в тому числі й лізниківські, – це метасоматично змінені рапаківіподібні граніти коростенського комплексу. Значимо, що така думка щодо доцільності їх укрупнення в один комплекс вже не раз висловлювалася в літературі [1, 6-11].

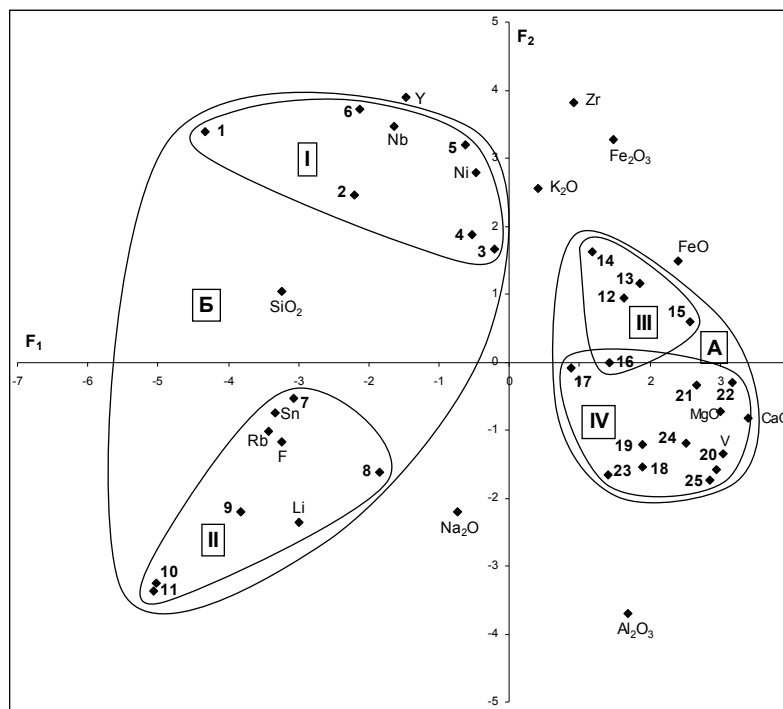


Рис. 2. Факторна діаграма фігуративних точок хіміко-елементного складу гранітів УЩ і північно-західної частини Богемського масиву (Східні Рудні Гори) у площині $F_1 - F_2$:

1. Назви порід (арабські цифри) див. на рис. 1. Контурами окреслено поля фігуративних точок гранітоїдів породних груп (А, Б) і підгруп (I – IV), що виділилися за результатами їх кластеризації

Як бачимо, у складі першої підгрупи відсутні граніти кишинські, осницькі, житомирські, а також граніти масивів, що поширені на територіях інших мегаблоків УЩ. Навряд чи доцільно більшість таких гранітів відносити до геохімічного типу стандартних гранітів, вважаючи їх материнськими для літій-фтористих. Імовірнішим є віднесення до цього типу лише рапаківіподібних гранітів коростенських, які, як показують проведені дослідження, через значні метасоматичні перетворення, що відповідним чином позначилися на їх петрохімічно-геохімічному складі, практично вже не різняться з типовими представниками літій-фтористих гранітів. Виходячи з вищевикладеного, рекомендується розділяти граніти стандартного геохімічного типу на два підтипи – явно стандартні, які безумовно є материнськими для їх літій-фтористих апікальних фацій, і неявно стандартні, генетичний зв'язок яких з літій-фтористими відмінами не встановлений. Такий висновок напрошується у зв'язку з урахуванням відповідного зауваження, зробленого автором виділення цих типів порід В.І. Коваленком [4], котрий вважає, що його рідкіснометальні гранітоїди літій-фтористого і стандартного типів за рідкіснометальним складом відповідають геохімічному типу плюмазитових рідкіснометальних лейкогранітів за класифікацією Л.В. Таусона [12]. У зв'язку з цим зазначимо, що останній автор ранньорудного гранітоїди відносить до порід головної фази, а пізньорудного – до літій-фтористого фації плюмазитових лейкогранітів. Слід відмітити також, що згідно з даними Л.В. Таусона виділені

В.І. Коваленком геохімічні типи гранітоїдів (гранодіорит-граніти і стандартні граніти) у переважній більшості паралелізуються з палінгенними гранітоїдами вапняно-лужного ряду.

Дещо несподіваним у контексті вирішення поставленої проблеми є знаходження у другій підгрупі, граніти якої, як зазначалося, віднесено до літій-фтористого геохімічного типу, ранніх рудногорських (горських) гранітів (330-315 млн р – за даними Rb-Sr визначення віку [20]), які дослідниками [5, 15] співставляються з гранітами стандартного геохімічного типу. В генетичному відношенні вони ідентичні коростенським рапаківіподібним гранітам з першої підгрупи, і, таким чином, можливо є материнськими породами для літій-фтористих гранітів своєї підгрупи. Зазначимо, що відрізняються ранньорудногорські (горські) граніти від пізньорудногорських (305-289 млн р) [17], лише незначним послабленням кореляційних зв'язків, що опосередковано підтверджує зроблене припущення відносно можливості формування останніх за рахунок перших. В свою чергу, як ранньо-, так і пізньорудногорські граніти корелюють з кам'яноомогильськими гранітами. Звідси випливає наступний висновок: за петрохімічно-геохімічними особливостями найбільш потенційно рудоносними об'єктами для пошуків олова на території УЩ є масиви гранітів кам'яноомогильського комплексу.

Щоб остаточно упевнитися у коректності такого заключення, нами були проведені додаткові дослідження. Якщо для українських гранітів список досліджуваних

об'єктів не змінився, то для рудногорських він збільшився на чотири одиниці. До нього були внесені дані з аналітики порід, відібраних на цей раз на території західної частини Рудних Гір. Це, зокрема, гранітоїдні масиви Кирхберг і Айбеншток-Нейдек з трьома інтрузивними фазами згідно з даними В.І. Коваленка та ін. [5], а також Вальфишкопф і Криниццберг. Граніти Кирхберг віднесено німецькими дослідниками [13] до складу раннього (горського) інтрузивного комплексу, а Айбеншток, відповідно, до пізнього рудногорського. Масиви Вальфишкопф і Криниццберг за уявленнями цих авторів є перехідними між ними. За інформацією В.І. Коваленка та ін. [5] горські граніти є типовими представниками стандартних гранітів, тоді як рудногорські – літій-фтористих. Детальніша інформація щодо геолого-структурної позиції цих масивів наведена у низці робіт [5, 13, 15].

Розширився при цьому й спектр елементів (залучено Cr, Pb, Zn, Ga) і оксидів (MnO), на які аналізувалися гранітоїди обох регіонів. Як попередня, так і новостворена вибірка була оброблена методами кластер-аналізу і МГК. Результати кластеризації порід винесено на відповідну діаграму (рис. 3). Перше, що привертає увагу, це практично повна ідентичність тісноти кореля-

ційних зв'язків гранітів на наведених дендрограмах (рис. 1, 3). Різниця лише в тому, що виділені за результатами повторного ієрархічного тестування граніти породних груп А і Б за хіміко-елементним складом співставляються з гранітами підгруп І і ІІ відповідно, що зумовлено незначним послабленням кореляційних зв'язків між гранітами Західних Рудних Гір у порівнянні з аналогічними породами зі Східних Рудних Гір. Всі разом, як граніти груп А, Б, так і підгруп І і ІІ, за своїми петрохімічними і геохімічними параметрами відповідають геохімічному типу літій-фтористих гранітів. Це співпадає з інформацією, наведеною В.І. Коваленком та ін. [5], згідно з якою пізні фази ранніх гранітів за складом досить близькі до молодих (рудногорських) гранітів, а тому цілком не випадково, як показують результати проведеного нами дослідження, опинилися у складі порід одного й того ж геохімічного типу. З нашої точки зору було б нелогічним ці рідкіснометальні граніти протиставляти між собою. Разом з тим, слід зазначити, що тісніші кореляційні зв'язки перехідні граніти масиву Вальфишкопф мають з гранітами Айбеншток, а Криниццберг – з Кирхберг.

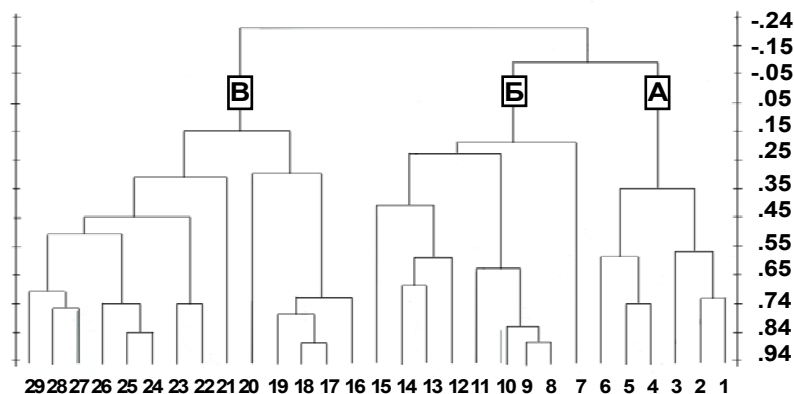


Рис. 3. Дендрограма кореляційних зв'язків між гранітами Українського щита і північно-західної частини Богемського масиву (Західні Рудні Гори) за їх хіміко-елементним складом:

1. Назви порід: 1 – апограніт пержанський; 2, 4-7 – граніти лізниківський, львівківський, сирницький, хочинський, кам'яногомільський; 3, 18 – граніти рапаківіподібні коростенські, корсунь-новомиргородські; 8, 9, 11 – інтрузії гранітів Айбеншток 3-1-ої фаз; 13-15 – інтрузії гранітів Кирхберг 3, 1, 2-ої фаз; 10, 12 – перехідні граніти Вальфишкопф, Криниццберг; 16, 17 – граніти рапаківі коростенські, корсунь-новомиргородські; 19, 20, 22-26, 29 – граніти хлібодарівські, кіровоградські, житомирські, салтичанські, уманські, гайсинські, новоукраїнські, демушинські; 21, 27, 28 – граніти кишинсько-осницького, токівсько-мокротомосковського, анадольсько-салтичанського комплексів. 2. А, Б, В – групи гранітоїдних порід, виділені в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції

У результаті додаткових досліджень особливостей речовинного складу гранітів УЩ і гранітоїдів раннього і пізнього інтрузивних комплексів західної частини Рудних Гір ще раз була підтверджена тісна зкорельованість цих порід з масивами гранітів кам'яногомільського комплексу, що раніше вже було з'ясовано для їхніх аналогів із Східних Рудних Гір. З практичної точки зору це означає, що за аналогією з горськими і рудногорськими рідкіснометальними гранітами масивів північно-західної частини Богемського масиву в геохімічно і хімічно подібних до них кам'яногомільських гранітах (або їх екоконтактах) УЩ можуть бути виявлені промислові концентрації олова.

Ще одну спробу співставити рудногорські й українські гранітоїди за їхнім речовинним складом було здійснено на прикладі рідкіснометальних гранітів Еренфрідерсдорфського (Середні Рудні Гори) і Наунсдорфського (Західні Рудні Гори) масивів. Дані про хімічний і рідкісноелементний склад цих порід запозичені з роботи Є.М. Шеремета та ін. [15]. Це поки що єдина публікація, що безпосередньо присвячена петрогеохімічній характеристиці гранітів УЩ й цієї частини території Рудних

Гір. Треба зазначити, що нами досліджувалися варіації речовинного складу лише мінімально змінених рудногорських породних представників: граніти з мусковітом (ER 1, 2, 6 – згідно з буквеними позначками авторів); граніти з біотитом (ER 7); альбітизовані граніти (ER 4); рооговообманкові граніти середньої частини масиву (ND-3) і купольної (ND-1, ND-2). Кількісний склад петротипів українських гранітоїдів при цьому не змінювався. Для порівняльного аналізу речовинного складу гранітоїдів обох регіонів були залучені хімічні елементи (V, Cr, Co, Ni, Cu, Sn, Mo, Li, Rb, F) і петрогенні оксиди (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅). Сформована вибірка була досліджена методом кластер-аналізу. Згідно з отриманою дендрограмою (не наводиться) всі рідкіснометальні граніти Еренфрідерсдорфського масиву за своїм оксидно-елементним складом в межах значимих коефіцієнтів кореляції виявилися найбільш близькими до кам'яногомільських гранітів, а наунсдорфські, правда, уже на рівні лише позитивних значень, – до гранітів кишинсько-осницького комплексу. Якщо приналежність гранітів Еренфрідерсдорф до

літій-фтористого геохімічного типу не викликає запитань, то стосовно наунсдорфських слід сказати, що вони за речовинним складом більш подібні до гранітів стандартного геохімічного типу. Останні, скоріш за все, є породними представниками ранньогорських гранітів, тоді як перші, без сумніву, – пізньогорські утворення.

Висновки. Результати різноваріантного співставлення речовинного складу рідкіснометалевих гранітів західної, середньої, східної частин Рудних Гір і українських гранітоїдів математичними методами показали, що в петрохімічному і геохімічному відношенні найбільш наближеними до рудногорських металоносних порід на території УЩ є граніти кам'яногільського комплексу. Припускається, що в межах їхнього поширення могли формуватися рудопояви або окремі родовища олова. Питання лише в тому чи не знижені вони ерозією. Очевидно, що саме з цими процесами пов'язаний той факт, що досі на території поширення кам'яногільських гранітів не виявлено жодного рудопояву, а тим більше родовища, олова.

Характерно, що петрохімічно-геохімічна спорідненість досліджених нами рідкіснометалевих гранітів обох регіонів підтверджується практично ідентичною (за деяким винятком) акцесорною мінералізацією. Основним рудним мінералом як для гранітів Рудних Гір, так і УЩ є каситерит, локально – молібденіт. Крім того, в літій-фтористих гранітах Рудних Гір зустрічається також вольфраміт. В гранітах стандартного геохімічного типу олово здебільшого не утворює власних мінералів. В цьому випадку його основним мінералом-носієм є біотит [10].

1. Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. – К., 1970. 2. Бородин Л.С., Гинзбург Л.Н. Геохімічний тип плюмазитових редкометалевих лейкогранітів: еволюційний петрохімічний тренд і кореляція рідких елементів // Геохімія. – 2002. – № 9. – С. 933 – 945. 3. Есипчук К.Е. Петролого-

геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – К., 1988. 4. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалевых гранитоидов. – Новосибирск, 1977. 5. Коваленко В.И., Тишendorf Г., Антипин В.С., Пельхен В.С., Ланге Х. Геохимическое сопоставление редкометалевых гранитоидов ГДР и МНР // Геохимия. – 1976. – № 12. – С. 1845-1856. 6. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 7. Моляко В.Г., Павлов Г.Г., Серге А.Ю. О соотношении гранитоидов северо-западной части Украинского щита по результатам количественного анализа петрогеохимических данных // Вопр. прикл. геол. и петрофиз. – 1977. – С. 44-54. 8. Петрогеохимия і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко та ін. – К., 2003. 9. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: монографія / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К., 2008. 10. Петрологія, геохімія і рудоносність інтрузивних гранітоїдів Українського щита / К.Е. Есипчук, Е.М. Шеремет, О.В. Зинченко і др. – К., 1990. 11. Скобелев В.М. Петрохімія і геохронологія докембрійських образований Северо-Западного району Украинского щита. – К., 1987. 12. Таусон Л.В. Геохімічні типи і потенціальна рудоносність гранітоїдів. – М., 1977. 13. Тишendorf Г., Шуст Ф. К геохімічній спеціалізації гранітів Рудних Гор // Геологія і геофізика. АН СССР, Сиб. отд. – 1980. – № 2. – С. 27-36. 14. Шеремет Е.М. Гранітоїди областей мезозойської і протерозойської тектоно-магматичної активізації // Доп. АН УССР, Сер. Б. Геол., хім. та біол. науки. – 1988. – № 10. – С. 25-30. 15. Шеремет Е.М., Есипчук К.Е., Федотова Л.А. Петрогеохимическая характеристика редкометалевых гранитов Украинского щита и Рудных Гор (ФРГ) // Геохимия. – 1994. – № 4. – С. 513-524. 16. Шеремет Е.М., Панов Б.С., Морозова Г.В. и др. Сравнительная петрогеохимическая характеристика редкометалевых гранитов Украинского щита и Рудных Гор // Изв. Вузов. Сер. Геология и разведка. – 1991. – № 1. – С. 66-78. 17. Chlupaccova M., Stempok M., Gnotek I. Distribution of Th, U and K and petrophysical properties of granites of the Fichtelgebirge pluton // Vestn. Ceskeho Geol. Ust. – 1998. – V. 73. – P. 287-299. 18. Tishendorf G., Geisler M., Gerstenberger H. et al. Geochemistry of Variscan Granites of the Westerzgebirge-Vogtland region – An Example of tindeposit-generating Granites // Chem. Erde 46. – 1987. – P. 231-235. 19. Tishendorf G., Forster H. Acid magmatism and related metallogenesis in the Erzgebirge // Geol. Journ. – 1990. – V. 25. – P. 443-454. 20. Tishendorf G., Forster H. Hercynian granite magmatism and related metallogenesis in the Erzgebirge: A status report // Monograph series of Mineral Deposits. Berlin-Stuttgart. – 1994. – V. 31. – P. 5-23.

Надійшла до редколегії 25.04.12

УДК 553.04

В. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
Н. Лижаченко, асп.

ДИНАМІКА ВИДОБУВАННЯ ТА РЕАЛІЗАЦІЇ ГРАФІТУ В УКРАЇНІ ТА СВІТІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Нестеровським)

Графіт, як один з важливих складових сучасної техніки та виробництва, відіграє для будь-якої країни важливу роль. Властивості цього мінералу дозволяють використання його, як і вуглецю в цілому, у всіх галузях народного господарства, науки та техніки. В роботі розкрито основні зміни в промислових секторах споживання та виробництва графіту в Україні та світі.

Graphite, as one of the most important components of modern technology and production, played for any country an important role. The properties of this mineral allow you to use it as and carbon in General, in all sectors of the national economy, science and technology. The work covers the main changes in the industrial sectors of consumption and production of graphite in Ukraine and in the world.

Вступ. Графіт дуже широко використовується в різноманітних галузях промисловості, зокрема для виробництва ливарних форм, тиглів, реторт, вогнетривів, акумуляторів, електродів, метало-графітових виробів, колоїдно-графітових препаратів тощо. Окрім того, як алотропна модифікація вуглецю, графіт має надзвичайно важливе наукове значення, зокрема для аналізу походження та еволюції органічного світу, вуглеводнів та ін. На даний час, завдяки новітнім досягненням світової науки, галузі використання вуглецю постійно розширюються. Достатньо згадати такі природні та синтезовані різновиди як алмаз, лонсдейліт, карбін, фулерени та ін. Останніми роками на основі графіту було отримано новий перспективний матеріал – графен [6, 7].

Мета роботи. Визначення особливостей кон'юнктури ринку графіту, що передбачає аналіз динаміки видобутку, виробництва, споживання мінеральної сировини в Україні та світі.

Виклад основного матеріалу. Графітові руди за структурно-текстурними ознаками поділяються на явно та приховано кристалічні. Перший тип поділяється на щільнокристалічний та лускатий різновиди, що мають найбільшу промислову цінність. Лускаті руди з вмістом графіту понад 3 % є промисловими внаслідок спрощеної технології збагачення, що полягає в розмелюванні і селективній флотації графіту з одержанням концентратів високої чистоти. Щільнокристалічний різновид утворює масивні чи вкраплені руди з вмістом 15-90 % графіту. Багаті руди піддають ручній рудорозборці, бідні збагачують. Серед прихованокристалічного графіту виділяють щільну та тонкодисперсну відміни, він набуває промислового значення при вмісті його в рудах 80-90 %, оскільки не збагачується флотаційним методом, а піддається тільки розмелюванню.

Руди графіту контрастні в геоелектричних полях і добре фіксуються методами електророзвідки завдяки дуже низькому опору.

© Загнітко В., Лижаченко Н., 2012

Основні галузі застосування природного графіту:

- металургія (виробництво тиглів, ливарних форм, вогнетривів, протипригарних фарб);
- нафтогазова галузь;
- електрохімія;
- -машинобудування, авіаційна та космічна техніка (гальмівні колодки і накладки, самозмашувальні механічні частини – підшипники і вклади). У зв'язку з заміною азбесту у виробництві гальмівних накладок різко зросла доля графітного компоненту з 1-2 до 15 %;
- атомна промисловість використовує виготовлені з графіту блоки та деталі реакторів. У цьому випадку варто зауважити, що значимість сировини для галузі на сучасному етапі знижується, оскільки все більше застосовується штучний графіт, отриманий на основі похідних нафти та вугілля.

Традиційною галуззю застосування графіту залишається виробництво олівців.

На сучасному етапі світові запаси графіту є значними, ними володіють більшість країн світу. Проте, розподіл цих запасів територіально нерівномірний, тому лише деякі деяких держав видобуток даної сировини є рентабельним.

Основні поклади графітових руд (86 %) зосереджені в Китаї. Значними запасами, особливо з огляду на порівняно невелику територію, володіють Мексика, Чехія та Мадагаскар. Темпи видобутку графіту в кожній з цих країн різні (табл. 1). Так, наприклад, країна, що володіє меншими запасами (Бразилія), видобуває більше сировини, ніж країна з більшими запасами (Мексика). Тобто для економіки кожної держави графітовидобувна галузь має різну значимість.

Таблиця 1

Світовий видобуток графіту по країнах (т) [8]

Країна	2005	2006	2007	2008	2009
Бразилія	77 494	76 194	77 163	76 200	76 200
Канада	28 000	28 000	28 000	27 000	25 000
Китай	720 000	720 000	800 000	810 000	800 000
Чехія	3 000	5 000	3 000	3 000	--
Індія	130 000	120 000	130 000	140 000	130 000
Північна Корея	32 000	30 000	30 000	30 000	30 000
Республіка Корея	39	68	52	73	70
Мадагаскар	6 400	4 857	5 000	5 000	5 000
Мексика	12 357	12 500	12 500	7 229	5 011
Норвегія	2 300	2 300	2 000	2 000	2 000
Шрі-Ланка	3 000	5 756	9 593	10 000	11 000
Швеція	800	800	800	800	800
Туреччина	100	300	400	400	400
Україна	10 400	5 800	5 800	5 800	5 800
Узбекистан	60	60	60	60	60
Зімбабве	4 298	6 588	6 000	5 000	2 500
Сума	1 030 000	1 020 000	1 110 000	1 120 000	1 090 000

Примітка: – дані відсутні

Починаючи з 2005 р. світове виробництво природного графіту збільшилось на 6.6 %, до 1.20 млн т. Проте, в 2010 р. спостерігається загальний деякий спад. Коливання сумарного видобутку в 2005-2010 рр. відображені

на рис. 1. З огляду на ці дані, можна зробити висновок, що кризові 2008-2009 рр. фактично не вплинули на видобуток даної сировини в світі, проте їх наслідком стало скорочення видобутку в 2010 р. [8, с. 68].

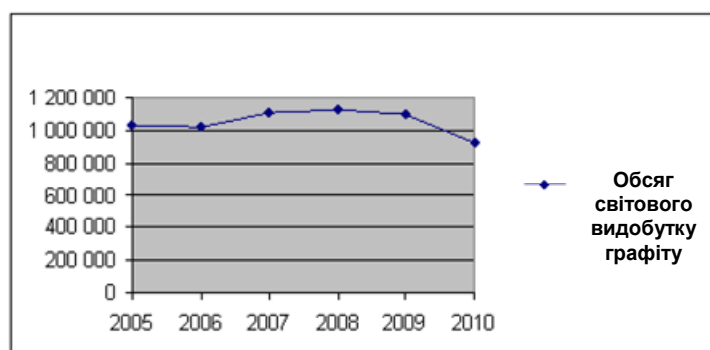


Рис. 1 Обсяг світового видобутку графіту

За прогнозами Industrial Minerals на 2009 р. експорт природного графіту всіх країн-експортерів, окрім Китаю, мав би знизитись на 20-30 % у зв'язку зі скороченням об'ємів виробництва в галузях, що використовують дану сировину. Як показує досвід, світовий попит на графіт був дуже слабким протягом останнього кварталу 2008 р. і в першій половині 2009 р, що пов'язано з глобальною рецесією на промислових секторах. Однак, в другій половині 2009 р. в усьому світі попит на графіт почав повільно зростати.

Основними постачальниками природного графіту, в порядку зниження тоннажу, були: Китай, Мексика, Ка-

нада, Бразилія і Мадагаскар, на які, при їх поєднанні, припадає 98 % від об'єму і 90 % від вартості всього світового імпорту. Варто зазначити, що Китай є світовим лідером на протязі останніх 15-20 років. Найбільшим виробником природного графіту в Китаї є компанія Qingdao Haida Graphite Co Ltd (провінція Шаньдунь, місто Циньдао). Протягом 2010 р. Китай займав головне місце на світовому ринку графіту, і його виробництво в Китаї, як очікується, продовжуватиме рости.

Мексика забезпечувала світовий ринок аморфним графітом, а Шри-Ланка, одночасно з Чилі – його пилосим різновидом. Китай і Канада, в порядку зниження

тоннажу, є основними постачальниками кристалічного лускатого і пилу лускатого графіту.

В останні роки Канада відкрила ряд нових покладів графіту, і ця тенденція, як очікується, буде продовжуватися в протязі найближчих декількох років.

У 2008-2009 рр. загальний обсяг світового експорту та імпорту природного графіту знизився на 16 та 27 % відповідно. Це пов'язано зі зниженням об'ємів виробництва в металургійній та автомобільній галузях промисловості, які є основними споживачами природного графіту.

Серед країн світу найбільшими споживачами природного графіту (близько 50 % всього об'єму природного графіту) в 2006-2009 рр. виступили такі промислово розвинені країни як Японія, Німеччина, та США. Ці країни є провідними імпортерами графіту, їх частка імпорту становить близько 350-450 тис. т.

Вартість природного графіту та диференціація цін визначається за його сортами – найбільша ціна визначена для типу графіту з максимальним вмістом вуглецю в даному сорті. У 2006 р., коли постачання природного графіту були широко доступні, головним чином – з Китаю, ціни на сировину були низькі. До 2008-2009 рр. ціни досягають максимуму внаслідок браку постачань (рис. 2). Причиною стало зниження обсягів експорту китайського графіту в 2008 р. Ціновий максимум на природний графіт відзначений у серпні-вересні 2008 р., на початку 2009 р., після незначного спаду, ціни знову починають рости. Середня ціна за тону кристалічного графіту з вмістом вуглецю 94-97 % за період часу 2004-2009 рр. збільшилася в середньому на 44-50 % [3].

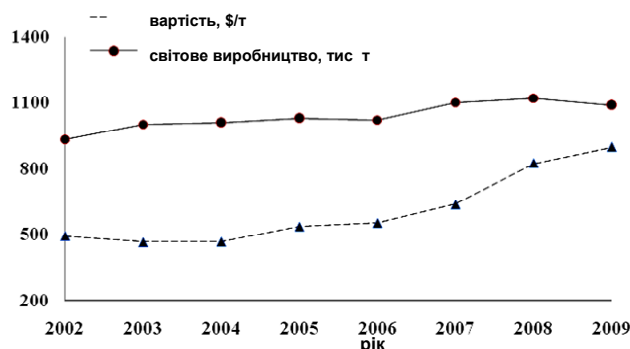


Рис. 2. Динаміка цін на природний графіт на світовому ринку, період 2002-2009 рр.

Україна також володіє значними запасами графіту. Серед країн СНД вони є найбільшими. Всього на території України нараховується близько 100 родовищ і проявів графіту, що приурочені до порід архею та нижнього протерозою.

Графітоносна провінція Українського щита включає в себе чотири графітоносні райони – Волинський (Буртинське), Побузький (Завалівське), Криворізький (Балахівське, Петрівське родовища) та Приазовський (Трої-

цьке, Маріупольське) [2, с. 121]. Адміністративно родовища приурочені до Запорізької, Кіровоградської, Донецької та Хмельницької областей. Найбільша кількість запасів графіту припадає на Кіровоградську область за рахунок розміщення на її території запасів Завалівського та Балахівського родовищ (рис. 3).

Значні запаси Хмельницької області обумовлені розміщенням на її території Буртинського графітового родовища (табл. 2).

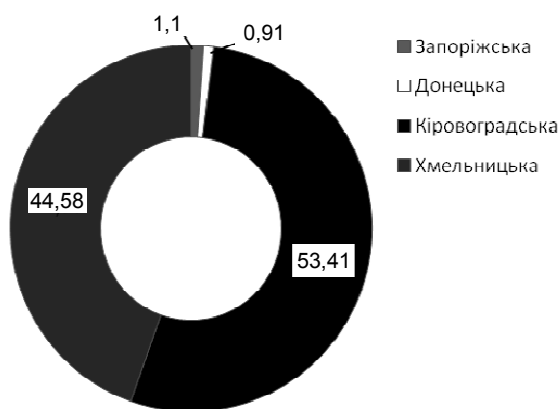


Рис. 3. Розподіл запасів графіту по областях

Таблиця 2

Запаси графіту на основних графітових родовищах України [2]

Родовище	Ступінь геологічної вивченості та величина запасів, тис. т									
	А		В		С1		А+В+С1		С2	
	руда	графіт	руда	графіт	руда	графіт	руда	графіт	руда	графіт
Троїцьке							20,27	163	252	14
Петрівське	2002	125	650	42	4871	373	7523	540	1696	115
Маріупольське	149	7	248	10	3043	118	3440	135	1347	41
Завалівське			17489,1	1210,4	77701	4836,8	62526	263	14613	744,2
Балахівське			4326	289	19610	1013	23,936	1,302	18469	820
Буртинське			28165,3	1736	85225,6	4848,7	113390,9	6584,7	16586,7	898,9

У наведених нижче таблицях дано основну характеристику графітових родовищ України, що враховані державним балансом: середній вміст графіту, група складності родовища, потужності рудних тіл та порід перекриття, ступінь геологічної вивченості, величина запасів тощо. Дані показники в багатьох випадках визначають перспектив-

ність родовища для промислової розробки. Так, наприклад, важливою умовою при освоєнні родовища є характер порід перекриття, адже більш економічно привабливим є родовище, де породи перекриття також викликають промисловий інтерес і можуть розроблятися супутньо (Завалівське, Балахівське, Буртинське) (таб. 3).

Таблиця 3

Основні геологічні параметри графітових родовищ України

Родовище	Група складності геологічної будови	Потужність рудного тіла, м (макс.)	Вміст графіту (середній)	Потужність порід перекриття		Промислове значення та характер порід перекриття
				від	до	
Троїцьке	3	300	8,04	0,2	8	розміщено в санітарно-охоронній зоні Бердянського водосховища
Петрівське	3	50	7,18	3,5	20	малопродуктивні землі
Маріупольське	2	250	3,92	0,7	35	орні та малопродуктивні землі
Завалівське	2	80	6,2	8	45	будівельний камінь, піски, глини (пром.знач)
Балахівське	2	300	4,94	2	10,3	піски та глини (пром.зн)
Буртинське	2	49	5,85	20	36	глини (пром.зн.)

На даний час експлуатується Завалівське родовище (БАТ "Завалівський графітовий комбінат" державного концерну "Укрцемент" розробляє Південно-Східну ділянку, проектна потужність – 35 тис т графітового концентрату), Балахівське та Буртинське готуються до використання і перебувають на державному балансі України. Хоча Маріупольське родовище не розробляється, Маріупольський графітовий комбінат активно експлуатується БАТ "Маркограф" і випускає графітову продукцію. Сировиною для комбінату слугують відходи металургійних комбінатів, підприємств електротехнічної промисловості та ін. Частково ввозиться концентрат із Завалівського комбінату. Маріупольський комбінат випускає 3 види графіту: акумуляторний, мастильний і графіт для

спецсталі. Споживачами товарного графіту є машинобудівні і металургійні підприємства Донбасу [5, с. 20]. У найбільшому та освоєному Побузькому районі на базі Завалівського родовища діє однойменний графітовий комбінат, що на 70-80 % забезпечував усі потреби колишнього СРСР, а Україна була практично монополістом із виробництва графітової продукції. На сьогоднішній споживачами Завалівського графітового комбінату є підприємства України та країн Далекого і Близького зарубіжжя (Росії, Білорусі, Латвії, Німеччини, Польщі, Туреччини, Литви, Молдови, Туркменістану, Грузії, Японії, Австрії, Словаччини та ін.). У 2010 р. розробка руд Завалівського родовища була призупинена.

Основні споживачі та об'єми споживання продукції БАТ Завалівський графітовий комбінат

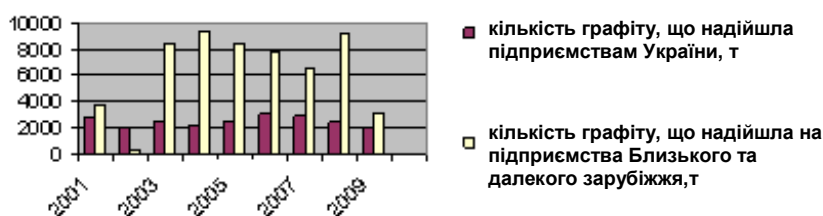


Рис. 4. Споживачі та об'єми споживання українського графіту

На даний час в Україні існують перспективи розширення сировинної бази графіту. Руди з високим вмістом графіту виявлені на Млинківській площі в Кіровоградській області; на Середньому Побужжі виявлено 7 перспективних ділянок (Дубинівська, Демов'ярська, Собатинівська, Східно-Савранська, Котовська, Південно-Хашуватська, Шамраївська).

Напрямки розвитку графітовидобувної галузі України прописані у "Загальнодержавній програмі розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року" [1, с. 241], де першочерговими завданнями є виявлення активних запасів графіту на території Української графітоносною провінції, проведення оціночних робіт по вже виявлених ділянках та модернізація виробництва на Завалівському графітовому комбінаті за рахунок випуску принципово нових дефіцитних виробів із терморозширеного та силіцированого графіту для різних галузей промисловості, ракетно-космічної техніки тощо

Висновки. На сьогоднішній день графіт є важливою промисловою сировиною для багатьох країн світу. Зна-

чний вплив на галузь спричинили кризові явища в світовій економіці, проте на даний час спостерігається ремісія графітовидобувної галузі багатьох країн світу і відновлення потужностей промислових секторів, що використовують графіт. Запаси та ресурси графіту в Україні залишаються традиційно значними, вони здатні цілком забезпечити потреби вітчизняної промисловості та зайняти провідне місце на світовому ринку.

1. Відомості Верховної Ради України (ВВР). – 2006. – № 28. 2. Гурський Д.С., Єсіпчук К.Ю., Калінін В.І. та ін. Металічні та неметалічні корисні копалини України. – К.-Л., 2006. – Т. 2. 3. Каталог базових цін на матеріальні ресурси, що використовуються при геолого-розвідувальних роботах // Міністерство охорони навколишнього природного середовища. – УкрДГРП. – www.dgs.kiev.ua. 4. Мінеральні ресурси України та світу // ДВНП Геоінформ. – 2004. – № 1. 5. Мінеральні ресурси України // ДВНП Геоінформ. – 2009. – № 1. 6. Geim A.K. Graphene: status and prospects. – www.mendeley.com. 7. Geim A.K., Novoselov K.S. The rise of graphene. – http://www.condmat.physics.manchester.ac.uk/pdf. 8. Mineral commodity summaries // U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. – 2011.

Надійшла до редколегії 01.07.12

УДК 553.98:550.8

М. Дудніков, головний фахівець

ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Карпенком)

В статті розглянуто перспективи нафтогазоносності південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. Не дивлячись на те, що в межах даної території геологорозвідувальні роботи проводились починаючи з 30-х років минулого століття, вона досить тривалий час вважалася малоперспективною на пошуки родовищ вуглеводнів. У 2009 р. тут отримані позитивні результати і відкрите Святогірське газове родовище в межах однойменного підняття. Це дає підстави переглянути традиційну негативну оцінку нафтогазоносності південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. В рамках статті висвітлено стан геологічного вивчення та результати буріння свердловин в межах декількох площ, розташованих у цій зоні, а саме Святогірської, Слав'янської та Артемівської. Основним завданням було на основі аналізу ГРП останніх років показати перспективність південно-східної частини ДДЗ відносно покладів вуглеводнів.

In this article the perspectives of oil and gas possibilities in south-eastern part of Dniprovsko-Donetsk depression are considered. This territory was supported unspectively on searches of oil and gas fields. However, in 2009 Svyatogirsk's gas field was discovered there. This fact gives all grounds to revise the traditional opinion about perspectives of south-eastern part of Dniprovsko-Donetsk depression. Within the framework of the article, the state of the geological study and results of the drilling boreholes are considered on Svyatogirsk, Slavyanska and Artemivska areas. The main task, which was put before the article, was to show the perspectives of that territory for finding out new deposits of hydrocarbon.

Постановка проблеми. В сучасних умовах розвитку нафтогазової галузі України спостерігається поступове вичерпання ресурсної бази вуглеводнів. Проведення геологорозвідувальних робіт (ГРП) у нафтогазоносних регіонах, що знаходяться на високому рівні геологічної вивченості, а саме в Східному і Західному нафтогазоносних регіонах України – Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ), Передкарпатському прогині, Складчастих Карпатах та інших ділянках суходолу – призводить до відкриття дрібних за запасами родовищ та невеликих покладів вуглеводнів. В такій ситуації особливо актуальним є дослідження слабо вивчених територій і стратиграфічних комплексів, на яких раніше в силу низки обставин геологорозвідувальні роботи проводились недостатньо, а також визначення напрямків і першочергових об'єктів для проведення ГРП.

Аналіз попередніх досліджень. Геологорозвідувальні роботи в межах південно-східної частини ДДЗ, яка примикає до складчастого Донбасу, проводилися починаючи з 30-х рр минулого століття. Їх більш детальний аналіз наведено при характеристиці конкретних площ. Зазначимо лише, що загальна оцінка південно-східних флангів відносно відкриття нових промислових об'єктів

вуглеводнів була в цілому негативною. Однак, у 2009 р. отримано позитивні результати і відкрите Святогірське газове родовище в межах однойменного підняття. Це дає підстави переглянути традиційну негативну оцінку території, що розглядається.

Формулювання цілей статті. Таким чином, ГРП останніх років показали, що південно-східна частина ДДЗ є однією з перспективних зон для пошуку родовищ вуглеводнів. В рамках цієї статті висвітлено стан геологічного вивчення та результати буріння свердловин в межах декількох площ, розташованих у цій зоні, а саме Святогірської, Слав'янської та Артемівської. Основним завданням було на основі аналізу ГРП останніх років показати перспективність південно-східної частини ДДЗ відносно покладів вуглеводнів.

Святогірська площа. Святогірська площа розташована в Ізюмському районі Харківської та Слав'янському Донецької області, у межах Торсько-Дробишівсько-Північно-Волвенківського антиклінального валу (рис. 1). До цього валу також приурочені такі структури, як Північно-Волвенківська, Співаківська та Дробишівська, з якими пов'язані однойменні родовища.

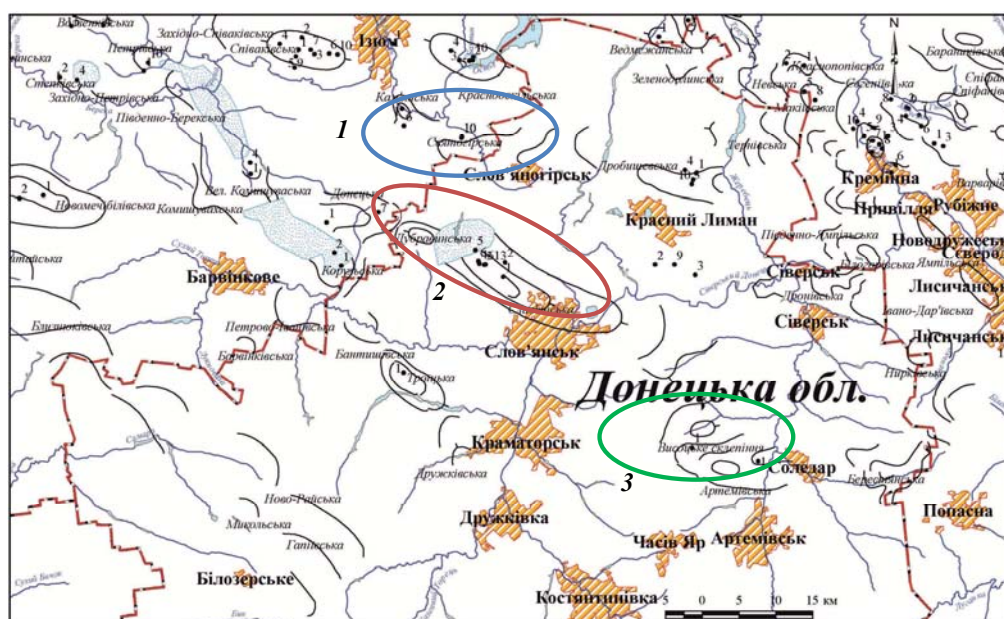


Рис. 1. Оглядова карта Святогірської (1), Слав'янської (2) та Артемівської (3) площ

Геолого-геофізичні дослідження території, яка включає в себе Святогірську площу, розпочалися в кінці 1930-х років з проведення геологічної зйомки. У 1949 р. тут було проведено гравіметричні дослідження, за результатами яких було виділено Дробишівський гравіметричний максимум. У 1951–1952 рр. проведено геологічну зйомку із застосуванням неглибокого структурно-картувального буріння, за результатами якої виявлено Святогірське, Кам'янське, Дробишівське та Комишуваське підняття. Сейсморозвідувальні роботи в межах Святогірської ділянки методами МВХ та КМЗХ було проведено у 1952 та 1959 рр. За результатами цих робіт було відмічено невідповідність структурних планів палеозою та мезозою, складено структурні карти-схеми по відбивальних горизонтах у відкладах верхнього карбону та підшові тріасу. Сейсмічними дослідженнями, що проводились у 1963 р. по горизонтах відбиття, приурочених до відкладів середнього і верхнього карбону, виділено Кам'янське підняття та західна перекліналь Святогірської структури. Протягом 1967–1977 рр. проведено регіональні сейсморозвідувальні роботи КМЗХ-ГСЗ, за результатами яких встановлено глибину залягання порід кристалічного фундаменту (20–22 км). У 1977–1978 рр. проведено сейсмічні роботи методом МСГТ. Отримано загальні уявлення про глибинну будову на рівні горизонтів відбиття верхньої та нижньої пермі, верхнього і середнього карбону. За рідкісною сіткою профілів визначено перспективну для пошуків нафти і газу Святогірську структуру.

Не дивлячись на великий обсяг отриманої інформації за результатами проведених ГРР, уявлення про особливості глибинної будови Святогірської структури залишалися невизначеними. На різних етапах дослі-

дження її форма визначалась або замкненою або розімкненою. Для остаточного розв'язання цього питання у 1982 р. тут було розпочато буріння параметричної свердловини Святогірська-609 глибиною 4990 м. Свердловиною розкрито відклади мезокайнозною та палеозою і проектний горизонт – московські відклади середнього карбону. В процесі проведення випробування в експлуатаційній колоні в інтервалі 4403–4412 м (московські відклади, горизонт М-2) отримано приплив газу дебітом 9 тис м³/д.

У 2002–2004 рр. на Святогірській площі проведені детальні сейсморозвідувальні роботи МСГТ, комплексна інтерпретація геолого-геофізичної інформації, побудовано структурні карти масштабу 1:50 000 по відкладах тріасу, нижньої пермі, верхнього та середнього карбону. Згідно нових даних Святогірська структура по відкладах карбону являє собою брахіантиклінальну асиметричну складку, яка обмежена з півдня, півночі та сходу різноамплітудними та різноспрямованими розривними порушеннями. Амплітуда розлому закартованого на півдні структури досягає 1000 м. Розломи, які відокремлюють структуру з півночі, північного сходу та сходу мало амплітудні (до 20–25 м).

У 2009 р. в апікальній частині Святогірського підняття пробурена пошукова свердловина 10 глибиною 4150 м (рис. 2) [5]. Свердловиною розкрито московські відклади середнього карбону, при випробуванні яких в інтервалі глибин 4042–4150 м отримано промисловий приплив газу дебітом 19,0 тис м³/д. Це привело до відкриття Святогірського родовища. Пласти-колектори стратиграфічно приурочені до горизонтів М-1н та М-2в і представлені газоносними пісковиками з пористістю від 5 % до 8,5 %.

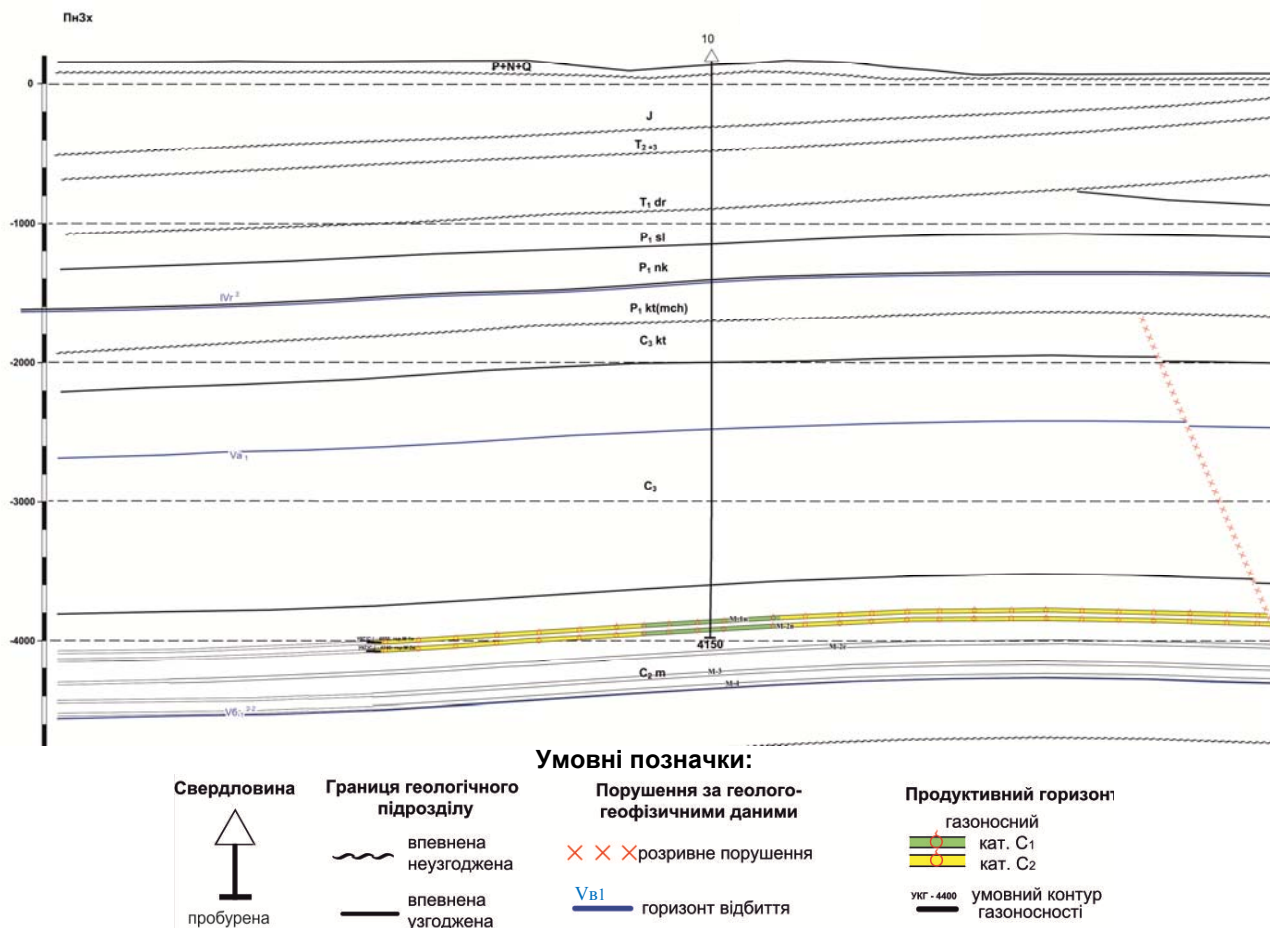


Рис. 2. Святогірська площа, сейсмогеологічний розріз

Слов'янська площа. Слов'янська площа знаходиться в межах Слов'янського та Краснолиманського районів Донецької області (рис. 1) у зоні зчленування ДДЗ з північними окраїнами Донбасу. Слов'янське підняття було виявлене ще у 1959 р. Відповідно до результатів сейсморозвідувальних робіт 3D, проведених тут у 2011 р. [3], Слов'янське підняття по відкладах башкирського ярусу (відбиваючий горизонт Vb_2) фіксується у вигляді брахіантикліналі з асиметричною будовою крил і перикліналей (рис. 3). Склепіння складки оконтурюється ізогіпсою -4500 м, розбите складною системою порушень на ряд тектонічних блоків. Північно-західна перикліналь Слов'янського підняття ускладнена Адамівсько-Бугаївським соляним штоком. Слід відмітити, що мезозойський структурний план Слов'янського підняття не відповідає верхньопалеозойському. Так, за результатами проведених сейсморозвідувальних досліджень спостерігається зміщення з глибиною апікальної частини підняття в північно-західному напрямку.

У минулі роки, на Слов'янській площі здійснювалось структурно-пошукове, параметричне і, власне, пошукове буріння на нафту і газ. Проходка свердловин супроводжувалась осипами їх стовбура, а також іншими ускладненнями, що свідчить про складні гірничо-геологічні умови розрізу. За результатами виконаних робіт встановлено прямі ознаки нафтогазоносності Слов'янської площі. Розглянемо найбільш характерні з них.

Свердловина № 3 (рис. 3) була пробурена до глибини 3908 м (C_2m). При випробуванні у процесі буріння за допомогою випробувача пластів інтервалу 3502-3636 м (C_2m) одержано слабкий приплив газу. В подальшому, у розрізі свердловини за промислово-геофізичними даними виділено 5 пластів (в інтервалі 1423,4-1552,4 м горизонту C_3), які визначені як газонасичені. При їх випробуванні в експлуатаційній колоні одержано приплив газу дебітом 3,8 тис m^3 /добу.

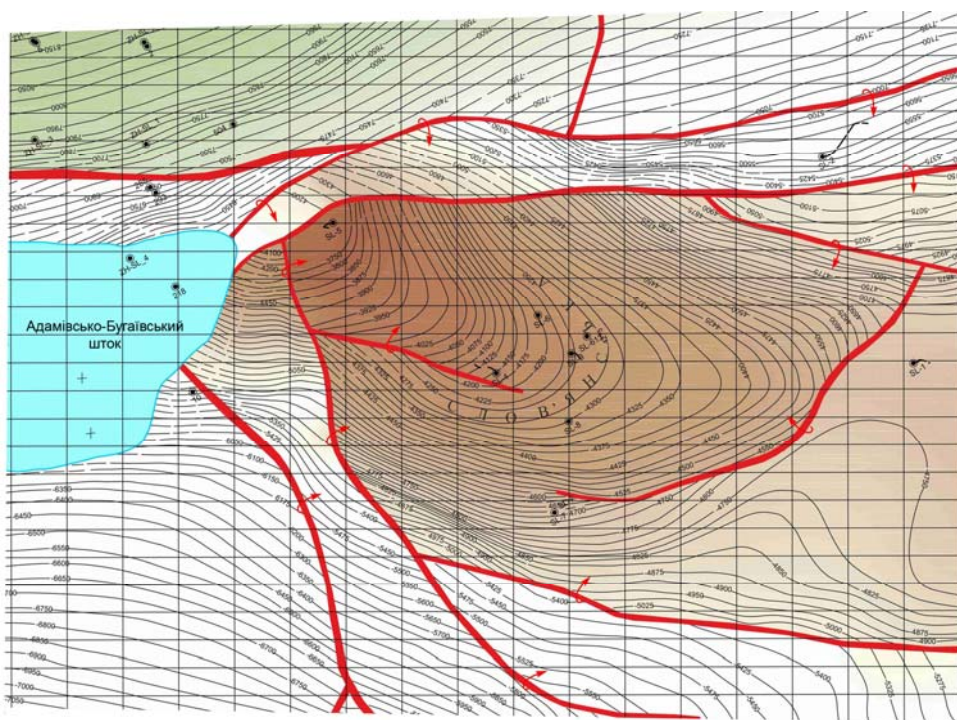


Рис. 3. Слов'янська площа, структурна карта по горизонту відбиття Vb_2 (C_2b)

Пошукова свердловина № 4 (рис. 3) розташована в 700 м на захід від свердловини № 3, пробурена в аналогічних структурних умовах. При глибині вибою 3021 м св. № 4 розкрила покрівлю московських відкладів, при випробуванні яких у відкритому стволі отримано незначний приплив газу з пластовою водою. З метою стаціонарного випробування перспективних в нафтогазоносному відношенні порід-колекторів в свердловину було спущено експлуатаційну колону. При стаціонарному випробуванні відкладів верхнього карбону в інтервалах 2962-2966 м, 2940-2947 м, 2772-2785 м отримано непромислові припливи газу.

Свердловина № 5 глибиною 2631 м (рис. 3) пробурена в межах північно-західної перикліналі Слов'янського підняття. У процесі буріння свердловини проведено випробування окремих інтервалів розкритого розрізу за допомогою випробувача пластів на трубах. З першого об'єкту в інт. 1553-1565 м, гор. C_3 отримано слабкий приплив газу.

У 1989 р. почалося будівництво параметричної свердловини Слов'янська-613 проектною глибиною 5900 м з метою вивчення і розчленування розрізу башкирських

і верхньосерпуховських відкладів, оцінки їх колекторських властивостей та визначення перспектив нафтогазоносності (рис. 3). При вибої 5118 м свердловина опинилася в несприятливих гірничо-геологічних умовах – розкрила пласти з несумісними умовами буріння за градієнтами пластових тисків і тисків гідророзриву. На глибині 5120 м (гор. C_2b) відмічено підвищення газопоказів до 80 % відносно фонових 1,5 %, а також розгазування бурового розчину зі зниженням його густини з 1,67 $г/см^3$ до 1,44 $г/см^3$. У зв'язку з цим свердловина до проектної глибини не доведена. За даними комплексу ГДС інтервали 4265-4347 м та 5038-5065 (горизонт C_2b) інтерпретуються як можливо газонасні, проте в процесі їх випробування за допомогою ВПТ припливу пластового флюїду отримано не було.

Артемівська площа. Артемівська площа знаходиться на території Артемівського району Донецької області, в межах Бахмутської улоговини в північно-східній частині ДДЗ (рис. 1).

Починаючи з 1971 р. виконувалися тематичні роботи з вивчення геологічної будови та перспектив нафтогазонос-

ності Бахмутської улоговини [4]. За результатами аналізу геолого-геофізичних матеріалів, вивчення нафтогазоносності колекторів та флюїдоупорів був зроблений висновок про високу перспективність території улоговини, в тому числі і територія Артемівського структурного виступу.

В різні періоди часу з 1979 по 1998 рр. на Артемівській площі проводились сейсморозвідувальні роботи, від рекогносцирувальних до більш детальних. У 1994-98 рр. УкрНДІГазом проведено загальну комплексну оцінку перспектив нафтогазоносності Бахмутської улоговини та суміжних територій з метою виявлення першочергових ділянок для концентрації в їх межах сейсморозвідки і пошуково-розвідувального буріння [1]. На підставі отриманих даних обґрунтовано перспективність і першочерговість проведення робіт на Артемівській площі. Структурні та літолого-фаціальні особливості відкладів пермі, нижнього та середнього карбону в межах Артемівської площі були визнані сприятливими для утворення і зберігання промислових скупчень вуглеводнів.

Враховуючи це на площі у 2003-2005 рр. було пробурено параметричну свердловину Артемівська-1 (рис. 4) з проектною глибиною 4500 м (горизонт C_2m) [2]. Основним завданням свердловини було вивчення регіонально газонасної товщі нижньої пермі, верхнього і середнього карбону, оцінка продуктивності пасток структурно-літологічного типу.

Після завершення буріння в свердловині проведено стаціонарне випробування 7 об'єктів в інтервалі залягання московських відкладів середнього карбону. Тільки при випробуванні одного з них припливу пластового флюїду отримано не було, в решті об'єктів отримано непромислові припливи газу. Зокрема, при випробуванні 5-го об'єкту в інтервалі 3690-3676 м приплив газу склав 0,4 тис m^3/d , а максимальні тиски становили: трубний – 124 атм, затрубний – 74 атм.

У зв'язку з тим, що у результаті випробування виділені перспективні об'єкти промислового припливу вуглеводнів не отримано, свердловина була ліквідована [6].

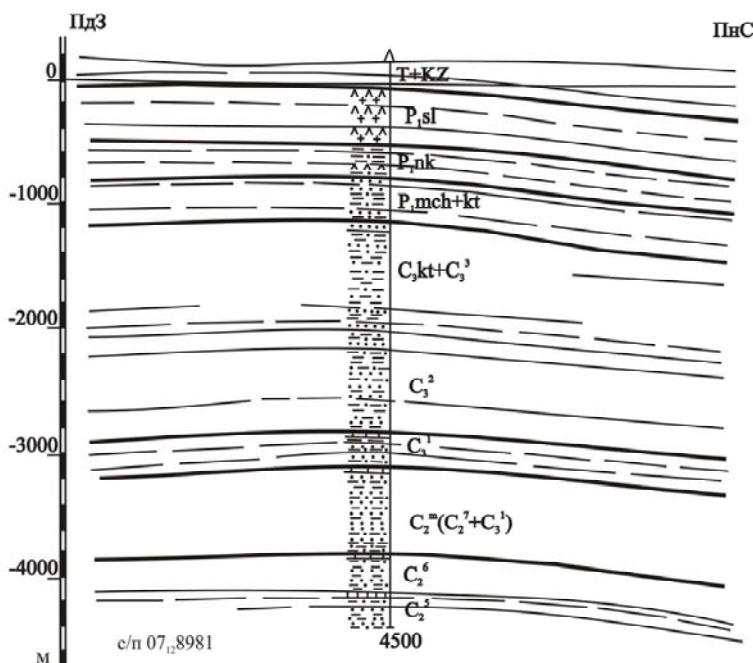


Рис. 4. Артемівська площа. Сейсмогеологічний розріз через Артемівську структуру

Висновки. Таким чином, в результаті проведеного комплексу геолого-геофізичних робіт і буріння свердловин на Святогірській, Слов'янській і Артемівській площах отримано прямі ознаки нафтогазоносності південно-східної частини ДДЗ. Ця територія раніше розглядалася як малоперспективна, оскільки вважалося, що в її межах з глибиною та в напрямку Донбасу ступінь катагенетичних перетворень порід зростає. Цей висновок перешкоджав розвитку ідей щодо перспективності пошукових робіт на нафту та газ. Однак, про перспективність цієї території і необхідність продовження ГРП в цій зоні вказує факт отримання прямих ознак нафтогазоносності та відкриття Святогірського газоконденсатного родовища.

Однією з можливих причин відсутності промислового припливу вуглеводнів на Слов'янському піднятті слід вважати складні гірничо-геологічні умови, а через них аварійність свердловин в процесі буріння. Також слід зазначити, що не дивлячись на суттєві обсяги буріння на Слов'янській площі, геологічна будова та перспективи нафтогазоносності значного стратиграфічного діапазону залишилися нез'ясованими. Наявність

складних гірничо-геологічних умов, а також колекторські властивості встановлених потенційно продуктивних горизонтів середнього та верхнього карбону вимагатимуть відповідних конструкцій свердловин та певних бурових розчинів для якісного первинного розкриття пластів-колекторів.

На сучасній стадії геологічного вивчення вуглеводневий потенціал південно-східної частини ДДЗ можна попередньо оцінити в межах від 32 до 65 млн т умовного палива, що дає підстави рекомендувати продовження геологорозвідувальних робіт на цій території.

Зокрема, на Святогірській площі необхідно провести сейсморозвідувальні роботи за методикою 3D на площі близько 130 km^2 , що дасть можливість уточнити геологічну модель, встановити зони з покращеними фільтраційно-ємнісними властивостями у відкладах московського ярусу середнього карбону та виявити нові структурні пастки вуглеводнів. На Слов'янській площі необхідно провести буріння двох пошукових свердловин (проектними глибинами 4700 і 5200 м) на підготовлені за результатами сейсморозвідувальних робіт 3D об'єкти. В межах Артемівської площі варто було провести сейс-

морозвідувальні роботи згущеною сіткою профілів за методикою 2D в обсязі близько 300 пог км, після чого виконати комплексну інтерпретацію отриманих даних з урахуванням результатів буріння свердловини Артемівська №1. На підставі звітних матеріалів рекомендувати буріння наступної свердловини.

1. *Бабасєв В.В., Ковшиков А.О., Келеберда В.С.* Підготувати комплекс дистанційних та наземних методів об'єкти, перспективні для пошуку структур-пасток вуглеводнів та обґрунтувати розміщення деталіза-

ційних сейсморозвідувальних робіт в межах крайньої південно-східної частини ДДЗ. Звіт про НДР. – Харків, 1998. 2. *Головашкін А., Бабасєв В. та ін.* Проект на буріння параметричної свердловини на Артемівській площі. – Харків, 2001. 3. *Єнгаличева Г.П., Пархоменко Т.В. та ін.* Звіт про виконані сейсморозвідувальні роботи на Слов'янській площі за технологією 3D. – К., 2011. 4. *Ісаєв П.С., Нестеренко Л.П., Чернышев Ю.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Бахмутской котловины. Отчет о НИР. – Чернигов, 1971. 5. *Ковшиков А., Головашкін А.* Проект пошуково-розвідувального буріння на Святогірській площі. – Харків, 2005. 6. *Макогон В. та ін.* Звіт про геологічні результати буріння свердловини Артемівська 1. – Чернігів, 2010.

Надійшла до редколегії 21.09.12

УДК 552.3:553.824(691)

В. Трощенко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
Ю. Бублик, геолог

ВУЛКАНИТИ І РУБІН СУМІАКАТРА, О. МАДАГАСКАР

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

Аналіз вулканітів невизначеного геологічного віку, які містяться в центральній частині Мадагаскару, показав їх відповідність толейтам і схожість з пізньокрейдовими базальтами о. Мадагаскар. Ксеногенні вклучення у вулканітах свідчать про розповсюдженість коштовних корундів на нижніх, ультрамафітових частинах кори. Наведено розташування коштовних корундів літологічно контролюють салітові породи щодо сапфірів; мафітові і ультрамафітові щодо рубінів.

Indeterminate aged volcanics analysis, which are in the central part of Madagascar island has shown the conformity to tholeiite and similarity to the late cretaceous basalts of Madagascar island. Xenogenetic volcanic components indicate the prevalence of precious corundum to the bottom, ultra mafites of crust parts. Precious corundums locations lithologic control salite rocks in case of sapphires; mafites and ultramafites in case of rubine are given.

Вступ і постановка проблеми. Відомий родовищами коштовних каменів, переважно сапфірів, о. Мадагаскар привертає до себе увагу геологів як під впливом підвищеного попиту на ювелірне каміння, так і зацікавленість з питань загальної геології докембрію, історії Гондвани і її розпаду, також супроводжуючого вулканізму. Українські геологи можуть зацікавитись багатьма з цих питань.

Серед полігенних родовищ коштовного корунду на острові виявлені представники вулканічного типу, одне з яких – Суміакатра – можна розглядати як унікальне. З одного боку – це єдине з корінних родовищ, яке масштабно розроблялось і вміщує з коштовних корундів тільки рубін, з іншого – тут є точка об'єднання питань вулканології і мінералогії коштовного корунду. Але в численних публікаціях про о. Мадагаскар їм не приділено достатньої уваги. В літературі детально охарактеризовані лише рубіни Суміакатри, в аспекті гемології [7, 8]. Відносно схематичні характеристики мінеральних парagenезисів. Вулканіти віднесені до лужного ряду без надання результатів мінералого-петрографічних і петрохімічних аналізів [6]. Проте, за результатами вивчення родовища, можна значно доповнити уявлення про розповсюдження рубіну по вертикалі і про літологічний контроль розподілу.

Ю.М. Бублик мав нагоду взяти участь в польових роботах з експертної оцінки родовища. Він провів геологічні дослідження, зібрав петрографічні і мінералогічні матеріали, проби. В Криворізькому технічному університеті, спільно з В.М. Трощенко, матеріали вивчили і проаналізували. Отримані результати наведені в даній статті.

Виклад основного матеріалу та обговорення. Головні прояви вулканізму розміщені навколо серединної частини о. Мадагаскару, створюючи облямування, яке простежено з південного сходу, через південь і захід до півночі острова. Вулканіти тіла – потоки, сіли, дайки, неки, сформували купчення, які на геологічній мапі відображені у вигляді подовжених але переривчастих смуг, в більшості орієнтованих згідно до контура острова. Вулканіти приурочені до тектонічних розривів. В цілому сформована тектонічна система типу купол-рифти (рис. 1). Найближча подібна структура – система Кару – розташована на півдні Африки [2, 3]. Серединне підняття тектонічної системи острова складене архей-

ськими і протерозойськими метаморфічними і магматичними спорудами. На західному схилі купола розвинуті палеозойські, мезозойські і кайнозойські відклади. Східний схил зрізан тектонічним розколом, орієнтованим з південного заходу на північний схід.

Серед вулканітів виділені дві різновікові серії: пізньокрейдова (90-83 млн р) і кайнозойська (66-63 млн р) [9, 10]. Найбільш поширені представники першої серії. Вулканіти другої серії локалізовані на півночі і на півдні острова. На геологічній мапі Мадагаскару невеликі прояви кайнозойських вулканітів також означені в деяких пунктах центральної частини острова.

Пізньокрейдовий вулканізм пов'язують з розколом Гондвани і відділенням Мадагаскару від Африканського континенту, а в геологічному часі вважають пізнішим за серію Кару, але раніш за серію Декан, Індія [5, 9-11]. Кайнозойський вулканізм можливо відповідає в часі континентальному рифтингу східної Африки [3].

Породи кайнозойської вулканічної серії цілком відповідають лужному ряду – лужні базальти, трахібазальти, трахіти, нефелініти.

У центральній частині тектонічного підняття Мадагаскару, в середині блока Антананариву, складеного палеопротерозойськими гнейсами, кристалосланцями і пізнішими гранітами, в районі Антсирабє – Антаніфутсі, овздовж тектонічного порушення міститься невеликий ланцюг малих вулканічних споруд – Анкаратра. Одна з них вміщує родовище коштовних корундів Суміакатра (рис. 2). Геологічний блок Антанариву має складну будову. Найдавнішими є біотитові гнейси (>2,5 млрд р), які тектонічно перешаровані з гранітоїдами, сієнітами і габро (820-740 млн р).

Наступна тектонічна перебудова (500-750 млн р) якнайменше двічі супроводжувалася гранітовим магматизмом (630-561 і 527-537 млн р) і метаморфізмом за умовами гранулітової фації. Внаслідок геологічних подій всі породи набули вигляду гнейсів і кристалічних сланців. Будова блока ускладнена поясами сланців системи Царатанана (2,7-2,5 млрд р), в складі якої розповсюджені мафітові породи, а також гнейси тоналіти, метапеліти. Система метаморфізована (2,5 млрд р) за умовами гранулітової фації [1, 4]. Два зі згаданих поясів – Андриамена на півночі, і Бефуруна на сході – розташовані поблизу Суміакатра.

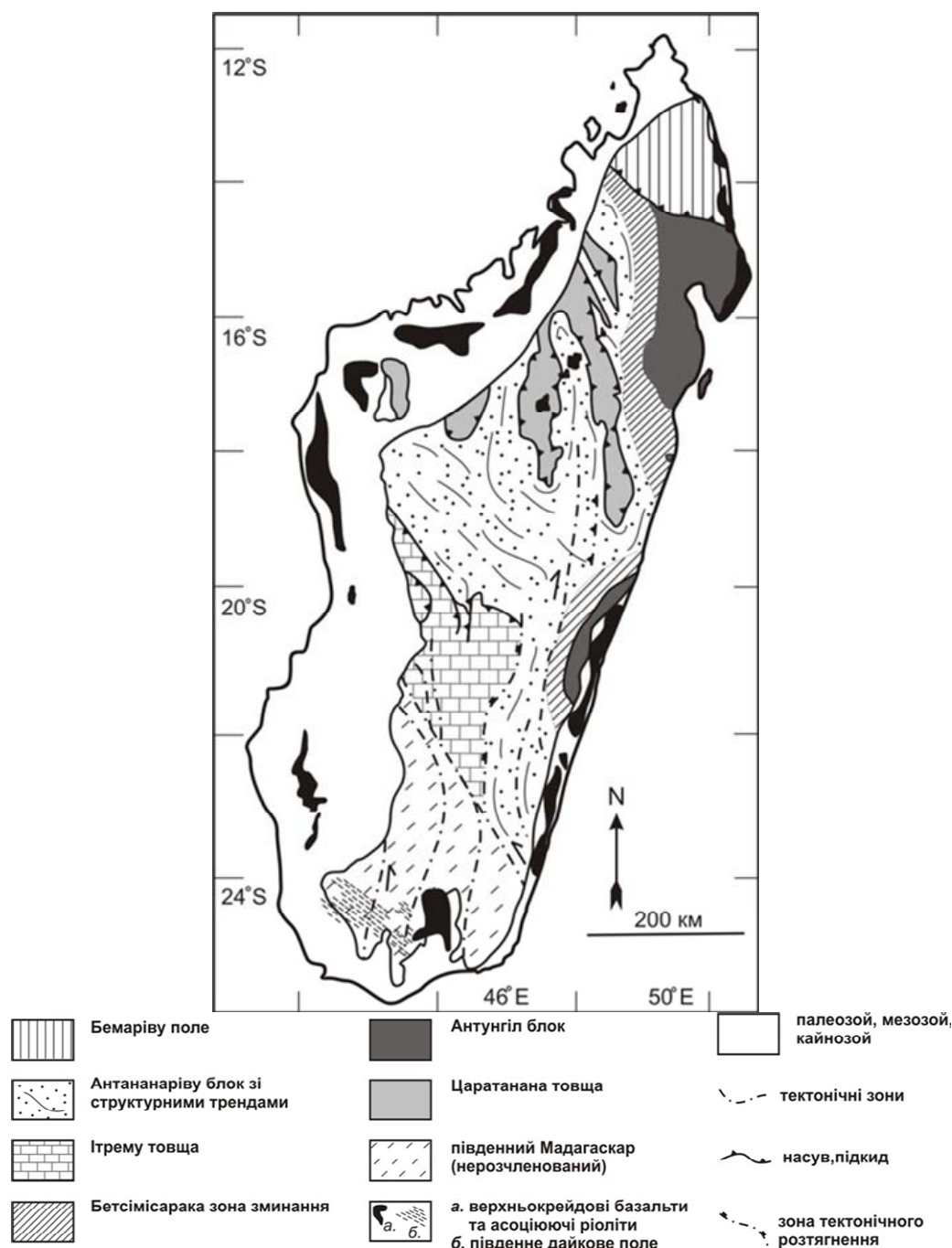


Рис. 1. Схематична геолого-структурна карта о. Мадагаскар [4, 5]

Ізотопні дані з геологічного віку вулканітів Суміакатра відсутні. Вулканітами зформоване заповнення невеликих мульд, дайки, потоки, дуже еродовані конуси (рис. 3). Родовище Суміакатра відповідає неку – циліндрично-трубчатій жерловині, яка заповнена еруптивними брекчіями. У середині жерловини наявний шток базальтів, а в периферійній частині брекчії перетнуті дайками базальтів, паралельно яким розвинуті зони біотитизації вздовж тектонічних тріщин (див. рис. 3). Еруптивні брекчії і базальти гіпергенно змінені, але значно меншою мірою, ніж вмісні гнейси, які доведені до стану латеритів. Базальтові потоки з еруптивними брекчіями в нижніх частинах перекрыли і контактово метаморфізували кору вивітрювання гнейсів (рис. 4). У літературі відсутні згадки про біотитизацію серед кайнозойських відкладів о. Мадагаскар, а гіпергенні зміни в них характеризуються як слабкі. Тому ще не на часі приписувати кайнозойський вік вулканітам Суміакатра.

Аналізи 1-4 виконані в лабораторії КГРЕ, 2006 за авторськими матеріалами; 5-12 запозичені з літератури.

За хімічним складом ці породи не відповідають лужному ряду і серії, яка сформувалася на Мадагаскарі в кайнозої, але наближені до толеїтів, а деякі – до пікоробазальтів. Зіставлення з пізньокредовими толеїтами показує схожість за багатьма рисами, насамперед з примітивною групою (табл. 1). При порівняннях слід зважити на вплив гіпергенних змін, які стосуються насамперед співвідношень окисного і закисного заліза, вмісту магнію, вуглецевої кислоти, води і деякою мірою вапна. Залишається невирішеною дилема: або кайнозойська серія вулканітів, додатково до лужного, вміщує толеїтовий ряд порід, або кора вивітрювання на рівні, перекрытому базальтами Суміакатра, вже була зформована до пізньокрейдового часу.

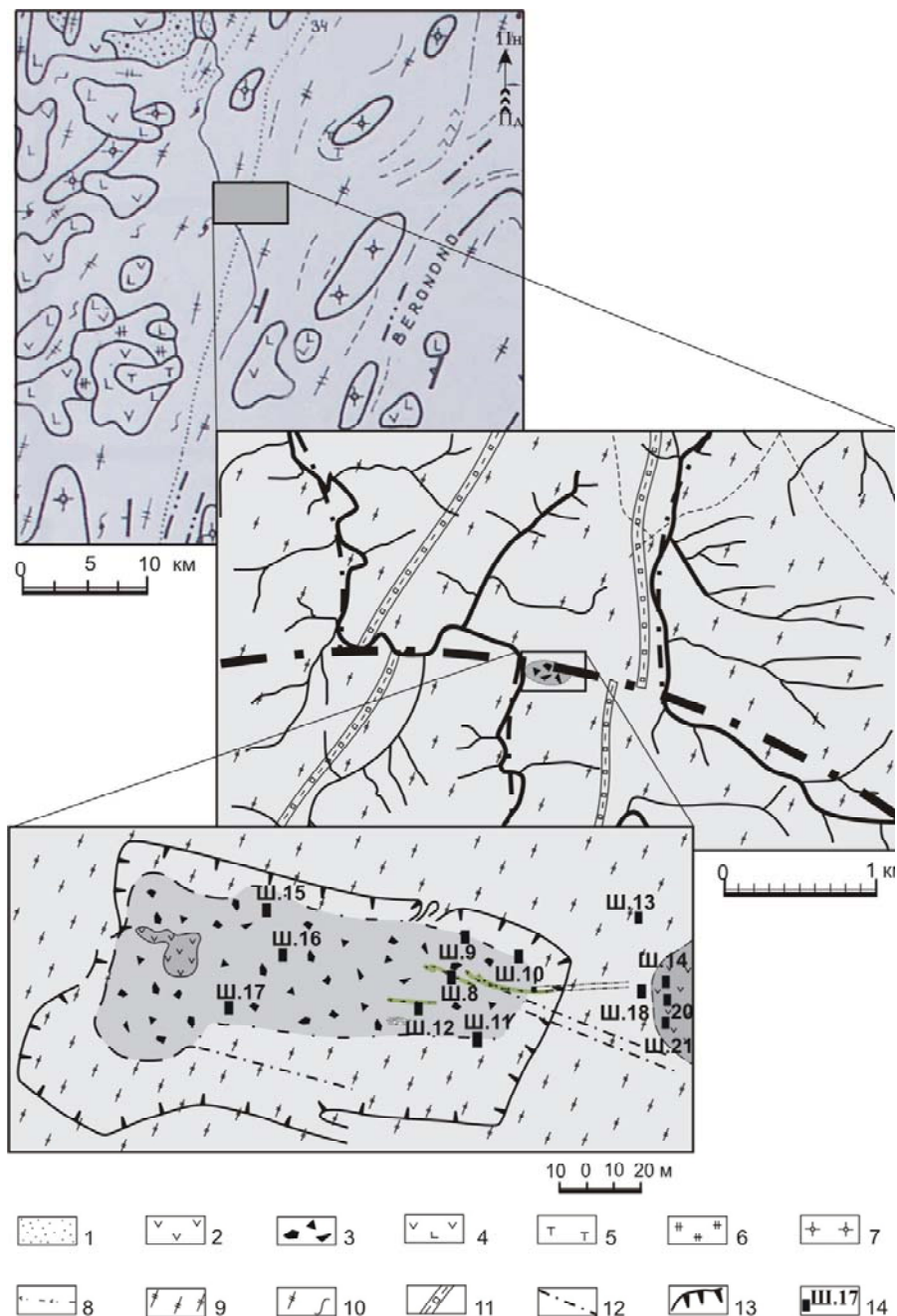


Рис. 2. Схема геологічної будови регіону Суміакатра з деталізацією:

1 – алювіальні відклади; 2 – олівінові базальти; 3 – туфобрекція; 4 – габроїди; 5 – лужні гранітоїди; 6 – сієніти; 7 – граніти; 8 – базальтові дайки; 9 – мігматити; 10 – гнейси; 11 – кварцити; 12 – розломи; 13 – контур кар'єру; 14 – шурфи



Рис. 3. Еродовані вулканічні конуси і стратиформні вулканіти: А – вулканіти; Б – кора вивітрювання гнейсів (Pt₂)

Таблиця 1

Хімічний склад базальтів, ваг. %

	Саміакатра				Толейти південно-західного Мадагаскару, пізньокрейдова серія							
	1	2	3	4	еволюціоновані					примітивні		
5	6	7	8	9	10	11	12					
SiO ₂	46,4	46,5	43,2	44,8	52,06	50,06	48,54	49,40	52,22	50,01	48,84	49,33
Al ₂ O ₃	13,9	13,6	9,7	9,7	13,80	13,32	13,35	13,50	13,00	13,73	12,75	20,40
Fe ₂ O ₃	4,5	5,7	4,7	9,7	13,22	14,68	15,11	15,00	14,31	13,31	13,27	8,91
FeO	7,6	2,7	2,8	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,15	0,18	0,13	0,19	0,20	0,17	0,20	0,22	0,18	0,15	0,12
MgO	6,7	4,8	3,7	2,8	4,36	4,00	4,80	4,48	4,44	6,23	6,41	5,80
CaO	9,7	12,7	14,6	9,1	8,31	8,34	8,47	8,17	7,86	10,45	10,00	11,18
Na ₂ O	2,9	2,3	1,1	1,1	2,51	2,47	2,54	2,54	2,82	2,34	2,31	2,73
K ₂ O	0,7	1,1	1,2	1,4	1,33	1,50	0,72	1,36	1,40	0,28	0,49	0,20
TiO ₂	1,7	1,5	1,1	1,1	2,86	3,02	3,22	3,41	2,26	2,17	3,60	0,79
P ₂ O ₅	0,49	0,44	0,28	0,23	0,47	1,24	0,52	0,89	0,31	0,26	0,32	0,09
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	0,98	0,92	0,97	0,16	0,82	0,41	0,87	0,40
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0,26	0,44	0,71	0,02	0,56	0,29	0,06	0,10
CO ₂	0,21	2,12	8,14	4,42	-	-	-	-	-	-	-	-
В.п.п.	4,81	7,78	16,77	19,16	-	-	-	-	-	-	-	-
Сума	99,99	99,96	99,66	99,91	100,35	100,19	99,12	99,13	100,22	99,66	99,07	100,05

Багато вулканітів петрографічно наближені до виду "олівіновий базальт". Вони характеризуються серіально-порфіровою структурою причому розміри найбільших порфірових вкраплень не менше 1 мм і до 2 мм. Наступна серія вкраплень на порядок зменшених – 0,2...0,5 мм. І третя серія – вкраплення розмірами 0,05...0,1 мм. Вкраплення занурені в основну масу, яка за структурою нагадує гіалопелітову, але замість вулканічного скла присутній мікрокристалічний агрегат продуктів розкладу: хлорит, антигорит, карбонат, гідроксиди заліза, бурі гідроксиди. Також в складі основної маси наявні первинні мікроліти плагіоклазу, авгіту і олівіну, більшість яких майже одноманітно орієнтовані, підкреслюючи текстуру ламінарного типу. Серед вкраплень, поряд з ідіоморфними первинними фенокристалітами присутній ксеногенний матеріал у вигляді уламків монокристалів і зростків кристалів, відносна кількість яких зростає від третьої до першої серії вкраплень. У вигляді фенокристалів виявлені плагіоклаз ряду лабрадорбітовніт, олівін і авгіт. В більшості плагіоклаз одноманітний, але зрідка трапляються кристали зі слабо вираженою зональністю – показник заломлення центральної частини вище за периферію кристалу, але оптична орієнтація одноманітна як у центрі, так і на периферії. У деяких випадках виявляється зональність авгіту, причому периферійна зона насичена розплавними мікрровключеннями. Олівін майже весь повністю заміщений антигоритом, що сформував псевдоморфози. Авгіт хлоритизований. В числі акцесорних наявні магнетит, ільменіт, апатит, циркон. Серед ксенокристалів наявні ті ж самі мінерали з тими ж властивостями, але трапляються відмінності. Деякі кристалокласти олівіну несуть реакційну мікрокристалічну оболонку клінопіроксену, а серед кристалокластів піроксенів, поряд з авгітом є енстатит. Варіації загального складу базальтів пов'язані з несталістю кількісних співвідношень вищезгаданих породоутворювальних мінералів. В еволюційному плані варіації складу не суперечать гомодромної схемі.

Морфологічні відмінності базальтів узгоджені з геологічними фаціями. Жерлові, дайкові різновиди є текстурно однорідними. Стратиформні нерідко характеризуються флюїдальністю, яка слабо впрагнена і впевнено виявляється лише на препаратіваних вивітрюваннях поверхнях. Майже повсюди в базальтах наявні літокласти різноманітних розмірів, від мікроскопічних до розпізнаваних неозброєним оком. В головному вони відповідають вулканітам того самого "спектру", що складають формацію в цілому. Підвищений вміст літо-

класт призводить до необхідності відокремити деякі вулканіти як туфолави. Вони формують як дайки, так і стратиформні тіла. Масштабні прояви пірокластичної складової характерні для формації у цілому і свідчать про потужну еруптивну діяльність в епоху вулканізму. Потужні накопичення пірокластики у вигляді туфобрекчії майже повсюдно складають низи формації і заповнюють циліндрично-трубчасті тіла жерлової фації (див. рис. 2, 5). Такі текстурні особливості, як розпливчасті контури уламків і концентрично-коркові відокремлення в туфобрекчіях можуть бути пам'ятками пірокластичних потоків, вулканічних попільних хмар (рис. 6).



Рис. 4. Налягання вулканітів на кору вивітрювання



Рис. 5. Туфобрекчія з уламками граніту в базальтовій оболонці

Додатково до вищезгаданої пірокластики як базальтоїди так і туфобрекчії вміщують уламки – відторженці різноманітних порід, транзитом доставлених до сучасного рівня з різних глибинних горизонтів. Серед відторженців є породи, які відомі на сучасному ерозійному зрізі регіону: гнейси, кристалічні сланці, граніти, у тому числі тою чи іншою мірою вивітрілі, а також латеритні породи, які в лаві перетворені до стану бухітів. Меншою мірою серед відторженців присутні породи, які невідомі в даному регіоні і таким чином відповідають більш глибинним рівням.



Рис. 6. Концентрично-кіркова текстура туфобрекчії

Серед ксеногенних складових туфобрекчій і туфолав є корунд, насамперед коштовний рубін, в достатній для розробки концентрації, у зв'язку з чим на родовищі, з 1997 по 2000 рр. відбулись гірничодобувні роботи. Також на півночі Мадагаскару, в кайнозойських лужних вулканітах Монтань Дэ Амбр відомі знахідки ксеногенних сапфірів [6]. Отже є зацікавленість дослідити ксеногенні складові вулканітів Суміакатра. Породи, знайдені у вигляді ксенолітів, нижче коротко характеризуються в порядку зменшення загальної кислотності.

Гнейси в більшості відповідають польовошпатовим і кварцево-польовошпатовим видам. Трапляються ознаки первинно псамітових структур – розвальцьовані, іноді кутасті кварцові, рідше плагіоклазові кристалоласти. Текстурно гнейси смугасті, з чергуванням польовошпатових, кварцево-польовошпатових і біотитових смуг, завширшки 1-30 мм. В деяких зразках наявна порфірбластова структура з виділеннями мікрокліна. Плагіоклаз-олігоклаз кородований і мірмекітзований з боку відлень мікрокліна.

Біотитові граніти за мінеральним складом збігаються з ксенолітами граніто-гнейсів, але характеризуються меншою ступінню кристалобластеза і розсланцювання. На відміну від парагнейсів в гранітах більш сталі кількісні співвідношення кварцу, польових шпатів і біотиту. З

числа акцесорних наявні магнетит, апатит, циркон і титаніт. Представлені ксенолітами гнейси і граніти якщо не відповідають, то нагадують такі самі породи, що розповсюджені в складі блоку Антанариву.

Граносієніт – крупно-панідіоморфнокристалічний, близько до пегматоїдного, місцями мікрографічний. У мінеральному складі переважає мікроклін – мікропертит; кількісно меншим є альбіт, іноді з шаховою двійниковою структурою. Кварц ксеноморфний, кількісно другорядний; біотит хлоритизований, кількісно майже акцесорний, разом з магнетитом і апатитом.

Кварцовий діорит текстурно гломерокристалічний – нерівномірно розташовані в породі скупчення роговообманкові і плагіоклазові (олігоклаз – андезин). Розміри скупчень до 20 мм в попереку; окремих кристалів – 0,5-2 мм. У скупченнях рогової обманки структура призматично – кристалічна, а в скупченнях плагіоклазу – евектоїдно-мікрографічна з включеннями кварцу. Акцесорні: апатит, магнетит, ільменіт, титаніт. Вторинні: карбонат, скаполіт, серицит, хлорит. Сієніти і діорити відомі в складі груп Манампутсі і Бефуруна, блок Антанариву. З гранітами, гнейсами, сієнітами на півдні Мадагаскару пов'язані деякі первинні родовища сапфірів.

Сланцюватий метабазит з підпорядкованою орієнтацією призматичних, пластинчастих і табличастих мінеральних індивідів, розмірами 0,2-1,0 мм. Деякі з них виділились як порфіробласти до 3-5 мм в попереку. Внаслідок метаморфічної диференціації в породі чергуються лейкократові і меланократові смуги. Перші з них переважно олігоклаз – андезинові, а інші – біотитові і вміщують також жедрит, гіперстен, ільменіт, магнетит, апатит і титаніт. Метабазитові кристалосланці, амфіболіти, піроксеніти розповсюджені у складі серії Царатана, блок Антанариву.

Корундовий плагіоклазит гранобластової структури складений лабрадором, Mg-біотитом, вміщує виділення зелено-сірого корунду, 2-7 мм в попереку. Трапляються сімплектитові зростки корунду і плагіоклазу. Як правило, кристали корунду покриті реакційною оболонкою біотиту. В біотиті і корунді наявні мікрровключення шпінелі. Цей плагіоклазит імовірно відповідає сакеніту – метасоматичній породі деяких родовищ сапфіру на півдні острова [6, 8].

Габро має характерну для даного виду порід структуру і склад: лабрадор – бітовніт, клінопіроксен, олівін і додатково вміщує гранат, корунд – рубін. Скупчення клінопіроксену в зростках з олівіном, а також скупчення кристалів гранату зформували гломерокристалічну текстуру. Вкрапленики корунду часто резорбційні. Кристали граната вкриті амфіболовим фібролітом, що формує венцові і петельчасті структури. Олівін і піроксен місцями заміщені тонко кристалічним агрегатом тальку і серпентину.

Троктоліти представлені двома різновидами – гранатовим і корундовим. Ці два складені олівіном (50-60 %) і лабрадор-бітовнітом (до 40 %), які сформували структуру габрового типу з майже рівним ступенем ідіоморфізма породоутворювальних мінералів. Місцями трапляється переваження плагіоклаза за ступінню ідіоморфізму. Породи вміщують акцесорний магнетит. В одному різновиді породи гранат (до 10 %) створив вкраплення 0,5-3,0 мм, які вкриті реакційними оболонками амфіболового фіброліту. В іншому різновиді гранат відсутній, але наявний корунд (до 20 %) у вигляді поодиноких вкраплень (0,5-2 мм) і гломерокристалічних зростків (до 10 мм), нерівномірний розподіл яких створив окремі субпаралельно орієнтовані шлейфи. В олівіні і корунді містяться дрібні (0,05-0,1 мм) включення шпінелі. Зростки корунду з олівіном субграфічні, симп-

лектитового типу. Поряд з ідіоморфними індивідами спостережені резорбційні монокристали темно-зеленого корунду. Деякі з них вкриті оболонкою епітаксально нарощених пластинчатих кристалів синього корунду. Метаморфізовані габро, троктоліти, перидоти відомі у складі серії Царатанана, а також серії Вухі-бурі, в південній частині Мадагаскару.

Перидотит характеризується системою тріщинуватості, що надає породі вид сланцю. По системі тріщин розвинуті вторинні серпентин, хлорит і карбонат. Матриця породи сформована кристалами (0,5-2 мм) олівину і енстатиту. В ній містяться поодинокі вкраплення гіперстену і темно-зеленої шпінелі, яка по межах з енстатитом оточена дрібними кристалами фаяліту. В олівині трапляються включення ільменіту.

Гранатовий піроксеніт – щільний, текстурно однорідний, рівномірно кристалічний (2-3 мм), складений, в приблизно рівних співвідношеннях, клінопіроксеном і альмандин-піропом; також містить в майже акцесорній

кількості бітовніт і рубін. В останньому трапляються мікрровключення флогопіту, піроксену, ільменіту, гранату, шпінелі.

Породи розглянутих ксенолітів метаморфізовані разом з вміщуючими вулканітами. Асоціації вторинних мінералів – хлорит, антигорит, тальк, ідінгсит, серицит, скаполіт, карбонати – відповідають зеленокам'яному метаморфізму.

Повністю паралелізувати ультрамафіти і мафіти ксенолітів з породами, відомими на сучасному ерозійному зрізі Мадагаскару, не вдається і можна припустити їх походження з нижніх частин кори. Подібно до надглибокої свердловини, вулканіти принесли інформацію про склад всіх структурних поверхів кори. Дослідники Суміакатра припускали можливу приналежність деяких ксеногенних ультрамафітів до складових мантиї [6]. Але співставлення наявних матеріалів по мафітових і ультрамафітових ксенолітах з середнім складом хондритів не підтверджує присутність мантийних порід (табл. 2).

Таблиця 2

Співвідношення хондрит/порода по елементах складу мафітових і ультрамафітових ксенолітів

Породи	Fe	Ca	Ni	Cr	K	Ti	Mn	V	Cu	Zn	Zr	Sr
Габро	3,86	0,18	28,8	3,16	0,43	0,90	0,87	0,36	1,14	0,83	-	0,03
Троктоліт	7,53	0,15	-	7,60	0,65	0,90	2,42	0,15	-	-	-	0,02
Піроксеніт	1,56	0,23	32,5	3,8	0,43	0,52	0,50	0,32	-	0,50	0,30	0,10
Метабазитовий кристалосланець	26,97	1,17	162,50	13,57	0,01	0,52	2,00	0,14	-	-	-	0,01
Перидотит	1,02	0,29	92,8	12,66	0,04	0,10	0,47	0,22	0,57	0,22	0,25	0,09

Перенесений вулканічною лавою і перевідкладений в вулканітах рубін міститься в мафітових і ультрамафітових ксенолітах і найчастіше трапляється в зростках з плагіоклазом. Взаємовідносини корундів з породоутворювальними мінералами, що охарактеризовані вище, вказують на три фази формування корундів, у тому числі рубіну: докристалізаційну, кристалізаційну і посткристалізаційну. Кристали першої фази резорбційні, часто несуть реакційні оболонки; другої фази – нерідко сформували симплектитові зростки з іншими мінералами; третя фаза привела до нарощу-

вання на попередніх кристалах новостворених корундів. Рубінвмісні породи ксенолітів полігенні, імовірно різновікові. На полігенність рубінів вказує розбіжність показників хімічного складу (табл. 3 і за даними [6]), а також широкий діапазон значень $\delta^{18}\text{O}=1,25-4,7$, що перекривають показники, характерні для магматичних і метаморфічних типів [1]. За мінеральними асоціаціями приблизно оцінені термодинамічні умови формування рубінів: $T \sim 110^\circ\text{C}$; $P \sim 20$ кбар [6]. Первинні родовища рубіну Саміакатра напевне залягають в нижніх горизонтах кори.

Таблиця 3

Хімічний склад рубінів (ваг. %), за даними [4]

Компоненти	Вміст (ваг. %)											
Al ₂ O ₃	98,27	99,61	97,55	97,73	96,64	98,16	97,70	97,80	97,18	97,85	97,66	97,39
TiO ₂	0,09	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,01	н.р.ч.	н.р.ч.
V ₂ O ₃	0,01	0,01	н.р.ч.	н.р.ч.	0,04	0,06	0,06	н.р.ч.	0,09	н.р.ч.	н.р.ч.	н.р.ч.
Cr ₂ O ₃	0,38	0,04	0,63	0,73	0,99	0,86	0,93	0,80	0,83	0,22	0,33	0,56
FeO	0,56	0,33	0,50	0,52	0,51	0,52	0,53	0,53	0,51	0,26	0,20	0,27
Ga ₂ O ₃	н.р.ч.	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	н.р.ч.
Сума	99,32	99,99	98,72	99,03	98,22	100,48	99,27	99,19	98,64	98,35	98,20	98,22

Примітка: н.р.ч. – нижче рівня чутливості аналізу

На сучасному ерозійному зрізі Мадагаскару первинні родовища коштовних корундів, майже винятково сапфірів, розміщені в породах сіалічної кори – переважно протерозойських гнейсах, чарнокітах, гранітах, сієнітах, пегматитах, пара сланцях і, менше, в метабазитових кристалосланцях, слюдитах, скарнах, кордієрититах, мармурах [6, 8]. Багато з цих порід є корундовмістними. Знахідки рубіну рідкісні і пов'язані з мафітовими і ультрамафітовими породами серії Вухі-бурі, також з кордієритами в чарнокітах серії Андруї.

Геологічний вік коштовних корундів оцінюють в межах 487-565 млн р; їх походження вважають метасоматичним, в умовах гранулітової фації [6]. Принциповою рисою процесу є винос кремнію і лугів при підвищеній хімічній активності лужних земель – Mg, Ca, Fe – у діючих розчинах. Алюміній, як амфотер, в цих умовах проявляв тенденцію накопичення в залишку. В цілому ви-

никли сприятливі обставини для утворення корунду і таких супутніх мінералів як біотит, флогопіт, гранат, лабрадор – бітовніт, кордієрит, сапфірин, шпінель. До створення коштовних сапфірів і рубінів, можливо, призвели супроводжуючі явища перекристалізації корунду, що сприяло очищенню кристалів від дефектів.

Винос кремнію при формуванні родовищ корунду мав призвести до відкладення елементу і утворення окварцювання, виникнення кварцитів на віддаленні від зон десилифікації, вздовж тектонічних розривів. Отже, прояви окварцювання тектонічних розривних зон на сучасному ерозійному зрізі є можливими ознаками залягання на глибині десилифікованих метасоматитів з імовірним вмістом корунду.

Численні первинні родовища сапфірів і рубіну розміщені в протерозойських і архейських тектонічних блоках Мадагаскару, складених різноманітними породами.

Загальною петрохімічною рисою багатьох з них є підвищене співвідношення Al/Si , що мінералогічно проявлено через розповсюдження в складі порід слюд, польових шпатів, силіманіту, кордієриту, гранатів, а в мафічних і ультрамафічних видах – шпінелі, алюмовмісних амфіболів і піроксенів. Складається враження, що кристалічний фундамент острова відповідає специфічній геохімічній провінції, яка характерна підвищеним фоновим вмістом алюмінію. Матеріали з ксенолітів Суміакатра свідчать про імовірну сталість геохімічної характеристики до нижніх рівнів кори і відповідне розповсюдження коштовних корундів. З глибиною і зміною салічного характеру кори на мафічний очікується переважання рубіну відносно сапфірів.

Геохімічні риси порід і родовищ корундів сформувався задовго до розпаду Гондвани і, внаслідок тектонічних процесів, південно-західна частина геохімічної сапфіро- і рубіноносною провінції залишилась в складі Африканського континенту (Мозамбик); центральна частина – о. Мадагаскар – відійшла на сучасну позицію, а північно – східна частина змістилася ще далі, до сучасного положення південної Індії (Керала, Карум-Кенгам) та Шри Ланки.

Висновки. В центральній частині Мадагаскару наявні толейтові базальти, які подібні до пізньокрейдових вулканітів. Нижні рівні кори регіону вміщують корундо- і рубіноно-

сні троктоліти, олівініти, піроксеніти і перидотити. Мінералізація коштовних корундів розповсюджена по вертикалі від поверхні до нижніх частин кори. Розповсюдження первинних сапфірів пов'язано переважно з сіалітовими, а рубіну – з мафітовими і ультрамафітовими породами.

1. Жданов В.В. Геологическое строение Мадагаскарского кристаллического массива // Изв.АН СССР, сер. геол. – 1986. – № 6. – С. 60-70.
2. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. – М., 1987.
3. Хьюдзес Ч. Петрология изверженных пород. – М., 1988.
4. Collins A.S., Windley B.F. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and the place in the final assembly of Gondwana // Journal of Geology. – 2002. – V. 110. – P. 325-339.
5. Dostal J., Dupuy C., Nicollet C., Cantagrel G.M. Geochemistry and petrogenesis of Upper Cretaceous basaltic rocks from southern Madagascar // Chemical Geology. – 1992. – V. 97. – P. 199-218.
6. Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy M. et al. Gem corundum deposits of Madagascar: A review // Ore geology reviews. – 2008. – V. 34. – P. 134-154.
7. Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy M. et al. Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin // Miner Deposite. – 2007. – V. 42. – P. 251-270.
8. Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy A.F.M. et al. Les gisements de corindons gemmes de Madagascar // Revue de Gemmologie. – 2007. – № 159. – P. 14-18.
9. Mahoney G., Nicollet C., Dupuy C. Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources // Earth and Planetary Science Letters. – 1991. – V. 104. – P. 350-363.
10. Niccollet Ch. Le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar // Journal de African Earth Sciences. – 1984. – № 3-4. – P. 383-388.
11. Torsvik T.H., Tucker R.D., Ashwal L.D. et al. Late Cretaceous magmatism in Madagascar: paleomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 134. – P. 221-232.

Надійшла до редколегії 14.07.12

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 55; 504

М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
І. Малахов, канд. техн. наук

ТЕХНОГЕННІ ФОРМИ РЕЛЬЄФУ ТА ОЦІНКА ЕКОЛОГІЧНИХ РИЗИКІВ І ЗБИТКІВ ГІРНИЧОВИДОБУВНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ У КРИВОРІЗЬКОМУ ЗАЛІЗОРУДНОМУ БАСЕЙНІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Розглянуті техногенні об'єкти, що утворилися при видобутку і переробці залізних руд Криворізького басейну та ризики, які вони створюють для населення.

Technogenic objects, which appeared as results of iron-ores mining and processing in the Krivoy Rog basin, and hazards, which they create for a population, are considered.

Постановка проблеми. Експлуатація родовищ корисних копалин практично не можлива без негативного впливу на довкілля передусім тому, що відбувається вилучення природних ресурсів з біосфери і залучення їх у економічну систему. У тій чи іншій мірі зміни відбуваються в усіх його складових: геологічному і водному середовищах, атмосферному повітрі, тваринному і рослинному світі. Відбувається системне втручання, коли загрози (небезпека), яка виникає в одному середовищі реалізується в іншому (рис. 1). Таку ситуацію Б. Коммонер сформулював як "усе пов'язане з усім". Яскравим прикладом цього твердження може бути взаємопов'язаний характер екологічних загроз, виникнення ризиків та збитків при їх реалізації в процесі гірничовидобувної діяльності (ГВД) у Криворізькому залізорудному басейні України.

Техногенні форми рельєфу. Насамперед, до переліку критеріїв які впливають на специфіку оцінки ризиків у гірничо-видобувних регіонах внести *атиповість ландшафту*, яка виражена у формах техногенного рельєфу і створює умови для активізації екзогенних геологічних процесів (ЕГП). За геометричними параметрами нові техногенні форми рельєфу можна порівняти з природними морфоструктурами (табл. 1). Відвали, кар'єри, зони обвалення і зсуву, шламосховища з точки зору геоморфології представляють два типи рельєфу.

Кар'єри та зони обвалення і зсуву можна віднести до денудаційних, а відвали та шламосховища – до акумулятивних форм рельєфу (табл. 2). Процеси денудації надр (розвиток кар'єрів і зон обвалення), супроводжуються створенням акумулятивних, техногенних форм рельєфу – відвалів і шламосховищ. У такій картині техногенного літогенезу ми вбачаємо певну аналогію із тектонічними процесами, обумовленими ендегенними силами: вулканізмом, землетрусами, тектонічними порушеннями, тощо. Продовжуючи таку аналогію, кар'єри нагадують за формою кальдери. Але походження їх, звичайно, техногенне. Порооди верхньої частини земної кори, на місці яких утворена техногенна кальдера, у більшості переміщені до відвалів та шламосховищ. Порожнечі, що виникли під поверхнею землі внаслідок підземного видобутку залізних руд, з часом, під дією природних сил гравітації та завдяки спеціальним технологічним заходам, заповнюються породи висячого та частково лежачого боку покладу. На поверхні утворюються лійки розмірами від десятків до сотень метрів. Навкруги лійок виникає терасування поверхні. У цілому ці нові форми рельєфу утворюють провальні зони та зони зсуву. Зони обвалення, зсуву та просідання поверхні внаслідок підземних робіт скоріше нагадують ендегенні геологічні процеси, ніж екзогенні. Усі розглянуті зміни рельєфу обумовлені техногенними силами.

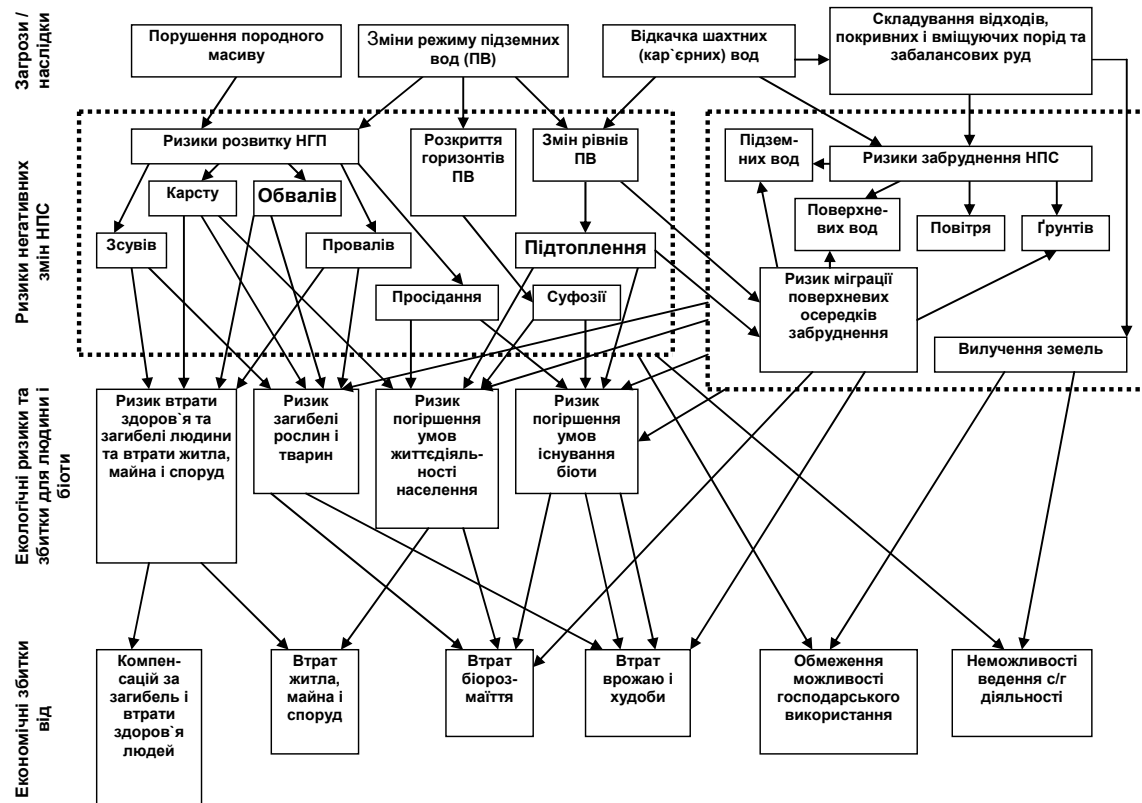


Рис. 1. Загальні наслідки, екологічні ризики та економічні збитки гірничовидобувної діяльності

Таблиця 1

Параметри техногенних об'єктів Кривбасу станом на 2009 р.

Техногенні об'єкти (форми рельєфу)	Довжина – ширина, км (середня)	Висота/ глибина*, м	Загальна площа, км ²	Об'єм, млрд м ³	Маса, млрд т
Кар'єри	1,2 – 7,5	До 400	49 – 53	4,5 – 5,0	–
Відвали	4,5 x 1,2	До 90	64 – 72	8,5 – 9,0	17,0 – 20,0
Шламосховища	3,2 x 2,0	До 70	85 – 90	4,4 – 5,0	3,5 – 4,2**
Зони обвалення та зсуву	0,5 – 4,3	1300	24 – 29	16 – 18,5	42 – 52
Підтоплення		0,5- 1,8	≈140 160	85-130	
Депресійна лійка		До 1500	65 – 70		

Примітка: * Висота чи глибина показані від рівня поверхні, ** маса шламів

Таблиця 2

Техногенні форми рельєфу

Назва	Визначення	Структура, елементи	Літологічний склад	Схематичний малюнок
Кар'єр	Циркоподібні, терасовані, денудаційні, негативні форми рельєфу	Уступ, борт	Відповідає геологічній структурі родовища, що розробляється	
Відвал	Трапецієподібні, терасовані, акумулятивні позитивні форми рельєфу з вершиною у формі плато	Відкос, ярус	Суглинки, глини, глинисто-піщані суміші, вапняки і глинисто-охристі сланці (на півдні Кривбасу), сланці, малорудні і окислені кварцити	
Шламосховища	Акумулятивні алювіальні плато, оточені терасованими дамбами	Первинні і вторинні дамби, навантажуючі призми, дренажні канали, шламові поля (намівні пляжі)	Суглинки, глини, кварцити, шлами збагачення (SiO ₂ , FeO, Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃)	
Зона обрушення і здвигнення	Денудаційні мультіподібні, кільцеві і каньйони з провальними колодязями і терасами на окраїнах негативні форми рельєфу	Провальні колодязі, мультіпрогину і здвигнення, пустоти, уламковий матеріал, зона тріщинуватості	У бортах відповідають геологічній структурі родовища, що розробляється. У зоні обрушення: розубожені руди, породи висячого боку; по лежачому боку язика порід осадового чохла	

Ми вважаємо, що розглянуті нові техногенні форми рельєфу є геологічними об'єктами. Важко не погодитися, що ці об'єкти існуватимуть набагато більше ніж термін розробки покладу.

Екзогенні та ендегенні процеси природно-техногенного походження, що відбуваються на уже сформованих техногенних формах рельєфу Криворіжжя, мають багато спільного із природними ендегенними та екзогенними процесами, що відбуваються зараз чи відбувалися раніше на природних морфоструктурах. Усі нові форми рельєфу, як денудаційні, так і акумулятивні, є джерелами ризиків розвитку ЕГП, а також геохімічними аномаліями, які складають загрозу навколишньому середовищу і здоров'ю людей (табл. 3, 4).

Якщо аналізувати ризики за побудовою ланцюжків "ризик (загроза) – джерело – наслідки", то підземну розробку характеризуватимуть ризики і наслідки, джерелом яких є підземні гірничі роботи. Характеристики наведені в табл. 3, дозволяють оцінити збитки і ймовірність виникнення загрози, а також масштаби загрози.

Ризики, які виникли внаслідок осушення масиву порід літосфери, призводять до змін режиму, рівнів і хімії поверхневих і підземних вод. Вони відображають техногенні процеси видобутку мінеральних ресурсів. Зрозуміло, далі іде ланцюжок техноплагених перетворень в екосистемі.

Для відкритих гірничих робіт характерно утворення антропогенних структур, як акумулятивного типу (відвали), так і денудаційного (кар'єри). речовина відвалів складається з порід розкриву родовища та некондиційної руди, вилучених з простору кар'єру (табл. 4). Природно, в Україні антропогенні морфоструктури виникають на місці земель. здебільше, сільськогосподарського призначення або іншого інтенсивного використання (поселення сільські і міські. прилеглі до них території, комунікації, рекреаційні зони, інші об'єкти інфраструктури). Розробка покладів залізної руди, які залягають під кутом 70°–85°, значно звужують можливості відновлення рельєфу. Відбувається своєрідний обмін ресурсів у суспільстві: біоресурси в обмін на мінеральні ресурси. Відзначене має знаходити відображення в оцінці екологічних збитків. Виходячи з табл. 5 та особливостей виникнення ризиків можна вибрати метод оцінки та провести саму оцінку.

Оцінки ризиків ГВД у Кривбасі. У випадках соціального і екологічного ризику загибелі, травмування людей, тварин або окремих демографічних груп і популяцій тварин і рослин для оцінки ми використовували ймовірність ураженості населення в часі. Вона встановлюється для демографічних груп або конкретного індивіду за виразом добутку від часткових ризиків. Для визначення тривалості перебування групи людей тварин, рослин або окремої людини слід звернути увагу на факт існування в регіоні антропогенних морфоструктур, які є прямим наслідком ГВД, джерелом загроз і складовою ландшафту у якому перебуває населення, тваринний і рослинний світ у регіоні. Виходячи з зазначеного можна стверджувати, що t_d і t_y – тривалість перебування групи людей або особи в межах уражених об'єктів протягом дня і року буде складати 24 години і 365–32=333 дня відповідно. 32 дні – середнє статистичне кількість днів, коли людина знаходиться за межами регіону (відпустки, свята, виїзди на рекреацію за межі регіону у вихідні). Виходячи з цих даних, маємо:

$$V_s^t = 24 \times 333 \times (24 \times 365)^{-1} = 0,912 \quad (1)$$

Соціальний і екологічний ризик загибелі або травмування внаслідок ЕГП на антропогенних морфоструктурах,

як бачимо має регіональний характер і ризик негативного впливу дуже великий.

Більш наближеною до реальної ситуації буде формула, яка описує регіональний рівень ризику надзвичайних ситуацій, обумовлених природними факторами. Оскільки антропогенні морфоструктури за нашими уявленнями є геологічними об'єктами. ЕГП є типовими техноплагеними процесами. Для регіональних оцінок автори [2] рекомендують використовувати формулу, запропоновану Л.Г. Рагозіним.

$$R_{is}(F) = \sum_{i=1}^n ((S_i / T_i) \times r_{si} \times V_{ti} \times V_{si} \times (1 / N_s)), \quad (2)$$

де S_i – площа, що зазнала ураження і-тим уражуючим фактором F_i ; T_i – час, протягом якого відбувалося ураження F_i ; $r_{si} = N_{si} / S_i$ – щільність населення зони ураження S_i ; N_{si} – кількість населення у зоні ураження; V_{ti} – уразливість населення в часі; V_{si} – уразливість населення на території; N_s – кількість населення регіону, щодо якого розраховується ризик.

Перелік факторів ураження (загроз) визначено у табл. 5. Зауважимо, що оскільки видобуток залізної руди відбувається в регіоні, як відкритим так і підземним способом, то багато загроз є спільними для обох способів видобутку. Для розрахунку прийнята загальна кількість населення у регіоні, $N_s = 750\,000$ чоловік; загальна площа регіону Кривбас, $S = 650$ км. Для викидів пилу й газу під час вибухів у кар'єрах уразливість населення у часі оцінювалася в залежності від часу підходу пилогазової хмари до різних районів міста за [3]. Для Кривого Рогу вона становить, $V_{ti} = 0,73$.

Уразливість території міста на якій мешкає населення різних вікових груп визначалась за залежностями, наведеними у цих же авторів. $V_{si} = 0,62$. Для постійно діючих факторів приймаємо $V_{ti} = 0,912$, а соціальний ризик негативного впливу постійно діючих факторів для населення міста з урахуванням району помешкання визначався за табл.5.

Розраховані, виходячи з перелічених даних складові регіонального ризику та перелік загроз за якими відбувався розрахунок, наведені у табл.5. Регіональний ризик у Кривбасі складає $58,72 \times 10^{-4}$. За класифікацією авторів [1], він відповідає категорії – "особливо небезпечного", $>10^{-3}$. Ризик в Україні, в цілому, країні становить $5,35 \times 10^{-4}$ [1], що на порядок менше ніж регіональний ризик у Кривбасі.

Порівняння ризиків від різних природних і техногенних факторів, наведених у табл. 5, указує, що найбільший негативний вплив на рівень регіонального ризику справляє пилоутворення під час вибухів у кар'єрах і вітрової ерозії з поверхонь антропогенних структур. Отриманий результат не є чимось неочікуваним. За даними екологічних служб, середньодобові концентрації пилу у повітрі міста Кривий Ріг перевищує ГДК на території. Яка складає 60 – 75 площі міста в адміністративних межах. Але до міста прилягають населені пункти Криворізького району. Медична статистика захворювань також фіксує підвищений рівень респіраторних та бронхо-легеневих захворювань у місті. Особливо вразливими є діти. Труднощами у застосуванні оцінки регіонального ризику є те, що доволі важко коректно розділити незалежні і залежні фактори ризиків. Але аналіз загроз дозволяє виокремити найбільш вагомі фактори, що, у свою чергу, конкретизує можливості управління ризиків. Так у розглянутій ситуації пріоритетними напрямками постає спрямування зусиль на розвиток рослинного покриву на відвалах і бортах кар'єрів та розробки технологій масових вибухів зі зменшенням викидів пилу.

Таблиця 3

Ризики підземного видобутку залізної руди								
Ризик	Група ризиків				Територія	Демографічні групи	Населення	Прояви (наслідки)
	Ризики для соціального середовища	Ризики для природного середовища	Здоров'я	Якість життя				
Зниження рівня поверхневих вод	Проблеми з нецентралізованим водопостачанням	Пересушення ґрунтів. Вплив на біогеоценози	-	Збільшення витрат на воду	-16–18%	Усі	6-10%	Утворення депресійної лійки
Забруднення підземних і поверхневих вод	Проблеми з нецентралізованим водопостачанням. Зниження якості ґрунтів	Вплив на біогеоценози, водні екосистеми	Захворюваність нирок та шлунково-кишкового тракту	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я	-20–24%	До 5% у вік. групах 45–75 років	12–17%	Порушення гідрологічного режиму надр
Підтоплення	Проблеми з нецентралізованим водопостачанням. Зниження якості ґрунтів. Зменшення площ земель господарського призначення у місті	Заболочування. Поширення рудеральної рослинності, шкідливої мезофауни	Погіршення санітарно-епідемічної ситуації	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я	-10–12%	Усі	До 5%	Наслідки ліквідації шахт і дренажу ставків-накопичувачів шахтних вод
Порушення цілісності масиву порід	Зменшення площ земель господарського призначення у місті	Поширення рудеральної рослинності	Погіршення психічного здоров'я	Зменшення вартості житла. Невпевненість у тривалому проживанні у обраному місці	До 10%	40 і більше років	До 10%	Наведена сейсмічність, некероване переміщення гірських порід;
Зміни рельєфу поверхні	Зменшення площ земель господарського призначення у місті	Поширення рудеральної рослинності	Загибель внаслідок потрапляння до зони обвалення	Збільшення транспортних витрат (час і гроші). Погіршення ландшафту	5–7%	12-50 років	До 30%	Утворення провальних зон і зон зсуву в місті і прилеглих територіях

Таблиця 4

Ризики відкритого видобутку залізної руди								
Ризик	Група ризиків				Територія	Демографічні групи	Населення	Прояви (наслідки)
	Ризики для соціального середовища	Ризики для природного середовища	Здоров'я	Якість життя				
Зниження рівня поверхневих вод	Проблеми з нецентралізованим водопостачанням	Пересушення ґрунтів. Вплив на біогеоценози	-	Збільшення витрат на воду	-16–18%	Усі	6-10%	Утворення депресійної лійки
Забруднення підземних і поверхневих вод	Проблеми з нецентралізованим водопостачанням. Зниження якості ґрунтів	Вплив на біогеоценози, водні екосистеми	Захворюваність нирок та шлунково-кишкового тракту	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я	-20–24%	До 5% у вік. групах 45–75 років	12–17%	Порушення гідрологічного режиму
Підтоплення	Проблеми з нецентралізованим водопостачанням. Зниження якості ґрунтів. Зменшення площ земель господарського призначення у місті	Заболочування. Поширення рудеральної рослинності, шкідливої мезофауни	Погіршення санітарно-епідемічної ситуації	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я	-10–12%	Усі	До 5%	Наслідки ліквідації шахт і дренажу ставків-накопичувачів шахтних вод
Утворення пилу на відкритих поверхнях антропогенних морфоструктур	Погіршення якості ґрунтів	Закислення ґрунтів, збіднення біоценозів	Бронхо-легеневі хвороби. Алергії	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я. Збільшення витрат на прибирання в оселях і на прання	100%	Діти особливо	80%	Наведена сейсмічність, некероване переміщення гірських порід
Викиди залізо-силікатного пилу під час вибухів	Погіршення якості ґрунтів	Закислення ґрунтів, збіднення біоценозів	Бронхо-легеневі хвороби. Алергії. Напади ядухи	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я. Збільшення витрат на прибирання в оселях і на прання	8–12%	Діти	40-45%	
Викиди газу	-	-	Алергії. Напади ядухи	Збільшення витрат на лікування. Втрати від погіршення здоров'я.	3–5%	Діти ≤ 50 років	6-8% <1%	
Сейсмічні ефекти під час вибухів	-	-	Погіршення психічного стану	Збільшення витрат на ремонт оселі. Зменшення вартості житла	до 25%	Усі	<1%	
Зміни рельєфу поверхні	Зменшення площ земель господарського призначення у місті	Поширення рудеральної рослинності	-	Збільшення транспортних витрат (час і гроші). Погіршення ландшафту	15–20%	12-50 років	До 30%	Утворення провальних зон і зон зсуву в місті і прилеглих територіях
Розвиток ЕГП	Зменшення площ земель господарського призначення у місті	Поширення рудеральної рослинності. Руїнація рослинного покриву. Замулення водойм	-	Погіршення сприйняття ландшафту	До 20%	12-50 років	До 7%	

Таблиця 5

Перелік факторів, які визначають регіональний ризик

№	Назва фактору, F	Відкритий спосіб	Підземний спосіб	S _i , км ²	T _i , днів	r _{si} = N _s / S _i , л/км ² ×10 ³	N _{si} ×10 ³ людей	V _{ti}	V _{si}	R _{is} (F) _i ×10 ⁻⁴
1	Зниження рівня поверхневих вод	×	×	110	333	0,61	67	0,912	0,07	0,17
2	Забруднення підземних і поверхневих вод	×	×	280	333	0,77	190	0,912	0,65	5,0
3	Підтоплення	×	×	68	333	0,44	30	0,912	0,76	0,83
4	Порушення цілісності масиву порід		×	65	333	1,08	70	0,912	0,56	1,4
5	Зміни рельєфу поверхні	×	×	160	333	0,69	230	0,912	0,61	2,4
6	Утворення пилу на відкритих поверхнях антропогенних морфоструктур	×		650	333	1,15	750	0,912	0,88	24,0
7	Викиди залізо-силікатного пилу під час вибухів	×		65	19	0,85	315	0,73	0,62	17,5
8	Викиди газу	×		26	19	0,87	70	0,73	0,62	7,2
9	Сейсмічні ефекти під час вибухів	×		162	19	0,05	8	0,054	0,075	0,02
10	Розвиток ЕГП	×	×	110	333	0,45	50	0,095	0,17	0,03

У табл. 5 пил є переважаючим фактором, який формує регіональний ризик. Цей фактор можна також розглядати як такий, що обмежує доступ населення до природного ресурсу, у даному випадку йдеться про чисте повітря. Тут можна застосувати методику порівняльної оцінки ризику.

Будемо вважати чистим повітря у якому концентрація пилу нижче або дорівнює ГДК. Експозиція:

$$E = T_B \times D = (6 - 10) \times (1 - 2,4) \times 4,0 = 24 - 96 \text{ годин} \times \text{г} / \text{м.куб} \quad (3)$$

Залежно від району експозиція може змінюватися від 24 до 96 год×г/м³×добу. Якщо експозиція у E = 32 год×г/м³×добу охоплює 5 % і більше населення, то наслідки впливу небезпечного фактора слід вважати "особливо небезпечними". Отже майже на всій території міста стан повітряного басейну, як за оцінками регіонального ризику, так і за даними порівняльного аналізу ризиків, є вкрай небезпечний. Двома різними методами отримано однакові результати. Порівняно з класифікацією авторів [1], за факторами забруднення повітря і

ґрунтових вод ситуацію у Кривбасі також можна визначити як небезпечну. Інші фактори дозволяють віднести її до прийнятної.

Висновки та пропозиції. За В.Т. Трофімовим [4], якщо площа техногенного рельєфу перевищує 25 % ділянки, що оцінюється, то такий стан відноситься до кризового. Таке співвідношення у Кривбасі перевищує 35 %, тобто стан рельєфу характеризується як кризовий. Отже, різні фактори небезпеки у Криворізькому залізничному басейні спричиняють наслідки, які оцінюються як кризові та катастрофічні. Тому варто провести комплексну оцінку безпеки життя у регіоні.

1. Буравльов Є.П., Дрозд І.П., Коваль Г.М. Класифікація і управління техногенними ризиками // Екологія і ресурси: 36. наук. праць. – К., 2003. – Вип. 7. – С. 17-25. 2. Коржнев М.М., Малахов І.М. Еколого-економічні аспекти використання мінеральної сировини у збалансованому розвитку суспільства // Екологічна безпека та природокористування: 36. наук. праць. – К., 2009. – Вип. 4. – С. 87-99. 3. Малахов І.Н. Новая геологическая сила. – Кривой Рог, 2009. 4. Трофимов В.Т. и др. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. – М., 1997.

Надійшла до редколегії 21.05.12

УДК 658.567:66.040

Ю. Кононов, президент ООВ "Надра Луганщини",
І. Удалов, канд. техн. наук, Д. Чомко, канд. геол. наук.

ЕКОЛОГІЧНА ОЦІНКА СТАНУ ҐРУНТІВ НА ПРИКЛАДІ БРЯНКІВСЬКОЇ ТЕРИТОРІАЛЬНО-ПРОМИСЛОВОЇ АГЛОМЕРАЦІЇ (ЛУГАНСЬКА ОБЛАСТЬ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.М. Коржневим)

Представлено комплекс проблем, які виникли при реструктуризації вугільних шахт Брянківського регіону Луганської області. Описано розповсюдження деяких мікроелементів в промислових відходах Донбасу. Вказано на можливі джерела їхнього надходження.

The complex of problems encountered in the restructuring of the coal mines Bryanka region Lugansk region. Describes the spread of certain trace elements in industrial waste Donbass. Point out possible sources of their income.

Актуальність дослідження. Незбалансоване антропогенне навантаження на природні ресурси протягом тривалого часу обумовило значну техногенну ураженість екосфери України. Внаслідок цього відбулась деградація ґрунтів на значній частині території України взагалі, і зокрема на Донбасі. Одним із важливих чинників, які викликають деградацію ґрунтів є техногенне забруднення, під яким слід розуміти екзогенне привнесення у ґрунти поллютантів, що обумовлюють негативні зміни фізичних, фізико-хімічних і агрохімічних властивостей ґрунту, погіршення умов життєдіяльності ґрунтової біоти, флори і фауни, порушення нормального росту і розвитку культурних рослин. Останнім часом процеси

деградації ґрунтового покриву на Донбасі, обумовлені техногенним забрудненням, підсилюються. Особливо небезпечними є токсиканти-ксенобіотики – важкі метали та їх сполуки, радіонукліди, агрохімікати, різні кислоти, тверді та рідкі промислові відходи тощо.

За історичний період індустріального розвитку Донбасу (більш ніж 200 років) в його межах було побудовано до 600 капітальних шахт і пройдено (за існуючими оцінками Держгеолслужби Мінприроди) біля 1 тис. шахтних стволів. Загальний обсяг вилученого вугілля і породи сягає 13 млрд м³, об'єм порушеного породного масиву над гірничими виробками становить біля 600,0 км³. Загальна площа гірничих робіт (площа їх

проекції на денну поверхню) перевищує 15 тис. км², в тому числі з осіданням денної поверхні 8000 км².

Ускладнення гірничо-геологічних та екологічних умов розвинутих вуглевидобувних регіонів (ВВР) Донбасу пов'язані зі зменшенням розробки запасів вугілля, що призводить до виведення частини шахт з експлуатації, з їх частковим або повним затопленням, і суттєвої зміни в межах басейнів більш-менш усталених природно-техногенних умов, які сформувалися в результаті впливу на геологічне середовище довгострокової розробки вугільних родовищ.

Високий ступінь порушеності (шахтами, свердловинами та ін.) масиву гірських порід в гірничопромислових районах Донбасу сприяє низхідній міграції шкідливих хімічних речовин, що містяться в техногенних об'єктах. У результаті на шляху їх міграції формуються техногенні літохімічні (насамперед у породах зони аерації) та техногенні гідрохімічні (у поверхневих водах і в зоні активного водообміну підземних вод) аномалії. Техногенні геохімічні аномалії в своїй основній частині утворені в депонуючих природних середовищах (геохімічних бар'єрах), головним чином, у ґрунтах, а також у донних і заплачних відкладах водотоків і водойм. Довгостроковими попередніми дослідженнями встановлено, що з 1 га поверхні териконів щорічно вітром здуває до 10 тонн пилу, водними потоками вимивається більш ніж 35 тонн мілкозему, значна кількість водорозчинних солей, радіонуклідів, важких металів.

Метою роботи є аналіз і узагальнення наявних матеріалів, які характеризують сучасні деградаційні процеси в ґрунтах, спричинені забрудненням важкими металами.

Викладення основного матеріалу. Встановлено, що забруднення ґрунтів регіону важкими металами відбувалося, значною мірою, при роботі вугільних шахт внаслідок пиління поверхонь відвалів (частинки вугілля і вуглефікованої породи), роботи котелень (зола), експлуатації транспортних засобів.

Аналіз літературних джерел показав, що майже 30% обсягу всіх викидів в атмосферу Брянківського регіону становила зола [1]. Вона може бути непрямим показником інтенсивності процесу забруднення ґрунтів в силу того, що є носієм важких металів. Основне джерело золи в Донбасі – кам'яне вугілля. Зольність донецьких вугіль колинається в значних межах від 3,88% до 21,14%, при цьому до їх складу входять оксиди фосфору (0,2%), миш'як (0,001%) і більше 60 мікроелементів (Fe, Mn, Cu, Hg, Sb та ін.).

Асоціація елементів, характерна для викидів в атмосферу кожної шахти, повністю відображається в ґрунтового покриві, а також зберігається структура комплексної аномалії і межі аномалій окремих елементів [2].

Для всіх важких металів характерна природна варіабельність їх вмісту в ґрунтах регіону, при фоновому рівні вона змінюється від 15 до 20% (коефіцієнт варіації), а в техногенних ландшафтах від 30 до 80%, збільшуючись з рівнем забруднення ґрунтів [2, 3].

У зв'язку з різною буферністю, ґрунти по-різному поглинають хімічні елементи. За даними досліджень [2, 3, 7] в чорноземах регіону, основна кількість важких металів фіксується у верхньому (0-30 см) шарі, і відносно невелика їх частина від валового вмісту становить рухливу, доступну для рослин форму, яка не перевищує середній вміст її у незабруднених ґрунтах. Рухомий вміст форми елемента в звичайному чорноземі слабо корелює з їх валовим вмістом.

Тому, для з'ясування характеру розподілу і рівня концентрації хімічних елементів техногенного походження у Брянківському регіоні проведено геохімічне випробування ґрунтів.

Всі проби висушувалися і надходили на лабораторні дослідження до лабораторії Луганської комплексної геолого-розвідувальної експедиції. Проби аналізувалися спектральним напівкількісним методом на 35 елементів. Ртуть визначена кількісним методом. Зроблено скорочений хімічний аналіз водних витяжок з ґрунтів, визначено їх рН.

У ґрунтах, з урахуванням чутливості спектрального аналізу, не визначені наступні елементи: ітербій, гафній, церій, золото, сурма, миш'як і лише в поодиноких пробах зустрінуті кадмій і стронцій. Берилій визначено у 42 % від усіх проб, і барій у 58 % проб.

Повсюдно виявлені, але немає диференціації значень у вольфраму, вісмуту, ніобію, лантану. Погано диференційовані значення вмісту міді, фосфору, титану, цирконію, скандію і срібла.

Значно мінливий вміст таких елементів як: ртуть, фтор, свинець, цинк, кобальт, нікель, молібден, хром, літій, ванадій, марганець, германій, галій, олово та ітрій.

Була проведена статистична обробка даних спектрального аналізу. Підраховано вручну середній вміст хімічних елементів на досліджуваній території, по житловій частині м. Брянка та обчислені фонові концентрації вмісту цих елементів на ділянках, максимально віддалених від техногенних джерел забруднення.

Порівняння фонових вмісту елементів, з їх середнім вмістом в межах всієї досліджуваної території, і особливо в межах селитебного ландшафту (міської забудови) дозволяє виявити техногенний характер багатьох з них. Так, збільшення концентрацій в межах міста в порівнянні з фоновим вмістом відзначається у ртуті (в 5,4 рази вище фону), у барію (у 2,2 рази), у свинцю і молібдену (у 1,7 рази), у титану і срібла (в 1,3 рази), і у марганцю (у 1,2 рази). Слід зауважити, що фоновий вміст в межах Брянківського району таких елементів як ртуть, вольфрам, барій, берилій, ітрій в 1,5–10 разів вище аналогічних за межами досліджуваної площі.

Узагальнення даних щодо діяльності шахт довело, що об'єкти шахти розрізняються за кількістю та складом викидів. Так, пилові викиди вугільних відвалів умовно можна віднести до викидів з невисокими концентраціями металів у складі викиду і з великим обсягом викиду (більше 1000 т/рік). Великі маси металів формуються за рахунок загального пилового викиду при невисоких концентраціях цих металів. При одноразовому змішанні матеріалу викиду з речовиною ґрунту не відбувається значного збільшення природного вмісту металу в ґрунті.

Пилові викиди котелень по складу політантів ті ж, що і у вугільних відвалах, оскільки паливом є кам'яне вугілля, що видобувається на шахтах регіону, але вони містять шкідливі домішки в концентрованому вигляді.

Особливе місце у забрудненні атмосфери і опосередковано ґрунтів займає горіння породних відвалів. При їх горінні в атмосферу викидаються такі елементи як: ртуть, берилій, барій, ітрій, марганець, кобальт і титан. Частина, що залишилася у породному відвалі, збагачується при цьому фосфором, молібденом, хромом, миш'яком, свинцем, літієм, германієм і ванадієм, більшість з яких вилугується кислотними водами, що утворюються при окислюванні піриту (з рН менше 3) і, при наступній міграції забруднюють ґрунт і рослини [3, 4].

Забруднення ґрунтів важкими металами не так очевидно, як інші види деградації, але представляє в порівнянні з ними найбільшу небезпеку. Навіть після припинення емісії важких металів на поверхню ґрунтів останні можуть бути тривалий час вторинним джерелом забруднення. На відміну від повітря і води, ґрунт є потужним акумулятором і депонентом важких металів,

маючи при цьому слабку самоочищуючу здатність по відношенню до важких металів.

Гумус і тонкодисперсна речовина відіграє велику роль в депонуванні важких металів. У забруднених ґрунтах насиченість тонкодисперсних часток і гумусу важкими металами, особливо їх рухомими формами, надзвичайно висока [1, 5, 6].

Аналіз отриманих нами даних, що характеризують вміст у ґрунтах Брянківського регіону важких металів, показує, що найбільшу увагу слід приділити наступним поллютантам: хром, свинець, ртуть, барій, і в меншій мірі молібден, фтор, марганець.

Висновки. Підвищений інтерес до проблеми вмісту важких металів у ґрунтах вуглевидобувних регіонів Донбасу викликаний прискореним розвитком небезпечних сучасних природно-техногенних процесів, що впливають на стан навколишнього природного середовища, внаслідок масового закриття шахт у Брянківському регіоні Луганської області.

Встановлено, що площа поширення в ґрунтах Брянківського регіону аномальних ореолів хімічних елементів, в основному, збігається з контуром міської забудови, де розташована більшість підприємств – джерел забруднення. За межами міста виявлені аномальні ореоли лише у східній частині досліджуваної площі, де негативний вплив на навколишнє середовище роблять стічні води м. Артемівськ і близькість звалищ з підприємствами м. Комунарськ.

Основними елементами – забруднювачами ґрунтів, які утворюють великі аномальні ореоли є, як зазначалося вище, ртуть, барій, свинець і марганець. Всі інші елементи, як правило, мають вміст вище ГДК лише в поодиноких пробах, не пов'язаних між собою у великі аномалії.

Встановлено, що ореоли окремих підприємств накладаються один на одного і утворюють загальний по-

ліелементний ореол, з переважанням вищевказаних чотирьох елементів: першого класу небезпеки (ртуть, свинець) і третього класу небезпеки (барій і марганець).

На сучасному етапі експлуатації ВВР Донбасу починають формуватись принципово нові еколого-геологічні умови, прогнозування яких за одночасної експлуатації та геофільтраційної і гідрогеомеханічної взаємодії діючих та закритих шахт (перетоки вод, зростання перепадів рівнів між шахтами і ін.) недостатньо розроблене. Це призводить до вибору не завжди об'єктивних підходів до робіт з еколого-техногенної рекультивациі, і у зв'язку з цим, до суттєвих негативних впливів на геологічне середовище взагалі, і зокрема на ґрунти та умови життєдіяльності населення.

1. Комплексный проект инженерной защиты Стахановского региона в связи с закрытием группы шахт "Оценка воздействия на окружающую среду (ОВОС) Стахановского региона в связи с закрытием восьми угольных шахт". УкрНИИЭП. 0199U001238, Харьков, 1999. – 519 с. 2. Удалов И.В. Влияние "мокрого" консервации шахт на эколого-радиационный стан навколишнього природного середовища (на прикладі Луганської області). Автореферат дисертації. Харків, 2007. 3. Шевченко О.А., Проскурня Ю.А. Эколого-геохимические особенности углей и шахтных вод Донбасса (На примере Донецко-Макеевского угледобывающего района) //Геолого-мінералогічний вісник. – 2001. – №2. – С. 28-35. 4. Удалов И.В. Динамика изменения техногенного прессинга на почвенный покров на примере Стахановского региона Луганской области. Збірник наукових праць. "Геологія – географія – екологія". – Харків. ХНУ імені Каразіна. – 2009. – № 882. – С. 212 – 216. 5. А. М. Касимов, А. А. Романовский, А. В. Носова, А. М. Коваленко Современное состояние проблемы образования и накопления промышленных отходов в Украине. Проблемы охраны навколишнього природного середовища та екологічної безпеки: зб. наук. пр. / УкрНДІП. – Х. : ВД "Райдер", 2008. С. 23-35. 6. Решетов И.К., Удалов И.В. Техногенное воздействие на окружающую среду при реструктуризации шахт Луганской области. Збірник наукових праць. Тематичний випуск "Хімія, хімічна технологія та екологія". – Харків: НТУ "ХПІ". – 2006. – № 43. – С. 82–88. 7. Кононов Ю.А., Протасов В.В. Экологическая оценка загрязненности на ландшафтной основе территории г. Брянска с выработкой рекомендаций. Отчет о научно-исследовательской работе. Стаханов. 1992. 36 с.

Надійшла до редколегії 25.09.12

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 519.2+556.5

М. Жуков, д-р геол. наук, проф.,
А. Клипа, асп., І. Стахів, асп.,
М. Макаренко, канд. геол.-мінералог. наук

ІМОВІРНІСНА ОЦІНКА ЗАБРУДНЕННЯ ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА НА ОСНОВІ МОДЕЛЮВАННЯ РОЗПОДІЛІВ ВМІСТУ ХІМІЧНИХ ЕЛЕМЕНТІВ (НА ПРИКЛАДІ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД ПОЛТАВСЬКОЇ ОБЛАСТІ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Виконано порівняльну оцінку розподілів вмісту мікроелементів у поверхневих водах Полтавської області за даними двох гідролітохімічних зйомок у 1985 р. та 1991-1993 рр. Встановлено, що найбільш адекватними моделями розподілів вмістів хімічних елементів є композиційно-логнормальна модель та логарифмічно нормальний закон розподілу. Доведено, що вказані моделі дозволяють з високою достовірністю оцінювати площі перевищення критичних границь вмістів хімічних елементів. Наведено оцінки площ для рівнів 10-100 ГДК питної води для Ва, Сr та ін. Встановлено, що розміри цих площ вирости на протязі зазначеного періоду у 6-60 разів.

The comparative assessment of the chemical elements' content distribution in surface waters of the Poltava Region, based on hidrolietochemical surveys of 1985 and 1991-1993, has been conducted. We have found that the most appropriate models of chemical elements' content distribution are a composition lognormal model and lognormal distribution law. It is proved that these models allow to reliably evaluating the areas exceeding critical limits of chemical elements' content. Assessments of these areas for drinking water levels of 10-100 MPC for Ba, Cr etc. have been provided. The size of these areas have increased by 6-60 times during the period mentioned.

Постановка проблеми. Актуальність проблеми, що розглядається нами визначається необхідністю подальшого розвитку методології об'єктивної оцінки стану забруднення геологічного середовища з урахуванням стохастичних факторів. У статті йдеться про зміну хімічного складу поверхневих вод, зокрема, про підвищення вмісту важких металів, що веде до виснаження водних ресурсів. Збільшення концентрацій хімі-

чних компонентів у воді призводить до непридатності її використання для господарсько-питних потреб. Причиною цього є вплив хімічного складу води на здоров'я населення. Моніторинг стану забруднення поверхневих вод з метою запобігання негативних наслідків та своєчасної реалізації водоохоронних заходів є для України однією з найбільш актуальних задач.

Проблема дослідження екологічного стану поверхневих вод привертає все більшу увагу наукової громадськості [5, 7]. Традиційну оцінку екологічної шкоди, що базується лише на порівнянні середніх значень забруднення з гранично допустимими концентраціями (ГДК), автори вважають недостатньою. Вплив на здоров'я населення має базуватися, зокрема, на таких характеристиках, як ймовірності перевищення ГДК та пов'язаних з ними критичних рівнів, площ прояву перевищень, рівнів підвищених концентрацій, що відповідають заданим площам прояву. Особливої актуальності набуває задача прогнозування подібних характеристик розвитку екологічної ситуації, а загалом – самих розподілів вмістів забруднювачів води [3, 8]. У цій статті розглянуто можливість оптимального моделювання розподілів вмісту мікрокомпонент техногенного походження та здійснено спробу визначення вказаних оцінок.

Загально визнаним є факт розповсюдженості двох моделей розподілу вмісту компонент речовинного складу: класичної гаусівської (нормального закону) та логнормальної (логарифмічно нормального закону) моделей. Вивчення стану забруднення геологічного середовища пересічно носить комплексний характер. Воно спрямоване на обробку одночасно багатьох складових, що ставить на порядок денний проблему використання такої моделі, яка б мала у своєму складі компоненти, розподілені за різними законами розподілу.

Для автоматизації вибору закону розподілу пропонується використати критерій нормальності за альтернативи логнормального закону, запропонований М. Жуковим [6]. За цим критерієм обчислюється ймовірність належності розподілу до логнормального закону.

Серед сучасних моделей привертає увагу дослідників природного середовища композиційний розподіл, розповсюджений варіант якого відомий в літературі під назвою Gaussian mixture (гаусівська суміш). Вона ґрунтується на такому уявленні, як значення показника у кожній точці об'єкту дослідження (у цьому разі, резервуарів поверхневих вод) являє собою величину, розподілом якої керують випадкові фактори локального характеру. Відповідно, варіація локального розподілу є відносно невеликою і здебільшого може бути оцінена розрахунковим шляхом. Локальні фактори складаються з метрологічного (випадкова похибка вимірювання) та природного (локальна неоднорідність об'єкту дослідження).

Виклад результатів дослідження. У даному дослідженні проведено порівняльний аналіз моделей з використанням максимально правдоподібних оцінок параметрів: нормального, логнормального, композиційного з нормально розподіленими локальними складовими, композиційного з логнормальними локальними складовими.

Автори розробили та протестували проект для автоматизованої побудови непараметричної та параметричних оцінок щільностей розподілів з числа обговорюваних моделей, а також візуалізації щільностей розподілу разом з автоматичним вибором закону розподілу кожної компоненти. Проект був застосований для аналізу матеріалів двох гідролітохімічних зйомок, які проводило казенне підприємство (КП) "Кіровогеологія":

- гідролітохімічна зйомка масштабу 1:1 000 000 території України, Білорусі та Молдови, виконана у 1981-1990 рр. на площі 845 тис. км²;

- гідролітохімічна зйомка масштабу 1:500 000 центральної та північно-східної частин України, виконана у 1991-2007 рр. на площі 337 тис. км².

Результатами обох зйомок були вимірювання вмісту ряду хімічних елементів у гідролітохімічних пробах (води та донних відкладів), відібраних з поверхневих водотоків при густоті відбору 100±20 км² (зйомка масштабу 1:1 000 000) та 41±5 км² (зйомка масштабу 1:500 000).

Метою гідролітохімічної зйомки було виділення потенційно рудних районів на основі вивчення закономірностей розподілу широкого комплексу рудогенних елементів, рідкісних, кольорових та рідкісноземельних металів у стоках річкової мережі (поверхневих водах та донних відкладах), а також оцінка їх рівня забруднення токсичними мікродомішками.

Результати зйомок входять до бази даних "Ландшафтна проба", у якій містяться відомості по еколого-геологічним дослідженням, проведеним КП "Кіровогеологія", починаючи з 1980 р. Стаття містить дані цих зйомок (лише проби води поверхневих водоймищ) по території Полтавської обл. (табл. 1). Результати вимірювання вмісту хімічних елементів у пробах води отримані у центральній аналітичній лабораторії КП "Кіровогеологія" за допомогою спектрального наближено-кількісного аналізу сухого залишку (31 елемент).

Таблиця 1

Обсяги вимірювань в ході проведених гідролітохімічних зйомок

№ п/п	Масштаб гідролітохімічної зйомки	Роки проведення зйомки	Кількість виконаних аналізів	Вид аналізу	Хімічні елементи	Одиниці виміру
1	1:1000000	1985	288	спектральний	Ba, Cr, Cu,	мг/дм ³
2	1:500000	1991–1993	560	спектральний	Mn, Mo, Ni, Pb, Sr, V, Zn	мг/дм ³

Обсяг статті обмежує можливість подати результати проведеного статистичного аналізу по всіх хімічних елементах, зазначених у табл. 1. Для них проводилися однакові процедури обробки, результати яких показані на прикладі дослідження розподілу вмісту нікелю (Ni) – рис. 1а, б, в, г: побудова непараметричної оцінки щільності розподілу та її максимально правдоподібною нормальної апроксимації (рис. 1а); максимально правдоподібною логнормальною апроксимацією – теж у зіставленні з непараметричною оцінкою щільності розподілу (рис. 1б); апроксимація композиційним розподілом з нормальних локальних компонент (рис. 1в); апроксимація композиційним розподілом з логнормальних локальних компонент (рис. 1г). Результати вимірювань обох зйомок показані на рис. 2. За одержаними апроксимаціями обчислено оцінки площ, де має місце перевищення рівня критичних границь (рис. 3).

Для оцінки динаміки погіршення екологічної ситуації проведено оцінку площ, на яких вміст хімічних елементів перевищує критичні границі (табл. 2).

Згідно з опублікованими матеріалами та існуючими нормативними документами оцінки якості питної води [1, 2, 4], найбільш об'єктивними слід вважати нормативи ДСанПіН 2.2.4–171–10 (табл. 3). В основу цього нормативного документу закладені підходи щодо якості питної води, прийняті у країнах ЄС та ВООЗ. Зокрема, у новому документі розширено перелік показників епідемічної безпеки питної води; санітарно-хімічні і санітарно-токсикологічні параметри розділені на групи неорганічних, органічних і інтегральних показників з уточненнями щодо необхідності їх визначення. У цій статті ГДК для всіх мікроелементів взято саме з цього документу.

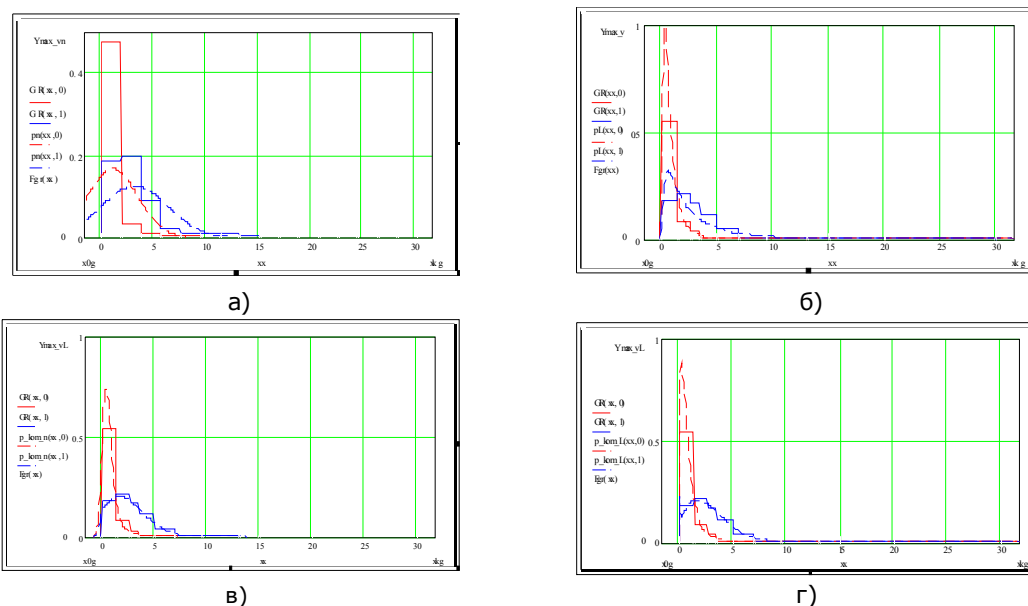


Рис. 1. Розподіли вмісту Ni (мг/дм^3) у поверхневих водах ($GR(xx,n)$ – гістограма, $n=0$ – у 1985 р., $n=1$ – у 1991–1993 рр.): а – нормальний розподіл ($pn(xx,n)$); б – логнормальний розподіл ($p_kom(xx,n)$); в – композиційний нормальний розподіл ($p_kom_n(xx,n)$); г – композиційний логнормальний розподіл ($p_kom_L(xx,n)$)

Таблиця 2

Оцінки ймовірностей перевищення критичних границь мікроелементів у поверхневих водах Полтавської області за даними гідролітохімічної зйомки 1985 р. та гідролітохімічної зйомки 1991–1993 рр.

Хім. елемент	$D_{кр}$	Оцінки ймовірностей перевищення $D_{кр}$									
		1985 р.					1991–1993 рр.				
		No	Log	Komp No	Komp_Log	Gist	No	Log	Komp_No	Komp_Log	Gist
Ba	6	0	0,0012	0,00552	0,00673	0,0091	0,5782	0,2658	0,514	0,52	0,525
Cr	5	0	0,0017	0,003576	0,005949	0,0035	0,3515	0,0537	0,174	0,181	0,1749
Cu	10	0	0	0,0003	0,0003	0	0,5568	0,3333	0,521	0,53	0,5312
Mn	10	0,0642	0,0613	0,084	0,086	0,1105	0,6133	0,3309	0,423	0,427	0,4214
Mo	3,5	0,0005	0,0192	0,013	0,02	0,0275	0,6597	0,3622	0,516	0,52	0,5025
Ni	2	0,3592	0,0924	0,1010	0,124	0,1314	0,6504	0,5069	0,599	0,619	0,6176
Pb	2	0	0	0,003252	0,027	0,0036	0,1838	0,0845	0,149	0,171	0,1613
Sr	70	0	0	0	0	0	0,5864	0,3638	0,428	0,431	0,4261
V	2	0,001	0,0143	0,03	0,044	0,0063	0,4887	0,2927	0,367	0,386	0,3703
Zn	10	0	0	0,011	0,012	0,0135	0,3815	0,0435	0,113	0,113	0,1129

Примітки: $D_{кр}$ – значення критичної границі (мг/дм^3); No – за нормальною апроксимацією; Log – за логнормальною апроксимацією; Komp_No – за композицією з локальних нормальних розподілів; Komp_Log – за композицією з локальних логнормальних розподілів; Gist – за частотою (гістограмою). Підкреслено найбільш точні змодельовані оцінки

Таблиця 3

Гранично допустимі концентрації (ГДК) хімічних елементів у питній воді за різними нормативами документами (мг/дм^3), критичні границі ($D_{кр}$) та співвідношення між ними (K)

№ п/п	Хімічний елемент	Одиниці виміру	ГДК [1]	ГДК [4]	ГДК [10]	ГДК [11]	$D_{кр}$	$K = D_{кр}/\text{ГДК}$
1	Ba	мг/дм^3	–	0,1–0,2	0,13	0,7	6	30
2	Cr	мг/дм^3	0,05	0,004–0,05	0,05	0,05	5	100
3	Cu	мг/дм^3	1	0,001–0,05	1,03	2	10	10
4	Mn	мг/дм^3	0,05 (0,5*)	0,01–1	0,13	0,4	10	20
5	Mo	мг/дм^3	0,07	0,005–0,2	0,25	0,07	3,5	50
6	Ni	мг/дм^3	0,02	0,02–0,1	0,13	0,02	2	100
7	Pb	мг/дм^3	0,01	0,005–0,1	0,03	0,01	2	200
8	Sr	мг/дм^3	7	–	7	–	70	10
9	V	мг/дм^3	–	0,002–0,02	0,1	–	2	100
10	Zn	мг/дм^3	1	0,01–1	0,5	–	10	10

Примітки: *Норматив, зазначений у дужках, установлюється в окремих випадках за погодженням з головним державним санітарним лікарем відповідної адміністративної території. [1], [4], [10], [11] – номери джерел за списком використаної літератури

Рис. 1 (а, б, в, г) ілюструють висновки з розподілу вмісту Ni, що підтверджуються по розподілах інших хімічних елементів. Так, найгіршою є нормальна апроксимація (рис. 1а), кращими – логнормальна та обидві композиційні моделі (рис. 1б, в, г). Ці ж висновки підтверджуються оцінками площ перевищення граничних концентрацій та їх зіставленням з прямою оцінкою по частоті перевищення (діаграма на рис. 3). Відзначається вражаюче збільшення площ з підвищеним вмі-

стом Ni протягом досліджуваного періоду (рис. 3). Для ілюстрації розраховано критичну границю $D_{кр}$ на рівні 2 мг/дм^3 , яка у 100 разів перевищує ГДК Ni у питній воді за ДСанПіН 2.2.4-171-10. У цьому документі ГДК Ni становить $0,02 \text{ мг/дм}^3$. Як показано на рис. 3, ця границя перевищена у 1991-1993 рр. на 60 % площі, тоді як у 1985 р. вона перевищена лише на 13 % площі. Ще більш вражаючі дані одержані стосовно хімічних елементів (табл. 2).

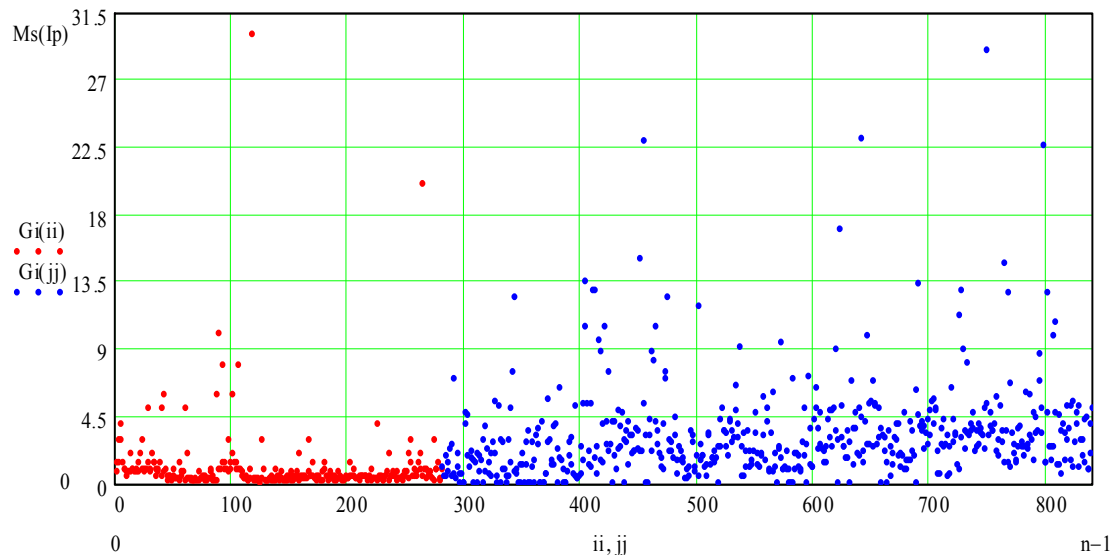


Рис. 2. Відображення спостережень (Ni): $G_i(ii)$ – спостереження 1985р; $G_i(jj)$ – спостереження 1991–1993рр

Так, площа, де вміст Ва перевищує 30 ГДК, порівняно з 1985 р. збільшилася у 57,7 рази – з 0,9 % до 52,5 %; площа, де вміст Сг перевищує 100 ГДК збільшилася у 50 разів – з 0,35 % до 17,5 %; площа де вміст Си перевищує 10 ГДК у 1985 р. відсутня, а у 1991–1993 рр. вона становить 53,12 %; площа, де вміст Мп перевищує 20 ГДК збільшилася у 3,8 рази – з 11,05 % до 42,14 %; площа, де вміст Мо перевищує 50 ГДК збільшилася у 18,3 рази – з 2,75 % до 50,25 %; площа, де

вміст Ni перевищує 100 ГДК збільшилася у 4,7 рази – з 13,14 % до 61,76 %; площа, де вміст Pb перевищує 200 ГДК збільшилася у 44,8 рази – з 0,36 % до 16,13 %; площа де вміст Sr перевищує 70 ГДК у 1985 р. відсутня, а у 1991–1993 рр. вона становить 42,61 %; площа, де вміст V перевищує 100 ГДК збільшилася у 58,8 рази – з 0,63 % до 37,03 %; площа, де вміст Zn перевищує 10 ГДК збільшилася у 8,4 рази – з 1,35 % до 11,29 %.

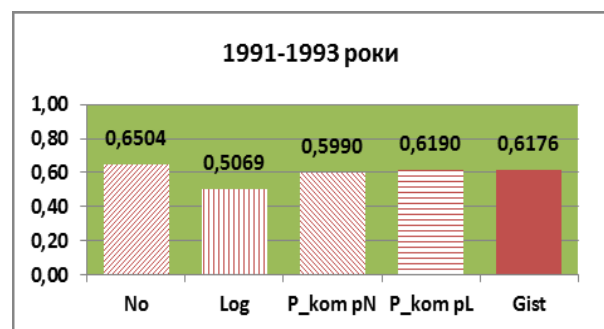
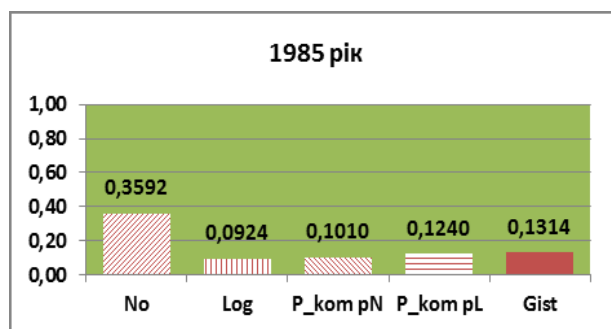


Рис. 3. Графічне відображення оцінок ймовірностей перевищення $D_{кр} = 2 \text{ мг/дм}^3$ (100 ГДК):

No – за нормальною апроксимацією; Log – за логнормальною апроксимацією; P_kom pN – композиція з локальних нормальних розподілів; P_kom pL – композиція з локальних логнормальних розподілів; Gist – за частотою (гістограмою)

Причин такого суттєвого погіршення екологічної ситуації, на думку авторів, декілька. Підвищення вмісту металів може бути спричинено:

- їх вилученням з підземних вод у результаті взаємодії з гірськими породами;
- скиданням у поверхневі водотоки та водоймища промислових стоків;
- враховуючи, що проби були відібрані у 1985 р. та 1991–1993 рр., це погіршення може бути також пов'язане з аварією на ЧАЕС 26 квітня 1986 р.

Дослідження ролі цих факторів забруднення та оцінка мас хімічних елементів, що знаходяться у поверхневих водах області стане метою наступних досліджень.

Кількісна оцінка ступеня адекватності моделей розподілу проведена на основі критеріїв за методом моментів, за середнім абсолютним значенням [6, 9] та за

критерієм нормальності з альтернативою логнормального закону. Результати, наведені у табл. 4-8, свідчать про те, що порівняно з нормальним розподілом набагато точніше розподіли вмістів металів описує логнормальний закон. Коефіцієнти асиметрії та ексцесу зменшуються проти нормального розподілу у 20-30 разів, що переконливо свідчить про набагато кращу апроксимацію розподілів логнормальним законом. У той же час, результати графічних оцінок розподілів показують, що якість апроксимації композиційно-логнормальною моделлю не гірша, а в ряді випадків помітно краща, ніж класична логнормальна. Проведений аналіз приводить до висновку, що нормальний закон розподілу виглядає неприйнятним через набагато гіршу якість опису досліджуваних розподілів.

Таблиця 4

Результати перевірки нульової гіпотези про нормальний розподіл вмісту хімічних елементів у поверхневих водах Полтавської обл за даними гідролітохімічної зйомки 1985 р. та 1991–1993 рр. критерієм за методом моментів:
 N – кількість спостережень; $A/A_{кр}$, $E/E_{кр}$ – відношення оцінок коефіцієнтів асиметрії та ексцесу до критичних границь, обчислених при рівні значущості 0,05

№ з/п	Хім. елемент	1985 р.				1991–1993 рр.			
		N	$A/A_{кр}$	$E/E_{кр}$	Відповідність гіпотезі	N	$A/A_{кр}$	$E/E_{кр}$	Відповідність гіпотезі
1	Ba	288	8,97	16,5	ні	560	7,29	8,05	ні
2	Cr	288	25,63	147,95	ні	560	18,33	43,16	ні
3	Cu	288	12,78	32,657	ні	560	4,95	5,93	ні
4	Mn	288	8,58	11,9	ні	560	19,4	47,31	ні
5	Mo	288	5,48	13,45	ні	560	26,33	106,63	ні
6	Ni	288	28,68	147,3	ні	560	15,85	40,21	ні
7	Pb	288	32,01	205,74	ні	560	12,7	18,73	ні
8	Sr	288	4,99	4,5	ні	560	9,83	15,09	ні
9	V	288	4,97	2,48	ні	560	13,75	37,28	ні
10	Zn	288	15,13	36,95	ні	560	19,87	48,94	ні

Таблиця 5

Результати перевірки нульової гіпотези про логнормальний розподіл вмісту хімічних елементів у поверхневих водах Полтавської обл за даними гідролітохімічної зйомки 1985 р. та 1991–1993 рр.:
 N – кількість спостережень; $A/A_{кр}$, $E/E_{кр}$ – відношення оцінок коефіцієнтів асиметрії та ексцесу до критичних границь, обчислених при рівні значущості 0,05

№ з/п	Хім. елемент	1985 р.				1991–1993 рр.			
		N	$A/A_{кр}$	$E/E_{кр}$	Відповідність гіпотезі	N	$A/A_{кр}$	$E/E_{кр}$	Відповідність гіпотезі
1	Ba	288	0,9	0,069	так	560	-1,63	-4,05	ні
2	Cr	288	2,01	-0,86	так	560	5,73	-0,06	так
3	Cu	288	3,37	2,75	ні	560	-7,97	4,36	ні
4	Mn	288	1,23	-1,69	ні	560	-3,67	-1,005	ні
5	Mo	288	-1,41	-0,615	так	560	0,306	-4,17	так
6	Ni	288	4,7	4,75	ні	560	-5,65	4,24	ні
7	Pb	288	4,82	3,47	ні	560	-4,06	3,32	ні
8	Sr	288	-1,84	1,82	ні	560	-4,76	5,16	ні
9	V	288	1,11	-0,44	так	560	-3,03	-1,81	ні
10	Zn	288	11	15,61	ні	560	12,03	10,61	ні

Таблиця 6

Результати перевірки гіпотез про нормальність та логнормальність за середнім абсолютним значенням. Відношення нормованого середнього абсолютного значення до критичної границі при рівні значущості 0,05: d_n – для нормального закону, d_L – для логнормального. Виконання умови $|d_n| \geq 1$ означає відхилення гіпотези про нормальність, а умови $|d_L| \geq 1$ – гіпотези про логнормальність.

Виділено клітини, яким відповідає не суперечність спостережень гіпотезі

Хім. елем.	1985 р.		1991–1993 рр.		Хім. елем.	1985 р.		1991–1993 рр.	
	d_n	d_L	d_n	d_L		d_n	d_L	d_n	d_L
Ba	-4,802	-1,305	-1,708	8,224	Ni	-16,109	-1,441	-9,467	-4,239
Cr	-7,831	0,632	-10,376	-0,982	Pb	-10,897	2,93	-4,985	-9,582
Cu	-7,246	-2,678	-2,121	-4,56	Sr	-2,414	-1,076	-2,228	-0,164
Mn	-3,972	2,596	-12,775	-1,178	V	-0,726	0,889	-5,784	0,93
Mo	-0,71	0,832	-4,206	9,623	Zn	-12,508	-9,319	-14,069	-9,173

Таблиця 7

Результати перевірки гіпотези про логнормальний закон розподілу при альтернативі нормального закону.

P_L – ймовірність належності виборки до логнормального закону. Ймовірність належності до нормального закону $P_N = 1 - P_L$

Хім. елем.	1985 р.		1991–1993 рр.		Хім. елем.	1985 р.		1991–1993 рр.	
	P_L		P_L			P_L		P_L	
Ba	1		1		Ni	1		1	
Cr	1		1		Pb	1		1	
Cu	1		0		Sr	1		1	
Mn	1		1		V	1		1	
Mo	1		1		Zn	1		1	

Таблиця 8

Критерій згоди за методом максимальної правдоподібності для конкуруючих гіпотез: нормального закону (N), логнормального (LN), композиційної нормальної моделі (KN), композиційної логнормальної моделі (KL). Наведено максимальні байєсівські ймовірності P_z відповідності законам (моделі) та вказано, якому закону відповідає ця ймовірність. Виділено клітини, де найбільш ймовірним визнано запропоновану авторами композиційну логнормальну модель (KL)

Хім. елем.	1985 р.		1991–1993 рр.		Хім. елем.	1985 р.		1991–1993 рр.	
	P_z	закон	P_z	закон		P_z	закон	P_z	закон
Ba	1	LN	1	KL	Ni	0,995	LN	1	KL
Cr	1	LN	1	KL	Pb	1	LN	1	KL
Cu	1	LN	1	KL	Sr	0,976	KL	0,976	KL
Mn	1	KL	1	KL	V	1	LN	1	KL
Mo	0,99	LN	1	KL	Zn	1	KL	1	KL

Висновки. Найбільш точними моделями розподілу вмістів хімічних елементів дослідженої групи слід вважати композиційно-логнормальну модель та логарифмічно нормальний закон. Нормальний закон розподілу для опису розподілу вмістів хімічних елементів – забруднювачів у поверхневих водах є неприйнятним.

Доведено, що вказані моделі дозволяють виконувати стійкі оцінки площ перевищення критичних границь вмісту хімічних елементів, що мають джерелом техногенні чинники.

За даними 1991–1993 рр. порівняно з 1985 р. ситуація із складом поверхневих вод на дослідженій території суттєво погіршилася. Розповсюджена думка щодо відносно благополучної екологічної ситуації у водному середовищі Полтавської обл не відповідає дійсності. Площі перевищення критичних границь вмістів шкідливих домішок природного та техногенного походження збільшилися з рівнів 0,1–2 % до 18–62 %. Вміст хімічних елементів дійшов у 1991–1993 рр. до рівнів 10–100 ГДК (питної води).

У сільській місцевості, яка складає переважну частину дослідженої території (36 – міста та смт, 1826 – села та селища), проживає 43 % населення області (576,3 тис.). Поверхневі води тут переважно служать для населення джерелом питної води, яка не проходить

необхідної обробки. Насичення техногенними домішками відзначених масштабів потребує невідкладних державних заходів для усунення цього фактору погіршення здоров'я населення.

1. Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною: Державні санітарні норми та правила: ДСанПіН 2.2.4–171–10. – К., 2011. 2. Гончарук В., Куцевська Н., Терлецька Г. Контроль якості води. Нові Державні стандарти для визначення токсикологічних показників // Стандартизація, сертифікація, якість. – 2010. – № 5. – С. 63–70. 3. Горев Л.М., Пелешенко В.К., Хільчевський В.І. Гідрохімія України. – К., 1995. 4. Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання: ДСТУ 4808–2007. – К., 2008. 5. Екологічна оцінка сучасного стану поверхневих вод України / А.І. Денісов та ін. // Український географічний журнал. – 1996. – № 3. – С. 3–11.6. Жуков Н.Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. – К., 1975. 7. Картографічна апробація нових підходів до оцінки якості поверхневих вод України / Л.Г. Руденко та ін. // Український географічний журнал. – 1996. – № 4. – С. 3–13. 8. Кошлякова Т.О. Зміни підґрунтохімічних умов сеноман-кембрієцького водоносного комплексу на території м. Києва за даними багаторічних спостережень // Вісник Київського університету. Геологія. – 2009. – № 46. – С. 47–50. 9. Крамер Г. Математические методы статистики. – М., 1975. 10. Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения: СанПин 4630–88. – М., 1988. 11. Guidelines for Drinking Water Quality: Third ed. – Geneva, 2004. – V. 1.

Надійшла до редколегії 28.03.12

УДК 550.3 (519.21)

О. Кендзера, канд. фіз.-мат. наук,
З. Вижва, канд. фіз.-мат. наук, доц.,
К. Федоренко, асп., А. Вижва, студ.

ВИЗНАЧЕННЯ ЧАСТОТНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ПІД БУДІВЕЛЬНИМИ МАЙДАНЧИКАМИ З ВИКОРИСТАННЯМ СТАТИСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ШУМУ НА ПРИКЛАДІ СПОСТЕРЕЖЕНЬ У М. ОДЕСІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Розглянуто задачу впровадження статистичного моделювання випадкових процесів та полів на площині з рівномірною решіткою інтерполяції в сейсмологічні дослідження для потреб визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками. На основі результатів статистичного аналізу зареєстрованих сейсмічних коливань та оцінок похибок наближення випадкових процесів та полів сформульовано алгоритми для статистичного моделювання таких процесів та полів на основі інтерполяційних розкладів, побудовано моделі для статистичного моделювання адекватних реалізацій сейсмограм шуму у випадках однієї та двох змінних.

The task of implementing the statistical simulation of random processes and fields on the plane with a uniform grid interpolation in seismological research needs to determine the frequency characteristics of the geological environment at construction sites is considered. The algorithms for statistical modeling and fields based on interpolation schedules and based on the results of statistical analysis of seismic waves recorded and estimates of error approximation of random processes and fields are formulated. The models for statistical modeling adequate implementations seismograms noise in the cases of one and two variables are constructed.

Характеристика об'єкта дослідження та його статистичне моделювання. Розглядалися сейсмограми двох пунктів спостережень в Одесі: BUG3 та PNT1. Було відібрано по 9 відрізків шуму із сейсмограм для кожного з цих пунктів. Загальний час запису інформації, з якої обиралися реалізації для аналізу, тривав по 1,5 год

на кожному із пунктів. Повний вектор сейсмічних коливань реєструвалися на компонентах: "схід-захід" – EW, "північ-південь" – NS, та "вертикальним" – Z.

У результаті реєстрування сейсмографом отримано графік руху земної поверхні у вигляді зміни амплітуди коливань з часом (рис. 1).

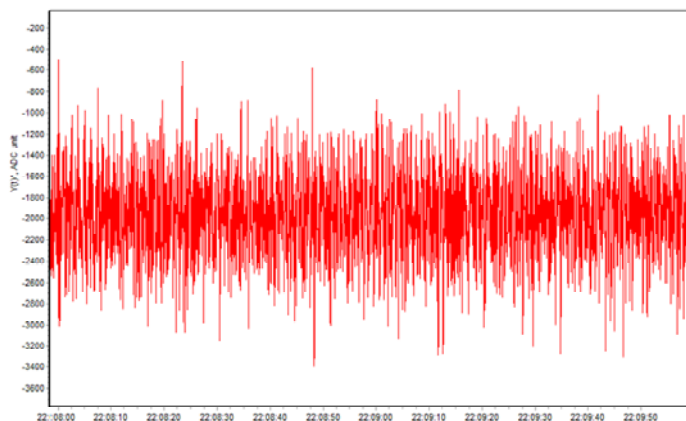


Рис. 1. Зображення сейсмограми мікросейсмічного шуму з тривалістю $t \approx 2$ хв

Аналіз наведеного на рис. 1 графіка дозволяє зробити висновок, що аналізовані дані описують стаціонарний випадковий процес, у якого частоти коливань зосереджені в обмеженому діапазоні. Частотний діапазон залежить від фільтруючих властивостей геологічного середовища під пунктами спостережень.

Для статистичного моделювання спостережених шумів використовувався метод побудови моделі на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для випадкових процесів з обмеженим спектром на регулярній сітці спостережень [3, 4].

При моделюванні використовувалися наступні значення величин: $T=20$ с – довжина інтервалу спостережень випадкового процесу $\xi(t)$, $\Delta t = T / 2N = 0.01$ с – крок дискретизації Δt спостережень випадкового процесу $\xi(t)$, $2N+1=2001$ – кількість точок спостережень (відліків). Модель сейсмічного шуму, як випадкового процесу, має вигляд:

$$\tilde{\xi}_N(t) = \sum_{k=-1000}^{1000} \tilde{\xi}_k \frac{\sin \frac{\pi}{\Delta t} (t - k\Delta t)}{\frac{\pi}{\Delta t} (t - k\Delta t)}, \quad (1)$$

де $\{\tilde{\xi}_k\}$, $k = \overline{-1000, 1000}$ – послідовність незалежних гауссівських випадкових величин із центрованим середнім значенням і нормованою дисперсією, тобто із статистичними характеристиками, які обчислюються за формулами:

$$\begin{aligned} M\tilde{\xi}_k &= m_k - m = \tilde{m}_k \approx 0, \\ D\tilde{\xi}_k &= \frac{\sigma_k^2}{\sigma^2} = \tilde{\sigma}_k^2; \quad k = \overline{1, 2001}; \end{aligned} \quad (2)$$

де оцінки середнього та дисперсії по всіх реалізаціях для кожного фіксованого вузла t_k окремо для кожного пункту спостережень на конкретній компоненті коливань знаходимо за допомогою співвідношень:

$$\begin{aligned} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \xi_i(t_k) &= m_k, \\ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\xi_i(t_k) - m_k)^2 &= \sigma_k^2; \quad n=9; k=1, \dots, 2001, \end{aligned} \quad (3)$$

де $(\xi_i(t_k))$ – значення амплітуди процесу i -тої реалізації сейсмограми шуму $\xi(t)$ в t_k вузлі заданого пункту

на конкретній компоненті), а середнє та дисперсія процесу-шуму визначаються як:

$$\begin{aligned} E\xi(t) &= \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N m_k = m, \\ D\xi(t) &= \frac{1}{Nn-1} \sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^n (\xi_i(t_k) - m)^2 = \sigma^2; \quad n=9; N=2001; \end{aligned} \quad (4)$$

На основі моделі (1), за допомогою алгоритму [3; 4, с. 262], отримано модельні реалізації сейсмограм вихідного шуму у вигляді випадкового процесу $\xi(t)$ в точках $t_i = (i-1)\Delta t$, $t_i \in [0, T]$ ($i=1, 2001$) для кожного пункту спостереження на кожній із компонент: EW, NS, та Z. Графік одного із змодельованих масивів значень реалізації випадкового процесу $\xi(t)$, який імітує сейсмограму шуму, наведено на рис. 1 в. Такі реалізації шуму дають можливість отримати важливі відомості про коливальні властивості ґрунту на території будівельних і експлуатаційних майданчиків. Знання цих властивостей необхідні для сейсмостійкого проектування нових будинків і споруд, та забезпечення сейсмостійкості уже існуючих, з метою уникнення небезпечних резонансних ефектів [1, 5]. У модельних сейсмограмах шуму методом статистичного усереднення відфільтровані випадкові збурення, які виникли внаслідок дії випадкових зовнішніх чинників. До таких збурень належать, наприклад, коливання, викликані рухом потяга або важкого автомобіля тощо. Результати змодельованих масивів значень сейсмограм шуму статистичними методами перевірено на адекватність реальним сейсмограмам із пунктів спостережень.

За змодельованим масивом значень реалізації випадкового процесу $\xi(t)$, який імітує сейсмограму шуму, побудовано графік, показаний на (рис. 2).

Статистичний аналіз згенерованої (вихідної) реалізації заданого випадкового процесу $\xi(t)$ продемонстровано на прикладі центрованих та нормованих вхідних даних, зареєстрованих на пункті PNT1 (компонента EW). Гістограми центрованого та нормованого шуму $\tilde{\xi}_N(t)$, зображені на рис. 1 а – вхідної та 1 б – вихідної є взаємно подібними. Це підтверджує адекватність підібраної моделі (1) статистичному характеру розподілу сейсмограм шуму, яка досліджується.

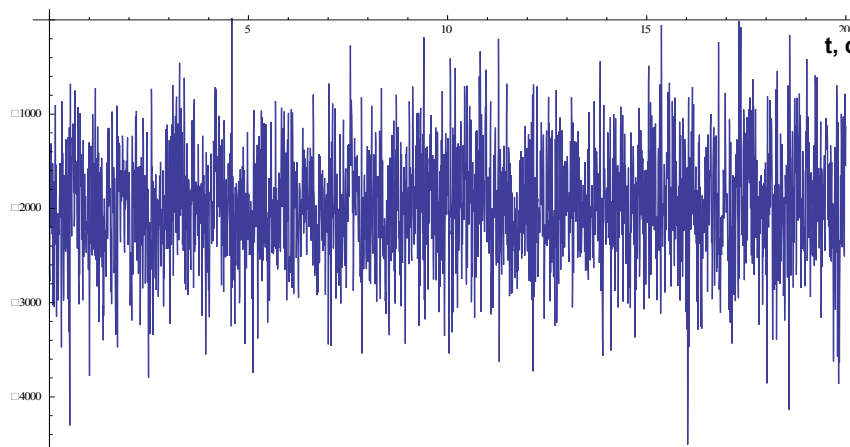


Рис. 2. Модельна сейсмограма шуму тривалістю $t = 20$ с

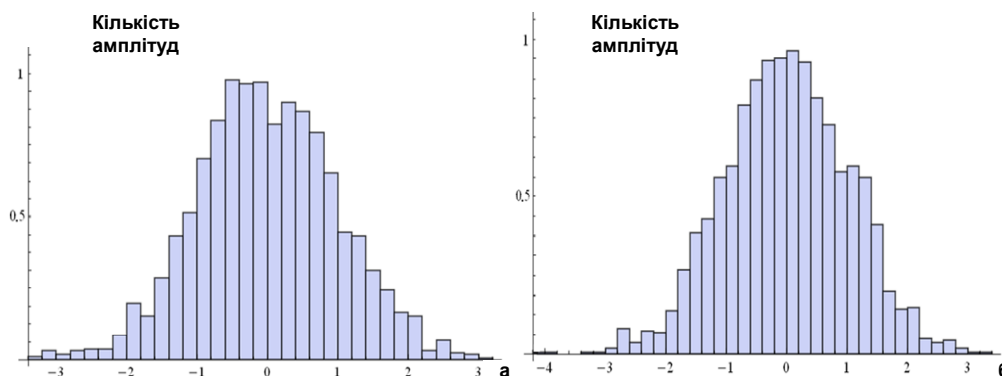


Рис. 3. Гістограми центрованої та нормованої реалізації шуму на пункті PNT1 (компонента EW): а – вхідної та б – вихідної

Із наведених на рис. 3 графіків можна зробити висновки, що побудовані гістограми щільності розподілу для оцифрованої – а та згенерованої – б реалізацій сейсмограм шуму – є достатньо близькими до функції щільності нормального розподілу з однаковими параметрами (одномодальність, симетричність, форма графіка, якою можна наблизити сходящину діаграму).

Методом статистичного моделювання випадкових полів [3, 4] можна також розв'язати важливу проблему моделювання імітованої реалізації вихідної сейсмограми шуму для уявного пункту спостереження, розміщеного між пунктами спостереження BUG3 та PNT1. Амплітудний та фазовий спектри такої реалізації шуму можуть використовуватися для отримання частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками, які описують його здатність, змінювати (збільшувати, чи зменшувати) амплітуди сейсмічних коливань при землетрусах [1, 5]. Чисельне моделювання частотних характеристик ґрунтової товщі, в ряді випадків, може суттєво зменшити вартість робіт з сейсмічного мікрорайонування будівельних майданчиків за рахунок скорочення кількості пунктів інструментальних спостережень за землетрусами, вибухами і мікросейсмами.

Нижче описані результати моделювання реалізації сейсмограм шуму (реалізація випадкового поля $\xi(t, s)$ при значенні просторової координати $s_j = 1/2$, t – час) для уявного пункту спостереження, який знаходиться посередині між пунктами BUG3 та PNT1 для компоненти коливань NS. Для розрахунків використана модель (5) випадкового поля $\xi(t, s)$ шумів сейсмограм, побудована на основі часткової суми модифікованого ряду Котельникова-Шеннона для випадкових полів з обмеженим спектром на регулярній сітці спостережень [3; 4, с. 282]. **Модель випадкового поля шумів $\xi(t, s)$** ($0 \leq t \leq T$, $0 \leq s \leq S$) має вигляд:

$$\begin{aligned} \xi_N(t, s) = & \sum_{k=-1000}^{1000} \xi_{k,0} \frac{\sin \frac{\pi}{\Delta t} (t - k\Delta t)}{\frac{\pi}{\Delta t} (t - k\Delta t)} \frac{\sin \frac{\pi}{\Delta s} s}{\frac{\pi}{\Delta s} s} + \\ & + \sum_{k=-1000}^{1000} \xi_{k,1} \frac{\sin \frac{\pi}{\Delta t} (t - k\Delta t)}{\frac{\pi}{\Delta t} (t - k\Delta t)} \frac{\sin \frac{\pi}{\Delta s} (s - \Delta s)}{\frac{\pi}{\Delta s} (s - \Delta s)}, \end{aligned} \quad (5)$$

де $\Delta t = T/2N = 0.01$ с – інтервал дискретизації Δt спостережень першої змінної випадкового поля $\xi(t, s)$, де t – час; $\Delta s = 1$ – інтервал дискретизації Δs спостережень другої змінної випадкового поля $\xi(t, s)$, тобто відстані s між пунктами; $\{\xi_{k,0}\}, \{\xi_{k,1}\}$ $k = -1000, 1000$ –

послідовності змодельованих значень амплітуди шуму на заданій компоненті коливань для пунктів спостереження BUG3 та PNT1, відповідно, є незалежними гаусівськими, випадковими величинами із такими статистичними характеристиками:

$$\begin{aligned} M \xi_{k,j} &= m_{k,j} - m_j = \bar{m}_{k,j} \approx 0, \\ D \xi_{k,j} &= \frac{\sigma_{k,j}^2}{\sigma_j^2} = \bar{\sigma}_{k,j}^2; \quad k = \overline{1, 2001}; j = 0, 1; \end{aligned} \quad (6)$$

де оцінка середнього та дисперсії по всіх реалізаціях окремо для кожного фіксованого вузла t_k , та окремо на кожному пункті i на певній компоненті коливань визначається за допомогою виразів:

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \xi_i(t_k, s_j) = m_{k,j}, \quad \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\xi_i(t_k, s_j) - m_{k,j})^2 = \sigma_{k,j}^2;$$

$$n = 9; k = 1, \dots, 2001; j = 0, 1;$$

де $\xi_i(t_k, s_j)$ – значення амплітуди процесу i -тої реалізації сейсмограми шуму $\xi_i(t, s)$ в t_k -му вузлі j -го пункту спостереження на заданій компоненті, а середнє та дисперсія процесу-шуму в кожному із пунктів на певній компоненті обчислюються за формулами:

$$\begin{aligned} E \xi_j(t) &= \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N m_{k,j} = m_j, \\ D \xi_j(t) &= \frac{1}{Nn-1} \sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^n (\xi_i(t_k, s_j) - m_j)^2 = \sigma_j^2; \end{aligned}$$

$$n = 9; N = 2001; j = 0, 1;$$

Для змодельованої за наведеною моделлю (6) центрованої та нормованої реалізації сейсмограми шуму (реалізація випадкового поля при $s_j = 1/2$) для уявного пункту спостереження, який знаходиться посередині між пунктами BUG3 та PNT1 на компоненті N побудовано гістограму зображену на рис. 4.

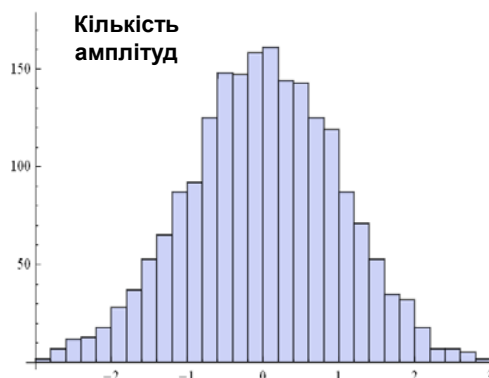


Рис. 4. Гістограма вихідної центрованої та нормованої реалізації (реалізація випадкового поля при $s_j = 1/2$) для пункту спостереження між BUG3 та PNT1 на компоненті NS

Наведена на рис. 4 гістограма масиву реалізації випадкового поля сейсмограми шуму при $s_j=1/2$ вказує на подібність параметрів гауссівського розподілу до наведених на рис. 3а, 3б, гістограм двох центрованих та нормованих масивів вхідних сейсмограм шумів. Статистичний аналіз згенерованої реалізації випадкового поля, імітуючого сейсмограму шуму при $s_j=1/2$, підтверджує її адекватність вхідним даним.

Спектральний аналіз виділеного та згенерованого шуму. Оцінки частотних характеристик геологічного середовища в пункті спостереження (наприклад, під будівельними майданчиками) були отримані шляхом розрахунку та побудови графіків амплітудного та

фазового спектрів шумів в сейсмограмах пунктів спостережень, що розглядаються. Розрахунки проводилися прямим способом [4, с. 179] з використанням методу періодограм.

На рис. 5а та 5б наведено графіки амплітудного спектру $|S(\omega)|$ на компоненті Z для сейсмограм шуму на пунктах спостереження BUG3 та PNT1, а на рис. 5в – амплітудний спектр вихідної змодельованої реалізації шуму для пункту спостереження, розміщеного на рівновіддаленій відстані між пунктами BUG3 та PNT1.

Графіки амплітудних спектрів $|S(\omega)|$ на компоненті – NS зображені на рис. 6а, 6б та 6в.

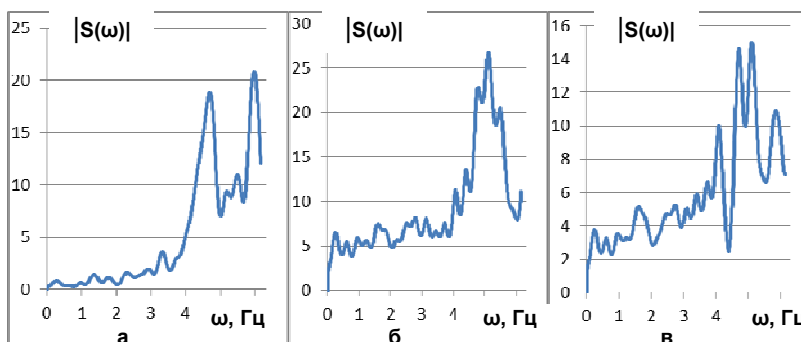


Рис. 5. Графіки амплітудних спектрів $|S(\omega)|$ усереднених даних вхідних масивів шуму на компоненті Z для пунктів: а – BUG3 та б – PNT1; в – амплітудний спектр $|S(\omega)|$ вихідної змодельованої реалізації шуму для пункту спостереження, розміщеного на рівновіддаленій відстані між BUG3 та PNT1

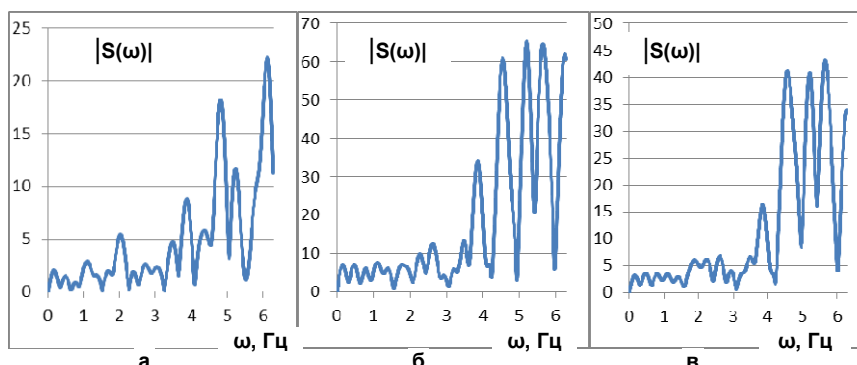


Рис. 6. Графіки амплітудних спектрів $|S(\omega)|$ усереднених даних вхідних масивів шуму на компоненті NS для пунктів: а – BUG3; б – PNT1; в – амплітудний спектр $|S(\omega)|$ вихідної змодельованої реалізації шуму для пункту спостереження, розміщеного на рівновіддаленій відстані між BUG3 та PNT1

Спектральні методи, які використовують частоту в якості незалежного параметра, дозволяють отримати інформацію про будову і фільтруючі властивості верхньої частини земної кори, оскільки будь яке середовище є фільтром, який, завдяки резонансним ефектам та реверберації, сприяє збільшенню амплітуди коливань на одних частотах і зменшує амплітуди – на інших [4, с. 270]. Вміння моделювати ефекти, що залежать від амплітудних і фазових частотних характеристик геологічного середовища, яке знаходиться під різними пунктами будівельних і експлуатаційних майданчиків, дозволяє вивчати особливості геологічних розрізів і передбачати місця, в яких можливе значне зростання інтенсивності сейсмічних струшувань, пов'язане з резонансними ефектами і інтерференційними вузлами поля коливань.

Серед багатьох способів виключення впливу різноманітних факторів, від яких залежить форма спектра сейсмічних коливань при землетрусах, вибухах і мікросейсмах, крім обумовлених впливом лише верхньої частини розрізу земної кори, слід відзначити спосіб,

який базується на використанні відношень вертикальної компоненти спектрів $|S_z(\omega)|$ до горизонтальної $|S_N(\omega)|$. Сектри необхідно обчислювати для однієї і тієї ж хвили. Таке відношення називається спектральним відношенням земної кори $T(\omega)$.

$$|S_z(\omega)| / |S_N(\omega)| = T(\omega)$$

Відношення $T(\omega)$ не залежить від спектра падаючих сейсмічних хвиль, а визначається виключно будовою геологічного середовища під досліджуваним пунктом. На рис. 7а та 7б наведено графіки передавального відношення $T(\omega)$ земної кори, побудовані за відношенням амплітудних згладжених спектрів сейсмограм спостереженого шуму на компоненті Z до аналогічних спектрів на компоненті коливань NS для пунктів спостереження BUG3 та PNT1 відповідно. А на рис. 7в – графік передавального відношення амплітудних спектрів змодельованої реалізації шуму на компоненті Z – до аналогічних спектрів змодельованої реалізації шуму на компоненті NS для пункту спостереження, рівновіддаленого до пунктів BUG3 та PNT1.

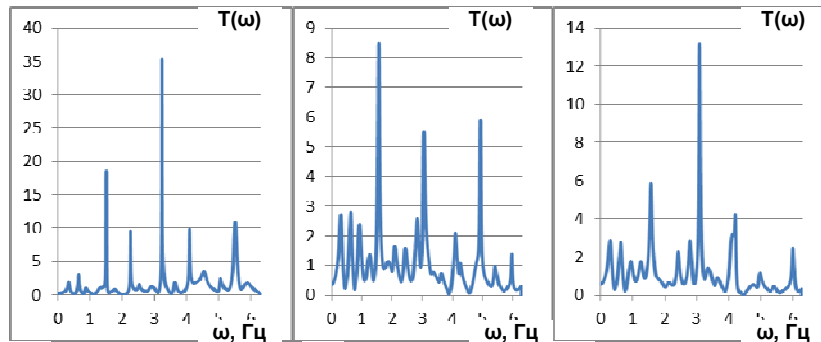


Рис. 7. Графіки передавального відношення $T(\omega)$ амплітудних згладжених спектрів усереднених вхідних даних масивів шуму на компоненті Z до аналогічних величин на компоненті коливань NS для пунктів: а – BUG3; б – PNT1; в – вихідної, змодельованої реалізації шуму для пункту спостереження, розміщеного на рівновіддаленій відстані між BUG3 та PNT1

Інтерпретація передавального відношення земної кори для даних спостережень проводиться шляхом їх порівняння із теоретичними відношеннями, які обчислюються для відомих моделей верхньої частини розрізу земної кори. З метою внесення мінімальних похибок, як правило, розглядаються горизонтально шаруваті, вертикально-неоднорідні моделі геологічного середовища. Для більш складних моделей розрахунок частотних характеристик виконується скінченно-різницевиими та скінченно-елементними методами [2].

Одним із інструментів для оцінки впливу верхньої частини геологічного розрізу на сейсмічні рухи є метод Накамури H/V або QTS (Quasi-Transfer Spectra), розроблений японським вченим Yutaka Nakamura. Метод використовує записи мікросейсмічного шуму, зареєстровані на горизонтальних і вертикальних компонентах коливань з використанням свердловинних досліджень, для побудови квазі-передвального спектру ґрунтової товщі [7, 8]. Метод Накамури дозволяє за відношенням спектрів горизонтальної та вертикальної компонент природних шумів визначити власні резонансні частоти ґрунтової товщі. Максимальні значення відношення спектрів горизонтальної до вертикальної компонент мікросейсми пояснюються багатократним відбиттям SH хвилі.

Наведені графіки $T(\omega)$ – передавального відношення амплітудних згладжених спектрів для кожного із пунктів спостереження BUG3, PNT1 та для пунктів, розміщених між ними, можуть використовуватися для визначення приросту сейсмічної бальності на різних ділянках будівельного майданчика, відносно еталонного, в якості якого в даній роботі виступає пункт PNT1.

Висновки. Графіки на рис. 5а та 5б – адекватні графіку 5в амплітудного спектру $|S(\omega)|$ змодельованої реалізації сейсмічного шуму для пункту спостереження, рівновіддаленого від пунктів BUG3 та PNT1 на компоненті Z. Аналіз спектрів, зображених на рис. 5а, 5б і 5в показує, що в пункті PNT1 на інтервалі відносно низьких частот (приблизно від 4,5 до 5,5 Гц) амплітуди коливань в шумі збільшуються, у порівнянні з пунктом BUG3, що може пояснюватися наявністю тріщин в пористому ґрунті [4, с. 289]. Однак, цей ефект проявився дуже слабо на вихідному спектрі, зображеному на рис. 5в, з огляду на що, зазначене припущення вимагає додаткової емпіричної перевірки, шляхом синхронної реєстрації мікросейсмічного шуму на пунктах BUG3, PNT1 та гіпотетичному пункті, рівновіддаленому від них.

1. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. – М., 1980.
2. Вербицкий С.Т., Рожок Н.І. та ін. Метод Накамури та метод скінченних елементів при дослідженні АЧХС // Геодинаміка. – 2011. – № 2. – С. 38-40.
3. Вижева З.О. Статистичне моделювання випадкових полів на площині з рівномірною решіткою інтерполяції // Доповіді НАН України. – 2003. – № 5. – С. 7-12.
4. Вижева З.О. Статистичне моделювання випадкових процесів та полів. – К., 2011.
5. Кендзера А.В., Стародуб Г.Р., Стародуб Ю.П. О методике изучения строения земной коры по записам объемных волн от удаленных землетрясений // Сейсмопрогностические исследования на территории УССР. – К., 1988.
6. Higgins J.R. Sampling Theory in Fourier and Signal Analysis. – Oxford-New York, 1996.
7. Nakamura Y.A. Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface // Quarterly Report of RTRI (Railway Technical Research Institute. – 1989. – V. 30, No. 1.
8. Vulnerability investigation of Roman Colosseum using Microtremor / Nakamura Y., Gurler E.D., Sanita J. et al. // Proceedings 12th WCEE 2000. – Auckland, 2000. – P. 1-8.

Надійшла до редколегії 28.11.12

УДК 550.831

П. Міненко, д-р фіз.-мат. наук,
Р. Міненко, магістр

ПОХІДНІ ДИСКРЕТНО ЗАДАНОГО ПОЛЯ В ОБЕРНЕНИХ ЗАДАЧАХ ГРАВИМЕТРІЇ ТА МАГНІТОМЕТРІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

Досліджено проблему та встановлено межі надійного обчислення похідних дискретно заданого поля. Розроблено відповідні методичні прийоми, теоретичні методи та практичні рекомендації, що поліпшують якість розв'язку обернених задач гравіметрії і магнітометрії, у тому числі, з використанням кінцево-різницевих формул для вимірюваного та теоретичного поля.

The problem is considered and borders of reliable calculation of derivatives of discretely set field are established. Corresponding methodical receptions, theoretical methods and practical recommendations which improve quality of the decision of return problems gravimetry and magnetic, including, with use certainly-different formulas for the measured and theoretical field are developed.

Постановка проблеми. Розв'язок обернених задач (ОЗ) гравіметрії і магнітометрії ускладнюється відсутністю методів точного визначення постійного фону для поля сили тяжіння та напруженості магнітного поля. Але лінійний фон для них визначається доволі точно. І

тому важливим напрямком досліджень є використання для розв'язку ОЗ горизонтальних похідних поля.

Аналіз останніх досліджень. Ідея використання горизонтальних похідних поля для розв'язку ОЗ відома давно. Проте досі немає методів точного визначення

горизонтальних похідних дискретно заданого поля. Похибки часто досягають сотень відсотків (див. табл. 1), причому, у різних точках профілю вони суттєво відрізняються, що не може забезпечити стійкий розв'язок ОЗ. Разом із тим, при деяких параметрах збурюючих тіл, кроку визначення похідної та точності вимірювання поля результати розв'язку ОЗ є точними, стійкими та геологічно змістовними.

Виділення не вирішених раніше частин проблеми.

Як відомо, задача обчислення других похідних V_{xz} , V_{zz} гравітаційного потенціалу V по дискретно вимірюваним із кроком b значенням його першої похідної V_z є некоректною [1; 4]. Це обумовлено тим, що різниця значень поля у двох точках $dV_z(X_j) = V_z(X_j + b) - V_z(X_j - b)$ дорівнює $2bV_{xz}(X_j)$ лише в деяких точках X_j на профілі. В інших точках ми маємо в загальному вигляді нерівність

$$\begin{aligned} dV_z(X_j + \varepsilon_j) &= V_z(X_j + b) - V_z(X_j - b) = \\ &= 2bV_{xz}(X_j + \varepsilon_j) \neq 2bV_{xz}(X_j), \end{aligned} \quad (1)$$

де ε_j – невідомі величини.

Ця розбіжність часто приводить до великих помилок обчислення похідних та неправильного розв'язку ОЗ, що є недоліком методу, як для гравіметрії, так і для магнітометрії.

Формулювання цілей роботи. Установлення меж надійного обчислення похідних дискретно заданого поля й розробка відповідних методичних прийомів, теоретичних методів і практичних рекомендацій, що поліпшують якість розв'язку ОЗ гравіметрії і магнітометрії.

Виклад основного матеріалу. Утворимо відносну різницю правої й лівої частин рівняння (1) при $\varepsilon_j = 0$, підставивши в нього рішення прямої задачі для напів-нескінченного стрижня,

$$\begin{aligned} \delta dV_z(X_j) / V_z(X_j) &= \\ &= (V_z(X_j + b) - V_z(X_j - b) - 2bV_{xz}(X_j)) / V_z(X_j); \end{aligned} \quad (2)$$

де

$$V_z(X_j) = \frac{k\sigma S}{R_{ij}}; \quad R_{ij}(X_j - X_i, h) = ((X_j - X_i)^2 + h^2)^{1/2}; \quad (3)$$

k – гравітаційна постійна; σ і S – аномальна щільність і площа перетину стрижня; $(X_i, 0, h)$ – координати точки верхнього торця стрижня.

Остаточно, з (2) одержимо:

$$\begin{aligned} \delta \left(\frac{dV_z(X_j)}{V_z(X_j)} \right) &= \\ &= \left(\frac{2b(X_j - X_i)}{(R_{ij}(X_j - X_i, h))^2} + \frac{R_{ij}(X_j - X_i, h)}{R_{ij}(X_j + b - X_i, h)} - \frac{R_{ij}(X_j - X_i, h)}{R_{ij}(X_j - b - X_i, h)} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

Розділивши (4) на $2b$, обчислимо інтервали зміни модулів відносних погрешностей визначення похідної V_{xz} на профілі уздовж осі X при різному співвідношенні b/h (див. табл. 1). З табл. 1 видно, що тільки за рахунок кроку дискретизації b похідна V_{xz} обчислюється по абсолютно точних вимірах поля з дуже великими помилками в різних точках профілю спостережень. На цій підставі розглянута задача вважається некоректною.

Якщо в поле ще додати погрешності його виміру δ_{ij} в мілігалах (мгл), то максимальні помилки зростуть на $300 \delta_{ij} / (kb/h)$ %. При точності зйомки 0,1 мгл для параметрів табл. 1, відповідно, одержимо добавки до погрешностей δ : 1,5; 2,3; 4,5; 9; 18 %.

Таблиця 1

Інтервали зміни модулів відносних погрешностей обчислення V_{xz} за дискретним значенням поля сили тяжіння

Відношення параметрів b/h	Модуль погрешності δ для моделі стрижня, у %	Модуль погрешності δ для моделі сфери, у %
3	10 – 272	50 – 570
2	10 – 156	40 – 340
1	1,0 – 42	5 – 100
0,5	0,5 – 7,5	1 – 18
0,25	0,1 – 1,0	0,1 – 2,6

Отже, при великому кроці дискретизації b , підвищенням точності зйомки або усередненням вимірюваних значень поля, істотно зменшити некоректність задачі обчислення похідної V_{xz} неможливо. При малому кроці b ця задача вирішується добре, а при середньому – задовільно. Тому має сенс використовувати усереднення поля або кусочну апроксимацію поля поліномом 4-го порядку, наприклад, на ділянці з 7 точок профілю. У цьому випадку постійний і лінійний члени полінома в кожній точці X_j мають вигляд:

$$a_{o,j} = (7m_j - n_j) / 21; \quad a_{1,j} = (397t_j - 49p_j) / (1512b); \quad (5)$$

де

$$m_j = \sum_{i=3}^{i=7} g_{j+i};$$

$$t_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 2(g_{j+2} - g_{j-2}) + 3(g_{j+3} - g_{j-3});$$

$$n_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 4(g_{j+2} - g_{j-2}) + 9(g_{j+3} - g_{j-3});$$

$$p_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 8(g_{j+2} - g_{j-2}) + 27(g_{j+3} - g_{j-3});$$

Аналогічно, для 5 точок профілю одержимо

$$a_{o,j} = (3,4m_j - n_j) / 7; \quad a_{1,j} = (13t_j - 3,4p_j) / (14,4b); \quad (6)$$

де

$$m_j = \sum_{i=2}^{i=7} g_{j+i};$$

$$t_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 2(g_{j+2} - g_{j-2});$$

$$n_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 4(g_{j+2} - g_{j-2});$$

$$p_j = g_{j+1} - g_{j-1} + 8(g_{j+2} - g_{j-2});$$

Отримані по формулах (5)-(6) апроксимації можна повторити, наприклад, по формулах

$$a_{o,j,2} = (7m_j - n_j) / 21; \quad a_{1,j,2} = (13t_j - 3,4p_j) / (14,4b); \quad (7)$$

де

$$m_j = \sum_{i=2}^{i=7} a_{j+i};$$

$$t_j = a_{j+1} - a_{j-1} + 2(a_{j+2} - a_{j-2});$$

$$n_j = a_{j+1} - a_{j-1} + 4(a_{j+2} - a_{j-2});$$

$$p_j = a_{j+1} - a_{j-1} + 8(a_{j+2} - a_{j-2});$$

Для малих і середніх кроків дискретизації величина $a_{1,j,2}$ являє собою досить точне значення похідної V_{xz} (із помилкою до 3 %).

При великих параметрах b/h методи (5)-(7) непридатні. Однак, у цьому немає необхідності, оскільки, при малому впливі на V_{xz} погрешностей поля, у розв'язку ОЗ можна використовувати кінцево-різницева формулу

$$\begin{aligned} dV_z(X_j) &= g(X_j + b) - g(X_j) = \\ &= (\sigma_i, a_{ij}(X_j + d) - a_{ij}(X_j)), \end{aligned} \quad (8)$$

де σ_i – аномальна щільність (АЩ) блоків інтерпретаційної моделі (ІМ); $a_{ij}(X_j)$ – геометричні коефіцієнти розв'язку прямих задач гравіметрії.

Аналогічно розв'язується обернена задача для вертикального приросту поля

$$\begin{aligned} dV_z(X_j, Z_j) &= g(X_j, Z_j) - g(X_j, Z_j - H) = \\ &= (\sigma_i, a_{ij}(X_j, Z_j) - a_{ij}(X_j, Z_j - H)), \end{aligned} \quad (9)$$

де $g(X_j, Z_j - H)$ – поле сили тяжіння, перераховане нагору на висоту H .

У багатьох звітах, переданих іншим організаціям, замість карт поля сили тяжіння й каталогів пунктів виміру поля, наведені карти середнього вертикального гра-

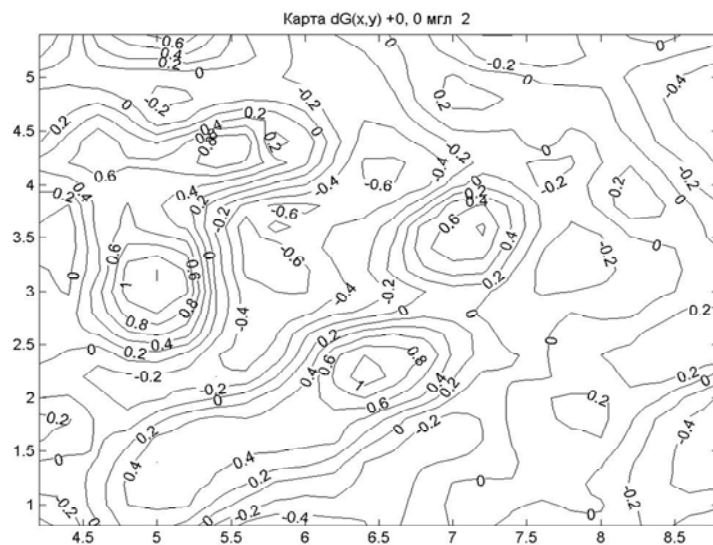
дієнта поля (9) або карти трансформацій Саксова-Ніггарда, різницева формула для яких має вигляд:

$$\begin{aligned} \delta g(X_j, Y_j) &= g(X_{j+2}, Y_j) - g(X_{j+1}, Y_j) + g(X_j, Y_{j+2}) - \\ &\quad - g(X_j, Y_{j+1}) + g(X_{j-2}, Y_j) - \\ &\quad - g(X_{j-1}, Y_j) + g(X_j, Y_{j-2}) - g(X_j, Y_{j-1}) = \\ &= (\sigma_i, a_{ij}(X_{j+2}, Y_j) - \\ &\quad - a_{ij}(X_{j+1}, Y_j) + a_{ij}(X_j, Y_{j+2}) - a_{ij}(X_j, Y_{j+1}) + \\ &\quad - a_{ij}(X_{j-2}, Y_j) - \\ &\quad - a_{ij}(X_{j-1}, Y_j) + a_{ij}(X_j, Y_{j-2}) - a_{ij}(X_j, Y_{j-1})). \end{aligned} \quad (10)$$

Обчислені по формулах (9)-(10) трансформанти поля мають високу розв'язувальну здатність при розв'язку ОЗ гравіметрії. По таких же схемах розв'язуються й ОЗ магнітометрії.

Апробація методів вирішення задачі виконана на прикладі рішення ОЗ гравіметрії по карті кінцево-різницева трансформації поля сили тяжіння (рис. 1) Олександрівської ділянки Великого Кривбасу, обчислених по лівій частині формули (10).

На рис. 2 наведене рішення лінійної ОЗ по щільності блоків ІМ, відповідно до правої частини різницевої формули (10).



На рис. 3 і 4 наведені рішення нелінійної ОЗ по поглибинах до блоків ІМ, відповідно до правої частини тієї ж різницевої формули (10). Лінійна й нелінійна ОЗ виконані екстремальним методом спільного пошуку для кожного блоку ІМ на кожній ітерації АЩ і глибин розташування горизонтальних границь розділу блоків із найбільшим стрибком щільності [3, 4]. На карті поля (рис. 1), у її західній і центральній частині, перебувають дві інтенсивні позитивні аномалії з максимумами більше 1 *мгл*. Між позитивними аномаліями розташована негативна аномалія з мінімумом -0,6 *мгл*. Загальна область усіх трьох аномалій облямована, відповідно до властивостей розподілу поля трансформанти, мінімумом -0,2 *мгл*. Поле східної частини карти представлено мозаїкою локальних аномалій із екстремумами від -0,4 до

0,2 *мгл*. Інтерпретуючи поле якісно, можна припустити наявність блоків із високою позитивною й негативною аномальною щільністю. Однак, за результатами кількісної інтерпретації (рис. 2 і 3) установлено, що західна й центральна аномалії з максимумами більше 1 *мгл* здебільшого створені виступами на 20 м корінних гірських порід кристалічного фундаменту, хоча вони мають більш високу АЩ – від 0,04 до 0,11 *г/см³*. Між виступами знаходиться западина з гірськими породами більш низької АЩ від -0,04 до -0,06 *г/см³*. Більше того, глибина западини досягає 215-265 м (рис. 4). Але АЩ гірських порід тут практично не змінюються із глибиною, хоча під виступом вона помітно зростає до 0,14 – 0,16 *г/см³* на глибині 265 м (карта щільності третього шару в статті не наведена).

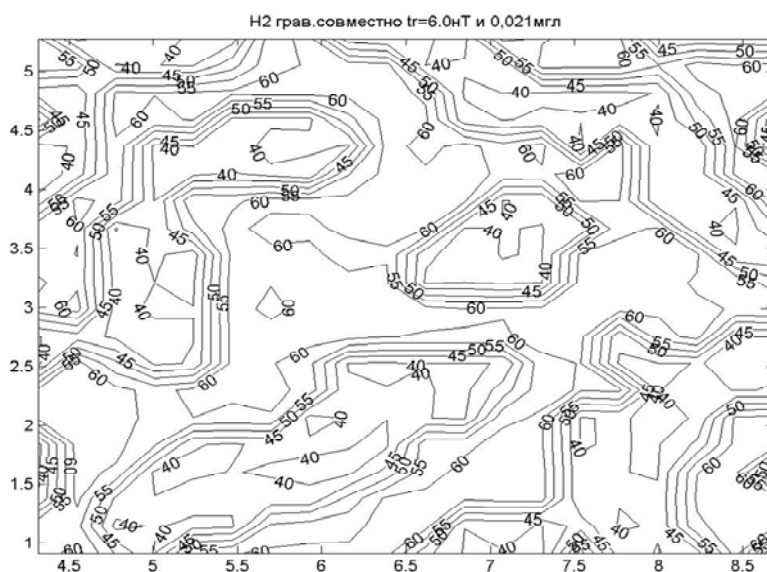


Рис. 3. Результати рішення нелінійної оберненої задачі гравіметрії: карта ізоліній глибин верхньої поверхні 2-го шару ІМ (у м)

Центральний виступ зі сходу облямований западиною глибиною 165-215 м (рис. 3 і 4) із майже нульовою АЩ (рис. 2). По краях карти виявлено декілька вузько-локальних западин глибиною від 165 до 315 м з АЩ від -0,04 до -0,12 *г/см³*. Таким чином, використання кінцеворізницевих трансформацій поля (9)-(10), звільнених від

впливу постійного фону, дозволяє більш точно виконати розв'язки обернених задач відомими методами. Однак, робиться це за рахунок збільшення від 2 до 8 разів витрат часу на обчислення. Для наведених обернених задач користь від підвищення якості їхніх розв'язків істотно вище, ніж від економії витрат комп'ютерного часу.

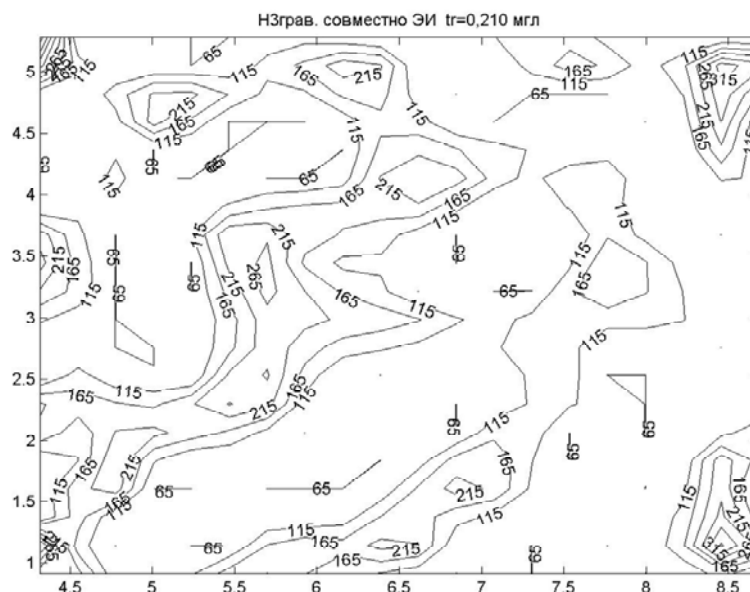


Рис. 4. Результати рішення нелінійної оберненої задачі гравіметрії: карта ізоліній глибин верхньої поверхні 3-го шару ІМ (у м)

Висновки. 1. Обернені задачі гравімагнітометрії необхідно вирішувати по кінцево-різницеви формулах із використанням вимірюваних значень поля.

2. Обернені задачі гравімагнітометрії варто вирішувати екстремальними методами одночасного пошуку на одній і тій же ітерації глибин і найбільших стрибків фізичного параметра на границях блоків інтерпретаційної моделі.

Перспективи подальших розвідок. Варто розширити пошуки нових кінцево-різницевих трансформацій

поля, більш ефективних по витратах комп'ютерного часу, але таких, які не знижують якості рішення ОЗ.

1. Лаврентьев М.М. О некоторых некорректных задачах математической физики. – Новосибирск, 1962. 2. Миненко П.А., Миненко Р.В. О поисках избирательных экстремальных решений обратной задачи магнитометрии при исследованиях на кристаллическом фундаменте // Науковий вісник НГУ. – Днепропетровск, 2006. – № 9. – С. 39-44. 3. Миненко П.А. Методы и критерии оптимизации устойчивых решений обратной задачи глубинной морской гравиметрии // Науковий вісник НГУ. – Днепропетровск, 2007. – № 11. – С. 83-91. 4. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М., 1979.

Надійшла до редколегії 09.11.12

НАЦІОНАЛЬНЕ НАДБАННЯ

УДК 56:581

В. Нестервський, д-р геол. наук, проф.,
О. Вакуленко, інж.

ВИКОПНА ФЛОРА В КОЛЕКЦІЯХ ГЕОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Колекція флори Геологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка складається з великої кількості різноманітних за таксономічним складом, за місцями знаходок (з території України і за її межами), геологічним віком. Колекція демонструє еволюцію флори на Землі, мають добру збереженість, чіткі відбитки різних частин рослин.

Collection of flora in the Geological museum (Taras Shevchenko National University of Kyiv) is a great taxonomic variety of things and finds from different localities in Ukraine and other countries. Floristic rests have different geological age. Collection presents an evolution of flora on the Earth, has good preservation and remarkable prints of the different parts of plants.

Викопна флора в Геологічному музеї представлена систематичною колекцією, яка експонується в 5 вітринах відділу Історії Землі та палеонтології (№ 96-100), та демонструється окремими зразками в відділах "Мінералогія та петрографія" і "Геологія і корисні копалини України".

В експозиції і фондах представлені такі таксономічні розділи:

1. Перші рослини Землі (Строматоліти – продукти життєдіяльності ціанобіонт – перших організмів у історії Землі, що продукували кисень, але ще були доядерними) – вітр 100. Ця група описана окремо.

Надцарство Eucariota – Ядерні організми

2. Підцарство Thallophyta – Нижчі рослини:

Відділи Phaeophyta – Бурі водорості (відбитки). Крім викопних відбитків – представники сучасних – Laminaria з Японського моря;

Відділ Rhodophyta – Багрянні водорості (N₁) – відбитки;

3. Підцарство Telomorpha – Вищі рослини

Надвідділ Sporophyta – Спорові рослини:

Відділ Rhyniophyta – Псилофітові (D₁) – відбитки;

Відділ Lycopodiophyta – Плавуновидні (C₂₋₃) – відбитки всіх частин рослини роду Lepidodendron: Stigmara, Lepidodendron, Bergeria, Golenia, Knorria, Lepidophyllum, Lepidostrobos. Представлена реконструкція лепідодендрона.

Крім викопних, представлений і сучасний представник плавуна; р. Sublepidodendron, р. Sigillaria (відбитки на сланцях);

Відділ Equisetophyta – Хвощеподібні (C) – відбитки різних частин викопних рослин: роди Calamites, Annularia, Asterophyllites, Radicites (коріння) та сучасні хвощі;

Відділ Polypodiophyta – Папоротеподібні – відбитки листя родів Neuropteris, Alethopteris, Eusphenopteris, Callipteris, Acitica – C₂₋₃ та сучасні папороті.

Фрагмент зкам'янілого стовбуру папороті роду Pseudobornia (D₃).

Порядок Protopteridiales – Протоптеридієві (D) – відбитки

Порядок Archaeopteris (D) – Археоптериди – відбитки

4. Надвідділ Spermatophyta – Насінні рослини

Відділ Piniphyta (Gymnospermae) – Голонасінні – Ginkgo, Sequoia, Araucaria, Kanevia, Lebachia, крім відбитків листя – вуглезовані та сучасні шишки різних рослин [3].

Відділ Magnoliophyta – Квіткові рослини – відбитки листя родів Acer, Betula, Lauraceae, Myrica, Quercus, Andromeda, Sabal, Platanaceae, а також відбитки листя рослин доброї збереженості, які не визначені.

5. Зразки зкам'янілої деревини – псевдоморфози заміщення.

6. Смола – живиця хвойних дерев, з якої утворюється бурштин (сучасна).

Загальна кількість визначених зразків викопної флори, що зберігається в музеї – більше 1000 одиниць. Деякі роди представлені від декількох до десятків екземплярів.

Окремі палеонтологічні зразки і колекції викопних рослин потрапляли до Музею з різних джерел. Перші надходження належать до другої половини XIX ст – вони були надані, зокрема, з колекцій лепідодендронів Західного Сибіру акад. І.Ф. Шмальгаузену – з Петербургської Імператорської Академії наук ще з часу формування Мінералогічного кабінету кафедри мінералогії і геогнозії Університету св. Володимира, а також зразків з Волинського ліцею. Деякі з цих зразків з автентичними етикетками експонуються в музеї і зараз.

Впродовж десятиріч колекцію флори поповнювали спеціалістами – палеонтологами. При післявоєнному відновленні палеонтологічного музею зразки флори надавали музею: найпримітивніші представники – водорості Vendotenia (V₂) у 60-і роки передав канд. геол.-мінералог. наук В. Палій, літотамнієві водорості (J та N) в колекції музею визначені канд. геол.-мінералог. наук О. Берченко.

Численні зібрання верхньодевонської та нижньокарбонівської флори Донбасу – відбитки плауновидних, ар-

хеоптеридієвих та голонасінних рослин, зібрані спеціалістом-палеобіологом геологічного факультету М. Устиновською, зберігалися в фондах музею з кінця 40-х-початку 50-х рр XX ст, але визначень було дуже мало. У 2009 р. ст. наук співроб. ІГН НАН України, канд. геол.-мінералог. наук Н. Боярина визначила 250 зразків з цих зібрань. Результати були опубліковані [2], а зразки посіли гідне місце в експозиції та фондах музею. Але декілька сотен екземплярів цих зібрань як невизначені зберігаються і надалі. Зразки з відбитками девонських та карбонових лепідодендронів, папоротей та хвощів у 1951-1953 рр. були передані до музею з лабораторій ІГН АН УРСР – зокрема відомою вченою-флористкою д-ром геол.-мінералог. наук Є. Новік [5].

Д-р геол.-мінералог. наук О. Щоголев передав зразки відбитків карбонових папоротей з Кавказу. Експонується тріасова флора Донбасу (Т₃) [7], зразки крейдових (К₁) голонасінних рослин з району Канівської практики (передав і визначив О. Огієнко). Цікаві відбитки листя палеогенової флори Східного Паміру. Крім відбитків, в колекції музею є декілька зразків зкам'янілої деревини (псевдоморфози заміщення) – палеоген Криму, Львівської обл, Донбасу, Кіровоградської обл.

Таким чином, географія розділу флори дуже широка. Цінність її ще й в тому, що представлено зразки майже

всієї геологічної історії рослинності – зразки від найпримітивніших вендських (*Vendotenia*) до сучасних [6].

Крім того, в фондах музею зберігаються зразки викопної флори (в основному відбитки), які мають добру збереженість, але не визначені і потребують вивчення фахівцями – палеоботаніками.

Експозиція флори викликає незмінний інтерес відвідувачів музею, використовується при вивченні палеонтологічних курсів геологічного та біологічного факультетів (палеоботаніка), Києво-Могилянської академії, Геологорозв'язувального технікуму. Використовується в наукових роботах фахівців та студентів.

1. Анисимова О.И. Флора и стратиграфия среднего карбона Северного Кавказа. – К., 1979. – С. 30-94.
2. Боярина Н.И., Устиновська М.И., Вакуленко О.М. Викопна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти // 36. наук. праць ІГН НАНУ. – К., 2009. – С. 36-38.
3. Давиташвили Л.Ш. Краткий курс палеонтологии. – М., 1958.
4. Ищенко Т.А. Девонская флора Большого Донбасса. – К., 1965. – С. 5-74.
5. Новик Е.О. Закономерности развития каменноугольной флоры юга европейской части СССР. – К., 1974. – С. 74-87.
6. Основы палеонтологии. Т.: Голосеменные и покрытосеменные. Т.: Водоросли, мохообразные, псилофитовые членистоногие, папоротники. – М., 1963.
7. Станиславский Ф.А. Рэтская флора северо-западной окраины Донбасса. – К., 1987.

Надійшла до редакції 05.10.12

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 58

Статті подано в авторській редакції.

Комп'ютерна верстка та коректування Ю.А. Тимченко

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власних імен та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та електронні носії не повертаються.



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 7,8. Наклад 300. Зам. № 212-6313.
Вид. № ГлЗ. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 25.12.12

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; тел./факс (38044) 239 3128
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
[http: vpc.univ.kiev.ua](http://vpc.univ.kiev.ua)
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02