

05(К.УН.)  
ВІСНИК



ISSN 1728-3817 (загальний)

ISSN 1728-2713 (серійний)



# ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ  
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

## ГЕОЛОГІЯ

40  
—  
2007



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

Для наукових співробітників, викладачів, аспірантів та 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 РЕДАКТОР**

В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.

**РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ**

В.В. Шунько, канд. геол.-мінерал. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, канд. геол. наук, доц. (відп. секр.); С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.; В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України

**Адреса редакції**

03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет  
тел (38044) 259 70 29

**Затверджено**

Вченюю радою геологічного факультету  
18.10.06 (протокол № 3)

**Атестовано**

Вищою атестаційною комісією України.  
Постанова Президії ВАК України  
№ 1-05/7 від 09.06.99

**Зареєстровано**

Міністерством інформації України.  
Свідоцтво про державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97

**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, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43  
тел (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

Наукова бібліотека

ім. М. Максимовича

**КНУ**

ім. ТАРАСА ШЕВЧЕНКА



**12560JB**

## ЗМІСТ

### ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Шевчук В., Шевчук Вол.	4
Протерозойські граніто-гнейсові монокліналі Українського щита та їх морфоструктурні типи.....	
Гриценко В.	6
Фаціальні зони та комплекси табулят .....	
Киселевич Л.	9
Біостратиграфічні та палеоекологічні характеристики фаціальних утворень альба Наддністрянщини .....	
Курило М., Андрєєва О.	11
Визначення перспективності вітчизняних родовищ та рудопроявів бентоніту на основі регресійного аналізу.....	
Павлов Г., Павлова О., Бубнова О.	14
Еволюція мінерального складу та структури Мухарівських гранітоїдів Північно-західної частини Українського щита .....	
Митрохин О., Митрохина Т.	18
Титаноносні габроїди Пенізевицького рудопрояву ільменіту (Волинський мегаблок УЩ).....	
Половка С.	20
Перспективи видобутку нетрадиційних видів корисних копалин у межах дна Світового океану та українського сектору Чорного моря (на прикладі газогідратів).....	

### ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Іванік О., Лісова О.	24
Режим сучасних водно-гравітаційних та селевих процесів у Свалявському та Воловецькому районах Закарпатської області .....	
Шостак А.	26
Роль глинистої складової у процесі стискання насичених дисперсних ґрунтів при зміні температури.....	
Чомко Д., Чомко Ф.	28
Використання факторного аналізу для прогнозування розповсюдження забруднення підземних вод .....	
Костюченко М.	30
Проблеми інженерно-геологічних досліджень на майданчиках реконструкції цивільних споруд .....	
Корнєєнко С.	32
Проблеми використання земель урбанізованих територій і ресурси геологічного простору України .....	

### ГЕОФІЗИКА

Гура К., Грищук П.	35
Аномальне магнітне поле над антиклінальними структурами .....	
Рева М., Онищук І., Онищук В.	39
Вплив параметрів заземлень польової установки мікроелектроздондування на точність вимірювань потенціалу електричного поля .....	
Шепель С., Рибак Л., Кондратьєва Н., Рябуха В.	42
Природа аномальної електропровідності деяких колекторів Дніпровсько-Донецької западини .....	
Меньшов О.	45
Застосування магнетизму ґрунтового покриву для розв'язання геолого-геофізичних завдань .....	

### ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Аксьом О.	48
Прогнозна геоінформаційна модель підтоплення території Херсонської області.....	

## CONTENTS

### GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

<b>Shevchuk V., Shevchuk Vol.</b>	
Proterozoic granite-gneiss monoclines of the Ukrainian Shield and their morphostructural types .....	4
<b>Grytsenko V.</b>	
Facial zones and complexes of tabulate-corals .....	6
<b>Kyselevych L.</b>	
Biostratigraphic and paleoecological characteristics of Alb facial formations of Near-Dnister area.....	9
<b>Kurylo M., Andryeyeva O.</b>	
Definition of perspective Ukrainian bentonite deposits based upon regression analysis .....	11
<b>Pavlov G., Pavlova O., Bubnova O.</b>	
Evolution of mineral composition and structure of Muhariv granites the Northwest part of the Ukrainian Shield.....	14
<b>Mytrokhyn O., Mytrokhina T.</b>	
Ti-bearing gabbroids of Penisevichy ilmenite ore manifestation (Volynskiy megablock of the Ukrainian Shield) .....	18
<b>Polovka S.</b>	
Prospect of non-traditional types of deposits mining in the World Ocean and Ukrainian part of Black Sea (on the example of gas-hydrate).....	20

### HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

<b>Ivanik O., Lisova O.</b>	
The regime of modern water-gravity and mudflows processes in Svalyavsky and Volovetsky districts of Zakarpatsky region.....	24
<b>Shostak A.</b>	
The Role of the Loamy Element in the Process of Compression of Saturated Dispersive Soils under Temperature Change .....	26
<b>Chomko D., Chomko F.</b>	
Using of factor analysis for prognostication distribution of contamination underground water .....	28
<b>Kostyuchenko N.</b>	
The problems of engineering geological surveying for reconstruction ground of civil buildings .....	30
<b>Korneienko S.</b>	
Problems of using of urbanized territories grounds and resources of the Ukrainian geological space .....	32

### GEOPHYSICS

<b>Gura K., Gryshchuk P.</b>	
Anomalous magnetic field above anticline structures .....	35
<b>Reva M., Onyshchuk I., Onyshchuk V.</b>	
The influence of parameters of ground connections in field microelectrosounding device on accuracy of electrical potential measurements .....	39
<b>Shepel' S., Rybak L., Kondrat'yeva N., Ryabukha V.</b>	
Nature is of anomaly electrical conductivity some collectors of Dniprovsko-Donetska depression .....	42
<b>Menshov O.</b>	
Application of the magnetism for geological-geophysical tasks .....	45

### GEOLOGICAL INFORMATICS

<b>Aksyom O.</b>	
The flooding forecast GIS-model of the Kherson region .....	48

# ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 551.255 + 551.24 (477)

В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, Вол. Шевчук, здобув.

## ПРОТЕРОЗОЙСЬКІ ГРАНITO-ГНЕЙСОВІ МОНОКЛІНАЛІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЇХ МОРФОСТРУКТУРНІ ТИПИ

**Аргументується виділення граніто-гнейсовых монокліналей як особливих структурних форм метаморфічних комплексів, поширені в областях тектоно-магматичної активізації. На прикладі протерозойських граніто-гнейсовых монокліналей Українського щита запропоновано типізацію таких структур за структурно-текстурними елементами та їх парагенезисами, що відображають еволюції динамо-кінематичних умов формування.**

*Allocation of granite-gneiss monoclines as special structural forms is argued. They are distributed in tectonic-magmatic regions. Classification of such structures is offered on the bases of structural-textural elements and their paragenesis reflecting the evolution of dynamic-kinematics conditions of the formation. It was done on the example of granite-gneiss monoclines of the Ukrainian Shield.*

**Постановка проблеми.** Серед численних морфологічних та динамо-кінематичних типів тектонічних структур кристалічних комплексів фундаменту древніх платформ і ряду складчастих областей особливі місце займають граніто-гнейсовые структури (ГГС), що формуються у процесі масового автохтонного гранітоутворення і відрізняються повсюдним розвитком директивних текстур. Синдеформаційний розвиток різновидної смугастості та кристалізаційної сланцоватості відображає тісний взаємозв'язок гранітизації та деформаційних процесів і обумовлює значне різноманіття ГГС [4; 5]. У межах УЩ строкатість ГГС особливо помітна у зв'язку з нерівномірним проявом протерозойської тектоно-магматичної активізації, викликаної, імовірно, диференційованими на коровою рівні глибинними термофлюїдними потоками. Суміщення у просторі та часі деструктивних процесів, метаморфізму й автохтонної гранітизації обумовило складне поєднання внутрішніх і зовнішніх сил та формування різних за морфоструктурними особливостями ГГС. Поряд із округлими або овальними у плані та пологосклепінними у розрізі структурами типу граніто-гнейсовых куполів потужного розвитку набувають лінеаментні структури з моноклінальною внутрішньою будовою.

Граніто-гнейсовые монокліналі (ГГМ), як це фіксується на прикладі різних мегаблоків та шовних зон УЩ, стають одним із найбільш поширених виразів активних у палеопротерозої структур розломного характеру. Формуються вони завдяки розвитку зонального метаморфізму, високотемпературного калій-кремнієвого метасоматозу та палінгенезу у деструктивних зонах і відзначаються значною різноманітністю форм, розмірів, історії розвитку та структурно-текстурних характеристик мігматитів і граніто-гнейсів, що їх складають. Разом з тим, досі відсутні прийнятні класифікації ГГМ, та й саме поняття "граніто-гнейсова моноклінал" ще не набуло поширення у структурному аналізі, хоча петрогенетичні тектенофізичні дослідження цих структур суттєво доповнюють характеристики фізико-хімічних та динамо-кінематичних умов формування активізаційних структурно-формаційних комплексів різновікових платформ і складчастих областей. Саме розгляд питань типізації ГГМ є завданням даної публікації.

Співвідношення ГГМ з іншими плікативними та діз'юнктивними структурами. Як вже зазначалось, у межах УЩ досі не знято питання ідентифікації ГГМ, та й масштабність їх розповсюдження не можна вважати встановленою. Причинами такого стану є дуже слабка відслоненість значної частини УЩ, що не дозволяє безпосередньо простежувати геологічні структури та встановлювати співвідношення між ними, а також факт потужного розвитку не одного, а двох етапів масового

гранітоутворення, архейського та протерозойського, які відзначились, окрім іншого, суттєво відмінними реологічними і, відповідно, деформаційними умовами корового структуроутворення. Традиційні уявлення про пануючий розвиток складчастих структур у ранньодокембрійських кристалічних комплексах УЩ склалися головно на прикладах архейської плагіогранітизації, які давали підстави пов'язувати приуроченість локальних центрів гранітизації до ядер антиклінальних (антиклінорін) структур. Відтак місця із посиленою гранітизацією сприймались в якості антиклінальних структур, у той час як зниження ступеня гранітизації вважалось ознакою синклінальних форм. Такий підхід набув поширення у слабо відслонених, або взагалі закритих областях, де питання внутрішньої будови тих чи інших комплексів доводилось вирішувати на основі результатів буріння та геофізичної інформації. При цьому реальна різноманітність просторових і часових співвідношень та взаємозалежностей між речовинними та структурними перетвореннями часто залишалась не з'ясованою. У межах УЩ тривалий час залишалась заниженою оцінка розповсюдженості протерозойських ГГМ.

Прикладом може слугувати Голованівська шовна зона, розташована на зчленуванні Дністровсько-Бузького та Кіровоградського мегаблоків УЩ. На геологічних картах середини минулого століття та у ряді монографічних узагальнень у тектонічному відношенні зона уявлялась сукупністю антикліноріїв і синкліноріїв. Припускалось, що до ядер антиклінальей приурочені гранітоїди, а синклінальні складки виділялись "за відносними гравіметричними й магнітними максимумами, за переважним розвитком мігматитів, а не гранітів" [6].

Більш пізніми дослідженнями, у тому числі структурними й тектенофізичними, показана значна роль лінеаментних структур, зокрема у центральній частині УЩ і в першу чергу у зв'язку із протерозойською тектоно-магматичною активізацією [1; 3]. Як зазначає О. Гінтов, з кінця неоархею – початку палеопротерозою на більшій частині щита деформації докембрійських комплексів концентруються у "широких зонах зсування, динамометаморфізму, метасоматозу й полідіафторезу, що супроводжується перекристалізацією гірських порід, лінеаризацією та переорієнтацією багатьох мінералів, катаклазом і ділатансією, які ведуть до змін структури та складу земної кори, підвищенню її проникливості для магм і флюїдів, пристосуванню до нових умов напружено-деформованого стану" [1].

Такі зони мають загалом строкату будову у зв'язку з багатоетапним і нерівномірним розвитком деформаційних процесів та речовинних перетворень, однак переважним розвитком користуються різноманітні за струк-

турно-текстурними характеристиками та тектонофізичними умовами формування монокліналі, часто ускладнені різнопорядковими складчастими формами. Достатньо різноманітними серед них є і власне ГГМ, що формуються в межах тих ділянок розломних зон, які були активованими на час автохтонного граніто- та пегматитоутворення. Синдеформаційний розвиток гранітизації обумовив особливу їх будову та витримане заляганням відповідних директивних текстур. Звісно, моноклінальну будову можуть мати певні частини й інших граніто-гнейсовых структур, таких, як крила крупних складок чи периферійні частини граніто-гнейсовых куполів, але вони й повинні ідентифікуватись як фрагменти відповідних структур вищого рангу.

До класу ГГМ, залежно від ступеня гранітизації, належать мігматитові, мігматитово-граніто-гнейсовые та власне граніто-гнейсовые монокліналі. Зазвичай вони тісно пов'язані із моноклінальними структурами, складеними кристалічними сланцями, гнейсами, метаморфічними сланцями, різнофактальными діафторитами, мілонітами тощо, аж до умовного трасування меж між ними, однак виокремлення власне ГГМ за контурами проявів гранітизації доцільне хоча б з міркувань особливого їх металогенічного значення. До того ж, процеси мінерально-та породоутворення в межах ГГМ супроводжуються додатними об'ємними ефектами, здатними суттєво впливати на напружене-деформаційні стани геологічних середовищ. Особливості взаємозв'язку речовинних перетворень зі структуроутворенням у межах ГГМ обумовлюють можливість застосування для їх вивчення особливого комплексу мікротектонічних, структурно-петрологічних і тектонофізичних методів, а результати таких досліджень здатні суттєво розширити уявлення про еволюцію динамо-кінематичних умов розвитку крупних розломних зон.

Відтак, у межах Тальнівської та Первомайської розломних зон, які мають субмеридіональне простягання і обмежують Голованівський блок із заходу та сходу, а також в інших розломах, що розчленовують його на окремі фрагменти, виділяється ряд ГГМ різних за розмірами, орієнтацією у просторі та структурно-текстурними особливостями утворень, що їх складають. ГГМ зафіксовано і в інших структурних зонах УЩ, зокрема в межах Кіровоградського та Волинського мегаблоків. Тут вони не менш різноманітні за своїми характеристиками, зокрема, широким розповсюдженням відзначаються "порфіробластичні" ГГМ [8].

**Первинні та вторинні ГГМ.** Морфологія та розміри ГГМ значною мірою залежать від конфігурації деструктивних зон і регулярності деформаційних та петрогенних процесів у їх межах, а також від форми в плані та інтенсивності гранітизуючих термофлюїдних потоків. Якщо розміри розломних зон менші чи співрозмірні із розмірами локальних корових термофлюїдних аномалій, а проникливість таких зон витримана за простяганням, то, очевидно, параметри ГГМ будуть визначатися формою та розмірами деструктивних зон і навпаки, при значному перевищенні лінійних розмірів розломної зони щодо розмірів локальних термофлюїдних аномалій, розміри аномалій і, відповідно, ГГМ контролюватимуться динамо-кінематичними особливостями розвитку розломної зони та розподілом проникливості в її межах. У таких випадках слід очікувати ланцюжкового або кулісного розташування окремих ГГМ, у межах тих чи інших деструктивних зон, лінійно видовженої чи лінзоподібної їх форми. На перетинах різних деструктивних зон та за наявності поперечних структурних бар'єрів у межах окремих зон можливе формування ГГМ овальної чи навіть ізометричної форми. Утім, навіть у останньому

випадку, моноклінальна внутрішня будова ГГМ буде зберігатись, якщо контролюватиметься загальним для розломної зони напружене-деформованим станом.

Багатоваріантність у співвідношеннях деформаційних і кристалізаційних проявів, завдяки яким формуються ГГМ, породжує питання про первинні та вторинні ГГМ. Окрім термінологічних неузгодженностей воно часто ускладнюється розбіжностями в генетичних уявленнях. Зрозуміло, що визначення первинності – вторинності тектонічних структур можливе при зіставленні різних феноменів. Головним критерієм такого поділу ГГМ може бути співвідношення в часі процесів гранітизації (кремній-лужного метасоматозу, палінгенезу), що супроводжуються утворенням кристалізаційної сланцеватості (у тому числі порфіробластичної) і мігматитової смугастості та деструктивних процесів.

При одноактній гранітизації до первинних логічно відносити синхронні із гранітоутворенням структури, директивні текстири (у першу чергу кристалізаційна сланцеватість та мігматитова смугастість) яких не порушені наступною деформацією. Вторинні ГГМ мають відрізнятись від первинних виразним проявом постгранітизаційних деформацій, що супроводжуються появою накладеного структурного парагенезису (розлистування, розсланцовування тощо), за яким фіксується вторинна монокліналь поза залежністю від просторових співвідношень сингранітизаційного та постгранітизаційного структурних парагенезисів. Певна складність полягає в тому, що в ряді випадків межа між первинними та вторинними структурами може бути встановлена лише умовно. Таке трапляється якщо пізньосингранітизаційні деформації (катаclаз, кліважування, розсланцовування), що відбуваються в успадкованих полях напружень, уже не супроводжуються суттєвими речовинними перетвореннями, але температури бластезу ще достатньо високі. Такі прояви практично не відрізняються від постгранітизаційних, коли деструктивні процеси безпосередньо не пов'язані із гранітоутворенням і відбуваються як в успадкованих, так і в повністю незалежних полях напружень. Для оцінки таких ситуацій необхідні додаткові дані про розвиток термофлюїдних аномалій, співвідношення прогресивних метаморфічних і ультраметаморфічних перетворень та діафторезу, просторових співвідношень різновікових деструктивних зон тощо. Додатковим доказом вторинного (накладеного) деформаційного процесу в таких неоднозначних випадках може бути зменшення масштабів накладених процесів та, відповідно, розмірів вторинних монокліналей, а передусім структурна неузгодженість первинних і вторинних форм, різних генерацій кристалізаційної та деформаційної сланцеватості. За тривалого та багатоетапного розвитку крупних розломних зон можливі випадки неодноразового накладання первинних і вторинних ГГМ. Особливо складні суперпозиції відзначаються у випадках просторового суміщення зон архейської та протерозойської гранітизації, що відзначається як у межах Голованівської зони, так і в інших структурних зонах УЩ.

**Типізація ГГМ за структурно-текстурними елементами.** Особливості внутрішньої будови більшості структурних форм у метаморфічних і ультраметаморфічних комплексах встановлюються за поведінкою об'ємно-площинних та лінійних структурно-текстурних елементів або їх парагенезисів [2; 3; 10; 12]. Відповідно до температурного режиму процесів гранітизації, характером кристалізаційних процесів (спрямованістю речовинних перетворень), реологією геологічних середовищ, кінематикою систем структуроутворення, швидкістю та величиною деформації у протерозойських граніто-гнейсовых комплексах УЩ можуть формуватись трі-

щинно-кліважні системи, різні типи сланцоватості, смугастості та лінійності. Структурні малюнки часто ускладнюються генераціями жил гранітоїдного складу, б- та с-текстурами, складчастими та розривними мікроформами з підвортами площинних елементів. Ці та деякі інші структурно-текстурні елементи відображають динамо-кінематичні умови граніто-гнейсового структуроутворення і широко використовуються для реконструкції цих умов [7; 9; 11]. Разом з тим, вони можуть слугувати класифікаційними ознаками для типізації граніто-гнейсовых структур загалом та ГГМ зокрема.

У зв'язку з тим, що метаморфічні перетворення як такі відбуваються в широкому діапазоні РТ-умов, інтенсивності та швидкості деформацій, при реалізації різноманітних деформаційних схем у реологічно різних геологічних середовищах та різних співвідношеннях у просторі та часі деструктивних і кристалізаційних процесів, структурно-текстурні характеристики метаморфічних утворень, що становлять будь-які, у тому числі моноклінальні структурні форми, у таких комплексах також надзвичайно різноманітні. Зважаючи на первинні та вторинні форми й орієнтувшись на основні площинні текути, слід відзначити поширення тріщинно-кліважних, кліважних і смугасто-мілонітових монокліналей, якщо деструктивні процеси домінують над кристалізаційними. За досконалої кристалізації, коли майже не залишається слідів первинних текстур (структур) або попередньої деструкції, формуються сланцоваті та смугасті монокліналі. В обох випадках вони можуть ускладнюватись відповідним чином проявленими підпорядкованими формами диз'юнктивного або плікативного характеру. Проміжні ситуації з тим чи іншим ступенем розвитку кристалізаційних процесів та збереження первинних утворень і слідів попередніх деформацій, відзначаються розвитком комбінаційних морфоструктурних типів.

Якщо спробувати виокремити власне ГГМ із всього різноманіття моноклінальних структурних форм метаморфічних комплексів, то слід акцентувати увагу на структурно-текстурних наслідках гранітизації, яка під час тектономагматичної активізації проявлялась у вигляді калій-кремнієвого метасоматозу та інтра-соматозу, часткового та повного плавлення метасоматично зміненого корового субстрату. Враховуючи зазвичай поступовий характер контактів палінгенно-метасоматичних утворень із метаморфічним субстратом, неважко уявити, що до класу граніто-гнейсовых структур потрапить більша частина комбінаційних морфотипів, звичних для негранітизованого субстрату, зокрема значне поширення мають кліважно-сланцоваті, мілонітово-сланцоваті та мілонітово-сланцовато-смугасті структу-

ри. У той же час є сенс розрізняти ГГМ з особливими текстурами, що підкреслюють характер гранітизації. Вони характеризуються розвитком особливих типів сланцоватості та смугастості мігматитового типу. Це насамперед порфіробластична сланцоватість, виражена субпаралельною орієнтацією порфіробластів калієвого польового шпату, порфіробластично-лінзоподібна сланцоватість, яку формують кварц-калішпатові агрегати, різноманітні комбінації порфіробластичної сланцоватості та жильно-мігматитової смугастості. У межах УЩ відомі численні приклади як витриманих за структурно-текстурними характеристиками ГГМ, так і комбінованих структур.

**Висновки.** Серед граніто-гнейсовых структур, що формуються під час протерозойської тектономагматичної активізації УЩ, слід розрізняти первинні та вторинні граніто-гнейсів монокліналі, які розвивались у межах розломних зон і відображають взаємоз'язок автохтонного гранітоїдного петрогенезису та деформаційних процесів. Стійкі типи ГГМ, виділені за відповідними структурно-текстурними елементами та їхніми парагенезисами (порфіробластично-сланцоваті, порфіробластично-лінзоподібно-сланцоваті, порфіробластично-жильно-смугасті тощо) містять у собі інформацію про динамо-кінематичні умови формування не лише ГГМ, але й крупних розломних зон, у межах яких вони формувались і можуть бути використаними для палеодинамічних реконструкцій із застосуванням відповідних методів.

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К., 2005.
2. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. – Л., 1967.
3. Лукієнко О.І., Краченко Д.В. Реологічні типи дислокаційної тектоніки Українського щита на Середньому Побужжі (за результатами тектонофациальних досліджень) // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – Вип. 22.
4. Маракушев А.А. Петрогенезис. – М., 1988.
5. Моралев В.М., Глуховский М.З. Архейская и раннепротерозойская тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – М., 2001.
6. Тектоника Українського щита / Г.І. Каляєв, З.О. Крутіховська, Г.В. Жуков та ін. – К., 1972.
7. Шеечук В.В. Петроструктурні особливості синдеформаційних метасоматитів Тальнівської зони розломів // Сучасні напрямки геолог. науки: 36. наук. пр. ІГН НАН України. – К., 2006.
8. Шеечук В.В., Гринченко О.В., Кочетов Р.В. Особливості складу і структурні парагенезиси Липнянської граніто-гнейсової монокліналі // Актуальні проблеми геології України: Матер. наук. конф. – К., 2004.
9. Шеечук В.В., Кочетов Р.В., Ярешенко С.В. Методи дослідження орієнтації мегакристалів у порфіробластичних гранітоїдах // Актуальні проблеми геології України: Матер. наук. конф. – К., 2004.
10. Шеечук В.В., Павлов Г.Г., Гринченко О.В. Сланцоватість та її співвідношення з іншими матаморфогенними текстурами // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2003. – Вип. 25.
11. Шеечук В.В., Павлов Г.Г. Тектонофизические условия формирования кристаллизационной сланцеватости // Геофиз. журн. – 2003. – Вип. 25, № 5.
12. Шеечук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцоватості // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 28.

Надійшла до редколегії 15.09.06

В. Гриценко, канд. геол.-мінералог. наук

## ФАЦІАЛЬНІ ЗОНИ ТА КОМПЛЕКСИ ТАБУЛЯТ

Велика кількість і різноманітність табулят силуру та нижнього девону Волино-Поділля дозволяє використовувати їх як інструмент для фациальних досліджень.

*Abundance of tabulate corals into Silurian-Lower Devonian of Volyn-Podillya region sequences allows to use it remains to facies analyse.*

**Вступ.** Польові дослідження, у яких довелося брати участь, показують значну мінливість розрізів, що мають циклічну будову. Багаторічні роботи, що проводились на західній Україні різними авторами, демонструють різний ступінь розуміння динаміки розвитку басейну осадконакопичення та зв'язку розповсюдження фауни з фациальними умовами. Перші узагальнюючі дослідження питанням фациального аналізу не приділяли жодної

уваги. Але наприкінці ХХ ст. усе більше дослідників вважають за потрібне розшифрувати фациальні умови.

**Відомості про вивченість.** Українські дослідники не були першовідкривачами з галузі вивчення викопних коралів. На цих розрізах працювали видатні палеонтологи-енциклопедисти: П. Венюков, Р. Козловський, Т. Васкауцану, Б. Соколов, О. Никифорова, Е. Бульванкер, В. Ситова та інші дослідники з країн, які мали до-

ступ до цих розрізів. Політичні умови раніше довгий час були перепоною для досконалого вивчення відслонень.

Колекції табулят вивчали Б. Соколов (1950–1955) та Ю. Тесаков (1963–1974).

Е. Бульванкер [1] обробила музеїні колекції ругоз за матеріалами Г. Лунсгергаузена та О. Никифорової. Перші відомості про біогерми малиновецького горизонту з'явилися у статті В. Ситової [5]. У подальшому головну увагу приділяли вивченням брахіопод та конодонтів (роботи П. Цегельнюка та Д. Дриганта) [2; 6].

**Фактичні дані та методика.** Стаття є результатом узагальнення багаторічних досліджень коралів західного схилу Українського щита. Перші випадкові збори пов'язані з матеріалами буріння Побузькою геологорозвідувальною експедицією у Хмельницькій області (1966). У подальшому було зібрано колекції з відслонень (1968–1971).

Автор продовжив дослідження коралів-табулят нижнього палеозою західного схилу Українського щита, використовуючи весь комплекс кнідарій (кишечнопорожнинних) із позицій фациального аналізу. Літологочний склад Опорного розрізу вивчено досить досконало [3]. Розроблено зональні схеми по табулятах, ругозах, геліолітидах та строматопорах. Ці дані разом з матеріалами детального літологочного вивчення розрізів створюють підґрунтя для визначення фациального змісту товщ.

Дослідники палеоекології стикаються з проблемами, які розв'язуються поміркованим застосуванням методу актуалізму. Результати контролюються детальними літологочними дослідженнями та законом Головкінського – Вальтера. Вони довели, що відклади, які послідовні в розрізах, були розташовані поруч на площині розповсюдження під час седиментації.

Методичні розробки фациального дослідження силурійських відкладів висвітлюються в роботі Х. Нестора та Р. Ейнасто [4].

Нешодавно автор отримав нові матеріали зі свердловин, які дають підстави використовувати викопні рештки табулят та інших кнідарій для визначення морських фаций. Вони підтверджують думку про зміщення фаций унаслідок тектонічних рухів. Зокрема, континентальні відклади девонської формaciї "ольд ред" углиб басейну (на захід) заміщаються лагунними та фациями відкритого моря з рештками пржидольських табулят і геліолітоїдей. Про це засвідчили дані останнього буріння в Тернопільській області (дані Київської геолого-геофізичної експедиції та усне повідомлення Л. Константиненка).

Автору надали матеріали з керну цих свердловин, за даними яких поширення деяких форм кнідарій має значно більший географічний та стратиграфічний інтервал.

**Головні результати.** Було з'ясовано, що в певних інтервалах розрізу корали табуляти переважають серед решток викопних організмів, в інших вони зустрічаються рідко. Є розрізи, де корали табуляти цілком відсутні. Ця обставина дозволила П. Венюкову виділити в силурійському розрізі Поділля два коралових горизонти. В. Ситова вперше описала біогерми малиновецького горизонту [5], що стало стимулом до більш детального вивчення органогенних структур всього силуру в Поділлі. Виявилось, що біогерми присутні на певних рівнях розрізу, які представлені відносно мілководними осадками. Вони вже знайдені в мукшинській підсвіті баговицької світи, голосківській підсвіті конівської світи, грінчуцькій підсвіті рихтівської світи на кількох рівнях праждолу у відслоненнях на Дністрі. Крім того, коралові споруди відкриті свердловинами на Волині, на території Тернопільської області та в девонських відкладах на о. Зміїний (св. Морська – 1).

Фауністичні комплекси та літологочні ознаки вказують на шельфовий характер відкладів [4]. Відомі палеогеографічні реконструкції дають підстави вважати Подільські розрізи частиною великого силурійського басейну Європи, який у відносно мілководних фациях також відслонений у Швеції (о. Готланд) та Естонії (природні відслонення та кар'єри).

З поширенням фациальних зон випливає периконтинентальне розташування басейну. Хоча майже невідомі тинові пляжеві утворення із хвильовими брижами. На кількох рівнях знайдено свідчення існування лагунних відкладів.

**Лагунна фация** є реперною й найбільш мілководною (рис. 1). Для неї характерне поширення тонкошаруватих доломітів і тонкошаруватих доломітових мергелів із тріщинами висихання, що свідчать про ймовірне періодичне осушення цих утворень. Для латунної фациальної зони не характерні табуляти та інші кнідарії. Серед знахідок фауни відомі фрагменти ліньки ракоскорпіонів, а іноді й повні їх панцири. За дослідженнями літологів та геохіміків вважається, що сольовий режим відрізняється від нормально морського. На думку одних дослідників відбувається їх опрісення. Інші дослідники вважають, що лагуни мали солоність більшу від нормально морської, про що свідчить часте розповсюдження у відкладах цієї зони прошарків та гнізд гіпсів. Причому гіпси знайдені на південні та північ від Подільського виступу, де вони не зафіковані ні в одному із відслонень. Імовільно, що деякі лагуни були засоленими (з гіпсами), а інші – опрісененими (вони містять велику кількість одноманітних остракод *Lepiditria tyraica*).



Рис. 1. У розрізі повторюється горизонтальна послідовність. Відслонення біля устя р. Баговиці: мілководний шельф, відмілина та лагунні відклади – свідчення поступового обміління (фото автора)

**Літоральна фациальна зона** представлена відкладами зернистих вапняків із дрібними часто обкатаними колоніями гілчастих табулят. Зернисті вапняки утворювали бари, які відокремлювали лагунну зону від відкритого моря. Цей бар'єр викликав майже повну ізоляцію зони лагун від відкритого моря (рис. 1).

Наступну фацию відкритого шельфу можна поділити на дві підфации: відносно мілководну (рис. 2) та відносно глибоководну. Ця фациальна зона розташована вбік відкритого моря і в рельєфі дна виражена слабко нахиленою платформою, на якій відкладалися переважно карбонатні мули. У процесі літифікації вони перетворилися на плитчасті глинисто-зернисті та грудкуваті вапняки. Зауважимо, що глинисто-зернисті вапняки – найбільш характерні породи відносно мілководного шельфу, а грудкуваті вапняки більш характерні для глибокого шельфу. Ці вапняки містять широкий спектр викопних черепашко-

вих організмів від брахіопод і пелеципод до гастропод і кнідарій. Тут часто зустрічаються моховатки, криноїдеї, трилобіти тощо. Убік відкритого моря зі збільшенням глибини басейну щільність угрупувань падає, також зважуються межі різноманітності спільнот. Але розміри колоній стають більшими, хоча вони мають переважно лінзоподібну форму. З подальшим збільшенням глибини розміри поліпняків (скелетів колоній) стають меншими, одночасно зменшується відносна товщина їх стінок.

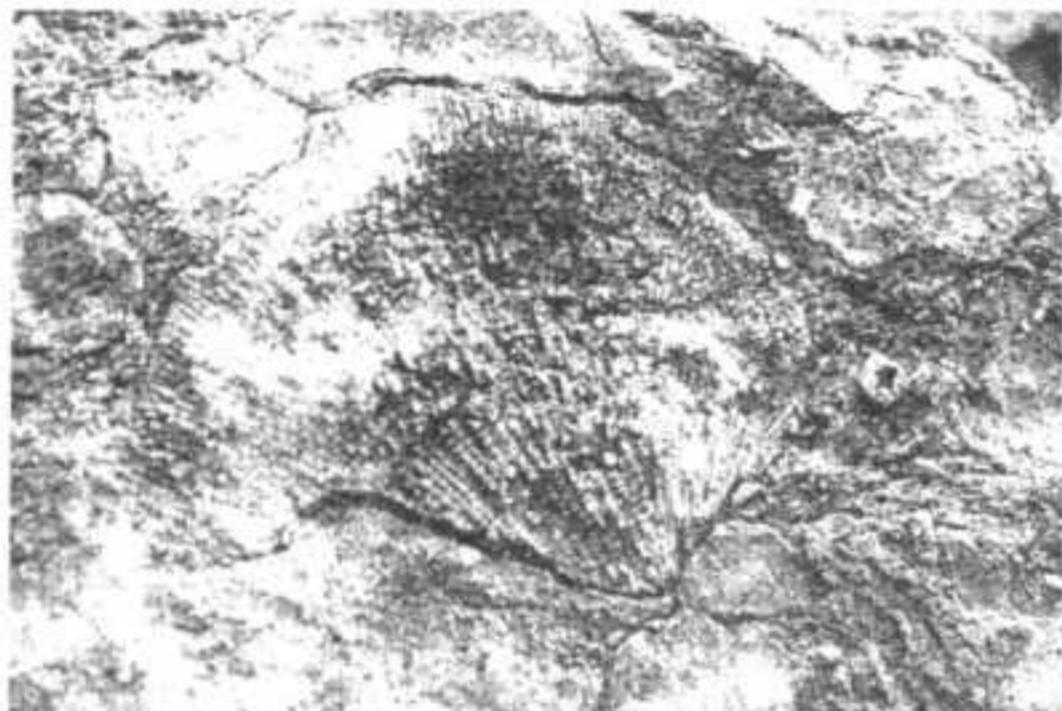


Рис. 2. Рештки *Favosites gothlandicus* Lam. часто зустрічаються у нижній частині конівської світи, мілководна частина відкритого шельфу

Типовими представниками підзони мілководного шельфу є великі поліпняки *Favosites gothlandicus* Lamark. Одна колонія цього виду досягла майже одного метра в діаметрі.

Для підзони глибокого шельфу характерні дрібні колонії того ж виду, але з тонкими стінками, які більш рідко розповсюджені. Вони зустрічаються разом із гладкостінними черепашками брахіопод.

На межі мілководного та глибоководного шельфу розташована зона біогермів, яка є другим бар'єром на профілі рівноваги морського узбережжя в тропічних кліматичних умовах (рис. 3).



Рис. 3. Біогерми мають своєрідну масивну структуру, конівська світа. Фація біогермів (фото А. Леонович)

Ця зона тягнеться або майже суцільною смugoю, або у вигляді плям на відносних підвищеннях мілкого шельфу. Літологічна строкатість ускладнює вивчення цього важливого об'єкта. З другого боку, вона створює певні ускладнення для описів стратиграфічної послідовності. Третій важливий фактор – умови для життя різноманітних організмів у цій зоні були значно більш придатними, ніж на оточуючому мілководді. Тут ми отримуємо найбільшу різноманітність у спектрах викопних решток. Знайдені майже всі представники кнідарій (від табулят до строматопорат),

моховатки, криноїдеї, відомі різноманітні молюски (гастроподи, пелециподи), численні брахіоподи, трубчасті черви-коменсалісти, водорості формуючі карбонатний чохол тощо. Із табулят для фації біогемів характерні *Thecia saarensis* Kl., *Paleofavosites collatus* Kl., *Lacunospora cibrosa* Eichw., *Scalites prostratus* Tesakov.

Біогеми розташовані на підвищеннях, але й самі утворюють горби (рис. 3). Таким чином, при регресіях вони в першу чергу зазнають стресів при осушенні (про що свідчить значна зміна палеобіоценозів у верхніх частинах найбільш високих біогемів). У їх основі лежить фундамент із решток криноїдеї, далі масивне тіло побудоване скелетами кнідарій, що з cementовані водоростями. У верхній частині знайдено гілчасті корали та моховатки, а завершують послідовність пластинчасті строматоліти. На деяких біогемах за тривалого осушення утворюється кора вивітрювання, залишки якої можна спостерігати на покриві біогемів біля с. Устя на лівому березі Дністра.

Далі розташована зона схилу, для якої характерне майже подвійне збільшення потужностей та переважно глинистий склад відкладів з тонкими прошарками тонкозернистих темно-сірих вапняків. Серед мергелів цієї зони зустрічаються тонкі гілочки *Taxopora xenia* Sok. та ланцюжкові корали *Cystihyalostes* sp.

Басейнова зона – це найбільш глибоководна фаціальна зона із досліджених. У літологічному відношенні вона представлена мінімальними за потужностями відкладами без карбонатних глин. Тут зустрічаються представники нектону: хіоліти, дрібні тонкостінні бентосні брахіоподи та раковинки планктонних організмів. Серед останніх (планктону) знахідки грaptolіtів та хітинозоїв найбільш цінні. Рештки кнідарій не характерні для цієї фаціальної зони.

**Висновки.** У зв'язку з доведеною фаціальною мінливістю Опорного розрізу силуру необхідно переглянути межі поширення всіх визначених організмів. Це дозволить створити палеонтологічне об'єрнтування стратиграфічних шкал, зональні шкали за даними поширення різних організмів, у тому числі за матеріалами свердловин, які дають можливість простежити фаціальні зміни та відкривають розрізи певних горизонтів у послідовності фаціальних зон.

У зв'язку з тим, що стратотипови розрізи опорних регіонів представлені різними фаціями, їх кореляція стикається із суттєвими труднощами.

Можна сподіватися, що рубрика "фаціальні умови" стане складовою при монографічному описанні нових видів викопних організмів і буде однією із важливих для з'ясування умов життя викопних організмів.

**Присвята.** Автор вважає обов'язком присвятити цю публікацію пам'яті своїх викладачів та колег, які залучили студентів до конкретних робіт у Придністровській експедиції науково-дослідного сектору Київського університету (науковий керівник В. Заїка-Новацький, начальник експедиції В. Лапинський). Викладачу палеонтології О. Комаровій, а також О. Ейнору, який був науковим керівником дисертації. Вони прищепили смак до палеонтологічних досліджень. Завдяки порадам В. Ситової стала можливою фаціальна напрямленість досліджень автора.

1. Бульванкер Е.З. Кораллы ругоза силура Подолии – М., 1952
2. Дрыгант Д.М. Конодонты рестевского, Китайгородского и мухинского горизонтов силура Подолии // Палеонтолог. Сб. Львов. ун-та. – 1969 – Вып. 1, № 6.
3. Игнатович М.М. Петрографическая характеристика пород Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии // Труды МСК – 1972 – Вып. 5.
4. Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Фациально-седиментологическая модель силурского периконтинентального басейна // Фации и фауна силура Прибалтики – Таллин, 1977.
5. Ситова В.А. Біогеми малиновецького горизонта (силур) Подолии // Бюлл. МОИП, отд. Геол. – 1966. – Т. 41. Вып. 6. 6. Цегельнюк П.Д. Брахіоподи и стратиграфия нижнього палеозоя Волино-Подолии. – К., 1976.

Надійшла до редколегії 25.09.06

## БІОСТРАТИГРАФІЧНІ ТА ПАЛЕОЕКОЛОГІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФАЦІАЛЬНИХ УТВОРЕНЬ АЛЬБА НАДДНІСТРЯНЩИНИ

*Розглянуто основні фації морських відкладів середнього та верхнього під'ярусів альбського яруса крейдової системи Наддністрянщини. Наведено біостратиграфічні характеристики цих утворень та палеоекологічні особливості морських басейнів їх формування.*

*The paper deal with facial features of sea sediments of middle and upper substages of Albian stage of Cretaceous system in Middle Dnister area. There are listed biostratigraphical affinities of that rocks and paleoenvironmental affinities development of sea basins.*

**Аналіз попередніх досліджень.** Важливими для вивчення крейдових відкладів Наддністрянщини є роботи Б. Кокошинської, де вона приводить списки фауни й опис численних відслонень [13–16]. Крім вивчення утворень району вона виділяє п'ять фацій порід, що тільки частково є фаціями одновікових осадків, а частково вони мають значення стратиграфічних горизонтів (пісковики, вапняні пісковики із залишками їжаків, зелені піски, мергелі та білі вапняки). Б. Кокошинською також були відзначені сліди альбських утворень у районі Мельниці-Подільської.

Вивченням фауни Середнього Придністров'я з 1939 р. займалася О. Савчинська. У результаті обробки зібраних колекцій вона робить висновок, що в цьому районі існує "...досить вагоме фауністичне підтвердження наявності відкладів альбського віку" (О. Савчинська, 1939).

Питаннями вивчення крейдових утворень Наддністрянщини займався С. Пастернак. Ним вивчені геологічний розріз від м. Володимир-Волинського до р. Дністер [9], розглянуте поширення альбських утворень та інші питання по фауні й біостратиграфії відкладів крейди Волино-Подільської плити [2, 4]. Разом із В. Гаврилишиним він вивчає й описує середньоальбські утворення с. Мельниця-Подільська [10]. Ним також опублікований ряд робіт, де розглянуто пластинчастозяброві молюски [3; 5; 8]. Багаторічні дослідження цього району дозволили С. Пастернаку визначити границю між відкладами альбського та сеноманського ярусів [6].

Колектив геологів у складі С. Пастернака, В. Гаврилишина, В. Гинди, С. Коцюбинського та Ю.М. Сеньковського на основі багаторічних досліджень і зібраного матеріалу вперше наводить [7] дані із розчленування альбських відкладів, із проведення межі між альбом та сеноманом, дається літологічний опис порід, що складають відклади цих ярусів у західних районах України, включаючи і Наддністрянщину. Поряд з цим автори приводять величезний список монографічно описаної фауни молюсків, багато з якої було описано вперше у Східній Європі.

Своєрідність літологічного складу крейдових порід привертає увагу дослідників до питань літогенезу. Найбільш значний внесок у рішення цього питання внес Ю. Сеньковський, який приводить мінералогічну і петрографічну характеристики крейдових утворень різного віку, розглядає генезис окремих типів порід, зокрема, силіцитів. Також приводиться [11–12] результати вивчення речовинного складу всіх видів альбських і сеноманських порід, розглядаються закономірності їхнього розміщення тощо. Окремі аспекти біостратиграфії та палеоекології основних фацій крейдового моря Поділля було розглянуто в [1].

**Постановка проблеми.** У короткому огляді історії геологічних досліджень альбських відкладів Середнього Придністров'я враховані далеко не всі роботи дослідників цих утворень, а лише основні, та простежена еволюція поглядів на стратиграфію цих відкладів, їх

обсяг, розчленування й обґрунтування віку без глибокого аналізу самих робіт.

Якщо раніше вивчалися тільки відслонення по долині р. Дністер і її притоків, то широке застосування бурових робіт, проведених різними організаціями в різні роки та в різних місцях дозволило пройти свердловинами повний розріз осадових порід крейди, простежити й вивчити крейдові утворення в безперервних розрізах, з'ясувати поширення відкладів по районах та приступити до вивчення мікрофауни по всьому розрізу.

Незважаючи на всі проведені дослідження дуже багато питань з фаціального аналізу, біостратиграфії та палеоекології крейдових відкладів Наддністрянщини залишилися ще невідомими або вимагали значних уточнень. Із них найважливішими були такі: з'ясування повної потужності крейдових утворень у цілому та їх окремих ярусів зокрема, вивчення характеру латерального поширення осадків, фаціальні зміни в межах обсягів ярусів, палеогеографічні аспекти давніх морських басейнів на підставі вивчення та палеоекологічного аналізу комплексів фауни тощо. Не було ще складено повних списків фауни, що ускладнювало порівняння та кореляцію з уже вивченими районами.

**Виклад основного матеріалу.** Досліджувані відклади Наддністрянщини представлені зокрема утвореннями середнього та верхнього під'ярусів альбського яруса нижнього віddілу крейдової системи.

### Нижній віddіл K<sub>1</sub> Альбський ярус K<sub>1al</sub> Середньоальбський під'ярус K<sub>1al2</sub>

**Стратиграфія.** Піщана фація прибережної зони середньоальбського моря збереглася на невеликих ділянках півдня Тернопільської області й переважно поширені в пониженнях докрейдового рельєфу. У літологічному відношенні вона представлена сірими глинистими пісками й пісковиками з домішками глауконіту, гравію, чорного кременю та кварцу, жовен фосфоритів, а на контакті із силуром – гальками силурійських аргілітів. Безсумнівно середньоальбську фауну було знайдено тільки [7] в районі Мельниці-Подільської у відслоненнях на березі Дністра.

На розмитій поверхні силуру вона утворює (с. Худиківці) тонкий шар конгломерату (0,1–0,2 м), насиченість якого перемитими рештками майже повністю фосфатизованих, часто поламаних і представлених ядрами організмів у деяких місцях сягає більше 50 % відносно цементуючої породи, що пояснюється їх частковим перевідкладанням. У конгломераті виявлено: *Nucula pectinata* Sow., *Leda bergi* Arkh., *L. baueri* Noetl., *Arca dupiniana* (Orb.), *Barbatia marullensis* Park., *Cucullaea glabra* Park., *C. mailleana* (Orb.), *Grammatodon carinatus* (Sow.), *Glycymeris sublaevis* (Sow.), *Limopsis mulleri* Holzapf., *Pteria* sp., *Entolium orbiculare* (Sow.), *Chlamys cf. hispida* (Goldf.), *Lima rhomtagensis* Orb., *L. sp.*, *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Lopha carnata*

(Lam.), *Amphidonte conicum* (Sow.), *A. lateralis* (Nilss.), *Linotrigonia cf. spinosa* (Park.), *Cardita tenuicostata* (Sow.), *Cypria ligeriensis* Orb., *C. lineocostata* (Sow.), *Lucina downesi* Woods, *Thetironia laevigata* (Sow.), *Cyprimeria faba* (Sow.), *Cardium proboscideum* (Sow.), *Dosinopsis caperata* (Sow.), *Rapana gurgitis* (Bron.), *Pleurotomaria ewaldi* Tissen, *Littorina lubrica* Woll., *Tumilites* sp., *Confusiscata cf. dupiniana* (Orb.), *Gyrodes gaultina* (Orb.), *Natica ervina* Orb., *N. sp.*, *Ringinella inflata* (Sow.), *Avellana cf. incrassata* (Sow.), *Fustifaria strehlensis* (Gein.), *Nautilus* sp., *Puzosia mayori* (Orb.), *Hoplites dentatus* (Orb.), *H. latesulcatus* Spath, *H. bailey* Spath, *Anahoplites planus* (Mant.). Крім того, тут зустрічаються фосфатизовані губки, зуби акул, голки їжаків і уламки дерева. Наведений комплекс фауни, зокрема гопліти (вид-індекс *Hoplites dentatus*) свідчать про середньоальбський вік конгломератового шару.

**Палеоекологія.** Серед крейдової фауни Поділля найбільш поширеними як у видовому, так і кількісному складі є молюски, знахідки яких пов'язані з певними фаціями. На підставі аналізу екологічних особливостей всіх викопних організмів і, зокрема молюсків, а також літологічного складу осадків можливо, з певною частиною умовності, відновити певні фізико-географічні умови морського басейну середнього альбу, у межах якого відбувався той чи інший процес осадконакопичення та розвивалися певні біоценози, тобто відновити палеоекологічну характеристику окремих фацій.

У літоральну зону середньоальбського моря надходила достатня кількість органічного дегриту, а придонні води були досить насичені киснем та істівними компонентами, які були необхідні для існування численних донних організмів. Систематичний склад решток фауни представлено 40 видами загальною кількістю 1260 екземплярів (с. Худиківці) [7]. Кількість видів та їх чисельність свідчить про найбільше поширення двостулкових молюсків (92,0 % від даної кількості екземплярів), серед яких 56,0 % становлять рядозубі молюски. Співвідношення інших груп такі: черевоногі – 5,5 %, головоногі – 1,1 %, губки – 0,8 %, рештки риб, морських їжаків тощо – 0,6 %. За кількістю особин переважають *Cucullaea glabra* Park. і *Glycymeris sublaevis* (Sow.), на підставі чого фауністичний комплекс даної фації можна назвати кукулеон-гліцимерисовим. Серед екологічних груп переважає рухливий бентос (92,3 %), серед якого 13 % – організми, які вільно плавали (в основному амоніти та рідше белемніти). Сидячий бентос (7,6 %) представлено губками, окремими видами родів *Ostrea*, *Lopha*, *Amphidonte*. Крім перерахованих груп існували організми-каменеточі, кількісний підрахунок яких утруднений, але розповсюдженні сліди свердління в силурійських аргілітах вказують на їх широке поширення та численність. У багатьох ступках черепашок пелешіпод є отвори, просвердлені гастраподами-зоофагами (*Natica*).

Характер захоронення та ступінь збереженості органічних решток свідчать про те, що рештки організмів переміти, перевідкладені та являють собою оріктоценоз. Майже всі вони фосфатизовані, обкатані й частково поламані. Молюски збереглися переважно у вигляді ядер. Часто зустрічаються значні скучення фауни, що цементуються фосфатною речовиною і разом із жовнами фосфоритів та частинками фосфатизованої деревини утворюють фосфоритовий прошарок.

На підставі екологічних особливостей окремих груп знайденої фауни, зокрема молюсків, а також літологічного складу порід, можливо зробити деякі висновки про фізико-географічні умови, які мали місце на даній ділянці альбського моря: морська фауна середнього альбу розвивалася у сприятливих умовах: достатня освітле-

ність, добра аерація придонного шару води, сприятливий газовий режим, нормальні солоність, досить висока температура води тощо. На нормальну солоність води вказує велика кількість стеногалінних видів, які представлені численними *Glycymeris*, *Limopsis* тощо, що не визнають ніяких відхилень від нормальної (3,5 %) солоності води. Велика кількість теплолюбних форм (*Exogyra*, *Ostrea*, *Glycymeris*, *Chlamys* тощо) свідчить про температуру води, яка була не нижче +17...+20°C. Високі температури води підтверджуються також даними аналізів з вивчення ізотопного складу кисню у кальцитових рострах белемнітів у водах сполучених альбських басейнів Європи.

Наявність у середньоальбському морі молюсків, здатних до свердління скельних донних порід, свідчить про повільне осадконакопичення на початкових етапах розвитку морського басейну, або про значну підродинну активність вод і наявність досить сильних придонних течій, які виносили новоутворені осадки.

### Верхньоальбський під'ярус *K<sub>1al3</sub>*

**Стратиграфія.** Верхньоальбські відклади є найбільш різноманітними в літологічному відношенні, добре охарактеризовані фауною, широко поширені на Середньому Придністров'ї, де вони часто відслоняються і найдокладніше вивчені [7]. У їх складі виділяються окремі верстви, палеонтологічну охарактеризованість яких наведено в послідовності їх залягання (знизу вгору):

Кварцево-глауконітові піски (місцями слабозементовані пісковики), які в нижній частині містять гравій, іноді конгломерат, а на східному Поділлі також перевідкладені конкреції рифейських фосфоритів. Fauna bідна, представлена головним чином пластинчатозябровими *Amphidonta conica* (Sow.), *A. lateralis* (Nills.), *Lopha cf. carinata* (Lam.), *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux та ін. У с. Михалкові знайдено, між іншим, *Neohibolites cf. minimus* (Miller), а в Могилеві-Подільському – фосфатизовані ядра *Aucellina gryphaeoides* (Sow.), *A. krasnopol'skii* Pavl., *A. stuckenbergi* Pavl.

Верхньоальбські базальні піски утворюють окремі лінзи (потужністю до 2 м) на розмитій поверхні відкладів рифею або нижнього палеозою. Імовірно, до цього горизонту належить глауконіто-кварцовий пісковик району Яворова (св. Підлуби – 110) та інших місцевостей Львівської мульди.

Моховатко-голкошкірові, органогенно-дегритові вапняки складені переважно з уламків моховаток, їжаків і молюсків із домішкою зерен кварцу та глауконіту. Придані для визначення молюски зустрічаються дуже рідко, серед них: *Amphidonta conica* (Sow.), *A. lateralis* (Nills.), *Lopha* sp., *Entholium orbiculare* (Sow.), *Chlamys puzosiana* Woods. Порівняно часті колоніальні та дрібні поодинокі корали. Породи досить мінливі, містять більше або менше теригенного матеріалу (піщаних зерен кварцу, іноді гравію) і нерідко переходять у вапнисті пісковики, місцями косоверствуваючи (с. Більче-Золоте). У східних районах свого ареалу містять халцедонові псевдоконкремції (колонії моховаток) і стяжіння кременю (с. Устя й Колодрібка) та прошарки піску (с. Михалкові). У с. Пилипчуку вапняки представлені грубо- та середньозернистими, часто перекристалізованими відмінами з уламками моховаток і домішками зерен глауконіту й уламкового кварцу.

Одновіковими з описаними породами, можливо лише з їх верхньою частиною, можна вважати "сірі піски" потужністю близько 2 м в околиці с. Нижнього, описані С. Вейгнером. За його даними, тут виявлені: *Amphidonta conica* (Sow.), *A. lateralis* (Nills.), *Lopha carinata* (Lam.), *Entholium orbiculare* (Sow.), *Parahibolites tourtiae*

(Weigner), *Rhynchonella antidichotoma* Buv. та ін. Тепер нижня частина крейдового розрізу в Нижньому не відслонюється, і тому важко ці дані уточнити.

Моховатко-голкошкірові вапняки, тобто "їжакові вапняки", згідно з описом С. Заречного (Sareczny St., 1874), на Поділлі утворюють широку лінзу потужністю 8–10 м. У типовому складі вони поширені в районі гирла Серету (с. Добрівляни, Касперівці), де виступають своєрідними карнизами на схилах річкових долин. Вони відомі також у Більчі-Золотому, Городенці, Городниці та ін.; в районі Устя заміщуються силіцидами. В околицях м. Яворова (св. Підлуби – 110) моховатко-голкошкірові вапняки підстеляють середньозернисті вапняки, що нагадують вапняки з Пилипчого і Худиківців. Загальна потужність даних порід досягає в Підлубах 28 м.

Опоки та опалові спонголіти складають досить витриману по простяганню верству. Вони часто містять халцедонові стяжіння, а місцями пластові кремені (с. Гринчук, Малинівці, Бакота).

Фауна опок та опалових спонголітів нефосфатизована, представлена головним чином пластинчатозябровими, серед яких переважає *Amphidonta conica* (Sow.). Рідше зустрічаються *Entholium orbiculare* (Sow.), *E. cf. balticum* (Dam.), *Chlamys hispida* (Goldf.), *Chl. cf. ruzosiana* (Math.), *Lima cf. gaulinna* Woods, *Dosinopsis cf. subrotundata* (Sow.), *D. cf. parva* (Sow.), *Linotrigonia spinosa* (Park.). Остання форма досить часто відмічається в низах опалових силіцидів (с. Малинівці, Дарабани й Мельниця-Подільська). Крім того, у відслоненнях Мельниці-Подільської та Худиківців знайдено по одному екземпляру *Parahibolites tourtiae* (Weigner S., 1909).

Опоки та опалові спонголіти (0–18 м) поширені переважно в Середньому Придністров'ї. Ю. Сеньковський (1964) відмічає їх також в околиці м. Заболотова, де вони досягають потужності 30 м. Силіцити пізньоальбського віку були виявлені свердловиною поблизу Кам'янки-Бузької. Можливо, такий же вік має спонголіт, знайдений З. Суйковським (Sujkowski S., 1934) в околиці с. Тодорова в басейні Горині.

На основі попередніх спостережень можна сказати, що альбські відклади поширені майже виключно на західних і південно-західних окраїнах Волино-Подільської плити та в суміжних прогинах. Однак відомі винятки; в околицях м. Миколаєва у св. Вербіж-4 альб має лише близько 2 м потужності, а у св. Вербіж-1 його зовсім не виявлено, що, мабуть, пояснюється докрейдовим підняттям у районі м. Стрия.

На частині Волино-Поділля, де існують найвищі підняття поверхні палеозою, морського альбу немає, а деякі ознаки свідчать про наявність нижньокрейдових утворень континентального походження, які трапляються у

вигляді невеликих лінз. Так, в околиці м. Золочева, за даними М. Діденка, під сеноманом виявлено шар чорної глини, яка має вигляд делювію з уламками вапняку.

**Висновки.** Таким чином, морські відклади піщаної фаци (сірі глинисти піски, пісковики з домішками глауконіту, гравію, чорного кременю та кварцу, жовен фосфоритів та гальками силурійських аргілітів) прибережної зони середньоальбського моря збереглися у депресіях рельєфу докрейдової поверхні. На решті можливої території свого поширення вони були розмиті наступною більш потужною трансгресією моря в пізньому альбі. Фауна цього епіконтинентального морського басейну нормальної солоності з досить високою температурою води розвивалася в умовах достатньої освітленості, доброї аерації придонного шару води, сприятливого газового режиму тощо.

Верхньоальбські відклади є найбільш різноманітними за літологічним складом, вони добре охарактеризовані органічними рештками й широко поширені на території Наддністрянщини. Утворилися вони в умовах активної гідродинаміки та постійного перемивання мілководних утворень літоральної зони трансгресуючого морського епіконтинентального басейну, характеризуються фациальною різноманітністю як у вертикальному розрізі, так і у латеральному поширенні, а також непостійністю умов свого формування.

1. Киселевич Л.С. Палеоекологічні особливості основних фаций крейдового моря Поділля // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 20.
2. Пастернак С.И. Альб-сеноман Волино-Подольської плити // Геол. сб. Львов. об-ва. – 1957. – № 4. 3. Пастернак С.І. Матеріали до характеристики пектенід крейдових відкладів Волино-Подольської плити // Наук. зап. Природн. музею АН УРСР. – К., 1956. – № 5. 4. Пастернак С.І. Изученность лессовых отложений западных областей УССР // Труды Львов. геол. об-ва. Геол. серия. – 1953. – Вып. 3. 5. Пастернак С.І. Спроба застосування діаграм при визначенні форми крейдових пектенід // Геол. журн. АН УРСР. – 1962. – Вип. 2, № 21. 6. Пастернак С.І. Стратиграфия альба и сеномана Волино-Подольской плиты // Палеонтолог. сб. – 1966. – Вып. 1, № 3. 7. Стратиграфія і фауна крейдових відкладів заходу України (без Карпат) / С.І. Пастернак та ін. – К., 1968. 8. Пастернак С.І. Chlamys (Aequipresten) wisniowskii – новий вид з верхньокрейдових відкладів // Наук. зап. Природн. музею АН УРСР. – К., 1962. – № 10. 9. Пастернак С.І. Фаціальний розріз крейдових відкладів Волино-Подольської плити // Геол. журн. АН УРСР. – 1956. – Вип. 4, № 16. 10. Пастернак С.І., Гаврилишин В.І. Середній альб на Волино-Подольській плиті // Наук. зап. Природн. музею АН УРСР. – К., 1956. 11. Сеньковський Ю.М. Силіцити крейди південно-західного схилу Східно-Європейської платформи. – К., 1973. 12. Сеньковський Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. – К., 1977. 13. Kokozsynska B. Cenoman w Złotnikach na Podolu // Biul. P.I.G. – 1939. – № 17. 14. Kokozsynska B. O faunie, wyksztalceniu facjalnem i stratigrafii cenomani na Podolu // Spraw. P.I.G. – 1931. – Vol. 6, № 3. 15. Kokozsynska B. Sprawozdanie z badań nad cenomanem Podola // Poziedz. Nauk. P.I.G. – 1928. – № 21. 16. Kokozsynska B. Wyniki badań nad cenomanem Podola // Spraw. T. N. Lw. – 1928. – № 8.

Надійшла до редакції 28.09.06

УДК 553.042 : 622.013.3

М. Курило, канд. геол. наук, О. Андрєєва, інж. I кат.

## ВИЗНАЧЕННЯ ПЕРСПЕКТИВНОСТІ ВІТЧИЗНЯНИХ РОДОВИЩ ТА РУДОПРОЯВІВ БЕНТОНІТУ НА ОСНОВІ РЕГРЕСІЙНОГО АНАЛІЗУ

Наведено геолого-економічну оцінку родовищ таrudoproyaviv bentonitu iz vикористанням графоаналітичних методів. Встановлено перспективність об'єктів за показниками кількісних і якісних характеристик.

Geological-economical evaluation of Ukrainian bentonite deposits are carried out based on statistical and graphical methods. Perspectives of bentonite deposits were defined by qualitative and quantitative indexes.

**Постановка проблеми.** Завдяки своїм властивостям бентонітові глини широко застосовуються в різних галузях промисловості. Традиційними споживачами є металургійне та ливарне виробництво, служба буріння, харчова промисловість тощо. Особливо актуальним в умовах погіршення загальної екологічної ситуації є ви-

користання бентонітових глин для охорони навколошнього середовища. Разом із тим, як відкриваються нові можливості для використання бентонітів, відбувається переоцінка ефективності їх застосування у традиційних галузях, наприклад у металургії.

На сьогодні серед виявлених та вивчених об'єктів МСБ бентонітових глин України запаси затверджені для восьми родовищ (Григорівське, Горбське, Ільницьке, Кудринське, Черкаське, Курцівське, Бережанське, Пижівське), решта – мають ступінь вивчення прогнозних та перспективних ресурсів. Зважаючи на потреби вітчизняної промисловості у бентонітових глинах, які частково задовольняються власним видобутком, частково – імпортом із Азербайджану, актуальною проблемою є визначення перспективності вітчизняних родовищ таrudoproyaviv бентоніту на основі сучасних підходів до економічної оцінки об'єктів надрористування.

**Аналіз останніх досліджень та виділення невирішених раніше частин проблеми.** У літературі досить ґрунтовно висвітлено результати наукових досліджень з геології, мінералогії, фізико-хімічних особливостей бентонітових глин України, що пояснюється надзвичайною зацікавленістю в їх вивчені протягом другої половини минулого століття. У цей період було створено спеціальну комісію при АН та РВПС України, яка вивчала проблеми бентонітових глин та їх використання в господарстві. Результати її роботи були опубліковані в ряді книг та збірників наукових статей, тематичних геолого-економічних карт, які стосувались проблем геології та технології застосування даного виду мінеральної сировини у промисловості [2; 3]. Серед опублікованих робіт в останні роки зустрічаються такі, що присвячені вивченю окремих родовищ бентоніту, зокрема Кудринського [1], де основна увага приділяється екологіко-геохімічним дослідженням, а геолого-економічна характеристика зводиться до наведення техніко-економічних показників.

**Формульовання цілей статті.** Метою дослідження було встановлення перспективності родовищ таrudoproyaviv бентоніту із застосуванням статистичних та графічних методів шляхом побудови графіків регресій за укрупненими техніко-економічними показниками: кількість та якість запасів, виробнича потужність видобувного підприємства тощо.

**Виклад основного матеріалу.** На території України відомо близько 120 родовищ таrudoproyaviv бентонітових глин, із яких достатньо геологічно вивчено 38. Відомі родовища розташовані в межах Хмельницької, Тернопільської, Львівської, Івано-Франківської, Чернівецької, Закарпатської, Донецької областей та АР Крим.

Геолого-економічну оцінку родовищ бентонітів рекомендують проводити за головними показниками:

1. Кількість запасів та ресурсів із врахуванням ступеня геологічного та техніко-економічного вивчення.
2. Особливості речовинного складу, які визначають якість бентонітів.
3. Технологічна характеристика з визначенням можливих галузей використання продукції.
4. Гірничотехнічні умови залягання та спосіб розробки родовища.
5. Річна виробнича потужність підприємства за видобутком та обсягом випущеної продукції.
6. Термін експлуатації родовища.
7. Показники капіталовкладень, експлуатаційних витрат, прибутку, за якими розраховують рентабельність гірничодобувного підприємства.

На початкових стадіях геологічного вивчення надр визначення промислового значення родовищ таrudoproyaviv виконується в умовах багатьох невизначеностей. Тому використання найбільш поширені методик оцінки є неможливим через відсутність достатньої кількості даних. У такому випадку доцільним є порівняння геологічних об'єктів з моделями, які є еталонними для

родовищ конкретних видів мінеральної сировини і побудовані із врахуванням геологічних та економічних факторів через залучення системи техніко-економічних показників, що використовуються на завершальних етапах геологорозвідувальних робіт. Таким методом є побудова графіків, які відображають співвідношення між геологічними, технологічними, економічними, якісними та кількісними характеристиками родовищ за допомогою рівнянь регресії. Регресійний аналіз слугує для визначення виду зв'язку між двома показниками, що характеризують родовище, і дає можливість прогнозувати значення одного показника виходячи із значення другого. У результаті ми отримуємо певну геолого-економічну модель родовищ, яка побудована на основі узагальнених геологічних та техніко-економічних показників.

У процесі геолого-економічної оцінки даним методом можливо визначити перспективність об'єкта за прийнятними якісними та кількісними характеристиками. Для цього після побудови діаграм та прямої (або гіперболи) перспективності родовищ необхідно внести точки оцінюваних об'єктів на графік (перспективна область проектів міститься над графіком функції). Визначаються також рівняння функції та коефіцієнт кореляції, який показує, яку частину розподілу можна пояснити за допомогою регресії.

Для оцінки якісної складової перспективності родовищ і проявів бентонітових глин можливим є побудова діаграм розсіювання та ліній регресій, використовуючи такі дані: хімічний склад глин із визначеною часткою  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_3$ , склад та вміст обмінних катіонів, сумарний вміст монтморилоніту. Таким шляхом можна оцінювати якісні характеристики глин, що може допомогти встановити належність об'єкта до конкретної групи технологічної класифікації бентонітових глин та можливість їх використання в різних галузях промисловості.

На рис. 1 побудовано діаграми з нанесеними регресійними прямыми для вибірки (усього 31 об'єкт) відомих родовищ бентонітових глин Кавказького регіону (Даш-Салахлинське, Сарігюхське, Гумбрійське, родовища Асканської групи тощо), Середньої Азії (Огланлі, Азкамарське), а також родовища штату Вайомінг (США). Показані співвідношення показників сумарного вмісту обмінних катіонів (у міліграм-еквівалентах на 100 г сухої глини) та вмісту монтморилоніту у глинах (%). Найбільшим значенням цих показників у даній вибірці відрізняються родовища Азкамарське, Первомайське, Таганське, Цихіс-Убані, Курцівське, Черкаське. Українські родовища знаходяться в середній частині графіка та вище лінії регресії (Курцівське та Григорівське).

Серед економічних показників особливу увагу приділено інформації щодо виробничих потужностей існуючих і можливих гірниче-видобувних підприємств. Такі дані є досить важливими при попередній оцінці родовищ, коли проведення повноцінного вартісного аналізу грошових потоків неможливе через недостатню кількість даних. Із застосуванням емпіричних правил можливо визначити прогнозні показники виробничих потужностей, від яких залежить і обсяг випущеної продукції. Такі показники відстежуються у виданнях Геологічної служби США. Хоча існує думка, що ця інформація дає уяву про потенційні промислові потужності підприємства, а не про реальні обсяги виробництва. Треба зазначити, що показник виробничої потужності видобувних підприємств більше слугує для проведення економічної оцінки об'єктів, поряд з яким використовують окремі показники обсягів виробництва мінеральної сировини.

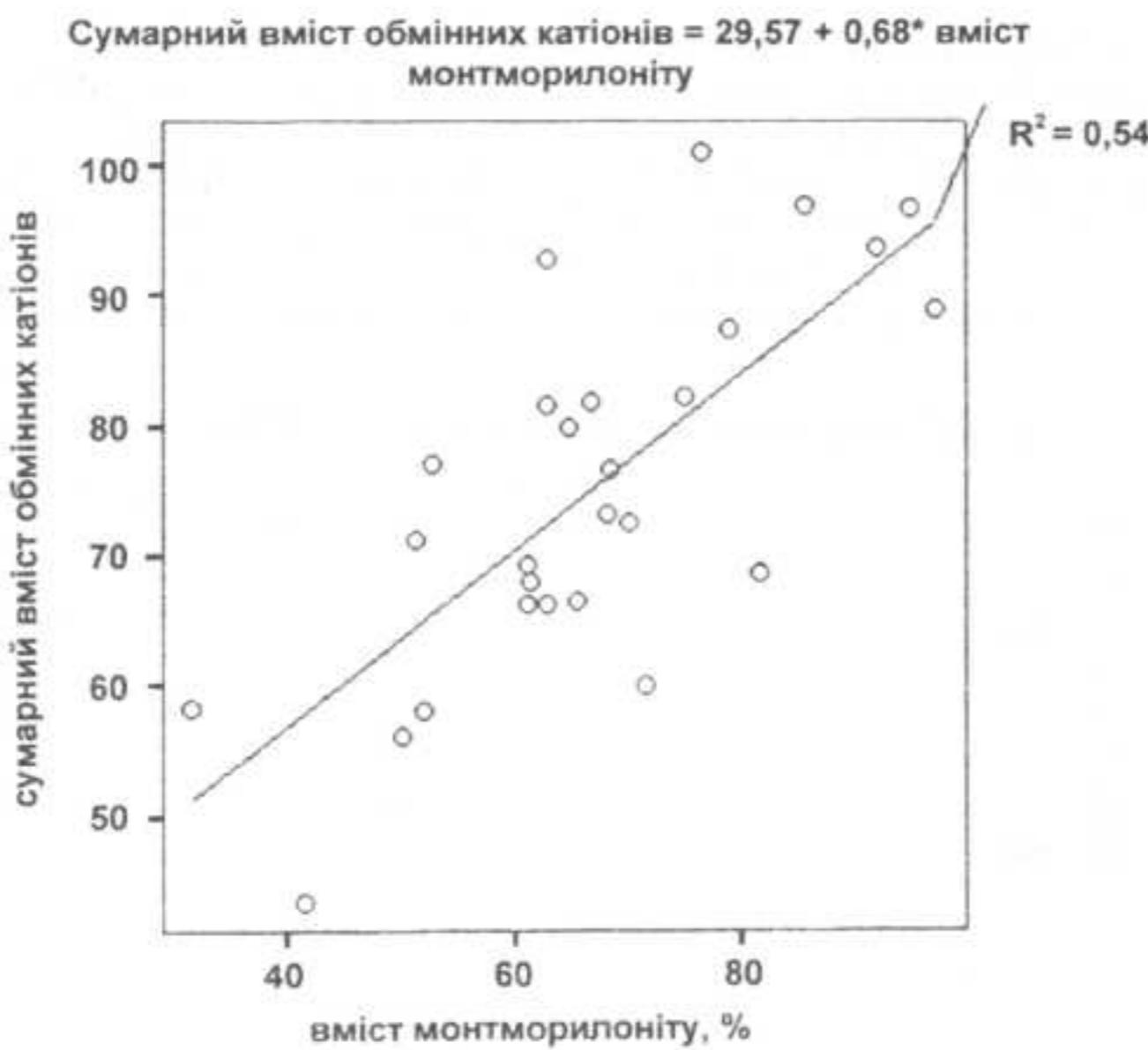


Рис.1. Співвідношення показників сумарного вмісту обмінних катіонів та вмісту монтморилоніту в глинах

Важливість цього показника при оцінці родовищ та рудопроявів бентонітових глин пояснюється такими чинниками:

- ✓ виробнича потужність підприємства визначається залежно від наявності запасів бентонітових глин, потреб промисловості у продукції, виробництво якої планується на базі цього родовища;
- ✓ виробнича потужність підприємства має вирішальний вплив на обсяги інвестицій та терміни будівництва підприємств, а також ефективність капіталовкладень;
- ✓ виробнича потужність і кількість запасів визначають термін існування підприємства.

Для даного дослідження вибірка включає, по-перше, відомі родовища бентонітових глин, які розробляються,

по-друге, об'єкти вітчизняної мінерально-сировинної бази, для яких підраховано запаси або попередньо визначені прогнозні та перспективні ресурси бентонітових глин. Це родовища Горбське, Кудринське, Григорівське, Ільницьке, Бережанське, Курцівське, Пижівське, Кишинське, Городищенське, Надієвське, Ново-Водолажське, Підгорбське тощо. Для всіх вітчизняних родовищ і рудопроявів використовувались проектні значення виробничих потужностей. Співвідношення показників кількості запасів глин та виробникої потужності гірничого підприємства для першої групи родовищ бентоніту показано на рис. 2.

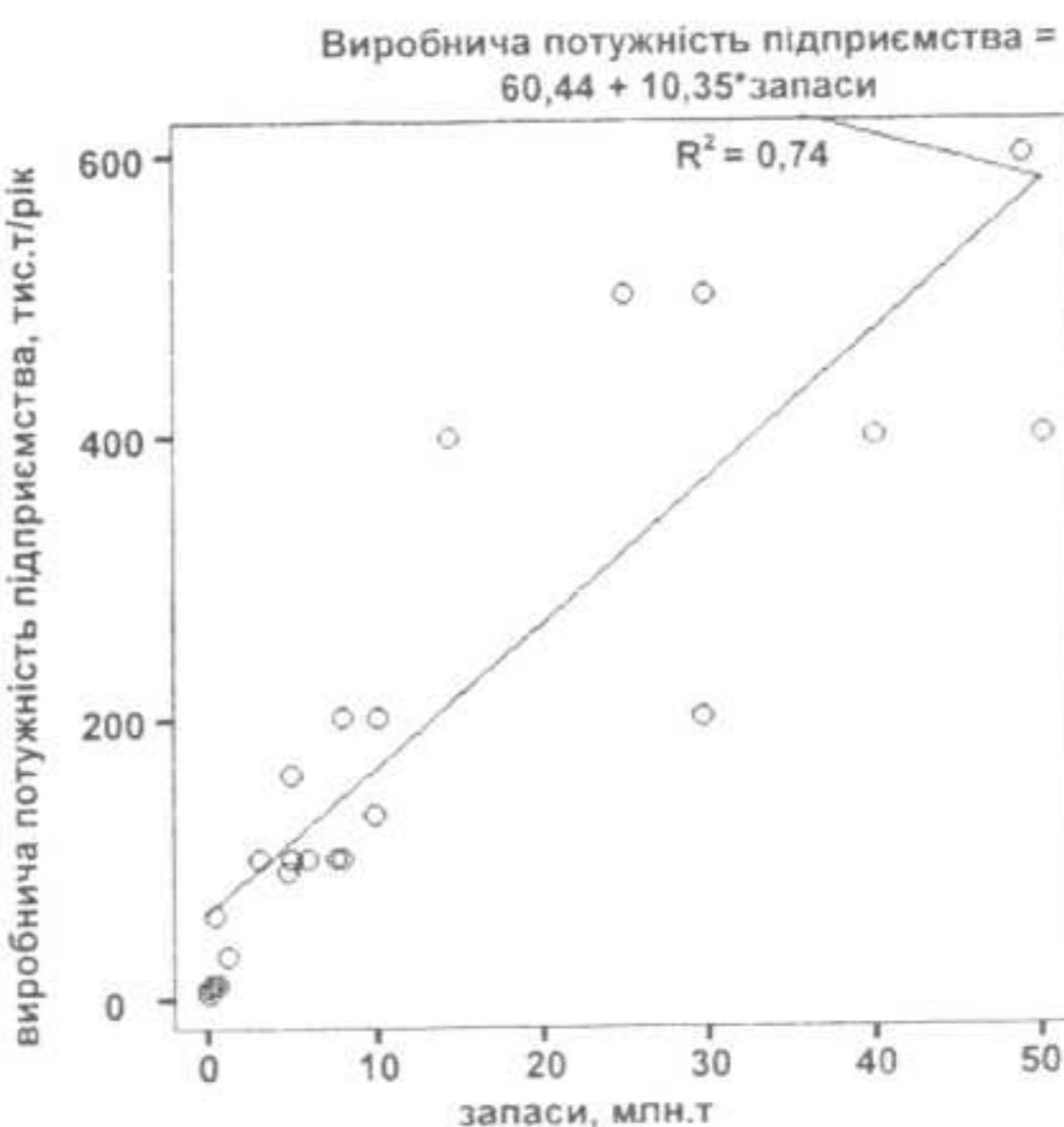


Рис.2. Співвідношення показників кількості запасів глин та виробникої потужності гірничого підприємства для відомих світових родовищ

У найбільш перспективній частині графіка над прямою у верхній частині знаходяться значення Біклянського, Смишляївського, Сарігюхського та Азкамарського

родовищ із показниками запасів глин більше 20 млн т і виробникої потужності підприємств – більше 400 тис т/рік. Над прямою в середній частині розміщено

відповідні показники для Гумбрейського й Таганського родовищ із запасами в межах 5–10 млн т та потужністю виробництва – близько 200 тис т/рік. Значки вітчизняних бентонітових родовищ – Григорівського, Пижівського, Кудринського – знаходяться в нижній частині графіка переважно через невеликі запаси. Якщо побудувати

графік для перспективних та прогнозних ресурсів бен- тонітових глин України (рис. 3) із визначенням їх мож- ливої потужності підприємства за допомогою емпірич- них правил, то вони будуть міститись у верхній частині над прямою регресії через значні показники ресурсів. Однак через невисоку достовірність даних, невисокий ступінь геологічного й техніко-економічного вивчення ці об'єкти не можна вважати однозначно перспективними.

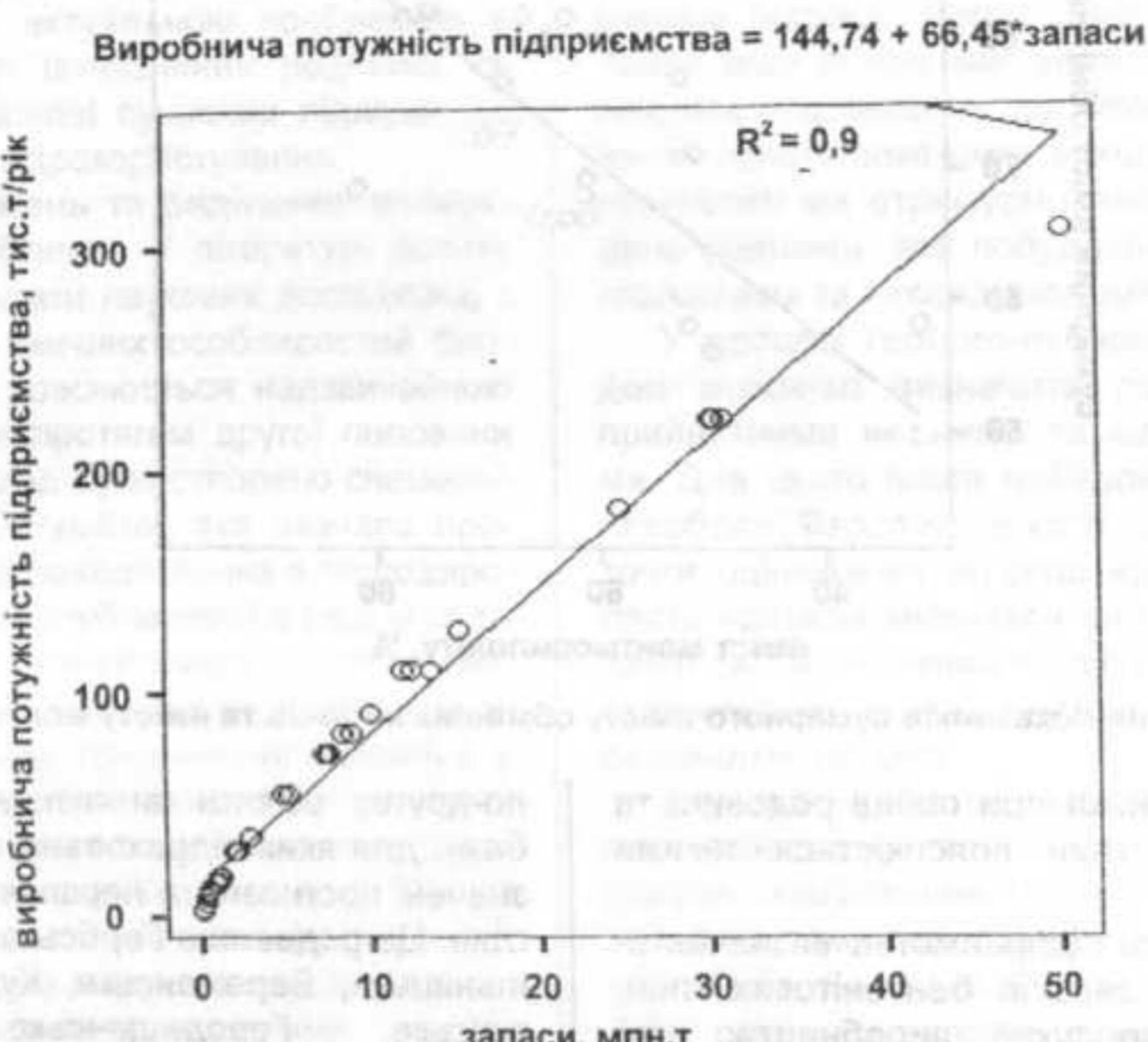


Рис. 3. Співвідношення показників кількості запасів глин та виробничої потужності гірничого підприємства для перспективних та прогнозних ресурсів бентонітових глин України

**Висновки.** При проведенні порівняння родовищ та рудопроявів вітчизняної сировинної бази бентонітових глин з відомими родовищами світу із використанням графоаналітичних методів можна зробити висновок, що за співвідношенням показників сумарного вмісту обмінних катіонів та вмісту монтморилоніту в глинах українські родовища містяться в перспективній частині графіка, особливо Черкаське та Курцівське. Оскільки глини на вітчизняних родовищах є переважно лужноземельними, то за вмістом обмінних катіонів Na вони знаходяться поза перспективною областью, але за сумарним вмістом обмінних катіонів мають позитивне значення. За співвідношенням показників кількості запасів глин та виробничої потужності гірничого підприємства серед вітчизняних

родовищ виділяється Черкаське родовище. Графічні методи визначення перспективності родовищ бентонітів є досить наочними й оперативними. При цьому виникають складності формування бази даних, яка може використовуватись через недостатнє вивчення об'єктів, несистематизованість наявної інформації та відносно невисоко точність розрахунків техніко-економічних показників.

1. Аблаєва Л.А. Новые направления использования бентонитовых глин Крыма. – Симферополь, 2001.
2. Мачабели Г.А., Мерабишвили М.С., Квириадзе Г.А. Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов в СССР. – Тбилиси, 1981.
3. Овчаренко Ф.Д., Кириченко Н.Г., Коваленко Д.Н., Растреленко А.И. Украинские бентониты. – К., 1958.

Надійшла до редколегії 15.09.06

УДК 552.321:552.164

Г. Павлов, канд. геол.-мінералог. наук, О. Павлова, асист., О. Бубнова, асп.

## ЕВОЛЮЦІЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ТА СТРУКТУРИ МУХАРІВСЬКИХ ГРАНІТОЇДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Встановлено процеси (тектонічні, метаморфічні й метасоматичні), що привели до зміни первинного мінерального складу та структури гранітоїдів Мухарівського масиву Українського щита. Виділено та охарактеризовано мінеральні парагенезиси, що виникають на кожному із етапів їх постмагматичної переробки.

The processes (such as tectonic, metamorphic and metasomatic ones) that have changed the primary mineral composition and structure of Muhariv granites of the Ukrainian Shield have been established. The mineral parageneses formed on each stages of their postmagmatic transformation are determined and characterized.

Постановка проблеми та її зв'язок із важливими науковими і практичними завданнями.

Гранітоїди, що утворюють Мухарівський масив на північному заході Українського щита, у різні часи його дослідження відносили до різних стратиграфічних комплексів, а саме до кіровоградсько-житомирського [5; 6], кишинського й осницького [1]. Цю проблему вивчали

А. Хатунцева, З. Гречишникова та Т. Чистякова, доводячи необхідність виділення їх у самостійний гранітний комплекс. За останньою стратиграфічною схемою НСК України ці гранітоїди об'єднані в мухарівський комплекс [3], хоча залишилися ще невирішенні питання їх походження, генетичної належності та деякої невизначеності стратиграфічного положення. Таке становище пояс-

нюється переходним характером петрографічних та геохімічних ознак мухарівських гранітів, а також неоднозначністю інтерпретації їх ізотопного віку.

Кропітке петрографічне дослідження гранітів Мухарівського масиву виявило значний вплив на їх кінцевий мінеральний, хімічний та мікрокомпонентний склад постмагматичних мінералоутворювальних процесів.

Зміни мінерального складу та структурно-текстурних особливостей, що спостерігаються в мухарівських гранітах, характерні для епігенетичних перетворень під час активізації тектонічних зон, де відбувається становлення інтрузії. Особливістю їх є те, що вони виникають за рахунок глибинних інфільтруючих гідротермально-метасоматичних розчинів, що просякають породи в режимі зсуву в діафторичних умовах, які відповідають регресивному метаморфізму в межах від епідот-амфіболітової до зеленосланцьової фазі метаморфізму. Такі мінеральні перетворення приводять подекуди до суттєвих змін у речовинному складі порід.

Власне ця інформація дає можливість поетапно реставрувати інтенсивність, режим і послідовність тектонічних процесів району розповсюдження порід та їх обрамлення, починаючи від моменту становлення масиву до сьогодення, а також виявити процеси, що супроводжують їх. Ключовим моментом у вирішенні означених питань є проведення структурогенетичного аналізу гранітів.

**Аналіз останніх досліджень та публікацій.** У сучасній геологічній літературі приділяється велика увага питанню інтерпретації мінерального складу та мікроструктурних характеристик гірських порід для визначення історії їх формування та подальшого перетворення. Це праці С. Passchier та R. Trouw (1998), Ю. Морозова (2002), О. Лукієнка (2002), Ю. Гульбіна (2004), В. Шевчука та Г. Павлова (2003, 2004, 2005) та інших дослідників. Аналізуючи ці публікації видно, що проблема структурогенезу та мінералоутворення при тектогенезі багатогранна. Тому за описаною у працях методикою завдяки вже виявленим та науково обґрунтованим петрографічним закономірностям можна проводити інтерпретацію й моделювання історії розвитку конкретних геологічних об'єктів.

**Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання.** Для петрографів, які досліджують гранітоїди Українського щита, проблема формування мінеральних парагенезисів при тектогенезі, що відбувається в умовах підвищених температур та тисків (особливо при інфільтрації міжзерновими тріщинами флюїдів різного складу), досі лишається до кінця не розв'язаною.

Мета роботи – дослідити вплив на мінеральний склад та будову гранітів масиву, що вивчається, тектонічних чинників і глибинних інфільтруючих гідротермально-метасоматичних розчинів, що проникають в породу в умовах дилатації за температури та тиску, що відповідають епідот-амфіболітовій та зеленосланцьовій фазі метаморфізму, а також визначити етапи їх перетворення при тектонічній активізації Новоград-Волинського блоку Північно-Західної частини Українського щита.

#### Результати дослідження.

Об'єктом дослідження є гранітоїди Мухарівського масиву, що розташований на південь від м. Корець Рівненської області. За ізохронним уран-свинцевим методом по циркону вік мухарівських гранітоїдів становить  $1965 \pm 10$  млн років [7].

Макроскопічно мухарівський граніт – це рожева, рожево-сіра порода зі специфічним, схожим на "осницький", блакитнуватим кварцом та тонким темним мере живом фемічним мінералом. Текстура порід масивна, ділянками гнейсувата до директивної, що обумовлено

або односпрямованим орієнтуванням табличок польових шпатів, або субпаралельним орієнтуванням пластинок біотиту. Їхня структура порфіроподібна, крупнота середньозерниста, гілідіоморфнозерниста (польові шпати мають більший ідіоморфізм порівняно з біотитом та кварцом). На означені структури часто накладаються елементи тектонобластезу та катаклазу.

**Мінеральний склад:** плагіоклаз (олігоклаз № 20–28 та альбіт), мікроклін, кварц, біотит, інколи рогова обманка, силіманіт, кордієрит, гранат; вторинні – епідот, мусковіт, хлорит, серицит, глинисті мінерали; акцесорні – апатит, циркон, сфен, флюорит, монацит, магнетит, ільменіт, рутил, гематит, пірит. Плагіоклаз трохи переважає над калієвим польовим шпатом.

Серед породоутворювальних мінералів, що формують головну масу породи, ключове місце у визначені генезису гранітоїдів займає плагіоклаз. Первинні зерна його можна спостерігати повсюдно. Їх форма наближається до ідіоморфної таблитчастої, іноді широкотабличчастої. Полісинтетичне двійниковання тонке, погано виражене по площині другого пінакоїду, таке, що часто виклинується і швидше за все пов'язане із деформацією зерен. Ранньоутворені зерна, найбільш основні, мають опосередковано зональну будову, що виражається у появі середньої зони, яка інтенсивно заміщується союритом на відміну від центральної, що більш заміщується серицитом. Зовнішні зони зерен представлені, як правило, альбітовим плагіоклазом. Мегакристали, а також зерна основної маси, піддані тектонічним перетворенням. Останні виражені у пластичній деформації полісинтетичних двійників, блокуванні таблиць зі зсувом та переорієнтуванням окремих фрагментів з подальшим заликовуванням тріщин лусками біотиту, сфероном, апатитом, епідотом, кварц-альбітовими агрегатами, а в кінцевому процесі – кварцовими жилками. Зерна більш пізньої генерації, особливо ті, що сингенетично мікрокліну, мають слабозональну будову із альбітовими облямівками з тонким полісинтетичним двійникованням. Нерідко ці облямівки своїми відгалуженнями поєднуються зі стрічковими або гілястими пертитами також тонко полісинтетично здійникованими. За всіма ознаками первинний склад плагіоклазу відповідає кислому андезину зі слабкою оберненю зональністю у порфіроподібних виділеннях, що притаманно гранітоїдам деяких масивів на території осницького тектонічного блоку.

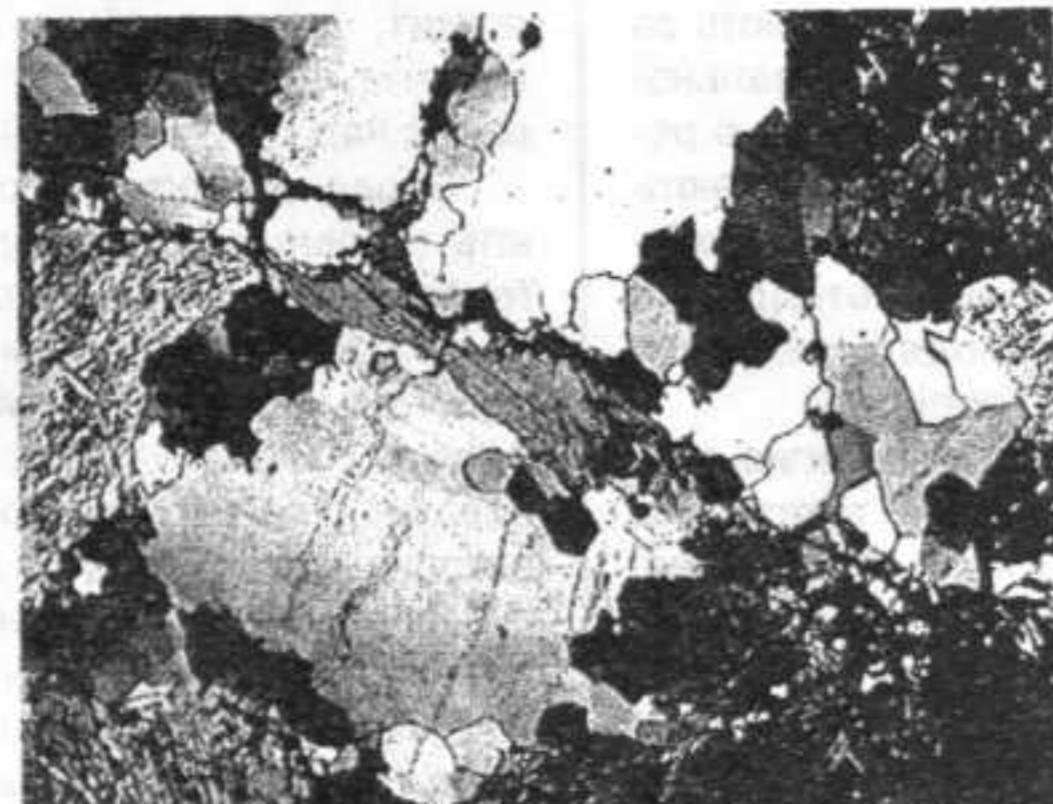
Калієвий польовий шпат порід представлений первинно нездійникованим високим мікрокліном, який упродовж остигання масиву поступово переходить у більш упорядковану різновидність із формуванням полісинтетичних двійників у одному напрямку або недорозвиненої двійникової решітки. Двійниковання мікрокліну має чітко виражений додислокаційний характер, оскільки в деформованих кристалах двійникова будова порушена тріщинами, мікрозсувами, пластичною деформацією та розвитком здійникованих пертитів заміщення тощо. Про одночасність процесу упорядкування мікрокліну та процесу заміщення плагіоклазу мікрокліном свідчить така ж полісинтетична двійникова будова антипертитів, що зрідка спостерігаються в таблицях плагіоклазу.

Свідком значних тектонічних перетворень гранітоїдів масиву є кварц, який на даний момент утворює гранобластичні скупчення зерен приблизно однакової розмірності з нормальним згасанням, або скупчення з крупним ядром із хвилясто-блоковим згасанням та гранулобластичною облямівкою дрібних зерен із нормальним згасанням. Як перші, так і другі скупчення утворились унаслідок діафторичного гранулобластезу первинних зерен магматичного кварцу з наступною статичною рекристалізацією новоутворених субзерен. Така релакса-

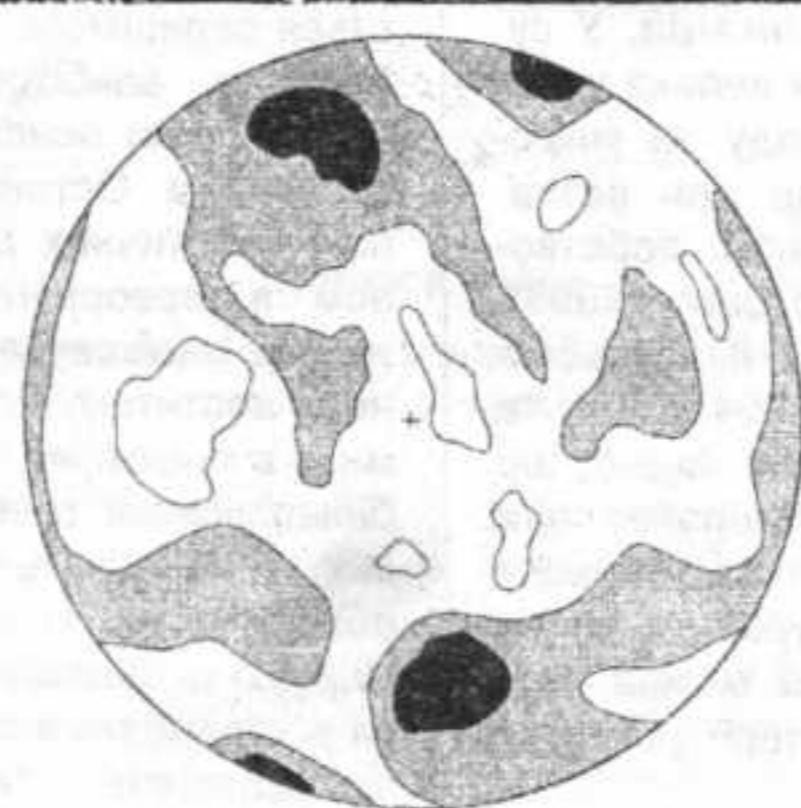
ційна перекристалізація свідчить про термальне "відновлення" породи після тектонічних напружень, пов'язаних зі зсуvnими явищами.

Дослідження орієнтації оптичних осей кварцу на універсальному столику виявило залишкові максимуми S-тектоніту, який міг утворитися за рахунок зсуvnих напружень. Наступні релаксаційні явища при знятті напружень, або дилатацийні явища приводять до ізотропізації середовища рекристалізації з переорієнтацією оптичних осей за кульовою симетрією, а безпо-

середньо контактуючих субзерен – у взаємоперпендикулярних напрямках, як у японських двійниках (рис. 1). За літературними даними [4] при температурах 400–200° С утворюються дофінейські, а при менших – бавенські двійники. Японські двійники кварцу більш рідкісні. Вважається, що вони характерні для гранофірових зростків кварц-калішпатової евтектики. Тому поява при гранулобластичній рекристалізації зростків за японським двійникуванням може свідчити про температури цього процесу більше 400° С.



1



2

Рис. 1. Гранулобластичний кварц мухарівських гранітів:  
1 – фото шліфа, аналізатор введений, розмір кадру 2 x 2,7 мм; 2 – діаграма орієнтації оптичних осей кварцу

Біотит гранітів утворює крупні (2–2,5 мм) пластинки зеленого кольору, що формують міжзернові ланцюжки або виповнюють фестончасті відособлення. Вони часто деформовані, розщеплені. Містять включення акцесорних мінералів, спостерігаються плеохроїчні дворики (навколо зерен циркону та апатиту). По контуру пакетів на границі з ділянками тонкої рекристалізації обростають бахромчастими каймами "пегматитоподібного зростання" біотиту із кварцом. Бахромчастий біотит також зелений і можливо має такий самий склад, як і крупні зерна. З цього можна зробити висновок, що процес рекристалізації первинного біотиту рівноважний процесу міжзернової рекристалізації кварцу. Дослідження орієнтації полюсів спайності крупних пакетів слюди на універсальному столику показали існування мінімумів двох взаємоперпендикулярних напрямів орієнтації лусок біотиту (рис. 2). Один створює скupчення полюсів перпендикулярно максимумам S-тектоніту, інший збігається з ними. Така орієнтація полюсів спайності можлива при преференційній кристалізації лусок слюди у напрямах Y та R' [8]. Орієнтація лусок у бахромчастих облямівках головним чином збігається з мінералами-доменами, хоча на віддалені від них вона підпорядкована границям субзерен гранулобластичного кварцу.

Можна вважати, що склад первісного біотиту повністю був змінений через діафторичні процеси і став рівноважним умовам перекристалізації. Остаточне змінювання складу пов'язане із хлоритизацією, яка розвивається в пакетах біотиту пошарово клиноподібно, фіксуючи зеленокам'яні перетворення.

Детальне петрографічне вивчення гранітоїдів виявило, що переважна більшість зерен породоутворювальних мінералів дислокована, розбита тріщинами, розтягнута. Тріщини заліковані окремими мінералами (кварц, сфеїн, епідот) або парагенетичними асоціаціями, притаманними для тих фаз, за наявності яких відбувалася мікротектонічна переробка граніту (альбіт-кварц, хлорит-кварц-серіцит тощо). Порода насичена зонками мікрогрануляції, крипторекристалізації, катаклаза та локального міжзернового метасоматичного заміщення.

Мікроструктурний та мікротектонічний аналіз мухарівських гранітів виявив у них декілька структуроутворювальних процесів, серед яких головними є магматичні, метасоматичні й дислокаційні. Під час магматичних процесів, до яких належить остигання інтузії та кристалізація розплаву, відбувається утворення базисної гіпідіоморфнозернистої гранітової структури із відносним ідіоморфізмом плагіоклазу до мікрокліну та кварцу.

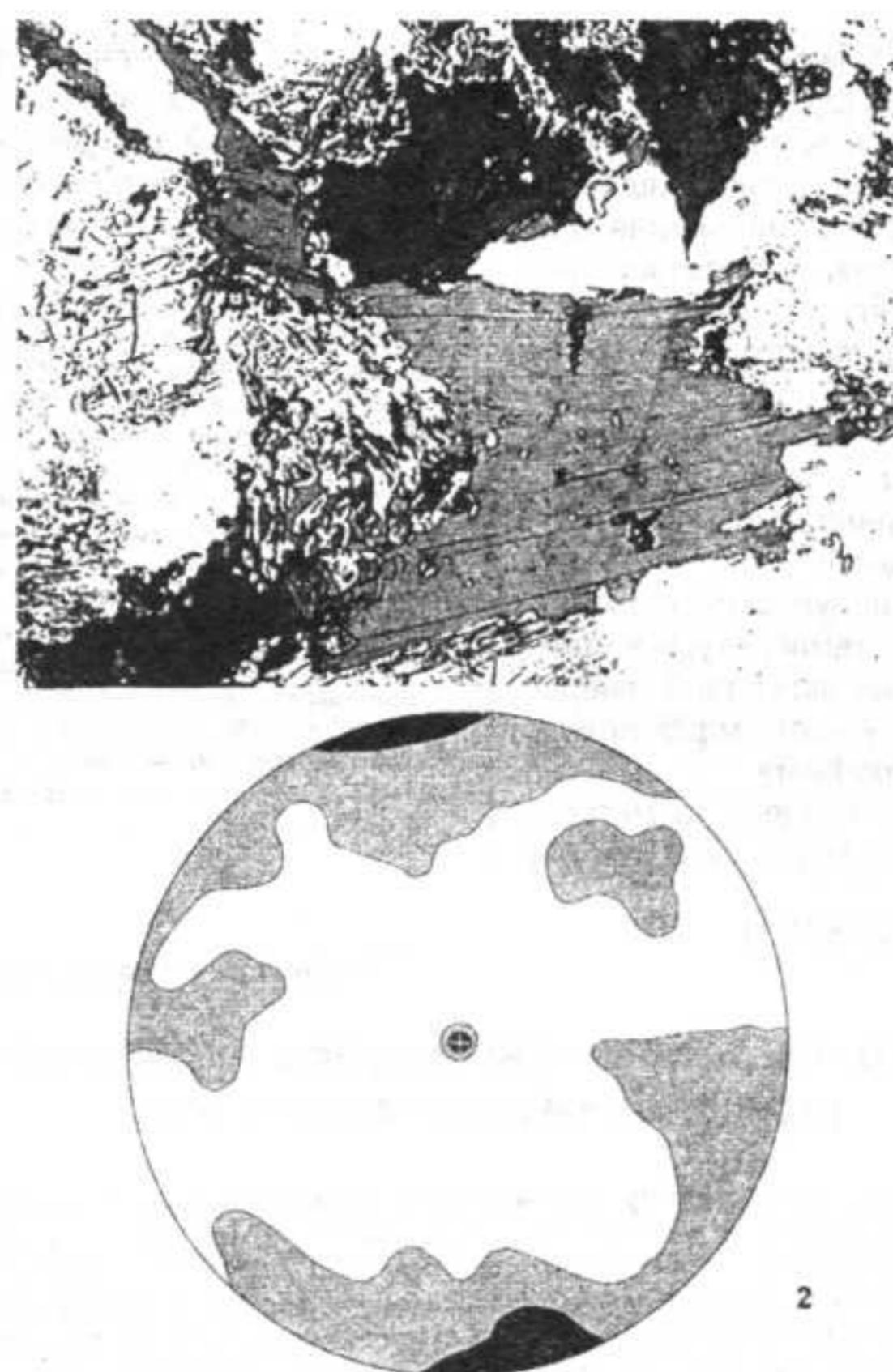


Рис. 2. Характер виділення біотиту в мухарівських гранітах:

1 – фото шліфа, без аналізатора, розмір кадру 2 x 2,7мм; 2 – діаграма орієнтації оптичних осей біотиту

До метасоматичних структур належать структури альбітизації первинного плагіоклазу та мікрокліну по зонах дислокаций. До більш пізніх (та відповідно менших за температурою формування) – імпрегнаційно-метасоматичні структури кристалізації міжзернових виділень Новоутвореного біотиту, епідоту, сфену, упорядкованого решітчастого мікрокліну, структури заміщення ним плагіоклазу у вигляді антипертитів, заміщення плагіоклазів агрегатами епідоту, кліноцизиту, мусковіту, апатиту, хлоритизація біотиту, а також структури кристалізації бахромчастого біотиту тощо. Дислокаційні процеси формують структури крихко-пластиичної та крихкої деформації. Вони проявилися в утворенні тріщин кліважу, міжзернових та внутрішньозернових тріщин відриву, дилатаційних фестонів, пластичного згинання та блокування зерен породоутворювальних мінералів, у розщепленні зерен пластинчастих мінералів, рекристалізації породоутворювальних мінералів з утворенням гранулобластичних агрегатів тощо. Таким чином з описаного видно, що мікроструктура мухарівського граніту по відношенню до первинної є більш складна як за означенням, так і за походженням.

Виходячи із результатів проведених досліджень, умовно роз'єднавши поміж себе структурогенеруючі процеси, можна створити еволюційну модель формування сучасного вигляду гранітоїдів Мухарівського масиву. На першому етапі кристалізації в магматичному розплаві утворилися глибинні слабозональні порфірові вкрапленники плагіоклазу. По мірі зниження температури до нього приєдналася кристалізація високотемпературного мікрокліну або ортоклазу, який також мав тенденцію утворення мегакристалів. Їх швидкий ріст привів до захоплення у свою масу дрібних кристалів плагіоклазу.

На заключному етапі становлення інтрузії за рахунок кристалізації кварцу виникає гранітова порфіроподібна структура. Вік утворення цієї структури фіксується віком утворення циркону і становить 1 965 млн років [7].

Після застигання інтрузії за рахунок тектонічної активізації зони розлому, по якій вона вкорінювалася, відбувалася крихко-пластична деформація порід у системі розтяг – зсув із проникненням по утвореній сітці міжзернових тріщин флюїдних розчинів, які на фоні рекристалізації кварцу та подрібнення кристалів польових шпатів формували імпрегнаційну мінералізацію з незначною метасоматичною переробкою матричних мінералів.

Взаємовідносини плагіоклазу з іншими мінералами дають змогу точно встановити, що сфен, епідот, апатит і флюорит мають накладений характер і їх поява пов'язана з інфільтрацією фторидно-углекислотних флюїдів при РТ-умовах епідот-амфіболітової фазі метаморфізму. Взаємодія флюїдів із польовошпатовою матрицею породи призводить до епідотизації та розкислення плагіоклазу, альбітизації мікрокліну та його упорядкування, антипертитизації плагіоклазу, перекристалізації та рекристалізації кварцу й біотиту. Цей процес був синхронний із осницькою активізацією і становить на нашу думку 1 590 млн років (калій-argonовий метод по біотиту гранітів (Н. Коваленко, 1978).

Наступний катаклаз породи в умовах зеленосланцевої фазі метаморфізму призводить до інфільтраційного виповнення тріщинного простору хлорит-серіцит-кварцовою мінеральною асоціацією з відповідною зміною породоутворювальних мінералів – пелітизація польових шпатів та хлоритизація біотиту. Вік цього етапу тектонічної переробки порід відповідає кінцевій перекристалізації біотиту та збігається з пержанською

активізацією. Він становить 1 400 млн років (калій-argonовий метод по біотиту гранітів) [2].

Петрофізичні дослідження [7] також підтверджують, що формування інтрузії мухарівських гранітів відбувається на середніх глибинах в умовах ущільнення при високому парціальному тискові кисню, а перетворення – на малих глибинах в умовах розтягу.

**Висновки.** Формування мінерального складу та структурно-текстурних особливостей породи відбувається багатоетапно протягом довгого часу становлення та подальшого перетворення порід інтрузії. На мінеральний склад та будову породи активно впливали тектонічні й інфільтраційні флюїдні процеси.

Режим перетворення гранітів мав пульсаційний характер на фоні загального пониження температури з утворенням на кожному етапі тектонічної активізації мінерального парагенезису, що відповідав епіidot-амфіболітовій та зеленосланцевій фазіям метаморфізму.

Безпосереднім джерелом енергії процесу та метасоматизуючих інфільтраційних розчинів могли бути флюїди

глибинного походження, що проникали в породи під час "осницької" та "пержанської" тектонічних активізацій регіону. Проведений комплексний мікротектонічний аналіз із реконструкцією первинного вигляду гранітів підтверджує об'єктивність виділення мухарівського комплексу.

1. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Українського щита / К.Е. Єспічук, Е.М. Шеремет, О.В. Зинченко и др. под ред. И.Б. Щербакова. – К., 1990.
2. Каталог изотопных дат пород Українського щита / Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. – К., 1978.
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка) / К.Ю. Єспічук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – К., 2004.
4. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. – Львов, 1973.
5. Ткачук Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). – Львів, 1948.
6. Геохронологическая шкала докембрія Українського щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартницкий и др. – К., 1989.
7. Щербаков И.Б. Петрология Українського щита. – Л., 2005.
8. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. – 1996.

Надійшла до редакції 26.09.06

О. Митрохин, канд. геол. наук, Т. Митрохина, інж. II кат.

## ТИТАНОНОСНІ ГАБРОЇДИ ПЕНІЗЕВИЦЬКОГО РУДОПРОЯВУ ІЛЬМЕНІТУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

Досліджено Пенізевицький рудопрояв ільменіту, пов'язаний з дайкоподібним тілом метаморфізованих габроїдів у межах Федорівського габро-анортозитового масиву коростенського комплексу. Проаналізовано структурне положення рудопрояву, а також вивчено умови залягання та речовинний склад руд. Виявлено, що вихідний склад метаморфізованих титаноносних габроїдів Пенізевицького рудопрояву відповідав меланократовим рудним норитам, первинно збагаченим на ільменіт. Зроблено висновок, що титаноносні габроїди за складом подібні ільменітовим норитам родовища Телнес (Норвегія), відрізняючись від останніх накладеними постмагматичними перетвореннями, які, однак, не впливали на перерозподіл рудної речовини. Припускається, що збагачення порід ільменітом відбувалося ще на магматичній стадії формування рудопрояву.

*Penisevichy ilmenite ore manifestation connected with the metagabbroic dike-like body within Fedorovka gabbro-anorthosite massif of Korosten complex has been investigated. The tectonic position of the ore manifestation, its mode of occurrence and the ore composition have been studied. It has been determined that the primary composition of the Ti-bearing metagabbroids was the ilmenite-rich melanocratic norite. Authors concluded that the Penisevichy Ti-bearing gabbroids are similar to the Tellnes ilmenite norites of Norway but differ from them by postmagmatic alteration that however did not affect on the ore matter redistribution. It is supposed that ilmenite enrichment taken place as early as magmatic stage.*

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Відомо, що більшість корінних родовищ ільменіту та титаномагнетиту, пов'язаних з габроїдами аноортозит-рапаківі-гранітної фомації Українського щита, представлені бідними та середньовкрапленими рудами зі звичайним вмістом Fe-Ti оксидних мінералів 5–15 % [3; 9]. При цьому вміст TiO<sub>2</sub> у титаноносних габроїдах рідко досягає відмітки 13 %, прийнятої [7] для викремлення багатих руд. Так, у троктолітах Стремігородського, габро-перидотитах Кропив'янського та габро-норитах Торчинського родовищ середній вміст TiO<sub>2</sub> коливається в межах 5–10 % [1; 5; 6]. Лише в окремих рудопроявах Корсунь-Новомиргородського плутону [6] виявлено рідкісні рудні норити із вмістом ільменіту 20–70 %, що відповідає 10–35 % TiO<sub>2</sub>. Саме ці руди є близькими аналогами ільменітових норитів Телнес (Норвегія) – титанового родовища світового класу [8], і тому потребують особливої уваги з боку геологів. Унікальне тіло метаморфізованих титаноносних габроїдів розкрите у щебеневому кар'єрі № 6–2 біля селищ Гранітне – Пенізевичи Малинського району Житомирської області. Незважаючи на те, що Пенізевицький рудопрояв досліджувався виробничниками, у науковій геологічній літературі відсутня будь яка інформація про його геологічну будову та склад руд.

**Формулювання мети.** Метою даної роботи було дати узагальнюючу характеристику Пенізевицького рудопрояву ільменіту. Основними завданнями, що виконувалися в ході досліджень, були вивчення структурної

приуроченості, умов залягання та речовинного складу титаноносних габроїдів рудопрояву.

Структурне положення Пенізевицького рудопрояву в будові Коростенського плутону. Пенізевицький рудопрояв представлений ендогенным ільменітовим зруденінням, пов'язаним з габроїдами Федорівського масиву коростенського комплексу (PR<sub>1</sub>ks). Федорівський габро-анортозитовий масив розташований у східній частині Коростенського плутону. Масив складений типовою асоціацією аноортозитових порід автономного типу: аноортозитами, габро-анортозитами, габро-норитами та монцогабро. Найбільш поширені помірно лейкократові відміни габроїдов – габро-анортозити [4]. Федорівський масив характеризується неправильною серпоподібною у плані формує, витягнутої в меридіональному напрямку. У південній частині, згідно з даними буріння, масив контактує з більш древніми метаморфічними породами тетерівської серії (PR<sub>1</sub>tt). На півночі, заході та сході він обмежовується виходами рапаківі-подібних гранітів коростенського комплексу (PR<sub>1</sub>ks). Тектонічні порушення північно-західного, північно-східного та широтного простягання розділяють масив на ряд блоків зі значними амплітудами зсуву по вертикалі. Найбільш великим тектонічним порушенням є Пенізевицький розлом, що простягається в північно-західному напрямку від ст. Ірша до с. Українка. За геофізичними даними, на північ від Пенізевицького розлому північна й центральна частини Федорівського масиву являють пластиноподібне тіло незначної потужності, що

залигає на гранітах. У південній частині масиву, у межах федорівського гравітаційного максимуму, потужність масиву максимальна і становить 1–15 км. Західна межа Федорівського масиву ускладнюється субмеридіональними тектонічними порушеннями Кочерівської зони, які контролюють простягання зон метасоматозу, жильних і дайкових утворень, а також тіл титаноносних габроїдів. Численні дайки та жили гранітів коростенського комплексу, що розсікають породи Федорівського масиву, встановлені в кар'єрах біля с. Гранітне. У цьому районі гранітоїди відокремлюють від основного тіла масиву великий блок основних порід – Візнерську брилу. У межах останньої і сконцентроване багате ільменітове зруденіння.

**Геологічна будова Пенізевицького рудопрояву ільменіту.** Титаноносні габроїди залигають серед габро-анортозитів Візнерської брили у вигляді декількох рудних тіл, дещо відмінних за складом. Головне тіло розкрите вхрест простягання у другому забої щебневого кар'єру № 6–2 МПС, розташованому на лівому березі р. Візня біля с. Гранітне в 2,5 км на захід від ст. Пенізевичи. Кар'єром розробляються плямисті сірі, зеленувато-сірі та жовтувато-зелені крупнозернисті габро-анортозити пенізевицького типу [4]. Плямисте забарвлення та місцеве освітлення порід пов'язані з неоднорідним розвитком постмагматичних змін, що тяжіють до зон тріщинуватості та катаклазу. У східній частині кар'єру інтенсивно перетворені габро-анортозити прориваються червоними рапаківіподібними гранітами коростенського комплексу. Дайкоподібне тіло метаморфізованих титаноносних габроїдів залигає в габро-анортозитах поблизу від контакту з гранітоїдами та мас меридіональне простягання при субвертикальному падінні. Потужність рудного тіла становить 35 м, контакти різкі із ксенолітами вміщуючих габро-анортозитів, що місцями утворюють еруптивну брекчію. Внутрішня будова тіла характеризується елементами первинного розшарування з чергуванням прошарків потужністю 20–50 см, що відрізняються за вмістом мафічних мінералів. Директивні текстири підкреслюються орієнтацією таблиць плагіоклазу, які мають круте 70–80° залигання і падіння на захід. Титаноносні габроїди та габро-анортозити, що їх вміщують, прориваються жилами гранітів коростенського комплексу. У гранітах встановлені

ксеноліти змінених габро-анортозитів. Більш молодий вік гранітів, що обрамляють Федорівський масив та Візнерську брилу із заходу, також підтверджується даними ізотопної геохронології. Так, вік рапаківіподібного граніту із гранітного кар'єру № 3 біля м. Малин, за даними [2], відповідає  $1767 \pm 2$  млн років. У той же час вік анортозиту з першого (старого) забою кар'єру № 6–1, розташованого на правому березі р. Візня (дещо східніше від дослідженого забою № 6–2), становить  $1784 \pm 2,7$  млн років.

Основні породи Візнерської брили та рапаківіподібні граніти, що їх проривають, підлягають локальним постмагматичним перетворенням у декілька стадій. Припускається, що титаноносні габроїди та вміщуючі габро-анортозити зазнали часткової сосюритизації та амфіболізації ще до вкорінення гранітів. Лужні навколотріщинні метасоматити у вигляді ореолів альбітизації розвиваються як по габро-анортозитах, так і по рапаківіподібних гранітах. У титаноносних габроїдах встановлені жили чистих альбітітів, що потребують подальшого вивчення.

**Мінералого-петрографічна характеристика титаноносних габроїдів.** Кількісний мінеральний склад титаноносних габроїдів Пенізевицького рудопрояву визначався у прозорих петрографічних шліфах на інтеграційному столику Андіна (табл. 1). Найменш змінені відміни титаноносних габроїдів представлені меланократовими рудними норитами. Останні відрізняються від типових норитів замалим вмістом плагіоклазу, кількість якого рідкісно перевищує 35 %. Вміст мафічних мінералів, серед яких крім ортопіроксену суттєву роль відіграє ільменіт та первинний біотит, навпаки підвищений. Порівняно з титаноносними габроїдами інших родовищ Коростенського plutonу, рудні норити Пенізевицького рудопрояву характеризуються найбільшими концентраціями ільменіту (до 24–28 %) і, натомість, малим вмістом апатиту. Слід підкреслити, що вміст ільменіту в породах ніяк не залежить від ступеня розвитку постмагматичних змін. Первінний олівін не виявлений, але присутні вірогідні продукти його заміщення, місцями в помітній кількості. Рудні норити завжди тою чи іншою мірою підлягають постмагматичній амфіболізації. При значному розвитку променистих амфіболів, хлориту, серициту, клиноцоїзу та преніту виділяються метаморфізовані відміни рудних норитів.

Таблиця 1. Мінеральний склад титаноносних габроїдів Пенізевицького рудопрояву ільменіту

Зразок	68-2м	68-159	68-160	68-163	68-164	68-165	68-166
	Вміст мінералів, % об'єму						
Ільменіт	24,6	10,0	15,1	28,3	23,5	25,1	26,7
Плагіоклаз	32,5	46,3	31,4	16,4	20,8	24,9	25,6
Ортопіроксен	22,4	23,4	7,4	20,8	–	11,9	3,5
Клінопіроксен	3,0	0,5	–	2,3	–	0,4	–
Апатит	0,8	0,6	0,5	0,9	1,0	0,7	1,2
Слюдя	8,8	12,2	21,5	17,5	4,2	12,8	16,5
Амфібол	7,8	7,0	24,1	13,8	44,1	24,2	26,4
Хлорит	–	–	–	–	6,4	–	–
Площа шліфа, $\text{мм}^2$	462,1	389,0	248,9	291,8	292,7	297,3	468,6

Навіть найбільш змінені відміни зберігають реліктову гіпідіоморфнозернисту структуру. Остання у більш свіжих різновидах рудних норитів має характер пойкілітової з крупними 5–10 мм скелетними оїкохристами ромбічного піроксену, що містять незакономірні ідіоморфні включення ільменіту та, інколи, апатиту. Місцями в середині ортопіроксену також присутні специфічні магнетит-амфіболові скupчення – вірогідні продукти заміщення олівіну. Ортопіроксен має грубу ламелярну будову, що обумовлена наявністю орієнтованих пластинчастих і краплеподібних включень авгіту  $\text{Wo}_{43}\text{En}_{34}\text{Fs}_{23}$  у

гіперстеновій матриці  $\text{Wo}_{2-3}\text{En}_{47-49}\text{Fs}_{48-51}$ . Рідкісно зустрічаються невеликі самостійні зерна авгіту  $\text{Wo}_{40-44}\text{En}_{34-35}\text{Fs}_{21-25}$ , що включені у плагіоклаз. По піроксенах звичайно розвивається безбарвний амфібол кумінгтонітого типу та блідо-зелений актиноліт. Плагіоклаз характеризується найменшим ступенем ідіоморфізму і, звичайно, виповнює міжзерновий простір у проміжках мафічних мінералів. Також зустрічаються неправильні оїкохристиали з включеннями піроксенів та ільменіту. Склад плагіоклазу відповідає андезину  $\text{An}_{43-48}$ , при цьому найбільші значення основності властиві для центра-

льних частин зерен. Місцями у проміжках плагіоклазів присутні неправильні виокремлення пелітизованого калішпату. У метаморфізованих відмінах рудних норитів плагіоклаз заміщується агрегатом серициту, клиноцоїту та преніту. Ільменіт представлений правильними таблитчастими кристалами розміром 0,5–1,5 мм, які утворюють включення у плагіоклазі та піроксенах, а також розвиваються вздовж меж зерен. Орієнтація виокремлень ільменіту в окремих зразках підкреслює директивну планово-паралельну текстуру. Хімічний склад ільменіту  $\text{Ilm}_{95-96}\text{Hem}_2\text{Py}_1\text{Gk}_{0.5-1}$  характеризується малим вмістом окисного заліза, що відрізняє його від гемільменітів норвезьких родовищ. Лейкоксенізація не властива; лише у найбільш змінених відмінах за рахунок ільменіту з'являється сфер. Червоно-коричневий титаністий біотит присутній навіть у найменш змінених відмінах рудних норитів у вигляді крупних 5–6 мм скелетних кристалів, а також переривчастих облямівок навколо ільменіту та піроксенів. Крім нього розвивається вторинний дрібно-лускуватий зеленуватий слюдоподібний мінерал, який утворює суцільні вінцеві облямівки навколо мафічних мінералів на межі з плагіоклазом, а також виповнює катакластичні тріщини, що пересікають породу.

Хімічний склад титаноносних габроїдів Пенізевицького рудопрояву суттєво відрізняється від типових норитів помітно меншим вмістом  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  та  $\text{CaO}$  за рахунок більшого вмісту  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  та  $\text{FeO}$ , що пояснюється збагаченням мафічними мінералами і збіднінням плагіоклазом. Вміст кремнезему коливається в межах 32–35 %, що відповідає ультраосновним породам, але на відміну від останніх, у рудних норитах більше глинозему та лугів. Сумарний вміст лугів наближується до властивого для норитів, але в досліджуваних відмінах більше  $\text{K}_2\text{O}$  і менше  $\text{Na}_2\text{O}$ . Концентрації  $\text{TiO}_2$  сягають 15–17 % і є найвищими серед встановлених для габроїдів коростенського комплексу. Характерною особливістю титаноносних габроїдів Пенізевицького рудопрояву, що споріднюює їх з базитами анортозит-рапаківігранітної формациї, є малі значення коефіцієнтів магнезіальності ( $\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ ), ступеня окиснення ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ ) та вапnistості нормативного плагіоклазу ( $\text{An}/(\text{An} + \text{Ab})$ ). Привертає увагу те, що вміст головних петрогенних компонентів, перш за все  $\text{FeO}^*$

та  $\text{TiO}_2$ , не залежить від ступеня постмагматичного перетворення порід, яке виявляється за збільшенням втрат при проаклюванні. Цей факт припускає ізохімічний характер метаморфізму.

**Висновки.** Викладений матеріал дозволяє зробити ряд висновків стосовно локалізації та петрогенезису Пенізевицького рудопрояву ільменіту, а саме: 1) багаті ільменітові руди Пенізевицького рудопрояву із вмістом  $\text{TiO}_2$  до 15–17 % приурочені до дайкоподібного тіла метаморфізованих габроїдів, що прориває Візенську брилу – відторженець Федорівського габро-анортозитового масиву. Залігання титаноносного тіла контролюється Ко-черівською тектонічною зоною меридіонального простягання; 2) первісний склад руд відповідав меланократовим рудним норитам, подібним до ільменітових норитів родовища Телнес (Норвегія). На відміну від останніх, ільменітові норити Пенізевицького рудопрояву зазнали накладених постмагматичних перетворень – амфіболізації та со-сюритизації, які, однак, не вплинули на перерозподіл рудної речовини; 3) накопичення ільменіту, імовірно, відбувається ще на магматичній стадії формування Пенізевицького рудопрояву як наслідок диференціації залишкового базальтового розплаву збагаченого на Fe та Ti.

1. Борисенко Л.Ф., Проскурин Г.П., Крупенська Н.С., Воллосович Н.Н. Рудоносные габбро-нориты Володарско-Волынского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1982. – № 2. 2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутония // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. 3. Кириклица С.И., Тарасенко В.С., Металлиди С.В. Критерии титановой рудоносности габбро-анортозитовых массивов Украинского щита // Вестн. Киевск. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1984. – № 11. 4. Митрохин О.В., Богданова С.В., Шумлянський Л.В. Анортозитові породи Федорівського масиву (Коростенський плутон, Український щит) // Сучасні проблеми геолог. науки: 36. наук. пр. ІГН НАН України / Відп. ред. П.Ф. Гожик. – К., 2003.
5. Тарасенко В.С. Богатые титановые руды в габбро-анортозитовых массивах Украинского щита // Изв. АН СССР. – 1990. – № 8.
6. Тарасенко В.С. Минерально-сыревая база титановых руд на Украине // Геол. журн. – 1992. – № 5. 7. Duchesne J.C. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation // Mineralium Deposita. – 1999. – Vol. 34.
8. Force E.R. Geology of Titanium-Mineral Deposits // Geological Society of America: Special paper. – 1991. – Vol. 259. 9. Gursky D., Nechaev S., Bobrov A. Titanium deposits in Ukraine focused on the Proterozoic anorthosite-hosted massifs // Ilmenite deposits and their geological environment: Special Publication of NGU (Geological Survey of Norway). – Trondheim, 2003. – № 9.

Надійшла до редакції 21.09.06

УДК 553.981:551.462](260+262.5-16)

С. Половка, канд. геол. наук

## ПЕРСПЕКТИВИ ВИДОБУТКУ НЕТРАДИЦІЙНИХ ВІДІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН У МЕЖАХ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРУ ЧОРНОГО МОРЯ (НА ПРИКЛАДІ ГАЗОГІДРАТИВ)

Викладено історію відкриття нетрадиційних видів корисних копалин (газогідратів). Висвітлено здобутки українських дослідників у цьому напрямі. Наведено карту перспектив газонасиченості зони газогідратів Чорноморської улоговини. Подано підрахунки вчених про запаси та глибини, на яких вони залягають у Чорноморському регіоні.

The article presents the way non-traditional treasures of the soil (the so-called gas-hydrate). The Ukrainian scientists' achievements in this sphere have been described. The prospect chart of zone gasing in the Black Sea deep trench is created. The data of the depth and density of the gas-hydrate concentration are given.

**Вступ.** Вперше газогідрати були відкриті Хемфрі Деві в 1810 р. Вони довгий час лишалися мало вивченими, але утворення газогідратів як шкідливої домішки при експлуатації магістральних газопроводів і відкриття їх покладів у природних умовах на суші (60-ті рр. ХХ ст., арктичний сектор Західносибірського басейну), заставило вчених провести комплексне дослідження і дати попередню оцінку в якості нового виду корисної копалини. У подальшому при проведенні геологічно-геофізичних робіт і відборі проб донних відкладів газогідрати

були виявлені в надрах Світового океану: глибоководних западинах, внутрішніх і окраїнних морях.

Газогідрати – це клатрати (з'єднання, включення), що складаються з молекул води та газу, які за зовнішніми ознаками подібні на звичайний лід. Кристалічна решітка клатрата вміщує до восьми молекул газу на 46 молекул води. Найчастіше ця решітка природного "горючого льоду" складається із шести молекул води та однієї молекули метану, який знаходить там у стисненому вигляді (до 25 МПа) [5; 7]. Умови утворення газогідратів – високий тиск і низькі температури, що

обумовлює їх розвиток у зоні вічної мерзлоти або у глибинах океанів і морів.

За розрахунками А. Трофимука в 1 м<sup>3</sup> пористого осадку, насыченого газогідратами, міститься 30–35 м<sup>3</sup> (до 60 м<sup>3</sup>) метану.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Перші відомості про наявність газогідратів у Чорному морі висвітлено в науковій праці А. Єфремової та Б. Жижченко [4]. Дані про їх площинне розповсюдження були отримані при аналізі сейсмічних профілів Туапсинського прогину й

материкового схилу південно-західніше Анапи (1986) і в межах прикримської частини материкового схилу (1987–1989). За цими дослідженнями прояви газогідратів було нанесено на карту (рис. 1). У подальшому такі аномалії були виявлені свердловиною № 379 (Проект глибоководного буріння DSDP), під час 51 рейсу НДС "Михайло Ломоносов" (піднята колонка із глибини 900 м насыщених газогідратами мулів у 28 милях на захід – південний захід від Севастополя – (Шнюков Є.Ф. та ін., 1990) та в інших науково-дослідних рейсах.

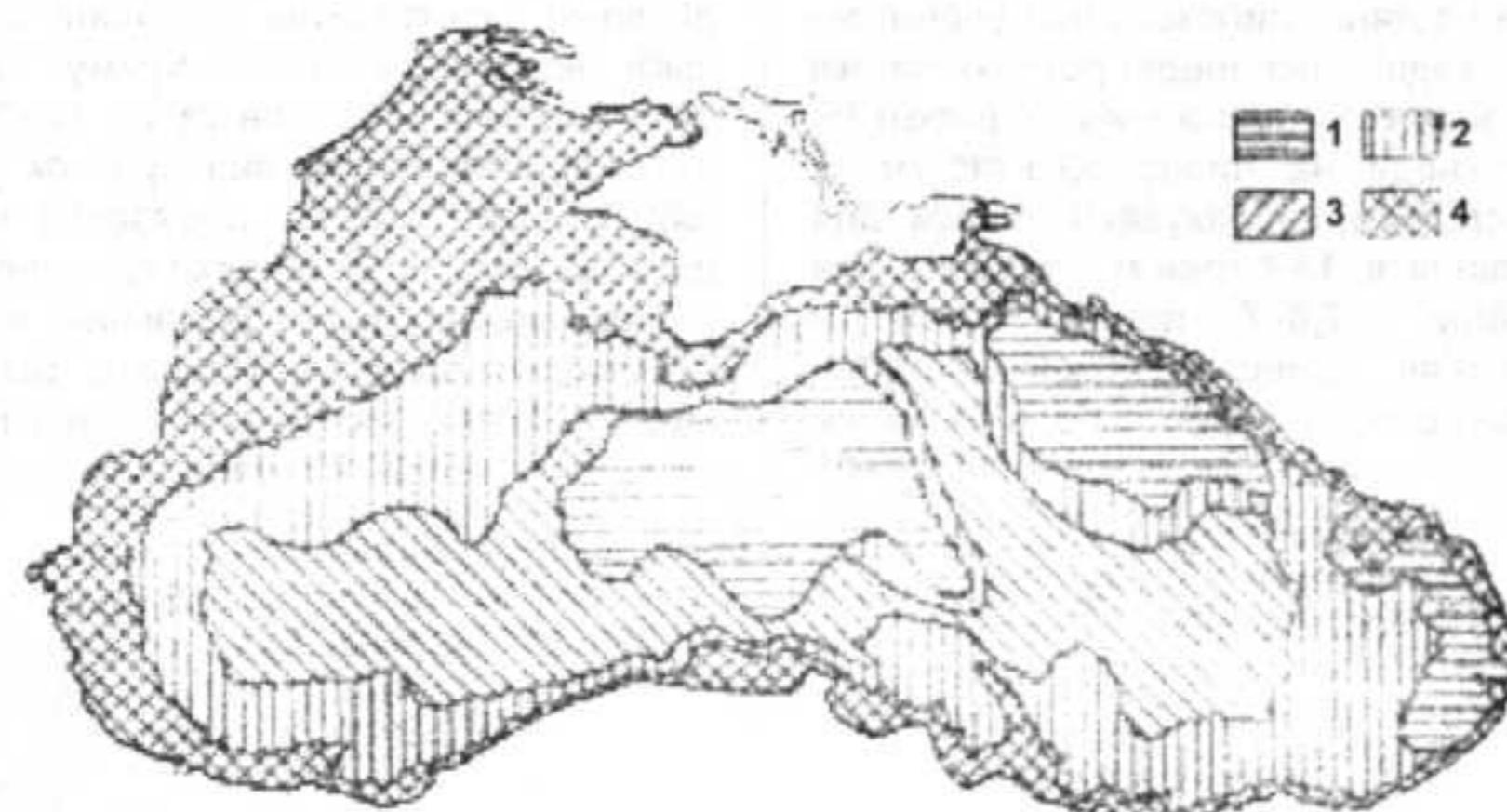


Рис. 1. Карта перспектив газонасиченості зони газогідратів Чорноморської улоговини (за [6])  
Зони: 1 – високо перспективні; 2 – перспективні; 3 – мало перспективні; 4 – безперспективні

Дослідженням даного питання присвячені наукові публікації українських вчених, а саме: Є. Шнюкова [8–12], П. Гожика, В. Краюшкіна [3; 7], В. Геворк'яна [1–2] тощо. У роботі [12] узагальнено відомості про знахідки метану в Чорному морі, прослідковано зв'язок з тектонічними структурами регіону. Її автор на основі досліджень стверджує, що більшість знахідок газогідратів приурочено до викидів грязьових вулканів. Він свої висновки підкріплює схемою, де вказано перспективні райони розвитку газогідратів, висловлює критерії пошуку газогідратів [12, с. 48–49].

**Формування цілей статті.** Починаючи із середини ХХ ст. людство стоїть на межі енергетичної кризи, яка пов'язана з виснаженням запасів корисних копалин на суші та зростанням їх собівартості у зв'язку з видобутком з більших глибин. В останні десятиріччя суспільство все більше уваги приділяє акваторії. Дослідження її надр показало, що там зосереджена значна кількість різномірних корисних копалин, які можуть стати альтернативними (газогідрати тощо) тим, що використовуються сьогодні. Освоєння покладів газогідратів на дні Світового океану вирішить енергетичну проблему людства. Україна ж позбавиться багатьох економічних та політических проблем. Дивлячись під таким кутом на проблему, на наш погляд доцільно розглянути, які перспективи в акваторії креслять українські вчені при освоєнні даної вуглеводневої сировини та що було зроблено в цьому напрямку Україною.

**Виклад основного матеріалу.** За даними вчених, газогідрати покривають більше 90 % площі дна океану, у тому числі: 10 % ( $1,1 \times 10^6$  км<sup>2</sup>) припадає на шельф, 60 % ( $32,2 \times 10^6$  км<sup>2</sup>) – континентальний схил, 30 % ( $56 \times 10^6$  км<sup>2</sup>) – океанічну улоговину. Глибина їх залягання від поверхні дна становить 0–400 м, потужність сягає від одиниць до сотень метрів (до 150 м), сумарні запаси –  $12,1 \times 10^{16}$  м<sup>3</sup>, що в енергетичному еквіваленті

в сотні разів перевершує ресурси всіх відомих родовищ нафти, газу та кам'яного вугілля (Черський, 1981).

Потужні поклади вуглеводневих газогідратів в акваторії Світового океану виявлено сейсморозвідкою та бурінням: в Атлантиці – на підводному хребті Блейк Оутер Бридж біля узбережжя США, у Гвінейській і Мексиканській затоках, на узбережжі Колумбії та Панами, у Гренландському, Північному та Норвезькому морях; в Індійському океані – в Бенгалській і Оманській затоках; у Північно-Льодовитому океані – в Баренцовому морі, дельті р. Маккензі та морі Бофорта; Тихому океані – біля узбережжя на схід від Нової Зеландії та Японському жолобі, Аляскинській і Каліфорнійській затоках; у нашій країні – в акваторії Чорного та Азовського морів [8–11].

Природно, що багато країн світу, таких як США, Англія, Японія, Індія, Південна Корея проявляють на державному рівні інтерес до вивчення родовищ газогідратів. Наприклад, конгрес США в 90-ті рр. минулого століття прийняв спеціальний законопроект про фундаментальні дослідження щодо розвідки, оцінки запасів і технологій промислової розробки газогідратів метану. У 1995 р. у Японії розпочала діяти "Програма досліджень та вивчення газогідратів", завдяки якій країна "Восходящего Сонца" на кінець першого десятиріччя ХХІ ст. зможе задовільнити свої потреби в газі із газогідратних родовищ, розташованих на глибині 950 м у Нанайській западині [5].

Особливо гострою проблемою України є забезпечення внутрішніх потреб газом. Економіка нашої країни за часів СРСР була орієнтована на експорт у постачанні енергоносіїв (потреба газу – 100 млрд м<sup>3</sup>). На сьогодні наша держава має орієнтуватися на освоєння нетрадиційних ресурсів енергетичної сировини, яка раніше не використовувалась (менілітові сланці, метановий газ, газогідрати тощо).

В Україні ініціатором вивчення газогідратів був професор А. Клименко та Інститут геологічних наук НАН

України (ІГН НАНУ). Останній займається проблемою потоків глибинних флюїдів у земній корі з 1968 р. (В. Геворк'ян). У процесі виконання морських геологічних досліджень на НДС і підводних апаратах було виявлено численні ознаки скучень газогідратів і продуктів їх розкладу практично на всій акваторії Чорного моря.

З цієї позиції доцільно дати загальну оцінку перспектив видобутку газогідратів з українського сектора акваторії ( $100000 \text{ km}^2$ ), до якої входить значна частина північно-західного та Кримського шельфів, Азовського моря, материковий схил та частина глибоководної улоговини Чорного моря. На сьогодні є попередні розрахунки, які свідчать про неоднозначність підрахунків. У роботі [5] автори оцінюють поклади на площині  $60,6 \text{ тис. km}^2$  у  $7,0 \text{ трлн m}^3$ , інші дослідники підрахували запаси для глибоководної улоговини в  $13,4 \text{ трлн m}^3$ , зокрема для Центральної її частини –  $7,0\text{--}7,7 \text{ трлн m}^3$ , Східної –  $5,7 \text{ трлн m}^3$ . В. Геворк'ян стверджує, що північно-західний шельф Чорного моря не менш перспективний в газогідратному відношенні, ніж улоговина [1–2]. О. Корсаков, А. Бяков, С. Ступак оцінюють запаси по-

кладів газогідратів у  $20\text{--}25 \text{ трлн m}^3$  [3]. Болгарські вчені А. Васильєв та Л. Димитров –  $42\text{--}49 \text{ трлн m}^3$ . На думку акад. НАН України Є. Шнюкова, час оцінок загальної маси газогідратів у Чорному морі ще не настав [12].

У кінці 80-х рр. ХХ ст. було встановлено на глибині 2000 м прояви газогідратів у поверхневих осадках і в глибоководній Феодосійській частині прогину Сорокіна (на сьогодні саме перспективне родовище, інтервал, де містяться газогідрати становить 300–500 м від поверхні дна, склепових частинах грязьових вулканів і глинистих діапірах), Центральній улоговині та Західно-Чорноморській западині південніше Криму. На основі цих проявів було виділено (Горшков та ін., 1992) два типи покладів: 1) газогідрати конусів виносу річок (органічне походження); 2) газогідрати, що пов'язані з міграційними газами, що надходять по розривах і грязьових вулканах (абіогенне походження). Більш реальним, на нашу думку, є другий шлях утворення газогідратів, оскільки їх часто зустрічають у зонах грязьових вулканів (як приклад див. модель Двуреченського грязьового вулкану) (рис. 2).

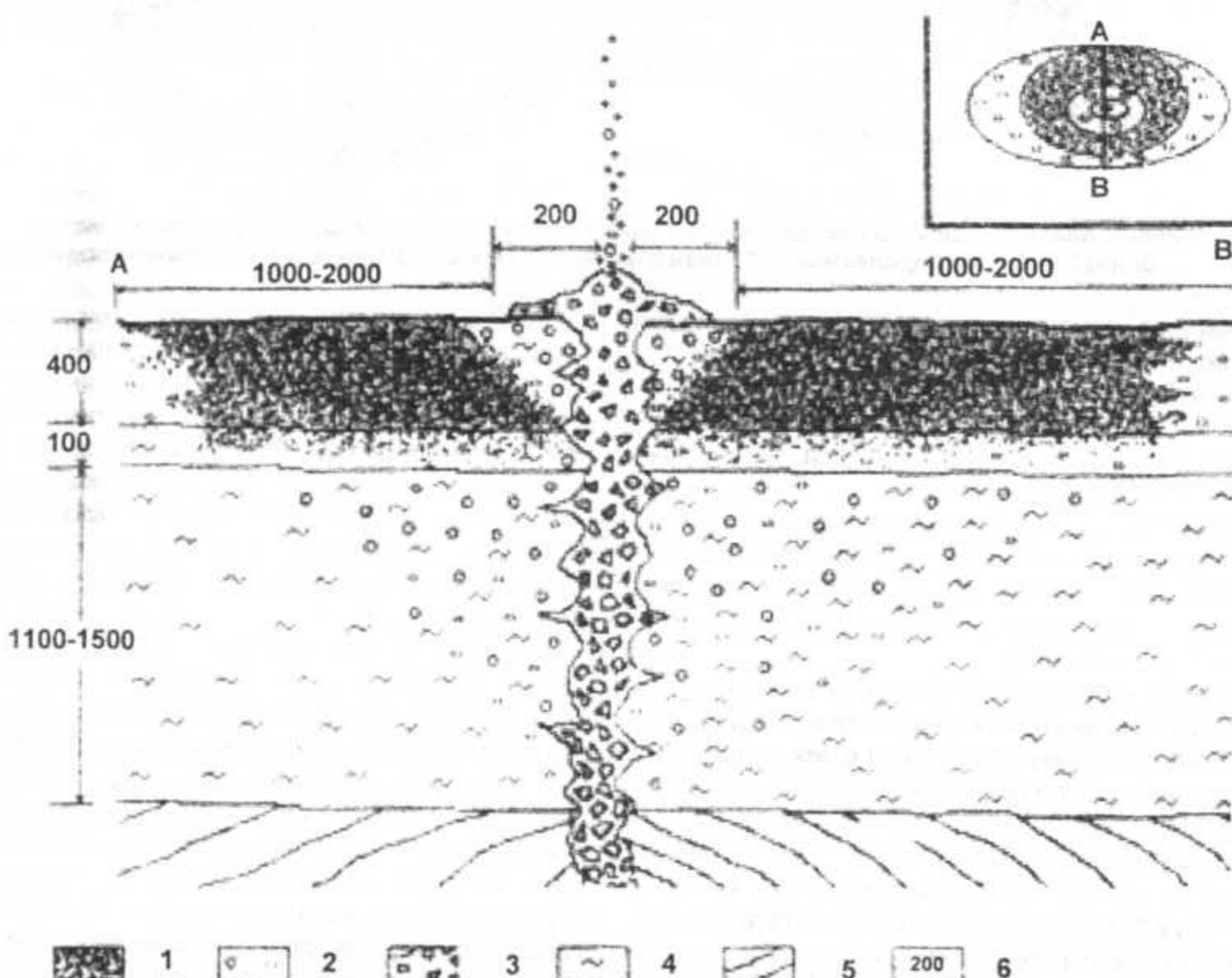


Рис. 2. Гіпотетична модель покладу газогідратів грязьового вулкану Двуреченського (за Є. Шнюковим, 2004)

1 – мули насичені газогідратами; 2 – підгідратний газовий поклад; 3 – сопочна брекчія; 4 – мул; 5 – складки корінних порід; 6 – відстань, м

Дослідниками було зроблено висновок про зону, яка сприяє процесам гідратоутворення в Чорному морі (глибина 700–750 м), потужність цієї зони оцінюється від 500 до 1000–1200 м. Прогноз запасів метану в газогідратах для глибоководної частини Чорного моря становить 25–30 трлн  $\text{m}^3$  [3]. Аналізуючи карту перспектив газонасиченості зони газогідратів Чорноморської улоговини (рис. 1) відзначимо, що найбільш перспективною є центральна глибоководна частина Чорного моря, включаючи склепові ділянки валів Шатського та Андруса, схід Західно-Чорноморської та Туапсинська западини, материковий

схил між Анапою та Сочі. Слід наголосити, що в роботі [13] зазначено, що на північно-західному шельфі Чорного моря розміщено 53 % всіх виявленіх газових факелів, які знаходяться на глибинах від 51 до 100 м; 14 % – 101–150 м; 16 % – 151–200 м, тобто на шельфі сконцентровано 83 %. Звідси висновок, що шельф є інтенсивною зоною розвантаження покладів газогідратів.

Дослідження умов залягання та складу чорноморських газогідратів показало, що останній змінюється в широких межах, але домінуючим є метан (93,3–95,7 %) з домішками інших газів. Руйнування газогідратів відбу-

вається під дією природних факторів і супроводжується появою потоків метану (В. Геворк'ян і Ю. Чугунний, 1990). Встановлено, що дегазація газогідратних покладів супроводжується низкою побічних явищ, які можна розглядати як ознаки їх існування. До них належать: газові "факели", інтенсивні просадові явища, поверхневе сірководневе зараження вод акваторії, розвиток специфічних біоценозів.

Історичні відомості, що наводить у своїх роботах Є. Шнюков (1989, 1993) свідчать, що в Чорному морі у 20-х – 30-х рр. ХХ ст. спостерігалися виділення великої кількості горючих газів, які супроводжувалися спалахами та вибухами. Найпотужніші спалахи було зафіксовано під час Кримського землетрусу (12.08.1927) на відстані 55,5 км між Севастополем і мисом Лукул. Болгарські дослідники також стверджують, що такі викиди газу відомі з часів Римської імперії.

Надаючи важливе значення укріпленню енергетичної бази України та створенню нових технологій з використання нетрадиційних видів енергоносіїв було здійснено першу спробу вивчення, розвідки та видобутку газогідратів у Чорному морі. Кабінет Міністрів України за представленням Національної Академії наук України, Державного комітету з геології та Української асоціації виробників передових технологій і науково-технічної продукції "АССО – УНИТИ" прийняв постанову № 938 від 22.11.1993 р. "Про пошуки газогідратної сировини в Чорному морі та створенні ефективних технологій його видобутку та переробки". Фінансування робіт за проектом "Газогідрати Чорного моря" (у подальшому Проект) здійснювала Українська асоціація "АССО – УНИТИ". Для науково-організаційного виконання робіт було створено кооперацію із 12 виробничих і наукових організацій, яку здійснювали Головна Рада й Технічна дирекція виконавців проекту. Дані роботи було розпочато з другої половини 1994 р.

Не дивлячись на відсутність фінансування та брак інвестицій ініціативно з боку ІГН НАН України було досліджено геологічні особливості розподілу газогідратів у Чорному морі, а саме:

- ✓ створено спеціалізований комплекс геофізичної апаратури, що орієнтований на їх пошук;
- ✓ розроблено проект науково-дослідного судна і розпочато його будівництво (на 2000 р. виконано 50 % робіт);
- ✓ виявлено нові структури, перспективні на газогідрати;
- ✓ з'ясовано фізико-хімічні особливості їх формування.

Проектом передбачалося виконання всього комплексу дослідницьких, пошуково-розвідувальних, дослідно-експлуатаційних та інженерно-технологічних робіт. Планувалося ввести в дію декілька родовищ газогідратів з річним видобутком до 1 млрд м<sup>3</sup> газу з кожного [1–2].

Зазначимо, що до чорноморських нафтогазових родовищ, які сконцентровані в кайнозойських і верхньокрейдяних відкладах проявили інтерес такі іноземні компанії, як Amoco, Shell, Pentagon Petroleum, Western Geophysical (рейс в економічній зоні України НДС "Метеор" – 2001 р., міжнародний рейс НДС "Професор Водяницкий" та ін.). Остання експедиція виконала сейсмічну зйомку практично всього Українського сектора Чорного моря і виявила близько 250 локальних антиклінальних структур перспективних на видобуток углеводнів, але пошуків газогідратних родовищ не здійснювалася.

За свою суттю запропонований Проект є першою спрямованою спробою комплексного освоєння нетрадиційних енергоносіїв, що сконцентровані в українському секторі Чорного моря.

Економічні негаразди нашої держави не дали можливості вкласти відповідні кошти в повноцінне здійснення намічених Проектом задач. На сьогодні Україна самостійно не в змозі вирішити питання забезпечення своїх енергетичних потреб за рахунок газогідратів, хоча їх запаси в акваторії, яка належить до її юрисдикції, є значими. Потрібне залучення потужного іноземного інвестора. Зазначимо, що такий механізм залучення коштів широко використовується у світовій практиці нафтогазопошукових і експлуатаційних робіт. Для цього потрібні нові організаційні форми виконання робіт. Однією з таких форм є створення спеціалізованої приватно-державної або приватної компанії, якій Урядом України буде надане право пошуково-розвідувальних робіт з подальшим освоєнням родовищ газогідратів на деяких ділянках українського шельфу.

На нашу думку, економічна стабільність України та наукові здобутки, що є в українських морських геологів у Чорноморському регіоні сприятимуть концентрації закордонних капіталовкладень у роботи, пов'язані з пошуками, розвідкою та освоєнням родовищ газогідратів Азово-Чорноморського регіону.

Таким чином, при постійному дефіциті енергоресурсів в Україні проблема освоєння газогідратів у Чорному морі зберігає свою актуальність і на сьогодні.

#### Висновки.

1. Дії держави мають бути спрямовані на пошуки можливостей максимального використання вітчизняного науково-технічного потенціалу, для збереження лідерства українських морських геологів у розв'язанні проблем забезпечення власними енергоресурсами нашої держави.

2. Освоєння газогідратів в акваторії Чорного моря позбавить Україну економічного й політичного тиску в середині та зовні держави і виведе її на нові рубежі використання екологічно чистої енергетичної сировини.

3. Оскільки північно-західний шельф Чорного моря є зоною розвантаження газогідратів, доцільним є першочергово освоювати та розробляти його.

1. Геворк'ян В.Х., Дубас В.Н., Ільясов Н.Н. Газогидраты и их место в решении стратегических проблем развития топливно-энергетического комплекса Украины // Геол. журн. – 2004. – № 4. 2. Геворк'ян В.Х. Альтернативные ресурсы энергетического сырья Украины – газогидраты углеводородных газов Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. – К., 1999. 3. Гожик П.Ф., Краюшкин В.А., Ключко В.П. К проблеме промышленного освоения черноморских газогидратов в прибрежье Украины // Геол. журн. – 2004. – № 2.
4. Ефремова А.Г., Жижченко Б.П. Обнаружение кристалл – гидратов газов в осадках современных акваторий // Докл. АН ССР. – 1974. – Т. 214, № 5. 5. Корсаков О.Д., Ступак С.Н., Бяков Ю.А. Черноморские газогидраты – нетрадиционный вид углеродного сырья // Геол. журн. – 1991. – № 5. 6. Корсаков О.Д., Ступак С.Н., Бяков Ю.А. Газовые гидраты Черноморской впадины // Сов. геология. – 1989. – № 12.
7. Краюшкин В.А. Газогидраты в подводных недрах Мирового океана // Геол. журн. – 1991. – № 5. 8. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Минеральные богатства Черного моря. – К., 2004. 9. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Освоение минеральных богатств Черного моря – прорыв на передовые рубежи в сфере горного промысла // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2005. – № 1. 10. Шнюков Е.Ф., Краюшкин В.А. Природа, структура, условия залегания и запасы морских метаногидратов // Геология и полезные ископаемые Черного моря. – К., 1999.
11. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеостровная дуга севера Черного моря. – К., 1997. 12. Шнюков Е.Ф. Газогидраты метана в Черном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2005. – № 2.

Надійшла до редакції 24.05.06

# ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.3

О. Іванік, канд. геол. наук, О. Лісова, асп.

## РЕЖИМ СУЧАСНИХ ВОДНО-ГРАВІТАЦІЙНИХ ТА СЕЛЕВИХ ПРОЦЕСІВ У СВАЛЯВСЬКОМУ ТА ВОЛОВЕЦЬКОМУ РАЙОНАХ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ

*Розглянуто небезпечні геологічні процеси, що спостерігались у червні 2006 року в межах Свалявського та Воловецького районів Закарпатської області. Проведено аналіз факторів їх виникнення. Визначено морфологічні та морфометричні особливості зсуvinих тіл.*

*The dangerous geological processes that have been observed in June of 2006 in Svalyavsky and Volovetsky districts of Zakarpatsky region were considered. The analysis of their appearance factors was realized. The morphological and morphometrical peculiarities of landslide bodies were determined.*

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Карпатський регіон відзначається активним розвитком сучасних екзогенних геологічних процесів, динамічний режим яких визначається геологічною будовою, морфоструктурними та морфоскульптурними особливостями території, ландшафтно-кліматичними умовами, а також характером сучасних рухів земної кори. Загальні проблеми з'ясування причин виникнення цих процесів, необхідність дослідження їх впливу на функціонування природно-техногенних систем, а також можливості об'єктивного прогнозу диктують необхідність їх вивчення та аналізу протягом значного періоду. Проблеми дослідження небезпечних водно-гравітаційних та гравітаційних геологічних процесів у межах Українських Карпат детально висвітлено в публікаціях М. Айзенберга, В. Яблонського, С. Перехреста, М. Бондаренка, Є. Яковлєва, Г. Рудька та багатьох інших. Однак постійна активізація осувних, сельових, обвальних та осипних явищ, а також їх негативний вплив на техногенні споруди, що зумовлює низку екологічних та економічних проблем, вимагає постійного контролю за станом геологічного середовища та проведення аналітичних досліджень щодо визначення можливих чинників виникнення цих процесів.

Викладення основного матеріалу. Модельним регіоном досліджень виступала територія Свалявського та Воловецького районів Закарпатської області, яка характеризується активним режимом зсуvinих, сельових та обвальних процесів. Слід зазначити, що наявність транспортних коридорів (як магістральних газо- та нафтопроводів, так і залізничних та шосейних доріг), а також загальне техногенне навантаження створюють передумови для оперативного вивчення впливу геологічного середовища на функціонування техногенних комплексів і багатофакторної оцінки розвитку небезпечних геологічних процесів.

Фундаментальні особливості геологічного середовища, де виникають зазначені геологічні явища, обумовлюються структурними та текстурними особливостями породних комплексів фундаменту, тектонічною будовою, а також генетичними та стратиграфічними особливостями осадових утворень. Поєднання та взаємозв'язок геологічних особливостей обумовлює виникнення характерних полів напруження і деформацій, зміна яких і призводить до втрати динамічної рівноваги в самому середовищі та виникнення різного роду гравітаційних і водно-гравітаційних процесів.

Територія проведених досліджень розміщена на межі двох основних геолого-структурних одиниць Східних Карпат: області філових Карпат і області Закарпатського прогину (Вигорлат-Гутинське пасмо). Поєднувальним елементом є глибинний тектонічний шов П'єнінських стрімчаків.

У стратиграфічному відношенні регіон характеризується комплексом осадових, вулканогенних та пухких

відкладів верхньоюрського, крейдового, палеогенового, міоценового, пліоценового та четвертинного віку.

Осадові відклади поширені в північно-східній частині району і представлені відкладами тріасової системи, верхнього відділу юрської системи, крейдової та палеогенової системи, серед яких за потужністю і площею поширення різко переважають теригенні філішеві товщі. Усі осадові відклади зібрани в лінійні (рідше брахи) складки, пізніше ускладнені величими розривними порушеннями насувного та скидового характеру і на сьогодні утворюють складний лускоподібний покрив.

Вулканогенні утворення поширені в південно-західній частині району, в області Закарпатського прогину. Час їх формування належить до нижнього міоцену та пліоцену. Вся вулканічна товща потужністю до 1000 м прорвана численними дайками, штоками, силлами, некками та іншими субвулканічними утвореннями андезитового або андезито-базальтового складу і, крім цього, розбита порушеннями скидового й насувного характеру, або послабленими тектонічними зонами на ряд великих блоків.

Пухкий покрив вивченого регіону розвинений повсюдно, але нерівномірно. Суттєву роль він відіграє по долинах річок Латориця, Віча та їх приток і представлений різноманітними генетичними типами. Формування останніх належить до відрізу верхній пліоцен – голоцен.

Характеризуючи досліджені давні стабілізовані та сучасні осувні утворення (блізько 40), слід зазначити, що більшість із них розміщено в нижніх і середніх частинах схилів річкових долин та їх приток. Структурна приуроченість зсуvin обумовлює їх поширення в межах крайових ділянок контакту різних структурно-тектонічних зон.

Виявлення просторово-часових закономірностей зсуvin продемонструвало, що більшість з них утворюється в межах поширення таких породних комплексів: відкладів бочавської світи верхньої крейди, що характеризуються потужною товщою масивних і товстошаруватих, слюдистих різнозернистих, сірих та світло-сірих пісковиків з прошарками темно-сірих і сірих аргілітів. Значне поширення мають верхньо-крейдово-палеоценові відклади, представлені товстошаруватими й масивними різнозернистими пісковиками із дрібними прошарками темно-сірих аргілітів та рештками мікрофауни. Велика кількість зсуvin приурочена до середньо- та товстошаруватих сірих, карбонатних, слюдистих, різнозернистих пісковиків із прошарками темно-сірих та жовтуватих аргілітів з обвугленим детритом (маловиженська світа верхнього олігоцену). Наявність еоценових відкладів, представлені зеленкувато-сірим філішем з пачками пісковиків в нижній частині та пакетами строкатих аргілітів у покрівлі, спричинила виникнення зсуvin із різним режимом та морфологією.

Умови залягання порід вищезазначених комплексів, ступінь розущільнення, а також прояв різноступеневих

деструктивних процесів у їх межах зумовили формування значної кількості осувних тіл, що характеризуються особливими рисами їх будови. Вони різняться за структурними ознаками осувних схилів та положенням поверхні зміщення. Деякі із спостережених зсувів відбуваються у четвертинних делювіальних суглинистоглинистих відкладах.

Дослідження прояву сучасних езогенних геологічних процесів дали змогу виявити у другій половині червня 2006 р. у Свалявському та Воловецькому районах масову активізацію осувних і селевих явищ, зокрема у м. Воловець та селах Абранка, Задільське, Верхні Ворота Воловецького району, а також у межах сіл Поляна, Голубине та Родникова Гута Свалявського району. Визначальним фактором активізації виступили зливові опади, сумарна кількість яких за добу (18 червня) становила 50–150 мм, що в окремих населених пунктах становило 8 % від норми. Інтенсивний дощ зливового характеру, що тривав у районі досліджень від 40 хв до 1 год став каталізатором виникнення зсувів, селів та обвалів гірських порід різного генетичного типу, механізму, динаміки та об'єму.

Один із зсувів відбувся у с. Абранка Воловецького району, де на лівому березі р. Абранка 18 червня 2006 р. на подвір'ї мешканців будинку № 134 сталося значне зміщення ґрунту. Унаслідок цього процесу виникла загроза руйнування будинку, зворотний бік якого був засипаний осувними делювіальними обводненими буровато-сірими глинисто-суглинистими відкладами з уламками флюшу. Даний осув морфологічно поділяється на дві частини (рис. 1), одна з яких має висоту 4,5 м, а ширину 7,5 м. Потужність осувного тіла в її межах становить близько 5 м, ширина – 4 м. Тіло осуву складене делювіальними утвореннями. У межах стінки відриву спостерігаються делювіальні темно-руді та бурі глинисто-суглинисті відклади з уламками пісковиків (до 5–10 см) і аргілітів (до 2–3 см).



Рис. 1. Зсув у межах с. Абранка Воловецького району

В межах другої частини зсувне тіло має потужність 5–9 м. Стінка відриву сягає висоти близько 10 м і ширини 11 м і складена делювіальними від темно-рудих до бурих глинисто-суглинистими відкладами з уламками пісковиків та аргілітів. Із стінки відриву спостерігається дренування води. Між цими двома частинами міститься зсувне тіло відриву, потужність якого становить близько 6–7 м, ширина – близько 3,5 м. Дерева на зсувному схилі відірвані з коренями і переміщені вниз по схилу на 9–10 м.

Друга репрезентативна ділянка розміщувалась у м. Воловець, на правому березі р. Віча на 50 м угору проти течії від моста по вулиці Лісорубів, де також 18 червня 2006 р. після зливового дощу відбувся зсув

ґрунту (на висоті 30 м від русла р. Віча). Схил складений суглинисто-глинистими делювіальними відкладами з уламками флюшу. Стінка відриву зсуву сягає висоти 8 м і має довжину 5–6 м. Зсувне тіло має глетчероподібну форму, його потужність становить 5 м. В основі схилу залягає товща тонкоритмічного двокомпонентного флюшу, що складений аргілітами й алевролітами. Потужність ритму – близько 7 см. Породи складно деформовані. Через утворення зсуву ґрунту на цьому схилі існує загроза для життя мешканців будинків та будівель, що знаходяться внизу зсувного схилу, оскільки зсувне тіло розміщене в 5 м від першої будівлі.

При в'їзді в с. Верхні Ворота (з боку Воловця) неподалік від першого будинку на правому схилі потічка Славка зсувом ґрунту було зруйновано частину центральної дороги. Стінка відриву зсувного тіла складена делювіальними глинисто-суглинистими відкладами від сірого до темно-сірого кольору з уламками флюшевих порід. Висота стінки відриву становить близько 5 м, ширина – до 4 м. Зсувне тіло було змите потіком. Корінні породи представлені тонкоритмічним трикомпонентним флюшем, складеним пісковиками, аргілітами й алевролітами. Потужність ритмів – близько 10 см. Породи дислоковані та вигнуті у дрібні складки.

Значного розвитку в межах описаного періоду часу зазнали і селеві явища. Так, наприклад, потужний сель відбувся поблизу будинку № 67 на правій притоці р. Абранка 18 червня 2006 р. Унаслідок обвалу схилових відкладів відбулося перекриття русла струмка. Згодом через збільшення водності потоку відбулося винесення гравітаційного матеріалу до головної сільської дороги. Відклади представлені брилами та крупними уламками сірих пісковиків. Розмір уламків становить від 5 до 20–30 см<sup>3</sup>. Селевим потоком зруйновано частину господарської будівлі, що знаходилася на подвір'ї (рис. 2). Досить багато селів було зафіковано вздовж автомагістралі Київ – Ужгород (між селами Нижні Ворота та Абранка). Як правило, вони мають конусоподібну форму. Потужність сельових відкладів, які представлені крупними уламками пісковиків та алевролітів (до 0,5 м), становить 3–7 м.



Рис. 2. Наслідки селевого потоку в с. Абранка Воловецького району

Обвали мають обмежене поширення та характеризуються значним переважанням крупних фракцій у загальній полідисперсній масі. Приурочені вони до геологічних зон, складених древніми щільними породами. Найпотужніші обвали спостерігались у районі с. Абранка Воловецького району, де внаслідок підйому рівня води в р. Абранка відбувся обвал делювіальних порід на правому борті річки. Це привело до руйнування

декількох містків через річку. Значної небезпеки обвали становлять для автомагістралі Київ – Ужгород ( поблизу с. Абранка), а також у м. Воловець.

**Висновки.** З'ясування просторово-часових закономірностей водно-гравітаційних та гравітаційних процесів у межах Закарпатської області підтверджує багатофакторний характер їх формування. Доведено пріоритетність геологічних та гідрометеорологічних чинників виникнення зсувних, селевих та обвальних явищ. Визначено морфологічні особливості зсувних тіл. Формування небезпечних геологічних явищ у межах різнохарактерних породних

комплексів потребує обов'язкових додаткових досліджень, спрямованих на виявлення фундаментальних особливостей геологічного середовища.

1. Айзенберга М.М., Лундин С.М., Сименюха А.С., Яблонский В.В. Селевые очаги в Украинских Карпатах // Труды УкрНИГМИ. – 1972. – Вып. 119.
2. Екологічна безпека техногенних геосистем у зв'язку з катастрофічним розвитком геологічних процесів / С.В. Гошовський, Г.І. Рудько, Б.М. Преснер та ін. – К., 2002.
3. Перехрест С.М., Кочубей С.Г., Печковська О.М. Шкідливі стихійні явища в Українських Карпатах та засоби боротьби з ними. – К., 1971.

Надійшла до редакції 28.08.06

УДК 556.3.001.5

## РОЛЬ ГЛИНИСТОЇ СКЛАДОВОЇ У ПРОЦЕСІ СТИСКАННЯ НАСИЧЕНИХ ДИСПЕРСНИХ ГРУНТІВ ПРИ ЗМІНІ ТЕМПЕРАТУРИ

**Розглядаються основні результати численних експериментів, спрямованих на вивчення стисливості та процесу фільтраційної консолідації окремих різновидів глинистих ґрунтів. На підставі експериментальних даних зроблено теоретичні висновки про значення глинистої складової та її роль у процесі ущільнення й консолідації.**

*This paper considers the major results of numerous experiments aimed at the study of compressibility and filtration consolidation process in some types of loam soils. The experimental data allow for theoretical conclusions on the importance of the loamy element and its role in the process of solidification and consolidation.*

Постановка проблеми в загальному вигляді та її зв'язок з важливими науковими чи практичними завданнями. Наслідки багаторічної експлуатації окремих промислових об'єктів за умов систематичних витоків води з технічних комунікацій свідчать про те, що величина та швидкість ущільнення водонасичених ґрутових основ мають нерівномірний характер. Крім того, наявність теплотрас у міських агломераціях також накладає відбиток на поведінку ґрутового середовища в часі та просторі. Механізм теплового впливу на ґрунти має складний багатограничний характер і тому потребує посиленої уваги. Безумовно, у першу чергу відбувається зміна вологості, причому, залежно від пори року можливе як зволоження, так і висушування ґрунтів. Такі наслідки комбінованого поєднання несприятливих технологічних чинників мають бути вивченими і враховуватися як у процесі інженерно-геологічних досліджень територій, так і в прогнозах осідань споруд.

Аналіз останніх досліджень та публікацій, у яких започатковано розв'язання даної проблеми і на які спирається автор. На сьогодні виконані практичні дослідження й теоретичні узагальнення, спрямовані на розв'язання питань, що в першу чергу стосуються визначення показників фізико-механічних властивостей. Зокрема, вивчалися зміни лобового опору ґрунтів під час зондування, що пов'язується з варіаціями вологості і в кінцевому рахунку мінливістю деформованості й міцності глинистих ґрунтів [2]. Досить часто на процеси деформації ґрунтів у таких випадках накладає відбиток саме присутність порівняно невисоких позитивних температур (до 50–60° С), що суттєво ускладнює питання протидії таким процесам. З іншого боку, вивчення температурних залежностей властивостей ґрунтів поглилює розуміння їхньої природи. Зокрема, такі властивості, як деформованість і міцність, віднаходять своє пояснення з позицій розробленої на сьогодні кінетичної теорії. Вона розглядає деформацію ґрунту як термоактиваційний процес і ґрунтуються на уявленнях про кінетичну природу деформування й довготривалого руйнування [1, 3].

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, яким присвячується дана стаття. Зміна зовнішніх умов, зокрема температури ґрунту, призводить до порушення існуючої квазістатичної рівноваги ґрунту і обумовлює прояви процесів, що призводять до зміни його фізико-механічних властивостей. Але зали-

шається відкритою участю у вказаних процесах таких суттєвих чинників, як мінеральний склад глинистої фракції, взаємодія з водою за умови температурного впливу, дія концентрації порового розчину тощо.

**Формульовання цілей статті (постановка завдання).** Завданням статті є викладення результатів лабораторного вивчення поведінки окремих різновидів глинистих ґрунтів за наявності температурного впливу та висвітлення ролі глинистої складової у процесах стискання та фільтраційної консолідації.

Виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів. Деформація глинистих ґрунтів вивчалася автором на вільно набряклих зразках, уміщених у компресійні прилади з термокамерами. Стискаючі зусилля змінювалися ступенями від 0,1 до 6,0 МПа, а температура на кожному рівні навантаження дотримувалася постійною аж до настання умовної стабілізації осідання. Для порівняння випробовувалися серії зразків-близнюків, контрольна частина яких піддавалася стисканню в умовах постійної температури (20° С), а інша випробовувалася в інтервалах температур від 40 до 60° С. Серії зразків поділялися на групи глин морського походження, еоловоделювіальних суглинків і супісків із вмістом у глинистій фракції монтморилоніту до 78 %, 58 і 40 % відповідно. У ході дослідів виконувався контроль за деформацією зразків і визначалася їхня вологість. Накопичені на сьогодні дані різних авторів і результати власних досліджень впливу мінерального складу, вологості, складу обмінних катіонів, наявності структурних зв'язків на фізико-механічні властивості глинистих ґрунтів за температури 20–60° С дозволяють сформулювати висновки про загальні закономірності зміни цих властивостей.

За результатами термічного ущільнення водонасичених основних різновидів глинистих ґрунтів було побудовано графіки компресійних залежностей між вологістю та температурою. На підставі узагальнення результатів експериментів можна зробити висновок про те, що найбільшою здатністю до ущільнення володіють власні глини, трохи меншою – суглинки і найменшою мірою супіски. Однак у процесі стиснення по мірі зменшення вологості дослідних зразків інтенсивність термічного ущільнення дещо зменшується у всіх різновидів глинистих порід. Найчутливішими до стискання виявилися високодисперсні монтморилонітові глини, у яких збіль-

шення температури від 20 до 60° С викликало зростання відносної компресійної деформації на 25 % і більше. У гідросялюстичних і хлоритових глинах приріст деформації за тих самих умов становив до 15–20 %.

Заміна багатовалентних катіонів на одновалентні в обмінному комплексі глин також підвищує ступінь стисливості їх при термокомпресії. Цей факт можна пояснити збільшенням дисперсності глин і відповідним зростанням ролі зв'язаної води в загальній деформації. Особливо відчутно така закономірність виражена в монтморилонітових глинах. Аналогічним чином діє на термокомпресію і зниження концентрації електроліту в поровому розчині. У той же час деякою чутливістю до температури наділені й ті глинисті ґрунти, що мають високу концентрацію порового розчину з порівняно невеликою кількістю зв'язаної води. Але в цьому випадку приріст деформації внаслідок збільшення температури досягнув лише 5–8 %.

Істотним чинником, що впливає на стисливість глинистих ґрунтів при підвищених температурах, є їхня вологість. За ступенем впливу позитивних температур вивчені пилувато-глинисті ґрунти можна умовно поділити на три групи, які характеризувалися різною вологістю, ступенем ущільнення й деформаційними показниками.

1. Ґрунти з високим ступенем впливу температури. Сюди належать слабко ущільнені глинисті ґрунти із приховано текучою і пластичною консистенцією, які в дослідах проявили пластично-в'язкий характер деформування. Коефіцієнти стисливості для таких ґрунтів не перевищують  $0,07\text{--}0,04 \text{ МПа}^{-1}$ , а модулі компресійної деформації менші за 8,0 МПа. Приріст компресійної деформації за максимальною температурою (60° С) становить 23–25 %. Вологість таких різновидів ґрунтів визначається переважно вільною та осмотично зв'язаною водою. Слід зауважити, що подібні глинисті системи наділені незначною структурною міцністю на фоні великої пористості (глинисті ґрунти з дальніми коагуляційними контактами). Відбувається відтискання води в першу чергу, вірогідно, із великих міжагрегатних пор і зближення часток між собою. У міру ущільнення таких ґрунтів інтенсивність стискання зменшується, що відображається на показниках: коефіцієнти стисливості падають до сотих часток  $\text{МПа}^{-1}$ . Отже, зневоднення й підвищення температури зразків призводить до збільшення ступеня агрегації часток. Крім того, зростання температури сприяє також збільшенню ступеня орієнтованості часток при ущільненні в напрямку, перпендикулярному до навантаження, що прикладається.

2. Ґрунти із середнім ступенем впливу температури. Сюди належать зразки глинистих порід середньої ущільненості, що мають пластичну і напівтверду консистенцію. Модулі компресійної деформації в них змінюються від 9 до 35 МПа, а коефіцієнти стисливості – від  $0,005$  до  $0,04 \text{ МПа}^{-1}$ . Приріст відносної компресійної деформації при нагріванні до 60° С становить 10–15 %. Вологість ґрунтів цієї групи залежить від кількості осмотичної та адсорбційно зв'язаної води.

3. Ґрунти з низьким ступенем впливу температури. До цієї групи слід віднести глинисті ґрунти, що мають високу ущільненість, а також тверду й напівтверду консистенцію. Коефіцієнти стисливості у таких ґрунтів не перевищують  $0,005 \text{ МПа}^{-1}$ , а модулі компресійної деформації більші за 35–40 МПа. Приріст відносної компресійної деформації при нагріванні до 60° С становить лише 8–10 %.

Найчутливішими до підвищення температури при стисканні виявилися ґрунти з коагуляційним типом контакту, де взаємодія часток здійснюється через водні оболонки, що обумовлюють розклиновальний тиск. При підвищенні температури величина розклиновального тиску, який протидіє зовнішньому навантаженню, знижується, викликаючи зближення часток і об'ємну деформацію зразка в цілому. Встановлено, що підвищення температури знижує структурну міцність глин, але лише в області вологостей, більших від нижньої межі пластичності.

Вплив температури на реологічні властивості глинистих ґрунтів проявляється найбільшою мірою. У результаті аналізу дослідів одновимірної консолідації автором встановлено, що з підвищенням температури до 60° С процес консолідації глинистих ґрунтів відбувається більш інтенсивно, зі скороченням періоду неусталеної повзучості. У координатах "відносна деформація – час" криві повзучості за різних позитивних значень температури розташовані одна над іншою, причому верхні криві відповідають більш високим температурам (за умови постійного напруження). Порівняння результатів свідчить, що зі збільшенням температури в умовах одновимірної консолідації зростає її швидкість і відповідно скорочується період фільтраційного ущільнення глинистої породи. Висока питома поверхня глинистих ґрунтів як дисперсних систем на межі твердої та рідкої фаз, значна гідрофільність поверхні часток визначають і високу енергію зв'язку молекул води із твердою фазою ґрунту. Вода, що перебуває в полі дії поверхневих сил, набуває реологічних властивостей, відмінних від води в об'ємі, а саме підвищеної в'язкості, напруження зсуву і т. д. У процесі фільтраційного ущільнення, ймовірно, у першу чергу відтискається вода з ділянок відносно великих пор. Далі відбувається в основному плівкове (дифузійне) переміщення зв'язаної води. Про це свідчать і значення коефіцієнта консолідації глин, які є дуже малими і за порядком близькими до коефіцієнта дифузії (табл. 1). Фільтраційна консолідація суглинків характеризується зміною значень коефіцієнта консолідації в досить широких межах. Порівняно високі значення  $C_v$  у суглинків обумовлені особливостями їхньої структури: наявністю відносно більшої кількості великих, неоднорідних пор, де присутня вода, близька за властивостями до вільної. Така вода при підвищенні температури зменшує свою в'язкість. Поряд з тим у структурі суглинків відбувається збільшення перетину порового простору як за рахунок зростання розмірів пор унаслідок термічної агрегації, так і за рахунок зменшення товщини оболонок зв'язаної води навколо часток.

Таблиця 1. Величини коефіцієнта консолідації  $C_v$  ( $\text{см}^2/\text{с}$ ) глинистих ґрунтів залежно від температури

Напруження, МПа	Глини морського походження			Суглинки еолово-делювіальний		
	20° С	40° С	60° С	20° С	40° С	60° С
0,1	$8,35 \cdot 10^{-5}$	$9,9 \cdot 10^{-5}$	$1,05 \cdot 10^{-4}$	$2,32 \cdot 10^{-3}$	$3,74 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$
0,2	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$6,31 \cdot 10^{-5}$	$6,62 \cdot 10^{-5}$	$1,14 \cdot 10^{-3}$	$1,82 \cdot 10^{-3}$	$2,71 \cdot 10^{-3}$
0,5	$2,38 \cdot 10^{-5}$	$2,56 \cdot 10^{-5}$	$3,04 \cdot 10^{-5}$	$3,25 \cdot 10^{-4}$	$4,49 \cdot 10^{-4}$	$7,44 \cdot 10^{-4}$
0,8	$1,06 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,33 \cdot 10^{-5}$	$1,77 \cdot 10^{-4}$	$2,05 \cdot 10^{-4}$	$2,87 \cdot 10^{-4}$
1,0	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$6,81 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$8,16 \cdot 10^{-5}$	$1,08 \cdot 10^{-5}$

Висновки з даного дослідження і перспективи подальших розвідок у даному напрямі. Таким чином,

ущільнення та наступна консолідація глинистих ґрунтів значною мірою визначаються мінеральним складом

глинисті фракції. Порівняно з іншими зразками найчутливішими до стискання, і температурних змін при цьому є глини монтморилонітового складу, у той час як глинисті ґрунти з каолінітовою та хлоритовою складовими мають менші значення коефіцієнтів стисливості. У загальному випадку величина відносної деформації повзучості збільшується зі збільшенням температури. Однак зі зменшенням вологості водонасичених глинистих ґрунтів швидкість приросту відносної деформації повзучості за рахунок температурного впливу зменшується. Коли вологість стає меншою від нижньої границі

пластичності, температура зразків практично не впливає на повзучість глинистих ґрунтів. Подальші експерименти у вказаному напрямку вимагають вдосконалення методики, планування експериментів і розробки нетрадиційних видів лабораторного устаткування.

1. Злочевская Р.И., Королев В.А. Электроповерхностные явления в глинистых породах. – М., 1988. 2. Королев В.А., Злочевская Р.И., Смирнов О.Е. Изменение свойств глинистых грунтов при техногенных воздействиях // Геоэкология. – 2001. – № 6. 3. Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах / Под ред. Е.Д. Щукина. – М., 1988.

Надійшла до редакції 10.09.06

Д. Чомко, канд. геол. наук, Ф. Чомко, доц.

## ВИКОРИСТАННЯ ФАКТОРНОГО АНАЛІЗУ ДЛЯ ПРОГНОЗУВАННЯ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ЗАБРУДНЕННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

**Запропоновано новий спосіб визначення залежності формування хімічного складу підземних вод від різних природних (атмосферні опади, річки та ін.) і техногенних (будівництво, смітники тощо) факторів. Спосіб базується на використанні факторного аналізу. Застосування цього методу дозволяє не лише викривати джерела забруднення підземних вод, а й прогнозувати його розповсюдження. Метод випробувано за даними водозабору м. Новий Уренгой.**

*The proposed new method is the determination of the dependence on the chemical composition's formation of the underground water from the different natural factors (atmospheric precipitation, rivers and others) and the technogen ones (building, rubbish-heaps and so on). The method is based on the employment of the factor analysis. The employment of that method makes it possible to determine the sources of the underground water pollution. It is tested by the water intake in Novyi Urengoi.*

Постановка проблеми в загальному вигляді та її зв'язок із важливими науковими чи практичними завданнями. Для прогнозу техногенного забруднення водозабору на сьогодні використовуються різні аналітичні методи, методи побудови міграційних схем, а також математичне моделювання. У гідрогеології найбільш вживаним виявився ймовірно-статистичний підхід та відповідні йому моделі, що спираються на широке використання методів багатовимірного статистичного аналізу. Цей метод є основою для формування признакового простору, обґрунтовування самої моделі та критичного аналізу результатів, що ми отримуємо.

Хімічний склад підземних вод є кінцевим продуктом дії не одного, а цілої сукупності природних і техногенних процесів (умов живлення й розвантаження, іонного обміну, антропогенного забруднення і т. д.). Вплив цих процесів на підземні води позначається на взаємопов'язаній зміні вмісту компонентів і на характері зв'язків між ними. Проте ці зв'язки в досліджуваних компонентах підземних вод у "чистому вигляді" не зберігаються. Кореляційна залежність між досліджуваними змінами фактично є кінцевим результатом дії всієї сукупності процесів. Тому, щоб встановити, які процеси дійсно є визначаючими в забрудненні підземних вод, ми і застосували методи багатовимірного статистичного аналізу.

Аналіз останніх досліджень та публікацій, у яких започатковано розв'язання даної проблеми і на які спирається автор. Статистичні методи є одними з найефективніших засобів виявлення закономірностей, прихованих у масивах даних, оскільки в гідрогеології, як правило, відсутня можливість безпосереднього нагляду і вимірювання процесів-чинників. Про них можна судити лише по кінцевих результатах прояву процесів, що відображаються у значеннях різних характеристик [6].

Важливе місце серед методів багатовимірного аналізу займають факторний і компонентний аналізи. Вони є велими ефективним засобом стискування інформації шляхом переходу від початкових даних до нових змінних – факторів (компонентів). Вивчення структури факторів дозволяє перевірити існуючі та висунути нові гіпотези про причини, що породжують взаємозв'язки між досліджуваними змінними, і тим самим дати причинно-наслідкову інтерпретацію отриманих результатів [2].

Метод головних компонент використовується як самостійний, так і у вигляді елементу у всіх сучасних схемах аналізу фактора. Фундаментальна відмінність між компонентним і факторним аналізами полягає у способі знаходження факторів і припущеннях, що стосуються природи залишків. У компонентному аналізі фактори визначаються відповідно до критерію максимізації їх внеску в сумарну дисперсію всіх змінних. У компонентному аналізі фактори визначаються за принципом максимізації зв'язків між змінними. Можна сказати, що компонентний аналіз полягає в дослідженні дисперсії, а власне факторний аналіз — у вивчені кореляцій між змінними. У компонентному аналізі передбачається, що залишкові члени її малі, а в факторному аналізі цього припущення не робиться. Отже, у компонентному аналізі вважається, що основна частина дисперсії змінної важлива для дослідження і пов'язана з іншими спостережуваними змінними. У факторному аналізі навпаки, припускають, що початковим даним властива значна частка "специфічності" і використовують тільки ту складову змінної, яка корелюється з іншими змінними. В обох методах вважається, що залишки не корелюють з факторами. Проте в компонентному аналізі ніяких припущень про кореляцію між залишками не робиться, тоді як у факторному аналізі ґрунтуються на тому, що вони не корелюють між собою.

Факторний аналіз дозволяє отримати мінімальну кількість нових змінних, які є лінійними комбінаціями початкових, причому ці нові змінні містять ту саму кількість інформації.

Методи аналізу фактора поділяються на два великі класи: R-модифікація та Q-модифікація. Перший пов'язаний з дослідженням співвідношень між змінними і заснований на виділенні власних значень і власних векторів з коваріаційної або кореляційної матриць, другий – із вивченням співвідношень між об'єктами і часто використовується для дослідження їх внутрішньої структури для уявлення в багатовимірному просторі.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, яким присвячується дана стаття. Аналіз починається з обчислення кореляції між даним числом N заміряних змінних. Матриця коефіцієнтів кореляції обробляється за методом головних компонент (R-

модифікація) факторного аналізу. У результаті цього виходить деяке число значущих факторів, якими можна "пояснити" всю мінливість вибірки в термінах нових змінних або факторів. Факторні навантаження виражують "склад" факторів через початкові змінні. Оскільки ці фактори важко інтерпретувати, то для посилення ролі змінних, що істотно впливають на фактор, і зменшення ролі змінних із незначним внеском прийнято використовувати обертання отриманих на першому етапі осей (використовується метод варімакс).

Кожне з чисел, розташованих у фіксованому стовпці матриці навантажень факторів означає внесок певної змінної до складу даного фактора. Тобто фактично можна вважати, що кожний стовпець є рівнянням фактора, де навантаження є коефіцієнтами при відповідних початкових змінних.

**Формулювання цілей статті (постановка завдання).** За допомогою пакету програм факторного аналізу було оброблено дані хімічного складу підземних вод водозабору м. Новий Уренгой.

Водозабір м. Новий Уренгой розташований у долині річок Седе-Яха та Томчару-Яха і експлуатує Некрасовський міжмерзлотний водоносний горизонт палеогену.

За хімічним складом підземні води цього водоносного горизонту гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, ультрапрісні з мінералізацією 0,024–0,08 г/дм<sup>3</sup>. Живлення горизонту відбувається внаслідок інфільтрації атмосферних опадів на ділянках, де відсутні багаторічномерзлі породи, а також за рахунок вод підруслових і підозерних таліків, які мають гіdraulічний зв'язок з поверхневими водами річок та озер [1].

Максимальна продуктивність водозабору становить 95–100 тис м<sup>3</sup>/доб. Водозабірні свердловини розташовані у вигляді п'яти паралельних променів. На кожному промені експлуатується від 12 до 18 свердловин. Відстань між променями 0,5 км, а між свердловинами – 0,25 км.

На території водозабору діє профілакторій, що використовує мінералізовані води (75 г/дм<sup>3</sup>) нижнього гідрогеологічного поверхня для лікування, скидаючи відпрацьовані води в р. Седе-Яха. У центрі водозабору міститься кар'єр з видобутку піску, який перетворений на звалище [5].

За час експлуатації водозабору (з 1980) відбулася зміна хімічного складу підземних вод, де виявлено підвищенні концентрації (вище ГДК) брому, цинку, кадмію, миш'яку, свинцю, розчинених нафтопродуктів і фенолів.

**Виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів.** Початкова матриця даних містить інформацію про

хімічний склад підземних вод по 23 свердловинах. Для кожної свердловини було визначено значення 18 наступних змінних: K, Na, Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, Cl, SO<sub>4</sub>, F, Fe, Cu, Br, Cd, Cr, Zn, t (°C), феноли, нафтопродукти, формальдегіди. Ці основні компоненти описують стан підземних вод. Аналіз їх сукупності, характеру зв'язків має встановити природу процесів, що визначають забруднення підземних вод, і скласти прогноз забруднення [8].

Для оцінки сили зв'язку між окремими показниками хімічного складу води з урахуванням впливу решти змінних нами проведений кореляційний аналіз. Найбільш повна інформація була отримана за допомогою методу головних компонент, або R-модифікації аналізу фактора, результати якого наведено в табл. 1. Аналізуючи дані цієї таблиці, можна встановити таке:

1. Існує ряд чинників, на частку яких припадає 100 % сумарної дії на показники хімічного складу підземних вод, що вивчаються. Істотний внесок при цьому вносять п'ять чинників, вага яких більше 10 % після обертання матриці. Вони відображають внесок кожного з чинників у сумарну дисперсію досліджуваної вибірки.

2. Перший фактор (вага 20,640 %) містить мідь (сила зв'язку 0,842). Силу зв'язку більше 0,2 мають Fe (0,221), Cr (-0,291), формальдегід (0,208), t (°C) (0,272), F (0,234), Na (0,243), K (-0,204) і Cd (0,216). Решта елементів по силі зв'язку якогось помітного внеску в цей фактор не вносить. Характерним елементом першого фактора є мідь.

3. У другий фактор (вага 19,418 %) входить бром (сила зв'язку 0,921) і залізо (-0,767). Силу зв'язку більше 0,2 мають Cl (0,238), Na (0,387) і Cd (-0,318). Решта елементів істотної ролі у другому факторі не грає. Основними елементами цього фактора є бром і залізо.

4. До третього фактора (вага 12,224 %) належать феноли (-0,886) і нафтопродукти (-0,841). Сила зв'язку в них негативна. Сила зв'язку Fe (-0,448), Cu (-0,256), SO<sub>4</sub> (0,208), Na (-0,246) і Cd (0,200) більше 0,2. Основними елементами, що характеризують третій фактор, є феноли та нафтопродукти.

5. До четвертого фактора (вага 12,182 %) входить цинк з позитивною силою зв'язку (0,599). Сила зв'язку K (0,397) і F (-0,201) більше 0,2. Характерний елемент четвертого фактора – цинк.

6. П'ятий фактор (вага 11,515 %) включає SO<sub>4</sub> (-0,803) і Cr (-0,650) з негативною силою зв'язку. Сила зв'язку Na (0,448), K (0,288) і Zn (-0,455) більше 0,2. Решта елементів помітного внеску в цей фактор не вносять. Характерними елементами цього фактора є SO<sub>4</sub> і Cr.

Таблиця 1. Факторні навантаження після обертання (R-модифікація)

Елементи	Фактори									
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	
Fe	0,221	-0,767	-0,448	0,017	0,017	-0,078	-0,250	0,091	-0,092	
Cu	0,842	-0,177	-0,256	0,014	-0,118	0,015	-0,209	-0,001	-0,107	
Cl	-0,124	0,238	-0,045	0,167	0,099	-0,204	0,112	0,716	-0,076	
SO <sub>4</sub>	0,111	-0,024	0,208	0,066	-0,803	-0,023	0,169	-0,118	-0,086	
Cr	-0,291	-0,271	0,004	-0,154	-0,650	0,242	-0,209	0,223	-0,095	
Феноли	-0,187	0,130	-0,886	0,028	0,096	0,007	0,101	0,103	0,118	
Формальд.	0,208	0,063	-0,010	-0,031	0,037	-0,002	-0,854	-0,099	0,059	
Нафтопрод.	0,194	-0,113	-0,841	-0,040	0,056	0,054	-0,153	-0,170	-0,071	
T°C	0,272	0,079	-0,079	-0,016	-0,003	0,769	0,061	-0,178	-0,020	
F	0,234	-0,028	0,111	-0,201	0,112	-0,152	-0,350	-0,093	0,618	
Na	0,243	0,387	-0,246	-0,109	0,448	-0,346	-0,166	-0,291	-0,264	
K	-0,204	0,042	-0,028	0,397	0,286	0,248	-0,301	-0,276	-0,467	
Br	0,108	0,921	-0,102	0,005	0,025	-0,026	-0,156	0,108	-0,002	
Cd	0,216	-0,318	0,209	0,080	-0,163	-0,193	-0,070	0,071	-0,691	
Zn	-0,99	-0,001	-0,053	0,599	-0,455	-0,170	-0,004	-0,010	-0,182	
Кільк. свердл.	23	23	23	23	23	23	23	23	23	
Вага факторів, %	20,640	19,41	12,22	12,18	11,52	9,461	6,857	4,677	3,025	

Для аналізу розповсюдження забруднюючих елементів на території водозабору визначалися навантажен-

ня кожного фактора по всіх свердловинах за допомогою

Q-модифікації аналізу фактора, результати якого наведено в табл. 2.

**Таблиця 2. Навантаження факторів після обертання (Q-модифікація)**

Номер свердлов.	Фактори				
	F1	F2	F3	F4	F5
1/2	0,392	-0,157	-0,114	-0,644	0,584
1/4	0,278	-0,067	-0,215	-0,629	0,632
1/7	0,433	-0,079	-0,149	-0,622	0,594
1/11	0,335	0,016	-0,932	-0,020	0,090
1/12	0,218	-0,913	-0,260	-0,038	0,215
1/13	0,433	0,030	-0,792	-0,196	0,370
2/4	0,482	-0,106	-0,645	-0,353	0,451
2/7	0,142	-0,143	-0,483	-0,173	0,784
9а	0,141	-0,969	0,006	-0,046	0,170
3/1	-0,100	0,075	-0,252	-0,923	0,156
3/5	0,133	-0,974	0,063	-0,156	-0,023
3/8	0,045	-0,966	-0,017	-0,237	0,063
3/10	0,385	-0,338	-0,014	-0,838	0,157
3/13	0,014	-0,991	0,003	-0,111	0,043
3/18	0,077	-0,289	-0,474	-0,809	0,109
4/2	0,262	-0,076	-0,713	-0,562	-0,083
4/9	0,059	-0,320	-0,147	-0,924	0,128
4/16	0,850	0,030	0,311	-0,328	-0,157
5/1	0,168	-0,353	-0,165	-0,777	0,432
5/4	0,851	0,038	0,268	-0,396	-0,084
5/8	-0,183	-0,210	0,032	-0,243	0,659
5/11	0,052	-0,984	-0,011	-0,162	0,051
5/15	0,163	-0,134	-0,140	-0,891	0,247
Вага факторів, %	52,691	22,120	11,350	7,974	5,865

По розподілу цих факторів на території водозабору можна зробити такі висновки:

1. Перший фактор має негативне навантаження і локально виділяється в центрі водозабору; мінімальні значення зафіксовані в районі свердловин 3/12 і між свердловинами 3/8 і 4/5.

2. Значення другого фактора зменшуються від р. Седе-Яха до центру водозабору і локально виявляються в районі свердловин 4/16, 2/4, 5/3. Цей фактор має позитивне навантаження.

3. Третій фактор також характеризується негативними значеннями. Збільшення фактора йде з північного заходу до центру водозабору, максимальні значення зафіксовано в районі свердловин 4/2.

4. Четвертий фактор має також негативні значення. Збільшення фактора відбувається з південного заходу та північного сходу до центру водозабору. Максимальні значення виявлено в районі свердловин 4/9 і 3/10.

5. П'ятий фактор має позитивні навантаження і зменшується з півночі до центру водозабору, мінімальні значення зафіксовано в районі свердловин 3/10.

Із наведеного вище аналізу можна зробити висновок, що при виявленні будь-якого забруднення в одній зі свердловин за картою розподілу факторних навантажень можна буде дати прогноз можливого забруднення інших свердловин водозабору.

1. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской газоносной провинции / Отв. ред. С.Е. Гречишцева. – Новосибирск, 1985.
2. Искендрог К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. – Л., 1980. 3. Влияние промышленных предприятий на режим и качество подземных вод / Решетов И.К., Чомко Ф.В., Сухов В.В. и др. – К., 1993. – Деп. в УкрНИИНТИ 15.03.93, № 511. 4. Чесалов С.М., Шмагин Б.А. Статистические методы решения гидрогеологических задач на ЭВМ. – М., 1989. 5. Макаров В.Н. Геохимическая оценка техногенного загрязнения урбанизированной территории в криогенной области // Использование геохимических методов при изучении загрязнения окружающей среды: Сб. науч. трудов. – М., 1984. 6. Пилиленко И.М. Оценка естественной защищенности подземных вод по гидрохимическим критериям // Вісн. Харк. ун-ту. Геологія – географія – екологія. – 1998. – № 402. 7. Чомко Ф.В. О возможности применения факторного анализа для выявления закономерностей карстообразования в меломергельных породах Харьковской области // Вестн. Харьк. ун-та Геология и народное хоз-во. – 1994. – № 380. 8. Чомко Д.Ф., Решетов И.К., Чомко Ф.В., Чомко Р.Ф. Многомерный статистический анализ при исследовании техногенного загрязнения подземных вод // Геолог. журн. – 2002. – № 1.

Надійшла до редакції 11.09.06

УДК 624.131.4

М. Костюченко, канд. геол.-мінералог. наук

## ПРОБЛЕМИ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ НА МАЙДАНЧИКАХ РЕКОНСТРУКЦІЇ ЦІВІЛЬНИХ СПОРУД

Проаналізовано проблеми, будівельні норми та особливості інженерно-геологічних вишукувань для реконструкції будівель і споруд. Розглянуто фактори, що впливають на стан ґрунтової основи та експлуатаційну надійність будівель. Рекомендовано вдосконалити нормативи, проводячи додаткові дослідження та використовуючи світовий досвід, оскільки ці проблеми мають практичний, науковий і психологічний аспекти.

The problems of building specifications and features of engineering geological surveying researches for the reconstruction of buildings and properties are analyzed. The factors influencing a status of an earth basis and operational reliability of buildings are considered. It is recommended to improve the ongoing specifications by additional studying and using of international experience, because these problems of important practical, scientific and psychological aspects.

Постановка проблеми в загальному вигляді та її зв'язок із важливими науковими чи практичними завданнями. Проблеми, пов'язані з реконструкцією

будівель і споруд в Україні протягом останнього десятиріччя набувають значної актуальності. Змінюються співвідношення об'ємів капітального будівництва та

робіт з реконструкції, причому йдеться не тільки про ремонт і реставрацію, а головним чином про забезпечення експлуатаційної надійності будівель та споруд.

На сьогодні норми на реконструкцію будівель та споруд недосконалі і це не впливає на методику, об'єм та характер проведення інженерно-геологічних вишукувань і розрахунків. Крім того, ці відповідальні роботи проводяться і державними та приватними підприємствами з різним рівнем підготовки та кваліфікації спеціалістів, що негативно впливає на достовірність отриманих результатів досліджень та вибір оптимального проектного рішення.

Наукові дослідження в цьому напрямі майже не проводяться, хоча досвід реконструкції будинків у великих містах України підтверджує, що в багатьох випадках інженерно-геологічні вишукування є незадовільними, що у свою чергу ставить під сумнів висновки про необхідність посилення існуючих фундаментів.

**Аналіз останніх досліджень та публікацій, де започатковано розв'язання даної проблеми і на які спирається автор.** Аналізуючи сучасний стан нормативної документації, що діє в Україні, можна констатувати, що вона, на жаль, не охоплює весь спектр питань, що виникають при реконструкціях будівель і споруд.

В основному нормативному документі [8] регламентується порядок, методика та об'єм інженерно-геологічних вишукувань для проектування нових будівель та споруд. Підкреслюється (п. 3.7), що термін використання фактичних матеріалів вишукувань минулих років необхідно встановлювати із врахуванням змін геологічного середовища, про вишукування для реконструкції є положення лише для об'єктів водного господарства. У відповідному посібнику [5] деталізуються окремі положення і наводяться приклади вирішення певних задач. У змінах [3], підготовлених харківськими спеціалістами, значна увага приділяється проблемам забезпечення надійності нових будівель та споруд шляхом прогнозування змін інженерно-геологічних умов під дією природно-техногенних факторів, визначення допустимого впливу останніх і розробці проектів захисту від несприятливих та небезпечних процесів. Підкреслена необхідність додаткової оцінки інженерно-геологічних умов для забудованих територій, існуючих та експлуатованих будівель та споруд і відповідного збільшення об'ємів вишукувальних робіт. Але конкретні пропозиції щодо методики, об'єму вишукувальних робіт і оцінки стану ґрунтової основи реконструюваних об'єктів відсутні.

На сьогодні державними будівельними нормами регламентуються заходи із забезпечення інженерного захисту об'єктів при забудові або реконструкції на схилах [1], а також ремонт і посилення будівельних конструкцій та основ промислових споруд [2]. У нормах вказуються фактори, що спричиняють необхідність ремонту й посилення фундаментів, рекомендуються місця розташування інженерно-геологічних виробок (у безпосередній близькості від підсилюваних фундаментів і конструкцій, у місцях прояву деформацій та замочування ґрунтів, із врахуванням необхідної діагностики стану інженерно-геологічного масиву) та послідовність включення в роботу елементів посилення. Але знову ж таки питання про вибір методики для діагностики стану інженерно-геологічного масиву залишається відкритим.

При посиленні фундаменту реконструйованої споруди палями в розрахунках несучої здатності палі головне значення має розрахунковий опір ґрунту. У діючих будівельних нормах [7] існує методика визначення розрахункового опору ґрунту у природному стані, а питання про ступінь його зміни за час експлуатації об'єкта, про врахування неоднорідності ущільнення ґрунтової

основи і поступовість включення в роботу ділянок посилення фундаменту при зміні його поверхневих розмірів залишаються відкритими, що безперечно впливає на достовірність відповідних розрахунків.

**Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, яким присвячено дану статтю.** На сьогодні норми на реконструкцію цивільних будівель не існує, хоча збільшився і об'єм реконструкцій, і змінився характер проведення реконструкцій будинків. Існуючі нормативні документи були достатніми для випадків реконструкції будівель без капітальних змін їх надземної частини, об'єм попередніх інженерно-геологічних вишукувань на даному та сусідніх майданчиках був значним, рівень фінансування реконструкції дозволяв виконувати необхідний об'єм додаткових інженерно-геологічних досліджень.

Метою додаткових інженерно-геологічних вишукувань є ретельне вивчення стану ґрунтової основи в межах та поза межами активної зони. Визначення розрахункових показників за зразками ґрунту, що відібрані не під фундаментом, а на зручній для виконання польових робіт відстані від будівлі, тобто за межами активної зони, не дає можливості оцінити реальний стан ґрунтової основи, а використання табличних даних та аналітичних залежностей не є коректним.

Беззаперечно важливими є питання методичного плану. На основі результатів додаткових спеціальних інженерно-геологічних досліджень необхідно скорегувати методики вивчення напруженого стану ґрунтової основи, відбору та дослідження зразків ґрунту, методику та об'єм польових робіт, розробити рекомендації з вибору та застосуванню захисних заходів, з виконання розрахунків стійкості будівлі, величини осідання тощо.

У комплексі питань, від успішного вирішення яких залежить розробка досконаліх нормативів, завдяки яким забезпечуватиметься надійність реконструйованих будівель, є також питання ефективності співпраці інженерів-геологів, проектувальників і будівельників, узгодження поглядів на дану проблему, меж компетенції та міри відповідальності.

**Формулювання цілей статті (постановка завдання).** У ситуації, що склалася, для вирішення згаданих проблем необхідно провести комплекс додаткових досліджень для розробки нормативних документів, при дотриманні яких можна знайти оптимальне проектне рішення із забезпеченням експлуатаційної надійності реконструйованої будівлі.

Оскільки питання надійності теж є комплексним, необхідно провести порівняльний аналіз для визначення достатнього рівня детальноти вивчення ґрунтової основи для реконструкції будівель з певними конструктивними особливостями і з використанням певних будівельних технологій.

Для забезпечення довгострокової надійності будівель необхідно проводити обстеження підземної та надземної частини будівель, вивчення реологічних властивостей ґрунтів, будівельних матеріалів, а також вплив параметрів технологічного режиму.

**Виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням наукових результатів.** Надійність споруди, тобто здатність нормальному функціонування протягом експлуатаційного періоду при заданому технологічному режимі роботи залежить від ряду факторів. Ґрунтовая основа і побудована на ній споруда є складною системою, яку можна уявити у вигляді трьох послідовно з'єднаних елементів: ґрунтовая основа, фундамент і надземна конструкція.

При оцінці стійкості споруди безпосереднє практичне значення має схема передачі навантаження, що за-

лежить від конструкції споруди і величина питомого навантаження на фундамент. І якщо навантаження від споруди й обладнання більш-менш постійні, то сама споруда з часом змінюється: відбувається поступова й незворотна зміна властивостей будівельних матеріалів унаслідок старіння, корозії тощо.

Визначальними параметрами фундаменту є його тип, геометричні розміри, форма, а також міцність матеріалу. У процесі експлуатації найбільше змінюється матеріал фундаментів через коливання температури та режиму вологи, під впливом агресивних промислових стоків тощо.

Найбільш приховані та некеровані зміни в процесі будівництва й експлуатації споруд відбуваються із ґрунтами основи. При оцінці стійкості споруд важливе значення набувають природні й техногенні процеси, які призводять до погрішення властивостей ґрунтів, зменшення міцності та зростання абсолютних і відносних деформацій, унаслідок чого руйнуються ґрутові основи та споруди.

Основними природними чинниками зміни стану ґрутової основи є процеси, пов'язані з дією поверхневих і підземних вод, які розвиваються через порушення гідрогеологічних умов території та неврегульованого поверхневого стоку, а саме: ерозії, просідання, набухання ґрунту, морозне здимання, карстові процеси, суфозії, пливуни тощо.

Основними техногенними чинниками є: зміна напруженого стану ґрутової основи внаслідок збільшення навантаження на ґрутову основу при надбудовах, особливо, коли навантаження супроводжується появою ексцентриситету їх прикладання або вигинанням споруди; будівництво нових споруд, проведення земляних робіт, прокладання комунікацій у межах активної зони; погрішення показників фізико-механічних властивостей ґрунтів основи через аварійні та систематичні втрати з водопостачальних і водоканалізаційних мереж; вібраційний або динамічний вплив від авто- та залізничного транспорту, ліній метрополітену, обладнання, встановленого у спорудах, а також промислового устаткування, розташованого поблизу.

Для розробки принципів і методики вивчення стану ґрутової основи реконструйованих будинків доцільно використати досвід інших країн [4; 6; 9]. Особливістю розроблених нормативних документів є чітка регламентація комплексу польових і лабораторних досліджень для визначення змін інженерно-геологічних умов за період будівництва й експлуатації будівлі, характеру та причини наявних деформацій і фактичних характеристик ґрунтів. Передбачено також детальне вивчення розмірів фундаменту, матеріалу та фізичного стану, а при проектуванні посиленіх фундаментів – урахування рівня відповідальності споруди шляхом введення до навантаження коефіцієнту надійності з відповідальності. Крім того, вводяться додаткові корегуючі коефіці-

єнти, які базуються на конкретному досвіді, коли зіставляються величини допустимого тиску та величини осідання ґрутової основи для реальних будівель у типових інженерно-геологічних умовах.

Безумовно важливою умовою забезпечення експлуатаційної надійності будівлі є проведення геотехнічного моніторингу протягом усього терміну будівництва й реконструкції та після їх завершення. Це містить у собі систему спостережень за надземними й підземними конструкціями будівель і споруд, які будуються або реконструюються, за існуючими будівлями та спорудами, що опинилися у зоні їх впливу, а також станом їх ґрутових основ; прогнозування змін стану досліджуваного об'єкта та споруд у зоні його впливу, розробку заходів із забезпеченням їх задовільного стану тощо.

При розробці нормативної документації необхідно використовувати світовий досвід, зокрема Єврокоди, створені для використання досвіду провідних європейських країн у підготовці норм і правил будівельного проектування, а також узагальнення особливостей проектування за національними нормами країн Євросоюзу. Єврокоди є офіційною версією норм Великої Британії, Франції та Німеччини, знаходять відображення в національних нормах 27 країн Євросоюзу. Широким колам українських інженерів-геологів слід прискорити ознайомлення з основними положеннями та вимогами Єврокодів.

Розглянута проблема має не тільки практичний, а й науковий і психологічний аспекти. Науковий аспект полягає в тому, що за наявності досконалих нормативних документів майбутні інженери-геологи в процесі наявання зможуть отримати професійні навички прийняття рішень із забезпечення експлуатаційної надійності будівель, а також брати участь у їх удосконаленні при зміні архітектурних особливостей і будівельних технологій. Психологічний аспект полягає в тому, що за відсутності досконалих будівельних нормативів, упевненість у надійності житла зменшується.

1. ДБН В.1.1-3-97: Інженерний захист територій будинків і споруд від зсувів та обвалів. Основні положення. – К., 1988. 2. ДБН В.3.1-2002: Ремонт и усиление несущих и ограждающих строительных конструкций и оснований промышленных зданий и сооружений. – К., 2003. 3. Зміна № 1 СНиП 1.02.07-87: "Інженерные изыскания для строительства" для застосування тільки на території України. Наказ Держбуду України від 31 березня 2004 р., № 54. – 2004. 4. МГСН 2.07-01: Основания, фундаменты и подземные сооружения. Московские городские строительные нормы. – М., 2003. 5. Посібник по проектированию оснований зданий и сооружений (к СНиП 2.02.01-83). – М., 1986. 6. Рекомендации по проектированию и устройству оснований, фундаментов и подземных сооружений при реконструкции гражданских зданий и исторической застройки. – М., 1998. 7. СНиП 2.02.03-85: Свайные фундаменты. – М., 1986. 8. СНиП 1.02.07-87: Инженерные изыскания для строительства. – М., 1987. 9. ТСН 50-302-96: Санкт-Петербург. Устройство фундаментов гражданских зданий и сооружений в Санкт-Петербурге и на територіях, адміністративно підпорядкованих Санкт-Петербургу. – СПб., 1997.

Надійшла до редакції 21.09.06

УДК 624. 131: 551. 3

С. Корнєєнко, канд. геол.-мінералог. наук

## ПРОБЛЕМИ ВИКОРИСТАННЯ ЗЕМЕЛЬ УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЙ І РЕСУРСИ ГЕОЛОГІЧНОГО ПРОСТОРУ УКРАЇНИ

Розглядаються площові ресурси геологічного простору України та аналізуються проблеми використання земель на урбанизованих територіях. Встановлено, що інтенсивне господарське освоєння територій міських агломерацій створило гострий дефіцит вільних земель і що в таких умовах придатними під забудову слід розглядати території зі складними та дуже складними інженерно-геологічними й екологічними умовами.

The areas resources of geological space of Ukraine are examined and the problems of the use of earths are analysed on the urbanized territories. It is set that intensive economic mastering of territories of city created the sharp deficit of free earths and that in such terms suitable under building forcedly it follows to examine territories with difficult and very difficult engineering-geological and ecological terms.

**Постановка проблеми.** Основне з екологічних позицій "призначення" літосфери, ресурсне й енергетичне життєзабезпечення біоти реалізується через ресурсну, геодинамічну, геофізичну й геохімічну функції. Під ресурсною екологічною функцією літосфери розуміють роль мінеральних, органічних, органо-мінеральних ресурсів літосфери, а також її геологічного простору для життя та діяльності біоти як біоценозу, так і людського співтовариства як соціальної структури [5].

Запропоноване розуміння ресурсної екологічної функції літосфери визначає її лідуюче, базове положення щодо геодинамічної, геохімічної та геофізичної функцій. Ресурсна екологічна функція визначає не тільки "комфортність існування" біоти, але й саму можливість її існування та розвитку. Ресурсна функція є базовою та органічно пов'язаною з іншими екологічними функціями літосфери. Під ресурсом геологічного простору розуміють геологічний простір, необхідний для розселення та проживання біоти, у тому числі для життедіяльності людини. У загальній систематиці екологічних функцій літосфери структура ресурсів геологічного простору включає середовище існування біоти, місце розселення людини, середовище наземних і підземних споруд, місце поховання та складування різноманітних відходів тощо [2; 3; 5].

З погляду розселення біологічних видів, при помірному техногенному впливі, ресурсна роль літосфери підкоряється закономірностям, що належать більш до області біології (при розселенні людини – до області історії), ніж до геології. У випадку інтенсивного освоєння території внаслідок порушення природної рівноваги відбувається активний перерозподіл, а також кількісна та якісна зміна біоти. Саме в цьому аспекті найбільш виразно виявляється взаємозв'язок ресурсної функції літосфери з рештою екологічних функцій, оскільки в більшості випадків зміна геохімічних, геофізичних або геодинамічних властивостей літосфери неминуче призводить до істотної зміни ресурсу геологічного простору. Іноді техногенне навантаження, особливо в аварійних ситуаціях, змінює ресурс території настільки, що навіть людина (один із найбільш пристосованих біологічних видів), яка через свою технічну оснащеність, має можливість знаходитись у надзвичайно різноманітних і дуже контрастних умовах, вимушена вилучати ці території з активного освоєння й обмежувати або зовсім виключати мешкання на них (наприклад, територія радіоактивного забруднення внаслідок аварії на Чорнобильській АЕС).

Існуюче раніше уявлення про те, що території континентів невичерпні для розселення й життєзабезпечення біоти, давно вже не відповідає дійсності. В епоху техногенезу поверхня Землі та підземний простір стали важливим природним й екологічним ресурсом. Інтенсивне господарське освоєння територій континентів істотно скорочує ресурс простору для розселення всіх видів тварин і рослин. Одночасно створюється і дефіцит площин під необхідні інженерні споруди на освоєніх, особливо урбанізованих територіях, необхідних для створення комфортичних умов мешкання людського суспільства. Так, наприклад, у процесі перетворення літосфери людина (за даними на початок 90-х рр.) видобула 125 млрд т вугілля, 32 млрд т нафти, більше 100 млрд т інших корисних копалин тощо. Розорано більше 1500 млн га земель, заболочено й засолено 20 млн га. Ерозією за останні сто років знищено 2 млн га, площа ярів перевищила 25 млн га. Тільки кількість матеріалу, що механічно видобувається людиною в літосфері Землі при видобутку корисних копалин і будівництві перевищує 150 млрд т на рік, що приблизно в шість разів більше маси матеріалу, що зноситься водами річок в океани в процесі денудації й розмиву суші [5]. При цьо-

му треба мати на увазі, що сумарна потужність виробництва у світі подвоюється кожні 14–15 років. Тобто антропогенна діяльність за своїми масштабами та інтенсивністю стала не тільки порівнянною з природними геологічними процесами, але істотно їх перевершує, на що указував В. Вернадський [1], не вважаючи, проте, що в цьому є якась загроза цивілізації.

Під час розгляду літосфери як середовища інженерно-господарської діяльності людини чітко відокремлюються два шляхи оцінки ресурсів геологічного простору: оцінка "площового ресурсу" поверхні літосферного простору та оцінка ресурсу підземного геологічного простору (або об'єму) під різні види його освоєння. У кожному випадку може бути багато варіантів оцінки щодо різних видів інженерно-господарської діяльності.

"Площові ресурси" геологічного простору вже стали величезним дефіцитом. На цей час людством освоєно близько 56 % поверхні суші з тенденцією до подальшого нарощання цього процесу. І якщо для деяких країн з великими земельними ресурсами проблема розміщення інженерно-господарських об'єктів ще не стала гостро актуальною, то для невеликих за площею держав із великою кількістю населення вона перетворилася на найважливіший екологічний фактор соціального розвитку, що відображається у вартості земельних ділянок. Найяскравішим прикладом є Японія, яка вимушена для розміщення нових необхідних об'єктів засипати прибережні частини морських акваторій і здійснювати будівництво на насипних ґрунтах.

В Україні, загальна площа якої становить 579 тис км<sup>2</sup>, надзвичайно високий рівень освоєння площових ресурсів її геологічного простору, оскільки до господарського використання залучено понад 92 % території. Тільки близько 50 тис км<sup>2</sup>, або 8 % від загальної площи, перебуває у відносно природному стані (болота, озера, річки, а також гірські масиви). Значна частина ресурсів використовується для розміщення й експлуатації основних і допоміжних будівель та споруд промислових, транспортних та інших підприємств і організацій, які використовують землю не як засіб виробництва, а як операційний (просторовий) базис, місце для об'єктів нерухомості. Аналіз використання земель у зазначених галузях показує, що, наприклад, підприємства промисловості, транспорту й енергетики України мають дуже високу питому землеємність, що пов'язано з існуючими нормативами відведення земельних ділянок для зазначених цілей, які у 2,5–2,7 рази перевищують аналогічні нормативи країн Європи.

Особливо гостро, навіть у порівнянно благополуччих із позиції загальної територіальної забезпеченості країнах, стойть питання дефіциту площ на урбанізованих територіях, де відзначається підвищена концентрація промислових підприємств і населення.

Склад і напруженість проблем геологічного простору міста залежить від його масштабу, природних умов міської території і навколоїшньої місцевості, характеру й масштабів виробництва, досконалості інженерних мереж і комунікацій, рівня культури городян тощо. Урбанізовані території є великим комплексом інженерних об'єктів, площ зелених насаджень, вільних земель, площ складування різного роду матеріалів, відходів тощо.

Про темпи урбанізації красномовно свідчать такі цифри: на початку XIX ст. у містах світу проживало 29,3 млн осіб (3 % населення Землі), до 1900 р. – 224,4 млн (13,6 %), до 1950 р. – 729 млн (28,8 %), до 1980 р. – 1,821 млрд (41,1 %), до 1990 р. – 2,261 млрд (41 %), на сьогодні (2006) – 3,2 млрд (49,2 %), а за прогнозами експертів ООН до 2030 р. у містах буде проживати вже 5 млрд осіб (61 %). На сьогодні у світі існує близько 220 міст-мільйонерів, що мають більше 1 млн жителів та

20 міст-мегаполісів із населенням більш ніж 20 млн жителів, тоді як у 1950 р. лише Нью-Йорк і Токіо були найбільшими містами світу, а в 1975 р. до числа найбільш населених мегаполісів також увійшли Шанхай і Мехіко.

На сьогодні експерти ООН виділяють у світі п'ять найкрупніших міст-мегаполісів: Токіо (35,3 млн жителів), Мехіко (19,2 млн), Нью-Йорк (18,5 млн), Бомбей (18,3 млн), Сан-Палу (18,3 млн). Населення ще 15 міст-мегаполісів, а саме Делі, Калькутти, Буенос-Айреса, Джакарти, Шанхаю, Дахи, Лос-Анджелеса, Каракі, Ріо-де-Жанейро, Осаки, Каїра, Лагосу, Пекіна, Маніли й Москви становить більше 10 млн осіб.

**Метою даної статті** є розгляд площових ресурсів геологічного простору України та аналіз проблем використання земель на урбанізованих територіях.

**Основний матеріал.** В Україні розташовано п'ять міст-мільйонерів: Київ – 2,63 млн, Харків – 1,62 млн, Дніпропетровськ – 1,19 млн, Донецьк – 1,12 млн та Одеса – 1,10 млн. У цілому чисельність міського населення України на початок 2001 р. становила 34,5 млн жителів (67,8 % загальної чисельності населення держави). Усього землі населених пунктів України займають 6,7 млн га (11,1 % загальної території), у тому числі міст та селищ – 17 млн га (25,5 %), сільських населених пунктів – 5,0 млн га (74,5 %) [4].

Існує пряма залежність між рівнем урбанізації та загальною щільністю населення. В Україні виділяють кілька областей з високим рівнем міського населення: Донецька обл. – 90 % міського населення, щільність населення – 196,2 осіб / км<sup>2</sup>; Дніпропетровська – відповідно 84 % та 120,8 осіб / км<sup>2</sup>, Харківська – 79 % та 98,4 осіб / км<sup>2</sup>, Львівська – 61 % і 126,7 осіб / км<sup>2</sup>; щільність населення в цих областях підвищена, в основному, за рахунок міського населення (в середньому щільність населення України становить 86 осіб на 1 км<sup>2</sup>) [4].

Для Києва та столичного регіону в цілому характерними є вищі темпи урбанізації території порівняно із середніми по Україні. За період 1960–1999 рр. кількість населення Києва і міських поселень Київської обл. зросла у 2,4 рази, міське населення України – в 1,8 рази. У Києві на обмеженій території в 836 км<sup>2</sup> зосереджено 2,63 млн осіб населення, а з передмістями – 3,8 млн. При такій щільноті населення створюється специфічна ресурсна картина, за якої у якості придатних під забудову вимушено розглядаються території зі складними інженерно-геологічними й екологічними умовами (напр., території колишніх звалищ, шлако- і золовідвали тощо). Висока вартість землі та житла в мегаполісах завдяки застосуванню специфічних архітектурних рішень (підвищення поверховості будівель, використання підземного простору та ін.) обумовлює окупність навіть дуже дорогих заходів інженерної підготовки території – створення штучних основ (насипних або закріплених методами технічної меліорації), рекультивація та санітарне очищення території (дезактивація, дезінфекція та ін.).

Більш напружена ситуація в містах складається з ресурсом території під зелені зони. Зелені насадження в умовах екологічного неблагополуччя більшості міських поселень України є одним з ефективних чинників оздоровлення довкілля, підвищення комфортності та якості середовища життя людини. Стійка тенденція експансії забудови на природне оточення міст і неврегульованість загальної планувальної структури поселень і приміських зон при одночасному насиченні території елементами інженерної інфраструктури призводить до скорочення площин міських зелених насаджень і ускладнює взаємодію архітектурних об'єктів із природним середовищем. При цьому відзначається нерегульоване використовування приміських лісів, парків, рекреаційних територій під нову

забудову, унаслідок чого відбувається деградація зелених масивів, непідготовлених для масових відвідувань, погіршується санітарний стан, естетична привабливість та екологічна цінність ландшафтів.

Для нормального життя в сучасному великому місті за даними Всесвітньої організації охорони здоров'я потрібно мати 50 м<sup>2</sup> зелених насаджень загального користування та 300 м<sup>2</sup> лісів із розрахунку на кожного міського жителя, але в умовах мегаполіса територіальний ресурс, на жаль, економічно вигідніше використовувати під будівництво адміністративних і житлових будівель, ніж під закладку зелених насаджень. Наприклад, загальна площа всіх зелених насаджень у межах міської смуги м. Києва становить 56,5 тис. га (у т. ч. 21,6 тис. га – у складі забудованих територій); площа зелених насаджень загального користування – 5,4 тис. га, тобто на одного мешканця міста відповідно припадає 214 м<sup>2</sup> лісів та 20,4 м<sup>2</sup> зелених насаджень. Рослинність Києва забезпечує лише часткове поглинання шкідливих речовин, що виділяються промисловістю, енергетикою та автотранспортом (16–17 % діоксиду азоту, 55 % – двоокису вуглецю) та тільки 25 % потреби в кисні. У межах комплексної зеленої зони Києва зелені насадження здатні поглинуть лише 54,5 % річних міських викидів діоксиду азоту.

Складна ситуація в районах міської агломерації складається й з ресурсом геологічного простору під розміщення твердих побутових і промислових відходів. Наприклад, дефіцит земельних площ і відсутність ефективних новітніх технологій і потужностей з переробки відходів призвели до наднормативного накопичення відходів на території м. Києва та його промислових об'єктів, у т. ч. відходів I-го та II-го класів токсичності (надзвичайно небезпечні та високонебезпечні). У межах міста знаходитьсь пункт захоронення радіоактивних відходів "Радон", який розташовано на відстані 250 м від житлових будинків с. Пирогів (без дотримання необхідних 500 м нормативної санітарно-захисної зони для полігонів твердих побутових відходів) і де тільки в трьох могильниках, що введені в дію ще 1975 р., зберігаються тверді радіоактивні відходи загальною активністю 320 тис. Кі (у т. ч. 220 тис. Кі тритію). Загальна активність похованих радіоактивних відходів першої та другої групи на території Києва становить 0,5 млн Кі.

Обмежуючим моментом під час вибору місць під житлові зони в межах міста також можуть бути геопатогенні зони (ГПЗ) різного походження, наприклад, викликані геологічними розломами, карстовими порожнинами, руслами колишніх річок, тунелями, гірничими виробками, величими трубопроводами тощо, де генерується аномальна енергетика. У місцях знаходження ГПЗ змінюються геомагнітні поля, рівень радіації, електропровідність ґрунту та інші параметри, що згубно впливає на здоров'я людини. Тривале знаходження в цих зонах може привести до дуже серйозних наслідків – можуть розвиватися нервові розлади, захворювання опорно-рухового апарату, онкологічні захворювання, інсульти й інфаркти. За даними проф. В. Задорського (1999) [4], результати досліджень проведених у Дніпропетровську й Києві показали, що рівень захворювань у помешканнях, розташованих у геопатогенних зонах, істотно вищий, ніж у звичайних: ендокринної системи – в 3,7–6,1 рази, онкологічних захворювань – у 2,3–4,5 рази, а хвороб серця – у 8–28 разів.

ГПЗ, що викликані геологічними розломами, тягнуться на багато кілометрів; особливо несприятливий вплив вони чинять в місці перетинання розломів. Тут найчастіше відбуваються аварії та хворіють люди. Якщо на карті Києва відзначити місця, де найчастіше відбуваються ДТП (а їх всього 13), і зіставити з картою текто-

нічних розломів, то чітко видно, що небезпечні перехресть і ділянки київських доріг збігаються з тектонічними вузлами – перетинами тектонічних розломів. Такими місцями є перетин Великої окружної дороги й Жулянського шляхопроводу; ділянка проспекту Перемоги; ділянка Лісового проспекту; ділянка Повітряфлотського проспекту; ділянка проспекту Возз'єднання; перетин проспекту Червоних козаків і вулиці Лайоша Гавро; перетин проспекту Науки і Столичного шосе; ділянка проспекту Правди; перетин вулиці Привокзальної й Харківського шосе; перетин вулиці Пушкінської та бульвару Тараса Шевченка; ділянка вулиці Закревського; перетин проспекту Ватутіна і вулиці Бальзака; ділянка проспекту Ватутіна тощо.

ГПЗ дають знати про себе й деякими вторинними ознаками. До них відносяться деформація й руйнування стін, їх намокання, осідання частини будівлі, локальні руйнування доріг, комунікацій, систематичне порушення нормального протікання фізичних процесів і хімічних реакцій, наявність стабільних осередків патології у людей і тварин, деформація дерев, утворення ярів тощо.

Характерно, що сьогодні більшість геопатогенних зон не піддається ліквідації ніякими відомими методами (окрім деяких зон техногенного походження, що піддаються рекультивації). На жаль, в Україні на даний момент це питання ще не достатньо вивчено і часто не береться до уваги (у Росії вже існує проект будівельних норм і правил, де передбачено перевірку наявності ГПЗ на місцях будівництва – СНиП 11-02-95 та СНиП 30-01-95), хоча воно є важливим при визначенні ресурсу геологічного простору для розселення людини як біологічного виду.

Специфічною проблемою ресурсів геологічного простору міст-мегаполісів є брак площ під організацію кладовищ. Наприклад, у м. Києві існує 29 кладовищ загальною площею близько 560 га, а відкритих цвинтарів, де ще продовжують ховати, всього два. При існуючому режимі поховань, що вимагає постійного залишення додаткових площ, відведення земель під кладовища проводиться без урахування геологічних і гідрогеологічних умов, тобто як ресурс геологічного простору розглядається території, що раніше вважалися непридат-

ними. Це суперечить санітарним нормам і викликає істотне забруднення навколошнього середовища. Очевидно, що все важче знаходити в межах великих міст та їх найближчих околиць території, що відповідають прийнятим нормативним актам і задовільняють таким умовам: сухі водопроникні ґрунти (піски, супіски та суглинки), які розташовані на піднесених місцях із природним дренажем і глибиною до рівня ґрутових вод не менше 2 м. Відзначимо, що території, відчужувані під кладовища, з етичних міркувань вибувають із будь-якого використування на невизначені тривалий термін. Навіть за санітарно-гігієнічними нормативами цей термін досягає приблизно 100 років.

**Висновки.** Аналіз проблем використання земель на урбанізованих територіях дозволяє зробити висновок про те, що інтенсивне господарське освоєння територій міських агломерацій створило гострий дефіцит площ під будівництво необхідних інженерних об'єктів, адміністративних і житлових будівель, під розміщення зелених насаджень, рекреаційних зон тощо. У таких умовах створилася специфічна ресурсна картина, за якою придатними під забудову вимушено розглядаються території зі складними й дуже складними інженерно-геологічними і екологічними умовами (наприклад, території колишніх промислових зон, звалищ тощо). Але висока вартість земель у мегаполісах завдяки застосуванню специфічних архітектурних і будівельних рішень, направлених на економію земельного ресурсу (підвищення поверховості будівель, широке використання підземного простору), обумовлює окуність навіть дуже дорогих заходів інженерної підготовки території – створення штучних основ, рекультивація території тощо.

1. Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера – М., 1989.
2. Корнєсенко С.В. Ресурси геологічного простору України і проблеми розміщення складних інженерних споруд // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища. Матер. Всеукр. наук. конф. – К., 2006.
3. Корнєсенко С.В. Ресурси геологічного простору України і проблеми урбанізації // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища. Матер VI Міжнар. наук. конф. – К., 2005.
4. Статистичний щорічник України – К., 2001.
5. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. – М., 2002.

Надійшла до редакції 18.09.06

## ГЕОФІЗИКА

УДК 550. 838

К. Гура, д-р геол.-мінералог. наук, П. Грищук, канд. геол. наук

### АНОМАЛЬНЕ МАГНІТНЕ ПОЛЕ НАД АНТИКЛІНАЛЬНИМИ СТРУКТУРАМИ

Розглядається виведення математичних виразів для розрахунку магнітного поля від антиклінальних магнітних джерел. Складкові утворення можуть бути пов'язані із нафтовими та газовими родовищами. Наведено результати обчислення магнітного поля для антиклінальної моделі.

Development of the mathematical expressions for computation of the magnetic field from anticline magnetic sources is examined. The plicate structures are related to the oil and gas deposits possibly. The results of calculation of the magnetic field are resulted for an anticline model.

**Вступ.** Антиклінальні утворення характеризуються доволі складною геологічною будовою стосовно неускладнених призматичних витоків магнітного поля (вертикальні та нахилені штоки, горизонтальні шари, контакти). Згадана структура викликає зацікавленість з позицій можливості зв'язку останньої з накопиченням нафти та газу.

Як відомо, їх зовнішні прояви на поверхні землі фіксуються графіками аномальної інтенсивності прямовисної ( $Z_a$ ) складової магнітного поля, горизонтальної компоненти ( $H_a$ ) та сумарного вектора  $\Delta T_a$ . Особливостями свого розповсюдження вони мають свідчити про наявність під земною поверхнею пошукових об'єктів.

Попередній аналіз цього питання виявився складним. Його результати обумовили, на нашу думку, необхідність досліджень, починаючи з виявлення особливостей поведінки аномальних графіків інтенсивності  $Z_a$  та  $\Delta T_a$  над антиклінальними структурами у їх спрощеному (симетричному) варіанті. При цьому, як відомо, що в магнітних полях незначної інтенсивності з достатньою точністю  $Z_a \approx \Delta T_a$ .

**Історія досліджень.** Аналіз літературних джерел вказує, що антиклінальні моделі почали застосовувати достатньо давно. Куполоподібні структури, які мають у

© К. Гура, П. Грищук, 2007

плані приблизно ізометричні розміри, за [7] описуються параболоїдом обертання, а антикліналь, що витягнена в одному із горизонтальних напрямів, була уподібнена параболічним циліндром (за [6]). У фундаментальній роботі (за [4]) наведено вирази для складок, які створені із двох нахилених півнечінчених пластів, антикліналь трикутної та прямокутної форми, що складені дипольними пластинами. Такі антиклінали не мають потужності, що обмежує коло вирішуваних інтерпретаційних задач. широкого кола геологічної та магнітної аномалії від довільного багатокутника дає можливості для широкого кола в задачах моделювання [9]. У колективній роботі [8] наведено огляд можливих моделей для автоматизованої інтерпретації гравітаційних і магнітних полів, зокрема багатогранників. Аналітичні залежності для горизонтальних багатогранників застосовуються для побудови вертикальних розрізів геологічного середовища [2]. За допомогою горизонтального пласта було розраховано аномальний ефект від ідеалізованого нафтогазового покладу для умов Керченського підняття Прике-

рченської ділянки шельфової зони Чорного моря [1]. Це свідчить, що складчасти модель із заданою потужністю є перспективною для пошуків нафтогазових покладів.

**Модель антикліналі.** Відзначимо, що побудова графіків аномальної інтенсивності складових магнітного поля базувалась на попередньому отриманні складних математичних співвідношень, які встановлюють безпосередній зв'язок з глибиною залягання та особливостями будови геологічної структури, що створює магнітне поле. Такий шлях потрібен для того, щоб в подальшому мати можливість хоча б у першому наближенні отримати більш-менш достовірну інформацію про пошуковий об'єкт. Формування математичних виразів ґрунтуються на загальноприйнятому уявленні про різноманітні намагнічування обмежуючих площин структури, яка аналізується (антикліналі) (рис. 1).

Таке уявлення стає можливим у передбаченні початкового намагнічування горизонтального шару з подальшим утворенням антикліналі під впливом тектонічних процесів.

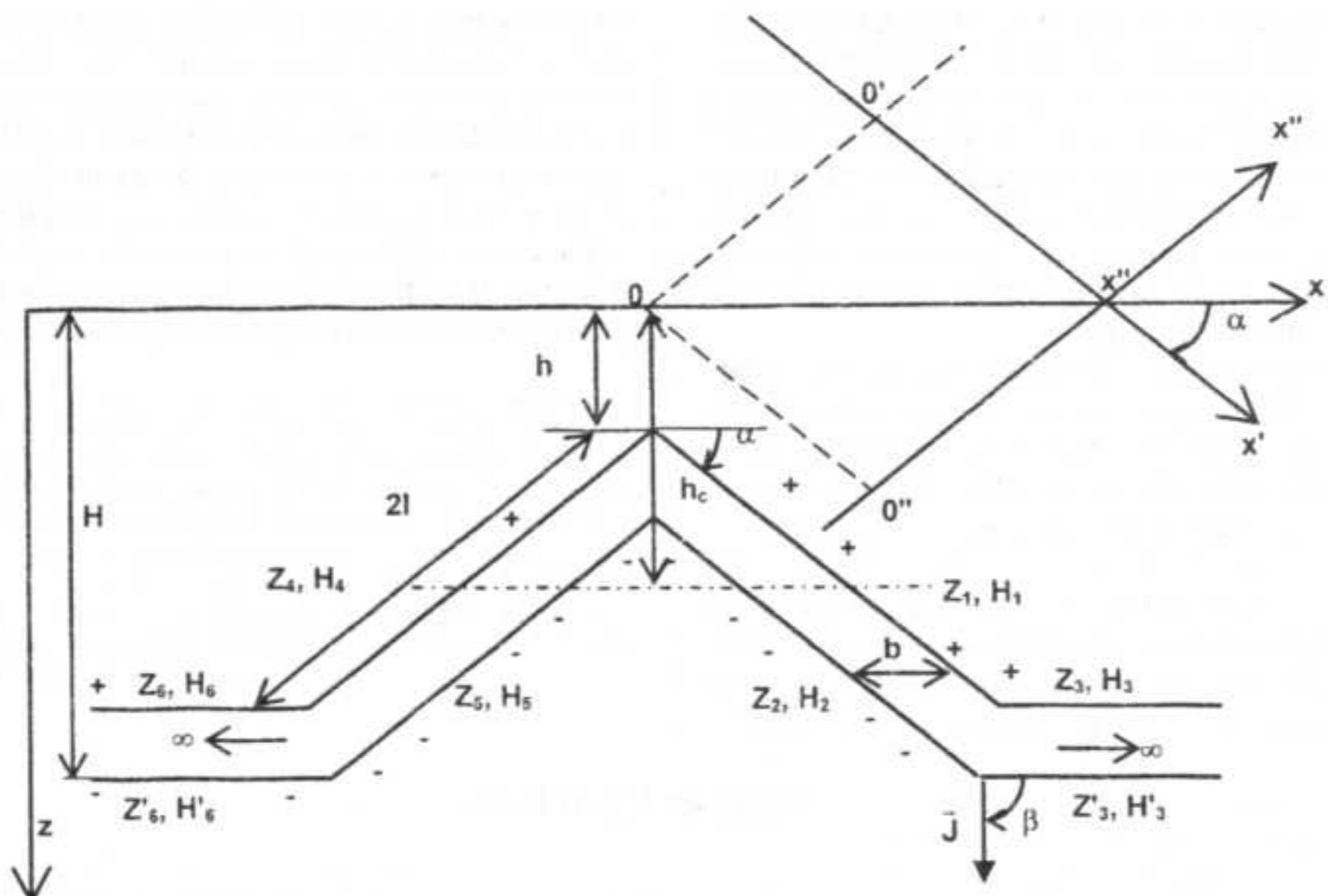


Рис. 1. Модель складки та позначення магнітних складових для граней, магнітних полюсів при вертикальному її намагнічуванні, та розташування осей  $x$ ,  $x'$ ,  $x''$ , уздовж яких відбувається інтегрування

Такий підхід дає можливість визначити ефект сконцентрованих на обмежуючих структурах поверхнях магнітних мас (спінів) за допомогою звичайного, з деякими ускладненнями, інтегрування.

А саме, визначаючи ефект кожної обмежуючої поверхні в полюсі  $P$ , розвернемо в ньому вісь  $x$  на кут  $\alpha$  (вісь  $x'$ ) та кут  $180^\circ - \alpha$  (вісь  $x''$ ), тобто  $x'$  та  $x''$  стануть паралельними відповідним поверхням, утворюючих антикліналь.

**Розрахунок вертикальних компонент магнітного поля для антиклінальної моделі.** Первінним виразом вважаємо загальну формулу потенціалу:

$$U_p = J \int \int \frac{1}{\sqrt{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]}} dx dy. \quad (1)$$

Пристосовуючи цей вираз для кожного з випадків ( $\angle \alpha$ ,  $\angle 180^\circ - \alpha$ ) нахилу бічних площин, ми створюємо можливість спрощення інтегрування для кожної обмежуючої поверхні. Дійсно, проводячи перпендикуляр з полю-

су  $P$  на кожну з ефектуючих площин (або їх продовження) та беручи похідну по нормальні  $z$  до відповідної поверхні, отримаємо вираз для вертикальної складової магнітного поля в полюсі  $P$ . Похідні по  $x$ ,  $x'$ ,  $x''$  дають змогу отримати розрахунковий вираз для горизонтальної аномальної компоненти. Не треба забувати, що за допомогою таких операцій побудовані складові аномального магнітного поля в точці  $P$  для осей відповідного нахилу ( $\angle \alpha$ ,  $\angle 180^\circ - \alpha$ ). Інтегрування в цьому випадку потрібно вести в межах проекцій обмежуючих сторін на осі, які паралельні цим сторонам. Таким чином, уникнємо необхідності створення нової функції, одночасно реагуючої на зміну горизонтальної та вертикальної координат. Приведення розрахованих складових магнітного поля до потрібних нам прямовисної та горизонтальної компонент по відношенню до горизонтальної (первинної) осі ( $0x$ ) реалізується звичайним множенням на тригонометричні функції ( $\cos$ ,  $\sin$ ). Для врахування розмірів антикліналі по осі  $y$  проводимо інтегрування формули відповідної складової в межах  $\pm a$ , де  $a$  – це розмір складки поперек профі-

лю спостережень, тобто вздовж вісі  $y$ . Застосовуючи вираз (1) до верхньої правої обмежуючої поверхні, будемо мати кінцевий аналітичний вираз:

$$Z_1 = J_1 \left\{ \arctg \frac{h_1 \sin \alpha \cdot \sqrt{[-x \cos \alpha + h_2]^2 + \{h_1 \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a[-x \cos \alpha + h_2]} - \right.$$

$$\left. - \arctg \frac{h_1 \sin \alpha \cdot \sqrt{[-x \cos \alpha + h_2 + 2l]^2 + \{h_1 \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a[-x \cos \alpha + h_2 + 2l]} \right\},$$

$$Z_2 = J_1 \left\{ \arctg \frac{[h_1 + b] \sin \alpha \sqrt{\{-x_1 + [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha\}^2 + \{[h_1 + b] \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a \{-x_1 + [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha\}} - \right.$$

$$\left. \arctg \frac{[h_1 + b] \sin \alpha \sqrt{\{-x_1 + [h_2 + l_1]\}^2 + \{[h_1 + b] \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a \{-x_1 + [h_2 + l_1]\}} \right\}$$

Немає труднощів записати в розгорнутому вигляді вираз прямовисної складової для нижньої площини. Він має вигляд:

Зазначимо, що розв'язок задачі з визначення прямовисної та горизонтальної складових вертикального шару виконується поетапно [5]. Спочатку обраховують окремо відповідні складові від нескінченної лінії по-

люсів. На другому етапі попередній результат інтегрується вхрест простягання об'єкта.

Ефект у полюсі  $P$  від нижньої правої (горизонтальної) обмежуючої площини матиме вигляд:

$$Z_3 = 2J \sin \beta \left\{ \arctg \frac{(h_c + l \sin \alpha) \sqrt{(x - 2l \cos \alpha)^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2 + a^2}}{a(x - 2l \cos \alpha)} - \right.$$

$$\left. \arctg \frac{(h_c + l \sin \alpha) \sqrt{x - (2l \cos \alpha - b)^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2 + a^2}}{a(x - \infty)} \right\}$$

Повний вираз для нижньої горизонтальної грані, яка прямує в нескінченість, такий

$$Z_3' = J_1 \left\{ \arctg \frac{h_4 \sqrt{x - (2l - b \sec \alpha + b) \cos \alpha + b^2 + h_4^2 + a^2}}{a[x - (2l - b \sec \alpha + b) \cos \alpha + b]} - \right.$$

ла мати у даному випадку аналогічні результати. У розгорнутому стані вони матимуть вигляд, який наведено нижче – ліве крило, верхня нахиленна площа:

$$Z_4 = J_1 \left\{ \arctg \frac{h_5 \sin \alpha \cdot \sqrt{[-x \cos \alpha - h_2]^2 + \{h_5 \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a[-x \cos \alpha - h_2]} - \right.$$

$$\left. \arctg \frac{h_5 \sin \alpha \cdot \sqrt{[-x \cos \alpha - [h_2 + 2l]]^2 + \{h_5 \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a[-x \cos \alpha - [h_2 + 2l]]} \right\},$$

де  $h_5 = x - (h_c - l \sin \alpha) \operatorname{ctg} \alpha$ .

Вираз для нижньої нахиленої площини запишеться так:

$$Z_5 = J_1 \left\{ \arctg \frac{[h_6 - b] \sin \alpha \cdot \sqrt{\{-x_1 - [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha\}^2 + \{[h_6 - b] \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a \{-x_1 - [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha\}} - \right.$$

$$\left. - \arctg \frac{[h_6 - b] \sin \alpha \cdot \sqrt{\{-x_1 - [h_2 + l_1]\}^2 + \{[h_6 - b] \sin \alpha\}^2 + a^2}}{a \{-x_1 - [h_2 + l_1]\}} \right\},$$

Верхня обмежуюча горизонтальна площа характеризується виразом:

$$Z_6 = 2J \sin \beta \left\{ \arctg \frac{(h_c + l \sin \alpha) \cdot \sqrt{(x + 2l \cos \alpha)^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2 + a^2}}{a(x + 2l \cos \alpha)} - \right.$$

Після взяття похідної по осі  $x$  та інтегрування по осі  $y$  у межах ±a виразу (2), горизонтальна складова для верхньої поверхні правої крила матиме такий остаточний вигляд:

$$Z_6' = 2J \sin \beta \left\{ \arctg \frac{h_4 \sqrt{x + (2l - b \sec \alpha + b) \cos \alpha - b^2 + h_4^2 + a^2}}{a[x + (2l - b \sec \alpha + b) \cos \alpha - b]} - \right.$$

Розрахунок горизонтальних компонент магнітного поля для антикліналі. Процес формування розрахункових формул для горизонтальної складової виконується з виразу

$$U = J \int_x^{+a} \int_{-a}^{+a} \frac{1}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - h)^2]^{1/2}} dy' dx'. \quad (2)$$

$$H_1 = J_2 \left\{ \ln \frac{\sqrt{[-x_1 + h_2]^2 + a^2 + \{h_1 \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 + h_2]^2 + a^2 + \{h_1 \sin \alpha\}^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{[-x_1 + [h_2 + 2l]]^2 + a^2 + \{h_1 \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 + [h_2 + 2l]]^2 + a^2 + \{h_1 \sin \alpha\}^2} + a} \right\},$$

де  $J \sin \beta = J_2$ .

Відповідно, горизонтальна компонента для нижньої нахиленої поверхні правого крила

$$H_2 = J_1 \left\{ \ln \frac{\sqrt{[-x_1 + [h_3 + b \cdot \operatorname{tg} \alpha] \sin \alpha]^2 + a^2 + \{[h_1 + b] \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 + [h_3 + b \cdot \operatorname{tg} \alpha] \sin \alpha]^2 + a^2 + \{[h_1 + b] \sin \alpha\}^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{[-x_1 + [h_2 + l_1]]^2 + a^2 + \{[h_1 + b] \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 + [h_2 + l_1]]^2 + a^2 + \{[h_1 + b] \sin \alpha\}^2} + a} \right\}.$$

На основі аналогічних висновків для горизонтальної компоненти верхньої обмежуючої площини лівого крила запишемо вираз:

$$H_4 = J \sin \beta \left\{ \ln \frac{\sqrt{[-x_1 - h_2]^2 + a^2 + \{h_5 \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 - h_2]^2 + a^2 + \{h_5 \sin \alpha\}^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{[-x_1 - [h_2 + 2l]]^2 + a^2 + \{h_5 \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 - [h_2 + 2l]]^2 + a^2 + \{h_5 \sin \alpha\}^2} + a} \right\}.$$

Нижня обмежуюча поверхня для лівого крила запишеться в аналітичному вигляді так

$$H_5 = J_1 \left\{ \ln \frac{\sqrt{[-x_1 - [h_2 + btg \alpha] \sin \alpha]^2 + a^2 + \{[h_5 - b] \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 - [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha]^2 + a^2 + \{[h_5 - b] \sin \alpha\}^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{[-x_1 - [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha + l_1]^2 + a^2 + \{[h_5 - b] \sin \alpha\}^2} - a}{\sqrt{[-x_1 - [h_3 + btg \alpha] \sin \alpha + l_1]^2 + a^2 + \{[h_5 - b] \sin \alpha\}^2} + a} \right\}.$$

Покладаючись на наведені вище розуміння неважко записати розрахунковий вираз для правої верхньої горизонтальної поверхні (праве крило):

$$H_6 = J \sin \beta \left\{ \ln \frac{\sqrt{(x + 2l \cos \alpha)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} - a}{\sqrt{(x + 2l \cos \alpha)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{(x + \infty)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} - a}{\sqrt{(x + \infty)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} + a} \right\}.$$

Горизонтальна магнітна компонента для правої нижньої горизонтальної поверхні матиме вигляд

$$H_6' = J \sin \beta \left\{ \ln \frac{\sqrt{[x + (l_1 + b) \cos \alpha - b]^2 + a^2 + h_4^2} - a}{\sqrt{[x + (l_1 + b) \cos \alpha - b]^2 + a^2 + h_4^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{(x + \infty)^2 + a^2 + h_4^2} - a}{\sqrt{(x + \infty)^2 + a^2 + h_4^2} + a} \right\}.$$

Запишемо співвідношення для лівої верхньої горизонтальної поверхні (ліве крило):

$$H_3 = J \sin \beta \left\{ \ln \frac{\sqrt{(x - 2l \cos \alpha)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} - a}{\sqrt{(x - 2l \cos \alpha)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{(x - \infty)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} - a}{\sqrt{(x - \infty)^2 + a^2 + (h_c + l \sin \alpha)^2} + a} \right\}.$$

Вираз для лівої нижньої горизонтальної поверхні матиме вигляд

$$H_3' = J \sin \beta \left\{ \ln \frac{\sqrt{[x - (l_1 + b) \cos \alpha]^2 + a^2 + h_4^2} - a}{\sqrt{[x - (l_1 + b) \cos \alpha]^2 + a^2 + h_4^2} + a} - \ln \frac{\sqrt{(x - \infty)^2 + a^2 + h_4^2} - a}{\sqrt{(x - \infty)^2 + a^2 + h_4^2} + a} \right\}.$$

Загальні вирази для розрахунку вертикальної та горизонтальної компонент для складки в компактному вигляді запишуться таким чином:

$$Z_a = \cos \alpha [(Z_1 - Z_2) - (Z_4 - Z_5)] - \sin \alpha [(H_1 - H_2) + (H_4 - H_5)] - [(Z_3 - Z_3') - (Z_6 - Z_6')],$$

$$H_a = -\sin \alpha [(Z_1 - Z_2) + (Z_4 - Z_5)] + \cos \alpha [(H_1 - H_2) - (H_4 - H_5)] + [(H_3 - H_3') - (H_6 - H_6')]$$

**Модельні приклади.** Зіставлення побудованих нами графіків з рядом графічних залежностей, сформованих за допомогою інших програм методу машинного підбору, свідчать про їх тотожність при всіх кутах нахилу бічних (флангових) сторін. У першому випадку (рис. 2, а) було проаналізовано зв'язок симетричної антиклінальної складки (моделі) з боковими сторонами, нахиленими на  $25^\circ$ . Ефект від горизонтальних граней, що розповсюджуються у нескінченність, додає додатні значення на флангових частинах аномалії і тому маємо додатній графік  $Z_a$ . Збільшення кута нахилу антикліналі до  $50^\circ$  викликає зміну геометрії аномального графіка інтенсивності  $Z_a$ , а саме – поступово зникають ефекти від бічних нахилених граней і як результат – відносне збільшення градієнту в середній частині аномальної кривої  $Z_a$ . Важливо відзначити, що зміна параметрів цієї ж моделі (рис. 2, б) до кута нахилу  $50^\circ$  приводить до звуження ширини аномалії, збільшення її градієнту та інтенсивності  $Z_a$  і  $H_a$ . Цей штрих свідчить про залежність геометрії графіків інтен-

сивності від кутів нахилу бічних обмежуючих площин, що особливо важливо при розв'язку оберненої задачі магніторозвідки. Зафіковані особливості закономірності поведінки графіків аномальної інтенсивності  $Z_a$  ( $\Delta T_a$ ) мають місце над зазначеною антиклінальною структурою при зміні нахилу її флангів у випадках  $25$  та  $50^\circ$  при вертикальному намагнічуванні.

Як видно, пряма задача для складки сформована на базі аналітичного виразу для кутів бачення ефектуючих площин (вирази створені на базі співвідношення, до складу якого входять арктангенси та логарифми).

**Результати дослідження.** Вважаємо можливим такі попередні висновки:

1. Бічні локальні максимуми на графіках інтенсивності вертикальної складової  $Z_a$  свідчать про невеликі кути нахилу флангів антиклінальних структур.

2. У подальшому передбачається велика дослідна робота в розробці математичної інтерпретації для

отриманих виразів аномального магнітного поля над антиклінальними структурами.

3. Розробка методу геологічної інтерпретації аномальних графіків, на наш погляд, має базуватися ви-

ключно на математичних прийомах для розв'язку оберненої задачі магніторозвідки. Такий підхід дозволяє створити автоматизовану інтерпретацію в класі антиклінальних [3].

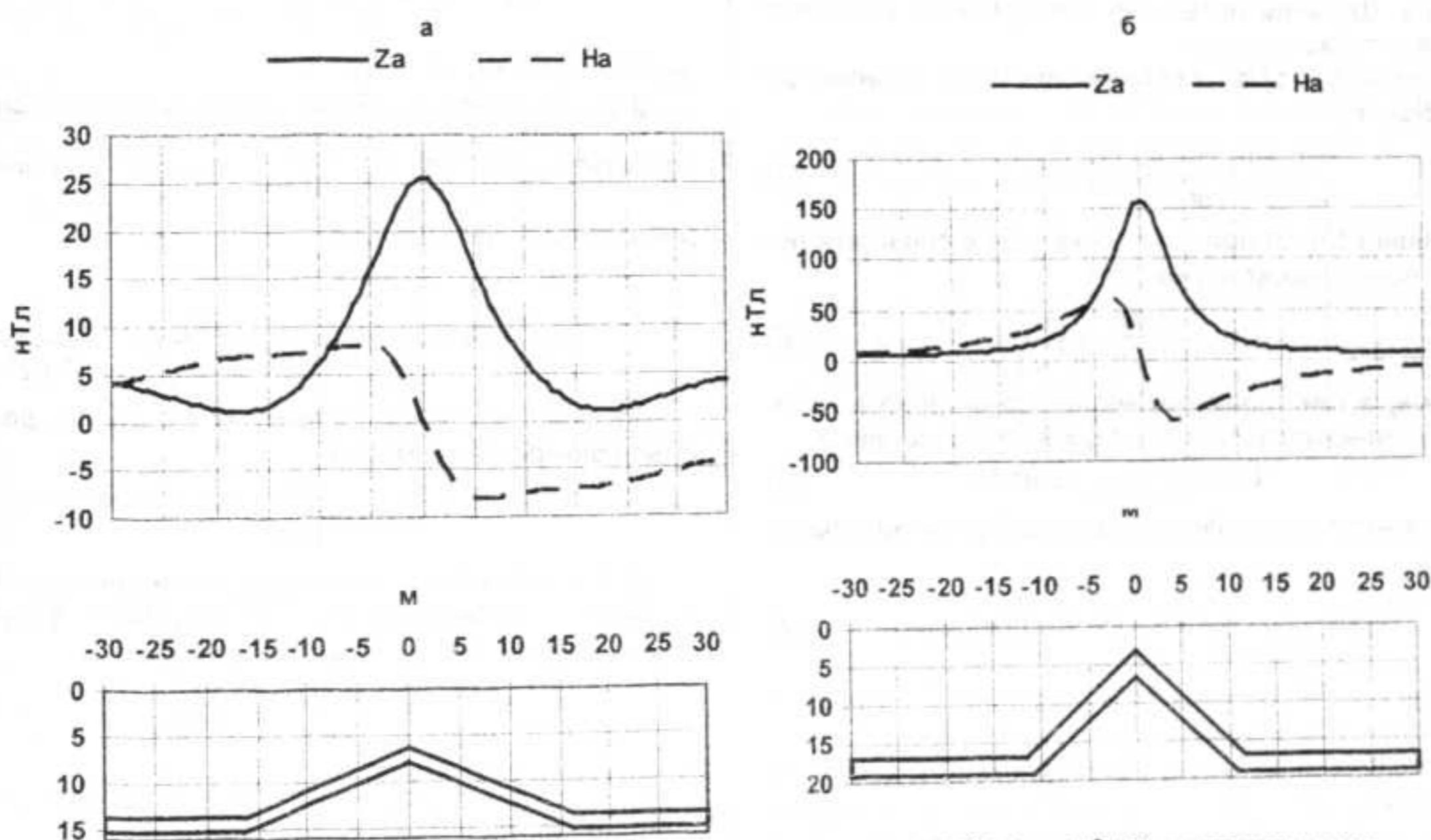


Рис. 2. Антиклінальна модель з кутом нахилу бічних граней  $25^\circ$  (а) та  $50^\circ$  (б) за параметрами:  $a/b = 1$ ,  $l/h_c = 0,9$ ,  $b/h_c = 0,3$ ,  $\beta = 90^\circ$ ,  $2b = 6$  м,  $2l = 18$  м,  $h_c = 10$  м, та  $J = 1$  А/м

1. Азімов О.Т. Аналітичний розрахунок аномалій магнітного поля від покладів нафти і газу // Вісн. Кіїв. ун-ту. Геологія. – 2006. – № 38–39.
2. Грищук П.І. Прямые задачи магнитометрии в классе горизонтальных многогранников // Теоретические и практические проблемы интерпретации потенциальных полей: Сб. статей междунар. конф., Київ, 21–22 окт. 2004 г. – К., 2004.
3. Гура К.О., Грищук П.І. Інтерпретація магнітних аномалій в автоматизованому режимі. Навчальний посібник. – К., 2000.
4. Колюбакін В.В., Лапіна М.І. Обзор способов решения прямой и обратной задач магнитной разведки. – М., 1960.
5. Логачов А.А., Захаров В.П. Магніторозвідка. – Л., 1979.
6. Юньков А.А. Інтерпретація гравітаці-

- онних магнітних аномалій над куполообразними структурами. – М., 1970.
7. Юньков А.А. Інтерпретація магнітних і гравіаційних аномалій над куполообразними структурами. – М., 1962.
8. Якимчук М.А., Левашов С.П., Корчагін Г.М. Апроксимація ізольованих джерел та шарувато-блокових розрізів в алгоритмах автоматизованого підбору гравітаційних і магнітних полів // Геоінформатика. – 2002. – № 1.
9. Singh B., Guprasartha D. New method for fast computation of gravity and magnetic anomalies from arbitrary polyhedra // Geophysics. – 2001. – Vol. 41.

Надійшла до редколегії 05.09.06

УДК 550.837

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, І. Онищук, канд. геол. наук, В. Онищук, студ.

## ВПЛИВ ПАРАМЕТРІВ ЗАЗЕМЛЕНИЯ ПОЛЬОВОЇ УСТАНОВКИ МІКРОЕЛЕКТРОЗОНДУВАННЯ НА ТОЧНІСТЬ ВИМІРЮВАНЬ ПОТЕНЦІАЛУ ЕЛЕКТРИЧНОГО ПОЛЯ

Наведено результати розрахунків впливу геометрических параметрів заземлень польової установки мікроелектро-зондування та рекомендації їх забезпечення їх оптимальних розмірів.

The result of calculations of the geometric parameters influence of the microelectrosounding and recommendations for their optimal sizes.

**Вступ.** Особливістю верхньої частини геологічного середовища, що зазнає значних техногенних навантажень, є яскраво виражена залежність всіх його характеристик від координат точок спостережень: властивості та стан ґрунтів і гірських порід верхньої частини розрізу (ВЧР) помітно змінюються від точки до точки як по латералі, так і по вертикали. Різко змінюється у просторі поведінка різних геофізичних полів.

Вирішення поставлених задач вимагає нестандартних підходів до методики польових робіт, застосування нових методів тощо [1–5]. Тому технологія стандартних польових геоелектричних досліджень потребує модифікації та значної адаптації їх до задач вивчення ВЧР, а також врахування цілого ряду факторів, пов'язаних з геометричними характеристиками заземлень мікроустановок. При дослідженні верхньої частини геоелектричного розрізу за допомогою мікроелектроzonдування

(МЕЗ) надзвичайно важливе значення має питання впливу поперечних розмірів та глибини заземлень на вимірювання потенціалів електричного поля на денній поверхні при початкових малих розмірах лінії живлення АВ. Йдеся про відмінність вимірюваного потенціалу від потенціалу точкового джерела, поле якого реально використовується в теорії методів опору. Спробуємо дослідити ці питання детальніше.

**Вплив поперечних розмірів заземлень.** Для оцінки впливу поперечних розмірів заземлення живлення розглянемо задачу про електричне поле дискового електрода на поверхні однорідного провідного напівпростору. Припустимо, що на поверхні однорідного провідного напівпростору розташоване дискове заземлення радіусом  $r_0$ . З його поверхні в однорідний напівпростір з питомим електричним опором  $\rho$  збігає електричний струм сили  $I$ . Ставиться задача знайти потенціал елект-

тричного поля в довільній точці нижнього напівпростору, включаючи точки землі.

Розв'язок поставленої задачі виконується в циліндричній системі координат  $(r, \varphi, z)$  з початком у центрі електрода. Шуканий потенціал електричного поля має відповідати таким умовам:

Потенціал  $U(r, z)$  задовільняє віссиметричному рівнянню Лапласа:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0. \quad (1)$$

Потенціал  $U(r, z)$  при  $r \rightarrow \infty, z \rightarrow \infty$  має відповідати потенціалу поля точкового джерела:

$$U(r, z) = \frac{I_p}{2\pi} \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}}. \quad (2)$$

У зв'язку з тим, що контактна поверхня диска є ізоповерхнею, потенціал при  $z = 0$  і  $r < r_0$  має бути постійним:

$$U(r, z)|_{z=0, r < r_0} = \text{const}. \quad (3)$$

Віссиметричне рівняння Лапласа (1) має загальний розв'язок:

$$U(r, z) = \int_0^r (Ae^{mz} + Be^{-mz}) J_0(mr) dm, \quad (4)$$

де  $J_0$  – функція Бесселя першого роду;  $A$  і  $B$  – невідомі функціональні коефіцієнти.

Для задоволення умови затухання потенціалу на нескінченності ( $U(r, z)|_{z \rightarrow \infty} \rightarrow 0$ ) необхідно у співвідношенні (4) коефіцієнт  $A$  покласти рівним нулю ( $A=0$ ). Тоді для випадку однорідного напівпростору загальний розв'язок буде:

$$U(r, z) = \int_0^r B(m) e^{-mz} J_0(mr) dm, \quad (5)$$

де  $B(m)$  – невідомий функціональний коефіцієнт.

Зазначеним умовам (2, 3) відповідає інтеграл Фур'є – Бесселя [6]:

Таблиця 1. Значення похибки  $\sigma$  та відносних розмірів радіуса дискового електрода  $r_0/r$

$r_0/r$	$\sigma, \%$										
0	0	0,12	0,242	0,2	0,679	0,28	1,36	0,42	3,2	0,58	6,68
0,01	0,0017	0,14	0,33	0,22	0,825	0,3	1,56	0,46	3,91	0,62	7,86
0,02	0,0067	0,16	0,432	0,24	0,986	0,34	2,034	0,5	4,72	0,66	9,21
0,1	0,167	0,18	0,548	0,26	1,16	0,38	2,58	0,54	5,64	0,7	10,77

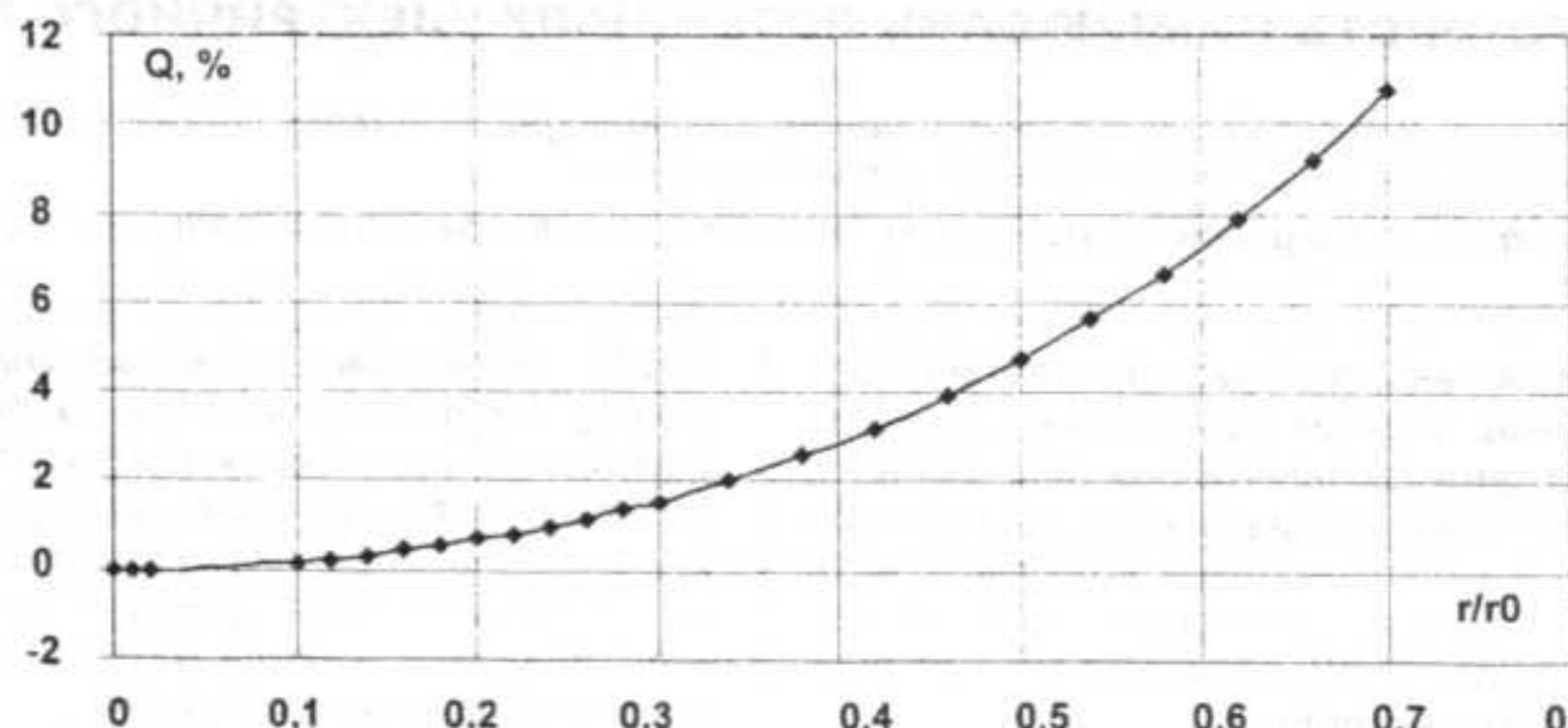


Рис. 1. Графік залежності функції похибки ( $\sigma$ ) від відносних розмірів дискового електрода ( $r_0/r$ )

Вплив глибини занурення заземлень. Для оцінки впливу глибини заземлень розглянемо задачу про електричне поле стрижневого електрода на поверхні однорідного провідного напівпростору.

Припустимо, що на поверхні однорідного провідного напівпростору з питомим опором  $\rho$  забитий стрижневий електрод на глибину  $h$ , з якого у напівпростір збігає

$$B_0 \int_0^\infty \frac{\sin mr_0}{m} e^{-mz} J_0(mr) dm = \\ = B_0 \arcsin \frac{2r_0}{\sqrt{(r-r_0)^2 + z^2} + \sqrt{(r+r_0)^2 + z^2}} \quad (6)$$

де  $B_0$  – невідома константа.

З урахуванням крайової умови (2) коефіцієнт  $B_0$  визначиться у вигляді:  $B_0 = \frac{I_p}{2\pi r_0}$ , а отже потенціал електричного поля запишеться:

$$U(r, z) = \\ = \frac{I_p}{2\pi r_0} \arcsin \frac{2r_0}{\sqrt{(r-r_0)^2 + z^2} + \sqrt{(r+r_0)^2 + z^2}}. \quad (7)$$

Зокрема, на поверхні землі ( $z = 0, r > r_0$ ), де виконуються виміри поля, маємо:

$$U(r) = \frac{I_p}{2\pi r_0} \arcsin \frac{r_0}{r}. \quad (8)$$

Для оцінки впливу розмірів заземлення на відхилення значень потенціалу від поля точкового джерела визначимо функцію похибки  $\delta$  у вигляді:

$$\sigma = \left| \frac{U}{U_0} - 1 \right| \cdot 100\%, \quad (9)$$

де  $U_0 = I_p / 2\pi r$  – потенціал поля точкового джерела. У явному вигляді функція запишеться:

$$\sigma = \left| \frac{r}{r_0} \arcsin \frac{r_0}{r} - 1 \right| \cdot 100\%. \quad (10)$$

У табл. 1 представлена значення похибки, а на рис. 1 – графік залежності похибки  $\sigma$  від відносних розмірів радіуса дискового електрода  $r_0/r$ .

Струм силою  $I$ . Визначимо потенціал електричного поля, що створюється таким джерелом, використовуючи циліндричну систему координат  $(r, \varphi, z)$  з початком у точці, розташованій на денній поверхні ( $z = 0$ ) на осі стрижня. Для цього кожний лінійний елемент електрода живлення  $dz_0$  з координатою  $z_0$  будемо розглядати як точкове джерело інтенсивності  $Idz_0 / h$ , що створює в

довільній точці  $M(r, \phi, z)$  напівпростору елементарний потенціал  $dU$ , який з урахуванням осьової симетрії (незалежності від кута  $\phi$ ) виражається рівнянням:

$$dU = \frac{I\rho dz_0}{2\pi h} \times \frac{1}{\sqrt{(z_0 - z)^2 + r^2}}. \quad (11)$$

Потенціал електричного поля всього зануреного електрода живлення визначимо шляхом інтегрування (11) у межах від 0 до  $h$ :

$$\begin{aligned} U(r, z) &= \frac{I\rho}{2\pi h} \int_0^h \frac{dz_0}{\sqrt{(z_0 - z)^2 + r^2}} = \\ &= \frac{I\rho}{2\pi h} \ln \left( z_0 - z + \sqrt{(z_0 - z)^2 + r^2} \right) \Big|_0^h = \\ &= \frac{I\rho}{2\pi h} \ln \frac{\sqrt{(h - z)^2 + r^2} + h - z}{\sqrt{z^2 + r^2} - z}. \end{aligned} \quad (12)$$

Вимірюваний потенціал на поверхні землі ( $z = 0$ ) виразиться:

$$U(r) = \frac{I\rho}{2\pi h} \ln \left( \frac{\sqrt{h^2 + r^2} + h}{r} \right). \quad (13)$$

Відхилення  $\delta$  потенціалу поля точкового джерела  $U_0$  від потенціалу поля заземленої шпильки визначимо у вигляді:

Таблиця 2. Залежність відхилення  $\delta$  від відносної глибини занурення електрода  $h/r$

$h/r$	$\delta$ (%)										
0,1	0,166	0,25	1,013	0,4	2,491	0,6	5,196	0,8	8,416	1,2	15,34
0,15	0,371	0,275	1,219	0,45	3,1	0,65	5,965	0,9	10,13	1,3	17,04
0,2	0,655	0,3	1,442	0,5	3,758	0,7	6,762	1	11,86	1,4	18,72
0,225	0,825	0,35	1,937	0,55	4,458	0,75	7,58	1,1	13,6	1,5	20,35

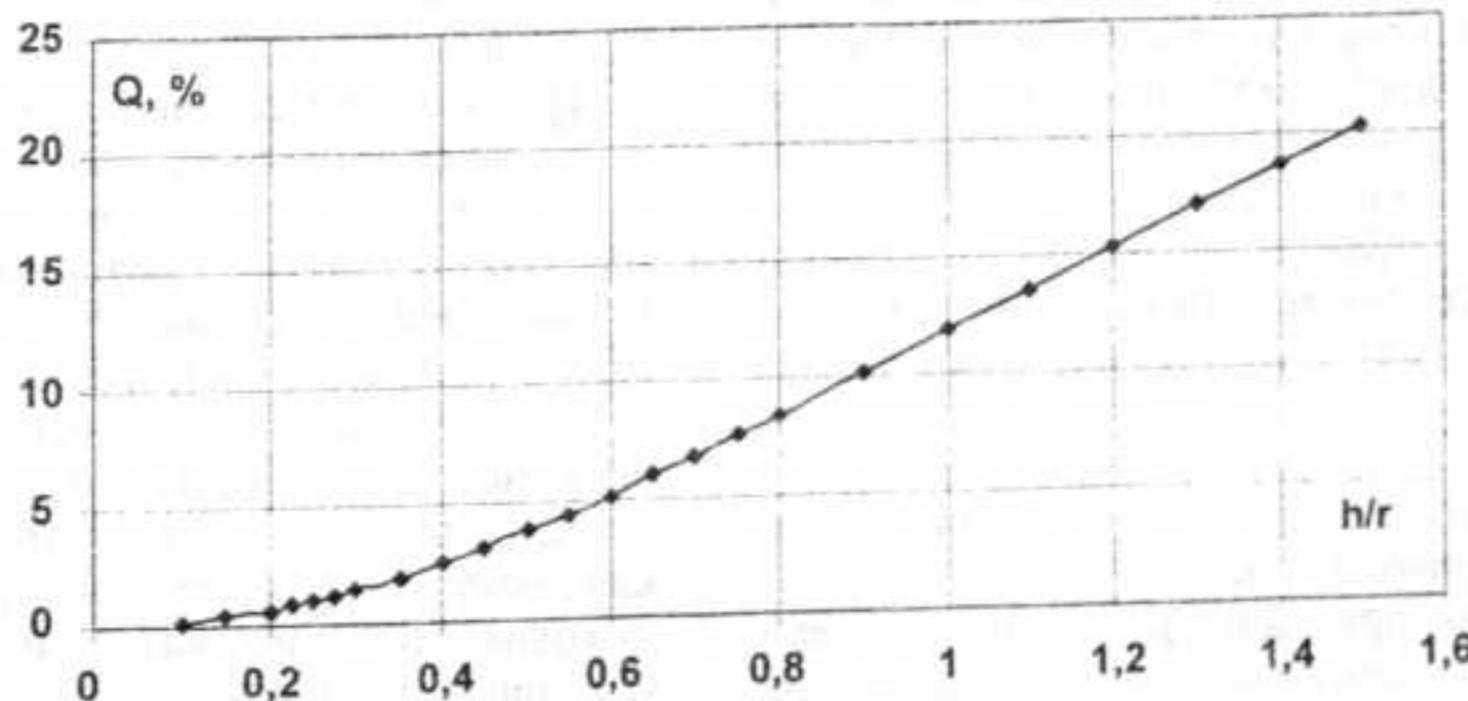


Рис. 2. Залежність параметру  $\delta$  від значень  $h/r$

### Висновки.

1. Аналіз графіка (рис. 1) показує, що відхилення потенціалу поля дискового заземлення від поля точкового джерела на рівні  $< 5\%$  досягається при поперечних розмірах електрода  $r_0/r = 0,5$ , а  $1\%$  – при відносних розмірах електрода живлення  $r_0/r = 0,24$ . Це означає, що при  $AB = 0,3$  м,  $MN = 0,1$  м відмічені похибки вимірювань досягаються при збудженні електричного поля електродами з радіусами меншими 5,2 і 2,4 см відповідно, що безперечно було реалізовано при виконанні мікроелектrozондувань. На практиці, як правило, застосовуються електроди діаметром 1,5 см, що викликає відхилення вимірюваного потенціалу від потенціалу точкового джерела в межах  $0,15\%$ .

2. Розрахунки свідчать про те, що при співвідношенні глибини занурення електрода ( $h$ ) до відстані ( $r$ ) від точки живлення  $h/r < 0,58$  відхилення реального поля від поля точкового джерела становить менше  $5\%$ . Отже, при початкових розносах установки МЕЗ  $AB = 0,3$  м і  $MN = 0,1$  м (ближній приймальний електрод міститься

$$\delta = (U_0 - U)/U_0 \cdot 100\% = (1 - U/U_0) \cdot 100\%. \quad (14)$$

Зважаючи на те, що  $U_0 = I\rho/(2\pi)$ , маємо:

$$\delta = \left[ 1 - \frac{r}{h} \ln \left( \sqrt{1 + \frac{h^2}{r^2}} + \frac{h}{r} \right) \right] \cdot 100\%. \quad (15)$$

Аналіз співвідношення (14) свідчить, що коли  $h/r \rightarrow 0$  (глибина занурення електрода мала), то відмінність потенціалу поля стрижневого електрода від поля точкового джерела є досить малою:

$$\delta_{h/r \rightarrow 0} = \frac{1}{6} \frac{h^2}{r^2} \cdot 100\%. \quad (16)$$

а при  $h/r \rightarrow \infty$  (занурення стрижневого заземлення відносно відстані  $r$  до точки живлення значне) потенціал поля стрижневого заземлення є суттєво меншим потенціалу поля точкового джерела (відхилення  $\delta$  досягає 100 %):

$$\delta = \left[ 1 - \frac{r}{h} \ln 2 \frac{h}{r} \right] \cdot 100\% \approx 100\%. \quad (17)$$

У табл. 2 наведено результати розрахунку відхилення  $\delta$ , а на рис. 2 – відповідний характер залежності відхилення  $\delta$  від відносної глибини занурення електрода  $h/r$ .

на відстані 0,1 м від електрода живлення) глибина занурення електрода у ґрунт не має перевищувати 5 см. При глибині занурення  $h < 3,5$  см відповідність реальному полю точкового джерела зростає (відносна похибка зменшується до 1,8 %). Ці особливості необхідно також враховувати при виконанні мікроелектrozондувань, особливо при відпрацюванні малих початкових розносів установки МЕЗ.

1. Вижва С.А. Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. – К., 2004. 2. Вижва С.А., Онищук І.І., Безродний Д.А. Екогеофізичний моніторинг міських агломерацій // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2003. – № 25. 3. Онищук І.І. Геоелектричне вивчення підтоплення центральної частини Національного комплексу "Експоцентр України" // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – № 21. 4. Онищук І.І. Застосування екогеофізичних досліджень при вивченні підтоплених ґрунтів // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 20. 5. Онищук І.І., Рева М.В. Принципи геофізичного картування стану земель // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – № 29–30. 6. Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.Н. Интегралы и ряды. – М., 1983.

Надійшла до редакції 27.09.06

УДК 550.83

С. Шепель, д-р геол. наук, Л. Рибак, в.о. зав. лаб., Н. Кондратьєва, пров. геолог, В. Рябуха, асп.

## ПРИРОДА АНОМАЛЬНОЇ ЕЛЕКТРОПРОВІДНОСТІ ДЕЯКИХ КОЛЕКТОРІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

*На основі лабораторних вимірювань питомого електричного опору деяких сухих і повітряно-сухих осадових порід ДДЗ встановлена фізична природа їх аномально високої електропровідності. Досліджено характер електричної диференційованості пісковиків, алевролітів, аргілітів у різних діапазонах частот електромагнітного поля.*

*On fundamentals laboratory specifics of electrical prospecting some dry and airdry sedimentary rocks DD depression was determined physics nature of their anomaly high electrical conductivity. Character sandstones, siltstones, argillites was researched in different frequency range of electromagnetic field.*

**Вступ.** Дослідження нетрадиційних колекторів вуглеводнів набуває особливої актуальності у зв'язку з необхідністю розширення видобутку вуглеводнів в Україні, де відбувається виснаження відомих родовищ. Значний приріст видобутку вуглеводнів в останні роки досягається за рахунок переінтерпретації геологогеофізичних матеріалів на цих родовищах. До таких нетрадиційних колекторів належать, у тому числі, і низькоомні теригенні відклади складнопобудованих геологічних тіл. Колектори такого типу виділяються на багатьох родовищах світу, з ними пов'язані значні поклади вуглеводнів, але в багатьох випадках вони пропускаються у зв'язку з тим, що їх електричний опір збігається з аналогічним параметром водонасичених пластів.

При досліджені низькоомних колекторів особливий інтерес викликає визначення фізичної природи їх аномальної електропровідності, що необхідно для повноцінної інтерпретації та переінтерпретації результатів електричного каротажу свердловин. Розв'язанню цієї проблеми на прикладі деяких колекторів Дніпровсько-Донецької западини і присвячена дана робота. У гірських породах аномальна електропровідність може бути обумовлена або електронною провідністю рудної компоненти, сульфідних мінералів, графітової складової або іонною електропровідністю високомінералізованих флюїдів.

**Вивчення питання.** Дослідження фізико-хімічної природи та геологічних причин низькоомності колекторів різного типу присвячена відносно невелика кількість опублікованих робіт. У публікації [1] низькоомність колекторів пов'язується з утворенням великої кількості тонкодисперсних вторинних сульфідних мінералів та окислів заліза з електронною провідністю.

О. Гуньовська [2] на прикладі ДДЗ виділяє чотири типи низькоомних продуктивних колекторів, підвищення електропровідності яких вони пов'язує із вмістом у їх складовій електропровідних мінералів. До першого типу віднесено продуктивні, переважно гідрофільні, пласти з аномально низьким питомим електричним опором, які складені піщано-алевролітовими шаруватими породами поліміктового складу. По нашаруванню розсіяні пірити у вигляді тонких прожилок, плівок, дрібних взаємопов'язаних вкраплень в асоціації з вуглефікованою органікою. До другого типу низькоомних колекторів віднесено продуктивні пласти, які складені олеофільними піщаними породами, переважно кварцового складу, різної структури. Пірит виповнює окремі пори, утворює агрегати, тонкодисперсні стягнення та плівки на стінках пор, що асоціюють з бітумом. До третього типу належать гідрофільні морські й алювіальні фациї із вторинним поровим простором. Деякі електропровідні мінерали, головним чином окисли заліза, розсіяні по всій масі порід. У шаруватих літотипах вони розподілені по нашаруванню. У поліміктових крупнозернистих різновидах порід пониженні опори пластів іноді обумовлені підвищеним вмістом залишкової води. До четвертого типу віднесено низькоомні продуктивні пласти, представлені дрібнозернистими пісковиками і крупнозернистими але-

влітами кварцевого складу, що характеризуються підвищеною пористістю.

У роботі [3] виділяються шість можливих причин прояву низькоомності продуктивних колекторів (шаруватість колекторів, електронна провідність, дрібнозернистість структури, внутрішня мікропористість скелету, поверхнева мікропористість та гідрогеологічна інверсія).

Серед вивчених нами публікацій найбільший науковий інтерес викликає робота О. Гуньовської [2], що відрізняється своєю обґрунтованістю та детальністю. Аналіз фізичної природи виділених нею чотирьох типів продуктивних пластів дав можливість зробити висновок, що для перших двох типів основний вклад у зниження електроопору вносить електронна провідність сухої матриці, для третього – комбінований вплив електронної провідності низькоомних мінералів та іонних флюїдів, для четвертого – іонна електропровідність високомінералізованих розчинів.

**Об'єкт і суть дослідження.** Об'єктом дослідження були обрані осадові відклади нижнього карбону, які складають Південно-Берестейську й Південно-Панасівську площини.

Ці площини розташовані в межах північної прибортової зони північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини, між Роменською та Синівською депресіями. Глибина залягання фундаменту тут становить 5,5–6,0 км. На фундаменті з великим кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягає комплекс осадових порід від девонських до четвертинних включно. Досліджені породи Південно-Берестівської площині відібрані в інтервалі 4023–4480 м з кам'яновугільного комплексу (віз) і представлені пісковиками, вапняками й алевролітами. У межах Південно-Панасівської площини з інтервалу 2718–3552 м відібрані пісковики, алевроліти та аргіліти (серпухівіз). За даними електричного каротажу їх електричний опір змінюється в межах 6–20 Ом·м. В осадовому комплексі виділяються три гідродинамічні зони: активного, ускладненого та дуже ускладненого водообміну. Водоносні горизонти приурочені до пісковиків, алевролітів. Водоупорами є чисельні прошарки глин, аргілітів, кам'яної солі. При випробуванні кам'яновугільних водоносних горизонтів на цих площинах одержано приток води хлоркальцієвого типу з високою мінералізацією 122,4–277,3 г/л. Глибина залягання водоносних горизонтів карбону становить 2350–4420 м.

Для розділення впливу електронної та іонної електропровідностей нами були виконані вимірювання питомого електричного опору ( $\rho$ ) сухих і повітряно-сухих колекторів (у т. ч. і низькоомних) Південно-Берестівської та Південно-Панасівської площин. Отримані лабораторні результати порівнювалися з польовими матеріалами електричного каротажу свердловин. Дослідження сухих колекторів дозволяє позбутися впливу електропровідності флюїдів на електричний опір досліджуваних зразків і фіксувати тільки пониження  $\rho$ , обумовлене низькоомними мінералами сухої матриці.

Для порід Південно-Берестівської та Південно-Панасівської площин виконано вимірювання питомого електричного опору на постійному ( $\rho_{\text{п}}$ ) і змінному струмі частотою 1 кГц ( $\rho_{\text{c}}$ ). Середні та екстремальні значення питомого електричного опору сухих, повітряно-сухих і насичених пластовою водою порід представлено в табл. 1.

**Таблиця 1.** Отримані значення питомого електричного опору на постійному ( $\rho_{\text{п}}$ ) і на змінному ( $\rho_{\text{c}}$ ) струмі сухих, повітряно-сухих та насичених пластовою водою порід Південно-Берестівської і Південно-Панасівської площин

Назва порід	К-сть зразків	$\rho_{\text{п}} \text{ (мін.)}$ (Ом·м)	$\rho_{\text{п}} \text{ (макс.)}$ (Ом·м)	$\rho_{\text{п}} \text{ (сер.)}$ (Ом·м)	$\rho_{\text{c}} \text{ (мін.)}$ (Ом·м)	$\rho_{\text{c}} \text{ (макс.)}$ (Ом·м)	$\rho_{\text{c}} \text{ (сер.)}$ (Ом·м)
<b>Сухі (Південно-Берестівська площа)</b>							
Пісковики	16	$3,55 \cdot 10^5$	$2,32 \cdot 10^{10}$	$6,33 \cdot 10^9$	$2,33 \cdot 10^8$	$5,24 \cdot 10^7$	$2,88 \cdot 10^7$
Вапняки	4	$3,53 \cdot 10^5$	$1,60 \cdot 10^8$	$5,27 \cdot 10^7$	$1,27 \cdot 10^5$	$1,13 \cdot 10^6$	$5,21 \cdot 10^5$
Алевроліти	3	$8,20 \cdot 10^3$	$1,87 \cdot 10^9$	$6,23 \cdot 10^8$	$6,60 \cdot 10^3$	$2,13 \cdot 10^7$	$7,11 \cdot 10^6$
<b>Повітряно-сухі (Південно-Берестівська площа)</b>							
Пісковики	16	$1,96 \cdot 10^3$	$1,06 \cdot 10^7$	$1,90 \cdot 10^6$	$2,38 \cdot 10^3$	$3,01 \cdot 10^6$	$5,12 \cdot 10^5$
Вапняки	4	$2,12 \cdot 10^4$	$1,01 \cdot 10^5$	$5,15 \cdot 10^4$	$1,49 \cdot 10^4$	$4,71 \cdot 10^4$	$2,49 \cdot 10^4$
Алевроліти	3	$4,10 \cdot 10^2$	$5,52 \cdot 10^4$	$1,90 \cdot 10^4$	$2,94 \cdot 10^2$	$4,83 \cdot 10^4$	$1,63 \cdot 10^4$
<b>Насичені пластовою водою (Південно-Берестівська площа)</b>							
Пісковики	16	-	-	-	0,70	6,59	2,42
Вапняки	4	-	-	-	21,0	98,5	44,3
<b>Сухі (Південно-Панасівська площа)</b>							
Пісковики	10	$7,54 \cdot 10^5$	$1,97 \cdot 10^{10}$	$5,52 \cdot 10^9$	$2,23 \cdot 10^8$	$5,24 \cdot 10^7$	$2,64 \cdot 10^7$
Алевроліти	5	$3,67 \cdot 10^5$	$1,37 \cdot 10^8$	$3,03 \cdot 10^7$	$2,61 \cdot 10^5$	$1,34 \cdot 10^7$	$3,69 \cdot 10^6$
Аргіліти	7	$5,60 \cdot 10^3$	$1,47 \cdot 10^7$	$2,70 \cdot 10^6$	$4,93 \cdot 10^3$	$5,43 \cdot 10^5$	$1,49 \cdot 10^5$
<b>Повітряно-сухі (Південно-Панасівська площа)</b>							
Пісковики	10	$1,85 \cdot 10^4$	$1,97 \cdot 10^9$	$7,39 \cdot 10^8$	$1,90 \cdot 10^4$	$3,79 \cdot 10^7$	$1,40 \cdot 10^7$
Алевроліти	5	$1,95 \cdot 10^2$	$2,72 \cdot 10^4$	$1,08 \cdot 10^4$	$4,54 \cdot 10^2$	$2,14 \cdot 10^4$	$1,30 \cdot 10^4$
Аргіліти	7	$1,39 \cdot 10^3$	$1,17 \cdot 10^4$	$6,02 \cdot 10^3$	$1,20 \cdot 10^3$	$1,04 \cdot 10^4$	$5,15 \cdot 10^3$
<b>Насичені пластовою водою (Південно-Панасівська площа)</b>							
Пісковики	10	-	-	-	0,40	8,15	2,79
Аргіліти	7	-	-	-	1,8	58,0	21,7

Незважаючи на малу кількість досліджених вапняків і алевролітів Південно-Берестівської площині досить чітко вимальовується загальна тенденція електричної диференціації. Серед сухих зразків найбільш високоомними з мінімальною діелектричною проникністю є пісковики, що обумовлено присутністю в їх складі значної кількості такого високоомного мінералу як кварц, питомий електричний опір якого в сухому стані перевищує  $10^{14}$  Ом·м. Середнє значення електроопору сухих пісковиків на постійному струмі становить  $6,33 \cdot 10^9$  Ом·м, а на змінному струмі –  $2,88 \cdot 10^7$  Ом·м. Мінімальними  $\rho$  характеризуються сухі вапняки, для яких  $\rho_{\text{п}} \text{ (сер.)} = 5,27 \cdot 10^7$ , а  $\rho_{\text{c}} \text{ (сер.)} = 5,21 \cdot 10^5$  Ом·м. Таким чином, диференціація за середніми значеннями питомого електричного опору на постійному струмі становить 2,1 порядки, а на змінному – лише 1,7 порядки.

Найбільшим діапазоном змін  $\rho$  описуються сухі алевроліти Південно-Берестівської площині. Їх електричний опір знаходитьться в межах п'яти порядків від  $8,2 \cdot 10^3$  до

$1,87 \cdot 10^9$  Ом·м. Це обумовлене тим, що у зразках 12736 та 12736,1 присутні сульфідні мінерали, які характеризуються електронною провідністю й відповідно мінімальними значеннями  $\rho$ . Питомий електричний опір таких мінералів дорівнює  $10^{-5}$ – $10^1$  Ом·м. Сульфідні мінерали в цих породах містяться у вигляді окремих ізольованих зерен великих розмірів (до 0,5 см). Такі структурні особливості будови цих порід обумовлюють те, що не утворюється нескінчений електропровідний кластер і поріг перколії не пройдений. Електричний опір найбільш низькоомних алевролітів із сульфідними мінералами залишається досить значним і складає тисячі омметрів.

Гістограми електричного опору, вимірюваного на постійному та змінному (1 кГц) струмах сухих пісковиків Південно-Берестівської площині представлено на рис. 1, 2.

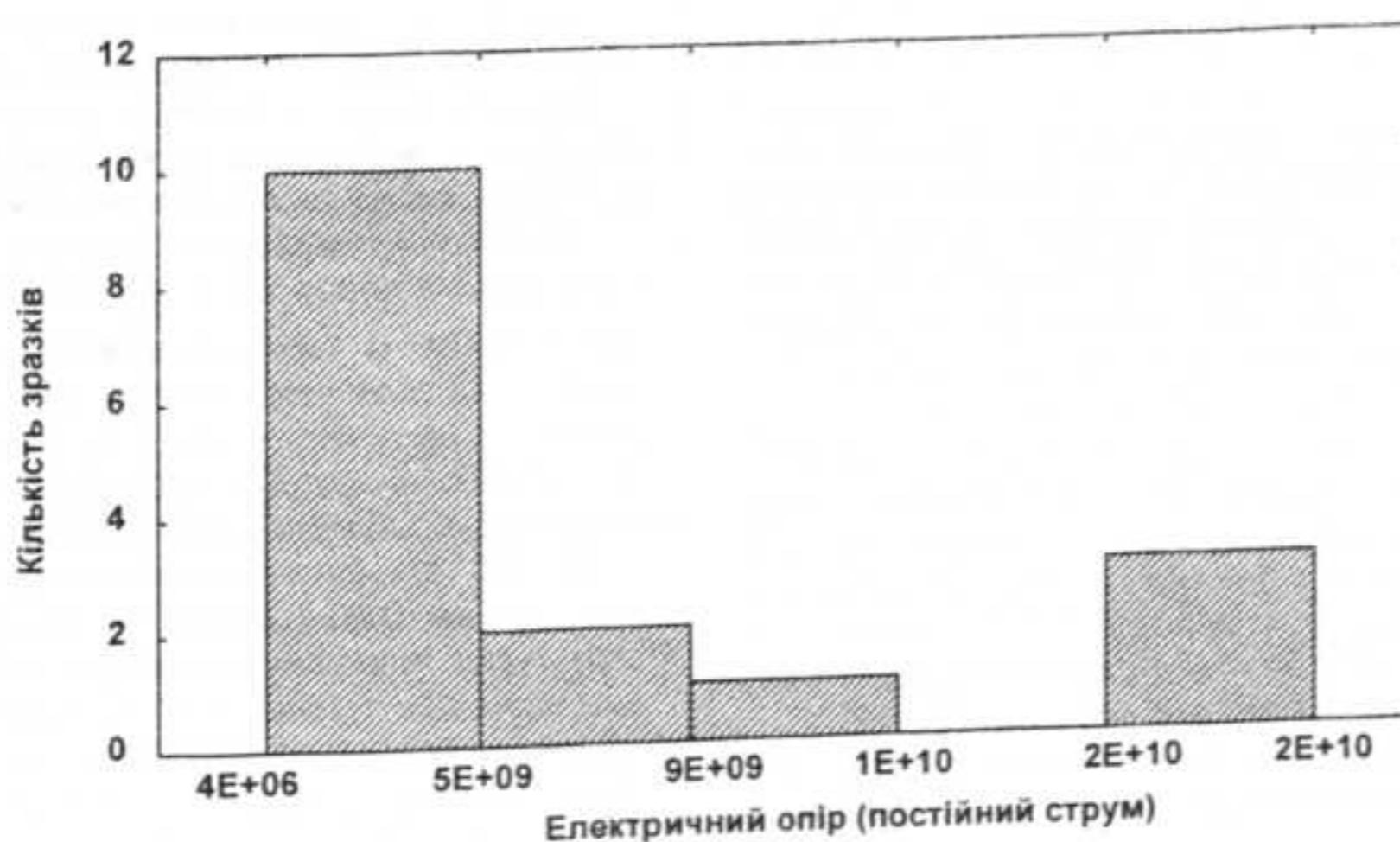


Рис. 1. Гістограма електричного опору (змінний струм, 1 кГц) сухих пісковиків Південно-Берестівської площині

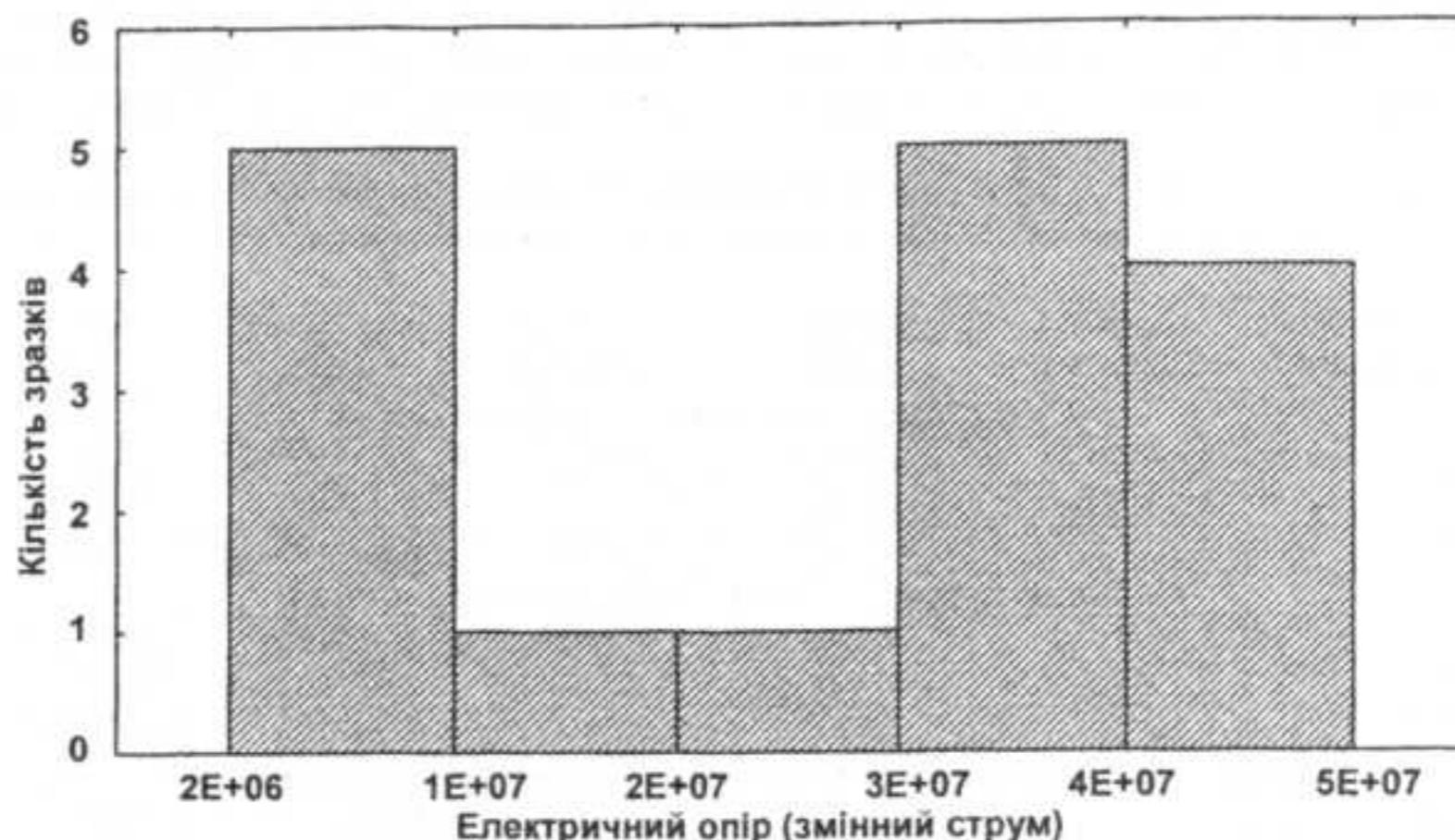


Рис. 2. Гістограма електричного опору (постійний струм) сухих пісковиків Південно-Берестівської площини

Як видно з цих гістограм, більш інтенсивна електрична диференційованість цих утворень спостерігається при вимірюваннях на постійному струмі. Для сухих пісковиків на постійному струмі різниця між максимальними та мінімальними значеннями  $r$  становить майже чотири порядки, а на змінному – близько 1,3 порядки. Для повітряно-сухих пісковиків ці величини становлять 4 та 3,5 порядки. Таким чином, електричний опір на постійному струмі є більш інформативним петроелектричним параметром порівняно з  $r$  на змінному струмі.

Насичення порід водою, навіть таке незначне, як перехід від сухих до повітряно-сухих зразків (вологість їх становить 0,01–0,5 вагових %) зменшує питомий електричний опір на 2–4 порядки, причому більш інтенсивно для порівняно високоомних порід, зменшуючи ступінь їх електричної диференційованості.

Середнє значення електричного опору насичених пластовою водою пісковиків Південно-Берестівської площині дорівнює  $2,42 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  (див. табл. 1), тобто вони потрапляють до групи низькоомних колекторів як за даним параметром, так і за екстремальними величинами. Отже природа високої електропровідності низькоомних колекторів у межах Південно-Берестівської площині може бути сформована лише іонною електропровідністю високомінералізованих флюїдів, які насичують тріщини та пори порід. Необхідно підкреслити, що цей вплив може проявлятись як на мікрорівні (зразки порід), так і на макрорівні, що не обов'язково проявиться у зразках, які мають відносно невеликі розміри. Чергування порівняно більш високоомних і низькоомних горизонтів по розрізу свердловин може бути пов'язане із зонами тектонічного розширення та стискання. Такі зони можуть бути виділені також по аналізу характеру мікротріщинуватості в прозорих шліфах: тріщини відкриваються в зонах розтягу і збільшують об'єм геологічних тіл. Вони є головними тріщинами, що формують додаткові об'єми колекторів для вуглеводнів. Тріщини сколу утворюються в зонах стискування, є закритими і не приводять до збільшення об'єму, не створюють нові пустоти для концентрації вуглеводнів тощо. Досить часто вони виступають у ролі екранів. Низькоомні зони, виявлені в дослідженіх петрофізичними методами свердловинах, можна пов'язати із зонами розтягу утворенням додаткової мікротріщинуватості і відповідно більш високої водонасиченості цих зон.

Для Південно-Панасівської площини досліджено три групи порід: пісковики, алевроліти, аргіліти. Найбільш високоомні в сухому стані є пісковики. У сухому стані середнє значення їх електричного опору на постійному струмі на 2,3 порядки перевищує аналогічний параметр алевролітів і на

2,8 порядки – аргілітів. На змінному струмі ці величини становлять відповідно 0,9 і 2,1 порядки, що значно менше, ніж при постійному струмі. Зменшення питомого опору в ряду пісковики – алевроліти – аргіліти спостерігається також і для повітряно-сухих зразків (гіроскопічна вологість їх становить 0,02–0,56 вагових %). У цьому випадку  $r$  пісковиків перевищує аналогічний параметр алевролітів на 4,6 порядки, аргілітів – на 4,9 порядки (постійний струм) і відповідно на 3 і 3,5 порядки (zmінний струм). Таким чином підтверджується встановлена на прикладі порід Південно-Берестівської площині закономірність: збільшення частоти електромагнітного поля значно погіршує інформативність такого петроелектричного критерію, як питомий електричний опір.

Гістограми електричного опору сухих пісковиків Південно-Панасівської площини представлені на рис. 3, 4. Аналіз цих гістограм дає можливість також зробити висновок про більшу інформативність електричного опору, виміряного на постійному струмі, порівняно з  $r$  на змінному струмі.

Таким чином, для сухих і повітряно-сухих порід Південно-Панасівської площини досить чітко простежується ряд, де зменшується питомий електричний опір сухих та повітряно-сухих зразків: пісковики – алевроліти – аргіліти. У цьому ряді порід найбільш дрібнозернистими є аргіліти. У їх складі, як правило, 50 % – мінерали з розміром зерна, меншим за 0,001 мм.

Отже, зменшення розмірів породоутворювальних частинок зменшує електричний опір матриці осадових порід і збільшує їх діелектричну проникність. Це пов'язано із впливом поверхневої електропровідності, що в декілька разів перевищує об'ємну за рахунок зменшення енергії активації поверхневих струмоносіїв і у дрібнозернистих породах є суттєвим фактором зниження питомого опору.

Насичені пластовою водою пісковики Південно-Панасівської площини характеризуються електроопором рівним  $2,79 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , тобто вони теж є низькоомними (це пов'язано із впливом насичуючих флюїдів, оскільки в сухому стані їх  $r$  на декілька порядків більше). Насичені пластовою водою пісковики цього родовища характеризуються більшим діапазоном змін електроопору ( $0,40$ – $8,15 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) порівняно з аналогічними породами Південно-Берестівської площини ( $0,70$ – $6,59 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ), що свідчить про їх більшу структурно-текстурну неоднорідність. Аргіліти є порівняно високоомними [ $r(\text{сер.}) = 21,7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ], хоча в сухому й повітряно-сухому станах їх питомий електричний опір набагато менший, ніж  $r$  пісковиків. Таким чином, насичення пластовою водою більшою мірою впливає на електричний опір пісковиків, порівняно з аргілітами, що фіксує меншу тектонічну подрібненість останніх.

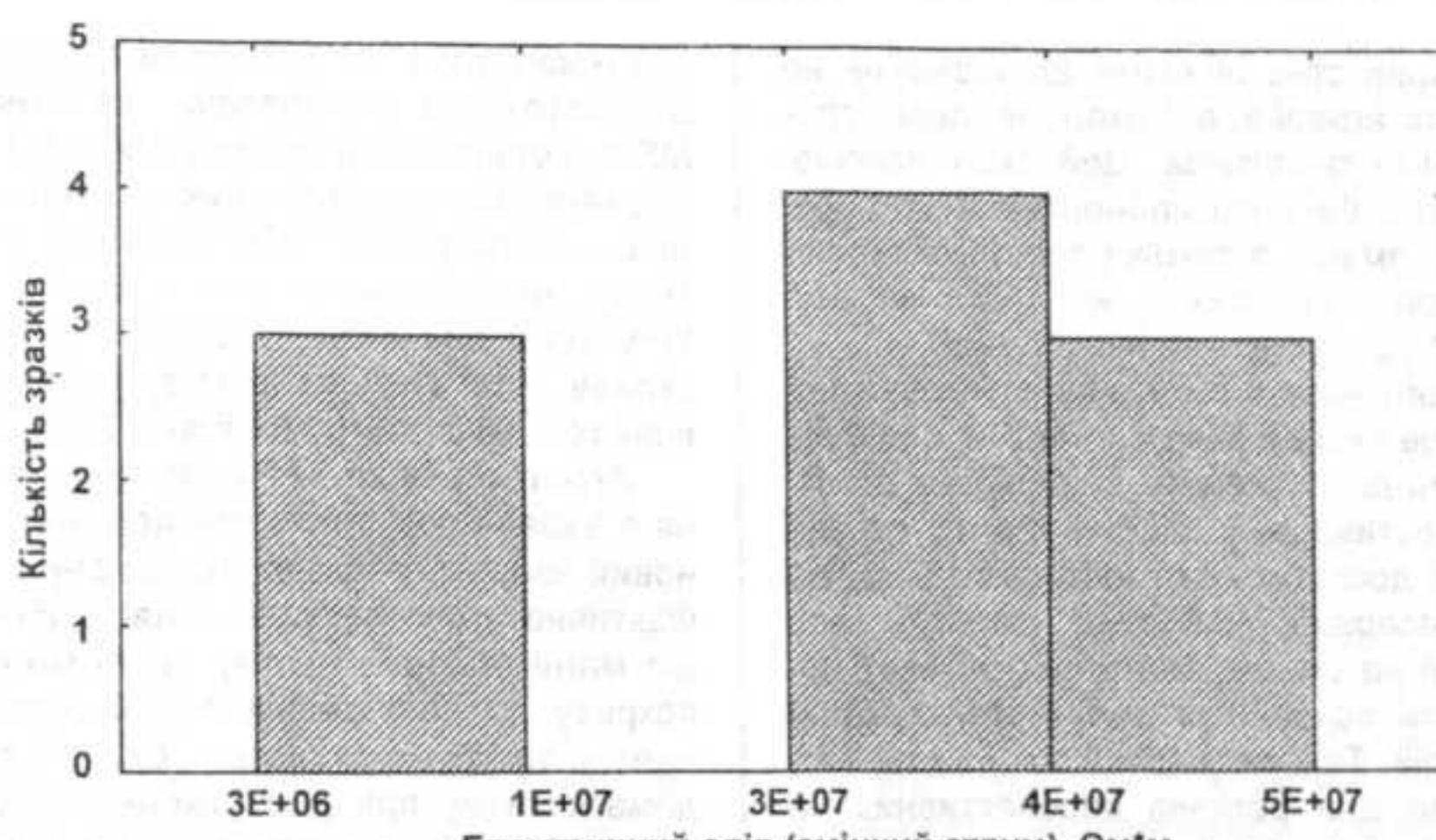


Рис. 3. Гістограма електричного опору (змінний струм, 1 кГц) сухих пісковиків Південно-Панасівської площини

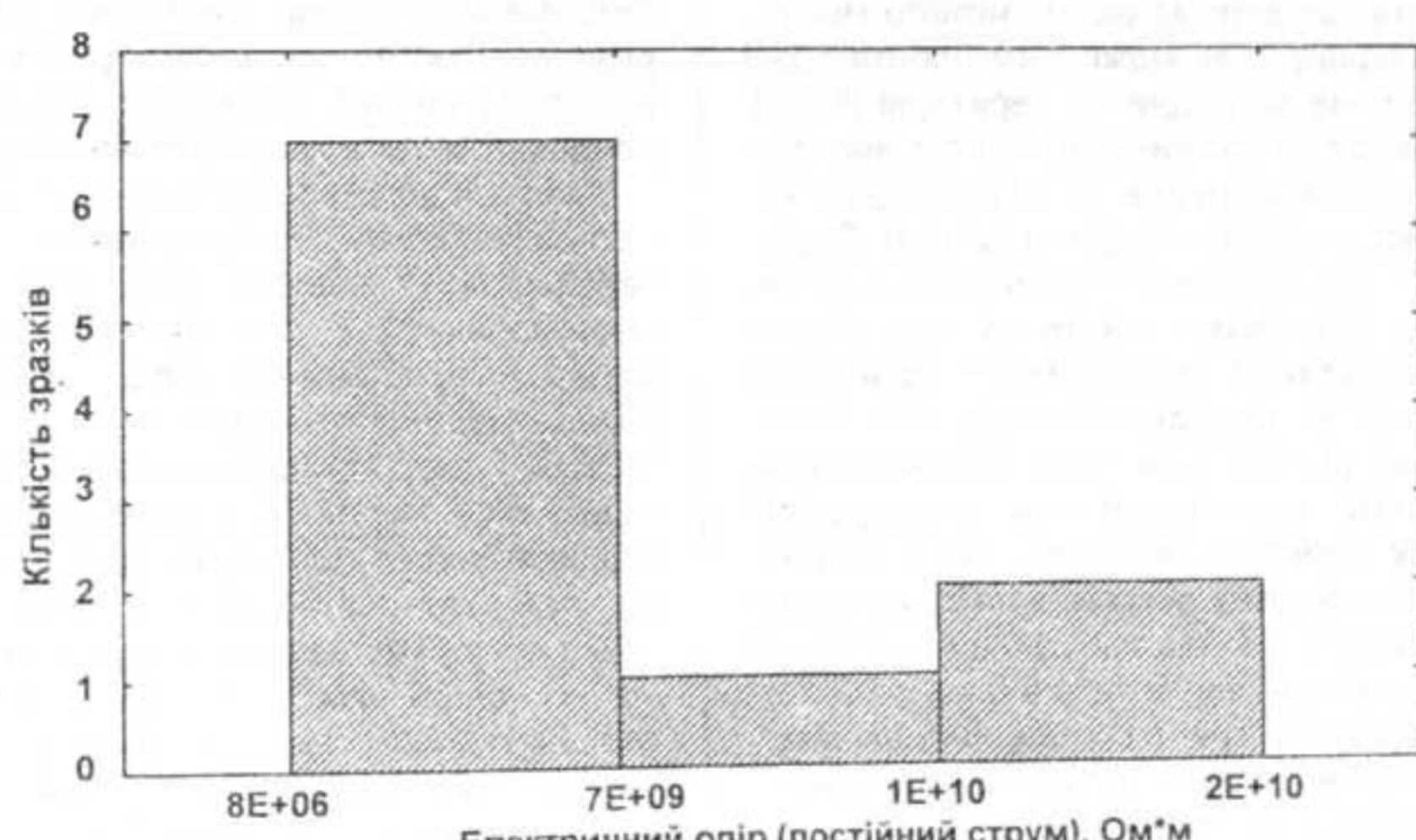


Рис. 4. Гістограма електричного опору (постійний струм) сухих пісковиків Південно-Панасівської площини

**Висновки.** Запропонована методика визначення фізичної природи низькоомності продуктивних горизонтів полягає у вимірюванні в лабораторних умовах питомого електричного опору сухих та повітряно-сухих зразків, що дає можливість нівелювати вплив водної компоненти та досліджувати електрофізичні характеристики твердого скелету матриці. Усі досліжені нами породи Південно-Берестівської та Південно-Панасівської площин, які відібрані в зонах аномально низьких значень електричного опору (згідно з даними електричного каротажу) за результатами вимірювань, отриманими авторами в лабораторних умовах на сухих і повітряно-сухих пробах, показали досить високі значення р. Це свідчить

про те, що природа їхньої аномально високої електропровідності може бути пов'язана лише із впливом флюїдних розчинів високої мінералізації.

1. Гуньовська О.М. Нетрадиційні колектори нафти і газу – резерв для нарощування енергетичних ресурсів України // Нафта і газ України. Матер. XVII Міжнар. наук.-практ. конф. – К., 2002. 2. Гуньовська О.М., Лизун С.О., Чепіль П.М. Низькоомні колектори нафти і газу, умови їх утворення, критерії виділення та характер розповсюдження у розрізах карбону Дніпровсько-Донецької западини // Нафта і газ України. Матер. XVIII Міжнар. наук.-практ. конф. "Нафта і газ України-2004". Судак, 29 верес. – 1 жовт. 2004 р. – Судак, 2004. – Т. 1. 3. Worthington P.F. Recognition and evaluation of low-resistivity pay // Petroleum Geoscience – 2000. – V. 6, № 1.

Надійшла до редколегії 12.09.06

УДК 550.83-1029.12

О. Меньшов, асп.

## ЗАСТОСУВАННЯ МАГНЕТИЗМУ ГРУНТОВОГО ПОКРИВУ ДЛЯ РОЗВ'ЯЗАННЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНИХ ЗАВДАНЬ

Розглянуто можливості застосування магнетизму ґрунтового покриву для розв'язання задач пошукув вуглеводнів, при екогеофізичних та урбогеофізичних дослідженнях, у аграрному секторі. Наведено розподіли досліджених магнітних параметрів у ґрунтах України.

The possibility of using the soil magnetism for hydrocarbons prospecting, ecogeophysics and urbogeophysics investigations, in agriculture is considered. The distributions of the investigated magnetic parameters in Ukraine soils are described.

**Вступ.** Ґрунтовий покрив є однією з основних ланок, які формують комплекс сфер і ресурсів для існування людства на планеті Земля. Ще В. І. Вернадський за-

уважив, що ґрунт зберігає Землю від руйнування. Більше того, нафта, газ і вугілля можуть бути заміненими атомною енергією, а ґрунт замінити нічим. Останнім

© О. Меньшов, 2007

часом ґрунтовий покрив стає об'єктом дослідження не лише ґрунтознавців та аграріїв, а й екологів, промисловців, геологів і нарешті геофізиків. Цей факт пояснюється багатогранністю, багатокомпонентністю та розмаїттю ґрунтової формациї, а також роллю найпершого від поверхні геологічного об'єкта, який виконує акумулятивні, генеруючі, продукуючі та інші функції.

Протягом тривалого часу в геофізиці ґрунтовий покрив сприймався лише як шар завад, а його вплив фактично ігнорувався при дослідженнях відповідних геофізичних полів та властивостей. Поступово ґрунтовий покрив став об'єктом дослідження геофізиків і зокрема магнітометристів. Насправді найбільш магнітні типи ґрунтів при заляганні на слабко магнітних гірських породах можуть ставати основними джерелами локальних магнітних аномалій. Такі ситуації відомі для території України, особливо для регіонів перспективних на поклади нафти та газу. Ґрунтовий покрив відзначається значною акумуляцією в собі різних форм екологічного забруднення, а відтак за допомогою магнітного моніторингу ґрунтового покриву стає можливим робити певні висновки про екологічне забруднення території [9; 11]. Звідси випливає необхідність використання даних про екогеофізичні дослідження ґрунтів при відповідних вивченнях великих міст – завдання урбогеофізики. Зареєстровані залежності між міграцією вуглеводнів і магнетизмом ґрунтів над покладами нафти та газу стають основою для використання магнітометрії ґрунтового покриву при пошуках та розвідці корисних копалин і, зокрема, вуглеводнів [8; 10]. Крім того, необхідно враховувати педомагнітні властивості при інтерпретації слабко амплітудних магнітних аномалій, що є надзвичайно важливим при пошуках діамантів та детальному геологічному картуванні. Актуальність використання педомагнетизму у ґрунтознавстві та аграрному секторі для моніторингу родючості ґрунтів, складанні відповідних ґрунтових карт уже сьогодні доводиться залученням відповідних методів у виробництво [4; 6].

**Методика педомагнітних досліджень.** Залежно від мети та завдань відповідних досліджень основними магнітними параметрами, що використовуються нами, є: магнітна сприйнятливість  $\chi$ , MS (або індуктивна намагніченість  $J_i$ ), природна залишкова намагніченість  $J_p$ , NRM, фактор Q, сумарна намагніченість  $J_{\Sigma}$  ( $J_{\text{сум}}$ ) та ефективна намагніченість  $J_{\text{ef}}$ . Останні два види намагніченості ґрунтового покриву описано в роботах [5; 7]. Вивчається повний вектор магнітного поля  $T$  і його вертикальні градієнти. Зазначені магнітні параметри вимірюються в лабораторних і польових умовах за допомогою лабораторного астатичного магнітометра LAM-24,

рок-генератора JR-4, лабораторного капамістка KLY-2, двочастотного вимірювача магнітної сприйнятливості MS-2, польових капаметрів ПИМВ-2 та КТ-5, протонних та квантових магнітометрів-градієнтометрів (у т. ч. оригінальної розробки СКДБ геологічного факультету Київського національного університету ім. Т.Г. Шевченка). Крім того, для визначення pH, eH, гранулометричного складу, елементного аналізу тощо застосовуються відповідні геохімічні та ґрунтознавчі методики й методи.

**Агрогеофізика.** Починаючи з кінця минулого сторіччя в Україні розпочато дослідження, які об'єднуються у новий напрям геофізики педосфери – агрогеофізику [3]. Фактично агрогеофізика являє собою застосування методів магнітометрії, у тому числі магнетизму ґрунтового покриву до розв'язання задач агропромислового комплексу та ґрунтознавства. Основою використання педомагнетизму при дослідженнях ґрунтового покриву є залежності між магнетизмом ґрунтів і вмістом у ньому гумусу та інших агрономічних і педологічних характеристик, відбитті будови генетичних ґрунтових горизонтів у розподілі магнітних характеристик, зміні відповідних магнітометрических показників при зміні різних форм ландшафтів та геоморфологічних ситуацій.

Магнітні властивості ґрунтових покривів залежать від латеральних змін. Зміну магнітної сприйнятливості при переході між основними формами рельєфу (вздовж катени) проілюструємо на прикладі дослідження польової магнітної сприйнятливості сірих лісових ґрунтів Східного Лісостепового агрогеофізичного стаціонару [2] (ділянка "Горобій") (рис. 1). Катена розпочинається в межах листяного лісу (перші 50 м перетину). Значення магнітної сприйнятливості, що характерні для сірих лісових ґрунтів, становлять близько  $0,35-0,40 \cdot 10^{-3}$  од. СІ. Поблизу 50 м спостерігається локальний максимум і мінімум криової з подальшим незначним підвищеннем магнітної сприйнятливості, що відповідає переходу межі ліс – поле. Далі відбувається поступове пониження рельєфу, катена йде по схилу на території необроблюваного сільськогосподарського угіддя, магнітна сприйнятливість мало диференціюється і дорівнює  $0,40-0,45 \cdot 10^{-3}$  од. СІ. Частина перетину, що лежить на відстані 240–360 м, відповідає виходу на балку, заболочена частина перетину, ґрунти лучні та лучно-болотні. Найнижча точка усієї катени (фактично стоїть вода) лежить близько 330–350 м, магнітна сприйнятливість становить  $0,20-0,10 \cdot 10^{-3}$  од. СІ. Далі спостерігається зворотна картина, магнітна сприйнятливість росте, у межах поля з конюшиною приблизно рівна  $0,40-0,45 \cdot 10^{-3}$  од. СІ. При виході на вододіл (кінцева частина перетину) магнітна сприйнятливість зростає до  $0,50 \cdot 10^{-3}$  од. СІ.

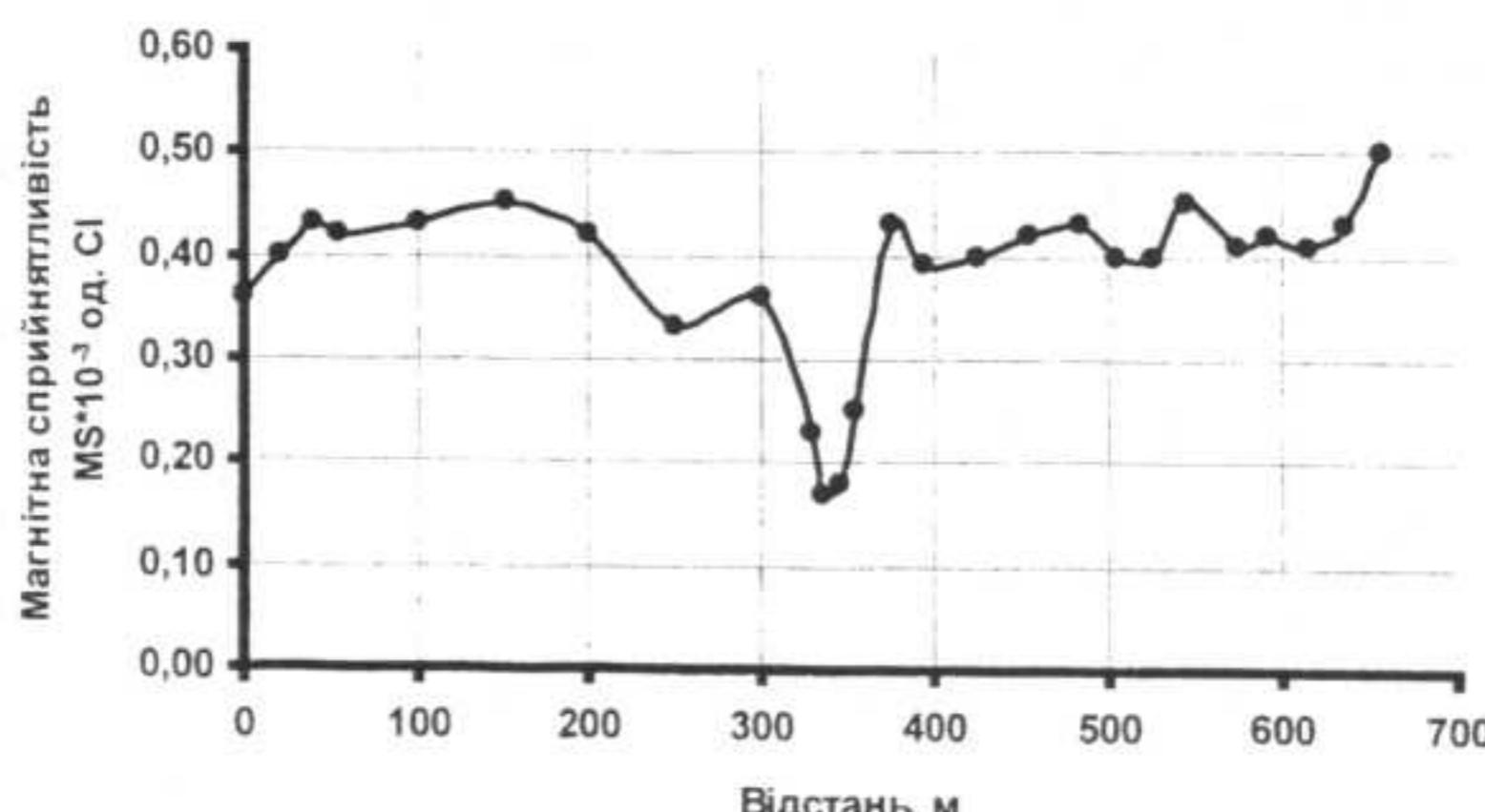


Рис. 1. Диференціація польової магнітної сприйнятливості вздовж катени, ділянка "Горобій", Східний Лісостеповий агрогеофізичний стаціонар

На прикладі даної катені бачимо чіткі закономірності, що пов'язують будову ландшафту з магнетизмом ґрунтового покриву. У цілому наймагнітніші типи ґрунтового покриву – чорноземи звичайні, чорноземи південні, каштанові ґрунти. Середньомагнітними є сірі лісові ґрунти, чорноземи типові та оглеєні. Слабкомагнітними типами ґрунтового покриву є дерново-підзолисті та дернові ґрунти, лучні, лучно-болотні відміни тощо.

**Екогеофізика та урбогеофізика.** Екологічні дослідження як за кордоном, так і в Україні є доволі поширеним явищем, а на їх фінансування витрачаються значні кошти (хоча, якщо вести мову саме про Україну, то мізерні), а отримані результати дають можливість робити певні, часто не найрайдужні, прогнози щодо перспектив існування людства та Землі в цілому в контексті еколо-гічного стану довкілля.

Найширше застосування (особливо у світі) геофізики в цілому та магнітометрія знайшли якраз при екологічних дослідженнях. Досліджувався головним чином ґрунтовий покрив значних забруднених територій, напрямки розповсюдження та носії відповідного забруднення і т. д. У процесі зазначених вище екогеофізичних, екомагнітних та педомагнітних (досліжується магнетизм ґрунтового покриву) досліджень авторами було виявлено необхідність більш широкого вивчення фізичних властивостей різних природних об'єктів саме великих міст України як осередків промислового та інших видів забруднення довкілля (урбогеофізики).

Екогеофізичні та урбогеофізичні дослідження виконуються на територіях великих промислових міст. Для цього

в межах можливих ареалів розсіяння носіїв забруднення виділяються так звані ключові ділянки, на яких і проводяться відповідні дослідження. Результатом таких досліджень може стати набір відповідних карт, побудований як за певними інтегральними критеріями оцінки забруднення, так і за певними параметрами окремо.

Значним осередком важкої промисловості, видобутку вугілля є місто Донецьк, у межах якого було досліджено магнітні властивості ґрунтового покриву. Відповідний розподіл наведено на рис. 2. Величини магнітної сприйнятливості ґрунтів для усієї вибірки перевищують фонові значення природного магнетизму ґрунтового покриву у 2–50 разів. Даний факт свідчить про цілковиту магнітну зараженість ґрунтових покривів і ландшафтів Донецька. Стосовно попередніх результатів, за аналізом колекції ґрунтів даної вибірки найменші значення магнітної сприйнятливості (перевищення лише в декілька разів порівняно з незараженими типами ґрунтового покриву) зафіксовано в Ленінському (вул. Пінтара) та Буденівському районах (вул. Засулич). На територіях решти досліджених ділянок у різних районах Донецька (Київський, Калінінський, Ворошиловський, Пролетарський, Київський р-н) фіксується підвищення магнітної сприйнятливості в 10–20 разів. Найбільш високі значення магнітної сприйнятливості на території Донецька нами відмічено в Ленінському р-ні (просп. Ленінський) та Куйбишівському р-ні (вул. 60-річчя СРСР та вул. Югославська). При цьому найсуттєвіші аномалії зафіксовано в межах заводу хімреактивів – підвищення значень магнітної сприйнятливості в 50 разів (до  $8000 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{kg}$ ).

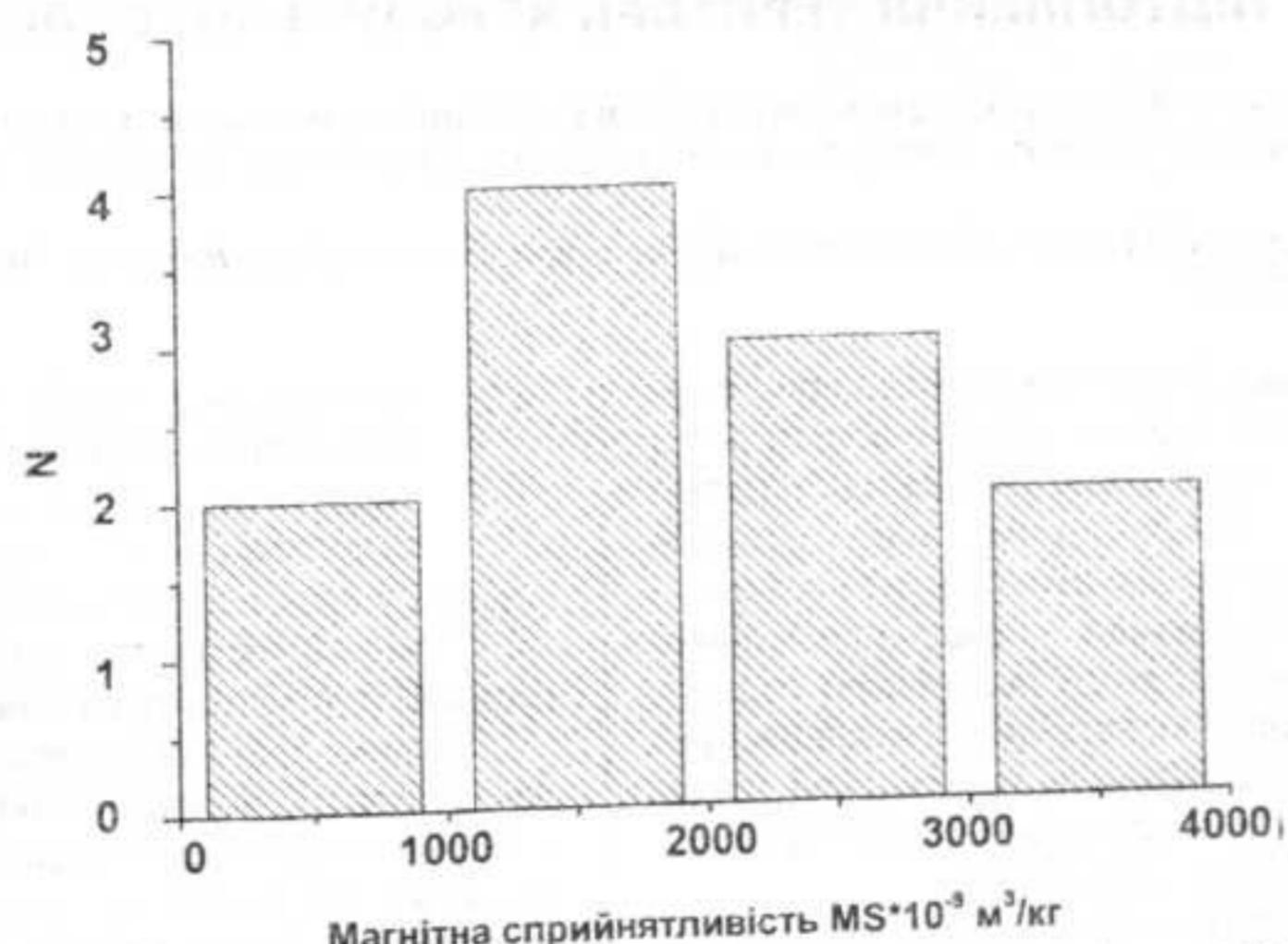


Рис. 2. Гістограма розподілу величин магнітної сприйнятливості для різних районів Донецька

Таким чином, територія Донецька є зараженою за магнітними показниками. Необхідно проводити комплексні екогеофізичні та екогохімічні дослідження з метою виявлення границь відповідних ареалів і форм зараження та з'ясування самих джерел і видів зараження небезпечними для життєдіяльності елементами й хімічними сполуками.

**Пошуки вуглеводнів.** Проблема прямих пошуків вуглеводнів не є новою для геофізичної науки. Більш того, протягом тривалого часу вона поставала перед геологами неодноразово, проте, відверто кажучи, так і не перейшла в ранг вирішених. Пояснюються це інтегральною складністю задачі, починаючи від нез'ясованості самого генезису вуглеводневої речовини і закінчуючи відсутністю оптимальної методики прямих пошуків вуглеводнів. У той же час дані про природу аномалій типу "поклад" (АТП) свідчать про те, що універсального прямопошуко-

вого методу не існує. Більше того, один і той же метод, залежно від формацийного фону, тектоніко-гідрогеодинамічного й геотермодинамічного режиму нафтогазоносності, морфогенетичних особливостей пасток, фазово-геохімічних особливостей покладів та іхнього віку може мати різне прямопошукове значення [1].

У зв'язку з окресленим вище, нами розпочаті роботи з дослідження імовірної можливості застосування для розв'язання проблеми прямих методів пошуків вуглеводнів засобів магнітометрії. Для цього нами обираються еталонні ключові ділянки на території України, що являють собою родовища нафти та газу, на яких відбувається або недавно відбувається промисловий відбір вуглеводнів. Необхідно дослідити на даних територіях по-ведінку магнітного поля, його вертикальних градієнтів та магнітні властивості природних об'єктів (гірських порід, ґрунтового покриву та біологічної складової).

**Висновки.** Таким чином, сьогодні магнітометричні дослідження ґрунтів покривів стають важливим інструментом при виконанні цілого комплексу завдань народного господарства. Ґрунтові покриви забруднених і незабруднених ділянок, перспективних для пошуків корисних копалин територій, сільськогосподарські угіддя, агрокліматичні зони України, а також будова ґрунтових генетичних горизонтів тим чи іншим чином проявляються і впливають на зміни педомагнітних характеристик. Ґрунтовий покрив відіграє важливу роль при класичних геологічних пошукових та картувальних роботах, особливо при пошуках нафти та газу. Екомагнетизм та урбогеофізика вже є потужним інструментом при виконанні моніторингу найбільш екологічно загрозливих територій і можуть у подальшому стати чи не основними методами при дослідженнях екологічних станів великих міст і мегаполісів України та світу. За допомогою педомагнітних досліджень можна швидко та якісно проводити ґрунтово-картувальні роботи та виконувати моніторинг родючості сільськогосподарських земель.

1. Лукин А.Е. Прямые поиски нефти и газа: причины неудач и пути повышения эффективности // Геолог Украины. – 2004. – № 3. – С. 18–43.
2. Меньшов О.І., Сухорада А.В. Дослідження магнітних

3. 2. Меньшов О.І., Сухорада А.В. Дослідження магнітних властивостей ґрунтового покриву східного лісостепового агрогеофізичного стаціонару // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – Вип. 38. 3. Сухорада А.В. Агрогеофізика – ідеологія, концептуальна основа, стан та перспективи розвитку // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 19. 4. Сухорада А.В., Круглов О.В., Меньшов О.І. Системні дослідження магнітних властивостей орного шару деяких ґрунтів Лівобережжя України // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 34. 5. Сухорада А.В., Меньшов А.І. Суммарная и эффективная намагнченность почвенного покрова Украины и ее роль в магнитных съемках будущего // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2005. 6. Сухорада А.В., Меньшов О.І. Про педомагнітні дослідження ландшафтів та їх значення в ґрунтознавстві // Агрономія і ґрунтознавство: Спец. вип. до VII з'їзду УТГА. – Х., 2006.
7. Сухорада А.В., Меньшов О.І. Про сумарну та ефективну намагніченість ґрунтових покривів агрогеофізичного стаціонару "Конони" // Моніторинг небезпечних геолог. процесів та еколог. стану середовища: Матер. VI Міжнар. наук. конф. – К., 2005. 8. Donavan T.J., Forgey R.L., Roberts A.A. Aeromagnetic detection of diagenetic magnetite over oil fields // AAPG Bull. – 1979. – Vol. 63, № 2. 9. Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Karczewicz B. et al. Magnetic properties of the profiles of polluted and non-polluted soils. A case study from Ukraine // Geophys. J. Int. – 2004. – 158.
10. Liu. A study for relationship between hydrocarbon migration and soil magnetism above oil and gas fields in China // Chinese Journal of Geophysics. – 1997. – Vol. 40, № 1. 11. Petrovsky E., Kapicka A., Jordanova N. et al. Low-field susceptibility: a proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems // Environ. Geol. – 2000. – Vol. 39, № 3, 4.

Надійшла до редакції 24.09.06

## ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 55:502.6

О. Аксьом, асист.

### ПРОГНОЗНА ГЕОІНФОРМАЦІЙНА МОДЕЛЬ ПІДТОПЛЕННЯ ТЕРИТОРІЇ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ

*Розглянуто методичні підходи щодо створення геоінформаційної моделі для прогнозування розвитку підтоплення території Херсонської області. Наведено методику інтеграції даних у середовище ГІС для проведення просторового аналізу.*

*The article discusses problems of the GIS model technique creation for flooding forecast. The GIS integration data algorithm for spatial analysis is submitted.*

**Постановка проблеми.** Еколо-геологічна природно-техногенна система півдня України почала складатися з початку будівництва там іригаційних систем. Ця система існує стабільно протягом багатьох років, але в останній період з підвищеннем кількості атмосферних опадів і втратою гідроізольованості іригаційних споруд періодично повторюються підтоплення території підземними водами, що має катастрофічні екологічні наслідки. Створення прогнозної моделі розвитку підтоплень є актуальною і складною задачею, яка може бути ефективно вирішена на основі сучасних геоінформаційних технологій.

**Аналіз проблеми.** В останні роки в західній і центральній частині Причорномор'я має місце широкий розвиток підтоплення, що пов'язано з дією як природних, так і техногенних чинників:

Природні чинники:

- ✓ періодичне випадання аномально великої кількості атмосферних опадів (більше 600 мм при середньому значенні 386 мм);
- ✓ практична безстічність більшої частини рівнинної території;
- ✓ наявність великої кількості замкнених подових понижень;
- ✓ дуже слабка природна дренованість території (наявність лесових порід, що підстилаються щільними водотривкими глинами та добре фільтруються у вертикальному напрямі).

Техногенні чинники:

- ✓ зарегульованість поверхневого стоку в річкових басейнах;
- ✓ необрунтованість прийнятих рішень при будівництві водно-гospодарських об'єктів;

- ✓ порушення режимів зрошення;
- ✓ фільтраційні втрати при зрошенні;
- ✓ недостатня відкачка дренованих вод;
- ✓ формування зон підсиленого живлення підземних вод у промисловоміських агломераціях;
- ✓ зростання впливу закриття пріничопромислових об'єктів з наступним затопленням гірничого простору) [2; 3].

Розвитку процесу сприяють геологічні умови: наявність лесових порід, які підстилаються щільними водотривкими глинами та мають добре фільтраційні властивості у вертикальному напрямку. Це створює сприятливі умови для формування техногенних "верховодок" (зрошувальні масиви, населені пункти, водосховища та інші). Швидке зростання рівнів ґрунтових вод пов'язано також зі слабкою природною стінністю (дренуванням) території.

Інтенсивне підтоплення спостерігається починаючи з 60–70 рр. у зв'язку з побудовою Дніпровського каскаду водосховищ, підпір рівнів ґрунтових вод від яких (у середньому він становить 8–10 м) пошириється на відстань більше 30 км на лівобережжі та до 20 км на правобережжі. Значним негативним фактором є також введення в експлуатацію великих зрошувальних систем. На масивах зрошення завдяки іригаційно-ґрунтовим водам виникає безперервне підвищення рівнів ґрунтових вод зі швидкістю 0,2–0,8 м/рік у приканальній зоні та 0,1–0,6 м/рік на масивах зрошення. Крім того, практично припинився регіональний стік у басейн Чорного моря.

В умовах зрошення формування режиму ґрунтових вод відбувається під впливом нового іригаційного фактора. Збільшення прибуткової статті водного балансу на масивах зрошення викликає такі зміни: підйом рівнів

ґрунтових вод в умовах слабкого дренування; вторинне засолення ґрунтів; підтоплення знижених ділянок; підвищення рівнів ґрунтових вод на прилеглих територіях, підтоплення населених пунктів; змив (ерозію) шару рілля під впливом скидів надлишкових зрошувальних вод, що спричиняє замулення русел річок та погіршує умови дренування ґрунтових вод; прискорення забруднення поверхневих вод та посилення активізації екзогенних геологічних процесів тощо.

Загальна площа зрошувальних земель на півдні Причорномор'я сягає 1,1 млн га, у той же час загальна площа підтоплення земель перевищує 427 тис га. Зрошувальні води є потужним фактором, який змінює умови живлення та розвантаження всіх водоносних горизонтів півдня України. Спостереженнями встановлено, що найінтенсивніший підйом рівнів іригаційно-ґрунтових вод у приканальній зоні виникає на ділянках з невеликим терміном експлуатації. Поряд з підйомом дзеркала ґрунтових вод збільшується амплітуда коливань рівнів, відбувається переміщення їх максимумів та мінімумів переважно відповідно до умов поливів. Найбільше значення максимальної амплітуди коливання рівнів спостерігається при глибині залягання ґрунтових вод від 2 до 5 м. Найменша амплітуда коливання рівнів (0,3 м) відмічена при максимальній глибині зони аерації.

Вплив зрошення на підйом рівнів підземних вод набув на півдні України регіонального характеру, що викликало значним перевищеннем додаткової подачі води порівняно з використанням підземних вод у 5–50 разів. На зрошувальних системах спостерігається підйом рівнів напірних водоносних горизонтів, а також зміщення максимумів їх рівнів з весняного на літній період. Для захисту від підтоплення побудовано дренажні системи, у тому числі в зонах зрошення, на площині більше 200 тис га.

Підйом рівнів ґрунтових вод на 1–2 м відбувся не тільки на зрошувальних масивах, а й на прилеглих до них територіях. Підтоплені площи приурочені до негативних форм рельєфу (балки, яри, поди). Підтоплення на забудованих територіях у м. Генічеськ, Каховка, Цюрупинськ та інших пов'язано загалом з техногенними факторами, головними з яких є знаходження населених пунктів у знижених місцях рельєфу, підпір ґрунтових вод водосховищами та ставками, вплив "місцевого" зрошення, відсутність зливової каналізації, дренажних споруд. Регіональний фактор впливу техногенних порушень водного балансу півдня України на сучасному етапі має переважний прояв щодо зниження природної стійкості (дренування) регіону та підсиленні підтоплення. У довгостроковому плані це може привести до поширення сейсмічної стійкості порід і ґрунтів та розвитку небезпечних процесів (карсту, просідань, зсуви і т. п.).

Попередній аналіз просторово-часового характеру розвитку процесу підтоплення південних районів України за останні 25–30 років свідчить про його переважно техногенну активізацію, яка відбувається на фоні природного підвищення рівнів підземних вод за рахунок змін клімату зі збільшенням кількості атмосферних опадів в останні роки.

Застосування сучасних географічних інформаційних систем дозволить оперативно вирішувати складні задачі прогнозу розвитку надзвичайних екологічних ситуацій та виявлення прихованих ризиків, зокрема оперативно виявити зони потенційного підтоплення.

**Постановка завдання.** У зв'язку з вищезазначенім мета роботи полягала у створенні прогнозної геоінформаційної моделі підтоплення підземними водами території Херсонської області. Відмінність такого підходу від існуючих класичних гідродинамічних моделей полягає в

можливості отримання оперативної оцінки за наявності максимально необхідної інформації.

**Методика та результати дослідження.** Для реалізації поставленої мети було використано програмний продукт ArcMap 8.1 з пакету ArcGIS™ від ESRI.

Для моделювання було застосовано 3D – аналіз та просторовий аналіз з пакету ArcGIS™ [5; 6], що дозволяють оперативно отримати дискретні поверхні, провести їх обробку й отримати прогнозні карти розповсюдження потенційного підтоплення.

На сьогодні до моделі увійшли такі шари: геологічна будова (розповсюдження порід), розподіл атмосферних опадів, рівні ґрунтових вод, гідротехнічні споруди (розташування зрошувальних каналів), карта підтоплення за 1995 р. (польові спостереження), ізолінії рельєфу та адміністративна карта.

Побудова складалася з таких кроків: оцифровка відповідних карт, прив'язка входних просторових даних до єдиної координатної системи в середовищі ArcGis 8.1, побудова цифрових моделей та їх конвертація в растроїв моделі, побудова карт розподілу атмосферних опадів (за даними метеопостів), використання дистанційного аналізу (тобто аналіз віддаленості від іригаційних каналів), районування та ранжування тематичних шарів, створення прогнозних карт розповсюдження підтоплення за допомогою серії просторових запитів та алгебри карт [1; 4].

Оцифровка даних, відсканованих з паперових носіїв, була необхідна для переведення в цифровий формат таких шарів, як геологічні будова, рівні підземних вод, данні польових спостережень тощо.

Прив'язка до єдиної координатної системи забезпечувала картографічну точність і відповідність реальним умовам (відстані та площини на електронних картах).

При побудові висотної цифрової моделі (наприклад, ізолінії рівнів підземних вод та ізолінії рельєфу) створюється нерегулярна тріангуляційна мережа (*TIN-triangulated irregular networks*), яка конвертується в дискретну поверхню (*GRID*), де кожний піксель має просторову прив'язку, а Z-фактор несе відповідну інформацію (у даному випадку рівень ґрунтових вод та висоту над рівнем моря).

При створенні растроїв моделі для аналізу (на прикладі шару гідроізогіпс) необхідно:

1. Створити шар гідроізогіпс у векторній формі. Для цього були оцифровані гідроізогіпси растроїв топооснови.

2. На основі шару гідроізогіпс за допомогою модуля 3D Analyst створити векторну модель поверхні ґрунтових вод. У векторних системах представлення поверхні проводиться за допомогою моделі нерегулярної тріангуляційної мережі (*triangulated irregular networks (TIN)*), що є одним із засобів представлення Z-величини.

3. Оскільки на такій моделі незручно проводити розрахункові операції, звичайно її перетворюють у растроїв модель. Конвертувати векторну модель у растроїв можна за допомогою інструменту *Convert TIN to raster* з модулем 3D Analyst. У результаті виходить те, що називається дискретною матрицею висот. Ця матриця відповідає методу раstroвого зображення поверхні (*GRID*-модель), коли кожна точка несе лише одне значення, у даному випадку – відмітку рівня ґрунтових вод. Растроїв моделі рівнів підземних вод, потужності водотривого шару та рельєфу було отримано подібним чином.

Карти розподілу атмосферних опадів здійснювалися за допомогою лінійної інтерполяції за даними метеопостів. Результатом аналізу віддаленості від іригаційних каналів була побудова буферних зон з відповідною градацією.

Отримані поверхні були рекласифіковані відповідно до глибин залягання рівня підземних вод, кутів нахилу рельєфу, віддаленості від каналів тощо, інтервали класифікації було взято з відповідної науково-технічної літератури.

Після рекласифікації поверхні було розбито на ранги за п'ятибальною шкалою, де 0 – не значуща область, а 1, 2, 3, 4, 5 – відповідне збільшення значущості. Значення рангів для кожного шару наведено в табл. 1.

Необхідність ранжування було зумовлено наявністю даних різних розмірностей: метри та кілометри на площині, метри по глибині, мм / рік, кути нахилу та логічні умови – присутнє / неприсутнє та ін. Такий підхід дозволив перейти від абсолютнох величин до відносних.

Останній крок, аналіз спільного (мультиплікативного) впливу факторів залежно від кількісного співвідношення рангів кожного з них, був реалізований за допомогою системи організації просторових запитів та використанні так званої "алгебри карт". Інструмент *Raster Calculator* у модулі *Spatial Analyst* дозволяє проводити операції з формулами, де замість однічних значень можуть використовуватись растркові моделі поверхонь, а кінцевий результат отримується також у вигляді поверхні, де Z-фактор буде відображати інформацію відносно спільного впливу факторів. Результатом роботи стали прогнозні карти потенційного розвитку підтоплення території Херсонської області з відповідністю даним польових спостережень близько 75 %.

**Висновок.** За результатами роботи встановлено, що отримані прогнозні карти відповідають на 75 % даним натурних спостережень, що є безумовно позитивним результатом. Таким чином, використання ГІС дає можливість оперативного зіставлення чинників та отримання наглядної ілюстрації без застосування складного математичного апарату, хоча зовсім не замінює його.

Враховуючи просторовий характер даних, окрім даного підходу також можна буде провести оцінку економічних збитків унаслідок підтоплення за певних кількісних співвідношень динамічних чинників (рівні ґрунтових вод, кількість опадів і т. п.). Це певною мірою надасть можливість виконавчій владі прийняти заходи із запобігання або зменшення потенційних збитків.

Можливість об'єднання ГІС з іншими моделюючими програмами сприяє розширенню їх застосування. На сьогодні таким шляхом у всьому світі йде розробка моделей міграції забруднювачів у геологічному середовищі, атмосфері й гідросфері, а також розвитку небезпечних екологічних процесів.

Робота виконана в рамках програми UFP – спільної підготовки студентів і аспірантів Київського національного університету імені Тараса Шевченка в галузях найсучасніших геоінформаційних систем та дистанційного зондування Землі відповідно до меморандуму про співпрацю між Київським національним університетом імені Тараса Шевченка (КНУ), Мічиганським інститутом досліджень навколошнього середовища (Altarum/Nansen) та Українським Центром Менеджменту Землі та Ресурсів (УЦМЗР).

Таблиця 1. Ранжування просторових даних

Геологічна карта	
Породи	Ранг
Дані відсутні	0
Суглинки	2
Глини	5
Розподіл атмосферних опадів	
Сума, мм/рік.	Ранг
380–480	0
480–580	1
580–680	3
680–780	5
Гідрогеологічна карта	
Глибина до води, м.	Ранг
Більше 2, дані відсутні	0
0–2	5
Розташування зрошувальних каналів	
Відстань від каналу, км	Ранг
3 і більше	0
2–3	3
1–2	4
До 1	5

- Аксьом О.С., Коржнєв М.М. Застосування ГІС при розробці прогнозної моделі підтоплення підземними водами території Херсонської області // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. IV міжнар. конф. – К., 2003. 2. Доповідь про стан навколошнього середовища в Херсонській області за 1998 рік. – Херсон, 1998. 3. Інформаційний бюллетень про стан геологічного середовища України у 1996 р. – 1996. – Вип. 15. 4. Методичні підходи до створення прогнозних моделей екологічних ситуацій в Україні, пов'язаних з режимом поверхневих і підземних вод з використанням ГІС та ДЗЗ / М.М. Коржнєв, О.С. Кошляков, Є.О. Яковлєва та ін. // Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. III міжнар. конф. – К., 2002. 5. Introduction to ArcGIS™ (for ArcView 8, ArcEditor 8, and ArcInfo 8) / Copyright © 2001 ESRI. – 2001 р. 6. Shaner J., Wrightsell J. Editing in ArcMap™ Tutorial / Copyright © 2000 ESRI. – 2000.

Надійшла до редакції 26.09.06

Наукове видання



## ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

## ГЕОЛОГІЯ

Випуск 40

Редактор Кирницька І.

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"  
Виконавець Ананьївський Д.

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власник імені та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та дискети не повертаються.

Засновник та видавець – Київський національний університет імені Тараса Шевченка. Свідоцтво Міністерства інформації України про державну реєстрацію засобів масової інформації КІ № 251 від 31.10.97. Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", директор Г.Л.Новікова. Адреса ВПЦ: 01033, Київ, б-р Тараса Шевченка, 14, кімн. 43. ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28



Підписано до друку 20.08.07 Формат 60x84<sup>1/8</sup>. Вид. № 111. Гарнітура Arial. Папір офсетний.  
Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 10. Обл.-вид. арк. 8,5. Зам. № 27-4065

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"  
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43  
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; факс (38044) 239 31 28  
E-mail: vydav\_polygraph@univ.kiev.ua  
WWW: http://vpc.univ.kiev.ua



Наукова бібліотека  
ім. М. Максимовича  
**КНУ**  
ім. ТАРАСА ШЕВЧЕНКА



**12560JB**

ISSN 1728-3817

A standard linear barcode is positioned vertically on the left side of the page. It consists of vertical black bars of varying widths on a white background.

35>

9 771728 381009