

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, петрографічних, гідрогеологічних, геофізичних і геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників геологічного факультету.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

For scientists, professors, aspirants and students.

|                                |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
|--------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР</b> | С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |
| <b>РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ</b>      | І.В. Віршило, канд. геол. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, канд. геол. наук, доц. (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; 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, проф.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, доц.; 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, проф.; 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, проф.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України. |
| <b>Адреса редколегії</b>       | 03022, Київ-22, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет<br>☎ (38044) 259 70 29                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
| <b>Затверджено</b>             | Вченою радою геологічного факультету<br>08.10.08 (протокол № 3)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| <b>Атестовано</b>              | Вищою атестаційною комісією України.<br>Постанова Президії ВАК України<br>№ 1-05/7 від 09.06.99                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| <b>Зареєстровано</b>           | Міністерством інформації України.<br>Свідоцтво про державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |
| <b>Засновник та видавець</b>   | Київський національний університет імені Тараса Шевченка,<br>Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет".<br>Свідоцтво внесено до Державного реєстру<br>ДК № 1103 від 31.10.02                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
| <b>Адреса видавця</b>          | 01601, Київ-601, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43<br>☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |

---

## ЗМІСТ

---

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

|                                                                                                                                              |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Митрохин О.</b><br>Регіональні провінції анортозит-рапаківігранітної формації протерозою .....                                            | 4  |
| <b>Омельченко А., Митрохин О.</b><br>Дайкові породи Бехінського блоку складчастого фундаменту коростенського плутону.....                    | 10 |
| <b>Іванік О.</b><br>Головні особливості формування та активізації структурних осувів в басейні річки Латориця (Східні карпати).....          | 13 |
| <b>Рябуха А.</b><br>Літологічні особливості нафтовміщуючих порід нижньої крейди північно-західного шельфу Чорного моря .....                 | 18 |
| <b>Тюленєва Н., Кадурін С., Сучков І., Федорончук Н.</b><br>Роль гідравлічної розмірності частинок в формуванні складу донних відкладів..... | 20 |
| <b>Чепурний І.</b><br>Просторова закономірність розвитку карбонатного та сульфатного поверхневого карсту в Передкарпатті.....                | 23 |

### ГЕОФІЗИКА

|                                                                                                                                     |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Крив'юк І.</b><br>Особливості геофізичних досліджень при визначенні стійкості зсувонебезпечних схилів на ділянках газопроводів . | 29 |
| <b>Онанко Ю.</b><br>Акустична емісія в кварциті Криворізької надглибокої свердловини та пісковнику при термічному впливі .....      | 36 |

### ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

|                                                                                                                            |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Макаренко А.</b><br>Моніторинг розвитку підтоплень у Херсонській області за даними дистанційного зондування Землі ..... | 38 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

### ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

|                                                                                                                                                                |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Корнієнко С., Корбутяк О.</b><br>Проблеми впливу ґрунтового середовища на корозію магістральних газопроводів України.....                                   | 42 |
| <b>Анацький О.</b><br>Розвиток і трансформація ярів і яружних систем на правобережжі Дніпра в Києві .....                                                      | 44 |
| <b>Кошлякова Т.</b><br>Зміни гідрогеохімічних умов сеноман-келовейського водоносного комплексу на території м. Києва за даними багаторічних спостережень ..... | 47 |
| <b>Фріндт М.</b><br>Аналіз факторів впливу на утворення зсувів доріг Ангарського перевалу .....                                                                | 50 |
| <b>Заборин М.</b><br>Геодинамічні зони та підтоплення ґрунтовими водами при ліквідації шахт .....                                                              | 53 |

### ЕКОНОМІЧНА ГЕОЛОГІЯ

|                                                                                            |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Андрєєва О.</b><br>Оцінка бентонітових родовищ України за допомогою бальної шкали ..... | 55 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|----|

---

## CONTENTS

---

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

|                                                                                                                                             |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Mitrokhin A.</b><br>The regional provinces of proterozoic rapakivi granite-anorthosite association .....                                 | 4  |
| <b>Omelchenko A. Mitrokhin A.</b><br>The dike rocks of the bekhy block of the Korosten pluton old folded base .....                         | 10 |
| <b>Ivanik O.</b><br>Main peculiarities of the structural landslide formation in Latorutsya river basin (Zakarpatskaya area) .....           | 13 |
| <b>Ryabukha A.</b><br>Lithologic features of The Lower Cretaceous rocks of north-western Black Sea shelf .....                              | 18 |
| <b>Tyuleneva N., Kadurin S., Suchkov I., Fedoronchuk N.</b><br>Role of the fraction's hydraulic size in sediments composition forming ..... | 20 |
| <b>Chephurniy I.</b><br>Spatial conformity of development of carbonate and sulfate superficial karst in Peredkarpattya .....                | 23 |

### GEOPHYSICS

|                                                                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Kryvyuk I.</b><br>Features of geophysical researches at determination of firmness of slopes at the gas pipelines areas.....   | 29 |
| <b>Onanko Yu.</b><br>Acoustic emission in quartzite of Krivoy Rog over deep borehole and gritstone under thermal influence ..... | 36 |

### GEOLOGICAL INFORMATICS

|                                                                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Makarenko A.</b><br>Monitoring of underflooding evolution of Kherson region territory by means of remote sensing..... | 38 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

### HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY AND ECOLOGICAL GEOLOGY

|                                                                                                                                                         |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Korneienko S, Korbutyak O.</b><br>Problems of influence of the ground environment are on corrosion of main gas pipelines of Ukraine.....             | 42 |
| <b>Anatskiy O.</b><br>Development and transformation of ravine systems on the right bank of Dnipro river in Kyiv .....                                  | 44 |
| <b>Koshlyakova T.</b><br>Senoman-kelovey underground water complex hydrogeochemistry conditions changes<br>in Kyiv based on long-term observations..... | 47 |
| <b>Frindt M.</b><br>Analysis factors of influence formation landslides on the roads in Angarsk Mountain pass .....                                      | 50 |
| <b>Zaborin M.</b><br>Geodynamical zones and underflooding by subterranean waters under mine's liquidation.....                                          | 53 |

### ECONOMICAL GEOLOGY

|                                                                                          |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Andryeyeva O.</b><br>Estimation of bentonite deposits of Ukraine on a ball scale..... | 55 |
|------------------------------------------------------------------------------------------|----|

# ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(1)+551.22+552.181

О. Митрохин, канд. геол. наук

## РЕГІОНАЛЬНІ ПРОВІНЦІЇ АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОЇ ФОРМАЦІЇ ПРОТЕРОЗОЮ

*На сучасному рівні проаналізовано особливості просторово-вікової розповсюдженості та петрографічного складу комплексів анортозит-рапаківігранітної формації. В межах Східно-Європейської, Північно-Американської та Східно-Сибірської платформ виділяються шість регіональних петрографічних провінцій анортозит-рапаківігранітної формації. Наведений систематичний геолого-петрографічний опис найбільш типових комплексів формації в межах виділених провінцій.*

*The area distribution, age and petrographic composition of rapakivi granite-anorthosite complexes are analysed at a modern level. Six regional petrographic provinces of the rapakivi granite-anorthosite association are marked out on the East Europe, North American and East Siberia cratons. The regular geological and petrographic description of most typical magmatic complexes of the association is resulted.*

**Постановка проблеми.** Стіяка асоціація гранітів рапаківі з протерозойськими анортозитами автономного типу здавна привертає увагу геологів. Комплексні анортозит-рапаківігранітної формації (АРГФ) інтрудують стабілізований фундамент давніх платформ на субплатформеному етапі розвитку і є індикаторами їх тектонічної еволюції. Розміри окремих плутонів АРГФ сягають десятків тисяч квадратних кілометрів – це одні з найбільших магматогенних рудогенеруючих систем. З ними просторово та генетично пов'язані промислові родовища та рудопроєви олова, берилію, вольфраму, літію, титану, фосфору, ванадію, скандію, п'єзокварцової сировини, коштовного та декоративного каміння. Найбільш відомими прикладами АРГФ є комплекси України, Фінляндії, європейської частини Росії, Карелії та Латвії. Менш відомі анортозит-рапаківігранітні комплекси (АРГК) Швеції, Польщі, Гренландії, Канади, США, Сибіру та Антарктиди. Відкриття плутонів АРГФ у Бразилії, Ботсвані, Судані, Танзанії, Індії та Китаї суттєво розширило уявлення про географічну розповсюдженість формації. Комплексні дослідження речовинного складу гранітів рапаківі, анортозитів та асоціюючих з ними порід, які й досі тривають в усіх перелічених регіонах, дають змогу на сучасному рівні уточнити об'єми окремих комплексів та формації в цілому, а також визначити індикаторні особливості АРГФ. Новітні дані ізотопної геохронології дозволяють провадити кореляцію комплексів АРГФ у світовому масштабі та визначати закономірності їх просторово-вікової розповсюдженості.

**Аналіз останніх досліджень та публікацій.** Після виходу відомої монографії [1], присвяченої АРГФ Східно-Європейської платформи, минуло вже 30 років. Окремі зі зроблених на той час узагальнень зазнали суттєвого перегляду. Так, встановлена мінералогічна та геохімічна подібність докембрійських гранітів рапаківі та фанерозойських сублужних анорогенних гранітів А-типу [21]. Описані фанерозойські рапаківіподібні граніти з овоїдними та маргінаційними структурами [26]. Зазнало змін саме визначення "рапаківі". Сучасні дослідники розглядають рапаківі як А-тип гранітів, що характеризуються присутністю, як мінімум в межах великих батолітів, різновидів зі структурою рапаківі, незалежно від віку. Натомість, структура рапаківі, як і раніш, визначається за наявністю овоїдних мегакристів лужного польового шпату, облямованих плагіоклазовими оболонками [21, 26]. Зазначимо, що більшість комплексів рапаківі, мають протерозойський вік але зустрічаються також архейські, палеозойські та, навіть, кайнозойські. Специфічною особливістю протерозойських рапаківі, крім значної географічної розповсюдженості та величезних розмірів інтрузивних тіл, визнається звичайна асоціація з анортозитами та габро [1, 17, 26]. Анортозитові

породи, які у просторі та за віком асоціюють з рапаківі, відносяться до так званого субплатформеного типу [2]. На відміну від інших автономних анортозитових комплексів докембрію, субплатформені анортозити не підлягають регіональному метаморфізму та складчастим деформаціям. Разом з тим, масиви субплатформених анортозитів та габро-анортозитів звичайно супроводжуються підлеглими кількостями титаноносних габроїдів та піроксеновими монзонітоїдами, що споріднює їх з орогенними анортозитовими комплексами гранулітових поясів докембрію. В іноземній літературі, взагалі, анортозит-рапаківігранітна формація розглядається лише як специфічний прояв більш загальної анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітної асоціації (АМCG) докембрію [17]. Визначення петрографічного складу АРГФ додатково ускладнюється суперечливим зв'язком з осередками дайкового та ефузивного магматизму. Окремі дослідники схильні об'єднувати плутони АРГФ з поясами базитових дайок та покривами сублужних вулканічних порід у складі єдиної вулcano-плутонічної асоціації [1, 26]. Слід зазначити, що для подібних узагальнень лише просторової асоціації та подібності у речовинному складі плутонічних, гіпабісальних та вулканічних порід недостатньо. Визначним доказом генетичного зв'язку має бути тотожність або близькість ізотопного віку. Ізотопний вік переважної більшості комплексів АРГФ коливається у діапазоні 1,0-1,8 млрд. р [21]. На Балтійському та Канадському щитах встановлюється по декілька різновікових АРГК [26]. При цьому геотектонічний контроль у локалізації окремих комплексів та геодинамічна інтерпретація також лишаються дискусійними.

**Формулювання мети.** Метою даної роботи було визначення закономірностей глобальної просторово-вікової розповсюдженості комплексів анортозит-рапаківігранітної формації, уточнення її об'єму та петрографічного складу.

**Регіональні петрографічні провінції АРГФ.** Аналіз регіональної розповсюдженості комплексів АРГФ демонструє, що вони присутні на всіх континентах за виключенням, можливо, Австралії. Комплекси АРГФ встановлені лише в межах докембрійських платформ. Вони вибірково інтрудують кристалічний фундамент платформ, тяжіючи до протерозойських корових блоків. В окремих провінціях встановлюється приуроченість комплексів АРГФ до меж протерозойських блоків з архейськими. Переважна більшість АРГК знаходиться у північній півкулі, де концентрується в межах лавразійської групи давніх платформ – Східно-Європейської, Північно-Американської та Сибірської. Саме у північній півкулі розташовані найбільш типові комплекси гранітів рапаківі та анортозитів, які формують шість регіональних петрографічних провінцій: Українську, Прибалтійську, Лаб-



радорську, Сибірську, Центрально-Американську та Гренландську. Тут і надалі, термін "петрографічна провінція" використовується у розумінні авторів монографії [5]. Виокремлені нами провінції різняться не лише за географічним положенням, а й за віком вкорінення та особливостями петрографічного складу конкретних магматичних комплексів АРГФ.

**Українська провінція АРГФ.** На Українському щиті типовими представниками АРГФ є коростенський та корсунь-новомиргородський комплекси. Дехто з дослідників небезпідставно відносить до АРГФ південно-кальчицький комплекс у Приазов'ї.

**Коростенський комплекс** в межах Волинського мегаблоку УЩ представлений однойменним плутоном, площею 10400 км<sup>2</sup>, а також кількома невеликими габро-анортозитовими масивами в його північному облямуванні. У складі Коростенського плутону традиційно виділяють три групи порід: гранітоїди, габроїди та гібридні породи. Граніти рапаківі, а також чисельні відміни рапаківіподібних гранітів складають основний об'єм Коростенського плутону, утворюючи в його межах чотири нечітко-виявлених масиви: Малинський, Червоноармійський, Народицький та Сидоровицький. Серед гранітоїдів найбільш розповсюджені дрібно- та середньо-овоїдні біотит-амфіболові відміни. Так звані рапаківі-подібні граніти з незначним вмістом овоїдів калішпату, по більшості позбавлених маргінаційних оболонок, зустрічаються частіше, ніж власне рапаківі. Широко проявлені жильні утворення гранітоїдного складу – граніт-порфіри, апліти та пегматити. Також виявлені специфічні жили сублужних альбіт-мікроклінових гранітів з топазом та літєвими слюдами. Серед постмагматичних утворень описані грейзени, альбітити та фенітоподібні лужні сієніти. Підлеглі гранітоїдам, габроїди коростенського комплексу представлені анортозитами, габро-анортозитами, габро-норитами та габбро, що формують три великих габро-анортозитових масиви Володарськ-Волинський, Чоповицький та Федорівський, а також низку дрібніших масивів, як в межах Коростенського плутону, так і в його найближчому облямуванні. З меланократовими відмінами титаноносних габроїдів асоціюють різко підлеглі перидотити та піроксеніти. Гібридні породи – габро-монцоніти, монцодіорити, монцоніти та сієніти розвинуті, переважно, в області контакту базитів з гранітоїдами коростенського комплексу. З коростенським комплексом асоціюють потужні пояси сублужних діабазових дайок протерозойського віку. На півночі Коростенський плутон перекривається овруцькою вулканогенно-осадовою серією. Трахібазальти, трахіандезити та трахіріоліти нижніх частин розрізу овруцької серії рядом дослідників розглядаються як вулканічні аналогі Коростенського комплексу. U-Pb ізотопний вік вкорінення коростенського комплексу, згідно [3], складає 1740-1800 млн. р. Вулканіти овруцької серії, датовані у 1740-1790 млн. р. Коростенський комплекс інтродує палеопротерозойський складчастий фундамент, складений гнейсами, кристалосланцями та амфіболітами тетерівської серії, а також гранітами і мігматитами житомирського та шереметівського комплексів. Вміщуючі породи зазнали складчастості, мігматизації та метаморфізму амфіболітової фації задовго до вкорінення плутону, >2000 млн. р. н. В породах коростенського комплексу зустрічаються ксеноліти та останці субплатформених метапісковиків та сланців пугачівської товщі.

**Корсунь-новомиргородський комплекс** в межах Кіровоградського блоку УЩ представлений однойменним плутоном, площею 5513 км<sup>2</sup>, та Руськополянським гранітоїдним масивом-сателітом [7, 9]. На відміну від Коростенського плутону, в межах Корсунь-Новомир-

городського широко розповсюджені середньо-крупно-овоїдні біотит-амфіболові рапаківі, які формують два великих масиви – Корсунь-Шевченківський та Шполянський. Рапаківіподібні граніти, тобто граніти з одиничними овоїдами або й безовоїдні, поширені менше, ніж власне рапаківі. Підпорядковане значення мають також аплітоїдні та апліт-пегматоїдні граніти, а також гранітні пегматити. Серед габроїдів найбільш поширені лейкократові суттєво-плагіоклазові відміни – анортозити та габро-анортозити, які утворюють чотири крупних масиви: Новомиргородський, Смілянський, Городищенський, Межирічанський та ряд дрібніших тіл. Менш поширені у складі згаданих габро-анортозитових масивів мезократові норити, габро-норити та габро. Меланократові відміни габроїдів, перидотити та піроксеніти є зовсім рідкісними. Характерною особливістю корсунь-новомиргородського комплексу є значний розвиток гібридних монцонітоїдних порід – габро-монцонітів, монцонітів та сієнітів. Як правило, гібридні породи розвинуті біля контактів гранітів рапаківі з габроїдами корсунь-новомиргородського комплексу. При цьому більш основні відміни габро-монцонітів та монцонітів входять до складу габро-анортозитових масивів. Кварцові монцоніти та сієніти розвиваються з боку гранітоїдів. На контактах власне анортозитів з гранітами монцонітоїди відсутні, натомість, звичайним є розвиток альбітитів та феніто-подібних лужних сієнітів метасоматичного походження. Дайкові породи корсунь-новомиргородського комплексу представлені сублужними діабазами. При цьому у породах комплексу встановлені лише поодинокі дайки базитового складу. Натомість, потужні дайкові пояси субширотного та північно-західного простягання відомі на схід та південь від КНП. У діючих хроностратиграфічних схемах вони відносяться до так званого девладівського дайкового комплексу. Але окремі відміни олівінових діабазів цього комплексу мають петрографічні особливості гіпобісальних базитів АРГФ. Ізотопний вік вкорінення інтрузій корсунь-новомиргородського комплексу, згідно [8], складає 1720-1750 млн. р. Рама Корсунь-Новомиргородського плутону складена глиноземистими гнейсами та кристалосланцями інгуло-інгулецької серії, гранітами та мігматитами кіровоградського комплексу, а також гранітоїдами новоукраїнського комплексу. На півночі, заході та південному сході плутон облямовується, переважно, виходами біотитових, біотит-гранатових та біотит-гранат-кордиєритових плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії палеопротерозою, метаморфізованих в умовах амфіболітової фації. На невеличкій ділянці біля північно-західного контакту плутону розвинені амфіболові гнейси та кристалосланці, які, напевно, відносяться до росинсько-тикіцької серії архею. В породах рами повсюдно широко проявлені явища ультраметаморфізму та мігматизації. Найбільшого розвитку автохтонні граніти та мігматити кіровоградського комплексу палеопротерозою, датованого у 2065±20 млн. р., набувають на схід від плутону. На півдні Корсунь-Новомиргородський плутон контактує з трахітоїдними гранітами новоукраїнського комплексу палеопротерозойського віку, датованими у 2017±42 млн. р [8].

**Південно-кальчицький комплекс** Приазовського мегаблоку УЩ включає два масиви – Володарський (170 км<sup>2</sup>) та Кременевський (160 км<sup>2</sup>). На відміну від інших українських АРГК, у складі південно-кальчицького комплексу переважають кварцові сієніти та граносієніти, серед яких розрізняють біотит-амфіболові та фаяліт-авгітвмісні різновиди. Частка сублужних біотит-амфіболових гранітів є меншою. Помітне місце займають сублужні габроїди та монцоніти. Анортозитові породи – андезиніти, мають підпорядковане значення.

Описані також рідкісні титаносні олівінові мелагабро, піроксеніти та перидотити [7, 9]. Серед гранітоїдів південно-кальчицького комплексу досі не знайдені класичні овоїдні рапаківі. Але, граносієніти та сублужні граніти комплексу, за особливостями мінерального та хімічного складу, а також геохімічною спеціалізацією, подібні до гранітоїдів групи рапаківі, на що вже давно звертали увагу [4]. Хімізм головних породоутворюючих мінералів з гранітоїдів цього комплексу, згідно [9], також має риси, які є індикаторними для породоутворюючих мінералів з рапаківі – високозалізистий склад біотиту, ферогастингситовий амфібол, фаялітовий олівін, фероавгітовий піроксен тощо. Спорідненість з гранітами рапаківі додатково підкріплюється асоціацією сублужних гранітоїдів південно-кальчицького комплексу з андезінитами, монцонітами та сублужними титаносними габроїдами. І, нарешті, ізотопний вік порід південно-кальчицького комплексу 1790-1808 млн. р. [8] співпадає з віком ранніх фаз вкорінення коростенського комплексу АРГФ Українського щита. Інtruзії південно-кальчицького комплексу проривають палеопротерозойський фундамент, складений метаморфічними породами центрально-приазовської серії, датованими у  $2140 \pm 10$  млн. р [8].

**Прибалтійська провінція АРГФ.** Класичні комплекси АРГФ – виборзький, аландський, лайтільський, вехмааський та салмінський відслонюються на Балтійському щиті. Є усі підстави для віднесення до складу формацій комплексів Рагунда та Нордінгра. Прояви АРГФ відомі й поза межами Балтійського щита, де вони залягають під потужним покривом фанерозойських відкладів платформеного чохла Східно-Європейської платформи. Такими є латвійський та мазурський комплекси.

**Виборзький комплекс** знаходиться на території Фінляндії та Росії. Крім однойменного плутону, площею більш ніж 20000 км<sup>2</sup>, комплекс включає ще два масиви-сателіти – Ахвеністо (308 км<sup>2</sup>) та Суоменіємі (347 км<sup>2</sup>), які локалізуються біля північної межі головного плутону [10, 16, 25, 29]. Виборзький плутон значною мірою складається типовими овоїдними біотит-амфіболовими гранітами рапаківі, серед яких, за наявності маргінаційних оболонок плагіоклазу навколо овоїдів лужного польового шпату, традиційно розрізняють вибогітовий та пітерлітовий різновиди. Порфіровидні та рівномірно-зернисті біотитові граніти складають значну частину масиву Суоменіємі, в межах Виборзького плутону вони поширені менше. Так звані тіріліти та лапее-граніти, які являють собою авгіт-фаялітвмісні граносієніти та кварцові монцоніти, також мають обмежене розповсюдження. Рапаківі виборзького комплексу супроводжуються жильною серією граніт-порфірів, кварцових порфірів, аплітів та пегматитів кислого складу. В межах Виборзького плутону та обох масивів сателітів виявлені жильні тіла та штоки сублужних альбіт-мікроклінових гранітів з топазом та каситеритом, серед яких встановлені аплітоїдні та порфіровидні відміни. В межах масиву Суоменіємі нещодавно виявлені дайки лужних сієнітів. Серед постмагматичних утворень виборзького комплексу описані грейзени. Анортозити в межах Виборзького плутону звичайно зустрічаються у вигляді ксенолітів серед рапаківі та лапее-гранітів. В районі Юлямаа серед овоїдних рапаківі описаний блок габро-анортозитів, площею більш ніж 1 км<sup>2</sup>. Значно більше анортозитові породи, габроїди та монцоніти поширені в масиві Ахвеністо, де вони утворюють підковоподібне тіло, яке облямовує гранітоїдне ядро масиву. В північному облямуванні Виборзького плутону, а також на площі масивів Ахвеністо та Суоменіємі поширені рої сублужних діабазових дайок. Виявлені композитні дайки, у складі яких, крім діабазів та діабазових порфіритів, присутні граніт-порфіри

та кварцові порфіри. Явища магматичного змішування та сплавлення припускають співіснування базитового та кислого розплавів у межах композитних дайок [25]. Вулканічними аналогами порід виборзького комплексу вважаються палеотипні трахібазальти, трахіандезитбазальти та трахіріоліти хогландської товщі, поширеної на острові Хогланд, південніше Виборзького плутону, а також на провисах покрівлі у північній частині плутону. U-Pb вік цирконів з порід Виборзького плутону коливається в межах 1615-1646 млн. р. Для масивів Ахвеністо та Суоменіємі отримані цифри 1632-1643 та 1635-1640 лн. р., відповідно. Рої діабазових дайок характеризуються U-Pb віком 1635-1665 млн. р., вулканіти хогландської товщі – 1640 млн. р [10, 25-26, 29]. Інtruзії виборзького комплексу проривають палеопротерозойський складчастий фундамент Свекофенського блоку Балтійського щита, складений слюдяними та біотит-роговообманковими сланцями, гнейсами та мігматитами. Вміщуючі породи зазнали регіонального метаморфізму амфіболітової фації та ультраметаморфізму 1800-1900 млн. р. н.

**Аландський комплекс** Фінляндії відслонюється на островах Аландського архіпелагу у Ботнійській затоці, де складає однойменний плутон, площею більше ніж 3000 км<sup>2</sup>. Овоїдні граніти рапаківі виборгівового та пітерлітового типів формують головну частину Аландського плутону. Менш поширені рівномірно-зернисті граніти, граніт-порфіри та кварцові порфіри. Анортозити, норити та монцодіорити утворюють невеликі тіла у південній частині Аландського плутону. З ними асоціюють дайки сублужних діабазів, подібних Аландсько-Аболандському дайковому поясу, що простежується вздовж південно-східної межі Аландського плутону. Ізотопний вік рапаківі аландського комплексу складає 1571-1577 млн. р [15].

**Лайтільський комплекс** складається з однойменного плутону, площею більш ніж 1944 км<sup>2</sup>, гранітоїдного масиву-сателіту Еураокі (62 км<sup>2</sup>) та кількох менших сателітних масивів гранітоїдного та габроїдного складу. Рапаківіподібні граніти лайтільського комплексу представлені овоїдними, порфіровидними, а також рівномірно-зернистими біотит-амфіболовими фаялітвмісними та біотитовими відмінами. В межах масиву Еураокі описані також топазвмісні альбіт-мікроклінові граніти та грейзени. У північній частині Лайтільського плутону широко розповсюджені дайки та сили сублужних олівінових діабазів, які перетинають як рапаківіподібні граніти, так і йотнійські пісковики суміжного грабену Сатакунта. U-Pb вік цирконів з біотит-амфіболових гранітів лайтільського комплексу складає 1570 млн. р [20, 25], тобто, співпадає з віком рапаківі аландського комплексу.

**Вехмааський комплекс** включає однойменний масив, площею біля 800 км<sup>2</sup>, розташований у південно-східній Фінляндії та невеликий гранітоїдний масив-сателіт, локалізований біля східної межі головного плутону [27]. У складі Вехмааського плутону переважають овоїдні біотит-амфіболові граніти рапаківі пітерлітового типу. Менш розповсюджені порфіровидні біотитові граніти, серед яких розрізняються крупнозернисті та середньозернисті відміни. Рівномірно-зернистими біотитовими гранітами складений масив-сателіт. Дайкові та жильні породи вехмааського комплексу включають граніт-порфіри, апліти та пегматити кислого складу. Постмагматичні утворення представлені міаролітовими пустотами, кварцовими жилами та грейзенами. Базитова складова вехмааського комплексу досі не виявлена. U-Pb вік цирконів з пітерлітових рапаківі Вехмааського плутону складає  $1582 \pm 4$  млн. р. Дещо менший,  $1573 \pm 8$  млн. р., вік монацитів з рівномірно-зернистих гранітів масиву-сателіту підтверджу-

ється й геологічними даними [26-27]. Інтрузії вехмааського комплексу проривають палеопротерозойські слюдяні сланці, роговообманкові гнейси, гранодіорити та мігматити Свекофенського блоку.

*Салмінський комплекс* у південній Карелії представлений розташованими поруч Салмінським плутоном та Улягеським масивом-сателітом, площею 2363 та 643 км<sup>2</sup>, відповідно. Біотит-амфіболові граніти, які переважають у складі обох інтрузій, представлені овоїдними, порфіровидними та рівномірно-крупнозернистими відмінами. Серед овоїдних описані як виборгітові, так і пітерлітові різновиди. Помітне місце займають порфіровидні та рівномірно-зернисті біотитові граніти, які інтродують біотит-амфіболові граніти. Біотитові граніти супроводжуються жильною фациєю граніт-порфірів та аплітів. Топазвмісні альбіт-мікроклінові граніти утворюють найпізніші дайки та штоки серед інших гранітоїдних фаз салмінського комплексу. На відміну від фінських АРГК, у складі Салмінського плутону бурінням виявлені значні площі габроїдів – габбро-норитів, габбро та анортозитів. Монцоніти, сієніти та граносієніти розвинені вздовж меж гранітоїдів з габроїдами. Постмагматичні утворення представлені грейзенами та скарнами. U-Pb вік цирконів з порід салмінського комплексу коливається у діапазоні 1530-1547 млн. р [11, 23]. Салмінський комплекс вкорінений вздовж межі Карельського та Свекофенського блоків Балтійського щита. Комплекс інтродує неогаргейські гранітоїди та супракрустальні породи, а також палеопротерозойські гнейси, кристалосланці та метакарбонатні породи. У північно-західній частині Салмінський плутон перекивається мезопротерозойськими вулканогенно-теригенними товщами [1].

*Комплекс Рагунда* у центральній Швеції включає три зближені масиви сумарною площею 544 км<sup>2</sup> [24]. На відміну від більшості класичних фінських плутонів АРГФ, комплекс Рагунда поруч з гранітоїдами, містить значні площі габроїдів та сієнітів. Гранітоїди представлені сублужними рапаківіподібними біотитовими та амфібол-біотитовими гранітами, граніт-порфірами та аплітами. Порфіровидні біотитові граніти найбільш поширені. Серед амфібол-біотитових гранітів згадуються роговообманкові, фаялітвміщуючі та рибекітвміщуючі відміни. Біотитові граніт-порфіри, апліти та аплітовидні граніти формують малі інтрузії та дайки у породах комплексу Рагунда. Серед габроїдів найбільш розповсюджені власне габро. Анортозитові породи поширені обмежено. Звичайними є малі інтрузії та жили гранітів у габроїдах. Сієніти представлені фаяліт-амфібол-авгітовими відмінами з мінливим вмістом кварцу. Комплекс Рагунда, а також оточуючі породи, прориваються значною кількістю дайок, складених долеритами та кварцовими порфірами. Окремими дослідниками ці дайки розглядаються як частина комплексу. Найпотужніші дайки можуть мати складну внутрішню будову з базитовою зовнішньою частиною та кварц-порфіровим ядром. Більшість дайок має різкі загартовані контакти по відношенню до вміщуючих порід. Синусоїдні контакти окремих дайок кварцових порфірів по відношенню до габроїдів комплексу Рагунда припускають незначний віковий розрив між вкоріненням цих порід. U-Pb вік цирконів з гранітоїдів Рагунда коливається у межах 1505-1514 млн. р [24], тобто, це один з наймолодших АРГК Прибалтійської провінції. Комплекс Рагунда інтродує супракрустальні породи, граніти та мігматити з ізотопним віком 1770-1940 млн. р.

*Комплекс Нордінгра*, розташований у Швеції на узбережжі Ботніської затоки, представлений однойменним масивом, площею 432 км<sup>2</sup>. Сублужні рапаківіподібні граніти переважають у відслоненій частині масиву Нор-

дінгра. Особливістю комплексу є значна частка габроїдів – особливо габро-анортозитів та габро. Ксеноліти габро-анортозитів у гранітах, а також дайки гранітів у лейкогабро однозначно вказують на молодший вік гранітів. Сплавлені контакти та гібридні монцоніти в контактних зонах свідчать про те, що, як мінімум місцями, граніти та габроїди одночасно знаходились у рідкому стані. Масив Нордінгра інтродується більш молодим силлом долеритів Ульво. U-Pb вік цирконів з порід Нордінгра складає 1577-1578 млн. р [22]. Комплекс Нордінгра залягає серед супракрустальних порід низьких ступенів метаморфізму, прорваних гранітоїдами з ізотопним віком 1770-1890 млн. р.

*Латвійський комплекс* розбурений свердловинами на заході Латвії під чохлам фанерозойських відкладів потужністю 900-1800 м [1]. Комплекс включає складний Ризький плутон, а також споріднені вулканіти ундваської товщі. Площа Ризького плутону сягає 40000 км<sup>2</sup> – це одна з найбільших світових інтрузій АРГФ. Північна частина плутону простежена, за геофізичними даними, під акваторією Балтійського моря. Більша частина плутону складена рапаківіподібними гранітами. Власне рапаківі розбурені у північній частині Ризького плутону. Широко розповсюджені граносієніти та піроксенові монцоніти – мангерити. Габроїди утворюють декілька масивів у південній частині плутону, найбільший з них – Приєкульський (1000 км<sup>2</sup>). Серед габроїдів переважають анортозити та норит-анортозити. Менш поширені норити та габро-норити. Троктоліти та перидотити є рідкісними. Денудована поверхня Вергальського габро-анортозитового масиву перекивається кислими лавами, подібними до вулканітів субіотинія Швеції та Фінляндії. Трахіоліти та трахібазальти, споріднені з АРГФ розкриті свердловинами у північній частині Ризького плутону. Вони також входять до складу ундваської товщі на острові Саарема в Балтійському морі. U-Pb вік вкорінення Ризького плутону складає 1574-1584 млн. р [26]. Інтрузії латвійського комплексу проривають кристалічний фундамент, складений гнейсами та кристалосланцями, метаморфізованими та мігматизованими в умовах гранулітової та амфіболітової фациї. Високо-метаморфізовані утворення південного облямування Ризького плутону раніш розглядалися як архейські. Новітні дані ізотопного датування довели їх палеопротерозойський вік.

*Мазурський комплекс* розбурений на північному сході Польщі. На денну поверхню породи комплексу ніде не відслонюються, бо скрізь перекриті фанерозойськими осадовими відкладами, потужністю 580-1200 м. Комплекс включає сублужні граніти, кварцові монцоніти та монцодіорити, анортозити, норити та габро-норити. У складі мазурського комплексу поширені порфіровидні граніти та кварцові монцоніти, які петрографічно та геохімічно подібні скандинавським рапаківі. Вони звичайно містять мегакриси калішпату, часто з плагіоклазовими оболонками. Гранітоїди Мазурського комплексу формують субширотний пояс, протяжністю у 200 км, при ширині 40 км. Габроїди представлені трьома габро-анортозитовими масивами – Сувалкінським, Кетржинським та Сейнінським. Найкраще досліджений Сувалкінський масив (250 км<sup>2</sup>) має куполовидну структуру з анортозитами у центральній частині, що перекиваються габро-норитами, норитами та монцодіоритами по периферії. Дайки титаномагнетит-апатитових нельсонітів у північно-західній частині масиву характеризуються сульфідною мінералізацією. U-Pb ізотопний вік вкорінення мазурського комплексу складає 1499-1526 млн. р [26], тобто є близьким до шведського комплексу Рагунда. Інтрузії мазурського комплексу проривають кристалічний фундамент Східно-Європейської платформи. По-

роди рами переважно представлені гранітами та мігматитами, а також біотитовими гнейсами та амфіболітами, що зазнали регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової фації. На окремих ділянках розвинуті метаморфічні породи гранулітової фації.

**Лабрадорська провінція АРГФ.** Численні комплекси АРГФ відслонюються вздовж північно-східного узбережжя Лабрадорського півострова, формуючи майже безперервний пояс анортозит-мангерит-рапаківігранітних інтрузій, протяжністю більш ніж 300 км. Найкраще досліджені комплекси Нейн, Харп-Лейк, Містестін, Макавінек, Нотакванон та Флауер-Ривер [17-18]. Визначення ізотопного віку демонструють наявність кількох генерацій АРГК з закономірним омолодженням U-Pb датувань у напрямку з півдня на північ, яке, однак, порушується в окремих випадках.

**Комплекс Харп-Лейк** – найпівденніший і найдревніший серед АРГК Лабрадорської провінції. Це один з небагатьох комплексів, де анортозити та лейкоратові габроїди помітно переважають над рапаківіподібними гранітами. Породи комплексу утворюють складний багатозональний плутон, площею біля 8438 км<sup>2</sup>. У складі плутону, на підставі структурно-тектонічних та мінералогічних петрографічних досліджень, виявлено більше 15 інтрузивних фаз. Петрографічний склад базитів представлений анортозитами андезитового та лабрадоритового типів, лейкотроктолітами, лейконоритами, троктолітами та норитами. Базити інтродуються підлеглими кварц-піроксеновими монцонітами на півночі та заході, а також різко підлеглими біотит-амфіболовими рапаківіподібними гранітами – на південному сході. Континентально-осадові відклади серії Сіал-Лейк, літологічно подібні до йотнійських, перебивають комплекс Харп-Лейк на півдні. U-Pb ізотопний вік комплексу Харп-Лейк складає 1450 млн. р [26]. Комплекс вкорінений у палеопротерозойський кристалічний фундамент тектонічної провінції Чорчіл. На сході породи комплексу проривають архейські утворення.

**Комплекс Містестін** представлений однойменними гранітоїдним плутоном, площею 5156 км<sup>2</sup>, розміщеним біля північно-західної межі анортозитового масиву Харп-Лейк. В протилежність останньому, комплекс Містестін має суттєво-гранітоїдний склад. Це найбільший рапаківігранітний інтрузив Лабрадорської провінції. Більш давні кварц-піроксенові монцоніти, які складають центральну та північно-східну частини плутону, інтродуються дещо переважаючими біотит-амфіболовими рапаківіподібними гранітами. Останні, місцями, мають овоїдну структуру виборітового типу з мегакристами лужного польового шпату, облямованими плагіоклазом. Анортозитові породи формують два невеликих масиви в полі розвитку монцонітів. U-Pb ізотопний вік гранітоїдів комплексу Містестін складає 1420 млн. р [18]. Комплекс інтродує протерозойський кристалічний фундамент тектонічної провінції Чорчіл.

**Комплекс Макавінек** вкорінений біля 70 км північніше комплексу Харп-Лейк, поблизу південної межі плутону Нейн. Породами комплексу складений однойменний масив, площею 938 км<sup>2</sup>. Переважаюча гранітоїдна складова комплексу, яка представлена біотит-амфіболовими та фаяліт-піроксеновими гранітами, структурно перебиває анортозити та асоціює габроїди, що складають центральну частину інтрузії. На відміну від інших АРГК Лабрадорської провінції, гранітоїди комплексу Макавінек характеризуються значною розповсюдженістю маргінаційно-овоїдних структур виборітового типу. Біля контакту гранітоїдів з базитами розвинуті кварц-піроксен-фаялітові монцоніти, які місцями демонструють ознаки магматичного змішування (гібридизму) з підстилюючими монцодіоритами та габроїдами.

U-Pb ізотопне датування гранітоїдів комплексу Макавінек дає вік 1322±1 млн. р [26].

**Комплекс Нейн** самий північний АРГК Лабрадорської провінції. До складу комплексу входять однойменний анортозитовий масив (3750 км<sup>2</sup>) та гранітоїдний масив Юміаковік (2500 км<sup>2</sup>). Серед базитів, крім анортозитів, виділяють лейконорити, норити та троктоліти. У розподілі гранітоїдів комплексу намічається певна зональність. Фаяліт-піроксенові кварцові монцодіорити, кварцові монцоніти та граніти широкою смугою облямовують анортозитовий масив з заходу і, далі на захід, поступово змінюються амфіболовими гранітами. Невеликі інтрузії амфібол-біотитових гранітів, проривають інші гранітоїди, являючи наймолодшу фазу комплексу. Гранітоїди комплексу Нейн подекуди мають пітерлітову структуру з рідкісними овоїдами лужного польового шпату розміром до 2 см, позбавленими плагіоклазових оболонок. Гранітоїдна складова комплексу Нейн має U-Pb ізотопний вік 1311±2 млн. р [26]. U-Pb вік анортозитів складає 1305±10 млн. р. Комплекс Нейн вкорінений вздовж межі архейської провінції Нейн на сході і палеопротерозойської провінції Чорчіл на заході. Це один з наймолодших АРГК Лабрадорської провінції. Ще менший U-Pb вік 1271±15 млн. р. встановлений для лужних гранітів комплексу Флауер-Ривер [26], які вкорінені в центральну частину провінції, дещо порушуючи загальну картину просторово-вікової розповсюдженості АРГК Лабрадорського півострова. Крім того, комплекси Харп-Лейк, Містестін та Флауер-Ривер перетинаються роєм діабазових дайок північно-східного простягання з K-Ar датуванням 1316±94 млн. р., яке, на нашу думку, є лише попереднім і потребує майбутнього перегляду. Можна припустити, що Rb-Sr датування 1317±75 млн. р. сублужних вулканітів Ред-Вайн на півдні комплексу Харп-Лейк також "омоложені".

**Сибірська провінція АРГФ.** В межах Східно-Сибірської платформи до АРГФ відносять улканський, кодаро-удоканський та прибайкальський комплекси. Найкраще досліджений улканський вулканоплутонічний комплекс на Далекому Сході [6]. Чисельні інтрузії улканського АРГК простягаються від південної частини хребта Джугджур на сході до озера Велике Токко на заході. Комплекс включає сублужні вулканіти елгетейської світи, Північно-Учурський (700 км<sup>2</sup>) та Південно-Учурський (1500 км<sup>2</sup>) гранітоїдні масиви, а також низку дрібніших масивів сублужних гранітоїдів. Вулканіти елгетейської світи представлені покритими трахіріолітами, їх туфами та ігнімбритами, що перешаровуються з підлеглими трахідіабазами та трахіандезитами. Гранітоїдна складова комплексу представлена переважно біотитовими та біотит-амфіболовими сублужними гранітами та граносієнітами. Серед гранітоїдів поширені овоїдні рапаківі як виборітового, так і пітерлітового типів, а також гранофірові різновиди. В межах Північно-Учурського масиву описані також кварцові сієніти та лужні егірин-рибекітові граніти. З лужними гранітами пов'язані ореоли фенітизації та альбітизації. В гранітоїдах Північно-Учурського масиву виявлені ксеноліти анортозитів, розміром до 1 км. Рапаківіподібні граніти Південно-Учурського масиву безпосередньо проривають з півночі найкрупніший серед сибірських – Геранський габро-анортозитовий масив. Площа останнього перевищує 3000 км<sup>2</sup>. На контакт з габроїдами Геранського масиву розвинуті амфібол-піроксенові та амфібол-фаялітові граніти, граносієніти та кварцові монцоніти. У складі Геранського масиву переважають анортозити, лейконорити та лейкогабро-норити. Норити, габро-норити, троктоліти, піроксеніти та перидотити мають підпорядковане значення. U-Pb датування цирконів з

гранітоїдів улканського комплексу, виконані у 60-х роках, дають занадто великий віковий інтервал 1140-1960 млн. р [6]. Такі ж неоднозначні дані датування кварцових порфірів елгетейської світи 1615-1840 млн. р. U-Pb вік цирконів з анортозитових порід Геранського масиву визначений у 1570-2240 млн. р., що не заважає окремим дослідникам виділяти його у складі самостійного джугджурського габро-анортозитового комплексу. Разом з тим Sm-Nd датування анортозитів звужує віковий інтервал до 1705±30 млн. р. Інтрузії улканського та джугджурського комплексів вкорінені вздовж південно-східної межі Алданського щита зі Становою складчастою областю. Вміщуючі породи представлені основними кристалосланцями та гнейсо-гранулітами тімптоно-желтулінського комплексу палеоархею, а також гнейсами та амфіболітами пізньоархей-палеопротерозойської станової серії.

**Центрально-Американська провінція АРГФ.** Чисельні масиви гранітів рапаківі описані в центральній та південно-східній частинах США. В межах цієї провінції встановлено три вікових генерації інтрузій рапаківі: 1020-1080 млн. р., 1340-1410 млн. р. та 1410-1490 млн. р. Остання генерація найбільш поширена і саме з нею асоціюють субплатформенні анортозити автономного типу. Типовим прикладом АРГФ Центрально-Американської провінції є ларамійський комплекс в південно-східному Вайомінгу [19]. Комплекс включає гранітоїдний масив Шерман (1300 км<sup>2</sup>), анортозитовий масив Ларамі (725 км<sup>2</sup>), а також монзонітову інтрузію Сибіл (~100 км<sup>2</sup>). U-Pb вік цирконів з рапаківі та рапаківіподібних гранітів Шерман складає 1430-1433 млн. р. Дещо древнішими є монзоніти та анортозитові породи 1436±1 та 1440±6 млн. р., відповідно. Ларамійський АРГК вкорінений вхрест складно-деформованої шовної зони Чеін, що поділяє палеопротерозойську граніто-гнейсову провінцію Ларамі (1760-1780 млн. р.) та архейську провінцію Вайомінг.

**Гренландська провінція АРГФ.** Південно-Гренландський комплекс АРГФ відслонюється на північ від мису Кеп-Фарвел, аж до фіорду Лінденау. Комплекс включає декілька масивів рапаківі, найбільшими серед яких є Тасіусак, Квернертог та Принс-Кристіан. У складі південно-гренландського комплексу помітно переважають рапаківіподібні кварцові монзоніти та граносієніти, які мають овоїдну структуру виборгітового типу. Власне граніти рапаківі, а також рапаківіподібні порфіровидні граніти, мають підпорядковане значення. Частка лейкократових норитів, габро-норитів та монцогабро є зовсім незначною. Жильна фація представлена дайками діабазів та граніт-порфірів. Ізотопний вік гренландських рапаківі складає 1734-1750 млн. р. [13], тобто дещо наближується до українських. Рамою для інтузій південно-гренландського комплексу слугують кордієрит-гранат-біотитові плагіогнейси, кристалосланці та мігматити орогенічного поясу Кетилідіан з ізотопним віком 1785-1810 млн. р.

**Інші прояви анортозит-рапаківігранітної формації.** Гондвандська група докембрійських платформ характеризується поодинокими та, певною мірою, "нетиповими" АРГК. У Південній Америці комплекси АРГФ описані на Бразильському та Гаянському щитах. Добре відомі чисельні масиви рапаківі оловоносною провінції Рондонія на заході Бразилії. Серед них крупний гранітоїдний масив Сяо Лоренсо-Керипунес з ізотопним віком амфібол-біотитових пітерлітових рапаківі та біотитових рівномірнорзернистих гранітів 1309±24 та 1314±13 млн. р. відповідно, супроводжується кислими вулканітами, датованими у 1312±3 млн. р [12]. З масивом Сяо Лоренсо-Керипунес просторово асоціює базитовий комплекс Цірікувіку, який представлений анортозитами, габро

та діабазами з ізотопним віком ~1300 млн. р. Комплекс Мукаджаї у провінції Рорейма (Бразилія) включає амфібол-біотитові граніти рапаківі виборгітового та пітерлітового типів, порфіровидні біотитові граніти, а також граносієніти, сієніти, мангерити та габроїди [14]. Гранітоїди комплексу з U-Pb ізотопним віком 1544±42 млн. р. інтродують більш давні, 1940 млн. р., гнейси та грануліти Гаянського щита та супроводжуються різко підлеглими анортозитами та габро, датованими у 1527±7 млн. р. Для мангеритів отриманий вік 1538±5 млн. р. У асоціації з іншими чисельними комплексами гранітів рапаківі Південно-Американської платформи, описаними на території Бразилії, Венесуели та Гаяни анортозитові породи та габроїди досі не встановлені. В Африці описані три рапаківігранітні комплекси. Комплекс Гейборон у південній Ботсвані, крім гранітів рапаківі, включає також підлегли анортозити та габроїди, дайкові породи основного складу, а також значні об'єми кислих вулканітів. Це єдиний у світі АРГК архейського віку 2780 млн. р [28]. Комплекс Гейборон тягнє до північно-західної межі Капваальського кратону де інтродує архейські гнейси з ізотопним віком 3410 млн. р. Рапаківі комплексу Веди-Гувєр у Судані з Rb-Sr та K-Ar віком 570 млн. р. асоціюють з анортозитами, мангеритами та діабазами [26]. Рапаківі комплексу Танганіка у Танзанії, імовірно протерозойського віку, дослідженні недостатньо. У східному Китаї, біля Бейджинга, виявлений невеликий (25 км<sup>2</sup>) масив гранітів рапаківі Шеченг [30], датований U-Pb ізотопним методом у 1715±15 млн. р. З рапаківі просторово асоціюють анортозитова інтрузія Дейміао, декілька масивів кварцових сієнітів, а також потужна товща сублужних калієвих вулканітів. U-Pb ізотопний вік кварц-фаялітових сієнітів та трахібазальтів складає 1698±15 та 1625±6 млн. р., відповідно. Комплекс Шеченг-Дейміао тягнє до північно-західної межі Сіно-Корейського кратону, складеної гнейсами, вірогідно архейського, >2450 млн. р., віку. Рапаківіподібні граніти з віком 1660-1670 та 1580-1600 млн. р. описані, відповідно, в північній та південній частинах Австралійського континенту [26], але асоціюючих анортозитів та габроїдів там досі не виявлено.

**Висновки.** Комплекси АРГФ залягають виключно в межах стабілізованого кристалічного фундаменту докембрійських платформ, тяжіючи до їх околиць. Переважна більшість АРГК сконцентрована в лавразійській групі давніх платформ, де формує шість регіональних петрографічних провінцій – Українську, Прибалтійську, Лабрадорську, Сибірську, Центрально-Американську та Гренландську. Комплекси АРГФ, звичайно, включають суміщені у просторі та за віком інтрузивні масиви (плутони), малі гіпабісальні інтрузії, а також жильні та постмагматичні утворення. Інколи до складу АРГК також входять генетично споріднені з ними субвулканічні та вулканічні утворення. Ізотопний вік утворень АРГФ дискретно змінюється в інтервалі 1270-1810 млн. р. Навіть найменші інтрузивні масиви, звичайно, мають багатофазне становлення з інтервалом вкорінення між окремими магматичними фазами 5-10 млн. р. Загалом гомотропний порядок вкорінення у базитових випадках порушується чергуванням у часі базитових та гранітоїдних інтрузій. Загальна тривалість магматичних подій в окремих АРГК може сягати 20-60 млн. р. В межах окремих регіональних провінцій встановлюється по декілька генерацій АРГК. Існує певна залежність між петрографічним складом АРГК та віком оточуючих порід. Більшість комплексів АРГФ залягає в межах протерозойських блоків фундаменту докембрійських платформ. АРГК Української, Сибірської та Лабрадорської провінцій, для складу яких притаманна помітна частка бази-

тів, приурочені до меж протерозойських блоків з більш давніми архейськими або безпосередньо інтродують в архейські блоки. Подальші дослідження слід спрямувати на вивчення провінційних особливостей петрографії, геохімії та металогенії АРГФ у зв'язку з тектонікою, речовинним складом та історією розвитку виділених петрографічних провінцій.

1. Анортосит-рапакивігранітна формація Восточно-Европейской платформи / Д.А.Великославинский, А.П.Биркис, О.А.Богатиков и др. - Л., 1978. 2. Анортоситы Земли и Луны: 9 науч. работ. - Под ред. М.С.Маркова, О.А.Богатикова. - М., 1984. 3. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. - 1995. - Вып.21. - С.34-47. 4. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. - К., 1990. 5. Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. - М., 1974. 6. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. - М., 1991. 7. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / К.Е.Есипчук, Е.М.Шеремет, О.В.Зинченко и др.; Отв. ред. И.Б.Щербаков. - К., 1990. 8. Щербак Н.П., Бартницкий Е.П. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. - 1995. - Вып.21. - С.3-24. 9. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. - Львов, 2005. 10. Alviola R., Johanson B.S., Ramo O.T., Vaasjoki M. The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite - massif-type anorthosite complex, southeastern Finland: petrography and U-Pb chronology // Precambrian Research, 1999. - V. 95. - N.1-2. - P.89-107. 11. Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contribs. Miner. and Petrol. - 1997. - Vol.127. - P.353-368. 12. Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Payolla B.L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brasil // Precambrian Research, 1999. - V.95. - N.1-2. - P.41-67. 13. Brown P.E., Dempster T.J., Hutton D.H.W., Becker S.M. Extensional tectonics and mafic plutons in the Ketilidian rapakivi granite Suite of South Greenland // Lithos. - 2003. - V.67. - P.1-13. 14. Dall'Agnol R., Costi H.T., da S.Leite A.A., de Magalhães M.S., Teixeira N.P. Rapakivi granites from Brasil and adjacent areas // Precambrian Research, 1999. - V.95. - N.1-2. - P.9-39. 15. Eklund O., Frojdo B., Lindberg B. Magma mixing, the petrogenetic link between anorthosite suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland // Mineralogy and Petrology, 1994. - V.50. - N1-3. - P.3-19. 16. Elliot B.A. Crystallisation conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // Mineralogy and Petrology, 2001. - V.72. - P.305-324. 17. Emslie R.F. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related association // Precambrian Res. - 1991. - Vol.51. - P.173-192. 18. Emslie R.F., Stirling J.A.R. Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite: geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria // Can. Mineral., 1993. - V.31. - P.821-847. 19. Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a Reduced, Rapakivi-type anorogenic granite // J. of Petrology. - 1999. - Vol.40. - N12. - P.1771-1802. 20. Haapala I. Magmatic and postmagmatic process in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland // J. Petrol. - 38. - P.1645-1659. 21. Haapala I., Ramo O.T. Rapakivi granites and related rocks: an introduction // Precambrian Research. - 1999. - N95. - P.1-7. 22. Lindh A., Andersson U.B., Lundquist T., Claesson S. Evidence of crustal contamination of mafic rocks associated with rapakivi rocks: an example from the Nordingra complex, Central Sweden // Geol. Mag. - 2001. - V.138. - N4. - P.371-386. 23. Neymark L.F., Ammelin J.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sm isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineralogy and Petrology, 1994. - V.50. - P.173-194. 24. Persson A.I. Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden // Precambrian Research, 1999. - V.95. - N.1-2. - P.109-127. 25. Ramo O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. of Finland Bull. - 1991. - V.355. - 161 p. 26. Ramo O.T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology, 1994. - V.52. - P.129-185. 27. Selonen O., Ehlers C., Luodes H., Lerssi J. The Vehmaa rapakivi batholith - an assemblage of successive intrusions indicating a piston-type collapsing center // Bul. Geol. Soc. of Finland. - 2005. - Vol.77. - P.65-70. 28. Sibiya V.B. The Gaborone granite complex Botswana, southern Africa: an atypical rapakivi granite-massif anorthosite association. - Amsterdam: Free University Press, 1988. - 449 p. 29. Vaasjoki M., Ramo O.T., Sacco M. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-dike association of southeastern Finland // Precambrian Res. - 1991. - Vol.51. - P.227-243. 30. Yu J., Fu H., Zhang F., Wan F. Petrogenesis of potassic alkaline volcanics associated with rapakivi granites in the Proterozoic rift of Beijing, China // Mineral. and Petrol. - 1994. - V.50. - P.83-96

Надійшла до редколегії 06.04.08

УДК 55(477)+552.3

А. Омельченко, асп., О. Митрохин, канд. геол. наук

## ДАЙКОВІ ПОРОДИ БЕХІНСЬКОГО БЛОКУ СКЛАДЧАСТОГО ФУНДАМЕНТУ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

**Вивчено умови залягання та петрографічні особливості базитових дайок Бехінського блоку. Встановлено, що досліджувані базитові дайки представлені щонайменше трьома віковими групами. Найбільш древніми є дайки метадіабазів, які віднесені до осницького комплексу. Деяко молодшими є мікрогабро дайкової фази коростенського комплексу. Наймолодші дайки діабазів та діабазових порфіритів корелюються з посткоростенським дайковим комплексом.**

**The mode of occurrences and petrographic features of the Bekhy Block basic dikes are investigated. It has been established, that the investigated basic dikes are presented by the three age-groups as a minimum. The metadiabase dikes are the most ancient and relate to the Osnitshk Complex. The microgabbro are more young dikes and represent the dike phase of the Korosten Complex. The youngest dikes of diabases and diabasic porphyrites are correlated with the Post-Korosten dike complex.**

**Постановка проблеми.** Бехінський блок давнього складчастого фундаменту розташований в центральній частині складного Коростенського плутону. Вважається, що це – виступ підстилаючих порід "рами" плутону або, навпаки, провис його покрівлі, який залягає серед молодших утворень коростенського комплексу. У складі Бехінського блоку описані стратифіковані метаморфічні породи дністерсько-бузької (AR<sub>1</sub>db?) та тетерівської (PR<sub>1</sub>tt) серій, ультраметаморфічні утворення шереметівського (PR<sub>1</sub>sr) та житомирського (PR<sub>1</sub>zt) комплексів, а також інтрузії метадіоритів та гранітів осницького комплексу (PR<sub>1</sub>os). Кристалічні породи Бехінського блоку прориваються чисельними дайками базитового складу, які одними дослідниками відносяться до коростенського комплексу (PR<sub>1</sub>ks), іншими – описуються у складі самостійного дайкового комплексу (βPR<sub>1</sub>) палеопротерозойського віку. Загалом, сучасна геологічна та петрографічна вивченість дайкових порід Бехінського блоку є вкрай недостатньою, що викликає ряд суперечностей у визначенні їх приналежності до певних підрозділів діючої кореляційної хроностратиграфічної схеми докембрію Волинського мегаблоку Українського щита.

**Аналіз попередніх досліджень та публікацій.** У сучасних наукових публікаціях висвітлені лише найбільш загальні риси геологічної будови Бехінського блоку [2, 3], вивченню ж дайкових порід приділено ще менше уваги. Наведений нижче бібліографічний нарис має скоріш історичне ніж наукове значення. Вперше досліджувані дайкові породи, під назвою "волиніти", були описані Г. Осовським у 1869 р. в овруцькому повіті Волинської губернії (територія нинішньої Житомирської обл.) по річкам Шестень та Дроздавець біля сс. Васковичі та Михайлівка [6, 7]. Більш детально петрографічні особливості "волинітів" цих місцевостей були описані І.В. Мушкетовим у 1872 році [5]. Подальшим вивченням дайкових порід з Васковичів, Михайлівки та Межирічки займався П.Я. Армашевський (1886), який, напевно першим, назвав їх діабазовими порфіритами [1]. І.А. Морозевич (1893) [4] також описує два виходи "волинітів": один біля с. Васковичі, інший – в с. Михайлівка. При цьому він вказує, що у першому випадку породи більш "свіжі", а в другому – зазнали інтенсивних змін. Досліджуючи контакт "волиніту" з червоним гранітом на

березі р. Шестень Морозевич робить висновок про більш молодий вік порфіритів порівняно з гранітами [4]. В.С. Соболев (1947) серед дайкових порід району розрізняє габро-норитові та діабазові порфірити [8]. І.Л. Личак (1983), виконав найбільш докладний петрографічний опис діабазових порфіритів с. Михайлівка, дослідивши, також, їх хімічний склад. Дайкові породи Бехінського блоку І.Л. Личак розглядає в складі коростенського комплексу [3]. На опублікованій у 2001 році державній геологічній карті аркуша М-35-ХІ (Коростень) в межах Бехінського блоку виділяються базитові дайки посткоростенського дайкового комплексу [2].

**Метою роботи** було дати узагальнюючу геолого-петрографічну характеристику дайкових порід Бехінського блоку, а також визначити їх геологічні співвідношення з іншими кристалічними утвореннями регіону.

**Викладення результатів дослідження.** Базитові дайки Бехінського блоку вивчалися авторами у щебеневих кар'єрах біля сс. Бехі, Сокорики, Михайлівка та Васьковичі коростенського району Житомирської області, а також у природних відслоненнях по р. Уж та її притокам – Дроздавцю та Шестеню. Проведені петрографічні дослідження показали, що дайки складені сублужними діабазами, діабазовими порфіритами, мікрогабро та метадіабазами.

Діабазова дайка досліджена у діючому щебеневому кар'єрі на північній околиці ст. Сокорики. Дайка прориває порфіровидні мікроклінові граніти, які ймовірно належать до осницького комплексу (PR<sub>10</sub>s). Залегання дайки субвертикальне, січне по відношенню до трахітоїдності вміщуючих гранітів. Азимут падіння контактів складає 50°, кут падіння – 85°. Потужність сягає 5 м, це найбільша серед досліджуваних дайок. В ендоконтактних частинах спостерігаються зони "загартування", складені чорним афанітовим діабазом. Макроскопічно діабаз – породи темно-сірого або чорного кольору з афіровою структурою. Текстура порід масивна, іноді з плитчастою окремістю, на поверхнях якої можуть виокремлюватися сульфідні. На свіжих поверхнях ледь розрізняється діабазова структура, обумовлена безладною орієнтацією подовжених мікролітів плагіоклазу. Мікροструктура змінюється від діабазової у центральній частині дайки до варіолітової – у призальбандових частинах. Мінеральний склад найменш зміненого діабазу, розрахований на інтеграційному столику по одиничному шліфу, наступний: плагіоклаз (61,9%), авгіт (6,8%), рудний мінерал (9,7%), забарвлений слюдоподібний мінерал (12,7%), променистий амфібол (8,4%). У другорядних та акцесорних кількостях спостерігаються лужний польовий шпат, апатит та карбонат. У афанітовому діабазі поширене девітрифіковане скло (25-30%). Крім того, інколи, присутні ксеногенні вclusions кварцу. Плагіоклаз помітно переважає над іншими мінералами. Він утворює подовжено-призматичні лейстовидні мікроліти розміром 0,3-1 мм. Більшість зерен чисті незмінені, лише окремі в крайових частинах, більш рідкісно і в центральних, замутнені пілуватими вторинними продуктами. Межі зерен плагіоклазу часто звивисті, хвиляподібні, нечіткі, погано виражені. Окремі зерна зростаються у вигляді "хреста". Зональність відсутня. Двійниковання просте з максимальним кутом симетричного згасання 16°, що відповідає андезину №30 і свідчить про сублужний склад досліджуваних діабазів. Авгіт має стовпчасту, рідше неправильну форму зерен, розмір яких коливається від 0,2 мм до 1 мм. В одному ніколі – безбарвний, місцями блідо-зелений. Досить інтенсивно проявлені грубі тріщини вздовж усієї поверхні зерен. Зерна авгіту інколи оточені мікрозернистим рудним мінералом. Ільменіт представлений безладно-орієнто-

ваними мікролітами голчастої форми, розміром від 0,2-0,5 мм до 1-1,2 мм. Забарвлений слюдоподібний мінерал, імовірно – стильномелан, утворює дрібно-лускуваті агрегати в інтерстиціях плагіоклазу. Для деяких зерен характерне зональне забарвлення: в центральній частині – зелене, яке в крайовій змінюється на коричневе. Властивий плеохроїзм від темно-зеленого по Ng до яскраво світло-жовтого по Np. У схрещених ніколях маємо кольори інтерференції 2-3 порядку. Стильномелан розвивається як вторинний мінерал по авгіту. Променистий амфібол, імовірно – актиноліт, забарвлений у зелений колір. Окремі зерна характеризуються різною інтенсивністю окраски: в центральній частині ледь забарвлені, а в крайовій – густо зелені. Форма зерен голчаста або неправильна, розмір 0,2-0,4 мм. Плеохроїзм погано розрізняється. Лужний польовий шпат представлений зернами неправильної форми, розміром 0,1-0,2 мм. Присутній у незначній кількості, поширений, як правило, в інтерстиціях мікролітів плагіоклазу. Карбонат дрібно-кристалічний, разом зі стильномеланом утворює суцільні або переривчасті облямівки навколо ксеногенних зерен кварцу. В деяких випадках карбонат утворює виокремлення, розміром 0,5 мм, які оточуються облямівками стильномелану. Апатит у шліфах поширений неоднорідно: в одних місцях утворює скупчення, а в інших – взагалі відсутній. Формує голчасті та довгопризматичні кристали розміром 0,3-1,6 мм.

Дайки діабазових порфіритів зустрінуті у двох місцях. У діючому кар'єрі, розташованому західніше від с. Бехі на шляху до ст. Сокорики, дайка діабазового порфіриту, з видимою потужністю 1,6 м, прориває метадіорити, які імовірно відносяться до осницького комплексу (PR<sub>10</sub>s). Елементи залегання дайки наступні: азимут падіння – 100°, кут падіння – 49°. Ендоконтактова зона загартування складена чорним афанітовим діабазом. Лежачий контакт закритий осипом. Крупно-порфірова структура визначається наявністю розсіяних вкрапленнях плагіоклазу, розміром 5-30 мм. У породі вкраплення розподіляються вкрай нерівномірно, на окремих ділянках їх вміст зростає до 10-20%. Крім ідіоморфних фенокристалів присутні й кристалокласти плагіоклазу, а також ксеноліти анортозитів, імовірно коростенських (PR<sub>1</sub>ks). Забарвлення вкрапленнях, у залежності від ступеня постагматичних змін, варіює від темно-сірого та коричнюватого до світлого зеленуватого. Мікροструктура загальної маси дрібнозерниста діабазова, реліктова – офітова. Мінеральний склад представлений: плагіоклазом (49,3%), авгітом (4,9%), рудним мінералом (5,2%), променистим амфіболом (24%), біотитом (9,5%), хлорит-магнетитовими скупченнями (7%). Кварц та апатит присутні у акцесорних кількостях. Мікроліти плагіоклазу, розміром 0,1-0,7 мм, мають подовжено-призматичний габітус. В одному ніколі плагіоклаз загальної маси чистий незамутнений. У схрещених ніколях проявляється двійникова будова, двійниковання просте, лише інколи полісинтетичне по альбіт-карлбадському закону. В деяких випадках, в межах одного зерна спостерігається двійниковання одразу по двом законам – альбіт-карлбадському та перікліновому. Інколи зерна плагіоклазу перетинаються у вигляді "хреста". Максимальне симетричне згасання зерен в зоні (010) становить 25°, що відповідає андезину № 45 і, знову таки свідчить про сублужний склад діабазового порфіриту. Авгіт має блідо-коричнєве забарвлення. Утворює зерна скелетної форми з розгалуженими крайовими частинами, розміром 0,1-0,3 мм. Рудний мінерал представлений у вигляді: 1) зерен, що мають неправильну форму та розміри 0,1-0,3 мм; 2) зерен ільменіту списоподі-



бної, голчастої форми, розміром 0,1-0,7 мм, які є більш поширеними у складі породи. Рудний мінерал розподілений однорідно, скупчень не утворює, орієнтованої направленості не має. Асоціює з амфіболом та біотитом. Амфібол забарвлений у блідо-зелений або зеленувато-сірий колір, плеохроїзм не спостерігається. Утворює паралельно-волокнисті або віялоподібні агрегати, розміром 0,1-0,3 мм, досить часто присутні скупчення зерен. Розвивається за рахунок авгіту, про що свідчить присутність одиничних реліктових зерен останнього. В крайових частинах зерен амфіболу часто присутні луски біотиту або біотитові облямівки. У схрещених ніколях амфібол має малі кольори інтерференції. Біотит має темно-коричнєве або червоно-буре забарвлення. Представлений дрібно-лускуватими зернами розміром 0,1-0,3 мм або утворює рідкісні переривчасті облямівки навколо зерен амфіболу чи голчастого ільменіту. Псевдоморфози по олівіну представлені хлорит-магнетитовими скупченнями, розміром 0,1-0,3 мм. В центральній частині вони містять рудний мінерал (магнетит), який оточується хлоритом, а потім переривчастою облямівкою біотиту. Кварц зустрічається досить рідкісно у вигляді неправильних зерен розміром 0,1-0,2 мм. В одному ніколі водяно-прозорий, безбарвний, але на відміну від схожого плагіоклазу має дещо нижчий рельєф і хвилясте згасання у схрещених ніколях. У затопленому кар'єрі, на північно-східній околиці с. Михайлівка, ще одна дайка діабазового порфіриту прориває мігматизовані біотитові гнейси. Потужність дайки 0,75 м, азимут падіння – 320°, кут – 87°. Контакти січні по відношенню до смугастості гнейсо-мігматиту, з тонкозернистими ендоконтактовими зонами загартування. Вкрапленики сосюритизованого плагіоклазу, розміром 10-20 мм, в крайовій частині дайки орієнтуються грубо паралельно до лінії контакту. Місцями в порфіриті присутні дрібні ксеноліти вміщуючих гнейсів. На відміну від вищеописаного, діабазовий порфірит с. Михайлівки більш змінений постмагматичними процесами – плагіоклаз у вкрапленниках щент перетворений на сосюрит, піроксен повністю заміщений променистим амфіболом. При цьому, у загальній масі зберігається притаманна діабазовій структурі безладна орієнтація призматичних зерен плагіоклазу та голок ільменіту.

Дайка мікрогабро прориває сірі середньозернисті граніти житомирського комплексу (PR<sub>1</sub>zs) у діючому щебеневому кар'єрі на східній околиці с. Михайлівка. Потужність дайки 3 м, залягання вертикальне з азимутом простягання 340°. Мікрогабро являє собою темно-сіру породу, яка має дрібнокристалічну структуру в центральній частині дайки і мікрокристалічну в ендоконтактних зонах. На окремих ділянках у мікрогабро присутні поодинокі мегакристові вкрапленики плагіоклазу, а також ксеноліти анортозиту (PR<sub>1</sub>ks). Під мікроскопом структура мікрогабро змінюється від габро-офітової до алотріоморфнозернистої габрової. Породу складається з плагіоклазу (54,1%), клинопіроксену (29,8%), ортопіроксену (4,6%), рудного мінералу (4,5%), біотиту (6,4%), кварцу та апатиту. При наближенні до ендоконтакту в тріщинах з'являється волокнистий амфібол, який має постмагматичне походження, інколи зустрічаються порфіробласти біотиту. Плагіоклаз утворює субгедральні близькі до табличчастих, рідше подовжено-призматичні форми із зубчастими, звивистими обрисами. Розмір кристалів коливається від 0,1 до 1 мм. В кристалах плагіоклазу часто зустрічаються вclusions апатиту. Деякі зерна густо вкриті системою тріщин. Згасання – плямисте, іноді блочне. Деякі зерна плагіоклазу зазнали перекристалізації, про що свідчить наявність дрібно-гранобластових мозаїчних агрегатів. Двійнику-

вання просте або полісинтетичне з максимальним симетричним згасанням 22°, що відповідає андезину №37. Клинопіроксен представлений безбарвною відміною, утворює зерна розміром 0,1-0,5 мм, часто зустрічається у вигляді скупчень. Поверхня зерен майже завжди вкрита тріщинами. Ортопіроксен представлений безбарвною відміною, утворює зерна розміром 0,2-0,5 мм, які мають неправильну форму. Рудний мінерал, імовірно, представлений магнетитом та ільменітом. Магнетит зустрічається у вигляді зерен округлої та неправильної форми, розміром 0,1-0,2 мм. Кристали ільменіту характеризуються шилоподібною формою з розміром 0,1-0,3 мм. Біотит має червоно-буре забарвлення, утворює дрібно-лускуваті агрегати або їх скупчення, розміром 0,1-0,5 мм. По породі розподілений неоднорідно: в одних місцях утворює скупчення, в інших – взагалі відсутній. Асоціює з піроксенами або рудним мінералом. Окремі зерна біотиту мають зелений колір і плеохроюють від зеленого по Ng до коричнево-жовтого по Nr. Кварц має уламкову форму, розмір 0,1-0,2 мм. Деякі зерна характеризуються мікрогранобластовою мозаїчною структурою. У цьому ж кар'єрі дайкоподібне тіло габроїдів, подібних вищеописаним, проривається жилами червоного граніту, які напевно, належить до коростенського комплексу (PR<sub>1</sub>ks). Ще одна дайка мікрогабро потужністю біля 15 см інтудує піроксеновий гнейс (AR<sub>1</sub>db?) у відслоненні на правому березі р. Уж, північно-західніше від с. Бехі.

Дві дайки метадіабазів знайдені неподалік від дайки діабазового порфіриту у гнейсо-мігматитах (PR<sub>1</sub>zt) затопленого кар'єру на північно-східній околиці с. Михайлівка. Краще відслонена метадіабазова дайка потужністю 1 м з наступними елементами залягання: азимут падіння 150°, кут падіння 65°. Порівняно з іншими дайковими породами, описаними вище, метадіабаз зазнав істотних метаморфічних змін, внаслідок яких корінним чином змінився їх речовинний склад та мікроструктура. Вони представлені темно-сірими мікрозернистими відмінами, що характеризуються мікроскопічною бластопорфіровою структурою та мікроплямистою текстурою. Нечисельні бластопорфірові скупчення біотиту розміром до 1 мм розкидані у мікрогранобластовій загальній тканині з середнім розміром зерен 0,01-0,3 мм. Лише на окремих ділянках розпізнається реліктова бластодіабазова структура. Загальна тканина метадіабазів складається плагіоклазом (58,8 %), біотитом (30,6 %), роговою обманкою (10,6 %). Плагіоклаз пилуватий з чисельними мікроскопічними вclusions біотиту, апатиту та глинястих мінералів. Має ізометричну полігональну форму зерен. Двійникування проявлене погано. Звичайно утворює гранобластові мозаїчні агрегати, в окремих шліфах також присутні поодинокі мікроскопічні вкрапленики. Біотит густо забарвлений у зеленувато-коричневий колір. Формує правильні платівки, а також лепідобластові скупчення – імовірно псевдоморфози по мафічним вкрапленням. Рогова обманка густо плеохроє у темних синюватих-зелених тонах. Утворює неправильні лепідобластові зерна розміром до 0,2-0,3 мм, що містять вclusions мінералів із загальною тканиною породи. В другорядних та акцесорних кількостях присутні магнетит, апатит, кварц, сфен та сидерит. Магнетит зустрічається у вигляді ідіоморфних вкрапленників розміром до 0,5 мм, а також гломерокристалічних скупчень. Апатит поширений у вигляді голчастих мікролітів розсіяних серед інших породоутворюючих мінералів. Утворює мікроскопічні вclusions у плагіоклазі. Кварц, напевно ксеногенний, формує поодинокі неправильні, місцями дещо заокруглені, зерна, а також гранобластові скупчення розміром до 0,3-0,5 мм. Кристалі-



чний сфен та сидерит з тонкими плівками гідроксидів заліза асоціюють з бластопорфіровими скупченнями мафічних мінералів.

**Висновки.** Базитові дайки Бехінського блоку представлені щонайменше трьома віковими групами. Найдревніші з них – дайки метадіабазів, які, на відміну від інших базитових дайок, зазнали регіонального метаморфізму амфіболітової фації одночасно з вміщуваними гнейсо-мігматитами (PR<sub>1zt</sub>). Можна припустити, що дайки метадіабазів, разом з інтрузіями метадіоритів, приуроченими до центральної частини Бехінського блоку, відносяться до осницького комплексу (PR<sub>1os</sub>). Натомість, дайки мікрогабро позбавлені регіонально-метаморфічних перетворень. Вони містять ксеноліти анортозитів, але самі прориваються жилами гранітів, імовірно коростенського віку. Дайки мікрогабро мають петрографічні особливості, притаманні габроїдам коростенського комплексу (PR<sub>1ks</sub>) і, скоріше за все, являють його дайкову фазу. Діабазити та діабазові порфірити петрографічно подібні між собою, відрізняючись лише за наявністю вкраплеників плагіоклазу. У діабазових порфіритах виявлені ксеноліти анортозитів, контактів ж співвідношення з гранітоїдами коростенського ком-

плексу безпосередньо не встановлені. Але, за петрографічними особливостями, первісним мінеральним складом та характером постмагматичних перетворень ці породи є аналогічними базитовим дайкам, що перетинають коростенські граніти (PR<sub>1ks</sub>) північніше Бехінського блоку – район с. Вязівка, а також значно південніше – район с. Ставки. Додаткових досліджень потребує вивчення хімізму головних породоутворюючих мінералів, а також валового хімічного складу базитових дайок Бехінського блоку.

1. Армашевский П.Я. О некоторых кристаллических породах Овручского уезда Волынской губернии // Зап. Киев. об-ва естествоиспытателей. – 1887. – Т. 8. – Вып. 2. 2. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХІ (Коростень). – К., 2001 р. 3. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 4. Морозевич И.А. К петрографии Волыни // Изв. Варш. у-та. – 1893. – N4/8. 5. Мушкетов И.В. Сообщение о горной породе, наблюдаемой г. Осовским в Волынской губернии Овручского уезда // Зап. Спб. минерал. об-ва. 2 сер. – 1873. – Ч. 8. 6. Осовский Г. Волынит – каменная порода Волынской Губернии // Житомир, 1869. 7. Осовский Г. О волыните // В кн: 3-го съезда рус. естествоиспытателей в Киеве в 1871 г. – Протокол. – 1873. 8. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов, 1947.

Надійшла до редколегії 25.04.08

УДК 551.311.235.2

О. Іванік, канд. геол. наук

## ГОЛОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ТА АКТИВІЗАЦІЇ СТРУКТУРНИХ ОСУВІВ В БАСЕЙНІ РІЧКИ ЛАТОРИЦЯ (СХІДНІ КАРПАТИ)

*Розглянуто геологічну будову та характер прояву сучасних гравітаційних та водно-гравітаційних процесів району с. Задільське (Закарпаття) із застосуванням даних детальних польових досліджень та крупномасштабного геологічного картування. Охарактеризовано формування ортогональних по відношенню до річкових долин структурних осувених зон. Визначено визначальні чинники формування осувів. Підтверджено пріоритетну роль структурно-деструктивних процесів у виникненні та активізації осувених явищ.*

*The complex geological situation and conditions of the modern gravitational and water-gravitational processes in Zadijske (Zakarpatskaya area) based upon detail data of the field work and large-scale mapping are considered of dangerous geological processes. The formation of the orthogonal structural landslide zones related to river valleys has been characterized. The main factors of landslide formation have been considered. Priority role of structure-destructive processes in the landslide formation has been proved.*

**Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень.** Українську Карпати є регіоном, де спостерігається активний прояв сучасних небезпечних геологічних процесів, спричинених як природними, так і техногенними чинниками. Серед природних чинників, що впливають на формування та активізацію сучасних езогенних геологічних процесів, визначальними є стан геологічного середовища, зокрема геологічна будова території із характерними структурно-тектонічними особливостями та формаційними комплексами гірських порід, а також морфоструктурні та морфоскульптурні ознаки території. Значний вплив на розвиток небезпечних геологічних процесів мають також ландшафтно-кліматичні умови. Комплексний аналіз причин виникнення негативних явищ, а також необхідність дослідження їх впливу на техногенні об'єкти різного призначення, визначають обсяг обов'язкових дослідницьких робіт, здатних забезпечити об'єктивний прогноз формування небезпечних геологічних процесів. Проблеми дослідження небезпечних водно-гравітаційних та гравітаційних геологічних процесів у межах Українських Карпат, які становлять одну з найбільших небезпек, детально висвітлено у публікаціях М.М. Айзенберга, В.В. блонського, С.М. Перехреста, М.Д. Бондаренка, М.Г. Демчишина, Є.О. Яковлева, Г.І. Рудька [1-3, 5, 7-8] та багатьох інших. У цих роботах проаналізовано основні закономірності та характер розвитку осувених схилів, визначено особливості режиму та просторово-часові характеристики осувів, наведено їх класифікації. Однак активізація осувених явищ, а також їх негативний вплив на тех-

ногенні споруди, що зумовлює низку екологічних та економічних проблем, вимагає постійного контролю за станом геологічного середовища та аналізу чинників виникнення водно-гравітаційних процесів у межах району зі складною геологічною будовою, що і є метою даного повідомлення.

**Викладення основного матеріалу.** З'ясування генетичної природи осувів та механізму їх формування визначило приуроченість цих форм до структурно-деструктивних зон, просторове положення яких різниться в залежності від розташування по відношенню до річкових долин. За структурними дослідженнями, проведеними у Карпатському полігоні, територія якого охоплює Свалявський та Воловецький райони Закарпатської області, деструктивні зони можуть мати субпаралельне орієнтування щодо річкової долини, перпендикулярну та діагональну позицію [6]. У даній статті розглядаються умови формування осувів, що мають чітку приналежність до структурно-деструктивних зон ортогонального орієнтування.

Дослідження проводились у межах с. Задільське Воловецького району Закарпатської області (рис.1), яка характеризується формуванням та постійною активізацією осувених процесів. Осувонебезпечна ділянка, у межах якої проведено детальні геолого-геоморфологічні дослідження, охоплює частину правого схилу річки Латориця та правий борт струмка Задільський, що є правою притокою першого порядку цієї річки. Наслідком осувених процесів є пошкодження будинків та господарських будівель у населеному пункті (рис. 2).



Рис.1. Схема району робіт



Рис. 2. Пошкоджені будинки внаслідок осувних процесів у с. Задільське Волинського району

Формування більшості осувів відбулося у березні 2001 року, однак щорічно навесні відбувається їх активізація, що посилює негативний вплив на споруди. Морфологічно осуви належать до складнопобудованих; для них характерні нечітко виражені основні стінки відриву, що мають каскадний характер, та тіла осувних тіл. Сформовані осуви на схилах із крутизною від 15 до 20°. У верхній частині схилу спостерігаються свіжі осувні тріщини. У процесі осування беруть участь делювіально-колювіальні антропогенні відклади потужністю до 1 м.

Район робіт знаходиться у межах Кросненської структурно-фаціальної зони, що займає центральне положення в структурі Флішових Карпат. Становлення флішової формації в історико-генетичному аспекті генетично споріднено з єдиним басейном седиментації та єдністю доорогенного етапу еволюції в крейдово-ранньоміоценовому діапазоні часу [8]. Флішові відклади є поліфаціальними як у вертикальних розрізах, так і латерально. Основними параметрами літолого-фаціальних відмінностей є: склад порід, їх співвідношення (ритмічність), забарвлення, вапнистість, кремєнистість, слюдистість, ступінь збагачення органікою,

сидеритоність, текстурні особливості, наявність викопних організмів, маркуючих горизонтів і потужності. Саме ці характеристики флішових утворень є визначальними при виникненні різноманітних екзогенних процесів, оскільки різні типи флішу мають значні відмінності у фізико-механічних властивостях порід і відповідно різний ступінь реагування на деструктивні процеси.

Геоморфологічна будова району є типовою для гірських областей із переважанням середньо- та низькогірного ерозійно-тектонічного та денудаційного рельєфу, значною густиною горизонтального розчленування (до 2,5 км/км<sup>2</sup>), глибиною вертикального розчленування (до 120 м) та крутизною схилів (до 35-40°), що створює "енергію" для розвитку різноманітних екзогенних процесів.

Детальний аналіз геологічної ситуації у межах правого борту р. Латориця на південній окраїні с. Задільське дав можливість з'ясувати причини виникнення та постійної активізації осувного процесу у верхній частині схилу. Тут у протяжному береговому врізі відслонюється флішова товща, представлена тонко- і середньоритмічним перешаруванням сірих і блакитно-сірих пісковиків, сірих, темно-сірих і зеленкуватих аргілітів, а також

тонкоплитчастих алевролітів з вуглигим рослинним детритом. Потужність ритмів складає 15-20 см. Подекуди зустрічаються прошарки пісковиків щільних, дрібно- та середньозернистих, з прожилками кальциту по тріщинах потужністю до 20-30 см із язичковими, змієподібними гієрогліфами, також спостерігаються спірофітони та палеодіктони. Товща має крейдовий вік, який підтверджується знахідками *Inoceramus* sp., численних голчастих, гілястих і чіткоподібних гіперамін, а також *Rhabdammina cylindrical* Glaessn, *Rh. Inermidia* Mjatl., *Hyperammina karpatica* Maslakova, *Hyperammina* sp., *Trochamminoides irregularis* (White). За даними В.В. Даниша, Л.Д. Пономарьової та І.Т. Цига [4] ця товща являє собою самостійну луску у фронтальній частині крупного за протяжністю регіонального насуву.

Флішова товща тектонізована. У процесі насуювотворення вона отримала пакетну будову із загальним монок-

лінальним заляганням, ускладненим різнопорядковими розривними порушеннями та прирозломними складками невеликих розмірів (розмах крил – перші метри).

У межах дослідженої ділянки спостерігається п'ять деструктивних зон, що мають чітко виражену перпендикулярну щодо русла р. Латориця та стр. Задільський позицію (рис.3). На продовженні цих зон простежуються яскраво виражені денудаційно-ерозійні форми рельєфу, такі як осувні тіла, яри, улоговини.

Найпотужніша деструктивна зона спостерігається у межах правого борту р. Латориця. Її продовженням є яр, що знаходиться у верхній частині схилу. Загальна ширина зони близько 30 м, у межах неї виділяється декілька субпаралельних локальних, але зближених зон інтенсивного меланжування флішової товщі, що надає їй струменевого характеру.

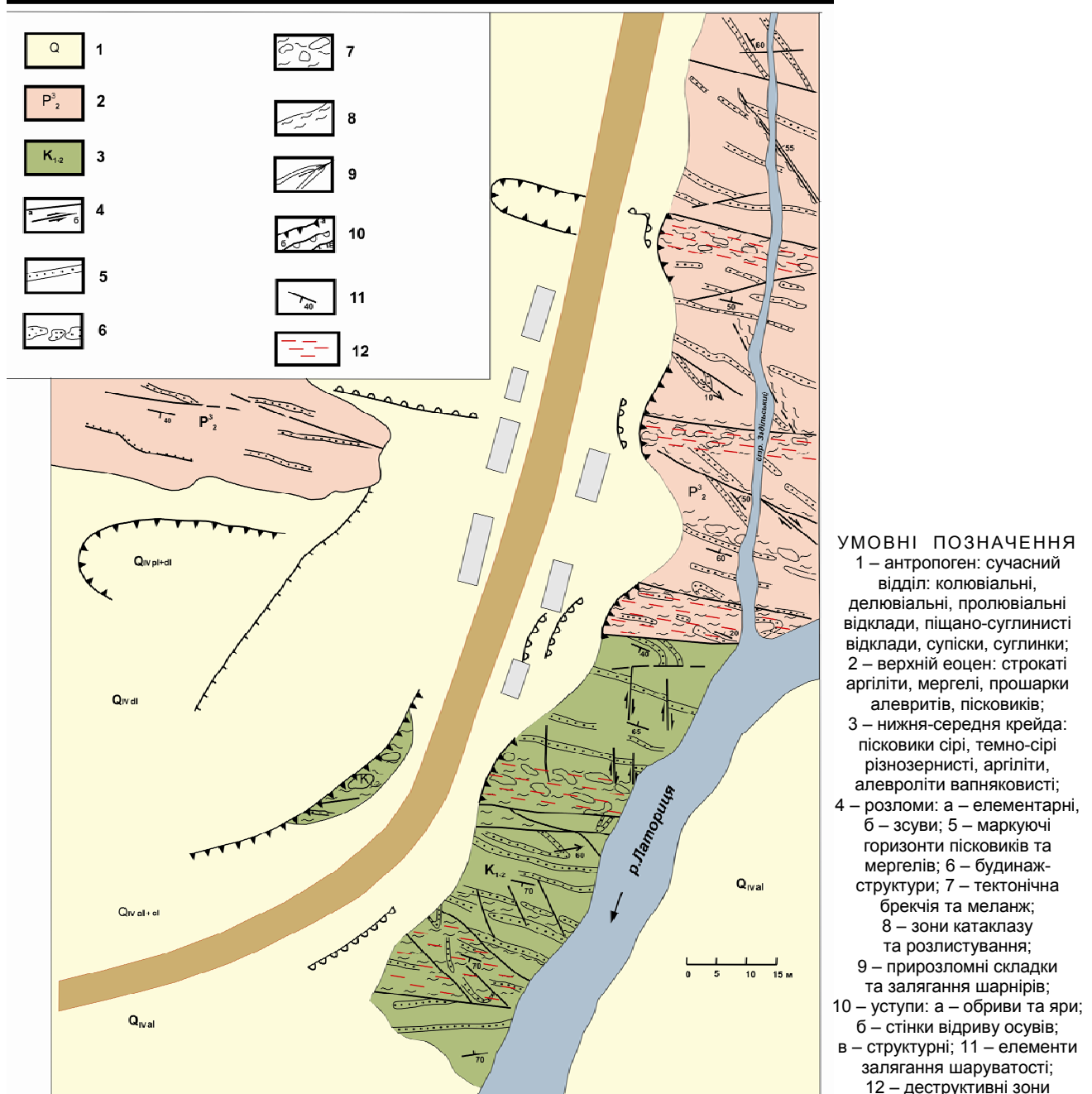


Рис. 3. Геолого-структурна карта південної околиці с. Задільське



На початку зони деструкції спостерігається лівий підкидо-зсув, у межах якого відзначається вибіркоче дроблення тонкоуламкових компонентів флішу, з буди-нуванням прошарків пісковиків та розвертанням фраг-ментів, складкоподібними підворотами шаруватості, спряженими системами сколів другого порядку (рис.4).

У центральній частині зони існують ознаки суцільно-го меланжу. Пісковики, діаметром до 70 см, розбиті на окремі фрагменти із змінними елементами залягання. Під фрагментами пісковиків залягає сильно кліважова-на аргіліт-алевролітова маса. Розлом, що перетинає породи, має підкидовий характер зміщення.

Далі спостерігаються відклади трьохкомпонентного флішу з невеликою потужністю ритмів і достатньо вели-

кою потужністю пісковиків. Потужність аргіліт-алевролітової частини сягає 20-30 см. Прошарки піско-виків фрагментовані, з підворотами. Між фрагментами аргіліти зім'яті в гострі складки з круто залягаючим шарніром (рис. 5).

Подекуди фрагменти флішу із невеликою потужніс-тю ритмів розміром до декількох метрів розділені зона-ми суцільного меланжу, зруйнованого вторинними про-цесами та ерозією аж до формування у борту потоку улоговини, що підрізає дорогу (рис. 6). Ця зона просте-жується вгору по схилу впродовж декількох десятків метрів і чітко проявлена в рельєфі.



Рис. 4. Початок Задільської зони деструкції



Рис.5. Перекинута сильно стиснена складка з круто падаючим шарніром між крупними фрагментами потужних шарів пісковиків

Північне закінчення зони деструкції відзначається іншим характером дроблення. Спостерігається порів-няно слабо порушений трьохкомпонентний фліш із



Рис.6. Інтервал суцільного меланжування і фрагментування флішової товщі. У верхній частині відслонення – густа сітка тріщин відриву із ознаками суфозії

пошаровим кліважем у тонкоуламкових компонентах. Відзначаються ознаки малоамплітудних правосторонніх зсувів. Місцями в пісковиках добре виражена конволю-

тна шаруватість. Товща перебуває в перекинутому стані (елементи залягання наступні: азимут падіння Пн Сх 70-75°, кут падіння 80°). Час від часу між окремими пакетами трьохкомпонентного флішу тонкоуламковій прошарки перетерті, але елементи залягання флішу не змінюються протягом 20 м до гирла правого притоку, порушуючись поперечними правосторонніми зсувами.

Затухання деструктивних процесів по периферії основної зони позначається збільшенням відстані між окремими струменями при зниженні їх потужностей до декількох десятків сантиметрів, причому малопотужні зони мають косу до основної орієнтацію.

Одразу за охарактеризованою крейдовою товщею недалеко від гирла струмка Задільський, що є правою притокою р. Латориця, на південній окраїні с. Задільське відслонюються строкаті (зелені і вишнево-червоні) аргіліти, мергелі з прошарками алевролітів, пісковиків та з включеннями дрібноуламкового матеріалу. Вони являють собою невеличку луску, яка може бути об'єднана з вищеописаною лускою. Вік порід визначається як верхньоеоценовий [4] за наявною типовою мікрофауною зони крупних глобігерин та *Rhabdammina lineariformis* M j a t l., *Rh. Cylindrical* G l a e s s n. Ця товща також інтенсивно порушена, розділена на фрагменти різного орієнтування та характеризується наявністю деструктивних зон із різноорієнтованими розривними порушеннями та складчастими деформаціями, місцями спостерігаються ознаки меланжування.

Так, у межах гирла струмка спостерігається зона зім'яття із азимутом простягання 280°. Ця зона тонкого меланжування, що має ширину близько 10 м, виражена в рельєфі улоговиною.

Далі вгору за течією залягають відклади трьохкомпонентного флішу із потужними фрагментованими пісковиками, діаметр яких сягає 50 см, з гієрогліфами і конвалютною шаруватістю. Пісковики фрагментовані. Падіння флішу субвертикальне. В руслі наявні досконало обкатані, карбонатні кулі діаметром від 30 см до 1 м. Слід відзначити наявність численних промивин у лівому борті струмка.

Характерною ознакою товщі є зміна елементів залягання флішу та наявність будинажу пісковиків із ромбоподібними будинами. Фіксуються правозсувні переміщення з розвитком спряжених R-сколів.

Наступна зона характеризується сильно меланжованим флішем з окремими будинами пісковиків, розмір яких від декількох десятків см до 1 м. Ця зона меланжування має потужність 5 м і простягається, судячи із фрагментів флішу, за азимутом 270°. Подекуди ця зона переривається фрагментами малопорушеного флішу, місцями зім'ятого в складчасті форми. Малопорушений фрагмент розрізу (впродовж 8 м) змінює зона меланжування, складена двохкомпонентним флішем. Слабкодеформовані фрагменти розрізу мають північне простягання при субвертикальному падінні.

У середній течії струмка, поблизу мосту, біля ґрунтової дороги спостерігаються товщі двохкомпонентного флішу, зім'яті у складки та порушені розломами. Простежуються зони меланжування і зім'яття різного простягання потужністю до 1 м (рис. 7). Ця деструктивна зона тривалого розвитку має чіткий вираз у рельєфі у вигляді улоговини, вище якої знаходяться житлові будинки із ознаками часткового руйнування. Правий схил струмка розчленований яружними утвореннями, які для свого формування, вірогідно, використовують зони меланжування. Найглибший ярок закріплений і має простягання на північний схід під кутом 50°. Лівий борт притоку також порізаний численними ярками такого ж простягання, що вказує на чітку приуро-

ченість цих форм рельєфу до деструктивних зон ортогонального орієнтування.



Рис. 7. Деструктивна зона тривалого розвитку, що перетинає струмок Задільський, та її вираз у рельєфі із ознаками руйнування будинків

**Висновки.** Таким чином, досліджена ділянка у межах південної околиці с. Задільське слугує ілюстрацією ортогонального щодо крутого схилу річкової долини положення розломних зон. Виникнення зсувів та відповідне руйнування господарських будівель у межах таких зон має локальний характер, оскільки їх формування диктується шириною власне деструктивних зон. Ці зони тривалого розвитку мають чіткий вираз у рельєфі. Їх наявність спричиняє значні ерозійні процеси із можливим наступним закладанням по ортогональній системі ярів та струмків відповідних порядків. Виникнення небезпечних геологічних явищ у таких зонах пов'язане із зміною механічних властивостей тектонізованих порід при надмірному зволоженні. При інтенсифікації та збільшенні кількості опадів відбувається надмірне обводнення флішодних товщ. У непорушених відкладах цей процес не призводить до виникнення водногравітаційних явищ, однак у межах описаних зон відбувається значне вимивання тонкоуламкової фракції флішодної товщі по типу суфозійного процесу, знижується ступінь цементації тектонітів, що порушує динамічну рівновагу у межах схилу, втрачається його стійкість, відбувається просідання у межах всієї зони, і як наслідок – виникнення зсуву. Будівництво у таких районах небажане, оскільки численні заходи по укріпленню схилів, відведенню води тощо не призведуть до бажаних ефектів, так як при значній кількості опадів будуть спостерігатись процеси постійного зниження стійкості зсувного схилу і поновлення небезпечних явищ.

1. Адаменко О.М., Рудько Г.И. Основы экологической геологии (на примере экзогеодинамических процессов Карпатского региона Украины). – Киев, 1995. – 211 с. 2. Баєрий І.Д., Білінов П.В., Гожик П.Ф., Кожем'якін В.П. Активізація небезпечних геологічних явищ у Закарпатті як наслідок екстремальних паводків. – К., 2004. – 210 с. 3. Гошовський



С.В., Горда Є.Л., Рудько Г.І. Техногенно-екологічна безпека та інженерний захист територій від зсувів (на прикладі Карпатського регіону України за наслідками катастрофічної активізації 1998-1999рр.) – К.: Знання, 1999. – 102 с. 4. Даныш В.В., Пономарева Л.Д., Циж И.Т. О геологии района Подпозовьского ущелья (Украинские Карпаты) // Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. – 1968. – №3. – С. 94-100. 5. Демчишин М.Г. Проявление древних оползней в Советских Карпатах в связи с транспортным строительством // Труды XIII-го конгресса КБГА. – Краков, 1985. – Часть II. – С. 475-478. 6. Іванік О.М. Структурно-

тектонічний контроль розвитку водно-гравітаційних процесів у межах Свалявського та Воловецького районів Закарпатської області // Геол. журн. – 2007. – № 3. – С. 81-86. 7. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / Максимчук В.Ю., Кузнєцова В.Г., Вербицький Т.З. та ін. – К.: Наук. думка, 2005. – 255 с. 8. Карпатська нафтогазоносна провінція / Колодій В.В., Бойко Г.Ю., Бойчевська Л.Е. та ін. – Львів; К., 2004. – 390 с. 8. Рудько Г., Кравчук Я. Інженерно-геологічний аналіз Карпатського регіону України. – Львів, 2002. – 172 с.

Надійшла до редколегії 14.04.08

УДК (552.143:551.763.1):551.351.2(262.5-16)

А. Рябуха, асп.

## ЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ НАФТОВМІЩУЮЧИХ ПОРІД НИЖНЬОЇ КРЕЙДИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

*Приведена інформація про різноманітність осадових порід нижньої крейди північно-західного шельфу Чорного моря. Охарактеризовані породи, які розкриті свердловинами на підняттях Південно-Голіцинське, Іллічівське, Одеське, Олімпійське, Десантне, Федорівське, Гамбурцева, Флангове, Безіменне. Загалом розріз представлений карбонатними породами, але зустрічаються також пісковики, алевроліти, аргіліти та вулканічні туфи. Для регіону можлива побудова лише комбінованого розрізу нижньої крейди на основі співставлення даних з окремих площ.*

*Information about variety of The Lower Cretaceous sediments of north-western Black Sea shelf is set in. The detailed sediment description of the South Golitsinske, Illichivske, Odeske, Desantne, Fedrivske, Gamburtzeva, Flangove, Bezimenne sections is given. Basically the section is presented by carbonate deposit, but sandstones, siltstones, mudstones and volcanic tuffs are found too. It is possibly making of the Lower Cretaceous combined section based on data comparison from different areas.*

**Вступ.** Проблема вичерпності світових запасів нафти та газу стимулює постійний пошук і розвідку нових родовищ, а також приріст запасів у вже розвіданих. Одним із перспективних нафтогазоносних регіонів України є Азово-Чорноморський. Особливі надії покладають на північно-західний та Прикерченський шельфи Чорного моря та акваторію Азовського моря, що мають значний нафтогазовий потенціал. На даний час в українському секторі акваторії Чорного і Азовського морів відкрито 14 родовищ, у тому числі 11 газових та 3 газоконденсатних. Основні поклади вуглеводнів в них пов'язані з відкладами палеогену та неогену (за винятком родовища Шмідта). Але існує потужний крейдовий нафтогазоносний комплекс, що є продуктивним на сусідніх територіях (Рівнинний Крим, Румунія, Болгарія), який недостатньо досліджений на території північно-західного шельфу Чорного моря та акваторії Азовського моря. Дослідженням утворень нижньої крейди шельфу Чорного моря займалися Бондаренко В., Мельник В., Фролова Л. [1;2] та Цихоцька Н., Крочак М. [8].

На сьогоднішній день для порід нижньої крейди північно-західного шельфу Чорного моря актуальним питання залишається дослідження їх літолого-петрографічних характеристик і умов утворення, які можуть допомогти при проведенні палеорекострукцій геологічних умов та при вирішенні низки питань нафтової геології.

**Методологічна частина.** Літологічні особливості порід нижньої крейди визначалися методами макроскопічного та мікроскопічного описання порід у зразках та шліфах, також застосовувалися стандартні методики гранулометричного та хімічного аналізів. Зразки порід, по яких проведені дослідження, були відібрані з кернавого матеріалу 10 свердловин пробурених на північно-західного шельфу Чорного моря.

Згідно з останньою стратиграфічною схемою Плотнікової Л. та ін. [3-5] породи нижньої крейди на північно-західному шельфі Чорного моря представлені баремським, аптським і альбським ярусами. Причому два перших були встановлені лише на заході території на Олімпійському піднятті.

**Основні результати досліджень та їх обговорення.** При детальному вивченні порід нижньої крейди, які були відібрані на підняттях Південно-Голіцинське, Іллічівське, Одеське, Олімпійське, Десантне, Федорівське, Гамбурцева, Флангове, Безіменне, було встановлено їх значну різноманітність. Розглянемо речовинно-генетичні типи порід нижньої крейди, які представлені в

розрізах вище перерахованих структур північно-західного шельфу Чорного моря.

Вапняково-глинисті дрібнозернисті пісковики зустрічаються на Олімпійській структурі в породах барему. Для них характерна орієнтована мікротекстура і велика кількість акцесорних мінералів – циркону, рутилу, хлориту, звичайної рогової обманки, турмаліну, сфену, гранату (альмандину), рудних та ін. В них також спостерігаються численні субпаралельні нитковидні прожилки бітумоїдів темно-брунатного кольору [7].

Різнозернисті кальцито-каолінітові пісковики (рис. 1, а), з погано відсортованим уламковим матеріалом зустрічаються на Десантному піднятті у відкладах альбу. Породи складені кородованими уламковими зернами кутастої форми. Серед них переважають польові шпати, перш за все альбіт, зерна яких зазнали помітних процесів змінення. До 40 % об'єму породи складають уламки ефузивних і осадових порід, зрідка метаморфічних кварцитів. Спостерігається мінливий вміст великих, часто деформованих, лусочок біотиту бурокоричневого кольору довжиною до 2 мм, які розміщені субпаралельно. В пісковиках відмічається повсюдне підвищення вмісту піриту і бітумоїдів.

Вапнякові і глинисті дрібно- і крупнозернисті гравійні пісковики з поганою відсортованістю уламкового матеріалу, були описані на Іллічівській і Фланговій структурах. Вони містять до 30% уламків метаморфічних кварцитів. В них спостерігається збагачення в різній мірі мікрозернистим сидеритом, піритом і пластивчастими бітумоїдами, а також присутня помітна кількість вуглефікованих рослинних залишків.

Алевроліти вапнякові і вапняково-глинисті, сірі, для яких характерна орієнтована мікротекстура, мають широке розповсюдження. Серед уламкового матеріалу переважають кутасті зерна кварцу, підпорядкований характер мають зерна польових шпатів, які звичайно не зазнавали процесів змінення. В породах присутні кутасті уламки (до 10%), які представлені метаморфічними кварцитами, ефузивами, слюдистими сланцями. Спостерігається помітний вміст мусковіту і деформованих лусочок біотиту. Алевроліти збагачені піритом і дисперсними бітумоїдами, містять вуглефіковані рослинні залишки. Вони зустрічаються в усіх трьох ярусах на багатьох підняттях (Олімпійське, Гамбурцева, Флангове, Десантне).

Алевроліти і псамо-алевроліти також складені погано відсортованим теригенним матеріалом. Для них характерна нечітко-орієнтована мікротекстура. Спостері-

гається збагачення, часто деформованими, лусочками мусковіту довжиною до 0,5 мм. Помітну домішку складають уламки метаморфічних кварцитів і ефузивних порід. Лімоніт виступає в ролі цементу контактно-порового типу. Його вміст в породі зменшується по розрізу знизу до гори, і тоді між зернами і в порах спостерігається зернистий кальцит і глиниста речовина. Часто присутні вуглефіковані рослинні залишки.

Кварцево-слюдисті кальцит-лімонітові породи, які при макроскопічному опису були прийняті за червонокольорові міцні аргіліти, зустрічаються в породах альбу на Одеській і Безіменній площах. Для них характерна різко виражена хаотична з елементами завихрень мікротекстура (рис. 1 б). Уламкові зерна більші 0,1 мм мають нерівномірне розповсюдження в породі, невідсортовані і необкатані. В кількості 30% присутні уламки

метаморфічних кварцитів, ефузивів і осадових порід, які в різній мірі точково кородовані зеленим глауконітом. Породи збагачені бітумоїдами, які утворюють численні субпаралельні прожилки [7].

Глини сірі і темно-сірі, алевритисті, вапняковисті, тонкошаруваті, ущільнені зустрічаються повсюдно в усіх трьох ярусах нижньої крейди на Олімпійському піднятті. А на Одеському в породах альбу були описані доломітові глини, в яких доломіт представлений у вигляді зерен розміром 0,02-0,08 мм і ромбоєдричними кристалами розміром до 0,2 мм.

Аргіліти мають широке розповсюдження і часто зустрічаються на багатьох підняттях. Так, вапнякові каолініт-серіцитові аргіліти зустрічаються у відкладах барему на Олімпійській структурі, а в товщі альбу, тут же, зустрічаються чорні безкарбонатні аргіліти.

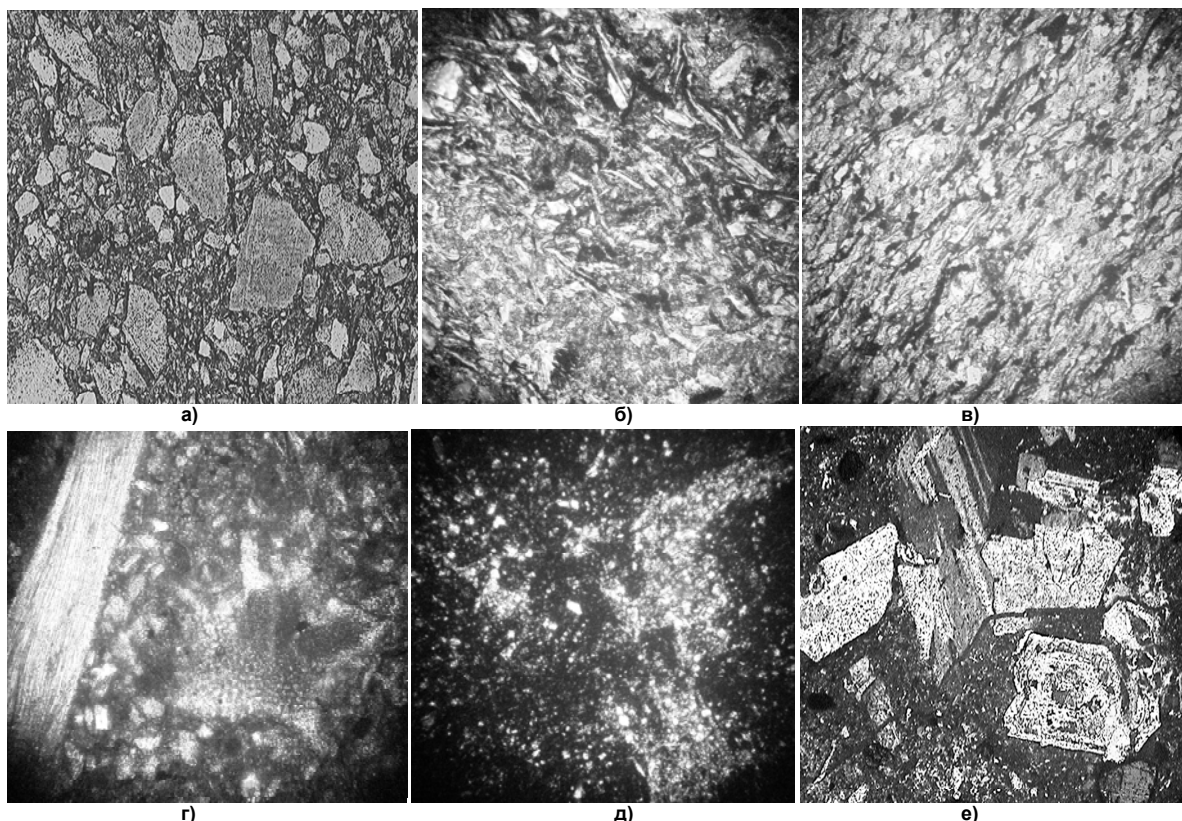


Рис. 1. Типи осадових порід північно-західного шельфу Чорного моря

- а) св. Десантна №1, інтервал глибин 2693-2695, середина, збільшення (37х), II ніколі; б) св. Безіменна №2, інтервал глибин 2192-2197, 1,1 м від верху, збільшення (90х), II ніколі; в) св. Десантна №1, інтервал глибин 2837-2840, збільшення (90х), II ніколі; г) св. Олімпійська №400, інтервал глибин 3120-3130, 3,0 м від низу, збільшення (200х), II ніколі (уламки голкошкірих і черепашки молюска); д) св. Одеська № 2, інтервал глибин 3127-3133, верх, збільшення (90х), II ніколі (мікрзерна доломіту); е) св. Одеська №4, інтервал глибин 2540-2543, верх, збільшення (37х), + ніколі (порфіробласти)

Вапняково-слюдисті аргіліти темно-сірого кольору, часто збагачені мікрзернистим сидеритом, рідше уламковими зернами розміром 0,02-0,05 мм. Для них характерний дуже високий вміст бітумоїдів, у вигляді численних субпаралельних лінзочок, і вуглефікованих рослинних залишків (рис. 1 в). Зустрічаються вони в товщі альбу на Десантній і Південо-Голіцинській площах.

На Іллічівській структурі також описані темно-сірі алевритисті аргіліти, в яких спостерігається високий вміст мікрзернистого сидериту, піриту і пластівчастих бітумоїдів, і помітну кількість вуглефікованих рослинних залишків.

Вапняки глинисті від світлих до темних відтінків сірого кольору зустрічаються в усіх ярусах на Олімпійській, Гамбурцева і Південо-Голіцинській площах. Для них характерна орієнтована мікротекстура і високий вміст органогених решток, серед яких присутні черепашки форамініфер планктонного типу та їх детрит, уламки

черепашок молюсків, уламки моховаток та голкошкірих (рис. 1, г). Рідко зустрічаються вапняки складені більш ніж на 40% голчастими спікулами губок. Породоутворюючий мінерал представлений мікрзернистим кальцитом, який виступає або в ролі цементу, або в ролі основної маси породи, в залежності від кількості органогених решток. В породі спостерігається достатньо багато піриту, який приурочений до бітумоїдів. Вони, в свою чергу, зустрічаються двох видів – субпаралельні нитковидні прожилки темно-брунатного кольору і грудкуваті бурого кольору.

Глинисті доломіти зцементовані глинистою речовиною і лімонітом, які мають вигляд прихованокристалічної маси. Іноді доломіт утворює скупчення зерен і кристалів самої різноманітної форми майже без цементу (рис. 1, д). Зустрічаються вони лише на Одеському піднятті в утвореннях альбу.

Вулканічні туфи, в яких численні порфіробласти зцементовані каолінітом (Рис. 1, е), спочатку були описані як діабазові і андезитові порфірити. В них спостерігаються мінливий вміст, місцями аж до збагачення, мікрозернистого сидериту у вигляді грудкуватих утворень. Зустрічаються вони в породах альбу на Одеському і можливо Федорівському підняттях.

Таким чином, літологічний аналіз широкого спектру осадових порід показав, що в ранній крейді на північно-західному шельфі Чорного моря панували різноманітні обстановки осадконакопичення. На Олімпійській, Одеській, Гамбурцева і Південно-Голіцинській площах існували умови, які сприяли накопиченню карбонатних порід. Наявність мікрозернистого сидериту у вапнякових і глинистих гравійних пісковицях (Іллічівська і Флангова площі), вапняково-слюдистих аргілітах (Десантна і Південно-Голіцинська площі), алевроитистих аргілітах (Іллічівська площа), вулканічних туфах (Одеська і Федорівська площі) є показником відновних умов. Також про відновне середовище і сірководневе забруднення свідчить наявність у кальцито-каолінітових пісковицях (Десантне підняття), вапнякових і глинистих гравійних пісковицях (Іллічівська і Флангова площі), вапнякових і глинисто-вапнякових аргілітах (Олімпійське, Гамбурцева, Флангове, Десантне підняття), алевроитистих аргілітах (Іллічівська площа), глинистих вапняках (Олімпійська, Гамбурцева, Південно-Голіцинська площі) численних сферичних і безформних утворень піриту та їх приуроченість до вуглефікованих рослинних залишків та органічних решток. Заміщення кальциту доломітом у глинах на Олімпійському і Одеському підняттях вказує на лагунно-болотні умови. А присутність великої кількості лімоніту у кварцево-слюдистих кальцит-лімонітових породах (Одеська і Безіменна площі), глинисті доломіти (Одеське підняття) вказує на окислювальні умови. Отже чергування окислювально-відновних умов середовища показує зміну глибини басейну, тобто трансгресивно-регресивний режим ранньої крейди.

Також слід зазначити, що характер складової частини піщано-алевритових порід, а саме необкатаність і невідсортованість уламкових зерен вказує на спокійний гідродинамічний режим басейну та незначну рухливість води. Підвищений вміст заліза і магнію, а також наявність вулканічних туфів свідчить про вулканічну діяльність, яка була пов'язана з тектонічною активністю регіону.

Побудова повного розрізу морських відкладів нижньої крейди можлива лише для західної частини (Олімпійська площа) північно-західного шельфу Чорного моря. Утворення верхньої частини нижньої крейди розкриті повсюдно, тому для регіону в цілому можлива побу-

дова комбінованого розрізу на основі співставлення даних з окремих площ.

Зміна забарвлення порід від світло-сірого до чорного пов'язана з високим вмістом бітумоїдів, характер розподілу яких вказує на їх вторинну природу, а форма виділення свідчить про їх вторгнення в породи після катагенетичних перетворень у них. Отже повсюдне знаходження бітумоїдів та їх міграційний характер має певний практичний інтерес.

#### Висновки.

Встановлено велику різноманітність осадових порід нижньої крейди північно-західного шельфу Чорного моря, які представлені різноманітними за складом пісковиками, алевролітами, кварцево-слюдистими кальцит-лімонітовими породами, глинами, аргілітами, вапняками, доломітами і вулканічними туфами.

Літологічна різноманітність порід вказує на складну фаціальну обстановку осадконакопичення у ранній крейді. Отримані результати можуть допомогти при проведенні палеорекострукцій геологічних умов на даній території в кінці мезозою.

Повний розріз верхньої крейди можна побудувати лише на заході (Олімпійська площа) північно-західного шельфу Чорного моря.

Оскільки у всьому Середземноморському регіоні та на Близькому Сході найкрупніші газонафтові родовища пов'язані з нижньою крейдою, юрою та тріасом, то детальні літолого-петрографічні дослідження порід нижньої крейди є дуже цікавою темою для подальших досліджень для нафтогазового пошуку.

1. Бондаренко В.Г. Мезо-кайнозойские отложения северо-западного шельфа Черного и Азовского морей по данным поисково-разведочного бурения // Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. – М., 1980. – Вып. 4. – С. 17-27.
2. Бондаренко В.Г., Мельник В.И., Фролова Л.М. Литология мезозойских отложений. Нижний мел. // в кн.: Геология шельфа СССР. Литология. – К., 1985. – С. 34-37.
3. Гожик П.Ф., Маслун А.В., Плотнікова Л.Ф., Іванік М.М., Якушин Л.М., Іщенко І.І. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. – К., 2006. – 171 с.
4. Плотнікова Л.Ф., Маслун Н.В., Іванік М.М., Цихоцька Н.Н., Шумник А.В. Стратиграфія крейдово-палеоценових відкладів та особливості геологічного розвитку західної частини північно-західного шельфу Чорного моря // Геол. Журн. – 2003. – № 2. – С. 27-38.
5. Плотнікова Л.Ф., Якушин Л.М., Іщенко І.І. Детальна стратифікація нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляція відкладів фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. – К., 2005. – С. 75-79.
6. Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. – М., 1954. – 426 с.
7. Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. – М.: ВНИГРИ, 2005. – 440 с.
8. Цихоцька Н.Н., Крочак М.Д. Карбонатные породы мела и палеогена северо-западного шельфа Черного моря. – К., 1987. – 56 с. – (Препр. АН УССР. Ин-т геол. наук; 87-31.)

Надійшла до редколегії 04.04.08

УДК 551.351.2.02 (262.5)

Н. Тюленєва, асп., С. Кадурін, доц., І. Сучков, доц., Н. Федорончук, доц.

## РОЛЬ ГІДРАВЛІЧНОЇ РОЗМІРНОСТІ ЧАСТИНОК В ФОРМУВАННІ СКЛАДУ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ

*Розраховано значення гідралічної розмірності псамітової, алевроитової, пелітової фракцій, а також деяких мінералів важкої фракції сучасних лиманних і морських донних відкладів у районі Дніпро-Бугського лиману, підводної частини Кінбурнської коси і Ягорлицької затоки північно-західного шельфу Чорного моря. На основі вивчення гідралічної розмірності відкладів, побудована модель умов осадкоутворення. Пропонована модель представляє собою основу для відтворення більш емої моделі процесу формування донних відкладів.*

*The hydraulic size of psammite, aleurite, pelite fractions, and some of heavy fraction's minerals form recent liman and marine sediments is calculated, within Dniipro-Bugsky liman, submarine part of Kinburnsky spit and Yagorlytsky bay (north-west shelf of the Black Sea). On basis of study of hydraulic size the sediments forming model is built. Presented model is the basis for more difficult model, where greater number of factors will be taken into account.*

**Вступ.** Сучасні відклади шельфу Чорного моря формуються під впливом багатьох природних чинників (тектонічного, геоморфологічного, біогенного та ін.). У розумінні ролі і ступеня впливу кожного з них на осадкоутворення, може допомогти побудова моделі, що у свою чер-

гу дозволить прогнозувати розвиток цього процесу, визначити фактори і параметри, що обумовлюють хід і спрямованість утворення сучасних відкладів.

Вивченню умов осадконакопичення на північно-західному шельфі Чорного моря присвячений ряд робіт



[3,6,8], у яких розглядаються питання палеогеографії, палеогеоморфології, а також мінералогічний і літологічний склад пліоцен-четвертинних відкладів. Питанням динаміки Кінбурнської і Тендрівської кіс, складу й умов формування сучасних морських і лиманних відкладів, інженерно-геологічним умовам берегів Дніпро-Бугського і Ягорлицького лиманів присвячені роботи [7,9].

Метою даної роботи є виявлення ролі гідравлічної розмірності частинок у формуванні складу сучасних морських і лиманних відкладів у районі Дніпро-Бугського лиману, підводної частини Кінбурнської коси і Ягорлицької затоки північно-західного шельфу Чорного моря, а також розглядається можливість побудови моделі обстановки осадконакопичення за даними гранулометричного і мінералогічного складу сучасних відкладів на розглянутій ділянці.

Для цього вирішувалися наступні задачі:

- вивчення літологічного і мінералогічного складу морських і лиманних відкладів;
- розрахунок гідравлічної розмірності досліджуваних фракцій відкладів і мінералів важкої фракції;
- побудова схеми гідравлічної розмірності;
- порівняння розробленої моделі з реальним розподілом донних відкладів;

Сучасні відклади в межах досліджуваної ділянки сформувалися в період останньої трансгресії, коли підпір морських вод загальмував досить могутній стік Дніпра і Південного Бугу. У зоні підпору почалася седиментація річкових суспензій. Активізувалася абразія берегів, у зоні змішування прісних і солоних вод відбувалася седиментація не тільки суспензій, але і частини розчинених речовин.

На просторовий розподіл відкладів різних типів у межах розглянутого району впливає весь комплекс джерел надходження матеріалу, а саме твердий річковий стік, абразія берегів [7]. На ділянці східного району, що прилягає до дельти Дніпра, відклалися замулені піски і піщані мули. Піски і черепашкові піски займають прибережну зону, у центральному районі лиману залягають тонкодисперсні мули, лише на окремих невеликих ділянках перекриті шаром раковин. Загальна площа мулів складає 53 % [5]. У прибережній частині Ягорлицької затоки розташовуються піски, які у центральній частині затоки перекриті раковинно-детритовим матеріалом, з домішкою піску і мулу.

У сучасних морських і лимано-морських відкладах регіону найбільш розповсюдженими мінералами є: циркон, рутил, дистен, силіманіт, ільменіт, гранат, ставроліт, епідот, турмалін. Основним джерелом важких мінералів донних відкладів досліджуваної території служить осадковий матеріал, що виноситься ріками Південний Буг і Дніпро. Досліджуваний район, по Є.Шнюкову [3], відноситься до Тендрівської теригенно-мінералогічної провінції, що представлена асоціацією ільменіту, циркону, рутилу, граната; у меншій кількості присутні епідот, ставроліт, турмалін.

Гідравлічна розмірність відкладів являє собою одну з найважливіших характеристик транспорту наносів. Ця, власне кажучи гідромеханічна властивість частинки, визначає її поведінку в потоці [4]. Гідравлічна розмірність фракцій розраховувалася по формулі 1 [4], для неферичних частинок у турбулентному потоці.

Матеріали і методи досліджень. Характеристика літології лиманних і морських сучасних відкладів заснована на даних гранулометричного аналізу по 864 свер-

дловинам вібропоршневого буровлення. Мінералогічний склад досліджуваних відкладень охарактеризований на підставі обробки даних мінералогічного аналізу по 370 вібропоршневим свердловинам.

У роботі використані дані результатів гранулометричного і мінералогічного аналізів морських і лиманних сучасних відкладів, виконані співробітниками Причорноморського ДРГП, у 1987 році, у рамках геологічної зйомки масштабу 1:50 000 на ділянці Дніпро-Бугського лиману, Ягорлицької затоки, і підводного схилу Кінбурнської коси.

Розрахунок гідравлічної розмірності ( $W$ ) був зроблений по формулі 1, для трьох фракцій осаду псамітової, алевроїтової і пелітової, і для двох мінералів важкої фракції-ільменіту і циркону. Результати розрахунків приведені в таблиці 1.

Значення щільності для кожної з фракцій осаду були зазначені в залежності від переважаючого компоненту. Для піщаних відкладів це кварц, для алевроїтової і пелітової фракцій це щільності найбільш розповсюджених у даному районі глинистих мінералів, якими є гідроліта та монтморилоніт [1].

У розрахунках відносна величина щільності ( $\rho_0$ ) розраховувалася за формулою 2, коефіцієнт опору частинки осаду ( $C_s$ ) приймався рівним 0,5 по [4], з урахуванням турбулентного режиму осадження. Коефіцієнт форми частинок ( $K_f$ ) розраховувався по формулі 3, середній розмір частинок ( $d$ ) по формулі 4 [4].

**Таблиця 1.**  
**Гідравлічна розмірність фракцій осаду та мінералів.**

|          | $W$ (см/с) |
|----------|------------|
| Псаміт   | 13,25      |
| Алеврит  | 4,1        |
| Пеліт    | 0,59       |
| Ільменіт | 11,6       |
| Циркон   | 8,8        |

$$W = \sqrt{\frac{4\rho_0 g d}{(3C_s K_f)}}, \quad (1)$$

де  $\rho_0$  – відносна величина щільності,  $g$  – прискорення сили ваги,  $d$  – середній розмір частинок осаду або мінералу,  $C_s$  – коефіцієнт опору частинки осаду, що залежить від характеристик частинок рідини,  $K_f$  – коефіцієнт форми частинок.

$$\rho_0 = \frac{(\rho_T - \rho_b)}{\rho_b}, \quad (2)$$

де  $\rho_b$  – щільність води,  $\rho_T$  – щільність наносів.

$$K_f = \left( \frac{d^2}{bc} \right)^{\frac{4}{5}}, \quad (3)$$

де  $d$  – середній розмір частинки,  $b$  і  $c$  – середній і найменший лінійні розміри частинок.

$$d = \sqrt[3]{abc}, \quad (4)$$

де  $a$ ,  $b$  і  $c$  – найбільший, середній і найменший лінійні розміри частинок відповідно.

Результати та їх обговорення. Гранулометричний склад відкладів формується під впливом цілого ряду факторів. На думку авторів, у даному районі, грають найбільш важливу роль гідродинамічний, біогенний фактори, абразія берегів, а також стік річок Дніпро і Південний Буг. Літологія сучасних лиманних і морських відкладів показана на схемі (рис. 1).

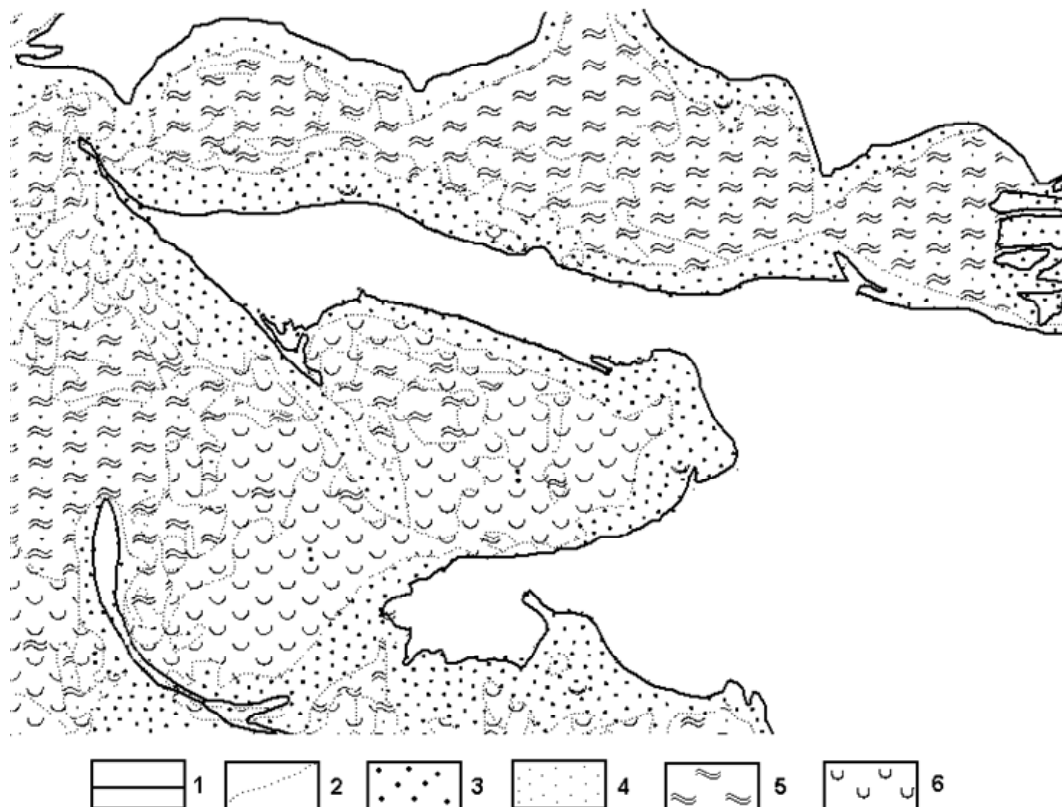


Рис.1. Літологічна схема сучасних відкладів.

1 – берегова лінія; 2 – границі між літологічними різновидами відкладів; 3 – пісок; 4 – алеврит; 5 – пеліт; 6 – черепашник

З метою виключення впливу біогенного фактора на склад досліджуваних відкладів, було зроблене перерахування даних гранулометричного аналізу. Фракції осаду, розмірність яких більш 1 мм, розглядалися як біогенний матеріал (раковини молюсків, детрит), і були виключені з розрахунків. Для подальших розрахунків бралися вмісти псамітової, алевритової і пелітової фракцій, без урахування псефітової розмірності частинок осаду. Величина гідравлічної розмірності для кожної фракції відповідає граничному значенню відкладення частинок осаду відповідної розмірності. Для псаміту величина гідравлічної розмірності складає 13,2 см/с. Якщо значення гідравлічної розмірності менше 13,2 см/с - то відбувається відкладення частинок псамітової розмірності, якщо дорівнює або більше 13,2 см/с - то повинен відбуватися транзит матеріалу псамітової розмірності, тобто піщаний матеріал знаходиться в нестійкому стані. На карті гідравлічної розмірності (рис. 2) ізолініями обмежені ділянки зі сприятливими умовами відкладення частинок осаду, визначених розмірів. Так на території лиману величини гідравлічної розмірності змінюються від 0,5 до 13,2 см/с, у районі дистальної частини Кінбурнської коси й у Ягорлицькій затоці - від 4,1 до 13,2 см/с. Порівняно низькі значення гідравлічної розмірності відкладів у північній частині лиману (алеєритова та пелітова розмірність) відображає домінуючий вплив твердого стоку річок, основним компонентом якого є алеєритовий матеріал та абразії берегів, схили яких складені переважно лесами. У той час як у південній частині лиману, за рахунок додавання матеріалу абразії берегів (складених пісками), більш чітко виражене зменшення значення гідравлічної розмірності

при віддаленні по нормалі від берега (від піщаної до алеєритової розмірності).

При порівнянні карти гідравлічної розмірності і літологічної схеми району, відзначається збіг ізоліній гідравлічної розмірності з ділянками поширення відкладів відповідної розмірності. Ділянка поширення тонкодисперсних відкладів у лимані обмежена ізолінією зі значенням 4,1 см/с, що відповідає гідравлічній розмірності відкладів алеєритової і пелітової розмірності.

Значення гідравлічної розмірності в центральній частині Ягорлицької затоки відповідають гранулометричному складу донних відкладів. Тут відзначається закономірне зменшення гідравлічної розмірності від берега до центра затоки, що відображає процес диференціації осаду з віддаленням від джерела живлення. У дистальній частині Кінбурнської коси, існують умови для транспортування осадового матеріалу. Так за даними [7] у цьому районі відзначається інтенсивний уздовж береговий потік наносів, що на нашу думку знаходить своє відображення на карті гідравлічної розмірності.

Обробка даних мінералогічного аналізу показує, що найбільші концентрації ільменіту і циркону відзначаються в районі підводного схилу Кінбурнської коси, де існують умови для відкладення даних мінералів. У розподілі ільменіту і циркону так само відзначається збіг з ізолініями, значення яких відповідають гідравлічній розмірності даних мінералів.

Побудована модель за даними гідравлічної розмірності є складовою частиною ємної моделі, з урахуванням більшого набору факторів утворення сучасних відкладів.

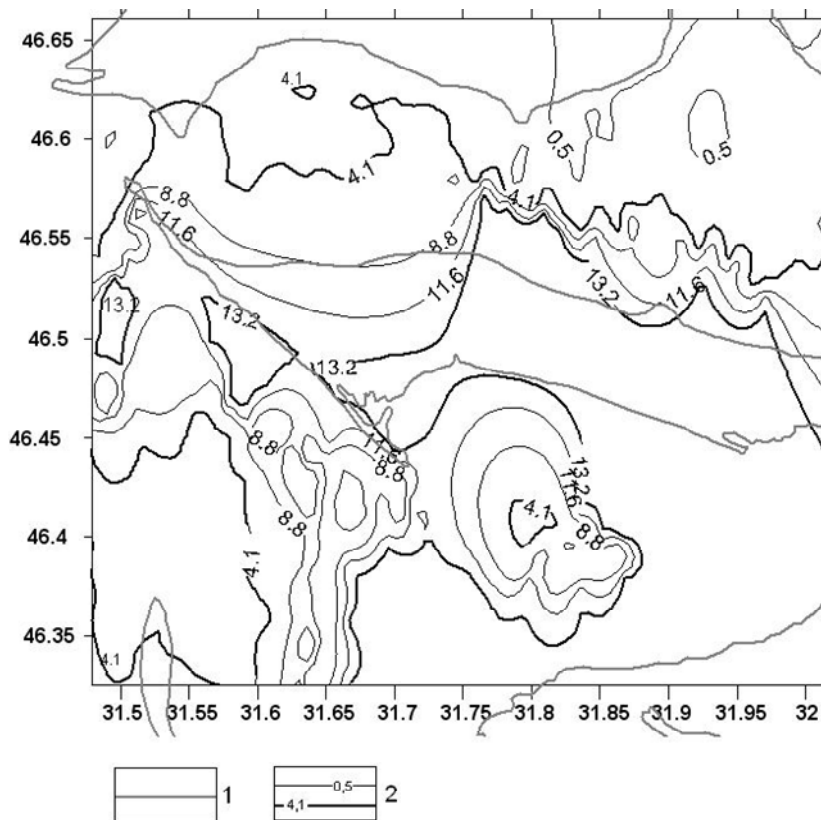


Рис. 2. Карта гідравлічної розмірності.

1 – берегова лінія; 2 – ізолінії зі значеннями гідравлічної розмірності

**Висновки:** 1. побудована карта гідравлічної розмірності, як складова частина більш загальної моделі осадоконакопичення відповідає реальному розподілу донних відкладів у межах розглянутої ділянки. 2. на карті гідравлічної розмірності знаходить своє відображення уздовж береговий потік наносів у дистальній частині Кінбурнської коси. 3. величина гідравлічної розмірності несе в собі інформацію про умови переміщення і диференціацію осадового матеріалу, тобто відображає умови осадоконакопичення.

1. Бутузова Г.Ю., Градусов Б.П., Ратеев М.А. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря // Литология и полезные ископаемые. 1975, № 1, С.3-11. 2. Геология шельфа УССР. Твердые полезные ископаемые / Гл. ред. Шнюков Е.Ф., 1983. 3. Гожик П.Ф., Регрессивные этапы в позднекайнозойской истории Черного моря и их отражение в гидросети // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей, часть 1, 1984. 4. Динамика русловых потоков и литодинамика прибрежной зоны моря. 1994. 5. Днепровско-Бугская эстуарная экосистема, 1989. 6. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря. 1988. 7. Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья, 1988. 8. Осадоконакопление на континентальной окраине Черного моря, 1978. 9. Шуйский Ю.Д. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря, 1989.

Надійшла до редколегії 02.06.08

УДК 551.44

І. Чепурний, асп.

## ПРОСТОРОВА ЗАКОНОМІРНІСТЬ РОЗВИТКУ КАРБОНАТНОГО ТА СУЛЬФАТНОГО ПОВЕРХНЕВОГО КАРСТУ В ПЕРЕДКАРПАТТІ

*Досліджено закономірність просторового поширення поверхневих карстових процесів в Передкарпатті. Статистичними методами визначено основні карстоініціюючі чинники. Розраховано інтегральний показник імовірності проявів поверхневого карсту, що дає можливість здійснювати просторовий прогноз ураженості території карстом.*

*It is researched law of spatial distribution of surface karstic processes in Subcarpathian area. By statistical methods it is certain major factors of karstic process. It is calculated an integrated parameter of probability of display of a superficial karst that enables to carry out the spatial forecast of defeat of territory a karst.*

Територія України в значній мірі уражена карстовими процесами. Ділянки, що уражені карстом, займають значну площу і щороку збільшуються, завдаючи значних збитків. Зокрема, в Україні зареєстровано більше 26000 поверхневих та підземних карстопроявів [5]. Основні регіони розвитку карсту – це Автономна республіка Крим (уражено 34,86 % території), Львівська (19,33 %), Тернопільська (9,36 %), Чернігівська (8,76 %), Івано-Франківська (7,87 %), Волинська (7,6 %), Хмельницька (2,91 %) області [6]. Тому проблема дослідження карстових явищ є надзвичайно актуальною. В даній статті досліджуються закономірності просторового по-

ширення поверхневого карсту шляхом статистичного аналізу сукупності ініціюючих факторів, що є основою для створення системи просторового прогнозу розвитку поверхневих карстопроявів.

Наукова новизна наведених досліджень, порівняно з відомими, полягає в кількісній імовірнісній оцінці карстових явищ. Роботи попередників обмежені описовим рівнем, в кращому випадку розрахунком ураженості території карстом [2, 8]. Дослідження в напрямку, який тут пропонується, відомі для зсувних процесів [4].

Карстові явища належать до екзогенних геологічних процесів. Їхні прояви контролюються рядом природних і

© Чепурний І., 2009

антропогенних факторів. Загальновизнане визначення основних умов утворення карсту наведено в роботі [7]: "Як геологічний процес, карст неухильно розвивається там, де існують одночасно наступні чотири умови: розчинність гірських порід, їх водопроникність, наявність рухомих вод, їх розчинна здатність".

В кожному окремому випадку сукупність основних умов розвитку карсту характеризується великою різноманітністю. Вона залежить від багатьох факторів і змінюється в часі, визначаючись для кожної області її геологічною історією. Наведені чотири умови виникнення і

розвитку карсту є обов'язковими і необхідними, але процес карстоутворення пов'язаний з рядом супутніх природних процесів та явищ.

Для досліджень просторово-часового розвитку карстових процесів нами обрана ділянка розміром 50×65 км на території Львівської області, в межах якої зареєстровано 3549 карстопроявів (карстових воронок) (рис.1). Дана територія характеризується інтенсивним розвитком карбонатного (1285 воронок) і сульфатного (2264 воронки) видів карсту.

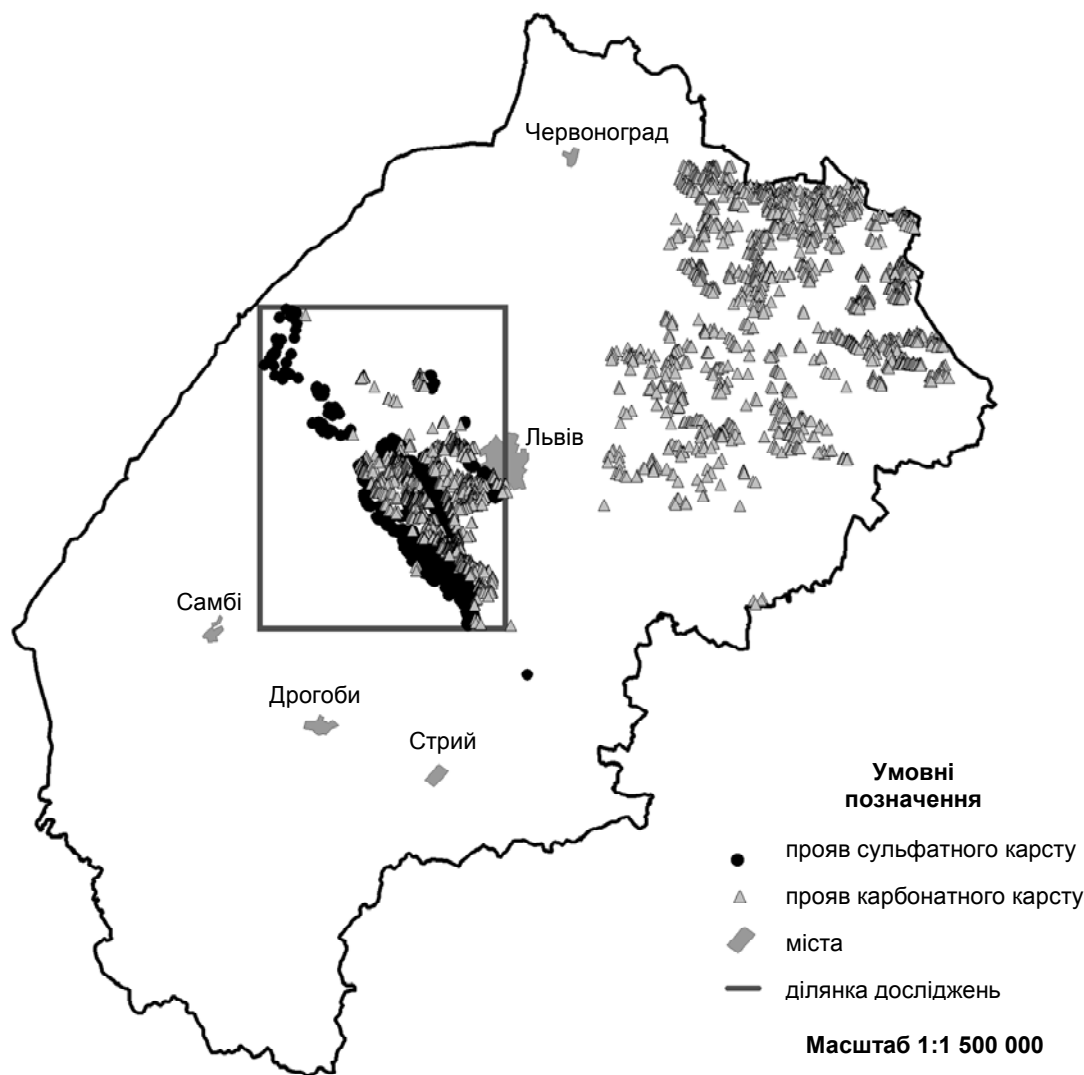


Рис.1 Схема території досліджень

Карбонатний карст має значне розповсюдження в межах крейдяних та неогенових відкладів південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи (понад 11 тис км<sup>2</sup>) та виражається у вигляді давніх безстічних понижень, воронок, карстових полів, ярів, понорів та ін. Окремі ознаки активізації карсту пов'язані з гідротехнічним будівництвом, експлуатацією водозаборів, розробкою кар'єрів.

Сульфатний карст має значне розповсюдження в зоні контакту Передкарпатського прогину та платформи на площі понад 2,5 тис. км<sup>2</sup>. В зоні повного та часткового прорізання карстуючої товщі водотоком інтенсивно розвивається природний карст. При техногенній зміні гідрогеологічних умов і формуванні ділянок агресивного руху підземних вод від зон живлення до зон розвантаження відбувається розмив існуючих та заповнених

глиною порожнин з катастрофічним утворенням техногенно обумовлених воронок [1].

Розвиток карсту на даній території пов'язаний з поширенням верхньообаденських відкладів – тираської світи, яка в своєму складі містить гіпсангідритовий горизонт, перекритий пелітоморфними та кристалічними вапняками [3].

Виходячи з теоретичних уявлень про процес карстоутворення, а також з об'єктивності впливу чинників в регіональному масштабі, для статистичної обробки нами розраховано кількісні характеристики в точках карстопроявів для наступних ймовірних чинників карстоутворення:

- геологічних – літологічний склад четвертинних відкладів, геологія дочетвертинних відкладів, відстань до тектонічного порушення;
- геофізичних – значення гравітаційного поля в редукції Буге;

• геоморфологічних – абсолютна висота над рівнем моря точки карстопрояву, кут нахилу земної поверхні, відстань до базису ерозії;

• гідрогеологічних – глибина залягання ґрунтових вод, водопровідність четвертинних відкладів, водопровідність неогенових відкладів, глибина водоупорів в товщі четвертинних і міоценових відкладів, наявність і тип першого від поверхні водоупору, потужність порід до першого від поверхні водоупору, значення гідроізопіс четвертинного і міоценового водоносного горизонту, ізопотужності четвертинного і міоценового водоносних горизонтів, катіонний, аніонний склад та мінералізація підземних вод четвертинного водоносного горизонту;

• інженерно-геологічні – відстань до найближчого карстопрояву;

• техногенні – відстань до ділянок порушення геологічного середовища (кар'єрів, водозаборів), відстань до населеного пункту.

Для розрахунку числових характеристик чинників для точок карстопоявів використовувався картографічний матеріал, який переводився засобами векторизації в цифровий формат ГІС MapInfo. Тобто, всі значення чинників знімалися з електронних карт регіонального масштабу.

Однією з основних проблем створення просторового прогнозу є відбір з великої кількості ініціюючих факторів дублюючих, і тих які не несуть в собі достатню інформативність. Це досягається шляхом послідовного застосування методів математичної статистики, а саме визначення законів розподілу значень чинників, кластерного та факторного методів аналізу, які дозволяють визначити дублюючі чинники й провести їх класифікацію. Аналіз матриці коефіцієнтів кореляції визначає суттєвість впливу кожного з факторів.

Після проведення зазначеного вище попереднього статистичного аналізу, виходячи з уявлень про перебіг процесу поверхневого карстоутворення, а також на основі аналізу відповідних літературних джерел на даному етапі досліджень відібрано 15, на нашу думку, найбільш вагомих чинників, що контролюють поширення поверхневого карсту в просторі. Це наступні чинники:

- значення гравітаційного поля в редукції Буге;
- $R_i$  геологічних світ дочетвертинних відкладів;
- відстань до тектонічного порушення;

- відстань до базису ерозії;
- водопровідність четвертинних відкладів;
- водопровідність неогенових відкладів;
- потужність першого від поверхні водоупору;
- значення гідроізопіс міоценового водоносного горизонту;
- ізопотужності міоценового водоносного горизонту;
- відстань до населеного пункту;
- відстань до ділянок порушення геологічного середовища (кар'єрів, водозаборів);
- $R_i$  зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі четвертинних відкладів;
- $R_i$  зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі міоценових відкладів;
- $R_i$  зон типу першого від поверхні водоупору;
- відстань до найближчого карстопрояву.

На рисунку 2 наведено гістограми розподілу ймовірностей значень для 11 параметрів.

Для площинних факторів (біля яких покладено позначку  $R_i$ ) застосовано кількісну характеристику, яка характеризує ураженість території карстовими процесами – "коефіцієнт контрастності",  $R_i$ , що визначається за формулою

$$R_i = \frac{N_i / \sum N_i}{S_i / \sum S_i} \quad (1)$$

де  $N_i$  - кількість зареєстрованих карстопоявів в межах деякої зони (району);  $\sum N_i$  - загальна кількість зареєстрованих проявів карсту в регіоні;  $S_i$  - площа деякої зони (району);  $\sum S_i$  - загальна площа території всього регіону.

За результатами розрахунків коефіцієнта контрастності виконано ранжування в залежності від внеску зон в суму коефіцієнтів контрастності, що дозволить врахувати ці чинники в інтегральному показнику ймовірності карстонебезпеки.

З метою проведення подальшого аналізу виконано визначення найбільш ймовірних теоретичних законів розподілу параметрів з використанням непараметричного D-критерію Колмогорова-Смірнова (табл. 1).

Таблиця 1

Ймовірні закони розподілу для окремих параметрів

| Параметр, одиниця вимірювання                                                 | Середнє значення | Середньоквадратичне відхилення | Теоретичний закон розподілу |
|-------------------------------------------------------------------------------|------------------|--------------------------------|-----------------------------|
| Гравітаційне поле в редукції Буге                                             | -385,298         | 32,430                         | Аномальний                  |
| Відстань до тектонічного порушення, м                                         | 1221,342         | 1177,031                       | Гамма                       |
| Відстань до базису ерозії, м                                                  | 406,048          | 384,867                        | Вейбула                     |
| Водопровідність четвертинних відкладів, м <sup>2</sup> /добу                  | 11,085           | 13,648                         | Логнормальний               |
| Водопровідність неогенових відкладів, м <sup>2</sup> /добу                    | 127,979          | 169,965                        | Гамма                       |
| Потужність першого від поверхні водоупору, м                                  | 10,767           | 11,846                         | Екстремальний               |
| Гідроізопіси міоценового водоносного горизонту, м                             | 267,893          | 26,091                         | Нормальний                  |
| Ізопотужність міоценового водоносного горизонту, м                            | 14,540           | 10,287                         | Логнормальний               |
| Відстань до населеного пункту, м                                              | 285,042          | 20,050                         | Логнормальний               |
| Відстань до ділянок порушення режиму підземних вод (водозаборів, кар'єрів), м | 4075,433         | 1846,913                       | Нормальний                  |
| Відстань до найближчого карстопояву, м                                        | 148,935          | 170,607                        | Екстремальний               |



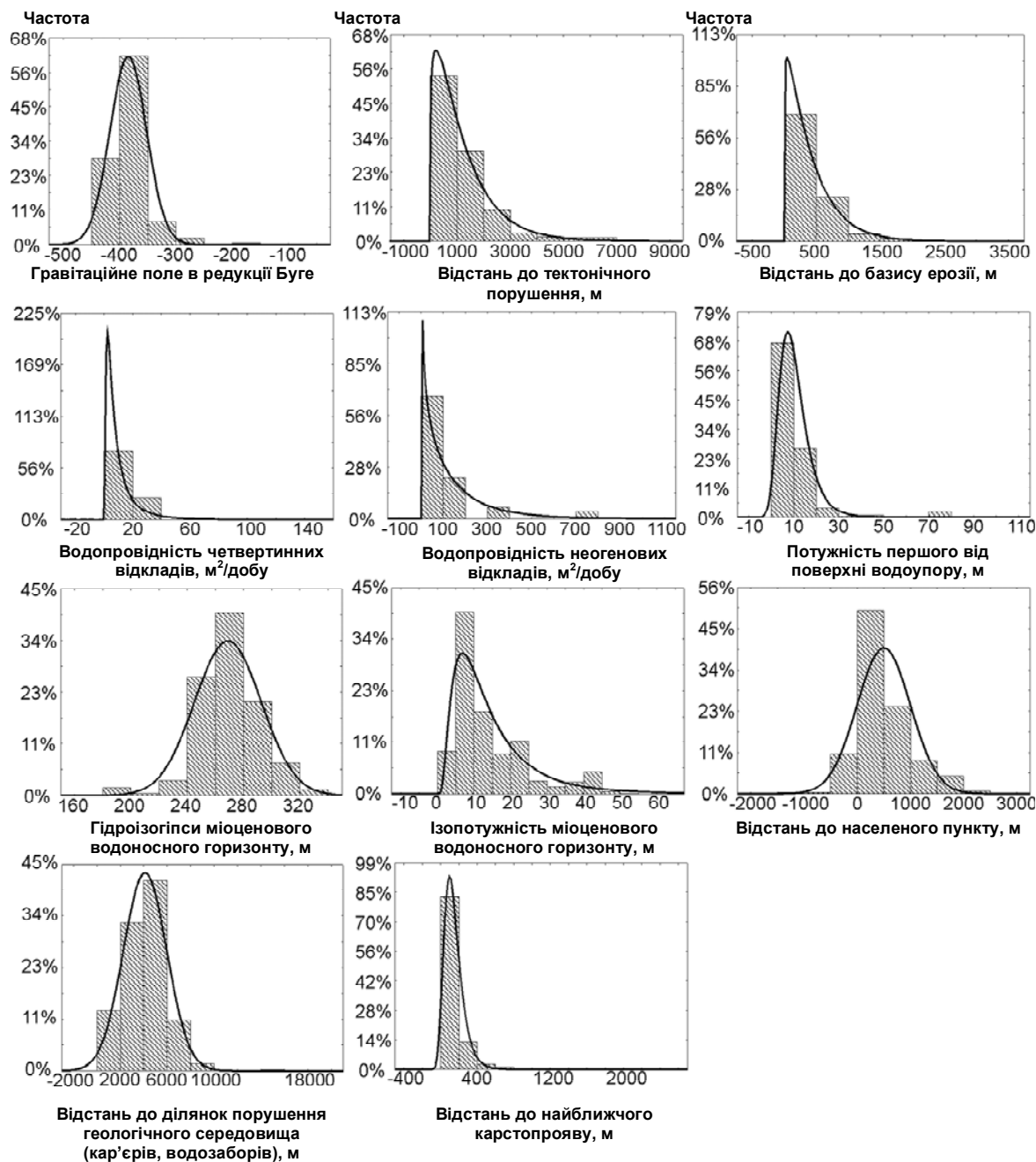


Рис. 2. Гістограми розподілу ймовірностей абсолютних значень факторів для 3549 карстопроявів

Наступним обов'язковим етапом є лінійне перетворення значень параметрів таким чином, щоб розподіли ймовірностей перетворених величин відповідали нормальному теоретичному закону. Враховуючи рівняння теоретичних законів розподілу можна вважати, що логарифми значень параметрів будуть підпорядковуватись нормальному закону розподілу. Наступним етапом є процедура нормалізації, яка має за мету трансформацію величин факторних характеристик, виражених у фізичних величинах, що отримані із аналізу карт або рядів їх розподілу в безрозмірні показники контрастності, з якими далі можна проводити математичні операції. Нормування проводиться за середнім значенням та середньоквадратичним відхиленням

На рисунку 3 зображено гістограми розподілу ймовірностей нормалізованих абсолютних та логарифмів значень параметрів карстоутворення після вилучення ураганих значень.

Застосування кластерного і факторного методів аналізу дозволяє підтвердити значимість кожного з фа-

кторів для процесу карстоутворення, встановити і вилучити дублюючі фактори. Побудована дендрограма (рис. 4) вказує на наявність окремих споріднених факторів: "гідроізогіпси міоценового водоносного горизонту - відстань до найближчого карстопрояву - відстань до тектонічного порушення". Результати факторного аналізу (табл. 2) частково підтверджується наявність зв'язку, але тут існує дещо інша група споріднених факторів "гідроізогіпси міоценового водоносного горизонту - відстань до найближчого карстопрояву -  $R_i$  зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі четвертинних відкладів", причому ця спорідненість спостерігається лише в першому виявленому факторі. Таким чином, існує слабка статистична спорідненість в групі факторів "гідроізогіпси міоценового водоносного горизонту - відстань до найближчого карстопрояву", але на нашу думку, ці фактори несуть різну за своєю природою інформацію і вилучати один із них з подальших досліджень є недоцільним.

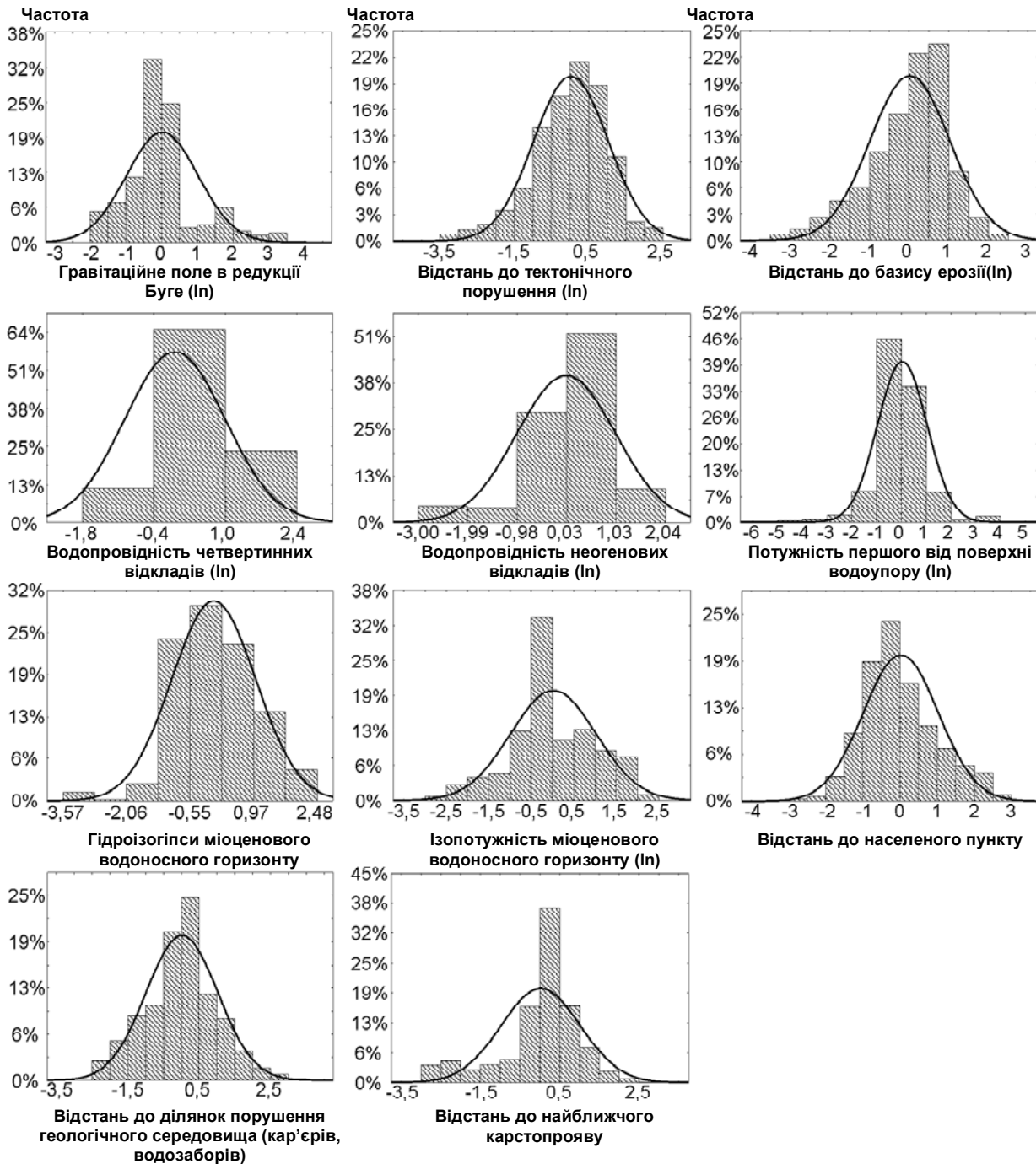


Рис.3. Гістограми розподілу ймовірностей нормалізованих абсолютних та логарифмів значень параметрів карстоутворення

З метою розрахунку сумарного показника активності розвитку поверхневих карстопоявів були виконані процедури визначення власних вагових коефіцієнтів інформативності (приведених загальних коефіцієнтів кореляції) для кожного з чинників,  $R_{np}$ . Їх визначають з метою підтвердження правильності вибору факторів та визначення інформативності кожного з них. Формула розрахунку коефіцієнтів інформативності наступна:

$$R_{np_i} = \frac{\sum_j |r_{ij}|}{\sum_i \sum_j |r_{ij}|} \cdot 100\%, \quad (2)$$

де  $r_{ij}$  - значення коефіцієнта парної кореляції між  $i, j$  змінними у табл. матриці коефіцієнтів кореляції.

Значення вагових коефіцієнтів інформативності наведено в таблиці 3.

Наступним важливим етапом є розрахунок інтегрального показника, закономірно пов'язаного з розподілом поверхневого карсту. Цей етап виконується після визначення статистичних характеристик відповідних розподілів кожного фактора й виконання процедури нормалізації по кожному з параметрів, у результаті якої одержуємо нормалізоване значення параметра  $\Pi_{ij}$ , де  $i$  - номер точки спостереження,  $j$  - номер параметра. Значення сумарного показника  $\Pi_{\Sigma_i}$  розраховується по формулі

$$\Pi_{\Sigma_i} = \sum_j \Pi_{ij} \times V_j, \quad (3)$$

де  $V_j$  - ваговий коефіцієнт інформативності  $j$ -го параметра.

Таблиця 2

Матриця факторних навантажень, розрахована за методом головних компонент для просторових факторів карстоутворення

| Назва чинника                                                                            | Фактор 1      | Фактор 2      | Фактор 3      | Фактор 4     | Фактор 5      |
|------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|---------------|
| Гравітаційне поле в редукції Буге (ln)                                                   | 0,001         | 0,356         | -0,492        | -0,539       | -0,010        |
| Відстань до тектонічного порушення (ln)                                                  | -0,444        | 0,391         | 0,131         | 0,012        | -0,260        |
| R <sub>i</sub> геологічних світ дочетвертинних відкладів                                 | 0,347         | 0,152         | -0,055        | 0,311        | 0,489         |
| Відстань до базису ерозії (ln)                                                           | -0,017        | 0,022         | 0,000         | 0,072        | <b>-0,768</b> |
| Водопровідність четвертинних відкладів (ln)                                              | 0,218         | -0,069        | -0,144        | -0,141       | 0,641         |
| Водопровідність неогенових відкладів (ln)                                                | 0,049         | -0,375        | -0,607        | 0,058        | 0,276         |
| Потужність першого від поверхні водоупору (ln)                                           | -0,079        | <b>-0,741</b> | -0,090        | 0,094        | 0,116         |
| Гідроізогіпси міоценового водоносного горизонту                                          | <b>-0,724</b> | 0,422         | 0,171         | -0,062       | -0,182        |
| Ізопотужність міоценового водоносного горизонту (ln)                                     | -0,028        | -0,015        | <b>-0,839</b> | -0,058       | -0,005        |
| Відстань до населеного пункту+1400 (ln)                                                  | -0,103        | 0,017         | 0,034         | <b>0,826</b> | -0,090        |
| Відстань до ділянок порушення режиму підземних вод (водозаборів, кар'єрів)               | 0,021         | <b>0,768</b>  | 0,019         | 0,007        | 0,192         |
| R <sub>i</sub> зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі четвертинних відкладів | <b>0,789</b>  | 0,350         | -0,090        | 0,075        | -0,106        |
| R <sub>i</sub> зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі міоценових відкладів   | 0,606         | 0,121         | 0,178         | -0,445       | 0,180         |
| R <sub>i</sub> зон типу першого від поверхні водоупору                                   | 0,457         | -0,459        | 0,064         | -0,062       | 0,405         |
| Відстань до найближчого карстопрояву (ln)                                                | <b>-0,710</b> | 0,006         | -0,154        | 0,201        | -0,263        |
| Сумарна дисперсія                                                                        | 0,001         | 0,356         | -0,492        | -0,539       | -0,010        |

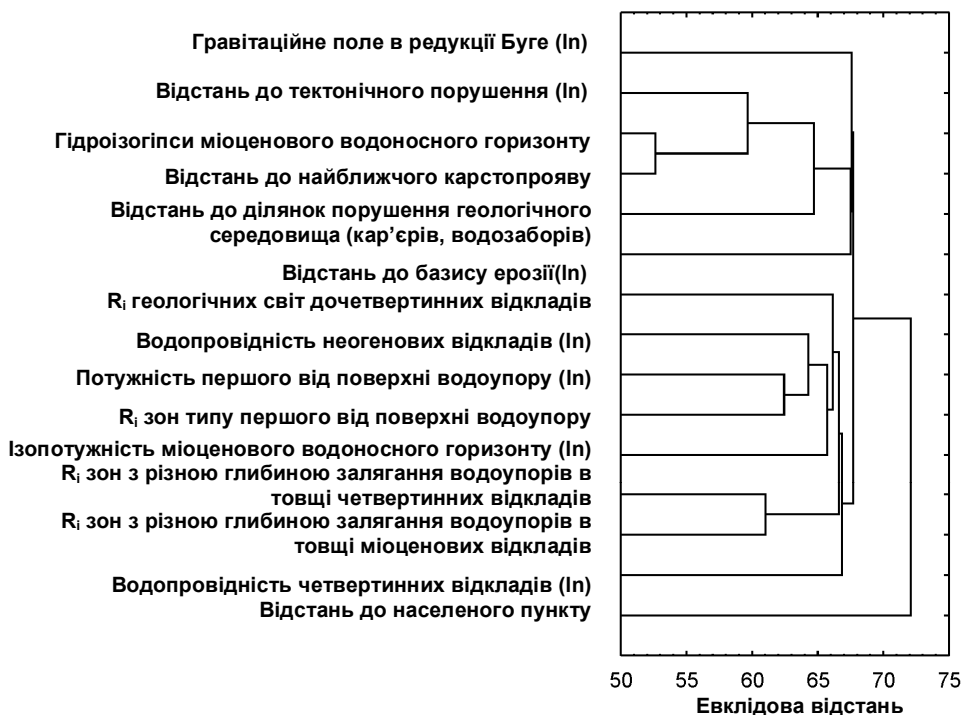


Рис.4. Дендрограма зв'язків між групами параметрів за результатами кластерного аналізу

Таблиця 3

Вагові коефіцієнти інформативності чинників карстоутворення

| Назва чинника                                                                            | Коефіцієнт інформативності, % |
|------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|
| Гравітаційне поле в редукції Буге (ln)                                                   | 4,74                          |
| Відстань до тектонічного порушення (ln)                                                  | 8,04                          |
| R <sub>i</sub> геологічних світ дочетвертинних відкладів                                 | 5,52                          |
| Відстань до базису ерозії (ln)                                                           | 5,35                          |
| Водопровідність четвертинних відкладів (ln)                                              | 7,02                          |
| Водопровідність неогенових відкладів (ln)                                                | 6,11                          |
| Потужність першого від поверхні водоупору (ln)                                           | 5,98                          |
| Гідроізогіпси міоценового водоносного горизонту                                          | 10,68                         |
| Ізопотужність міоценового водоносного горизонту (ln)                                     | 3,71                          |
| Відстань до населеного пункту+1400 (ln)                                                  | 4,38                          |
| Відстань до ділянок порушення режиму підземних вод (водозаборів, кар'єрів)               | 5,30                          |
| R <sub>i</sub> зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі четвертинних відкладів | 6,79                          |
| R <sub>i</sub> зон з різною глибиною залягання водоупорів в товщі міоценових відкладів   | 8,28                          |
| R <sub>i</sub> зон типу першого від поверхні водоупору                                   | 9,50                          |
| Відстань до найближчого карстопрояву (ln)                                                | 8,59                          |

Гістограма значень отриманого інтегрального показника зсувної небезпеки, розподіл ймовірностей якого підпорядковується нормальному закону наведена, на рис.5.

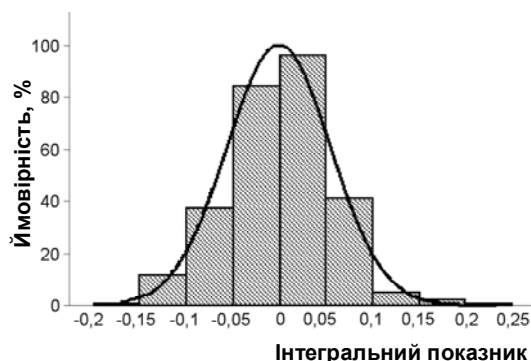


Рис. 5. Гістограма інтегрального показника утворення поверхневих карстопроявів, розрахованого з урахуванням всіх параметрів і їхніх вагових коефіцієнтів інформативності

Розподіл ймовірності значень інтегрального показника вказує на високий ступінь його наближення до теоретичного нормального закону розподілу. Далі з використанням функції Лапласа розраховуються значення ймовірності процесу розвитку карсту для території досліджень. Оптимальні умови для утворення поверхневих карстопроявів настають тоді, коли значення ймовірності розподілу комплексного інтегрального показника, що враховує вплив факторів різної природи, досягає свого максимуму. Карти розподілу ймовірності зазначеного показника слід розглядати як прогнози.

З наведеного дослідження можна зробити наступні висновки:

1. Значна ураженість території Західного регіону України проявами карсту, активізація якого часто може мати катастрофічні наслідки, свідчить про необхідність прогнозування розвитку цих процесів в просторі.

2. Дослідження просторової закономірності розвитку поверхневого карсту на регіональному рівні слід проводити з врахуванням сумарного впливу можливих факторів процесу карстоутворення. Для отримання достовірного результату відбираються ті фактори, які є значимими за характером впливу.

3. Кінцевим результатом виконаних досліджень є розрахунок інтегрального показника утворення поверхневих карстопроявів, який на кількісному ймовірнісному рівні враховує сумарну дію факторів карстоутворення. Просторовий прогноз поверхневих проявів карсту здійснюється шляхом побудови карт розподілу ймовірності зазначеного показника.

1. Адаменко О.М., Рудько Г.І. Екологічна геологія: Підручник. – К., "Манускрипт". – 1998. 2. Гайдін А.М., Рудько Г.І. Сульфатний карст та його техногенна активізація (на прикладі Карпатського регіону України). – К.: "Знання" України, 1998. – 76 с. 3. Климчук А.Б. Роль спелеогенеза в формуванні серних месторождений Предкарпатья. – Симферополь: ДІАІПІ, 2008. – 64 с. 4. Кузьменко Е.Д., Крижанівський Є.І., Карпенко О.М., Журавель О.М. Прогноз розвитку зсувних процесів як фактор забезпечення надійності експлуатації трубопроводів // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2005. – №4(17). – С. 24-35. 5. Національна доповідь про стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2005 році. – К.: ДП "Агентство "Чорнобильінформ", 2006. – 242 с. 6. Національна доповідь про стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2006 році. – К.: ДП "Агентство "Чорнобильінформ", 2007. – 236 с. 7. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 321 с. 8. Стахів Т., Павлюк В., Гаврилишин І. та ін. Узагальнення матеріалів по вивченню екогенних геологічних процесів по території діяльності підприємства та інженерно-геологічне довідчення території Львівської та частково Закарпатської областей з метою геологічного обґрунтування протизсувних заходів та геологічного забезпечення УІАС НС/ Звіт про науково-дослідну роботу. – Львів: ДП "Західукргеологія", 2006. – 299 с.

Надійшла до редколегії 12.04.08

## ГЕОФІЗИКА

УДК 550.837:550.348

І. Крив'юк, асп.

### ОСОБЛИВОСТІ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ПРИ ВИЗНАЧЕННІ СТІЙКОСТІ ЗСУВОНЕБЕЗПЕЧНИХ СХИЛІВ НА ДІЛЯНКАХ ГАЗОПРОВОДІВ

Розроблено та впроваджено комплексний підхід до розрахунку стійкості схилу з урахуванням геофізичних даних. Проаналізовано результати комплексного підходу до оцінки зсувної небезпеки на прикладі двох зсувних ділянок в районі газопроводів.

The complex approach to calculation of stability of a slope in view of geophysical data is developed and entered. Results of the complex approach to an estimation of sliding dangers on an example of two sliding sites in area of gas mains are analysed.

На даний час розроблено та впроваджено комплексний підхід до оцінки зсувної небезпеки, який передбачає поєднання послідовного вивчення зсувних ділянок геологічними, геофізичними та інженерно-геологічними методами, з розрахунком стійкості схилу та прогнозом можливості виникнення та активізації зсувів. Переваги такого комплексного підходу є наступними:

1) до недавня прогнозування активізації зсувних процесів проводилося на основі комплексної інтегрованої кількісної інтерпретації геолого-геофізичних даних з розрахунком функції комплексного показника та критерію ймовірності зсувних процесів, що дає можливість оцінити зсувонебезпечність на ймовірнісному рівні [1]. Подальший розрахунок стійкості схилу дає можливість на кількісному рівні оцінити небезпеку розвитку зсуву на схилі;

2) основними кількісними методами оцінки схилів і відповідно прогнозу зсувних процесів на них є розрахункові. Дані методи прийнято називати методами розрахунку

стійкості схилів. На даний час запропоновано декілька груп таких методів. Основою більшості з них є теорія рівноваги однорідного ізотропного середовища. Перевага розрахункових методів полягає в тому, що вони дають можливість як оцінити наявну ситуацію на досліджуваній ділянці, так і змодельовати ситуацію, враховуючи вплив різних можливих зсувоініціюючих факторів, і, аналізуючи отримані дані, вибрати найефективніші методи запобігання подальшого розвитку зсувного процесу;

3) геофізичні методи дослідження дають цінну та незамінну інформацію для подальшого розрахунку стійкості схилу – оконтурення зсувного тіла в просторі, і, що найважливіше, усувають основний недолік розрахункових методів – визначення гіпотетичної ймовірної поверхні ковзання [2]. За допомогою методу вертикального електричного зондування можна встановити як положення поверхні ковзання, так і її тип (круглоциліндрична чи плоско-ступінчаста).

Розрахунок стійкості схилу проводився за методикою, наведеною в [3; 4]. Загальна формула, за якою велись подальші розрахунки коефіцієнтів стійкості схилу, була наступною:

$$\eta = \frac{\sum N_i f + CL}{\sum T_i} \frac{n!}{r!(n-r)!}, \quad (1)$$

де  $\eta$  – розрахунковий коефіцієнт стійкості схилу;  $N_i$  – нормальна складова ваги  $P_i$   $i$ -тої частини масиву;  $f$  – розрахунковий коефіцієнт внутрішнього тертя порід;  $C$  – розрахункове щеплення порід, що утворюють поверхню ковзання;  $L$  – довжина поверхні ковзання;  $T_i$  – складова сили тяжіння  $i$ -тої частини масиву.

Умова рівноваги схилу виконується при  $\eta = 1$ , відповідно схил є стійким (з деяким запасом) при  $\eta > 1$  та зсувонебезпечним при  $\eta < 1$  [5].

Комплексний підхід до розрахунку стійкості схилу з врахуванням геофізичних даних та формули (1) доцільно проводити за наступним алгоритмом:

- 1) оконтурення зсувонебезпечної ділянки геофізичними методами;
- 2) визначення положення поверхні ковзання за геофізичними даними та уточнення її типу;
- 3) визначення коефіцієнта внутрішнього тертя порід та розрахункового щеплення порід, що утворюють поверхню ковзання;
- 4) розрахунок  $\eta$  для різних варіантів положення поверхні ковзання;
- 5) аналіз одержаних розрахункових даних.

В зазначеному алгоритму додаткових пояснень потребує пункт 3. Як відомо, показники, що відповідають за опір порід зсуву ( $f$  і  $C$ ), визначаються за допомогою польових і лабораторних досліджень [6]. При відсутності таких досліджень, дані показники слід вибирати з літературних даних для конкретних порід. Однак, при наявності зсуву на ділянці досліджень та відомостей про поверхню ковзання, по якій відбулося зсування порід, один з коефіцієнтів ( $f$  або  $C$ ) можна вибрати з літературних даних, а інший розраховувати наступним чином. Коли відбувається зсув порід, то, очевидно, що й порушується умова рівноваги схилу. Досвід показує, що навіть при незначних відхиленнях значення  $\eta$  від 1 в сторону зменшення, відбувається зсування порід. З формули (1) випливає, що при умові  $\eta = 1$ :

$$f = \frac{\sum T_i - CL}{\sum N_i}, \text{ або } C = \frac{\sum T_i - \sum N_i f}{L}. \quad (2)$$

Отже, значення  $f$  або  $C$ , розраховане за формулою (2) з деяким заменшенням відповідає коефіцієнту внутрішнього тертя порід або розрахунковому щепленню порід, при якому можливий зсувний процес;

Проаналізуємо результати комплексного підходу до оцінки зсувної небезпеки на прикладі двох зсувних ділянок в районі газопроводів.

**Ділянка в районі потічка Глинниця біля села Глинниця, Сторожинецького району, Чернівецької області, через яку проходить лінійна частина магістрального газопроводу [7].**

Геофізичні дослідження на даній ділянці виконано з метою визначення розмірів зсувного тіла, а також причин та механізму зсувного процесу, в результаті чого повинні бути створені передумови та отримані необхідні дані для прийняття рішення щодо запобігання подальшого розвитку зсувного процесу або перенесення траси газопроводу.

Конкретними задачами геофізичних досліджень були:

- визначення розмірів зсувного тіла в плані;
- визначення положення поверхні ковзання зсуву;
- встановлення факту наявної розгрузки зсуву або подальшого його розвитку.

Геофізичні дослідження, що виконані на ділянці, включали комплекс наступних методів:

- вертикальне електричне зондування (ВЕЗ);
- метод природного електричного поля (ПЕП);
- метод природного імпульсного електромагнітного поля Землі (ПІЕМПЗ);
- газогеохімічна зйомка;
- метод біолокації.

Розташування точок геофізичних досліджень на ділянці зображено на рис. 1.

Біолокація виконувалась по тим самим точкам що і ПЕП.

В результаті комплексної інтерпретації узагальнено результати по всіх методах досліджень, а також проведено їх порівняння з метою виявлення потенційно зсувних зон, які були б відображені в даних декількох методів. Оскільки, найбільш виражені аномалії нам дали методи ПЕП та ПІЕМПЗ, тому за основу прийнято ці два методи. В таблиці 1 узагальнено результати інтерпретації по методах ПЕП та ПІЕМПЗ.

Таблиця 1

Узагальнення результатів інтерпретації по методах ПЕП та ПІЕМПЗ

| Метод  | Зсувна ознака                      | Аномалія поля                                     | Застосування методу (профіль) | Місце знаходження аномалії (відстань по профілю, м) |
|--------|------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------------------------|
| ПЕП    | Гідравлічний тиск, механічний тиск | Збільшення природного електричного потенціалу $U$ | Профіль 1                     | 0-25; 42-57; 95-106; 136-184                        |
|        |                                    |                                                   | Профіль 2                     | 0-19; 72-85; 98-109; 120-135                        |
| ПІЕМПЗ | Деформація гірських порід          | Зменшення коефіцієнта анізотропії $\chi$          | Профіль 1                     | 12-26; 51-68; 88-94; 115-128; 143-157               |
|        |                                    |                                                   | Профіль 2                     | 47-54; 63-91; 108-131                               |
|        |                                    |                                                   | Профіль 3                     | 46-63; 74-90                                        |

Аномальними зонами для методу ПЕП взято половини додатних піків на графіках зміни природного електричного потенціалу  $U$  по профілях, а для методу ПІЕМПЗ – половини від'ємних піків на графіках зміни коефіцієнта анізотропії  $\chi$  по профілях.

На рис. 2 на карту коефіцієнта анізотропії  $\chi$  нанесено аномальні зони по методах ПЕП та ПІЕМПЗ. Більшість аномалій узгоджуються між собою і попадають в аномальну зону з підвищеною зсувонебезпечністю, оконтуреною ізолінією 0.47. Цю зону, з деякими поправками, і слід вважати зоною зсуву.

За результатами кількісної інтерпретації даних ВЕЗ в розрізі виділено 6 шарів з різними електричними опорами. З точки зору зсувної небезпеки, поверхня ковзання може бути проведена по покрівлі 2-го, 4-го або 6-го шару з поглибленням від покрівлі на 0.5–1.5м (за досвідом досліджень) в кожний шар.

На основі результатів інтерпретації кривих ВЕЗ побудовано геологічний розріз по профілю 1, який представлено на рис. 3. На даний розріз нанесено ймовірні поверхні ковзання, враховуючи сходінковий характер розвитку досліджуваного зсуву, встановлений в процесі



аналізу одержаних даних геофізичних досліджень. Як видно з рисунка 3, до сходинок №1 відноситься поверх-

ня ковзання I-II-III, до сходинок №2 – II-IV-V, до сходинок №3 – IV-VI-VII, до сходинок №4 – VI-VIII.

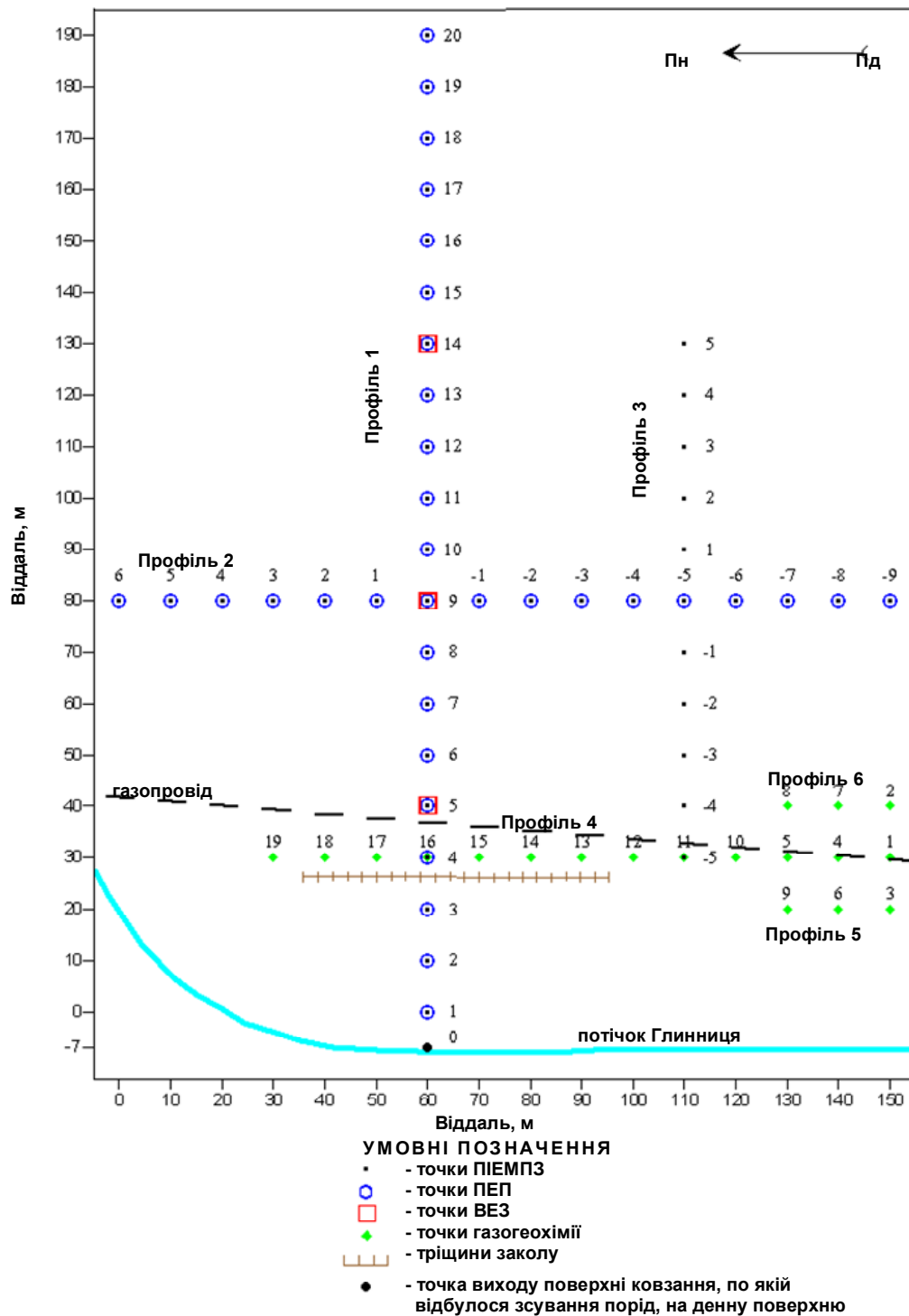


Рис. 1. Схема точок геофізичних спостережень

Послідовність розрахунку стійкості схилу була наступною:

1. Перш за все, обчислювався розрахунковий коефіцієнт внутрішнього тертя порід  $f$  для досліджуваної ділянки. В верхній частині сходинок №1 візуально спостерігалися тріщини відриву (пікет №4) – це вказує на те, що на даній сходинці вже відбулося зсування порід саме по поверхні ковзання I-III (пікет №0 – місце виходу порід на денну поверхню). Коефіцієнт  $f$  знаходився за формулою (2). Значення розрахункового щеплення порід, що утворюють поверхню ковзання вибиралось з [6]

2. Розрахунок коефіцієнта стійкості схилу для сходинок №1-4, взятих як одне ціле (поверхня ковзання I-VIII).

3. Розрахунок коефіцієнта стійкості схилу для сходинок №2-4 (поверхні ковзання II-V, IV-VII, VI-VIII відповідно).

Результати розрахунку коефіцієнтів стійкості схилу для різних поверхонь ковзання наведено в таблиці 2.

Як зазначалось вище, розрахунковий коефіцієнт стійкості повинен задовольняти наступну умову:

$$\eta \geq K_{\text{зап}} \quad (3)$$

Значення  $K_{\text{зап}}$  при основних сполученнях навантажень для зсувних та зсувонебезпечних схилів захисних

споруд для першого ступеня відповідальності повинно дорівнювати 1.35 для зсувних ділянок та 1.25 для зсуво-небезпечних схилів, для другого – 1.3 та 1.2 відповідно [5].

Як бачимо з таблиці 2, розраховані значення коефіцієнта стійкості для поверхонь ковзання I-VIII та VI-VIII ( $\eta_{I-VIII}$  та  $\eta_{VI-VIII}$ ) задовольняють умову (4) для першого

ступеня відповідальності, а коефіцієнти стійкості для поверхонь ковзання II-V та IV-VII ( $\eta_{II-V}$  та  $\eta_{IV-VII}$ ) не задовольняє дану умову навіть для другого ступеня відповідальності.

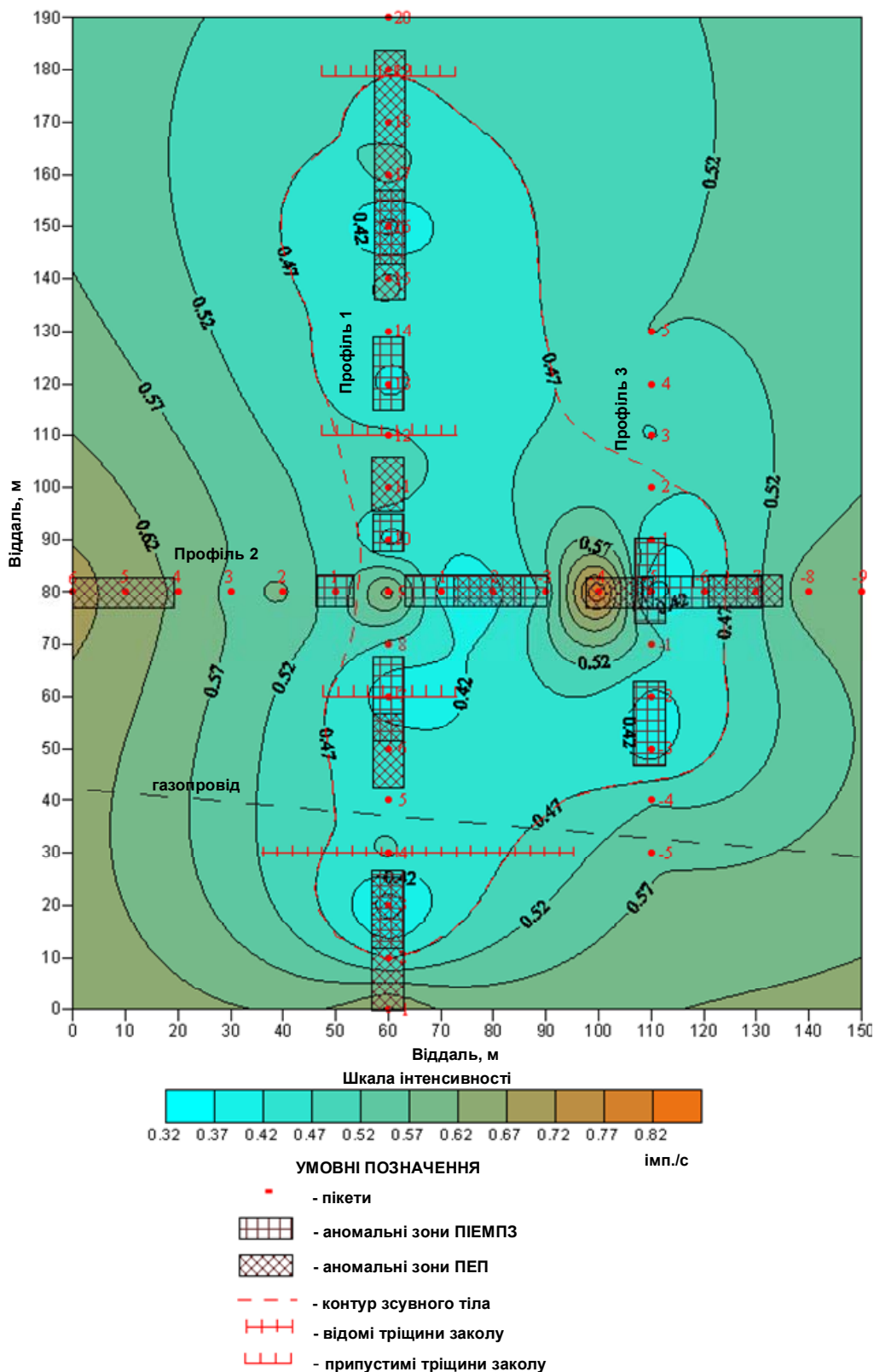


Рис. 2. Карта комплексної інтерпретації даних геофізичних досліджень

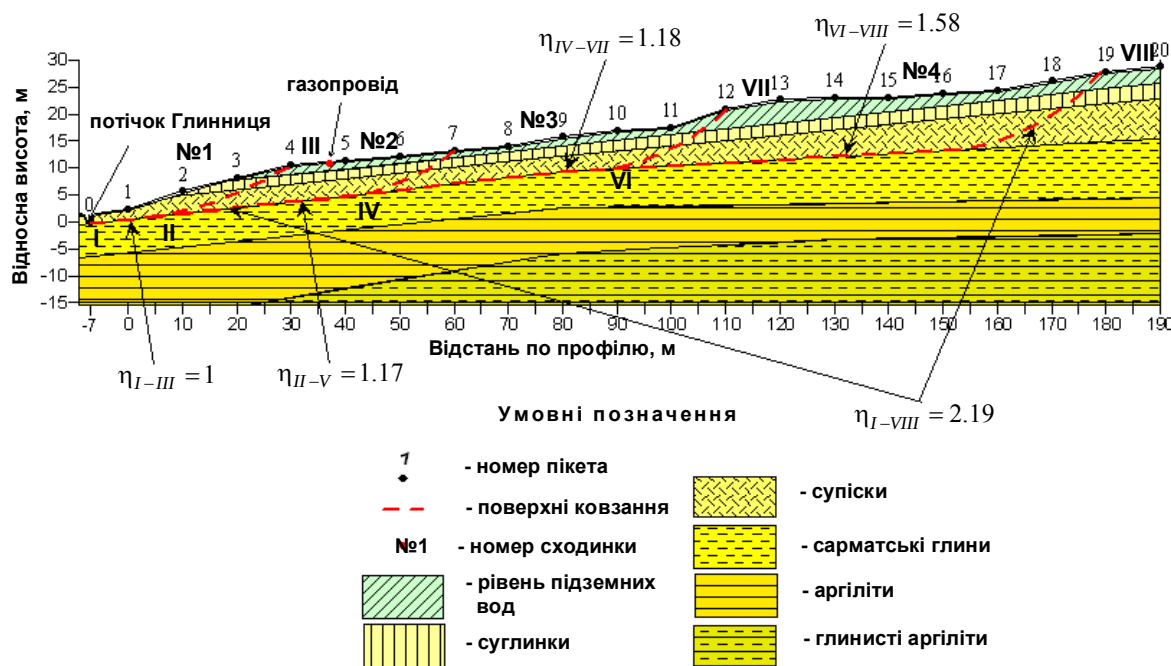


Рис. 3. Геологічний розріз через профіль 1 з нанесеними поверхніми ковзання

Таблиця 2

Узагальнена таблиця значення коефіцієнтів стійкості схилу

| Поверхня ковзання | Фізичний зміст поверхні ковзання                                                                                                 | Довжина поверхні ковзання, м | Форма поверхні ковзання | Максимальна глибина поверхні ковзання | Коефіцієнт стійкості $\eta$ |
|-------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|-------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
| I-III             | Поверхня ковзання, по якій відбулося зсування порід (сходинка №1); взята для розрахунку коефіцієнта внутрішнього тертя порід $f$ | 37.4                         | круглоциліндрична       | 4                                     | 1                           |
| I-VIII            | Загальна поверхня ковзання для сходинки №1-4, взятих як одне ціле                                                                | 180                          | плоскоступінчаста       | 10                                    | 2.19                        |
| II-V              | Поверхня ковзання для сходинки №2                                                                                                | 55                           | плоскоступінчаста       | 7                                     | 1.17                        |
| IV-VII            | Поверхня ковзання для сходинки №3                                                                                                | 64                           | плоскоступінчаста       | 7                                     | 1.18                        |
| VI-VIII           | Поверхня ковзання для сходинки №4                                                                                                | 89                           | плоскоступінчаста       | 10                                    | 1.58                        |

Оскільки, коефіцієнт стійкості для поверхні ковзання II-V ( $\eta_{II-V}$ ) не задовольняє умову (3), то, можна стверджувати, що при сповзанні нижньої частина зсуву в потічок Глинниця по поверхні ковзання I-III внаслідок підмиву потічком берега, з часом може розвинути ще один зсув, по поверхні ковзання II-V, в зону дії якого попадає газопровід. Очевидно, щоб запобігти цьому, необхідно не дати сповзти нижній частині зсуву в потік. Для цього необхідно або укріпити берег потічка Глинниця, або підняти на певну висоту рівень його дна.

**Ділянка на 1532-1535 км магістрального газопроводу "Союз" в районі річки Берестової біля села Леб'яже, Красноградського району, Харківської області [8].**

Геофізичні дослідження виконано з метою визначення можливості розвитку зсуву на трасі переносу газопроводу, в разі наявності зсуву визначення розмірів зсувного тіла, а також причин та механізму зсувного процесу, в результаті чого мають бути створені передумови та отримані необхідні дані для прийняття рішення щодо переносу траси газопроводу "Союз".

Конкретними задачами геофізичних досліджень були:

- визначення ймовірності розвитку зсуву на схилі ділянки проектної траси газопроводу;
- визначення розмірів зсувного тіла в плані;

- визначення положення поверхні ковзання зсуву;
- встановлення факту наявності розгрізку зсуву або подальшого його розвитку.

Польові роботи виконувались на схилі, через який планується прокладка нової траси газопроводу "Союз" в районі річки Берестової Харківської області Красноградського району с. Леб'яже, по п'яти профілях з кроком 25×25 м.

Геофізичні дослідження, що виконані на ділянці, включали комплекс наступних методів:

- вертикальне електричне зондування (ВЕЗ);
- метод природного імпульсного електромагнітного поля Землі (ПІЕМПЗ);
- метод природного електричного поля (ПЕП).

Метод ВЕЗ виконано з метою диференціації гірських порід по вертикалі за параметром електричного опору. Пласти, що мають низький електричний опір, звичайно представлені глинами, з ними пов'язані поверхні (джеркала) ковзання.

На рис. 4 представлено літологічний розріз з нанесеними найбільш ймовірними поверхнями ковзання, в якому за основу взято результати буріння. Проте цей розріз скоректовано за даними ВЕЗ.

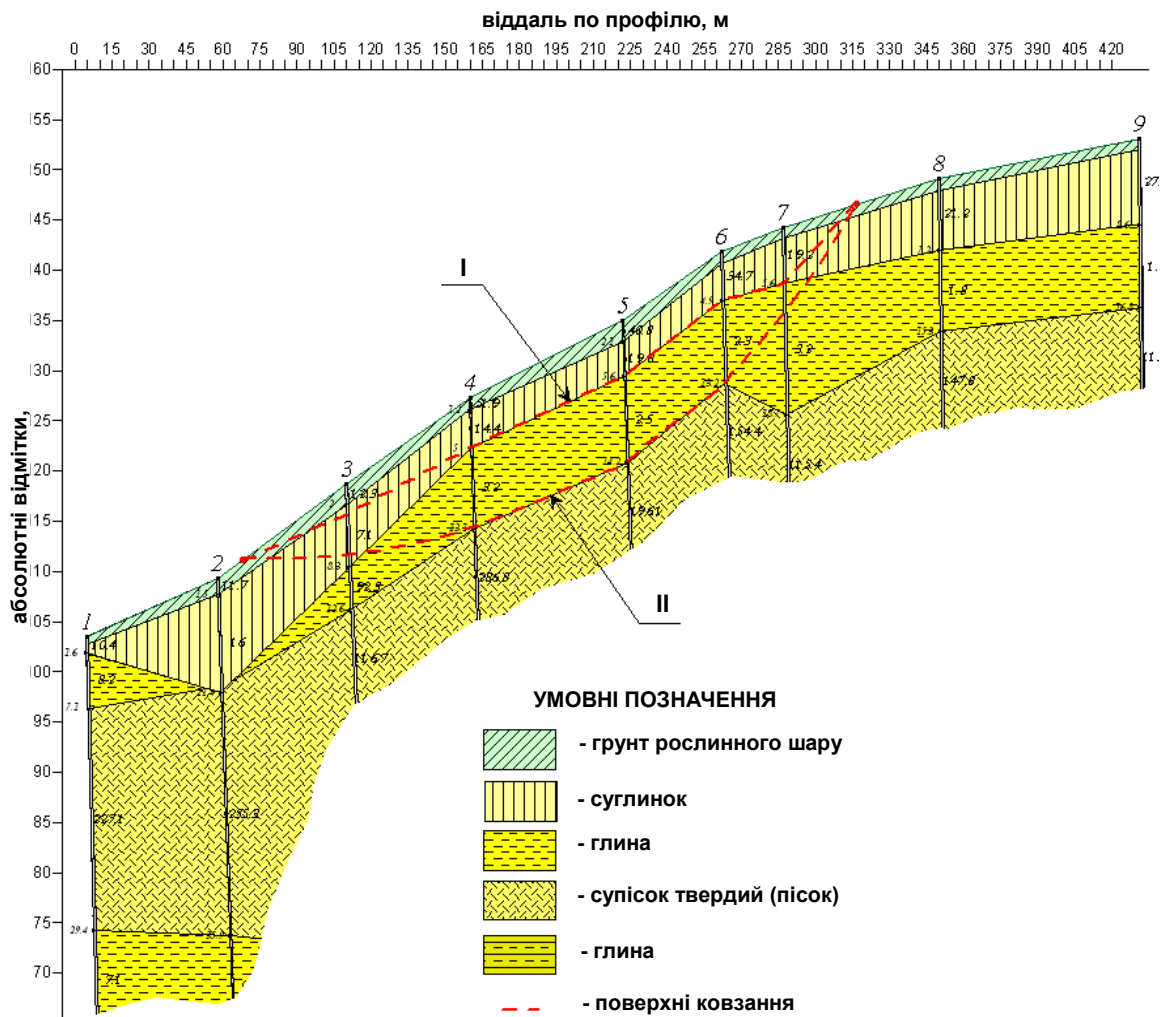


Рис. 4. Літологічний розріз за даними ВЕЗ

Аналіз ВЕЗ свідчить про те, що правильним є визначення типу зсуву та поверхні ковзання по покрівлі глин із зазначенням того, що дана поверхня може бути і вище (рис. 4). Проте, наявна ситуація, аналіз зсувних процесів на аналогічних за геологічною будовою територіях, а також аналіз інженерно-геологічних властивостей не дозволяє повністю виключити варіант наявності круглоциліндричної поверхні ковзання, яка розповсюджується в глини.

За даними ВЕЗ розріз слід розглядати наступний (зверху вниз): рослинний шар, суглинок, глина, супісок (або в окремих місцях пісок), глина. Поверхня ковзання зсуву можлива або по покрівлі глин, або по покрівлі супіска. Можливий складний зсув з двома поверхнями ковзання.

Аналіз карт інтенсивності ПІЕМПЗ свідчить про наявність розвантаженої зони в межах пікетів ПІЕМПЗ – 60÷320 по лінії проектної траси (пікет 50 по вісі абсцис). Ця зона розвантаження пов'язується, імовірно, із давнім або новим, таким, що породжується, зсувом. Слід відмітити, що границі цього зсувного тіла в межах точності спостереження ( $\pm 10$ м) майже повністю співпадає з границями можливого зсувного тіла, які виділено на інженерно-геологічному розрізі. Таким чином, дані ПІЕМПЗ повністю узгоджуються з попередніми дослідженнями. Додатна аномалія в лівій нижній частині планшета тягнє до існуючого зсуву і свідчить про можливість його подальшого локального розвитку в цьому напрямку.

За даними ПЕП в суху погоду основний фільтраційний потік концентрується на флангах існуючого зсуву, а

при значному зволоженні – на схилі балки. Для проектно-ї ділянки підземні фільтраційні потоки не відмічено.

В результаті комплексної інтегрованої інтерпретації на території ділянки виділено п'ять аномалій (рис. 5).

Аномалії №1 та №3 зумовлені збільшенням значень поля ПЕП (10-20 мВ) та напруженості поля ПІЕМПЗ, виміряної вздовж схилу (2-2.6 імп/с), та невеликими значеннями опору (до 20 Ом·м). Рівень критерію зсуво-небезпечності  $P$  високий і дорівнює 0.7–0.9. Аномалії тяжіють до існуючого зсуву.

Аномалії №2, №4, №5 спровоковані, в основному, двома параметрами, а саме, потенціалом природного поля  $U$  (15-20 мВ) та питомим опором порід  $\rho$  (10-30 Ом·м). Максимальний рівень  $P = 0.9$ . Аномалія 2 локальна, тому не відіграє суттєвої ролі. Аномалії 4, 5 пов'язані одночасово із зміною  $U$  та  $\rho$ , тому пояснюються збільшенням зволоженості нижньої частини схилу, оберненою до балки.

За результатами комплексної інтерпретації імовірність розвитку зсуву на ділянці газопроводу (при його відсутності) є малою (до 0,3-0,4), тому з цієї точки зору схил є стійким.

Розрахунок стійкості схилу по трасі проектного газопроводу з урахуванням результатів геофізичних досліджень проведено для 6 варіантів з урахуванням наявності або відсутності на схилі труби при двох поверхнях ковзання: по покрівлі глин та по їх підшві (тобто по покрівлі супіску).

Результати розрахунку коефіцієнтів стійкості схилу наведено в таблиці 3.

Аналізуючи таблицю 3, можна зробити наступні висновки:

1) найменшим (1.7) є коефіцієнт стійкості при проведенні поверхні ковзання по покрівлі супіску, що підтверджує правильність розгляду цього варіанту.

2) в інших варіантах стійкість дуже велика:  $\eta = 2.7 - 2.85$ ;

3) зважаючи на висновки 1) і 2), оптимальним слід вважати прийняття проектне рішення переносу траси газопроводу із плануванням поверхні (зняття рослинного шару та шару суглинку), що забезпечить необхідну стійкість схилу для будь-якого варіанту існування гіпотетичної поверхні ковзання.

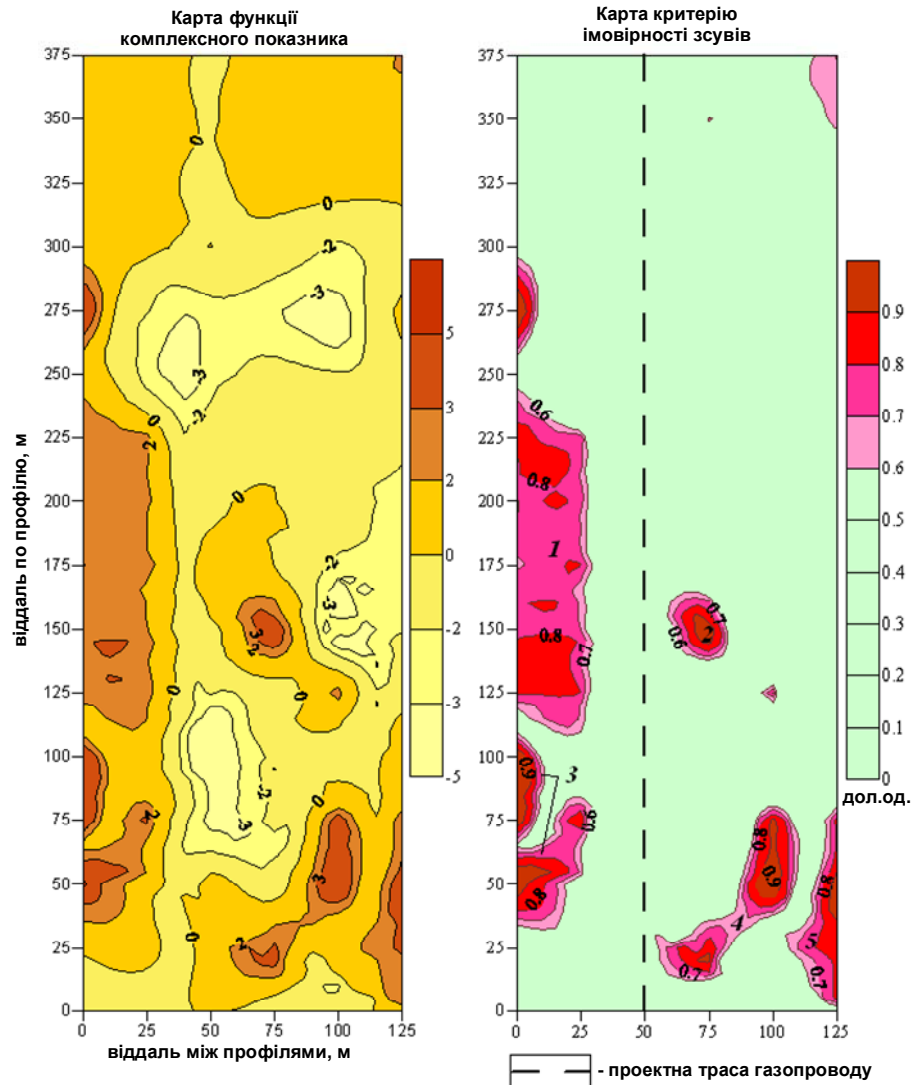


Рис. 5. Карті результатів комплексної інтегрованої обробки ефективних геофізичних параметрів

Таблиця 3

Узагальнена таблиця значення коефіцієнтів стійкості схилу

| Варіант розрахунку | Фізичний зміст поверхні ковзання                                                                                                                          | Довжина поверхні ковзання, м | Форма поверхні ковзання | Максимальна глибина поверхні ковзання | Коефіцієнт стійкості $\eta$ |
|--------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|-------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
| I                  | Поверхня ковзання I проходить по покрівлі глини (рис. 4)                                                                                                  | 249                          | плоско-ступінчаста      | 5.6                                   | 2.8                         |
| II                 | Поверхня ковзання I проходить по покрівлі глини. Враховано вагу проектного газопроводу (рис. 4)                                                           | 196                          | плоско-ступінчаста      | 5.6                                   | 2.77                        |
| III                | Поверхня ковзання II проходить по покрівлі супіску (рис. 4)                                                                                               | 217                          | кругло-циліндрична      | 14.2                                  | 1.72                        |
| IV                 | Поверхня ковзання II проходить по покрівлі супіску. Враховано вагу проектного газопроводу (рис. 4)                                                        | 204.7                        | кругло-циліндрична      | 14.2                                  | 1.77                        |
| V                  | Поверхня ковзання II проходить по покрівлі супіску. Шар рослинного ґрунту та суглинку знято до глибини 7м (рис. 4)                                        | 159                          | кругло-циліндрична      | 7.5                                   | 2.85                        |
| VI                 | Поверхня ковзання II проходить по покрівлі супіску. Шар рослинного ґрунту та суглинку знято до глибини 7м. Враховано вагу проектного газопроводу (рис. 4) | 159                          | кругло-циліндрична      | 7.5                                   | 2.7                         |

1. Кузьменко Е.Д., Крив'юк І.В., Вдовина О.П. та ін. Розробка методики прогнозування зсувів із застосуванням геофізичних методів/ Звіт про науково-дослідну роботу. – Івано-Франківськ: Ін-т проблем надійності газонафтопроводів, 2007. – 178 с. 2. Маслов Н.Н. Механика грунтов в практике строительства. – М.: Стройиздат, 1977. – 230 с. 3. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. – Л.: Недра, 1977. 4. Маслов Н.Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов. – М.: Высшая школа, 1982. 5. Ніщук В.С. Інженерний захист та освоєння території. Довідник. – К.: Основа, 2000. 6. Демчишин М.Г. Современная динамика склонов на территории Украины. – К.: Наукова думка, 1992. 7. Кузьменко Е.Д., Пилипенко А.А.,

Крив'юк І.В. та ін. Моніторинг лінійної частини магістрального газопроводу на предмет ризику небезпечних геологічних процесів в межах Сторожинецької ділянки/ Звіт про науково-дослідну роботу. – Івано-Франківськ: НДІ гідрогеології, інженерної геології та екогеології, 2007. – 68 с. 8. Кузьменко Е.Д., Штогарин М.В., Крив'юк І.В. та ін. Винос магістрального газопроводу "Союз" зі зсувонебезпечної ділянки на кілометр 1532-1535. Геолого-геофізичне обстеження ділянки газопроводу в районі зсуву/ Звіт про науково-дослідну роботу. – Івано-Франківськ: ТЗОВ Нафтогазовий науково-технологічний парк, 2008. – 53 с.

Надійшла до редколегії 22.05.08

УДК 552.53-552.2

Ю. Онанко, асп.

## АКУСТИЧНА ЕМІСІЯ В КВАРЦИТІ КРИВОРІЗЬКОЇ НАДГЛИБОКОЇ СВЕРДЛОВИНИ ТА ПІСКОВИКУ ПРИ ТЕРМІЧНОМУ ВПЛИВІ

*Досліджено ефекти акустичної емісії, що виникає під впливом термомеханічних напруг у кварциті. Виявлено імпульси пружних хвиль від мікротріщин-емітентів, які, вірогідно, зв'язані із існуванням пружної рівноваги в кварциті.*

*Effects of acoustic emission under thermal-mechanical strains in quartzite are investigated. Elastic waves pulses are discovered from micro fractures that of probably connected with elastic balance in quartzite.*

Геологічна структура пісковику, особливості термічного ініціюючого впливу визначають динаміку процесу локальної перебудови і тип акустичної емісії (АЕ). Основними джерелами АЕ є залишкові механічні напруги на границях розділу, міжзернові процеси тертя, утворення тріщин, двійникування кристалічної решітки, фазові перетворення. Для виникнення АЕ потрібна ініціююча АЕ зовнішня сила, що за рахунок фізичних механізмів, призводить до надлишкових локальних деформацій гірської породи. Тензорні поля геофізичних параметрів геологічного середовища та характеристики його напружено-деформованого стану представляють собою випадкові поля. Структура гірської породи, її фізичні властивості, особливості термічного ініціюючого впливу визначають динаміку процесу локальної перебудови і тип АЕ – дискретна чи неперервна.

Дана робота присвячена вивченню динаміки неоднорідного термального впливу створеного потужним імпульсним наносекундним лазером у дисперсних твердих тілах, зокрема у кристалічних гірських породах – кварцитах Криворізької надглибокої свердловини (КНГС). В якості об'єкту досліджень обрані кварцити КНГС з глибини  $h \approx 2300$  м, які зазнали інтенсивних динамометаморфізуючих процесів, що привело до утворення системи тріщин L-типу. В текстурному малюнку досліджуваного крупнозернистого пісковику спостерігається перехід від брекчіювання до часткової мілонітизації та філонітизації. Розмір пор у крупнозернистому пісковику був  $d \approx 50$  мкм. Поверхня крупнозернистого пісковику була сильно неоднорідна за коефіцієнтом поглинання для випромінювання лазера.

Загальне підсилення реєструючої апаратури на основі спеціалізованого акустоемісійного приладу АФ-15

було 60-70 дБ. Потужність імпульсу рубінового лазера  $I \approx 300$  МВт/см<sup>2</sup>. Тривалість дії імпульсу рубінового лазера  $\tau \approx 20$  нсек з довжиною хвилі  $\lambda = 694$  нм. Площа лазерної плями була  $S_0 \approx 1 \times 1$  мм<sup>2</sup>.

Створений рубіновим лазером короточасний термічний вплив на пісковику призвів до локального розплаву поверхні. Після припинення дії лазерного випромінювання застигання розплаву почалося саме з поверхні (найтефективніший тепловідвід), а розширена (розплавлена) нижня частина кратеру створила додаткові стискаючі механічні напруги, що "втягують" центральну частину поверхні кратеру в глибину пісковику. При опроміненні протилежних сторін кварциту амплітуда акустичного відгуку значно відрізнялася, як наслідок тонкошаруватості текстури кварциту і наявності анізотропії пружних характеристик. Причинами цього могли бути значна анізотропність кварциту та крупнозернистого пісковику вздовж вісі лазерного променя.

На рис. 1а наведена фотографія акустичного відгуку при опроміненні рубіновим лазером інтенсивністю  $I \approx 300$  МВт/см<sup>2</sup> в крупнозернистий пісковику № 27959, що супроводжувалось створенням неоднорідних термомеханічних напруг з проплавом кратеру та викидом на поверхню зразка розплаву. Співставлення акустичного відгуку в крупнозернистому пісковику, зображеному на рис. 1а, з часовим терміном дії імпульсу рубінового лазера інтенсивністю  $I \approx 300$  МВт/см<sup>2</sup>, зображеному на рис. 1б, та розмірами зразка вказують на формування 2-го та 3-го "максимумів" (накладених в часі імпульсів) через механізм АЕ, оскільки часові затримки їх появи та довжина кінцевого сформованого імпульсу не можуть бути пояснені в рамках фототермопружного механізму.

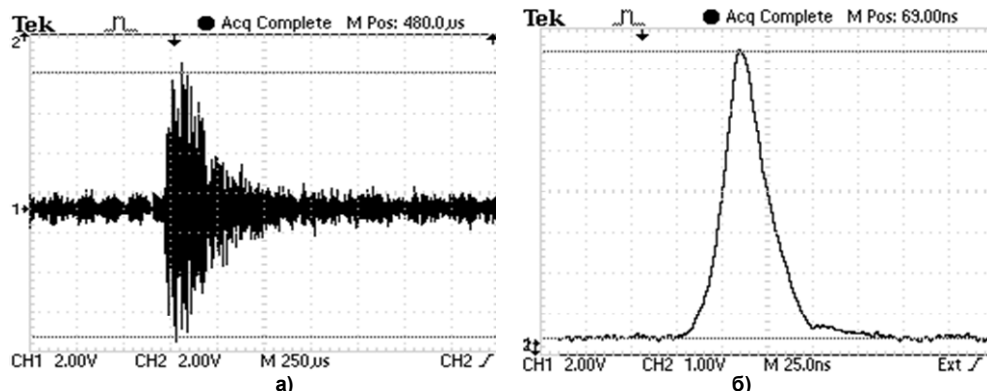


Рис. 1. а) Опромінення в крупнозернистий пісковику лазером інтенсивністю  $I \approx 300$  МВт/см<sup>2</sup>; 2 В/под, 250 мкс/под; б) Тривалість дії імпульсу рубінового лазера  $\tau \approx 20$  нс з довжиною хвилі  $\lambda = 694$  нм



На рис. 2а зображена поверхня крупнозернистого пісковику після лазерного опромінення. На рис. 2б наведена осцилограма сигналу в крупнозернистому пісковику. Глибина кратеру проплаву  $\Delta h$  при сталій потужності і часі опромінення лазером лімітована локальною теплопровідністю та встановленням "тимчасово-рівноважного" розподілу градієнтів температур  $\Delta T$  перпендикулярних до вісі кратеру та вздовж неї. Глибина проплавлення на рис. 2а оцінена  $\Delta h \approx 10$  мкм. Це відповідає наближенню, що ширина стимулюючого імпульсу більша ніж глибина кратера, який утворюється під дією цього імпульсу, а сам імпульс не має вираженої поперечної структури. В цьому випадку динаміка тиску (в залежності від часу) наступна: на початку руйнування тиск швидко зростає, а по завершенню дії імпульсу зменшується миттєво на величину створеного лазером світлового тиску. Далі зменшення тиску стає більш повільним, для наносекундних часів впливу лазера важлива поява акустичного відгуку АЕ в часовому діапазоні  $t \approx 200$  мікросекунд.

Важливим є правильне визначення можливих механізмів АЕ при описаних вище процесах. Послідовність в

часі є наступна – 1) АЕ при розплаві поверхні пісковику - фазовий перехід тверда-рідка фаза, 2) АЕ при застиганні розплаву - фазовий перехід рідка-тверда фаза, 3) АЕ при тріщиноутворенні. Процесами при фазових переходах тверда фаза-газ та газ-тверда фаза через відносно "довгий" - наносекундний імпульс лазера можна знехтувати.

За умов експерименту фазові переходи відбуваються достатньо швидко - за час, що може бути порівняний з часом лазерного впливу  $t \approx 20$  нс на рис. 1б, вірогідно, що формування "акустоemisійної частини" акустичного відгуку пов'язано саме із тріщиноутворенням. Підхід до АЕ як до емісії двох типів – дискретної (високоенергетичної) та неперервної (низькоенергетичної) нівелюється для випадків, коли часові довжини окремих активів АЕ перевищують час проходження хвилі по зразку  $t$ , а лінійні довжини цугів хвиль  $\lambda$  – лінійні розміри породи  $L$ . Цьому на рис. 1а спостерігаються "накладені" імпульси високоенергетичної дискретної АЕ з великим часом загасання, сформовані в суттєво різні моменти часу від різних джерел АЕ.

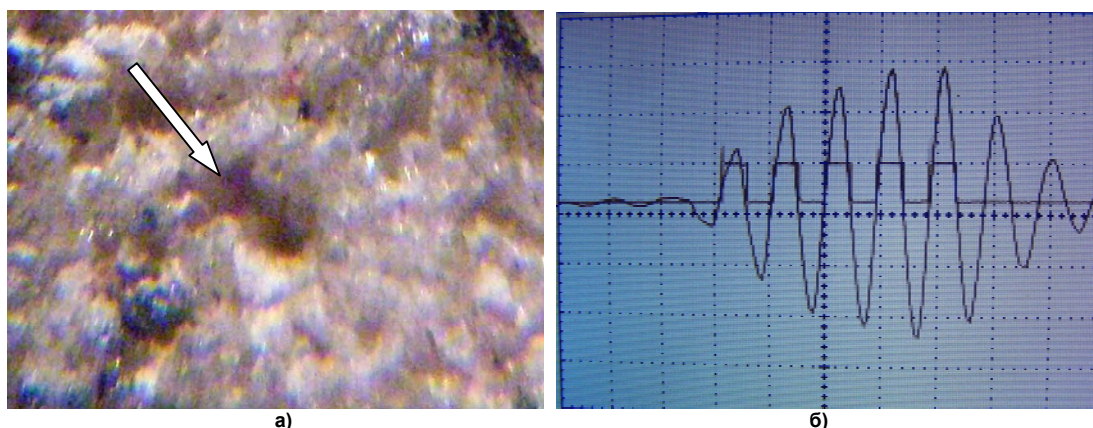


Рис. 2. а) Поверхня крупнозернистого пісковику після лазерного опромінення (х 250); б) Осцилограма сигналу в крупнозернистому пісковику з блоку перетворювача

Виміряна в імпульсному режимі усереднена групова швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль в крупнозернистому пісковику була  $v_{11} = 0,029$  м/8.23 мкс " 3520 м/с, поперечних хвиль  $v_{\perp} = 2300$  м/с. Враховуючи величину об'ємної густини  $\rho = 2,56 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, визначено модуль пружності  $E = 31,72$  ГПа та модуль зсуву  $G = 13,54$  ГПа крупнозернистого пісковику.

Динамічний та динамотермальний метаморфізм, що накладається на породу, приводить до структурно-механічного перетворення її при різних рівнях тиску та температур в анізотропійних полях напружень  $\sigma_i$ . При температурі  $T > 870$  К руйнування зерен відбувається шляхом плавної необмеженої течії, при  $T \approx 870$  К та  $P \approx 10$  кБар міжзернові тріщини перестають виникати. При температурі  $T < 670$  К при тисках  $P \approx 2$  кБар формується розгалужена сітка тонких тріщин, що поступово концентруються в смуги, розвиток яких закінчується утворенням в їх площині магістральних тріщин. При більш високих тисках  $P$  сухе тертя на порядок вище міцності  $\sigma_m$ , тому магістральні тріщини являють собою площини суцільного руйнування.

Співставлення акустичного відгуку в кварциті, зображеному на рис.3а, з часовим терміном дії імпульсу рубінового лазера інтенсивністю  $I \approx 300$  МВт/см<sup>2</sup>, зображеному на рис.1б, та розмірами зразка вказують на імовірне формування 2-го та 3-го "максимумів" (накладених в часі імпульсів) через механізм АЕ, оскільки часові затримки їх появи та довжина кінцевого сформованого імпульсу не можуть бути пояснені в рамках фототермопружного механізму. Швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль в квар-

циті була  $v_{11} = 0,028$  м/5.2 мкс " 5390 м/с. Модуль пружності кварциту КНГС  $E = 79,46$  ГПа, абсолютне значення  $E$  найбільше в напрямках, вздовж яких концентрація орієнтованих тріщин є найменшою.

На рис.3б наведена поверхня плагіогранітогенейса після лазерного опромінення (х250), на якій видно різницю в тріщиноутворенні від інтенсивності прикладених динамотермальних напруг  $\sigma_i$ . При інтенсивності лазерного опромінення  $I \approx 1500$  МВт/см<sup>2</sup> (1) відбувається інтенсивне тріщиноутворення смугового напрямку, при інтенсивності лазерного опромінення  $I \approx 300$  МВт/см<sup>2</sup> (2) утворюється лише слабка система тріщин, локалізована в межах окремого мінерального зерна.

На рис. 3в наведена поверхня кварциту після лазерного опромінення. Неоднорідний короточасний термічний вплив з розплавом поверхні в роботі був створений рубіновим лазером. Даний процес за набором часових фаз імітує "виверження вулкану". Відмінність полягає в тому, що розплав шахти відбувається з поверхні, а не з середини зразка. Тим не менш, після припинення дії лазерного випромінювання застигання розплаву починається саме з поверхні (найефективніший тепловідвід), а розширена (розплавлена) нижня частина шахти створює додаткові стискаючі механічні напруги, що "втягують" центральну частину поверхні шахти вглиб зразка при застиганні.

Складна форма зареєстрованого акустичного відгуку вказує на кілька діючих одночасно, або по чергово в часі механізмів трансформації неоднорідного термічного впливу в механічні хвилі напруг (акустичні хвилі).

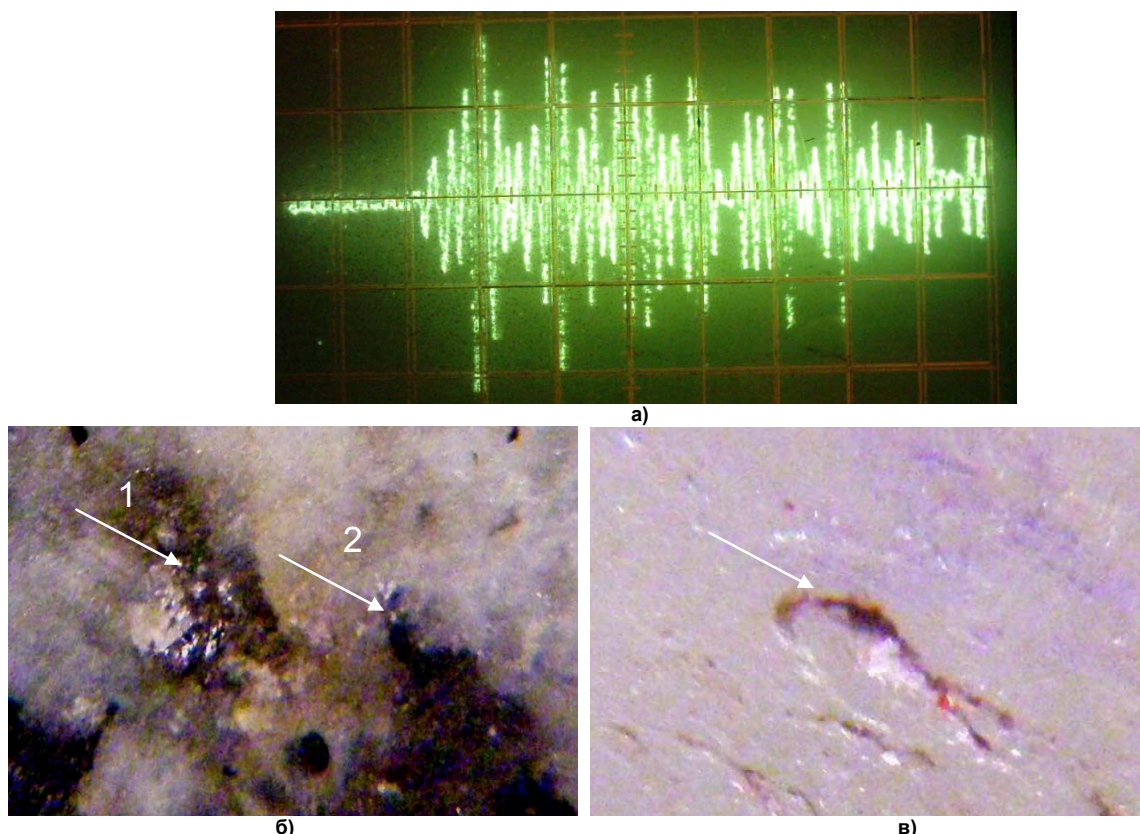


Рис. 3. а) Опромінення в кварцит рубіновим лазером; 1 В/под, 10 мкс/под; б) Поверхня плагіогранітої після лазерного опромінення (x250); в) Поверхня кварциту після лазерного опромінення (x 250)

За умов експерименту фазові переходи відбуваються достатньо швидко - за час, що може бути порівняний з часом лазерного впливу  $\tau \approx 20$  нс (рис. 1б), вірогідно, що формування "акустоємисійної частини" акустичного відгуку пов'язано саме із тріщиноутворенням. Підхід до АЕ як до емісії двох типів - дискретної (високоенергетичної) та неперервної (низькоенергетичної) нівелюється для випадків, коли часові довжини окремих актів АЕ перевищують час проходження хвилі по зразку  $t$ , а лінійні довжини цугів хвиль  $\lambda$  перевищують лінійні розміри породи  $L$ . Тому на рис. 1а спостерігаються "накладені" імпульси високоенергетичної дискретної АЕ з великим часом загасання, сформовані в суттєво різні моменти часу від різних джерел АЕ.

Своєрідністю спектру АЕ кварциту є, на відміну від зцементованих осадових порід із гранулярною пористі-

стю, з одного боку, та магматичних порід з низькою первинною пористістю, з іншого, наявність багатьох вторинних максимумів. Їх присутність свідчить як про розмаїття речовинного складу і структури породи, того чи іншого набору аллотигенних і аутигенних мінералів, складу цементу, текстурних особливостей, так і передає, певною мірою, характер перебігу діа- і катагенетичних процесів.

З огляду на велику інформаційну насиченість щодо генезису кварцитів особливості прояву АЕ є важливими для розвитку теорії деформації геологічного середовища, утворення і розповсюдження тріщин, тому необхідні для фізичного обґрунтування використання методу АЕ для здійснення неруйнівного контролю структури кварциту та зцементованих осадових порід із гранулярною пористістю.

Надійшла до редколегії 12.05.08

## ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 528.88::528.854.2

А. Макаренко, асп.

### МОНІТОРИНГ РОЗВИТКУ ПІДТОПЛЕНЬ У ХЕРСОНСЬКІЙ ОБЛАСТІ ЗА ДАНИМИ ДИСТАНЦІЙНОГО ЗОНДУВАННЯ ЗЕМЛІ

У даній статті розглядається обробка даних дистанційного зондування Землі при моніторингу підтоплень у Херсонській області. Зокрема шляхи синтезування зображень із окремо оброблених каналів та подальша класифікація синтезованого зображення.

This article is devoted to processing of data of remote sensitive at research of waterlogging in the Kherson area. Namely to ways of synthesizing of the image from separately processed bands and the further classification of resulting images.

Такі процеси, як підтоплення земель ґрунтовими водами, повені завдають дуже великої шкоди господарській діяльності людини та навколишньому середовищу. Розвиток цих процесів на забудованих територіях призводить до обводнення та просядок з подальшим руй-

нуванням жилих, громадських та промислових будинків і споруд, періодичного або постійного замочування та корозії підземних комунікацій, руйнування доріг та інших об'єктів інженерної інфраструктури [1].

Причинами, що спричиняють підтоплення у Херсонській області є:

**Антропогенні фактори:**

- зрощення сільськогосподарських угідь, експлуатація крупних гідромеліоративних споруд без дотримання умов експлуатації, їх застарілість;
- зростання споживання води населенням у сільських населених пунктах, де, внаслідок недостатньо облаштованої системи дренажу утворюються локальні підвищення рівня ґрунтових вод;
- відсутність зливової каналізації, втрати водопровідно-каналізаційної мережі, неналежний догляд за дренажними системами;
- розширення площ під забудови, прокладка залізничних та автодоріг з порушеннями будівельних норм і правил, через які порушується водний баланс території.

**Природні фактори:**

- підвищення останніми роками кількості атмосферних опадів. В останні десятиліття середньорічна кількість опадів в Україні зросла в середньому на 20–80 міліметрів. Якщо цю кількість опадів перерахувати на всю площу, то маємо в звичайні сухі роки додаткове надходження на нашу територію від 10 до 20 млрд метрів кубічних, а у вологі роки 75–100 млрд кубометрів води.
- територія області є недостатньо дренажною (на території відсутні глибокі річкові долини) і має не має нахилу у бік моря, що ускладнює стік;
- також на території присутня велика кількість подів (безстічних западин, глибиною 10–20 м при діаметрі у декілька кілометрів). На їх дні у результаті стоку вод утворюються заболочені солонці.

Моніторинг такого явища як підтоплення може проводитися різними засобами, але одним із найефективніших є дистанційне зондування Землі (ДЗЗ). Воно полягає у дослідженні знімків земної поверхні, зроблених з літальних космічних апаратів у різних спектральних діапазонах. Для моніторингу підтоплення найбільш ефективним способом проведення дистанційного зондування є пасивне зондування, що полягає у реєстрації сонячної енергії, відбитої від денної поверхні Землі [2]. Оскільки Сонце випромінює енергію у широкому спектрі довжин хвиль, то спектральний діапазон зйомки, відповідно, може змінюватись від ультрафіолетового до інфрачервоного випромінювання (ІЧ).

Фізичною основою ДЗЗ є різна відбиваюча здатність різних видів земної поверхні у кожному спектральному діапазоні зареєстрованих хвиль. Зокрема залежність відбиваючої здатності води (поверхні водоймищ) від довжини хвиль виглядає наступним чином – чим більша довжина хвилі, тим менше відбиття і, відповідно, тим більшим є поглинання. Тобто інфрачервоні хвилі майже повністю поглинаються водою. І тому на знімках, зроблених у цьому діапазоні, підтоплені ґрунти виглядатимуть тим темніше, чим більш вони зволожені. Найтемніше виглядатимуть відкриті водні поверхні.

Загалом, космічний знімок являє собою двовимірну матрицю [5], кожний елемент (піксел) якої характеризується вектором ознак  $X = \{X_1, X_2, \dots, X_L\}$ , компонентами

якого виступають значення інтенсивності відбитої енергії, зареєстрованої на різних спектральних каналах. Кількість компонент цього вектора  $L$  (його довжина) може бути різною і визначається кількістю дискретних каналів, у яких проводиться зйомка.

При візуалізації космічних знімків на екрані монітору [5], можна переглядати кожний канал окремо у кольоровій моделі Gray Scale (відтінки сірого). Тоді зареєстрована інтенсивність відбитого світла пропорційно переводиться в яскравість пікселя монітора (з повним діапазоном  $0 \div 255$ , за умови що зображення є восьми бітним). Малій відбиваючій здатності земної поверхні пропорційно відповідає мала яскравість зображення і навпаки.

Щоб синтезувати кольорове зображення, необхідно поставити у відповідність каналам кольорової схеми монітору (зазвичай це RGB-схема) спектральні канали космічних знімків (відзнятих оптичною системою супутника), яких, до речі, може бути більше трьох. При цьому зовсім не обов'язково результуюче зображення земної поверхні на моніторі виглядатиме у тих природних кольорах, до яких ми звикли.

Наприклад, для супутника МЕТЕОР-3М (див. табл. 1), якщо червоному каналу монітора призначено червоний канал, відзнятий супутником (довжина хвилі 0,61–0,69 мкм), зеленому – зелений (0,5–0,59 мкм), а блакитному – ближній ІЧ (0,81–0,9 мкм), то відкриті водні поверхні та підтоплені території матимуть велику кількість кольорових варіацій при візуалізації знімків. Взагалі існує можливість вираження підтоплення трьома основними кольорами (червоний, зелений, синій), та чотирма вторинними, утвореними від змішування первинних (чорний, пурпурний, жовтий та бірюзовий). Але оскільки, як описано вище, блакитному каналу монітора був призначений ІЧ канал, то яскравість підтоплених територій при відображенні на моніторі примуватиме до нуля (до чорного кольору), а їх колір визначатиметься кольором двох інших основних каналів – червоним і зеленим, та їхніми вторинними кольорами – жовтим та чорним. У цьому полягає неоднозначність кольорового представлення космознімків.

Тому основною задачею при попередньому аналізі та обробці космічних знімків, є підбір такої комбінації спектральних каналів, щоб підтоплені ділянки місцевості виділялися якомога однозначніше, і при цьому можна було до синтезованих каналів застосовувати різні математичні операції [4] з метою покращення ознак дешифрування.

Для дослідження було обрано знімки, зроблені двома супутниками, російським "Метеор-3М" та американським "LANDSAT-7", тому що обидва, окрім видимого, також проводять зйомку у ІЧ діапазоні. Перелік спектральних каналів (діапазонів), що реєструються цими супутниками, та інші характеристики наведені у таблиці 1.

Використовуючи властивість води змінювати відбиваючу здатність у залежності від довжини хвилі, та аналізуючи різні комбінації каналів, їхнє взаємне співвідношення, було знайдено таку комбінацію каналів, при якій підтоплені ділянки виділятимуться більш однозначно (див таб.2).

Таблиця 1

Космічні знімки, використані для досліджень динаміки підтоплення у Херсонській області

| Космічний апарат | Скануючий прилад | Спектральні діапазони, мкм                                                                      | Просторове розрізнення, м | Дата зйомки | Погодні умови        |
|------------------|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|-------------|----------------------|
| "МЕТЕОР-3М"      | "МСУ-Э"          | 0,50 ÷ 0,59<br>0,61 ÷ 0,69<br>0,81 ÷ 0,90                                                       | 32                        | 21.06.2002  | Після зливових дощів |
| "LANDSAT – 7"    | "ETM +"          | 0,45 ÷ 0,52, 0,53 ÷ 0,61<br>0,63 ÷ 0,69, 0,75 ÷ 0,90<br>1,55 ÷ 1,75, 10,4 ÷ 12,5<br>2,08 ÷ 2,35 | 30                        | 31.06.2006  | Сухо, спекотно       |



Таблиця 2

Співставлення спектральних каналів космічного зображення  
з кольоровою RGB-схемою при синтезуванні кольорового зображення

| Космічний апарат, яким зроблено знімок | Канали монітору | Спектральні діапазони, мкм   |
|----------------------------------------|-----------------|------------------------------|
| "METEOP-3M"                            | Red             | 0,61÷ 0,69                   |
|                                        | Green           | 0,81÷ 0,90                   |
|                                        | Blue            | (0,61÷ 0,69)*(0,81÷ 0,90)    |
| "LANDSAT – 7"                          | Red             | (0,75 ÷ 0,90)/(0,53 ÷ 0,61)  |
|                                        | Green           | (0,75 ÷ 0,90)/( 2,08 ÷ 2,35) |
|                                        | Blue            | (0,75 ÷ 0,90)                |

Математичні операції з каналами, наведені у таблиці 2, дозволили у двох каналах із трьох спрямувати колір підтоплення до чорного (до нуля). Тому водні поверхні та підтоплені ґрунти на синтезованих кольорових знімках можуть мати або тільки червоний колір (на зні-

мку, зробленому супутником METEOP-3M, рис.1а), або тільки зелений (на знімку, зробленому супутником LANDSAT-7, рис.1б). І колір є тим темнішим, чим більше насичений водою ґрунт. При такому синтезі значно покращується дешифрування підтоплених територій.

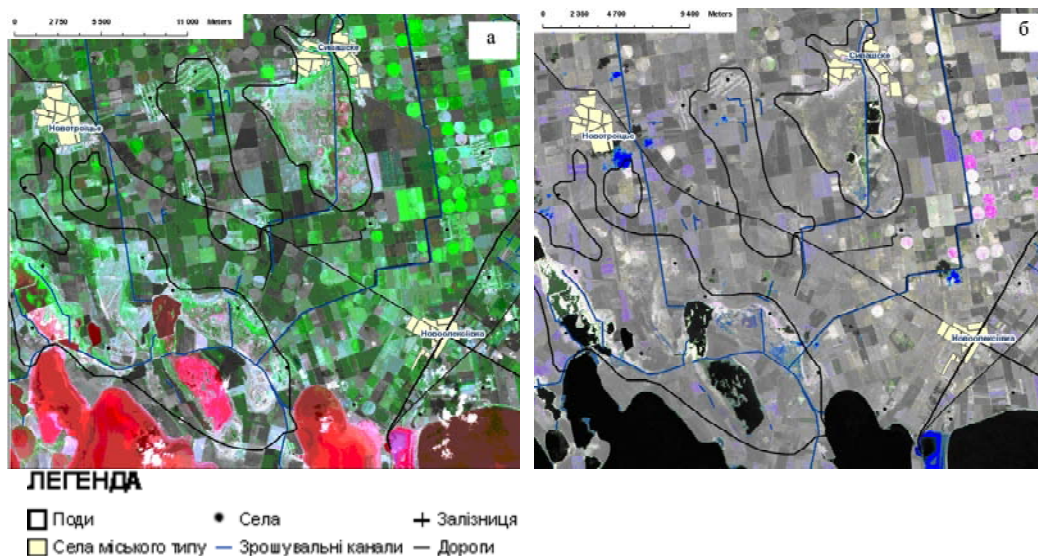


Рис.1. Космічні знімки, синтезовані згідно схеми, наведеної в табл.2:

а) за даними, отриманими супутником METEOP-3M; б) за даними, отриманими супутником LANDSAT

Але при подальшому дослідженні знімків досить важко (майже не можливо) вручну виділити усі ділянки підтоплення та оцінити ступінь підтоплення. Доцільніше використати автоматичну класифікацію. Її можна проводити у різних програмних середовищах, зокрема мною було обрано систему ERDAS IMAGING (компанії Leica Geosystem). У ній існує вбудований модуль для проведення класифікації Clssifeir, в якому реалізовані різні методи класифікації, а також існує можливість самостійного програмування класифікатору.

На вхід класифікатору подається прив'язаний у певній системі координат знімок та файл сигнатур (еталонів) – виділених на зображенні таких місць, які ми точно можемо ідентифікувати.

Еталони підтоплених територій обиралися в межах так званих "подів" (безстічних западин, глибиною 10 – 20 м при діаметрі у декілька кілометрів, див.рис.1) після проведення дослідження геологічних карт четвертинних відкладів. Вибрані первинні еталони потім були уточнені виїздом на місцевість.

За усіма еталонами був створений файл сигнатур, який окрім підтоплених територій включав ще 6 класів – відкриті водні поверхні, хмари, міські забудови, два види сівозмін. Ці класи були вибрані на основі аналізу яскравості та співставлення знімку із топографічною основою.

Подальша класифікація у модулі Clssifeir системи Erdas Imaging проводилась за трьома правилами: мінімальної спектральної відстані, Махаланобіса, максимальної подібності.

#### Правило мінімальної спектральної відстані [1,2]

полягає у розрахунку відстані  $R(\mathbf{M}_k, \mathbf{X})$  у просторі ознак від поточного вектора  $\mathbf{X}$  (вектора, що описує яскравість пікселя, який класифікується) до середнього  $\mathbf{M}$  кожного  $k$ -го еталонного класу і подальшому віднесенні вектора  $\mathbf{X}$  до того класу, для якого обрахована відстань виявилась найменшою. Оскільки усі компоненти векторів мають однаковий фізичний зміст, масштаб і одиниці вимірів, то цілком обґрунтовано для розрахунків можна вибрати евклідову відстань:

$$R(\mathbf{M}_k, \mathbf{X}) = \sqrt{\sum_{i=1}^L (\mathbf{M}_{k,i} - \mathbf{X}_i)^2} \quad (1)$$

де  $L$  – кількість спектральних каналів (вимірність вектора  $\mathbf{X}$ );  $k = \overline{1, S}$ ,  $S$  – кількість еталонних класів.

Значення середнього  $\mathbf{M}$  кожного  $k$ -го еталонного класу визначається за формулою:

$$\mathbf{M}_k = \frac{1}{l_k} \sum_{j=1}^{l_k} \mathbf{X}_j,$$

де  $l_k$  – кількість еталонних векторів  $\mathbf{X}$  у  $k$ -му класі.

У результаті кожен піксел знімку буде віднесений до певного класу за правилом мінімальної відстані. Цей метод не враховує дисперсію об'єктів в межах окремих класів, тому на знімках він погано класифікує такі ділянки, як, наприклад, міські території. І добре – достатньо однорідні ділянки, такі як, наприклад, водні поверхні.

**Правило мінімальної нормалізованої відстані (відстані Махаланобіса)** [1,2]. При застосуванні цього правила класифікатор обчислює так звану відстань Махаланобіса ( $R_M$ ), яка є більш універсальною, оскільки вона передбачає нормування на коваріаційну матрицю об'єктів в межах кожного класу:

$$R_M = (\mathbf{X} - \mathbf{M}_k)^T \cdot \mathbf{C}_k^{-1} \cdot (\mathbf{X} - \mathbf{M}_k) \quad (2)$$

де  $T$  – оператор, що позначає операцію транспонування;  $\mathbf{C}_k$  – коваріаційна матриця елементів  $k$ -го еталонного класу розміру  $L \times L$ .

У результаті піксели приписуються тому класу, махаланобісова відстань до якого є мінімальною. Оскільки тут враховується ступінь розсіювання елементів класу, то цей метод дозволяє добре класифікувати досить "мозаїчні" території (міські території), але натомість він є більш громіздким і повільнішим у розрахунковому відношенні, ніж попередній.

**Правило максимальної правдоподібності** [1,2].

При роботі класифікатора за даним правилом (вирішальним правилом Байєса) використовується інформація про апіорні ймовірності для кожного класу ( $P(A_k)$ ) та про умовні щільності розподілу векторів  $\mathbf{X}$  ( $p(\mathbf{X}|A_k)$ ) – функція щільності розподілу  $\mathbf{X}$  при умові, що  $\mathbf{X}$  відноситься до класу  $A_k$ ). Означена інформація отримується на сукупностях векторів  $\mathbf{X}$ , що належать еталонним полігонам. Тоді апостеріорна ймовірність  $P(A_k|\mathbf{X})$ , яка визначає ймовірність віднесення  $\mathbf{X}$  до класу  $A_k$ , може бути визначена наступним чином:

$$P(A_k|\mathbf{X}) = \frac{P(A_k)p(\mathbf{X}|A_k)}{\sum_{j=1}^S p(\mathbf{X}|A_j)P(A_j)} \quad (3)$$

де  $k = \overline{1, S}$ ,  $S$  – кількість еталонних класів.

Вирішальне правило Байєса полягає у наступному: прийняти рішення про належність поточного вектора  $\mathbf{X}$  до класу  $A_k$ , якщо  $P(A_k|\mathbf{X})$  є максимальним серед усіх обрахованих за формулою 3 значень апостеріорної ймовірності. У байєсовській теорії розв'язків, що є достатньо розробленою та широко висвітленою в літературі, показано, що це правило мінімізує середню ймовірність помилки при прийнятті рішення.

Процес побудови  $p(\mathbf{X}|A_k)$  називається навчанням класифікатора. При цьому використовують параметричний і непараметричний підходи до визначення статистичних характеристик. У першому випадку відомий вид розподілу щільності ймовірності, що, як правило, передбачається нормальним. У другому випадку будують гістограми компонент векторів  $\mathbf{X}$ , які належать еталонному класу, вважаючи при цьому, що гістограма і є дискретно заданою щільністю розподілу  $p(\mathbf{X}|A_k)$ .

Нехай апіорі передбачається, що розподіл спектральних яскравостей пікселів об'єкта на багатозональному знімку підпорядковується нормальному закону. Тоді щільність розподілу випадкового вектора

$\mathbf{X} = \{X_1, X_2, \dots, X_L\}$  у цьому випадку має вигляд

$$p(\mathbf{X}|A_k) = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^L}} \cdot \frac{1}{\sqrt{\det \mathbf{C}_k}} \cdot \exp \left[ -\frac{1}{2} (\mathbf{X} - \mathbf{M}_k)^T \mathbf{C}_k^{-1} (\mathbf{X} - \mathbf{M}_k) \right] \quad (4)$$

де  $L$  – число зон спектру (розмірність вектору ознак, яким охарактеризований кожний піксел знімку);  $\mathbf{M}_k$  та  $\mathbf{C}_k$  – відповідно вектор середніх значень та коваріаційна матриця кожного еталонного класу ( $k = \overline{1, S}$ ,  $S$  – кількість еталонних класів).

Значення параметрів нормального розподілу  $\mathbf{M}_k$  та  $\mathbf{C}_k$  для кожного  $k$ -го класу визначаються по еталонних вибірках  $\mathbf{X}$  за відомими формулами:

$$\mathbf{M}_k = \frac{1}{l_k} \sum_{j=1}^{l_k} \mathbf{X}_j, \quad \mathbf{C}_k = \frac{1}{l_k} \sum_{j=1}^{l_k} (\mathbf{X}_j - \mathbf{M}_k)(\mathbf{X}_j - \mathbf{M}_k)^T, \quad (5)$$

де  $l_k$  – кількість еталонних векторів  $\mathbf{X}$  у  $k$ -му класі.

Метод максимальної правдоподібності відноситься до найбільш точних методів за умови, що вихідні вибірки мають нормальний розподіл.

Усі методи класифікації показали задовільний результат, оскільки виділили підтоплення у контрольних ділянках, які не вносилися до еталонів, але точно було відомо, що вони є підтопленими. У результаті порівняння проведеної класифікації трьома різними способами для двох знімків отримано карту підтоплень Новотроїцького та Геніченського районів Херсонської області (рис.2).

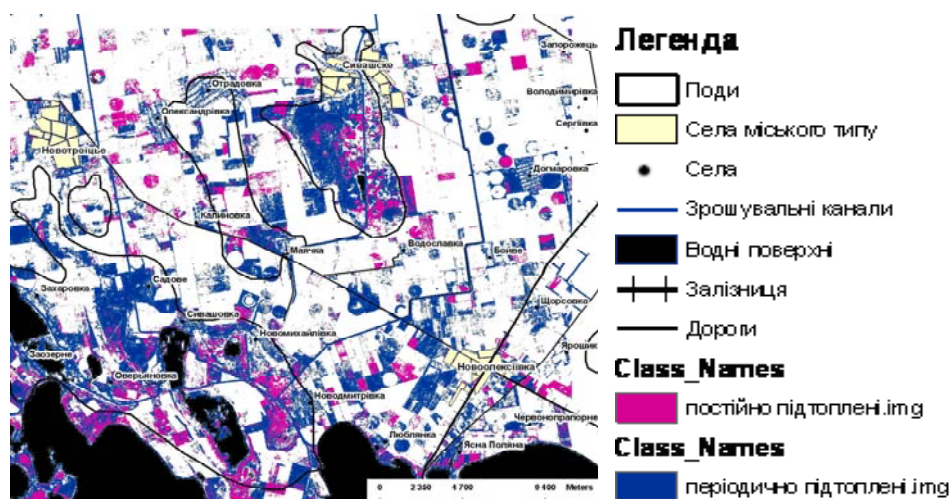


Рис. 2. Карта підтоплень Новотроїцького та Геніченського районів Херсонської області

На рис.2. показані постійно підтоплені території – території, що є підтопленими навіть під час посушливої погоди. Ці результати отримані після класифікації знімку, зробленим супутником "LANDSAT-7", під час посушливого літа (табл. 1). Такі території спостерігаються у найнижчих місцях подових западин, у прибережній зоні та біля розподільчих та зрошувальних каналів.

Періодично підтоплені території, які затоплюються під час зливових дощів, повеней тощо були виділені після класифікації знімку, зробленим супутником "METEOR-3M", після зливових дощів (табл. 1). Вони займають увесь простір подів та більш віддалену прибережну зону.

Загалом описаний вище метод попередньої обробки космічних зображень та їх синтезу дозволяє набагато точніше виділяти підтоплення серед інших об'єктів на знімках.

1. Жуков Н.Н. Вероятностные методы анализа геолого-геофизической информации. – К.: Вища школа, 1975. 2. Лурье И.К., Косиков А.Г. Дистанционное зондирование и географические информационные системы: теория и практика цифровой обработки изображений. – М.: – Научный мир, 2003 – 102с. 3. Парламентські слухання. Актуальні проблеми зрошення, підтоплення та повеней в Україні, 15 лютого 2006 року. <http://www.rada.gov.ua>. 4. Прэтт Э. Цифровая обработка изображений: Пер. с англ. – М.: Мир, 1992, Кн5. – 213с. 5. Rafael C. Gonzalez, Richard E. Woods Digital Image Processing – Prentice-Hall, Inc., 2002. – p. 793. <http://dsp-book.narod.ru/books.html>

Надійшла до редколегії 21.04.08

## ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 624. 131: 551. 3

С. Корнієнко, канд. геол.-мінералог. наук., О. Корбутяк, асп.

### ПРОБЛЕМИ ВПЛИВУ ҐРУНТОВОГО СЕРЕДОВИЩА НА КОРОЗІЮ МАГІСТРАЛЬНИХ ГАЗОПРОВОДІВ УКРАЇНИ

*Проаналізовано стан лінійної частини газотранспортної системи України. Розглянуто процес корозії магістральних газопроводів у ґрунтових умовах. Встановлено, що для газової промисловості проблема захисту від корозії газопроводів є вельми актуальною, оскільки лінійна частина газопровідної системи України є найбільш застарілою у Європі та те, що однією з головних причин аварійних ситуацій є ґрунтова корозія. Рекомендовано використання комплексного методу досліджень, аналітичний розв'язання та експериментальне вивчення в польових і лабораторних умовах, створення багатозмінної моделі ґрунтового середовища, моделювання із застосування комп'ютерного апарату та програмного забезпечення.*

*The state of linear part of the gas-transport system of Ukraine is analyzed. The process of corrosion of main gas pipelines is considered in the ground conditions. It is set that for gas industry a problem of corrosion protection of gas pipelines is very actual, as linear part of the gas pipeline system of Ukraine is most obsolete in Europe and that one of main reasons of emergency situations there is the ground corrosion. The use of complex method of researches, analytical decisions and experimental study, is recommended in the field and laboratory conditions, creation of multivariable model of the ground environment, modeling with computer hardware and software support.*

**Постановка проблеми.** Газотранспортна система України є однією з найпотужніших у світі і тісно пов'язана з системами сусідніх європейських країн – Росії, Білорусі, Польщі, Словаччини, Угорщини, Румунії, Молдови, і через ці країни інтегрована в загальноєвропейську газову мережу. Загальна протяжність газотранспортної системи складає 37,1 тис. км, зокрема, магістральних газопроводів – 22200 км, газопроводів-відгалужень – 14400 км та 72 компресорні станції, 13 підземних сховищ з активним об'ємом газу понад 32 млрд. м<sup>3</sup> і потужну мережу газорозподільних і газовимірювальних станцій. Майже весь обсяг поставок російського газу на експорт, а це близько 85%, здійснюється через територію України. [1,6]

Усвідомлюючи важливість забезпечення Європейського континенту енергоносіями, необхідно приділяти значну увагу підтримці газотранспортної системи на належному технічному рівні. Проблема надійності займає провідне місце в основних міжнародних документах – Європейській Енергетичній Хартії і Європейській Директиві ЄС щодо газу. [2].

Для газової промисловості України проблема захисту від корозії магістральних газопроводів є вельми актуальною, оскільки їх руйнування пов'язано з порушенням забезпечення споживачів газом, втратою транспортних продуктів, завданням великих матеріальних збитків та екологічної шкоди довкіллю, а враховуючи специфіку галузі, може стати і причиною пожеж, вибухів, виходу з ладу та знешкодження коштовного обладнання, травмування та загибелі людей [1].

Згідно даних ВАТ ІВП "ВНІПІТРАНСГАЗ" лінійна частина газопровідної системи України є найбільш застарілою в Європі. Так 40% газопроводів експлуатуються більше 20 років; 29% - понад 30 років; 30% – 35-50 років та 0,1% понад 50 років. За результатами виконаного ВАТ ІВП "ВНІПІТРАНСГАЗ" аналізу аварійності газопроводів за період з 1965 по 1990 р. було встановлено, що головними причинами аварій були дефекти зварювання – 27,5%, корозія – 26,8%, заводський брак – 19,7%, механічні пошкодження – 16,4% та інше – 9,6% [7].

Забезпечення безпечної експлуатації трубопроводів багато в чому є проблемою підвищення їхньої надійності та довговічності і є складним комплексним завданням, що містить у собі рішення технічних, технологічних, економічних й організаційних аспектів. Незважаючи на те, що цій проблемі присвячені численні дослідження вітчизняних і закордонних авторів, у цей час вона ще повністю не вирішена й багато питань залишаються відкритими. [8].

Вивчення умов експлуатації трубопроводів й аналіз існуючих способів підвищення їхньої довговічності в умовах впливу ґрунтової корозії показує, що, незважаючи на застосування різних заходів, кількість аварій трубопроводів через корозію становить по галузі порядку 2% від їхньої загальної кількості [2]. Слід зазначити, що більшість трубопроводів, які піддаються інтенсивному використанню, експлуатуються із зовнішньою ізоляцією та системами EX3. Часті розриви трубопроводів, вимагають пошуку нових технічних рішень, спрямованих на забезпечення їхньої безпечної експлуатації,



підвищення довговічності й стабільності функціонування. Тому проблема забезпечення безпечної експлуатації й підвищення довговічності трубопроводів, безсумнівно, залишається актуальною й своєчасною [5].

**Метою даної статті** є розгляд стану лінійної частини газотранспортної системи України та аналіз впливу на її безпечну експлуатацію ґрунтової корозії.

**Основний матеріал.** Процес корозії газопроводів у підземних умовах зумовлений великою кількістю фізичних і фізико-механічних факторів, які визначають її інтенсивність [8]. Ґрунт, як середовище в якому відбувається процес корозії, характеризується різноманітними взаємозв'язаними та динамічними (змінюваними в часі) параметрами. Складний взаємозв'язок цих параметрів призводить до того, що той чи інший параметр при різному поєднанні може впливати не тільки з різною інтенсивністю, але й може змінювати свій напрямок впливу, тобто в одному випадку може прискорювати, а в іншому – гальмувати корозійний процес [2].

Ґрунти являють собою капілярно-пористі, часто колоїдні системи, пори яких заповнені повітрям і вологою, причому вода з частками ґрунту може бути зв'язана фізико-механічно (в порах) або у вигляді поверхневих плівок (на стінках пор), фізико-хімічно (в колоїдних утвореннях і адсорбованих плівках) і хімічно (у вигляді гідратованих хімічних сполук). [2,3,8].

Ґрунтові умови в яких експлуатуються підземні споруди, досить неоднакові. Ґрунтова корозія залежить від багатьох факторів, до яких належать: хіміко-мінералогічний склад, показник pH, вологість, вміст газів, структура, електропровідність та бактеріальний склад.

Основний вплив на ґрунти як корозійне середовище по відношенню до газопроводів має їх вологість. В абсолютно сухих ґрунтах корозія не спостерігається через відсутність електроліту, який потрібен для створення корозійних елементів. При незначному зволоженні, коли в ґрунтах існує тільки міцно зв'язана вода, корозійні процеси вже починають проявлятися, хоча швидкість корозії буде незначною. Подальше зростання вологості ґрунту викликає збільшення швидкості корозії. Гранична вологість, яка забезпечує зростання корозії до максимальної, для зв'язних ґрунтів складає 10–12%, для пісків вона є дещо нижчою. При подальшому зростанні вологості максимальна швидкість корозії залишається практично не змінною до деякої межі вологості (20–25%). Потім, при повному насиченні пор ґрунту водою або вологості, яка є близькою до повної вологоємності, утворюється суцільний шар водного розчину, який ускладнює проникнення повітря до поверхні газопроводу, і швидкість корозії різко знижується.

Для корозії також важливим фактором є мінералізація ґрунтових вод або порової вологи (ступінь засолення). Корозійна агресивність ґрунтів залежить від хімічного складу підземних вод і особливо від концентрації розчинених у них іонів  $\text{Cl}^-$  та  $\text{SO}_4^{2-}$  понад  $300 \text{ мг/дм}^3$  свідчить про достатньо значну корозійну активність середовища.

Насиченість ґрунтів газами теж є важливим для корозійної агресивності ґрунтів. Так, наприклад, з неоднаковим ступенем насичення ґрунтів газами на різній глибині пов'язано накопичення глибоких раковин на нижній поверхні труб у порівнянні з хорошим станом їх верхніх частин. Вільне надходження повітря до корозійних елементів, спричиняє активізацію корозійних процесів, у зв'язку з цим повітропроникні ґрунти в більшості випад-

ків є корозійно-небезпечними. З найбільш поширених форм газів, які існують в ґрунтах, найбільше значення має вільний кисень, вміст якого залежить від структурно-текстурних особливостей ґрунтів та їх вологості.

Підвищення вмісту газів в ґрунтах різної вологості на якомусь певному етапі призводить до різкого зростання швидкості корозії, і в подальшому швидкість залишається майже постійною. Це пояснюється тим, що зі збільшенням вмісту газів у ґрунтах відповідно зменшується і вологість ґрунтів, а як було показано вище, від величини вологості ґрунту сильно залежить корозійна активність ґрунтів. Склад ґрунтових газів значно впливає на швидкість корозії, а особливо впливає кисень, сірководень, сірчисте залізо [4].

Виходячи з наведеного можна зробити висновок про те, що детальне вивчення ґрунтового середовища є важливим для забезпечення надійності газопроводів.

На сучасному етапі проектування та експлуатації магістральних газопроводів для запобігання розвитку корозійних процесів передбачається використання пасивних захисних матеріалів (ізоляція, інгібітори), а також активних засобів протикорозійного захисту (електрохімічний захист, у тому числі катодний захист, електродренажний захист та протектори). Використання цих засобів є майже завжди одночасним, що повинно передбачати максимальну захищеність газопроводу в часі. Однак, як показують результати детальних електрометричних досліджень та відносно велику кількість аварій на газопроводах, всі ці заходи не створюють належних умов для надійної експлуатації магістральних газопроводів у ґрунтових умовах.

На сьогоднішній день незважаючи на застосування різних заходів, кількість аварій трубопроводів через корозію становить по галузі порядку 27% (10,017 км) від їхньої загальної кількості [5].

**Висновки.** Аналіз проблеми впливу ґрунтової корозії на магістральні газопроводи дозволяє зробити висновки про те, що цей процес ще не досить детально вивчений. Основні практичні дослідження і теоретичні узагальнення спрямовані на розв'язання питань впливу ґрунтової корозії виконувалися в 60-80-х роках ХХ століття. Тому з точки зору авторів статті актуальним і найбільш надійним способом детального вивчення корозії магістральних газопроводів в ґрунтових умовах є використання комплексного методу досліджень, що включає аналітичні розв'язання та експериментальне вивчення в польових і лабораторних умовах, створення багатофакторної моделі ґрунтового середовища, моделювання із застосування комп'ютерного апарату та програмного забезпечення.

1. Беккер М.В. Обеспечение надёжной работы газотранспортной системы ДК "Укратрансгаз" // Сборник докладов научно-практического семинара. К., 2007.
2. Бэкман В., Шенк В. Катодная защита от коррозии / Пер. с нем. Е.К. Бухман, И.В. Стирежовского, А.А. Шарапов. – М.: Возрождение, 1984 – 495 с.
3. Защита металлических сооружений от коррозии: Справочник / За ред. Н.И. Рябцева. – М.: Министерство коммунального хозяйства РСФСР, 1959. – 742 с.
4. Корбутяк О.М. Вплив ґрунтового середовища на корозійну стійкість магістральних газопроводів України. 5. Корнеев С.В., Корбутяк О.М. Ресурси підземного геологічного простору України. Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2008. – №43.
6. Питула В.А. Электрическая защита от коррозии подземных металлических сооружений. М., 1958.
7. Технічна експлуатація систем захисту від підземної корозії магістральних газопроводів // Рогозюк В.В., Гужов Ю.П., Кузьменко Ю.О. та ін. – К.: Техдіагаз, 2000 – С. 3 - 5.
8. Юхневич Р., Богданович., Валаховский Е., Видуховский А. Техника борьбы с коррозией / Пер. с польск. Сухотина А.М. – Л.: Химия, 1980 – 223 с.

Надійшла до редколегії 07.04.08

## РОЗВИТОК І ТРАНСФОРМАЦІЯ ЯРІВ І ЯРУЖНИХ СИСТЕМ НА ПРАВОБЕРЕЖЖІ ДНІПРА В КИЄВІ

*Розглянуто питання впливу міста на природні фізико-геологічні явища; окремо виділені ерозійно-гравітаційні процеси на правому березі Дніпра в Києві. Геолого-геоморфологічні умови території Києва сприятливі для такого роду процесів як річна ерозія, яроутворення, площинна ерозія, зсуви і т. д. Особливий акцент зроблено на діяльності людини як на головному чиннику впливу на територію її проживання.*

*The article examines the issues of impact that the city has on natural physical and geological phenomena; in particular, the author focuses his attention on erosive and gravitational processes occurring on the right bank of Dnipro River in Kyiv. Geological and geomorphological conditions of the area where Kyiv is located are favorable for such processes as river erosion, formation of ravines, planar erosion, landslides, etc. Special emphasis is made on human activity as the main factor which affects the area of human habitation.*

Вплив людини на природу, особливо у великих містах, можна умовно поділити на два типи. До першого віднесемо свідомі заходи, що направлені на використання виробничих сил і природних ресурсів на покращення природних умов: відведення поверхневих вод, захист від затоплення та підтоплення, регулювання режиму річок, штучне пониження рівня ґрунтових вод, зрошення, технічна меліорація ґрунтів, заходи з попередження абразії, річної ерозії, яроутворення, зсувів, селевих потоків, обвалів, заболочування, карстів, та ін. До другого типу відносяться всі невимуснені впливи міста на природний стан території, що досить часто і призводить до ерозії, яроутворення, зсувів та ін. [5, с. 14].

Правобережна частина території Києва, що розташована між Дніпром та річкою Либідь, яка займає частину Київського лесового плато, в різні часи зазнавала впливу тих чи інших процесів та явищ природного чи антропогенного характеру. Згідно з Лаврентійським літописом, навколо Києва у IX ст. простягались густі ліси, а вже в XI ст. про них більше не згадують. Велике місто потребувало сільськогосподарської продукції. Тому ліси більше не поновлювались, їх місце зайняли поля і пасовища, вирости села. Ще раніше у XIII ст. нам відомо про існування земляних валів, що із дерев'яними стінами та баштами простягались на 10 км. Земляні вали були завширшки 18-20 м, та мали висоту 14-16 м і складались з дубових зрубів забитих лесом. Вирубка лісів та зведення земляних укріплень істотно вплинули на розвиток яружної ерозії, а питання річної ерозії в басейні Дніпра та його притоках (Либідь, Нивка, Сирець та ін.) набуло актуальності в роки інтенсивного розвитку міста [7, с. 28].

Центральна частина території міста Києва є унікальною в геоморфологічному, гідрографічному, ландшафтному та історичному плані. З геоморфологічної точки зору унікальність визначається максимальним зближенням басейнів Дніпра і його притоки Либеді через долини Хрещатика і його відгалужень – врізів в плато долин, по яких виконано вихід на Володимирський узвіз, прокладено Петрівську алею з виходом на Паркову дорогу з побудовою Паркового мосту, влаштовано стадіон "Динамо" ім. В Лобановського (долина Шато де Фльор на початку минулого століття). В гідрографічному плані особливість території визначається тим, що тут проходить водорозділ між басейном Дніпра та Либіддю по поверхневому стоку (верхів'я струмка Хрещатик з допливами Перевісище з боку Либеді). А також ярів, зокрема, Хрещатого яру з відкритими джерелами – в сторону Дніпра), і підземного стоку по першому від поверхні водоносному горизонту.

Територія правобережжя, між Дніпром та Либіддю представлена 80-ти метровою товщею лесоподібних суглинків, моренних відкладів, бурих і строкатих глин, полтавських пісків, які трансгресивно залягають на потужній, витриманій товщі київських мергелів. Ця територія знаходиться під впливом ерозійних розмивів в

нижній течії Либіді і в правобережній частині ділянки. Тридцятиметровий шар мергельних глин київської свити є основою сучасного рельєфу ділянки і визначає, в багатьох випадках, його виключно стійкість в процесі неперервної денудації. Сучасне і давнє русло Либеді тільки частково врізається в мергельні глини. В місцях розмивів мергель складає пологий (10° – 20°) схил, перекритий алювіально-делювіальними відкладами.

Розвиток гідрографічної сітки і основних елементів рельєфу почався в неогені і пройшов ряд етапів. Характерним для всіх етапів є переважно південний напрямок поверхневого стоку і поступове врізання правого Дніпра, як основної водної артерії, в неогенові і палеогенові відклади і його повільний наступ на правий берег [2, с. 87-93]. Одночасно із загальною тенденцією посилення денудуючих властивостей річки із збільшенням глибини врізання на окремих етапах проходило підняття базису ерозії, внаслідок чого вироблені русла річних долин наповнювались алювіальними відкладами.

Сучасний етап розвитку представляє собою період подальшого підняття основного базису ерозії – рівня Чорного моря, що є результатом Чорноморської трансгресії. Тільки за останні 2000 років пройшло підняття рівня Чорного моря на 4-5 м [1, с. 13]. Безумовно, це відбувається на режимі стоку всього басейну Дніпра. Проходить уповільнення його течії, збільшення швидкості накопичення алювію, змінюється характер протікання схлизових процесів.

Підняття базису ерозії на даній території сприяло зміні рельєфу, зниженню інтенсивності протікання денудаційних процесів, їх уповільненню. Особливістю розвитку території в четвертинний період є зміна денудуючої та рельєфоутворюючої ролі р. Либідь. В своєму розвитку Дніпро весь час наближався до паралельної йому долини Либеді, перехоплюючи її басейн, внаслідок чого Либідь зменшилась, стала мілководною.

Наряду з цим, в голоценовий період проходять і зворотні явища – локальні відступи русла Дніпра від правого берега. Таке явище стійко можна було спостерігати на ділянці від Вишгорода до Печерського виступу в Києві, де на правому березі сформувались дві заплавні тераси і заплави високого та низького рівнів шириною до 800 м.

Таку поведінку річки на цій ділянці можна пояснити збільшенням швидкості підняття структури Печерського горста. Рукав Дніпра, прилягаючи до берега на ділянці від Поштової площі до Дальніх печер Лаври, поступово мілів і знаходився під загрозою повного відмирання. [6, с. 62-65]

Максимального розвитку річна ерозія досягає під час повеней; літні зливи сприяють її активізації. Діяльність людини може посилювати і послаблювати процес річної ерозії; в умовах Києва переважає її послаблення. В деяких випадках діяльність людини сприяла повній зупинці річної ерозії.

Послаблення річної ерозії (бічної) на території Києва почалося із зміцнення берегів Дніпра. Існуюча тут ґрунтова набережна погано захищала високий правий берег від розмивання. В 1935-1938 рр. на ділянці берега, протяжністю 1200 м (від Поштової площі вниз за течією), була споруджена нова, більш висока набережна з бетонною підпірною стінкою, облицьована гранітом. Продовженням гранітної набережної до моста Патона є ґрунтова набережна, збудована в 1950-1951 рр. наміванням пісків із Дніпра до рівня відміток гранітної набережної. Влаштування набережної, крім стабілізації підмивання правого берега, привело до зупинки зсувних процесів. Раніше річна ерозія була головною причиною утворення зсувів в цьому районі. Річкові води, діяльність яких посилювалась внаслідок інтенсивного руху річкового транспорту, розмивали конуси виносу зсувів біля основи схилу і тим самим знижували його стійкість. Сьогодні річкова ерозія вже не впливає на активізацію зсувів. Цьому сприяли проведені роботи по запобіганню повеневій річкової ерозії. Якщо враховувати, що на території міста було засипано та забетонровано багато річок та струмків (Кловський струмок, Скоморох, Глибочицький та інші), то стає ясно, що фронт розвитку процесу річкової ерозії на території Києва значно зменшився. Проте в деяких місцях можна спостерігати підмивання і знищення облицьовання берегів (правий берег Дніпра у Річкового вокзалу, Русанівська затока та ін.). Тому потрібне подальше розширення робіт по зміцненню та укріпленню берегів.

Із середини XIX до 40-х років XX ст. яружні процеси на правому березі Дніпра в районі Києва стали особливо помітними. Причиною цього стало декілька факторів антропогенного характеру. Перш за все, в зв'язку з влаштуванням гавані та необхідністю прокладання фарватера річки у правого берега, основна течія Дніпра, шляхом перекриття Чорторою, була направлена по західному рукаву, що сприяло відмиву конусів виносу, що служили контрфорсами для яружного алювію, що залягає вище по схилу.

Прокладання дороги вздовж берега (набережне шосе) супроводжувалось плануванням конусів яружного виносу, що сприяло подальшій активізації делювіальних накопичень на бортах ярів. Весняні повені, які в окремі роки затоплювали набережне шосе, також відмивали яружний внос. Побудоване в 1854 р. набережне шосе майже щорічно весною перекривалося грязьовими потоками із ярів, що порушувало його експлуатацію. Таким чином в Києві із середини XIX століття серйозною стала проблема виникнення ерозійно-гравітаційних процесів. Одним з перших ці явища описав у 1881 р. К. Феофілактів.

Значну роль при активізації зсувних процесів відіграє порушення рослинного покриву та дренажування лесів в зв'язку з ліквідацією ярів, засипанням їх слабопроникними породами. Ліквідація Кловського струмка і ярів, що впадали в нього з великою кількістю джерел, привело до зміни шляхів фільтрації вод в першому від поверхні водоносному горизонті на центральній (Печерській) ділянці з напрямком їх в сторону Дніпровського схилу. Це посилювало зволоження основи лесового уступу і сприяло його знищенню. Достатньо довго існувало неправильне уявлення про генезис тераси, чітко виявленій в рельєфі на ділянці Дніпровського схилу від Володимирської гірки до Аскольдової могили. В літературі її називали зсувною. Але те, що тераса не зсувна – очевидно. В нижній частині схилу нема і не було зсувів з порушених корінних шарів, а тому, не про яку зсувну терасу таких розмірів мова не йде. Практична важливість правильного найменування

геоморфологічних елементів очевидна. Довгий час в Києві завдяки тому, що серед значної кількості будівельників і проектувальників була впевненість у берегових схилах як у зсувонебезпечних, замість їх зміцнення проводилась "боротьба з зсувами", при якій механічно переносився з других районів набір методів і заходів т.з. "протизсувної боротьби".

В комплексі заходів, що проводились, одні з них мали позитивну дію, інші були малоефективні, та були й ті, які приносили шкоду – комбіновані дренажі по перехвату на підходах до схилу другого від поверхні водонесного горизонту. Вони виконувались в комплексі з поверхневим водовідведенням, плануванням, перегрупуванням породних мас, будівництвом утримуючих споруд, озелененням та благоустроєм схилів.

Всього на території сучасного Києва нараховують близько 50 ярів. Розвитку цього процесу передусім сприяють природні умови: велика потужність (близько 100 м) товщі пухких порід, що залягають вище базиса ерозії (в основному леси та піски), а також значна амплітуда відміток поверхні міста, що досягає 106 м [2, с.57].

Більша частина ярів приурочена до долини Дніпра і Либеді. Довжина окремих ярів досягає 2,6 км. В районі лесового плато схили ярів більш круті, ніж в зандровому районі. Яри частіше всього мають U-видну форму долини, а там, де проходить ріст ярів, – V-видну форму. Найбільші яри та балки на території міста – це Бабин яр, Реп'яхів яр, Вовчий (Чорний) яр, Кмитів яр, Чмелів яр, Богуславський, Деміївський, Фортечний, Панкратівський, Лаврський, Кловський, Кучмин, Протасів, Цимбалів, Мокрий; балки: Сирецька, Глибочицька, Новодницька, Мишоловська, Совська [4, с. 14-23].

В межах лесового плато умови для яроутворення більш сприятливі ніж в районі розповсюдження зандрових пісків. Лесам властива гірша інфільтраційна можливість, ніж у пісків, і атмосферні опади, що накопичуються на їх поверхні і стікаючи по схилу, розмивають їх. Зандрові піски швидко поглинають воду, поверхневий сток в цих умовах невеликий, і розмивання менше.

Окрім природних факторів, на розвиток ярів впливає інженерно-будівельна і промислова діяльність людини. Людина і сприяє і перешкоджає розвитку цього процесу. Так в результаті діяльності людини багато негативних форм рельєфу були частково засипані і сплановані (наприклад, Хрещатий яр, Кловський яр, верхів'я Реп'яхового яру, яри ботанічного саду ім. акад. Фоміна в районі університету, яри в районі вулиць Некрасівської, Гоголя, Чапаєва, бульвару Дружби народів, верхів'я Наводницької балки та ін.), деякі заповнені намівними ґрунтами: Китаїв і Кругляківський яри, верхів'я Бабиного Яру (рис. 1). [3, с. 55-60]

Таким чином, причинами утворення ярів є самі різні пошкодження схилів і порушення їх стійкості. Початок утворення яру з промивини може бути викликаний спуском на схил стокових, аварійних вод, викиданням снігу, знищенням рослинного покриву, розробкою та підрізкою схилу, влаштуванням доріг, випасанням худоби, влаштуванням садів, городів, штучним зрошенням, влаштуванням кар'єрних та інших висмок.

Виникнення нових ярів та посилення і розвиток старих можна спостерігати в багатьох районах міста. Так, один із рукавів Реп'яхового яру – найбільшого яру (біля обласної лікарні) – виник в результаті аварійного спуску каналізаційних вод. При цьому було винесено близько 10000 м<sup>3</sup> лесових порід. В системі того ж яру в районі вул. Пугачова в семидесятих роках також виник яр під впливом спуску води із резервуарів Смородинської насосної станції. Обидва яри виникли в лесових ґрунтах, мають значну глибину (15-20 м) і вертикальні стінки.

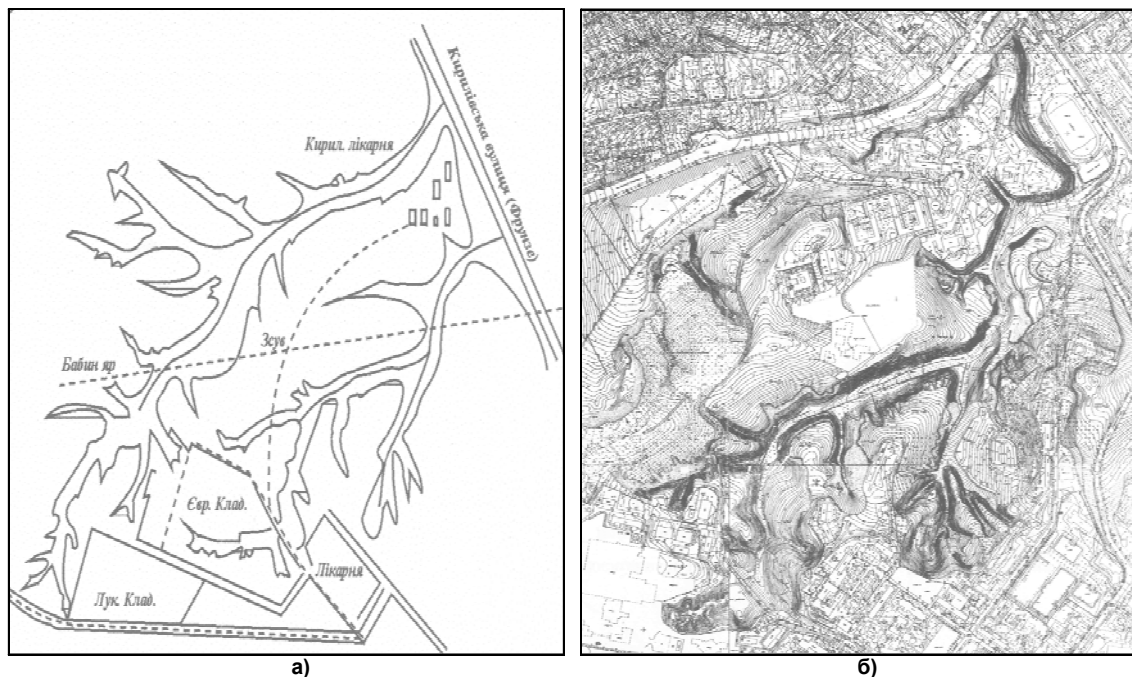


Рис. 1. Зміна плану Бабиного та Реп'яхового ярів:  
а) План ділянки в 20-ті роки XX ст. за В.М. Червінським [8, с. 30]; б) сучасний план

Дуже часто виникненню ярів сприяє погане вертикальне планування місцевості, відсутність водостоків. В цьому випадку інтенсивна ерозія приводить до виникнення на поверхні землі борозни розмиву, які потім дають початок яру.

Наприклад, в 1962 році, територія по вулиці Чеській біля дому №9 була погано спланована, відсутність впорядкованого стоку поверхневих дощових вод. Вода стікала в розташований поруч яр, розмиваючи цим поверхню землі. Внизу у тальвега яру, виникли значні конуси виносу.

Влітку 1963 року по вулиці Золотоношській, розташований на схилі, відсутність водостоків призвело до того, що всі поверхневі води стікали вниз по вулиці у напрямку схилу. Тому з часом, яр, що утворився почав загрожувати житловим будинкам, та дорозі, руйнуючи дорожнє полотно. Росту яру сприяло інтенсивне зрошення городів, що були розташовані на схилі [5, с. 75-79].

Яри в районі розповсюдження зандрових пісків мають, як правило, меншу глибину і більш пологі схили, наприклад, в районі Совської балки на схилі, в результаті випуску на схил води, в пісках виникають молоді яри. До підніжжя схилу виноситься велика кількість піщаного матеріалу, особливо після дощу. Один з цих ярів має довжину 100 м, ширину від 1 до 7 і глибину 1-3 м. Геоморфологічні особливості ландшафтів схилу до-

лини р. Дніпро в межах центральної історичної частини м. Києва показані в таблиці 1.

На сьогоднішній день, можна спостерігати активізацію ерозійних процесів у багатьох точках Києва. Діючи ми можна назвати ерозійно-гравітаційні процеси в районі між вулицями Петрівською і Кудрявською, схили Петрівського яру, біля Андріївської церкви. Активна ерозія ґрунтів прослідковується поряд з оглядовим майданчиком біля арки Возе'днання на лівому схилі Мишоловської балки в районі вулиці Буковинської. Ерозійні процеси спостерігаються на схилі між вулицею Дегтярівською і провулком Кияновським, в районі фунікулера, в міському саду нижче Маріїнського палацу, а також на спуску біля пам'ятника Магдебурзькому праву.

Як небезпечні території можна відмітити лівий (між вулицями Лук'янівською та Олегівською), а також правий (біля перехрестя вул. Глибочицької та Петрівської) схили Глибочицького яру, верхів'я лівого схилу Петрівського яру (вул. Петрівська), лівий схил Гончарного яру, правий схил долини Дніпра (південний спуск від Андріївської церкви), 300 метрів на південний захід від перехрестя Дніпровського спуску з Набережним шосе, 150 метрів на південь від Видубицького монастиря, а також ще 37 ділянок (табл. 1).

Таблиця 1

Геоморфологічні особливості ландшафтів схилу долини р. Дніпро в межах центральної історичної частини

| Показники типу та межі ділянки   | Довжина, км | Абс. відм., м | Глибина ерозійного врізу, м | Ширина заплавної тераси, км | Особливості рельєфу                                       |
|----------------------------------|-------------|---------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------------------------------------|
| гирло Либіді - Наводницька балка | 1,8         | 176-186       | 84,5-94,5                   | 2                           | провальні вирви                                           |
| Наводницька балка - Лаврський яр | 0,8         | 158-170       | 66,5-78,5                   | 0,05-0,1                    | циркоподібні яри (не чітко виражені)                      |
| Лаврський яр - Хрещатий яр       | 3,86        | 187-194       | 95,5-102,5                  | 0,01                        | ерозійно структур. тераса, вододільні миси, циркопод. яри |
| Хрещатий яр - гирло Глибочиці    | 1,62        | 135-191       | 43,5-99,5                   | 1,5                         | ерозійні останці (столові гори)                           |
| гирло Глибочиці - гирло Сирця    | 4,13        | 98-160        | 6,5-68,5                    | 6                           | густа мережа ярів                                         |

Таким чином, ерозійно-гравітаційні процеси сьогодні на правобережжі Дніпра викликані антропогенними порушеннями природних умов – нищенням рос-

линного покриву схилів, порушенням умов поверхневого і підземного стоку, а деяка стабілізація руйнування схилів була досягнута, в основному, в результаті регу-

лювання стоку і озелененні схилів. Намагання ж стабілізувати зсувні процеси дренажними системами (штовльневими виробками) можна вважати неефективними або малоефективними. Сьогодні, існування таких систем в техногенно зміненому середовищі в присхилових масивах ґрунтів призводить до розкладу бетону та корозії арматури залізобетонного кріплення в штовльневих виробках, що викликає необхідність його періодичної заміни. Штовльневі системи на деяких ділянках внаслідок виносу ґрунтів через щілини між елементами кріплення приходять в стан не придатний до експлуатації. В даний час на всіх системах і випусках спостерігаються виноси ґрунту а також солей, які відкладаються на елементах кріплення у вигляді форм, характерних для підземних (печерних) утворень.

Без вжиття заходів щодо припинення дестабілюючих впливів дренажних виробок можна прогнозувати розвиток деформацій схилів, що при аномальних проявах гідрометеорологічних процесів може загрожувати їх руйнуванням. Також, істотним є вдосконалення вер-

тикального планування схилів, штучне доущільнення насипних ґрунтів, налагодження систем поверхневого водовідводу, виключення витоків води на схил із систем водопроводу та каналізації. Альтернативою, що має забезпечити стійкість території та недопущення розвитку ерозійно-гравітаційних процесів слід вважати озеленення, каптажі та присхилові дренажі.

1. Благоевлин Н.С. Голоценовая история Черноморского бассейна. - В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. - М.: 1976. 2. Великий Г.Г. Оползневые явления на склонах речных долин левобережья среднего Приднепровья. : Материалы совещания по изучению оползней и мер борьбы с ними. - Киев, 1964. 3. Грубрин Ю.Л. Балково-яружні форми правобережжя Київського Придніпров'я. : Вісн. Київ. ун-ту. — 1960. -№3, Вип 1. 4. Демчишин М.Г. Геологическая среда Киева. Геол. журн. — 1991. — №2. 5. Котлов Ф. В., Барашина И. А., Сипягина И. К. Город и геологические процессы. - М., 1967. 6. Лічков Б.Л. Очерк Киевской губернии. - Киев: 1922. 7. Романчук С.П. До використання природних ресурсів Придніпров'я в епоху Київської Русі. Фізична географія та геоморфологія. Міжвідомчий науковий збірник.-К.: Вища школа, 1975. — №13. 8. Чирвінський В.М. Геологический путеводитель по Киеву. — 1926.

Надійшла до редколегії 28.03.08

УДК 556.3

Т. Кошлякова, асп.

## ЗМІНИ ГІДРОГЕОХІМІЧНИХ УМОВ СЕНОМАН-КЕЛОВЕЙСЬКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСУ НА ТЕРИТОРІЇ М. КИЄВА ЗА ДАНИМИ БАГАТОРІЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

*Викладені методика та результати дослідження гідрогеохімічних умов сеноман-келовейського водоносного комплексу на території м. Києва за даними багаторічних спостережень. При аналізі даних були застосовані статистичні методи обробки, зокрема перевірка гіпотези про нормальність (логнормальність) закону розподілу та встановлення приналежності вибірок до однієї генеральної сукупності. Отримані результати дозволяють виявити зміни гідрогеохімічних умов досліджуваного водоносного комплексу та можуть слугувати основою для подальших досліджень з метою пояснення змін вмісту окремих компонентів хімічного складу води.*

*The methodology and results of senoman-kelovey underground water complex hydrogeochemistry conditions investigations in Kyiv based on long-term observations are state. At analysis statistical technology are utilized, including test of hypothesis about normal (logarithmically normal) distribution law and determining sampling belong to the same universal set. In outcome it is possible to display the dynamics of the underground water complex hydrogeochemistry conditions. The results can serve as a basis for future investigations to explain changes of the separate components concentrations in underground water.*

**Актуальність проблеми.** На сьогодні все більшого використання з метою питного водопостачання набувають підземні води, які є краще захищеними від антропогенного забруднення, ніж поверхневі.

Вивчення компонентного складу підземних вод, які використовуються для питного водопостачання, є актуальним завданням для спеціалістів гідрогеохіміків, екологів та медиків. Використання напірних підземних вод для питного водопостачання на території такого великого мегаполісу як місто Київ не має аналогів в Україні і в інших країнах СНД. Зараз на території міста діє близько 300 бюветів [1].

Приймаючи до уваги важливість цих вод для населення Києва, виникає необхідність виявлення змін їх гідрогеохімічних умов під впливом природних і, особливо, антропогенних факторів.

Ефективним підходом при вирішенні цієї задачі є аналіз хімічного складу вод, що базується на даних багаторічних спостережень.

**Аналіз проблеми.** На території Києва експлуатуються води наступних водоносних горизонтів: водоносний комплекс сеноман-келовейських відкладів, водоносний горизонт байоських відкладів. Підземні води, які подаються в бювети, надходять з цих двох водоносних горизонтів, змішуються перед подачею населенню і мають проміжний хімічний склад, що може змінюватися від співвідношення сеноман-келовейської і байоської води. Вода в бюветі надходить безпосередньо з глибини 90-337м, зберігаючи свої природні властивості та хімічний склад.

Сеноман-келовейський водоносний комплекс поширений всюди. Сеноман-нижньокрейдові і оксфордсько-келовейські відклади не розділяються яким-небудь ви-

триманим водотривом і утворюють єдиний водоносний комплекс. У його покрівлі залягають відносно водотривкі мергельно-крейдові відклади верхньої крейди, в підшви – водотривкі глини та алевроїти середньої і верхньої юри. Водовмісні породи представлені різними стратиграфічними і літолого-фаціальними різновидами: вапняковмісними пісками дрібно- і тонкозернистими, нижче – середньо- і крупнозернистими, місцями гравелістими, із стяжіннями кременю, з лінзами пісковиків часто окремених, з прошарками глин та алевроїтів.

Основне живлення водоносного комплексу здійснюється на вододільних просторах. Значна доля в живленні належить водам, які перетікають із водоносних горизонтів, що залягають вище, навіть при наявності відносно водотривкої мергельно-крейдової товщі і водотривких відкладів київських мергелів. Про це свідчить досвід експлуатації водоносного комплексу. За даними режимних спостережень, при експлуатації відбувається помітне зниження рівнів у водоносних горизонтах еоценових і четвертинних відкладів. Розвантаження вод комплексу відбувається в річки Дніпро, Десна, Ірпінь. В умовах, порушених експлуатацією, більша частина вод горизонту розвантажується в межах водозаборів. Режим сеноман-келовейського комплексу тісно пов'язаний з величиною водовідбору і положенням рівня води в Дніпрі. Зміни рівня Дніпра проявляються на рівнях підземних вод через 3-5 днів, що вказує на зв'язок поверхневих вод з підземними водами комплексу.

В останні роки Північним державним регіональним геологічним підприємством "Північгеологія" було обстежено більше 200 експлуатаційних і бюветних свердловин, виконано та статистично оброблено близько 1100 хімічних

© Кошлякова Т., 2009



аналізів підземних вод сеноман-келовейського водоносного комплексу та байоського водоносного горизонту. Вивчався вміст у питних підземних водах Na, K, Ca, Mg, Fe, NH<sub>4</sub>, Cl, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub>, HNO<sub>3</sub>, PO<sub>4</sub>, F, SiO<sub>2</sub>, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Cd, Be, V, Sr, pH, мінералізація, перманганатне окислення, загальна та карбонатна жорсткість, а також природних радіонуклідів (<sup>226</sup>Ra, U, <sup>222</sup>Rn) та штучних радіонуклідів – <sup>90</sup>Sr і <sup>137</sup>Cs.

Було виявлено, що підземні води сеноман-келовейського водоносного комплексу в районі Києва переважно належать до гідрокарбонатного кальцієвого або кальцієво-натрієвого типу. Техногенний вплив на формування гідрохімічного складу крейдових вод мінімальний. Були зафіксовані поодинокі факти перевищення ГДК у підземних водах крейдових відкладів за вмістом марганцю та показником "загальна жорсткість". Зроблений висновок про те, що виявлені кореляційні взаємозв'язки між окремими компонентами хімічного складу вод мають виключно природне походження. Отже, аномальний вміст марганцю і підвищена величина загальної жорсткості в підземних водах сеноман-келовейського водоносного комплексу характерні для природної гідрохімічної обстановки [2].

**Методика та результати досліджень.** В даній роботі представлені результати аналізу змін гідрогеохімічних умов сеноман-келовейського водоносного комплексу, однак необхідність повної оцінки хімічного складу напірних підземних вод, що використовуються в Києві для питного водопостачання, вимагає проведення аналогічного аналізу для байоського водоносного горизонту.

Методика дослідження складається з наступних кроків:

- збір архівних даних;
- створення бази даних у середовищі MapInfo Professional та прив'язка свердловин до сучасної карти м. Києва;
- експортування даних з середовища MapInfo Professional в електронні таблиці Excel;
- оцінка розподілу точок спостереження на площині;
- перевірка вибірок на нормальність (логнормальність) закону розподілу;
- встановлення приналежності вибірок до однієї генеральної сукупності за параметричними або непараметричними критеріями.

**Збір архівних даних.** На перших етапах виконання роботи були зібрані матеріали для дослідження змін хімічного складу підземних вод сеноман-келовейського водоносного комплексу міста Києва на період з кінця XIX до початку XXI століття: план міста Києва 1911 року, довідник про підземні води Києва 1909 року [3], книга Макова К.І. "Підземні води Києва" [4], а також сучасні карти, довідники та звіти.

**Створення бази даних у середовищі MapInfo Professional та прив'язка свердловин до сучасної карти м. Києва.** У середовищі MapInfo Professional було створено два файли бази даних, в які занесені головні показники хімічного складу підземних вод. Перший файл бази даних стосується свердловин, пробурених наприкінці XIX – початку XX століття, а другий – свердловин, пробурених на початку XXI століття (станом на 2003 рік). У даних хімічного аналізу води, зробленого наприкінці XIX – початку XX століття, не було багатьох компонентів, які визначаються при сучасному хімічному аналізі. Тому розглядалися лише ті показники хімічного складу води, які визначалися в минулому: мінералізація, загальна жорсткість, іони NH<sub>4</sub>, Cl, SiO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> та окислюваність.

**Оцінка розподілу точок спостереження на площині.** Для визначення схеми розподілу точок було використано

метод найближчого сусідства [5]. При реалізації методу дані, що аналізуються, являють собою не множину точок спостережень, а відстані між найбільш близькими парами точок спостережень. Для застосування методу найближчого сусідства була визначена так звана R – статистика методу найближчого сусідства:

$$R = \frac{\bar{D}}{\bar{\Delta}} \quad (1)$$

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{2 \cdot \sqrt{P}} \quad (2)$$

$$P = \frac{N}{S} \quad (3)$$

де N – кількість точок спостережень; S – площа території, що досліджується;  $\bar{D}$  – середнє арифметичне відстаней між кожною точкою спостережень та найближчою до неї сусідньою точкою.

За даними розрахунків R – статистика дорівнює 1,2. Отже, схема розподілу точок на площині є випадковою, тому застосування статистичної моделі випадкової величини для вихідних даних є обґрунтованим.

**Перевірка вибірок на нормальність (логнормальність) закону розподілу.** Зважаючи на малу кількість даних щодо вмісту іонів SiO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> та NO<sub>3</sub>, для них не була застосована первинна статистична обробка. Для решти компонентів перевірялася гіпотеза про нормальність (логнормальність) розподілу. З цією метою було використано "правило трьох сигм" [5].

При реалізації такого способу обчислюють наступні величини:

1. Середнє арифметичне  $\bar{X}$ :

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i}{N} \quad (4)$$

де  $X_i$  – i-те значення вибірки; N – кількість значень вибірки.

2. Вибіркове стандартне відхилення  $\sigma$ :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (5)$$

3. Коефіцієнт асиметрії A:

$$A = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^3}{N \cdot \sigma^3} \quad (6)$$

4. Коефіцієнт ексцесу E:

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^4}{N \cdot \sigma^4} - 3 \quad (7)$$

5. Стандартні відхилення коефіцієнтів асиметрії і ексцесу  $\sigma_A$ ,  $\sigma_E$ :

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{N}} \quad (8)$$

$$\sigma_E = \sqrt{\frac{24}{N}} \quad (9)$$

Ознакою нормальності розподілу випадкової величини є дотримання такої умови:

$$\begin{cases} |A| < 3 \cdot \sigma_A \\ |E| < 3 \cdot \sigma_E \end{cases} \quad (10)$$

Зважаючи на невелику кількість вихідних даних (кількість свердловин <50), замість  $A, E, \sigma_A, \sigma_E$  були використані їх незміщені оцінки  $A_H, E_H, \sigma_{AH}, \sigma_{EH}$ :

$$A_H = \sqrt{\frac{N \cdot (N-1)}{N-2}} \cdot A \quad (11)$$

$$E_H = \frac{N^2 - 1}{(N-2) \cdot (N-3)} \cdot \left[ E + \frac{6}{N+1} \right] \quad (12)$$

$$\sigma_{AH} = \sqrt{\frac{6}{N+3}} \quad (13)$$

$$\sigma_{EH} = \sqrt{\frac{24}{N+5}} \quad (14)$$

Для перевірки гіпотези про логнормальність розподілу були використані логарифми значень вибірки, а власне процедура перевірки залишилася без змін.

Проаналізувавши решту вибірок компонентів хімічного складу води, були отримані наступні результати: для свердловин, пробурених наприкінці XIX – початку XX століття - нормальному закону розподілу підкоряється окислюваність, логнормальному –  $SO_4$ , а для загальної жорсткості,  $NH_4$  та  $Cl$  закон розподілу не встановлено. Натомість за даними хімічного аналізу, виконаного для проб води, відібраної зі свердловин, пробурених на початку XXI століття, було встановлено: нормальному закону розподілу підкоряються окислюваність та загальна жорсткість, логнормальному –  $NH_4$ , а для  $SO_4$  закон розподілу не встановлений.

**Встановлення приналежності вибірок до однієї генеральної сукупності за параметричними і непараметричними критеріями.** Якщо вибіркві сукупності підкоряються нормальному або логнормальному закону розподілу, приналежність вибірквих сукупностей до однієї генеральної сукупності можна встановити за допомогою дисперсійного аналізу та перевірки гіпотези про рівність середніх арифметичних.

В даному випадку дисперсійний аналіз та перевірку гіпотези про рівність середніх арифметичних можна було застосувати лише для окислюваності, адже розподіл тільки цього компоненту хімічного складу підземних вод підкоряється нормальному закону розподілу як для старих, так і для сучасних даних.

Для окислюваності  $F$  - відношення дорівнює 4,4, а  $F$  - критерій Фішера – 2,4. Отже,  $F > F_{кр}$ , тому можна з заданою імовірністю (95%) стверджувати, що дисперсії різні, отже, вибірки не належать до однієї генеральної сукупності.

Розрахована  $t$  - статистика Ст'юдента дорівнює 7,97, а  $t$  - критерій Ст'юдента – 2,03. Так як  $t > t_{кр}$ , то можна з заданою імовірністю стверджувати, що середні арифметичні вибірок різні.

Таким чином, для окислюваності:

$$\begin{cases} F > F_{кр} \\ t > t_{кр} \end{cases} \quad (15)$$

Немає підстав для твердження про те, що вибірки належать до однієї генеральної сукупності. Тому приймається, що вибірки не належать до однієї генеральної сукупності. Отже, значення окислюваності у двох вибірках є різними.

Для решти компонентів хімічного складу підземних вод застосовувати дисперсійний аналіз та перевірку гіпотези про рівність середніх арифметичних не можна. Тому для них був застосований аналог дисперсійного аналізу із використанням непараметричного критерію Уїлкоксона [6].

Результати наведені у таблиці 1.

Таблиця 1

Результати аналізу по встановленню приналежності вибірок до однієї генеральної сукупності за допомогою непараметричного критерію

| Імовірність         | 95 %                                                        | 99 %                                                        |
|---------------------|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
| Мінералізація       | Вибірki <u>не належать</u> до однієї генеральної сукупності | Вибірki <u>не належать</u> до однієї генеральної сукупності |
| Загальна жорсткість | Вибірki <u>належать</u> до однієї генеральної сукупності    | Вибірki <u>належать</u> до однієї генеральної сукупності    |
| $NH_4$              | Вибірki <u>належать</u> до однієї генеральної сукупності    | Вибірki <u>належать</u> до однієї генеральної сукупності    |
| $SO_4$              | Вибірki <u>не належать</u> до однієї генеральної сукупності | Вибірki <u>не належать</u> до однієї генеральної сукупності |
| $Cl$                | Вибірki <u>належать</u> до однієї генеральної сукупності    | Вибірki <u>належать</u> до однієї генеральної сукупності    |

**Висновки.** На підставі отриманих результатів були зроблені такі висновки.

**Мінералізація.** За даними багаторічних спостережень величина мінералізації у сеноман-келовейському водоносному комплексі в середньому зросла з 356,5 до 520,4 мг/дм<sup>3</sup>. Величина мінералізації на сучасний період не перевищує гранично допустимого, але спостерігається тенденція до її зростання. Крім того, зважаючи на те, що наприкінці XIX – початку XX століття мінералізація підкорялася логнормальному закону розподілу, а в сучасний період підкоряється нормальному, можна стверджувати, що в минулому її величина формувалася переважно за рахунок якогось одного фактору, натомість у наш час вона обумовлена впливом багатьох чинників, інтенсивність яких є порівняно однаковою.

**Жорсткість.** За час спостережень середнє значення жорсткості змінилося з 6,06 на 5,52 мг-екв/дм<sup>3</sup>. Різниця між цими двома значеннями – невелика і знаходиться в межах похибки, тому її величиною можна знехтувати. Таким чином, можна стверджувати, що за час спостережень жорсткість практично не змінилася. Разом з тим, зважаючи на те, що в минулому жорсткість не підкорялася ні нормальному, ані логнормальному закону розподілу, а на сучасний період підкоряється нормальному закону, можна дійти висновку, що у наш час її величина обумовлена рівномірним впливом багатьох факторів.

**Окислюваність.** За час спостережень середнє значення окислюваності збільшилося з 1,28 до 2,06 мгО<sub>2</sub>/дм<sup>3</sup>. Це збільшення є незначним і може бути пояснене похибкою. Однак, можна зробити припущення, що існує тенденція до підвищення вмісту органічних речовин у водоносному комплексі.

**Cl -іон.** За даними багаторічних спостережень вміст Cl -іону у воді досліджуваного водоносного комплексу зріс в середньому з 9,4 до 22,6 мг/дм<sup>3</sup>. На сучасний період його вміст не перевищує гранично допустимий, але спостерігається тенденція до його зростання.

**SO<sub>4</sub> -іон.** За час спостережень середнє значення вмісту SO<sub>4</sub> -іону збільшилося з 6 до 19,4 мг/дм<sup>3</sup>. Воно не перевищує гранично допустиме, проте спостерігається тенденція до його збільшення. Якщо наприкінці XIX –

початку XX століття розподіл  $\text{SO}_4$ -іону підкорявся логнормальному закону розподілу, то на сучасний період він не підкоряється ні нормальному, ані логнормальному закону. Базуючись на цьому можна дійти висновку, що в минулому величина цього компоненту формувалася переважно за рахунок якогось одного фактору, а в наш час у процесах його формування встановити якусь закономірність неможливо. Отже, змінився сам процес надходження  $\text{SO}_4$ -іону у воду сеноман-келовейського водоносного комплексу. Це також підтверджує аналіз приналежності вибірок до однієї генеральної сукупності.

$\text{NH}_4$ -іон. За даними багаторічних спостережень вміст  $\text{NH}_4$ -іону у воді сеноман-келовейського водоносного комплексу змінився в середньому з 0,32 на 0,25 мг/дм<sup>3</sup>. Різниця між цими двома значеннями – невелика і знаходиться в межах похибки, тому її величиною можна знехтувати. Отже, за час спостережень вміст  $\text{NH}_4$ -іону практично не змінився. Однак, зважаючи на те, що в минулому вміст цього компоненту не підко-

рився ні нормальному, ані логнормальному закону розподілу, а на сучасний період підкоряється логнормальному закону, можна зробити висновок про те, що в наш час на формування вмісту згаданого іону у воді справляє вплив переважно один фактор, інтенсивність якого значно перевищує всі інші фактори.

Загалом хімічний склад води з досліджуваного водоносного комплексу не дає підстав вважати її непридатною для використання у питних цілях, однак спостерігається тенденція до погіршення її якості.

1. Екологія і природокористування: 3б. наук. пр. – Дніпропетровськ, 2005. 2. Звіт за результатами робіт згідно договору №45/03 від 1 грудня 2003 року: розробка схеми розвитку системи водопостачання м. Києва за рахунок підземних вод на період до 2020 року. – К., 2003. 3. Коклик С.Г. Подземные воды г. Киева. – К., 1909. 4. Маков К.І. Підземні води Києва. – К., 1940. 5. Кошляков О.Е. Гідрогеологічне моделювання: Підручник. – К., 2003. 6. Браунли К.А. Статистическая теория и методология в науке и технике/Пер. с англ. М.С. Никелина; Под ред. Л.Н. Большева. – М., 1977.

Надійшла до редколегії 06.04.08

УДК 624.131

М. Фріндт, асп.

## АНАЛІЗ ФАКТОРІВ ВПЛИВУ НА УТВОРЕННЯ ЗСУВІВ ДОРІГ АНГАРСЬКОГО ПЕРЕВАЛУ

*В статті розглянуто основні фактори, що впливають на утворення зсувів, а саме: природа схилового матеріалу, атмосферні опади та крутизна схилу. Досліджувана ділянка знаходиться нижче Ангарського перевалу. Зібрано й опрацьовано дані про кількість атмосферних опадів протягом 45 років. Використано статистичний метод обробки. Виконано геоморфологічний аналіз. Розраховано стійкість схилу трьома методами.*

*In this article observed basic factors that influence mass movements there are the nature of the slope materials, the atmospheric precipitates and the steepness of slopes. Investigate territory is placed below the Angarsk mountain pass. Gathered and adapted data about amount atmospheric precipitation during 45 years. The statistical method of treatment is used. A geomorphology analysis is executed. Stability of slope calculates by three methods.*

**1. Постановка проблеми.** Будівництво транспортних магістралей в складних інженерно-геологічних умовах, які характерні для гірських районів, де виявляється значне розчленування рельєфу, природна активність екзогенних процесів є складним технічним завданням. Під час будівництва та експлуатації гірських доріг виникає багато зсувних процесів. На окремих ділянках автомобільної дороги Сімферополь-Ялта-Севастополь пошкодженість земляного полотна зсувами становить від 16 до 39% її довжини. Найбільша кількість випадків порушень стійкості земляного полотна припадає на зсувні ділянки, які утворилися в результаті перевантаження насипом дороги крутого схилу древнього зсуву або просто крутого схилу складеного товщею пухких делювіальних ґрунтів.

Об'єктом дослідження є ділянка, що розташована на 1,5 км нижче Ангарського перевалу по автомобільній дорозі Сімферополь-Ялта-Севастополь, де після облаштування в 1959 р впродовж багатьох років спостерігається активізація зсувних процесів. На ділянці протяжністю 2 км закартовано три зсуви. Вони утворилися в 1959-1962 роках та один в 1981-1982 роках. Моніторинг цих об'єктів проведений Кримською філією інституту "Укрдприрод" з моменту формування зсувних тіл до 2004 р і супроводжується оцінкою потужностей, геологічної будови ділянки, кута нахилу схилу. Також проводилося геофізичне обстеження ділянок зсувних зон методами становлення короткого імпульсного поля (СКІП), вертикального електрорезонансного зондування (ВЕРЗ), сейсмоакустичне зондування, які були виконані на замовлення інституту "Укрдприрод". Це дозволило визначити поверхні ковзання зсувів, зони максимального зволоження ґрунтів та виявити шляхи міграції водних потоків. Однак актуальною залишається проблема визначення всіх факторів, які сприяють активізації екзогенних процесів в даному районі.

**2. Мета статті.** З врахуванням даних моніторингу за зсувонебезпечними ділянками, які є інформативними, з точки зору геологічної будови, фіксації площин ковзання і самого зсувного тіла, його поведінки в часі, долучаючи інформацію щодо кількості атмосферних опадів, впродовж 45 років, геоморфологічний аналіз маємо на меті визначити перелік факторів (крім техногенного), що сприяли активізації зсувного процесу в цей період.

**3. Виклад основного матеріалу.** Найбільш сприятливими умовами утворення зсувів, можна назвати наступні:

- 1) кліматичні особливості району;
- 2) гідрологічний режим;
- 3) рельєф місцевості;
- 4) геологічна будова схилів і укосів;
- 5) сучасні та новітні тектонічні рухи і сейсмічні явища;
- 6) гідрогеологічні умови;
- 7) розвиток супутніх екзогенних геологічних процесів і явищ;
- 8) особливості фізико-механічних властивостей гірських порід;
- 9) інженерна діяльність людини.

Вивченню підлягали основні причини, які впливають на активізацію зсувів. Їх можна поділити на три групи: природа схилового матеріалу, кількість води та крутизна схилу [2].

Загальновідома приуроченість зсувів до схилів і укосів певної геологічної будови. В більшості випадків зсуви поширені там, де схили складені глинистими породами або, там, де на схилах є значні накопичення елювіальних, делювіальних, пролювіальних глинистих утворень.

В основі схилу досліджуваної ділянки в геологічному відношенні залягають нерозчленовані нижньоярські і верхньотріасові відклади ( $\text{T}_3+\text{J}_1$ ) – аргіліти і алевроліти з прошарками пісковику; вивітрені глинисті сланці тавричного флішу та четвертинні делювіально-пролю-

віальні ( $dpQ_{IV}$ ) суглинки із включенням щебеню, вапняку та пісковика до 20%. Відклади приповерхневої зони характеризуються слабкою водоємністю, тому при зволоженні починають проявлятися деформації у вигляді поверхневих зсувів.

Визначення другого фактору, кількості води в ґрунтовому масиві, вимагає необхідності оцінити вплив атмосферних опадів в межах досліджуваної ділянки. Щодо оцінки незакономірної мінливості метеорологічних показників, їх відхилення від "норми" на активізацію зсувних процесів слід зазначити, що зволоження схилу, з яким пов'язаний його коефіцієнт стійкості, залежить не тільки від кількості атмосферних опадів, але і від умов інфільтрації, стоку і випаровування. Проте в першому наближенні при вивченні зсувів в обмеженому районі однамнітної геологічної будови можна вважати ступінь насичення схилів відповідним кількості атмосферних опадів.

Для аналізу впливу на активізацію зсувів атмосферних опадів є різні підходи, які ґрунтуються на статистичних методах обробки, серед яких метод визначення, так званих порогових значень (thresholds), які оцінюються для періодів, що передують зсуву (A.C. Waltham and N. Dixon). В якості порогових були взяті дані за 1 місяць та за 6 місяців [1], які визначалися як аномальні, тобто перевищують деяку величину кількості атмосферних опадів відносно середнього показника за певний період спостережень. В нашому випадку пороговим значенням для 1 місяця є 120 мм, а для 6 місяців 600 мм.

Для аналізу взято ряд спостережень з 1955 до 2004 рр по двом метеостанціям "Алушта", "Ангарський перевал" та посту "Перевальне", які розташовані в безпосередній близькості до зсувних ділянок. Найближчою до зсувних зон є метеостанція "Ангарський перевал" - 600 м і 1200м. Загалом цей період метеоспостережень виявив нерівномірну кількість атмосферних опадів.

Проаналізовані дані вказують на те, що найбільш водними місяцями спостережуваних років були місяці, грудень, січень, лютий а також, за даними метеостанції "Ангарський перевал" місяці - травень, червень, іноді липень. Зв'язок активності зсувного процесу з перевищеннями порогових значень в більшості випадків проявляється. Це дає можливість вважати, що збільшена кількість опадів була одним із факторів утворення зсувного процесу. При подальшому аналізі виявилось, що в семи випадках опади водних місяців становлять більше 50-ти відсотків річної кількості атмосферних опадів і у дванадцяти випадках значення коливається в межах 40-50-ти відсотків.

Кількість опадів впродовж року (рис.1) також відзначалася високою динамічністю. Наявність таких даних дає можливість співставити величину кількості опадів та активність зсувів (рис.2). Встановлено, що після випадіння значної кількості атмосферних опадів, під час спостережуваних років, активність проявляється в тому ж році, або в наступному. Особливо це простежується з 1990 року.

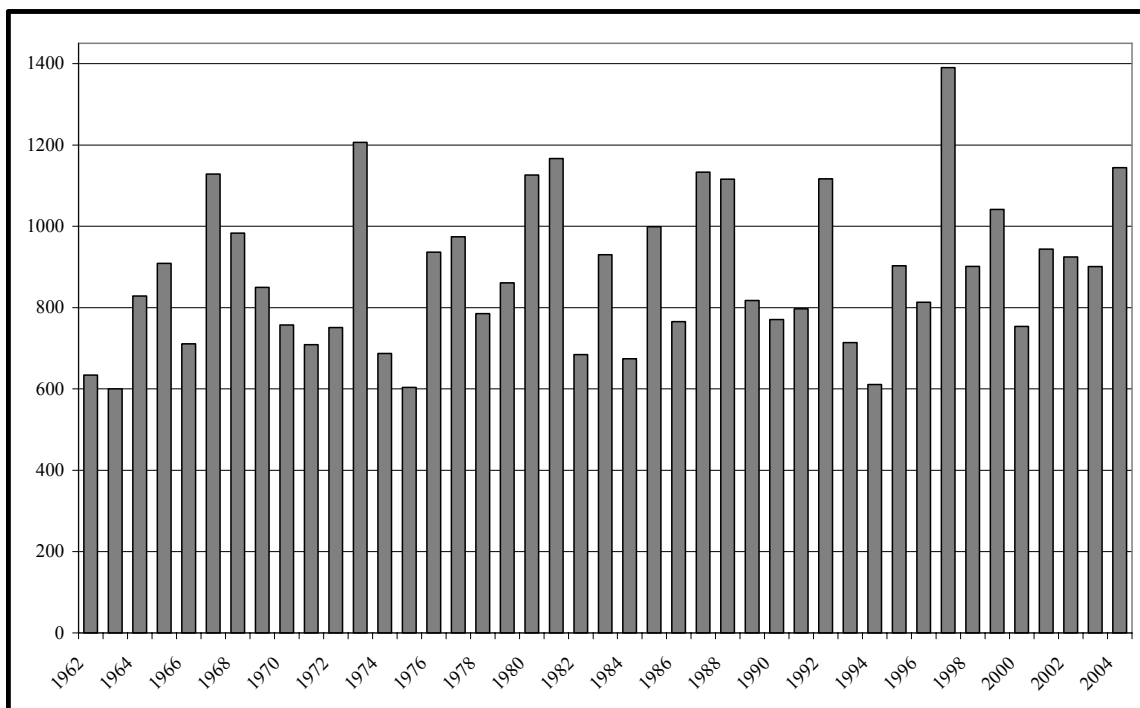


Рис.1 Гістограма кількості атмосферних опадів за рік протягом спостережуваних 1962-2004 рр. Дані метеостанції "Ангарський перевал"

Геофізичними методами визначено зони максимального зволоження ґрунтів та шляхи міграції підземних вод – це є також одним із факторів, які відносяться до цієї категорії. Встановлено, що площа ковзання зсуву проходить по нижній межі максимального зволоження ґрунту і зсуви рухаються відповідно шляхам міграції підземних вод.

Співставивши дані кількості атмосферних опадів і активності зсувних ділянок видно, що опади не є визначальним і основним фактором їх утворення. На графіку видно, що не зважаючи на те, що зсуви знаходяться в безпосередній близькості один від одного - геологічна

будова є однаковою, в активності спостерігаються відмінності. Це пов'язано з кутами нахилу досліджуваної поверхні. Крутизна схилу є третім фактором, що сприяє утворенню зсувів.

Для визначення кутів нахилу земної поверхні використано геоморфологічний аналіз. Побудовано карти глибини вертикального розчленування рельєфу, горизонтального розчленування рельєфу та карту кутів нахилу поверхні. Ділянка утворення зсувів характеризується високою енергією та значною крутизною. Просторовий розподіл показника в межах території наступний: відсот-

кове співвідношення ділянок з кутами нахилу  $< 8^\circ$  становить 10 %; з  $8-12^\circ$  – 30 %;  $12-18^\circ$  – 35 %;  $18-25^\circ$  – 20 % і  $> 25^\circ$  – 5 %. Зсув №266 утворився на поверхні з кутами нахилу  $18-12^\circ$  (відповідно до створеної градації), а зсув №247 та №877 –  $> 25^\circ$ . Майже вся досліджувана територія є потенційно небезпечною, бо вважається, що схили з кутами нахилу  $> 12^\circ$  є вже зсувонебезпечними.

Важливо враховувати також структурно-тектонічне положення району, оскільки в районах, що піддаються підняттям внаслідок сучасних і новітніх тектонічних рухів,

постійно поновлюються запаси потенційної енергії, що сприяє утворенню зсувів. Сейсмічність території Кримського регіону є важливим чинником розвитку небезпечних геологічних процесів. В статті цей фактор не вивчено, проте відомо, що кожен сейсмічний поштовх зумовлює можливість незначного зміщення зсувів. Це створює сприятливі умови для активного розвитку зсувного процесу в наступний період після аномального зволоження порід схилів. Згідно сейсмічного районування Південний берег Криму відноситься до 8 бальної зони.

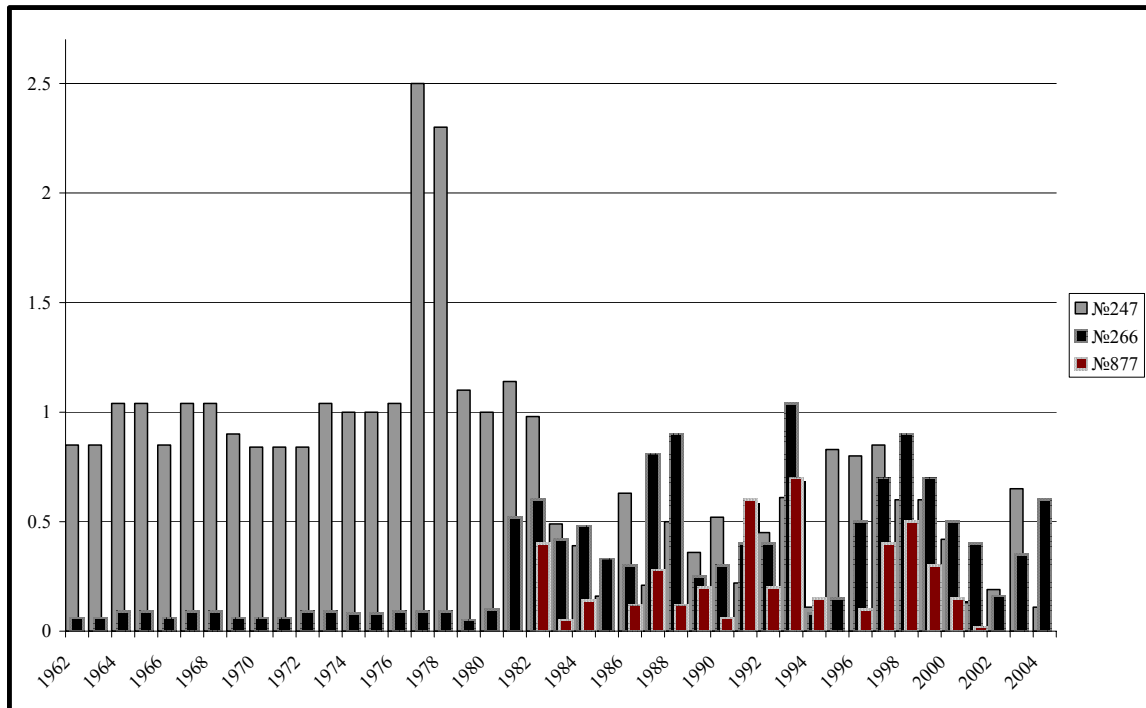


Рис. 2. Активність зсувів № 247, № 266 та №877 за даними моніторингу 1962-2004 рр.

Щодо аналізу стійкості території, то методом оцінювання масивів ґрунту є співставлення їх дійсного розрахункового напруженого стану з гранично можливим. В основу сучасних інженерних методів оцінки стійкості покладено поняття про коефіцієнт запасу стійкості  $K_3$ .

Виконано аналіз трьома методами загальноприйнятими в інженерній геології - методом "горизонтальних сил" Маслова-Берера, методом рівномірного укусу та методом Шахунянца. Результати розрахунку показали, що значення коефіцієнтів стійкості схилу коливаються в межах 1,04-1,10, щодо методу рівностійкого відкосу, то з побудованої розрахункової схеми видно, що величина кутів здвигу  $\psi_i$  перевищує значення кутів  $\alpha$ . Отримані значення коефіцієнтів запасу свідчать про те, що схил ділянки автомобільної дороги є нестійким.

Для ділянок автомобільної дороги Сімферополь-Ялта-Севастополь визначено ряд рекомендацій. Для територій пошкоджених зсувами №247, №266 та №877 рекомендовано: врізання дороги в правий корінний схил, укріплення дороги кількома рядами буронабивних паль на глибину 35 м, а також будівництво естакади на буронабивних палях.

Основним завданням протизсувних заходів на автомобільних дорогах гірських районів має бути забезпечення безпечного руху автомобільного транспорту, при цьому вони не повинні негативно впливати на навколишнє середовище, для чого слід проводити компетентну експертизу цих заходів.

**4. Висновки.** В результаті виконаних досліджень було визначено вплив трьох факторів на утворення зсувів – це природа схилу, кількість води в ґрунтового

масиві та крутизна схилу. Встановлено порогові значення кількості атмосферних опадів, що є тригером для утворення зсувного процесу, а також виконано аналіз ділянки геоморфологічними методами. Визначено вплив кутів нахилу на активність зсувних ділянок. За результатами розрахунків схил є нестійким. Сукупність всіх цих факторів є рушійною силою для утворення зсувів та їх подальшої активізації, в додаток до основного фактору – техногенного.

Слід звернути увагу, що більша частина зсувів на дорогах - це техногенні зсуви, які виникли в період будівництва та експлуатації автомобільної дороги. Більша частина насипів спочатку зазнавала деформації за рахунок ущільнення, а потім вони переростали у зсувні. Поява тріщин на асфальті і підпірних стінках, просідання проїзної частини були передвісниками інтенсивних зсувних зміщень. Подібні деформації в 30 % випадків проходили через півроку після початку будівництва, а іноді і в процесі будівництва.

1. A.C. Waltham and N. Dixon. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology. Movement of the Mam Tor landslide, Derbyshire, UK.
2. W.H. Freeman and Company. Understanding Earth. Second Edition. Harvard University.
3. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов.
4. Звіт про геофізичне обстеження ділянок зсувних зон вздовж автомобільної дороги Сімферополь-Ялта-Севастополь (М-18).
5. Карта-схема зсувів на дорогах Південного берега Криму.
6. Метеорологічні щомісячники.
7. Технічний звіт про результати інженерно-геологічних вишукувань для складання ТЕО розвитку автомобільних доріг за напрямком Харків-Сімферополь-Алушта-Ялта на ділянках Сімферополь-Ялта (М-18), Ялта-Севастополь (Н-19) та Алушта-Судак-Феодосія (Р-29).

Надійшла до редколегії 15.04.08



УДК 551.242:556.32:622.22

М. Заборин, асп.

## ГЕОДИНАМІЧНІ ЗОНИ ТА ПІДТОПЛЕННЯ ҐРУНТОВИМИ ВОДАМИ ПРИ ЛІКВІДАЦІЇ ШАХТ

*Виконано геодинамічне картування масштабу 1:2 500 поля закритої шахти "Брянківська". Орієнтування геодинамічних зон (ГДЗ): субширотне, північно-східне ( $35^{\circ}$ - $45^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ - $75^{\circ}$ ), північно-західне ( $315^{\circ}$ - $330^{\circ}$ ) і субмеридіональне. Виділено 110 ділянок підтоплення та заболочування ґрунтовими водами. 64 пов'язані із впливом ГДЗ. В умовах ліквідації шахт прогнозування еколого-гідрогеологічної обстановки і реалізація захисних заходів повинні реалізовуватися з урахуванням геодинамічної будови гірського масиву.*

*The geodynamical mapping of closed mine's field by 1:2 500 scale is done. The geodynamical zones (GDZ) orientation are sublatitudinal, north-east ( $35^{\circ}$ - $45^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ - $75^{\circ}$ ), north-west ( $315^{\circ}$ - $330^{\circ}$ ) and sublongitudinal. 110 underflooding and swampy zones were found. GDZ influence at 64 from them. Ecological-hydrogeological situation prognosis and protective steps under mine's liquidation must realize by geodynamical structure of file of rock.*

**Вступ та постановка проблеми.** Актуальною екологічною проблемою вугледобувних регіонів України останнього десятиліття є негативні явища і процеси, пов'язані з ліквідацією вугільних шахт і розрізів. Явища і процеси мають багатовекторний характер і так або інакше пов'язані з відновленням природних рівнів підземних вод (РПВ), які були здреновані в період експлуатації. Основними з них є підтоплення і заболочування денної поверхні, зміна хімічного складу підземних і поверхневих вод, активізація зрушень земної поверхні над гірськими виробками, погіршення фізико-механічних властивостей гірських порід, а також витискування шахтних газів на денну поверхню.

Найважливішими питаннями є оцінка змін гідрогеологічного режиму в межах закритих шахт, управління гідродинамічним режимом, а також прогнозування зон заболочування і підтоплення денної поверхні. Незважаючи на актуальність проблеми, ліквідації значної кількості шахт не передувала комплексна, науково обґрунтована прогнозна оцінка можливих наслідків їх впливу на навколишнє середовище із застосуванням попереджувальних заходів. А існуючі методики, які в основному базуються на закономірностях, отриманих в період відновлення затоплених під час Великої вітчизняної війни шахт, – 1943 – 1950 г.г., виявилися мало ефективними. В результаті у ряді міст Донецької (Білозерське, Горлівка) і Луганської області (Стаханов, Брянка, Красnodон, сел. Урало-Кавказ) в теперішній час склалася надзвичайна екологічна ситуація, обумовлена закриттям шахт.

Прогнозування динаміки РПВ, процесів заболочування і підтоплення, реалізація захисних заходів повинні базуватися на геодинамічній концепції [2].

Згідно геодинамічної концепції вся земна кора повсюдно розбита на блоки різних розмірів. Межі між блоками земної кори різної тектонічної активності є геодинамічними зонами (ГДЗ). Вони мають певні розміри по ширині (у плані), різну протяжність-лінійну та на глибину, в залежності від причин, що викликають рух блоків. ГДЗ можуть мати або аномально напружений стан (при подальшому розвитку якого може відбутися розрив і переміщення блоків гірського масиву), або є структурами, по яких відбувалися або відбуваються тектонічні переміщення блоків гірського масиву [1]. В межах ГДЗ породи зазнають підвищені напруги і деформації, інтенсивну дезинтеграцію (розущільнення), локальну зміну літологічного складу.

Тріщинуваті породи, розташовані в межах ГДЗ, забезпечують підвищену фільтрацію як природних, так і техногенних забруднених вод [6]. Тому ділянки з високою швидкістю відновлення РПВ приурочені до місць впливу геодинамічних зон. Очевидно, що на швидкість водопідйому, а також на поведінку РПВ на різних ділянках шахтного поля, впливатимуть кількість ГДЗ, їх потужність, протяжність в плані і на глибину. Крім того, роз-

виток процесів підтоплення і заболочування денної поверхні, в першу чергу, слід чекати в місцях активного розвитку ГДЗ, які, часто, зумовлюють формування оро-гідрографічної мережі [5].

Існування ГДЗ достовірно встановлене дослідженнями тематичної експедиції ВО "Укрвуглегеологія" (Рябоштан Ю.С., Тахтаміров Є.П.). В даний час роботи по вивченню ГДЗ і вдосконаленню методики їх виявлення проводяться в УКРНТЕК, а також ряду наукових інститутів Росії (ІГД УРО РАН та ін.).

Поверхневий прояв у рельєфі крупних глибинних тектонічних структур (планетарних, регіональних), отримав назву лінеamenti [4]. Аналогічні поверхневі прояви дрібніших структурних елементів гірських масивів називають мікролінеamenti або також – лінеamenti [6,7]. В залежності від протяжності виділяється чотири рівні (порядку) лінеamenti: 10 – 100 км - лінеamenti I-го порядку, 3-10 км - лінеamenti II-го порядку, 0,5-3 км - лінеamenti III порядку, до 0,5 км - лінеamenti IV порядку (відображають мережу дрібної тріщинуватості порід, одиничних тріщин по окремих шарах) [7].

Таким чином, через свою природу ГДЗ знаходять прояв в рельєфі у вигляді лінеamenti різного порядку. Для виявлення ГДЗ (геодинамічне картування) в даний час існує ряд достовірних і перевірених практикою геолого-геофізичних методів [5]. Одним із таких методів є дешифрування космічних і аерофотознімків. Застосування геодинамічного картування при проведенні еколого-геологічних робіт на інженерних об'єктах довело свою ефективність для вирішення різних завдань – визначення стійкості зсувонебезпечних схилів, виявлення шляхів міграції забруднених вод у водоносних горизонтах, місць фільтрації техногенних вод через греблі і дамби хвостосховищ і ін. [6].

### Викладення основного матеріалу

Об'єкт дослідження – поле закритої шахти "Брянківська" (м. Брянка, Луганська область).

Предмет дослідження – зонально-блокова будова гірського масиву в межах шахтного поля.

Мета дослідження – визначити вплив зонально-блокової будови на характер розташування ділянок підтоплення і заболочування. За наслідками дешифрування дрібномасштабних космічних знімків виділено три основні системи лінеamenti, що визначають будову шахтного поля і прилеглих територій [3].

Перша – об'єднує лінеamenti північно-східного простягання (за винятком структур  $60^{\circ}$ - $75^{\circ}$ ) з середнім азимутом  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ,  $40^{\circ}$ - $45^{\circ}$  і перпендикулярні ним системи  $290^{\circ}$ - $300^{\circ}$  і  $310^{\circ}$ - $320^{\circ}$  (рис. 1). До даної системи відносяться регіональні структури, які трасуються по руслах річок Камішевах і Лозова.

Другу систему складають лінеamenti з простяганням  $60^{\circ}$ - $65^{\circ}$ ,  $75^{\circ}$ - $77^{\circ}$  і  $343^{\circ}$ - $348^{\circ}$ . При цьому якщо лінеamenti з

орієнтуванням 75-770 достатньо поширені, то ортогональна до неї система мало розвинена (див. мал. 1).

Третя система включає широтні і субширотні структури, перпендикулярна ним система простежується слабо (див. мал. 1).

Поле шахти "Брянківська" контролюється крупними розломами північно-східного (ПС) орієнтування з простяганням 40 (лінеамент Лозова-верхня) і 75-770 (Лозова-середня), які трасуються по руслу річки Лозова. Інтенсивно розвинені лінеаменти другого і третього порядку з орієнтуванням 75-770, 290-3000, субширотного простягання (див. мал. 1). Лінеаменти субмеридіонального простягання набули незначного поширення і приурочені до північно-східної частини ділянки. Також виділені одиничні структури з простяганням 330-3400.

Для оцінки впливу ГДЗ на еколого-гідрогеологічну обстановку, було виконано дешифрування космічних знімків масштабу 1:2500 на ділянці, розташованій в південно-східній частині шахтного поля (мал.2). Розмір ділянки 3,32x1,77 км.

Крім того, винесені ділянки підтоплення і заболочування, отримані за даними дешифрування і гідрогеологічної зйомки. По характеру локалізації даних ділянок оцінювався вплив ГДЗ на їх формування. У геологічному відношенні знаходиться в межах Павлівської синкліналі (див.мал.2). Південне крило має простягання 2500, північне крило – субширотне. Кути падіння на південному крилі – 12-160, на північному – 25-400. Орієнтування ГДЗ III і IV порядків в цілому відповідає закономірностям, знайденим на дрібно-масштабних знімках.

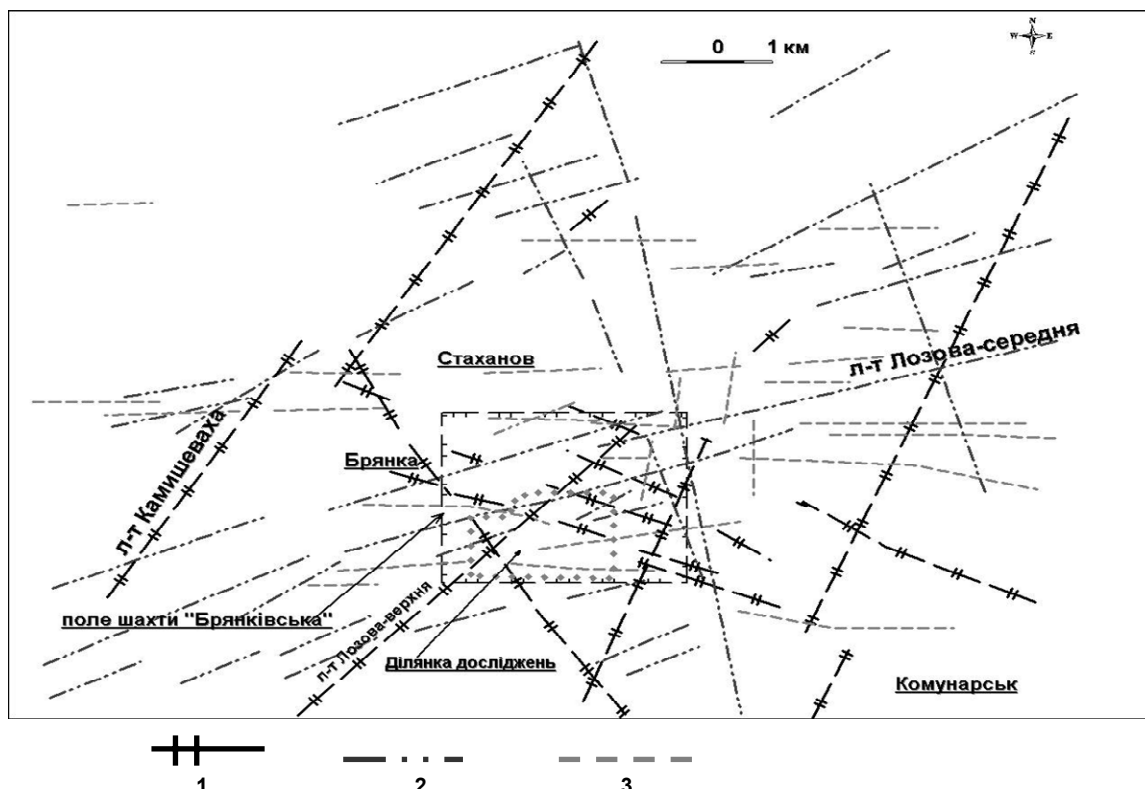


Рис.1. Системи лінементів на знімку масштаба 1:50000

1 – система лінементів 1; 2 – система лінементів 2; 3 – система лінементів 3

Південна частина ділянки (до замка Павлівської синкліналі), в основному, характеризується широтним орієнтуванням ГДЗ. Також виділені одиничні ГДЗ субмеридіонального і з простяганням 250, розташовані в заплаві р. Лозова, і 300-3200, розташовані в західній частині території. Крім того, по характеру розташування зон підтоплення (ЗП) і заболочування (ЗБ) виділені крупні структури північно-західного (ПЗ) 315 і 3250 (південно-західна частина), ПС 40-450 орієнтування (рис. 2).

Для північної частини характерна наступна картина.

Найбільшого поширення набули структури ПС простягання. У західній частині їх орієнтування складає 65-700. На схід від них проходять ГДЗ ПС 40-450, які також простежуються і в південній частині ділянки. На схід орієнтування ГДЗ змінюється до 70-750. Характер зміни орієнтування, за винятком ГДЗ ПС 40-450, в цілому повторює простягання площин зміщувачів IV і V Брянського насувів (рис.2).

У західній частині ділянки підвищена інтенсивність прояву ГДЗ 65-700 спостерігається в місці перетину р. Лозова (п-т Лозова-верхня) IV і V Брянським насува-

ми. На схід концентрація ГДЗ ПС орієнтування дещо зменшується.

У східній частині разом з вказаними ГДЗ широкого поширення набули структури ПЗ 315-3300. У західній частині прояв структур ПЗ орієнтування має локальний характер.

Зіставлення виявлених ЗП і ЗБ з геодинамічною і геологічною будовою ділянки дозволяє говорити про такі особливості їх локалізації.

Так або інакше з впливом ГДЗ зв'язані 64 з 110 виділених ділянок. З них:

- перетин по-різному орієнтованих ГДЗ – 14;
- вздовж ГДЗ – 9;
- місця концентрації ГДЗ – 2;
- перетин ГДЗ з вапняками і пісковиками – 29;
- виходи вапняків і пісковиків – 19;
- нез'ясованої природи – 14. Сюди віднесені десять ЗП, по яких трасуються ГДЗ. Природа чотири з них вимагає уточнення;
- суперечливої природи – 23. До них віднесені ділянки з можливим впливом ГДЗ в "чистому" вигляді, в місцях їх перетину з водоносними горизонтами, а та-

кож виходів водоносних горизонтів. Крім того, ця група включає шість ділянок, розташованих в заплаві р. Лозова та балок.

Крім того, ділянки підтоплення, отримані за результатами гідрогеологічної зйомки, виконаної в 2007 р. також знаходяться в місцях впливу ГДЗ (рис.2).

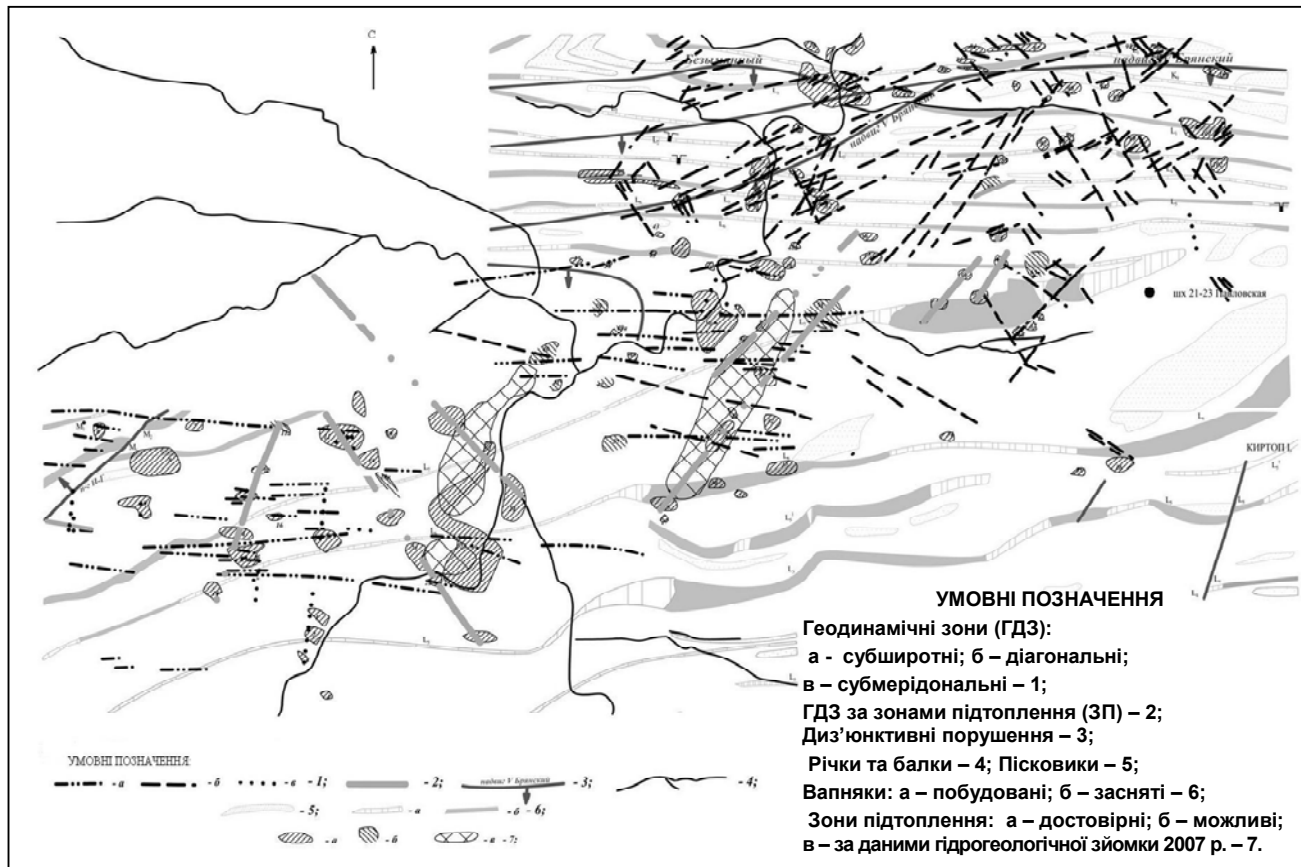


Рис. 2. Геодинамічна будова частини поля шахти "Брянківська" та локалізація зон підтоплення ґрунтовими водами

**Висновки.** Таким чином, попередні результати дослідження дозволяють говорити про вірність основних положень геодинамічної концепції. Локалізація зон підтоплення і заболочування у високому ступені пов'язана з впливом ГДЗ. Порівняльна оцінка впливу ГДЗ на характер формування еколого-гідрогеологічних умов на полях інших ліквідованих шахт дозволить розробити методику прогнозування гідрогеологічного режиму в межах шахтних полів і визначити першочергові заходи щодо охорони навколишнього середовища.

1. Воевода Б.И., Соболев Е.Г., Русанов А.Н. Геодинамическое состояние горных массивов и последствия землетрясений. "Наукові праці ДонНТУ": Сер. гірничо-геологічна. - 2001. - Вип. 32. 2. Заборин М.С.,

Богун Л.Д., Воевода Б.И. Геодинамика и ее влияние на восстановление гидрогеологических условий в пределах закрытых шахт. Уголь Украины. - №2. - 2007. 3. Заборин М.С., Воевода Б.И., Хромов А.Н. Геодинамическое картографирование в пределах поля закрытой шахты "Брянківська" (Луганская область). Труды III Межвузовской научно-практической конференции "Научковая парадигма географической освіти Украины в XXI столетии". 4. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцев Э.Ф. Основы линейной тектоники. М. - 1986. 5. Кипко Э.Я., Соболев Е.Г., Савченко О.В. О предотвращении экологического ущерба при мокрой консервации шахт. "Уголь Украины". - 1997. - №10. 6. Соболев Е.Г., Савченко О.В., Петенко С.А. и др. Геодинамические зоны, как пути загрязнения подземных источников водоснабжения. "Проблемы экологии" - 2002. - №2. 7. Уфимцев Г.Ф., Олухов Ф.С., Тимофеев Д.А. Терминология структурной геоморфологии и неотектоники - М., Наука, 1979. - 220 с.

Надійшла до редколегії 02.04.08

## ЕКОНОМІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 553.042:611.6

О. Андрєєва, інж. I к.

### ОЦІНКА БЕНТОНІТОВИХ РОДОВИЩ УКРАЇНИ ЗА ДОПОМОГОЮ БАЛЬНОЇ ШКАЛИ

Розглянуто можливість оцінки перспективності родовищ бентоніту з використанням геологічних показників. У результаті Черкаське родовище визначено як найбільш перспективний об'єкт.

The using of geological index for economical evaluation bentonitic deposits is considered. As conclusion, the Cherkas'ke deposit is the most perspective object.

**Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень.** У мінерально-сировинній базі бентонітових глин України налічується понад 100 родовищ та проявів

бентонітових та бентонітоподібних глин. Протягом різних років їх досліджували такі провідні українські геологи, як Є. Лазаренко, Ф. Овчаренко, Л. Кириченко,

© Андрєєва О., 2009

В. Лебединський, Ю. Брагін, М. Соболевська та інші. Залежно від тривалості досліджень та геолого-економічного значення родовищ та проявів бентонітів, усі вони характеризуються різним ступенем вивченості.

На сьогоднішній день існують різні методики геолого-економічної оцінки мінеральних ресурсів, що характеризуються неоднаковими підходами до розв'язання проблеми. Для економічної оцінки 20 рудопоявів та родовищ бентоніту України автором вже було використано методику, розроблену ВСЕГЕІ [1]. Нажаль, для переважної більшості об'єктів застосування цієї методики неможливе через наведені нижче причини.

Складність формування бази даних та проведення геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази виникає через несистематизованість інформації, через недостатній ступінь вивчення геологічних об'єктів. А при порівнянні та визначенні перспективних об'єктів серед бентонітових родовищ необхідно врахувати, що для переважної кількості родовищ та проявів відомі лише обмежені відомості, як правило це геологічні показники.

В. Овчаренком і Є. Герасимовим було розроблено методику ранжування, яка використовувалась для оцінки вугільних родовищ Луганської області [4]. На думку авторів, для зіставлення результатів геолого-економічної оцінки вона має охоплювати всі геологічні об'єкти та проводитися одночасно та за єдиною методикою. Єдина методика повинна також забезпечити порівняння об'єктів з різним ступенем вивченості. В. Овчаренком і Є. Герасимовим було розроблено шкалу ранжування на основі бальної оцінки природних та географо-економічних показників.

Таким чином, найкращою методикою, яка б дозволила одночасно порівнювати всі об'єкти мінерально-сировинної бази незалежно від ступеня їх вивченості, є методика ранжування.

Спробі оцінити перспективність родовищ та проявів бентонітових та бентонітоподібних глин за бальною шкалою і присвячена ця стаття.

**Викладення основного матеріалу.** Щоб охопити всю базу бентонітових глин автором розроблено бальну шкалу для оцінки саме бентонітових родовищ та проявів. При оцінюванні за основу було взято згадану вище методику

ранжування В. Овчаренко і Є. Герасимова, відкореговану відповідно до поставленої задачі.

Використовуючи дані попередніх досліджень, проведених Харківською комплексною геологорозвідальною експедицією [5], автором були проаналізовані відомості про 115 родовищ та проявів бентонітових глин. Був складений реєстр родовищ та проявів, в якому для зручності всі об'єкти були розташовані в алфавітному порядку та пронумеровані. До реєстру заносилася уся наявна інформація. Після того були відібрані показники відомі для всіх родовищ – основні показники. Це такі геологічні параметри, як потужність, глибина та складність геологічної будови. Крім того були вибрані параметри, які є найбільш показовими та важливими при економічній оцінці родовищ – додаткові показники. Так, запаси корисної копалини є головним чинником освоєння та розробки родовища. А оскільки якість бентоніту залежить від вмісту монтморилоніту та кількості Na в обмінному комплексі, до додаткових показників була віднесена така характеристика корисної копалини, як його лужність чи лужноземельність, а також власне бентонітова це глина чи бентонітоподібна. Додатковими ці показники вважаються через відсутність такої інформації для повної вибірки об'єктів.

Для кожного показника умовно було проведено градацію за п'ятибальною шкалою (табл.1). При виділенні балів для таких показників, як потужність, глибина та запаси, враховувались їх граничні значення та ділились на рівномірні проміжки. Складність геологічної будови визначалась за класифікацією запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр [3] та також розподілялась за балами. При проведенні градації показника якісної характеристики корисної копалини найбільша кількість балів присвоювалась лужним бентонітам, оскільки така сировина є найбільш якісною, а найменший бал отримували родовища бентонітоподібних глин. Для кожного родовища та прояву визначалися бали за вибраними показниками. Після цього підраховувалась сума балів, за якою визначалась перспективність того чи іншого родовища. Більша кількість балів визначає більшу перспективність об'єкту.

Таблиця 1

| Показники для розрахунку перспективності родовищ |       |                         |                |                |                   |
|--------------------------------------------------|-------|-------------------------|----------------|----------------|-------------------|
| Показник / бали                                  | 5     | 4                       | 3              | 2              | 1                 |
| Основні показники                                |       |                         |                |                |                   |
| потужність, м                                    | >10   | 5-10                    | 2-5            | 1-2            | <1                |
| глибина, м                                       | <5    | 5-25                    | 25-50          | 50-100         | >100              |
| складність геологічної будови                    | I     | II                      | II             | III            | IV                |
| Додаткові показники                              |       |                         |                |                |                   |
| запаси, млн.т                                    | >25   | 25-10                   | 10-5           | 5-1            | <1                |
| якісна характеристика корисної копалини          | лужна | лужна та лужно-земельна | лужно-земельна | лужно-земельна | бентоніто-подібна |

Наведення результатів підрахунку в табличному вигляді є досить громіздким та важким для наочного представлення матеріалу, оскільки підраховано бали для великої кількості родовищ та проявів. У цьому випадку найкращим варіантом подання результатів оцінювання є діаграми. За підрахованими балами були побудовані точкові діаграми, на яких за значення було взято кількість балів, а за категорію – порядковий номер родовища. На побудованій діаграмі родовища та прояви розподілилися залежно від підрахованої суми

балів. Чим вище знаходиться точка на діаграмі, тим перспективнішим є цей об'єкт.

Перспективність об'єктів була підрахована у двох варіантах.

У першому випадку, беручи до уваги мінімальну інформацію про родовища, враховуються дані, що визначені майже для всіх об'єктів: потужність, глибина залягання, складність геологічної будови. Родовища та прояви, які були оцінені за основними показниками, на діаграмі розподілилися досить рівномірно (рис.1).

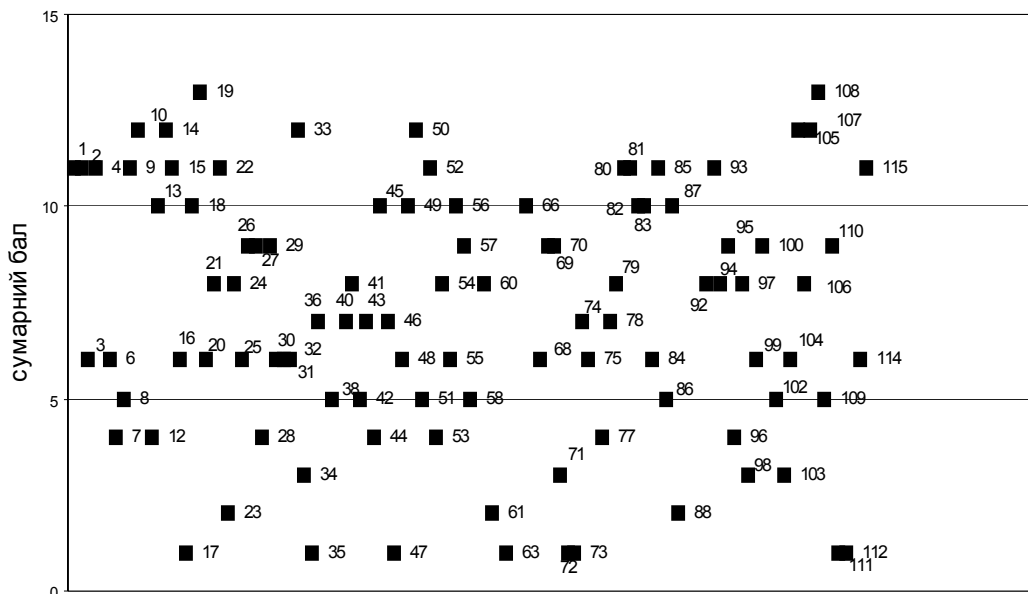


Рис. 1. Ранжування родовищ за основними показниками

Аналізуючи діаграму, можна зробити висновок щодо перспективності таких родовищ та ділянок: Черкаське (108), Горбське (19), Біловоди (10), Велика Чернетчина (14), Ільницьке (33), Махновщина (50), Хижинська (105), Чабановська (107). Ці родовища отримали високі бали завдяки незначній глибині залягання, достатній потужності корисної копалини та невеликій складності геологічної будови.

Якщо враховувати не лише основні показники, а брати до уваги і такі показники, як якість сировини та запаси родовища (таб. 1), то можна побудувати іншу діаграму (рис. 2). Для її побудови підраховувалася сума балів за основними та додатковими показниками, тобто

вираховувався загальний бал. При цьому зменшилась кількість родовищ, оскільки оцінка проводилась лише для тих родовищ, для яких відомі ці показники - 37 родовищ. На діаграмі крім зменшення кількості об'єктів спостерігаються і зміни у їх розміщенні. Більша частина родовищ знаходиться в середній частині діаграми, тобто за своїми показниками вони більш-менш рівнозначні. Зміна розташування деяких об'єктів та їх розміщення у верхній частині графіку обумовлюється головним чином таким показником, як геологічні запаси.

Перспективними можна вважати такі об'єкти, як Черкаське(108), Ільницьке(33), Горбське(19), Григорівське(22), Пісковське(81), Сорищенське(95).

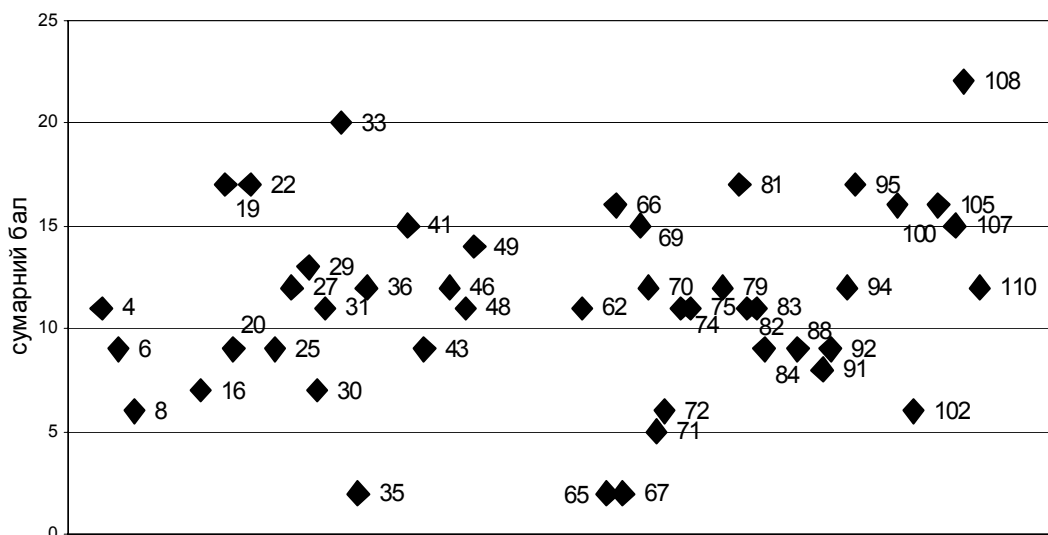


Рис. 2. Ранжування родовищ за загальним балом

Аналізуючи діаграми, можна зробити такі висновки. Найбільшу цінність має Черкаське родовище, як і можна було передбачити. На сьогоднішній день саме його запаси (Дашуківська ділянка) становлять понад 90 % від загальної кількості балансових запасів родовищ бентонітових глин України. Та його запаси можуть суттєво збільшитись за рахунок досліджень перспективних ділянок. Оцінка ресурсів для ділянок, обмежених контуром поширення боярської світи (стратиграфічно глини Черкаського родовища приурочені до боярської світи міоцену),

була виконана Північним державним регіональним підприємством "Північгеологія" [2, 6]. За якістю сировини цих ділянок однакова (коливання якісних показників 10-14%). Загальні ресурси цих ділянок були визначені в кількості понад 9000 млн.т і віднесені до категорії Р<sub>3</sub>.

Серед перспективних родовищ за допомогою бальної шкали визначені Ільницьке, Горбське та Григорівське, які враховані Держбалансом запасів корисних копалин України. Кудринське, Курцівське, Бережанське, Пижівське родовища, що теж відносяться до балансових

родовищ, за проведенням оцінювання до перспективних родовищ не відносяться. Оскільки їх перспективність, підрахована за основними показниками, у другому варіанті підрахунків (за загальним балом) не підтверджується. Сорищенське родовище заслуговує на увагу завдяки своїм запасам, якості сировини (спостерігається підвищений вміст Na в деяких шарах глини), територіальному розташуванню (Донецька область, Слов'янський район).

**Висновки.** Запропонований метод дає змогу порівнювати об'єкти з різним ступенем вивченості і може застосовуватись при визначенні перспективності будь-якого родовища серед низки об'єктів, володіючи при цьому мінімумом інформації. Положення перспективності родовища чи прояву може суттєво змінитись в процесі його подальшого геологічного та техніко-економічного вивчення.

Застосування основних показників дає змогу проводити порівняльну геологічну оцінку об'єктів. Введення додаткових показників дозволяє не тільки скорегувати положення родовищ на діаграмі, а й виділити серед

рівнозначних об'єктів найбільш перспективні, тобто визначити економічну доцільність їх розробки.

Встановлення перспективності родовища шляхом побудови діаграм з використанням статистичних методів, є наочними та оперативним.

1. Андреева О.О., Курило М.М. Економічна оцінка рудопросявів та родовищ бентоніту України з використанням методики коефіцієнтів приведення // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2006. - №37. – С.25-27. 2. Зосимович В.Ю., Карпенко А.М., Сіренко О.А., Циба Н.Н. Стратиграфічне положення, вік, седиманційні особливості та палеогеографія боярської товщі // Геол.журн. – 2006. - №2-3. – С.123-136. 3. Класифікація запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр ДКЗ Держкомгеології України, 1997, 1 с. 4. Овчаренко В.А., Герасимов Е.С. Принципы геолого-экономической оценки сырьевой базы каменных углей Украины как основа для разработки программ развития угольной промышленности/ Минеральні ресурси України, 2002. - №2. - С. 26-28. 5. Обзор месторождений бентонитов УССР / ред. Ромасько С.Д.// Харьковская комплексная геологоразведочная экспедиция. – Харьков, 1971. 6. Пояснювальна записка. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральна українська серія // Державна геологічна служба, Північне регіональне державне геологічне товариство "Північгеологія". – Київ, 2006.

Надійшла до редколегії 23.03.08



Наукове видання



# ВІСНИК КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

## ГЕОЛОГІЯ

Випуск 46

Друкується за авторською редакцією

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власних імен та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та 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: 01601, Київ, 6-р Тараса Шевченка, 14, кімн. 43. ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28



Підписано до друку 18.11.06. Формат 60x84<sup>1/8</sup>. Вид. № 114. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 7,6. Обл.-вид. арк. 9,63. Зам. № 29-5044.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"  
01601, Київ, 6-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,  
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; (38044) 239 31 58; факс (38044) 239 31 28