

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів та студентів.

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

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	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.
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 16.10.07 (протокол № 2)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством інформації України. Свідоцтво про державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Ємельянов В., Лахнюк В. Фаеоолінові мули чорноморського шельфу України (структура, властивості, використання)	4
Даценко Л. Мікроскопічна будова стінки мушлі викопних <i>Viviparoidae</i>	7
Огар В. Органогенні споруди карбону Донецького басейну та деякі особливості їх формування	10
Іванік О. Головні особливості взаємозалежностей факторів формування селевих потоків у межах басейну р. Абранка	14
Попова Л. Можливості компараторного методу при вивченні викопних <i>Sciuridae</i> , розглянуті на прикладі середньоплейстоценових <i>Spermophilus</i>	17
Іщенко І., Якушин Л. Еволюція умов осадконакопичення в крейдовий час на території північно-західного шельфу Чорного моря	20
Мельник О. Порівняльна характеристика верхньосарматських комплексів діатомей антикліналей Зеленського та Копта-Кил	22

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Матвійчук М. Речовинний склад та геохімічні особливості городських пегматитів (Житомирський район)	24
Нестеровський В., Деяк М. Новоутворені водні сульфати Кончекського грязьового вулкану (Керченський півострів)	26
Грінченко О., Бондаренко С., Сьомка В., Іванов Б. Типи благороднометалічної мінералізації та типоморфізм рудних мінералів Тимофіївського рудопояву (Ігульський блок, Український щит)	29
Митрохіна Т., Митрохин О. Титаноносні габроїдні інтрузії Волинського мегаблоку Українського щита	33

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Корнєєнко С., Корбутяк О. Ресурси підземного геологічного простору України	35
--	----

ГЕОФІЗИКА

Грищук П. Порівняльний аналіз результатів інтерпретації магнітного поля за даними профільних та площових спостережень	38
Меньшов О., Хоменко Р., Сухорада А. Можливості педомагнітної інтерпретації та моделювання для підвищення ефективності магнітометричних досліджень	41
Безродний Д. Дослідження пружної анізотропії для вирішення задач тектонофаціального аналізу	44

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Шевчук В., Лавренюк М., Шевчук Вол. Комп'ютерне моделювання впливу термофлюїдних аномалій на напружено-деформаційні стани розломних зон	47
Мокієнко В., Кошляков О. До питання побудови геоінформаційних гідрогеологічних моделей	49

РЕЦЕНЗІЇ

Курило М., Михайлов В. Історія, події, люди і геологія (відгук на книгу І. Латиша "От Урала до Карпат")	52
---	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Yemelyanov V., V.Lakhnyuk V. Phaseolin loams of the Black Sea shelf of Ukraine (structure, properties, usage)	4
Dazenko L. The microscopic structure of the Viviparoidea fossil's wall texture	7
Ogar V. Carboniferous buildups of the Donets basin and some features of their formation	10
Ivanik O. Main peculiarities of mud flows factor formation in Abranka river basin	14
Popova L. Availability of the comparatore method for the fossile Sciuridae, demonstrated with an example of the Pleistocene <i>Spermophilus</i>	17
Ischenko I., Yakushin L. Evolution of the sedimentation conditions in cretaceous in the area of the North-Western shelf of the Black Sea	20
Melnik O. Comparative Analysis of Upper-Sarmatian Diatomaceous Complexes from the Zelensky and Kopta-Kyl Anticlines	22

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Matviychuk M. Chemical composition and geochemical features of Gorodsk granites (Zhitomir region)	24
Nesterovskiy V., Deyak M. Generated water sulfates of Konchek mud volcano (Kerch peninsula)	26
Grinchenko O., Bondarenko S., S'omka V., Ivanov B. Types of noble-metal mineralizations and typomorphism of ore minerals of Tymophiyivsk ore manifestation (Ingulsk block, Ukrainian Shield)	29
Mitrokhina T., Mitrokhin A. The Ti-rich gabbroic intrusions of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield	33

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Korneienko S., Korbutyak O. Resources of underground geological space of Ukraine	35
--	----

GEOPHYSICS

Gryshchuk P. Comparative analysis of interpretation results of the magnetic field from profile and area observations	38
Menshov A., Homenko R., Sukhorada A. The potential of the pedomagnetic interpretation and modeling for the increase of the efficiency of the magnetometry investigations	41
Bezrodniy D. The investigation of the elastic anysotrophie for solving the problems of the techtonofacing analysis	44

GEOLOGICAL INFORMATICS

Shevchuk V., Lavrenuk M., Shevchuk Vol. Computer modeling of thermofluid anomaly influence on the stress-deformation state of fault zones	47
Mokienko V., Koshlyakov O. To a problem of creation of geoinformation hydro-geological models	49

REFERENCES

Kurylo M., Mykhaylov V. The History, Events, People, and Geology (Reference to "From the Urals to Carpathians" written by I. Latysh)	52
---	----

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК551.351.2:(552.52:544.023.523)] (477)

В. Смельянов, д-р геол.-мінералог. наук, гол. наук. співроб.,
В. Лахнюк, асп.

ФАЗЕОЛІНОВІ МУЛИ ЧОРНОМОРСЬКОГО ШЕЛЬФУ УКРАЇНИ (СТРУКТУРА, ВЛАСТИВОСТІ, ВИКОРИСТАННЯ)

У статті представлено характеристики (гранулометричний і хімічний склад, інші індикатори структури) фазеолінових мулів української зони шельфу Чорного моря як перспективного ресурсу для промисловості будівельних матеріалів.

In the paper present major characteristics – granulometric and chemical compositions as well as other structure indicators – of Phaseolin muds of the Black Sea shelf of Ukraine as a perspective resource for constructure industry.

Вступ. Постановка проблеми. Розвиток будівельної галузі, в тому числі виробництва будівельних матеріалів, є одним з пріоритетних напрямів у стратегії промислової політики України. Відомо, що наша країна має значні запаси будівельної сировини у родовищах, що знаходяться на суходолі, але вони далеко не безмежні, розподілені нерівномірно за регіонами і часто-густо знаходяться в місцях, де їх видобуток є неможливим чи занадто дорогим. Зокрема, на півдні території України, в її приморських районах, а саме тут будівельна галузь зараз переживає суттєвий підйом, розширення старих і освоєння нових родовищ будівельної сировини часто обмежене, в основному, високою щільністю населення та значними цінами на приморські землі. Транспортування ж сюди будівельних матеріалів з інших регіонів країни значно підвищує їх ціну та, відповідно, і ціну будівництва. Тому одним з перспективних шляхів забезпечення будівельної промисловості у приморських районах України певними видами природної будівельної сировини, на наш погляд, є розробка окремих видів донних відкладів, що накопичуються на зовнішньому шельфі та континентальному схилі Чорного моря в межах економічної зони нашої країни.

Одним з найбільш перспективних, на наш погляд, об'єктів для вивчення з точки зору використання у будівельній промисловості є так звані фазеолінові мули чорноморського шельфу України.

Вперше області широкого розповсюдження фазеолінового мулу на Чорноморському шельфі були виявлені в 1890 р комплексною експедицією на судні "Чорноморець". Пізніше О. Архангельським і М. Страховим [1] було побудовано стратиграфічний розріз донних відкладів зовнішнього шельфу Кримського і Керченського півостровів, на якому вперше детально вивчено та виокремлено донні відклади різного віку та речовинно-генетичної належності. Серед них за структурними характеристиками та місцем знаходження у розрізі було виокремлено відповідно (з низу до верху) новоевксинські, древньочорноморські (древні мідієві мули) та сучасні відклади (фазеолінові мули) [1]. Своє ім'я ці відклади отримали від назви молюска *Modiola phaseolina*, завдяки існуванню якого в зоні дна чорноморського шельфу з сучасними глибинами переважно від 70 до 150 м сформувався одноіменний біоценоз. Саме продукти існування цього біоценозу складають значну частину донних відкладів, що тут накопичуються.

Дані щодо складу, властивостей та розповсюдження фазеолінових мулів можна знайти в роботах П. Федо-

рова, Є. Невеського, Є. Шнюкова, Ф. Щербакова, В. Семененка, А. Бабинця, О. Митропольського, С. Ольштинського, В. Смельянова та інших дослідників.

Нижче наведемо узагальнені відомості щодо структури, речовинного, гранулометричного та хімічного складу фазеолінових мулів, отримані в результаті вивчення, узагальнення та аналізу літератури та даних експедиційних досліджень на чорноморському шельфі України, які відбулися в 1974–2005 роках на різноманітних науково-дослідних судах.

За даними М. Страхова і А. Архангельського фазеолінові мули мають характеристики, які надано в таблицях 1–4.

Слід зазначити, що потужності шару фазеолінових мулів нерівномірні. Наприклад, на ділянці шельфу між траверсами мису Айтадор і м. Судак на глибинах від 81 до 87 м шар фазеолінового мулу має потужність близько 250 см [8]. В той же час, за нашими даними, отриманими під час експедицій на НДС "Профессор Водяницкий" в 2004–2005 роках, потужності шару фазеолінових мулів в різних районах досліджень коливалися від 15 до 90 см.

Як показали проведені дослідження, в органогенній частині складу фазеолінових мулів головна роль належить CaCO_3 , з якого складена значна частина черепашок молюсків та, відповідно, їх уламків. На деяких ділянках дна фазеолінові мули надзвичайно збагачені черепашками та детритом переважно зазначених молюсків і переходять в черепашники.

Порівняльний аналіз (хімічний) промислових матеріалів з морськими глинами.

За даними хімічних аналізів виявлено, що склад CaCO_3 у гранулометричних фракціях зростає зі зменшенням розмірів частинок. До половини всієї кількості CaCO_3 знаходиться в мулах у вигляді частинок діаметром менше 0,001 мм. [1]. В основній товщі глинистих мулів вміст CaCO_3 становить до 10 %, тоді як в черепашкових прошарках може досягати більше 40 % [3].

Для порівняння в табл. 5 наведено деякі усереднені характеристики фазеолінового мулу за [1] та глини деяких українських родовищ (%) за [7], які використовуються в народному господарстві з метою будівництва тощо.

Порівняльний аналіз складу фазеолінових мулів зі складом материкових глини та мергелів, що використовуються як сировина для виготовлення як гончарних і керамічних виробів, так і будівельних матеріалів, дозволив зробити висновки щодо перспективності вивчення можливостей використання цього типу чорноморських донних відкладів як будівельної сировини.

Таблиця 1. Основні компоненти фазеолінового мулу за [1]

№№ станцій і їх місцезнаходження	Відстань від берега в км	Залишок від прокалювання (без СаО карбонатів) в %	СаСО ₃ (по СО ₂)		Органічний вуглець		Органічна безкарбонатна речовина
			на навісу в %	на залишок від прокалювання в %	на вихідну навісу в %	на безкарбонатну речовину в %	
336	37	82.23	16.92	20.6	0.62	0.70	1.1
290	22	79.76	9.90	12.3	1.49	1.86	3.01
290	30	-	26.97	-	-	-	-
290	-	60.94	30.48	50.00	-	-	-
196	9	81.94	9.85	12.0	2.15	2.62	4.40
257	12	64.93	32.02	50.0	2.14	3.3	5.5
36 км від Карадагу	-	-	-	-	2.16	-	-
36 км від Карадагу	-	-	-	-	1.86	-	-
197	11	73.25	10.06	13.7	1.42	2.0	3.2
149	14	-	17.04	-	-	-	-
217	13	83.37	7.33	8.83	1.05	1.26	2.00
110	18	-	18.60	-	-	-	-
6	50	54.5	47.33	86.66	-	-	-
Середній склад	-	72.62	20.59	31.76	1.61	1.96	3.2

Таблиця 2. Механічний склад нерозчинного в НСІ залишку фазеолінового мулу за [1]

№ станції	Відстань від берега	Нерозчинений залишок в %	Фракції в %			
			> 0.25 мм	від 0.25 до 0.05 мм	від 0.05 до 0.01 мм	< 0.01 мм
272	31	69.99	0.07	1.3	42.45	56.18
273	34	57.30	0.08	1.08	22.13	77.14
274	40	55.80	0.09	1.02	13.13	85.76
275	53	64.50	0.07	1.2	17.0	81.70
306	17	49.98	0.35	1.87	18.90	78.88
308	27	75.90	0.06	0.21	8.38	91.35
336	37	45.20	0.08	0.6	24.27	74.95

Таблиця 3. Дані валового хімічного аналізу фазеолінового мулу (в %) за [1]

Хімічні складові	Фазеоліновий мул	Хімічні складові	Фазеоліновий мул
SiO ₂	49.21	SO ₃	0.16
TiO ₂	0.86	S	0.78
Al ₂ O ₃	10.75	Cl	0.36
Fe ₂ O ₃	7.52	CO ₂	6.31
FeO	0.90	H ₂ O при 110 °	1.96
CaO	8.45	Втрати при прокалюванні	5.58
MgO	2.08	Сума	100.99
MnO	0.10	O=S	0.39
Na ₂ O	3.50	O=Cl ₂	0.08
K ₂ O	2.19	Сума	100.52
P ₂ O ₅	0.28		

Таблиця 4. Склад СаСО₃ в фазеоліновому мулі за [1]

Фракція, мм	Ст. 252 (з великою кількістю мушлів)	Ст. 222 (з малою кількістю мушлів)
	СаСО ₃ від вихідного навісу, %	
> 0,25	5,71	5,47
0,25 – 0,01	22,03	0,82
< 0,01	25,30	7,80
Всього	53,04	17,09

Як можна побачити з даних, наведених в табл. 6, хімічний склад таких глин може коливатися в широких межах.

Зі збільшенням кількості Al₂O₃ у складі глинистої сировини підвищується її пластичність і вогнеопір, а з підвищенням вмісту SiO₂ – пластичність глин зменшується, але збільшується пористість, знижується міцність обпалених виробів [6]. У виробництві керамзиту вико-

ристовують легкоплавкі глинисті породи, здатні при швидкому випалі спучуватися в природному стані або з добавками. Це, зокрема, глинисті сланці, аргіліти, глини і суглинки. Найкраще спучуються породи, що містять глинисті мінерали групи монтморилоніту, ілліту, хлориту або їх суміші [7].

Таблиця 5. Хімічний склад глин деяких українських родовищ за [7] та фазеолінових мулів (%)

Глина або каооліни	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Втрати при прожарюванні	Вогне- тривкість, °C	Спінання при 2%-му водопроникненні, °C
Вогнетривкі і тугоплавкі глини											
Вогнетривка марки ДН-1	51,4	1,25	34,1	1,32	0,26	0,41	0,33	1,53	9,25	1690	-
Часов'ярська Ч-2	53-56	0,8- 1,4	30,5- 32,6	1,2- 1,6	0,6- 2,5	0,2,0,8	2,2- 2,7	0,6	8,1-16,7	710	1100
Латнеська-2	53,5- 51,7	1,6	30,7	0,9	0,5- 1,2	0,2- 0,1	0,2- 0,9	0,2- 0,8	12,4	1705	1250
Легкоплавкі глини											
Суглинок один- цовський	75,7	-	8,7	6,5	0,5	1,4	-	9,7	3,3	1670	1120
Спіділова глина, київська	51,3	0,6	12,3	2	15,8	1,1	2	-	15,4	1720	1120
Кучинська	55,5	-	16,3	7,2	5,4	3,1	2,7	0,5	15	1180	-
Ільська	62,4	-	19,6	4,8	2,32	1,2	0,9	2,4	5,3	1140	-
Каолін											
Присяновський збагачений	46,0	0,25	37,8	0,3	0,15	-	-	-	13,3	1180	-
Глухо-вещький збагачений	74,6	0,3	31,3	0,3	0,13	Сліди 0,2	Сліди 0,1	Сліди	13,3	1770	-
Фазеоліновий мул	49,21	0,86	10,75	7,52	8,45	2,08	2,19	3..50	5..58	1780	-

Хімічний склад глин, який вважається оптимальним, зокрема для керамічної сировини, наведено в табл. 6.

Таблиця 6. Хімічний склад глин як керамічної сировини за [6]

Породотвірні окиси	Вміст у %
SiO ₂	40-80
Al ₂ O ₃	8-50;
Fe ₂ O ₃	0-15
CaO	0,5-25
MgO	0-4
R ₂ O ₅	0,3-5
N ₂ O+K ₂ O	3,5-5

Вміст окремих оксидів у добре спучуваній глинистій сировині знаходиться в межах (%), означених в таблиці 7.

Таблиця 7. Вміст окремих оксидів у глинистій сировині, яка добре спучується [7]

Окиси	Вміст у %
SiO ₂	50-55
Al ₂ O ₃	15-25
Fe ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃	6,5-10
CaO	до 3
MgO	до 4
Na ₂ O+K ₂ O	3,5-5

Основними компонентами сировинної суміші для отримання, зокрема, портландцементу є осадові породи з великим вмістом CaCO₃ (вапняки, крейда, черепашники тощо) і алюмосилікатні (глинисті) породи, до яких відносяться глини, сланці, лесоподібні породи. Найбільш цінними вважаються природні гомогенні суміші із CaCO₃ і алюмосилікатних складових – мергелі [5].

Мергелі відносяться до карбонатно-глинистих порід, до складу яких входить 50–75 % карбонатів (кальциту, рідше доломіту) і 25-50 % Al₂O₃ і SiO₂. Мергелям влас-

тима слабка щільність і використовуються вони в основному в цементній промисловості [2].

Класифікація деяких карбонатно-глинистих порід, прийнята в цементній промисловості [4], наведена в табл. 8.

Сировинними матеріалами для виробництва клінкера слугують вапняки з високим вмістом вуглекислого кальцію CaCO₃ (крейда, щільний вапняк, мергелі і др.) і глинисті породи (глини, глинисті сланці), складені SiO₂, Al₂O₃ і Fe₂O₃. В середньому співвідношення між карбонатною і глинистою складовою сировинної маси 3:1 (75 % вапняку і 25 % глини) [6].

Таблиця 8. Класифікація деяких карбонатно-глинистих порід за [4]

Назва	Склад, %	
	CaCO ₃	CaO
Вапняк	100–95	56,0–53,2
Вапняк мергелистий	95–90	53,2–50,4
Мергель вапняковий	90–75	50,4–42,0
Мергель	75–40	42,0–22,4
Мергель глинистий	40–20	22,4–11,2
Глина мергелиста	20–5	11,2–2,8
Глина	5–0	2,8–0,0

Беручи до уваги те, що сучасне цементне виробництво досягло досить високого рівня розвитку, а технології дозволяють виготовляти цемент з різноманітної сировини, ми вважаємо за доцільне розглянути у порівняльному плані речовинний та хімічний склади глин, що

вже використовуються у будівельній промисловості, та фазеолінових мулів Чорного моря.

Висновки. Результати порівняльного аналізу складу глин деяких родовищ, рекомендованих для використання у виробництві цементу (табл. 5), кераміки тощо, та складу фазеолінових мулів (табл. 3) показав наступне:

Таблиця 9

Назва	Оптимальний склад для керамічної сировини % Табл. 6.	Необхідний склад для цементної сировини % [4].	Дані валового хімічного аналізу фазеолінових мулів % Табл. 3.
SiO ₂	40–80	до 30	49.21
Al ₂ O ₃	8–50	до 8	10.75
Fe ₂ O ₃	0–15	до 4	7.52
CaO	0,5–25	до+ 0,1	8.45
MgO	0–4	незначна кількість	2.08
R ₂ O ₅	0,3–5	незначна кількість	0.28
N ₂ O+K ₂ O	3,5–5	незначна кількість	3.50+2.19
CaCO ₃		30–90	10–40

За результатами порівняльного аналізу материкових промислових глин із морськими глинами та фазеоліновими мулами виявлено наявність в останніх такої кількості SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ та CaCO₃, яка дає змогу говорити про можливість використання зазначених мулів, за певних умов і розробки відповідних технологічних процесів, як сировини для виробництва будівельних матеріалів, зокрема цементу.

На сучасному рівні розвитку хімії і технології силікатів, при задіянні широкого арсеналу технічних прийомів, можлива зміна складу мулів в потрібному напрямку. Сучасні змішувачі пристрої цементної промисловості дозволяють отримати з сировини, подібної до фазеолінових мулів, суміш, в якій вміст CaO коливається в межах + 0,1 % [4].

Основне – це отримання вихідних даних для порівняльної оцінки морських мулів різноманітних регіонів Чорного моря як нетрадиційної сировини багатогалузевого використання, а також розробки концепції підготовки їх промислового освоєння.

Таким чином, проведені дослідження дозволяють зробити ґрунтовне припущення щодо перспективності

використання широко розповсюджених в зоні відкритого шельфу Чорного моря фазеолінових мулів як сировини для будівельної промисловості і необхідності подальшого поглибленого вивчення цього типу донних відкладів саме в цьому плані.

1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. – М., 1938.
2. Алехин Ю.А., Васильев А.А., Воронков А.И. и др. Справочное пособие по добыче строительных материалов. – М., 1988. – С. 12–14.
3. Алехин Ю.А., Васильев А.А., Воронков А.И. и др. Справочное пособие по добыче строительных материалов. – М.: Недра, 1988. – С. 12–14.
4. Бабинцев А.Е., Емельянов В.А., Митропольский А.Ю. и др. Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. – К., 1981.
5. Боженов П.И. Комплексное использование минерального сырья для производства строительных материалов. – Л., 1963.
6. Вельд Е.И., Бакланов Г.М., Жаров Е.Ф. и др. Химия в производстве строительных материалов. – К., 1968.
7. Микунский В.Г. Строительные материалы: Учебник. – М., 2000.
8. Горайнов К.Э., Дубенецкий К.Н., Васильев С.Г., Попов Л.Н. Технология минеральных теплоизоляционных материалов и легких бетонов: Учеб. пособие для вузов. – М., 1976.
9. Шнюков С.Ф. та ін. Літолого-стратиграфічна характеристика донних відкладів Кримського шельфу і глибоководної частини Чорного моря // еол. журн. – К., 2003. – № 1. – С. 9–22.

Надійшла до редколегії 01.10.07

УДК: 564.564.3

Л. Даценко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.

МІКРОСКОПІЧНА БУДОВА СТІНКИ МУШЛІ ВИКОПНИХ VIVIPAROIDEA

Вивчення будови стінки мушель викопних вівіпарусів (Mollusca, Gastropoda, Viviparoidea) показало, що співвідношення верств певної мікроструктури є специфічним для родів надродуни. Елементний склад черепашки Viviparoidea різних родів має визначені відмінності; виявлено і визначено паттерн розподілу деяких компонентів у раковинах різних родів групи.

A detailed examination of the wall textures of the fossil Viviparoidea (Mollusca, Gastropoda, Viviparoidea) has shown that the wall microtexture is very specific and has some differences for different genera. The elements of the shell structure of Viviparoidea of the different genera has the particular differences, there is also a definite pattern of distribution of some components in the shells of different genera.

Вступ і постановка проблеми. При вивченні та визначенні видового складу викопних залишків (мушель) молюсків надродуни Viviparoidea (Mollusca, Gastropoda) широко використовуються методи вивчення та співставлення зовнішніх конхологічних ознак [2], біометричні визначення [6, 7], вивчення геометрії мушлі [4, 9], компаративний метод [5]. Але останнім часом у систематико-таксономічних побудовах та визначеннях використовується мікроскопічна будова стінки мушлі, фарфороподібний шар якої поділяється на внутрішній та зовнішній. Товщина і деталі будови цих шарів – важлива ознака, як правило, для родового рівня.

Аналіз попередньо опублікованих досліджень. Дані про будову стінки мушлі сучасних вівіпарусів зустрічаються в роботі Е. Кесселя [8], що опублікував у 1933 р.

езультати вивчення *Viviparus viviparus* L. і *V. fasciatus* Müll. При збільшенні у двісті разів чітко видно мікроскопічну будову стінки мушлі: тонкий конхіоліновий шар (у викопному стані не зберігається) і фарфороподібний шар. Останній представлений двома різними, але приблизно однакової товщини, шарами: зовнішнім і внутрішнім. Зовнішній шар стовбчасто-призматичної мікроструктури складається з пластин різної товщини, розташованих у стовпцях перпендикулярно до поверхні мушлі. Внутрішній шар – волокнистий, тонкі волокна розташовані під кутом один до одного, тобто перехрещено-волокнистої мікроструктури.

Перші і поки єдині в російській літературі відомості про будову мушлі викопних Viviparoidea Східно-Європейської платформи знаходимо в роботі В. Табо-

© Даценко Л., 2008

кової [6]. За зрізами мушель *V. achatinoides*, *V. incertus*, *V. barboti*, *V. duboisi*, *V. abchasicus*, *V. nataliae* цим автором був зроблений висновок про те, що добре виражений на поперечному зрізі мушлі фарфороподібний шар складається з двох добре виражених шарів: зовнішнього і внутрішнього. Зовнішній шар складений паралельними пластинками різної товщини, розташованими перпендикулярно до поверхні мушлі. Внутрішній шар волокнистої будови, складається з тонких волокон, звичайно розташованих під значним кутом. На вивченому матеріалі В. Табоякова зробила висновок про те, що будова стінки мушлі досліджених видів є подібною і не може бути використана з таксономічною метою. При цьому зазначаємо, що був застосований метод виготовлення шліфів і зйомки за допомогою мікроскопа. Імовірно, що для вивчення мікроструктури цей метод не міг дати бажаних результатів.

С. Попов, І. Барсков [3] за результатами досліджень стінок мушель різних груп молюсків вказують для морських Neogastropoda наявність простої призматичної і перехрещено-пластинчастої мікроструктур. Мікроагрегатний склад мушель досліджував С. Уайс (S.W. Wise) [10].

Нажаль, велика кількість літературних видань з мікроструктури і складу мушлі відноситься переважно до морських двостулкових і черевоногих молюсків. Тому отримані нами матеріали з вівіпароїдів є оригінальним внеском у розв'язання настільки важливої проблеми і дозволяють відзначити велике значення тонкої структури і складу мушель цих молюсків для побудови системи і реконструкції їхньої філогенії. Побудова природної класифікації вимагає аналізу даних за усім різноманіттям видів різних родів і з різних регіонів планети, що свідчить про значні перспективи досліджень даного напрямку у майбутньому.

Результати досліджень і обговорення. З метою оптимізації комплексного використання морфологічних ознак для систематики і реконструкції філогенезу нами були вивчені мікроскопічна будова (орнамент ембріональної мушлі і деталі скульптури телеоконха), детальна будова стінки й елементний склад речовини мушлі вівіпароїдів. Зокрема, були виготовлені і проаналізовані електронно-телефотні фото привершинних ділянок мушель (протоконха і ранньої частини телеоконха) деяких вівіпароїдів, характер будови і поширення склад стінки останнього обороту (при збільшенні від 30 до 5000) у *Sinotaia (Eurotaia) barboti* (Sinz.), *Trochopaludina kimmeriana* Dats., *Tulotoma ovidii nasonis* (Bogatsch.), *Viviparus (V.) viviparus* L., *Viviparus (Protulotoma) dezmaniana nataliae* Mikh., *Viviparus (Hazayipaludina) casaretto* Rouss., *Viviparus (V.) pseudorhodensis* Dats. У цій статті ми наводимо результати мікроскопічного вивчення будови стінки мушлі останніх трьох видів (результати вивчення перших чотирьох видів уже раніше опубліковані [1]).

Короткі описи і порівняльні зауваження, що стосуються будови стінки мушлі досліджених нами *Viviparoidae*, зводяться до наступного.

Viviparus (Hazayipaludina) casaretto Rousseau, 1842.

Мушля з середньокіммерійських відкладів Камиш-Бурунського кар'єру.

Зовнішній шар мушлі складається з вертикально розташованих пластин різної товщини, що складають близько 10 % від товщини стінки і переходять у шар пластин, розташованих під кутом одна до одної. Товщина цього шару складає близько 25 % товщини ступки. Внутрішній шар (близько 65 % товщини) являє собою пластини тонких волокон, паличок, розташованих одна від одної під кутом 90° – 100° . Зовнішній шар можна віднести до простої стовбчасто-пластинчастої структури,

що переходить у перехрещено-пластинчасту. Внутрішній шар має перехрещено-волоконисту мікроструктуру, чітко виражену при великому збільшенні.

Viviparus (Viviparus) pseudorhodensis Datsenko, 2007.

Стінка мушлі великого екземпляра, вилученого з давньоевксинських суглинків у с. Озерне (колишній Бабель).

Зовнішній стовбчасто-пластинчатий шар займає 35–40 % товщини стінки мушлі. Близьче до основи ширина стовпців збільшується, але зменшується їхня щільність; самі пластини складені ущільненими волокнами. Внутрішній шар представлений (близько 60–65 %) дрібною волокнисто-пластинчато-перехрещеною мікроструктурою. При цьому на внутрішньому шарі іноді видно горизонтальну смугастість. Від номінативного виду *V. pseudorhodensis* відрізняється значно меншою товщиною зовнішнього шару, а значить, більшою товщиною внутрішнього. Крім того, у номінативного виду *V. viviparus* дуже чіткі пластини по всьому зовнішньому шару. Цілком імовірно, що при подальшому вивченні *V. pseudorhodensis* можна буде виділити в окремий підрід. Ці форми А. Павлов зближав з *V. rhodensis* з о. Родос.

Viviparus (Protulotoma) dezmaniana nataliae Mikhailovsky, 1913.

Мушлі з дуабських шарів у Моквинського монастиря (Абхазія).

Будова стінки мушлі складніша, ніж у видів підроду *Viviparus*. Насамперед, зовнішній шар, що складає близько третини товщини мушлі, має чітку стовбчасто-пластинчасту мікроструктуру, складену двома підшарами, що розрізняються положенням стовпців. Верхній підшар представлений перпендикулярними стовпцями, нижній – похилими. Внутрішній шар чітко відокремлюється від зовнішнього і представлений перехрещено-волоконистою мікроструктурою, але на відміну від підроду *Viviparus*, волокна сильно ущільнені в окремі блоки. Близьче до основи внутрішнього шару помітна горизонтальна (кольорова) смугастість.

Одночасно з вивченням будови мушлі з метою систематики і філогенії молюсків усе частіше використовуються дані про її органічні й мінеральні компоненти. Нажаль, певних закономірностей у їхньому складі поки не виявлено. Відомі лише загальні зауваження про підвищений вміст Mg у мушлях, що мешкали в теплих водоймах, або Sr у мушлях, що мешкали в водоймах солонуватих.

Ми виконували вивчення елементного складу мушлі на мікроаналізаторі електронного мікроскопа. Було проаналізовано склад мушель таких видів: *V. casaretto*, *T. ovidii nasonis*, *S. barboti*, *V. novorossicus*, *V. ezmaniana nataliae*, *Tr. kimmeriana*, *V. praeduabicus*, *V. pseudorhodensis*, тобто тих самих видів, що і при дослідженні структурної організації стінки мушлі. Звичайно відбиралося два зразки площі зрізу стінки останнього обороту. Визначався вміст Ca, C, O, Na, Mg, Al, Si, K, Fe, сумарні за пробую.

Результати наших досліджень вказують, що елементний склад мушлі різних родів має певні відмінності. Основним компонентом, що складає мушлю, є кальцій. Його вміст несуттєво коливається у різних видів. Виняток складає *V. (P.) praeduabicus*, у мушлі якого нами зафіксовано найменший вміст Ca. Те ж саме було встановлено нами для сполуки CaO. При цьому вміст кисню взагалі приблизно однаковий у мушлях усіх проаналізованих видів, тоді як вміст вуглецю значно більший у *V. (P.) praeduabicus*, чим в інших видів.

Зовсім інша картина спостерігається при порівнянні вмісту таких елементів, як Al, Na, Mg. Магній у всіх зразках має вміст в близьких кількостях – від 0,2 % до 0,10 %. Але, за деякими зрізами у *V. (P.) praeduabicus*, *V. (P.) dezmaniana nataliae* його вміст склав 0,25–0,26 %. Вміст Na коливається від 0,10 % до 0,20 % і

тільки у *Trochopaludina kimmeriana* він склав (внутрішній і зовнішній шари) від 0,30 до 0,60 %. Цим *T. kimmeriana* різко відрізняється від інших видів.

За вмістом алюмінію (Al) спостерігається ще більша різноманітність. Даний елемент не виявлений у мушлях *V. novorossicus*, *V. pseudorhodensis*, *T. ovidii nasonis* і *T. kimmeriana*. Окремо стоїть *V. dezmaniana nataliae*, у якій за площею зрізу вміст алюмінію коливається від 0 до 1,17 %. Надзвичайно високий вміст Al виявлений нами для *V. praeduabicus*, *V. casaretto* – від 3,01 до 0,75 % відповідно.

Вміст Si, K, Fe певною мірою повторює попередню картину. Якщо вміст калію змінюється в межах 0,20–0,30 % (лише в *V. dezmaniana nataliae* склав 0,42 %), то вміст заліза і кремнію характеризується великими коливаннями. Як і при характеристиці вмісту алюмінію, максимальний вміст кремнію характерний для мушель *V. casaretto*, *V. praeduabicus*, *V. dezmaniana nataliae* (0,40, 4,36 і 2,62 % відповідно). Кремній зовсім відсутній у *V. novorossicus*, *V. pseudorhodensis*, *T. ovidii nasonis*, *S. barboti*. Всього 0,07 % його містить мушля *T. kimmeriana*.

Вміст заліза (Fe) в цілому повторює (за максимумом вмісту) вміст кремнію. Максимальна кількість його знову відзначена у мушлях *V. casaretto* (0,98 %), *V. praeduabicus* (2,54 %), *V. dezmaniana nataliae* (0,88 %). Вміст заліза в мушлі *T. kimmeriana* невеликий (0,32 %), що досить дивно, враховуючи знаходження мушель у породах середнього кimmerія, багатих залізом.

Наведені кількості елементів у мушлях різних видів не можуть поки розглядатися як цілком доведені. Справа в тому, що розподіл усіх досліджених елементів у мушлі вкрай нерівномірний. В одних випадках нами відзначений рівномірний розподіл елементів по площі (*Trochopaludina kimmeriana*), в інших є великі площі, на яких дані елементи відсутні (*V. (P.) praeduabicus*), що зафіксовано в різному вмісті за двома зразками одного й того ж зрізу мушлі.

Висновки. Отримані нами дані по вивченню мікроскопічної будови й елементного складу мушлі Viviparoidea дозволяють зробити такі висновки.

1. Результати дослідження дозволяють відзначити велике потенційне значення особливостей тонкої структури і складу мушлі Viviparoidea для побудови системи і реконструкції філогенії цих молюсків. Таким чином, дослідження зазначених особливостей Viviparoidea може розглядатися як важливий інструмент систематики і реконструкції їхнього філогенезу.

2. Тип будови стінки мушлі *Sinotaia (E.) barboti* Sinz. є найбільш складним серед усіх проаналізованих нами вівіпароїд; імовірно, цей тип будови слід трактувати як еволюційно розвинений порівняно з попередніми формами.

3. Нами показано, що елементний склад мушлі Viviparoidea різних родів має деякі відмінності. У ряді випадків вдається відзначити розходження за мікроструктурою мушлі представників різних підродів (наприклад, *Viviparus* і *Balkanpaludina*). Особливості мікроструктури мушель підроду *Protulotoma* дають підставу для виділення роду *Protulotoma*.

Мікроструктура родів *Tulotoma* і *Sinotaia* настільки різна, що слід вважати цілком обґрунтованим їхнє віднесення до різних родин.

Для мушель молюсків роду *Trochopaludina* характерний тип мікроструктури, близький до типу роду *Tulotoma*. Розходження полягають у меншій товщині внутрішнього шару *Trochopaludina* і великому куті нахилу його стовпців. Якщо виходити зі встановленого факту ускладнення структури мушлі в еволюційному процесі, то найбільш проста мікроструктура характерна саме для видів родів *Trochopaludina* і *Tulotoma*. Це дозволяє вважати їх найбільш давніми серед досліджених родів родини Viviparidae. З огляду на трохоїдну форму мушлі *Trochopaludina*, характерну для північноамериканських крейдових вівіпарід, і різкі відмінності в мікроструктурі мушлі від таких представників родин Viviparidae і Bellamyidae, ми вважаємо, що *Trochopaludina* слід відносити не до родини Viviparidae, а до родини Lioplasidae. Це є ще одним доказом міграції північноамериканських вівіпароїд до Європи в пізньокрейдний час.

4. За нашими даними, сполучення шарів визначеної мікроструктури мушлі є специфічним для таксонів родинної групи Viviparoidea. У зв'язку з цим ми вважаємо, що розходження мікроструктури стінки мушлі у представників різних родів настільки значні, що виключають виведення всього різноманіття скульптурованих форм Viviparoidea від одного предка до іншого, як це пропонували М. Неймайр, С. Брусина.

5. На даному етапі досліджень мінерального компонента мушлі не видається можливим використання даних елементного складу з метою систематики і філогенії. У той же час, виявлено певний паттерн розподілу деяких компонентів у мушлях різних родів групи.

Мінімальний вміст Ca спостерігається в *V. (P.) praeduabicus*. Для нього ж характерний максимальний вміст вуглецю. Представники *Protulotoma* характеризуються підвищеним вмістом Mg (що, як відомо, спостерігається у мешканців теплих водойм), Al, Si, Fe. У мушлях *Trochopaludina kimmeriana* відзначено надзвичайно високий вміст Na.

Наявність виразної скульптури протоконха і раннього телеоконха більшості вівіпароїд з кimmerійських відкладів різко відрізняє їх від подібних або таких самих видів, виявлених у понтичних відкладах. У зв'язку з цим виникає питання їх консpezifічності.

1. Даценко Л.Н. Строение стенки раковины ископаемых вивипарусов Украины // Палеонтологические исследования в Украине: история, современный стан та перспективи. – К., 2007. – С. 365–366 + С. 552–559. 2. Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. Определители по фауне СССР, издаваемые Зоологическим институтом АН СССР. – М.-Л., 1952. – Т. 46. 3. Попов С.В., Барсков Н.С. Исследования структуры и состава раковин моллюсков и их значение для систематики и филогении // Моллюски: их систематика, эволюция и роль в природе: Сб. 5. – М., 1975. – С. 218–221. 4. Рауп Д., Стенли С. Основы палеонтологии. – М., 1974. 5. Старобогатов Я.И. Изменение пресноводной малакофауны на рубеже эоцена и олигоцена // Климат и фауна кайнозоя. – 1985. – Т. 130. – С. 63–65. 6. Таболякова В.Я. Опыт биометрического изучения плиоценовых вивипарусов юга СССР // Тр. ПИНА АН СССР. – 1964. – Т. 49. 7. Хубка А.Н. Опыт биометрического изучения раннеплейстоценовых вивипарид // Фауна позднего кайнозоя междуречья Днестр – Прут. – Кишинев, 1978. – С. 28–47. 8. Kessel E. Ueber die Schale von Viviparus viviparus L. und V. fasciatus M. // Zeitschr. F. morphol. Und oekolog. D. Tiere. – 1933. – Bd. 27. – № 1. – S. 27–41. 9. Raup D.M. Geometric analysis of shell coiling: general problems // Joor. Paleontol. – 1966. – V. 40. – P. 1178–1190. 10. Wise S.W. Microarchitecture and mode of formation nacre in Pelecypods, Gastropods and cephalopods // Ecol. Geol. Helv. – 1970. – V. 63/3. – P. 775–797.

Надійшла до редколегії 25.02.07

ОРГАНОГЕННІ СПОРУДИ КАРБОНУ ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ ТА ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ ЇХ ФОРМУВАННЯ

Описано різновікові органогенні споруди карбону Донецького басейну. Порівняно їх палеотектонічну позицію у Донецькому басейні та в деяких регіонах Європи і Північної Америки. Розглянуто дві основні моделі, які пояснюють виникнення та розвиток органогенних споруд у кам'яновугільному періоді.

Geological structure of different in the age Carboniferous buildups of the Donets Basin is studied. Their paleotectonic disposition in the Donets Basin is compared with some European and North American similar regions. Two general models of occurrence and development of the Carboniferous buildups are considered.

Постановка проблеми. Органогенні споруди карбону Дніпрово-Донецької западини (ДДЗ) взагалі та Донецького басейну (ДБ) зокрема викликають особливий інтерес у зв'язку з нафтогазоносністю. Проте, здебільшого такі споруди знаходяться на значних глибинах та їх дослідження ґрунтується переважно на сейсмогеологічних, промислово-геофізичних даних і незначній кількості ядерного матеріалу. Водночас, у межах відкритого ДБ, де відклади карбону виходять на поверхню, такі утворення доступні для безпосереднього детального вивчення у польових умовах. Упродовж 2003–2007 рр. автор досліджував різновікові органогенні споруди, що розташовані як у межах південних частин ДБ, так і на півночі (рис. 1). Частина досліджуваних споруд була відома раніше. В той же час вперше описано біогерми і біостроми, виявлені південніше м. Лутугине (балки Карагуз та Пашенна) та на північних околицях м. Кіровськ. Виконано порівняння органогенних споруд, що виходять на денну поверхню у межах ДБ та розкриті бурінням на його північних окраїнах і прилеглих частинах Східно-Європейської платформи (Старобільсько-Міллерівська монокліналь) та інших віддалених регіонів. Це дозволило виявити деякі закономірності процесів рифоутворення, які можуть мати велике значення у зв'язку з пошуками нафти і газу у межах північних окраїн ДБ.

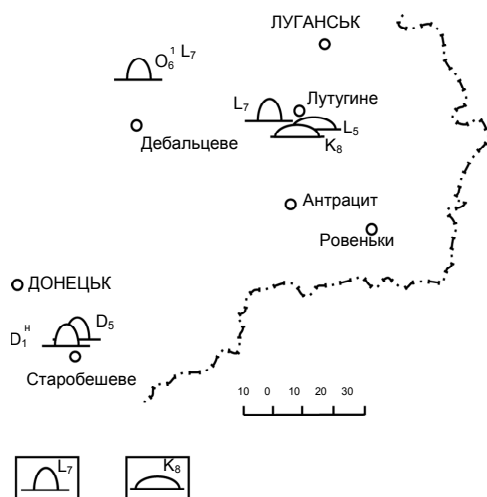


Рис. 1. Схема розміщення вивчених органогенних споруд:
1 – біогерми та індекси вапняків;
2 – біостроми та індекси вапняків

Результати досліджень. Органогенні споруди ДБ. Органогенні споруди нижнього карбону у відкритій частині ДБ виявлені у візейському та серпухівському ярусах. Турнейські та більша частина візейських відкладів – це практично суцільна п'ятисотметрова карбонатна товща шаруватих вапняків, що утворились в умовах карбонатної платформи (мокроволноваська серія). З верхів візе (грабівська світа) до покрівлі карбону розріз

представлений потужною циклічною вугленосною (паралічною) товщею, що сформувалась у результаті численних змін морських і континентальних умов.

У візейському ярусі південного Донбасу (район с. Стила) нами описано коралові біостроми, які утворені колоніальними гіллястими коралами *Siphonodendron junceum* (Fleming). Товщина біостромів перевищує 40 см, а довжина досягає декількох метрів. Органогенні споруди серпухівського ярусу виходять на поверхню на околицях смт. Старобешеве. Тут поблизу колишнього хут. Новолюбівка по правому березі р. Кальміус на бешевському пісковику залягає група зближених вапняків D_1^H . Серед них виділяються два найпотужніші: D_1^H і D_1^B , що розділені 10-метровою пачкою аргілітів. Товщина нижнього вапняку – 11,0 м, верхнього – 9,2 м. Вапняки органогенно-детритусові та біоморфні, насичені різноманітною фауною. Біоморфні різновиди нижнього вапняку утворюють ланцюги та окремі лінзи (біостроми) товщиною близько 0,7 м, що складені значними за розмірами колоніями ругоз родів *Lithostrotion*, *Siphonodendron*, *Aulina*. Колонії утворюють каркас, який містить також одиниці ругози та інші групи фауни – водорості, моховатки, форамініфери, брахіоподи, гастроподи, бівальвії та ін. Значна товщина вапняку D_1^H , багатство фауни та його структура засвідчують його рифогенну природу.

Стратиграфічно вище виділяється ще одна органогенна споруда верхньосерпухівського під'ярусу, яка вивчена по правому березі р. Кальміус на г. Запал-Тюбе. Це коралові вапняки D_5^A . Крім колоніальних та одиниць ругози породоутворювальними є також гідроїдні – строматопороїдеї та хететиди родів *Kyklopora*, *Chaetetes* та ін. Часто трапляються також водорості, моховатки, брахіоподи та ін. Колонії ругоз і гідроїдних утворюють декілька окремих біостромів, нижня частина кожного з яких складена плоскими колоніями *Kyklopora* та *Chaetetiporella*, що змінюються сферичними колоніями *Chaetetes*, *Actinocyatus*, *Lonsdaleia*, *Aulina*, *Siphonodendron*, *Lithostrotion* у верхній частині, та засвідчують переривисте формування вапняків. Товщина органогенної споруди порівняно незначна – 1,75 м.

За прийнятою класифікацією описані верхньосерпухівські органогенні споруди можна розглядати як біогерми. В. Полякова [8] вважає їх береговими рифами. Подібні утворення відомі з верхнього візе (Varnantian) Бельгії [12]. Там описано біостроми, які складаються з двох коралових горизонтів, що утворені переважно колоніальними ругозами родів *Siphonodendron*, *Diphyphyllum*, *Lithostrotion* та залягають один на одному. Їх виникнення пояснюється двома фазами формування біострома. Перший горизонт утворився в результаті поглиблення басейну, другий – в результаті його обміління. Розділені горизонти біокластичними вапняками (вакстоун), що сформувались під час максимального заглиблення басейну за несприятливих для існування коралів умов.

Органогенні споруди середнього карбону у відкритому ДБ не описувались. У низах башкирського ярусу

(вапняки E_1 , E_2) в районі смт. Старобешеве трапляються коралові вапняки, що складені значними за розмірами колоніальними ругозами *Lytvophyllum*, табулятами *Multithesopora* і хететидами *Chaetetes* (*Boswellia*). Деякі з них можна розглядати як коралові біостроми. Під час польових досліджень відкладів середнього карбону у розрізі по балці Карагуз, що розміщений південніше м. Лутугіне у північних районах ДБ (див. рис. 1), автор звернув увагу на будову вапняку L_7 (московський ярус). Тут виділяється лінза органогенних вапняків потужністю 6 м і завдовжки 12–15 м (рис. 2). Центральна її частина складена вапняками масивними світло-сірими органогенно-детритовими з ходами мулоїдів, а верхня – кріноїдними вапняками з одиночними ругозами *Axolithophyllum*, *Yuanophylloides*, *Monophyllum* та табулятами *Cladochonus*. Локально поширену кріноїдну товщу (так звані *енкрініти*), що перекриває масивні вапняки, та асоціацію коралів, які вона містить, віднесено до рифового шлейфа. Неповдалі від охарактеризованого, в розрізі балки Пашенної (смт. Челюскінець), виявлено подібний біогерм, що має лінзоподібну форму, простежується на відстані декількох сотень метрів і має товщину близько 3 м. Ядро споруди складене світло-сірими масивними вапняками, що у верхній частині перекриваються кріноїдними. Близька за своєю будовою, проте значно більша за розмірами споруда, що також пов'язана з вапняком L_7 , виявлена на північній околиці м. Кіровськ (Луганська область). Поблизу терикону шахти 100 закинутим кар'єром розкриті біогермні вапняки, що перекриваються кріноїдним шаром. Товщина вапняків досягає 3 м. Лінзоподібне тіло біогерму простежується на відстані до 300 м.

І хоча не викликає сумніву те, що всі вказані лінзоподібні карбонатні тіла необхідно відносити до біогермів, природа біогермоутворювальних організмів остаточно не визначена. Ймовірно, що вони сформувались завдяки діяльності мікробів, як це зараз встановлено для органогенних споруд різних регіонів світу [5, 14, 15]. Вапняки, які складають виявлені біогерми, мають характерну текстуру. Вони пронизані циліндричними утвореннями різного діаметру, які можуть бути ходами мулоїдів. Саме завдяки діяльності цих організмів могла бути зруйнована первинна структура біогермів.

Поряд з описаними біогермами у розрізах по балках Карагуз та Пашенна відслонюються біоморфні здебільшого коралові вапняки K_8 та L_5 . Вони складені колоніальними ругозами родів *Petalaxis*, *Donophyllum* та хететидами і розглядаються як коралові біостроми, оскільки не зафіксовано суттєвих змін товщини цих пластів по простяганню.

Органогенну споруду верхнього карбону ДБ вперше описала Н. Василюк [2]. Ця споруда знаходиться у північній його частині на лівому березі р. Лугань на околицях смт. Калинове в районі яру Кам'яні Ворота. Водоростевий біогерм завтовшки до 5,2 м, має лінзоподібну форму. Він пов'язаний з вапняком O_6^1 . Це світло-сірі масивні біоморфні породи, які майже повністю складені водоростями. Зрідка зустрічаються гідроїдні, що віднесені до роду *Palaeoplysina* Krotov, 1888. Трапляються невеликі одиночі ругози родів *Amplexus*, *Sestrophyllum*.

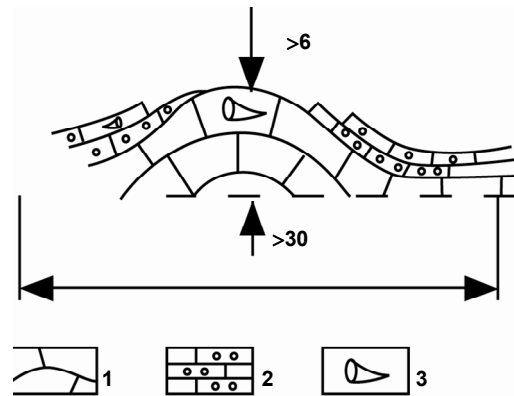


Рис. 2. Схема геологічної будови біогерму у московському ярусі (вапняк L_7). Балка Карагуз поблизу м. Лутугіне: 1 – біоморфні масивні вапняки; 2 – кріноїдні вапняки (енкрініти); 3 – корали

На східному продовженні виходів верхньокам'яновугільних відкладів у межах Ростовської області (Росія) подібний біогерм, пов'язаний з вапняком O_6 , розміщується на березі р. Біла Калитва (г. Караул) в місці впадіння цієї ріки у р. Сіверський Донець.

Органогенні споруди північних окраїн ДБ. Біоморфні (біогермні) вапняки карбону розкриті і буровими свердловинами у межах північних окраїн ДБ. Детальний їх характеристиці присвячена дуже велика кількість публікацій [6, 10, 11]. Карбонатні органогенні вапняки серпуховсько-нижньобашкирського віку розкриті на Сиротинській, Борівській, Капітанівській, Трьохізбенській, Лобачівській, Вільхівській, Муратівській та інших площах. Північніше, на території Росії у районі Міллерово, у нижньобашкирських відкладах (світи C_1^5 – C_2^2) виявлені субширотні валоподібні карбонатні тіла завдовжки до 300 км, завширшки 6–8 км і товщиною до 100 м, що віднесені до рифогенних утворень. З органогенних вапняків отримано припливи вуглеводнів на Путилинській, Львівській, Теплій, Чабанівській та інших структурах. Нещодавніми сейсмічними дослідженнями у межах Краснодеркульської площі встановлений субширотний вапняковий вал потужністю 150–250 м, завширшки 2,5–5,0 км і завдовжки (на захід від кордону з Росією) до 30 км [10]. За результатами інтерпретації сейсмічних матеріалів, значний розвиток органогенних споруд у цьому районі пов'язується із зоною стрімкого зменшення вугленосності відкладів. Оскільки цей вал, за результатами геологічної інтерпретації даних сейсморозвідки, відокремлений від розташованої північніше карбонатної платформи вузьким глибоким синклінальним прогином, то він інтерпретується як крайовий бар'єрний риф і розглядається як новий пошуковий об'єкт. Зауважимо проте, що подібні об'єкти у межах цього ж району розглядалися як перспективні понад три десятиліття тому [6].

Органогенні споруди інших регіонів. Органогенні споруди карбону відомі також в Передуральському крайовому прогині та Прикаспійській западині. Однак їх геологічна будова та структурна позиція принципово відрізняються від вивчених у ДБ та його північних окраїнах.

Так, у межах Прикаспійської западини з органогенними спорудами карбону та нижньої пермі (підсольовий комплекс) пов'язана переважна більшість нафтогазових родовищ. Серед них – Астраханське, Жанажольське, Уріхтау та ін [4, 5]. Головні нафтогазоносні комплекси у цьому регіоні – візейсько-башкирський та московсько-верхньокарбонівий. Рифогенні вапняки вказаних вікових інтервалів утворюють зміщені один відносно іншого у плані уступи, які розглядаються як бар'єрні рифи, що розташовуються у крайових частинах палеошельфів. У

центрі Прикаспійської западини одновікові відклади складені малопотужними (декілька десятків метрів) глибоководними глинисто-карбонатними породами. Серед порід внутрішніх частин Прикаспійської западини, що сформувались унаслідок некомпенсованого прогинання, в межах палеопідняття також утворювались окремі рифові масиви (внутрішньобасейнові рифи). Відзначимо, що загальною передумовою росту рифів було саме некомпенсоване прогинання.

У Приураллі виникнення великих органогенних споруд тісно пов'язане з формуванням Передуральського крайового прогину, що розпочалося на початку пізнього карбону і тривало у ранньопермську епоху [9]. Виявлено декілька різновікових субмеридіональних ланцюгів бар'єрних рифів, що простежуються уздовж східної країни Східно-Європейської платформи у зоні її зчленування з Передуральським передовим прогином. Найдавніший з них має пізньокарбонівий вік. Він розташований найсхідніше від інших, що сформувались пізніше. За даними буріння у південній частині зони виявлено органогенні споруди цього віку на Кізенбулатівській, Воскресенській і Табинській площах. Одна з них (Воскресенський риф) виходить на поверхню. Північніше, у межах Пермського Приуралля відомо понад десять рифів і біогермів пізньокарбонівого віку. Частина з них детально вивчена (Плакунський риф, Усть-Койвинські

біогерми). Крім моховаток та водоростей значну роль у будові цих споруд відіграють також палеоаплізини.

Однак, серед пізньокам'яновугільних споруд найбільш вивченим є Воскресенський риф, що розміщується на території Республіки Башкортостан поблизу м. Табинськ. Риф вивчали багато дослідників, у тому числі автор. Споруда була об'єктом міжнародних геологічних експедицій. На відміну від органогенних споруд відкритого ДБ, це типовий риф, що виходить на поверхню у вигляді видовженого пагорба заввишки близько 80 м, завдовжки 2,0 км і завширшки 200 м. Риф складений суцільною товщею біоморфних вапняків. Його каркас побудований переважно моховатками та водоростями. Крім того, вивчено також фауну брахіопод, коралів, пелеципод та інших груп фауни. Споруда супроводжується кріноїдним шлейфом з брахіоподами, коралами, трилобітами (рис. 3). За мікрофауністичними даними, товща складена здебільшого відкладами верхнього карбону – касимівськими (зони C_3^a і C_3^b) і гжельськими (C_3^c і C_3^d). Кріноїдний шлейф у відслоненій частині датується верхами карбону (зона C_3^e) або ж має пермський (асельський ярус) вік. За даними буріння, у контурах рифу потужність біоморфних вапняків досягає 100 м [3]. Кріноїдні асельські вапняки перекриваються чорними алевролітами та кременистими вапняками, що перешаровуються. Вони віднесені до нижньої пермі.

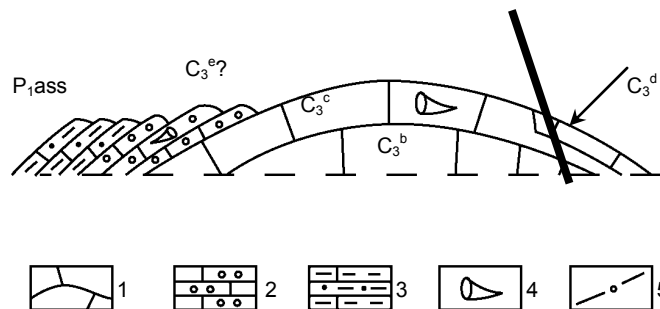


Рис. 3. Схема геологічної будови рифу Воскресенка (верхній карбон і нижня перм). Республіка Башкортостан поблизу м. Табинськ: 1 – біоморфні вапняки; 2 – кріноїдні вапняки (енкрініти); 3 – теригенні породи; 4 – корали; 5 – розлом

Західніше Воскресенського рифу виділяються ланцюги ранньопермських рифів (Ішимбайсько-Дуванські, Ураківські, Тулумбасівські, Актастинські, Саргинські, Силвенські та ін). Їх зміщення пояснюється поступовою міграцією західного борту Передуральського прогину на захід, у бік Східно-Європейської платформи. Як і для Прикаспійської западини, для Передуральського прогину встановлено, що потужні вапняки карбонатної платформи у зоні розвитку рифів змінюються малопотужними кременистоглинистими відкладами некомпенсованого прогину.

Обговорення результатів. Порівняння вивчених органогенних споруд ДБ та його північних окраїн з рифами Прикаспійської западини та Передуральського прогину показують, що вони формувались у різних палеотектонічних умовах, а тому їх сучасна геологічна структура має значні відмінності.

Рифоутворення у Прикаспії та Приураллі пов'язане відповідно з формуванням Прикаспійської западини та Передуральського передового прогину. Воно зосереджувалося на межі карбонатних платформ і некомпенсованих прогинів різної геотектонічної природи. При цьому стійке некомпенсоване прогинання було однією з головних передумов росту рифових масивів. Великі органогенні споруди виникали також і у внутрішніх частинах

западин у межах палеопідняття. У цілому рифоутворення тут легко пояснюється класичною моделлю [12].

Очевидно, що таку ж модель можна застосувати для пояснення рифоутворення в ДБ та ДДЗ в турнейський і візейський віки, коли існувала диференціація на фації карбонатної платформи та депресійні. Зона їх зчленування була найсприятливішою для формування органогенних споруд. Хоча у межах відкритого ДБ на поверхню виходять лише фації шельфу, серед яких виявлені невеликі коралові біостроми, а відклади центральної частини, де можуть розміщуватись великі органогенні споруди, не розкриті, наявність останніх у межах ДДЗ підтримується більшістю дослідників [1, 7]. Подібну палеоструктурну позицію займають і органогенні споруди верхнього візе (Cracoean buildups) Північної Англії [15]. Це банки і рифи, які розміщуються на межі шельфових карбонатних фацій, з одного боку, та фацій рифового схилу і підніжжя, включаючи олістостроми – з іншого. Дуже ймовірна наявність органогенних турнейсько-візейських споруд і у межах Донбасу. Поряд з цим зовсім інакше розташовуються органогенні споруди верхів візе–середнього і верхнього карбону ДБ та його північних окраїн. Тут карбонатна товща цього віку (Старобільсько-Міллерівська монокліналь) межує з потужною вугленосною товщею, що продовжується як на півден-

ний схід, так і на північний захід. Зрозуміло, що умови формування цієї товщі суттєво відрізнялись від глибоководних утворень центральних частини Прикаспійської западини та приосової – Передуральського прогину, де карбонатна платформа межувала з глибоководними некомпенсованими морськими басейнами. Циклічна ж паралічна товща ДБ та ДДЗ формувалась в умовах періодичної і, що важливо, часті зміни умов осадоногомадження від мілководно-морських до узбережних та озерно-болотних. Незалежно від причин циклічності, зрозуміло, що глибокий прогин, який формувался у цей час у межах ДБ та ДДЗ, був переважно компенсованим. Свідченням цьому крім фаціальної характеристики порід може бути аналіз потужностей стратиграфічних підрозділів. Так, наприклад, якщо потужність верхньосерпуківського та нижньобашкирського під'ярусів (без вознесенського горизонту) досягає у ДБ відповідно 660 та 1300 м, то потужність одновікових відкладів на південному крилі Воронежської антеклізи не перевищує 60 та 110 м, тобто на порядок менша. Така сама картина спостерігається і для верхів візе та низів серпуківського ярусу.

Вивчені органогенні споруди ДБ пов'язані з карбонатними шарами, що залягають серед теригенно-вугленосних порід верхнього серпухова, московського

ярусу та верхнього карбону. Це переважно малопотужні біогерми, що мають лінзоподібну форму. Їх можна віднести до берегових рифів або ж до біогермів і біостромів, що виникали на мілководді. При цьому потужні та великі за розмірами органогенні споруди не могли формуватись, оскільки процес рифоутворення переривався періодичними регресіями. Вочевидь, подібні умови існували і на межі з карбонатною платформою. Тут рифоутворення також періодично переривалося під впливом тих самих причин. Проте, перебуваючи під контролем системи крайових розломів (Північно-Донецького, Красноріцького та ін.), воно могло відновлюватись на тих же місцях, де і раніше, з початком нових трансгресій. Таким чином могли формуватись так звані *біоритміти* (рис. 4), які складаються з окремих біогермів і біостромів значної сумарної потужності біоморфних вапняків. На думку автора, це найімовірніший тип органогенних споруд у межах північних окраїн ДБ для відрізу часу, протягом якого формувались вугленосні відклади в його центральній частині, а отже тут марно сподіватися на виявлення великих рифових масивів, аналогічних відомим у межах Прикаспійської западини та Передуральського прогину.



Рис. 4. Гіпотетичні моделі формування різних типів органогенних споруд:

а – Прикаспійська западина (візе-рання перм), Передуральський прогин (пізній карбон-рання перм), Доно-Дніпровський прогин (турнейський і візейський віки);

б – Доно-Дніпровський прогин (серпухов, середній та пізній карбон):

1 – шельфові шаруваті вапняки; 2 – біоморфні масивні вапняки; 3 – глинисті породи некомпенсованих прогинів; 4 – цикліти (ритмічне перешарування вапняків, уламкових порід та вугільних пластів)

Це підтверджується не тільки порівнянням ДБ зі Східно-Європейською платформою, а й з віддаленими від неї геологічними структурами, де розміщуються паралічні товщі. Інформація про деякі з них наводиться у широко відомій праці Д. Уїлсона [12]. Це цикліти формації Йорідейл (Північна Англія, Велика Британія) та пенсільванські циклотеми Мідконтиненту (США). Формація Йорідейл складена циклітами, в основі яких знаходяться вапняки, що послідовно змінюються чорними глинами та алевролітами, сірими алевролітами, косшаруватими пісковиками. Завершує цикл "підстилаюча земля" (seat earth), ґрунт з коріннями рослин чи вугілля. Серед вапняків часті біокластити, що складені дрібними уламками (вакстоун та пакстоун) коралів, брахіопод, моховаток, водоростей, онкоїдів. Трапляються енкрініти та невеликі полігенні ізольовані "рифів". Пенсільванські та Вулфемпські шельфові циклотеми Мідконтиненту та Скелястих гір складаються з шельфових або узбережних пісковиків, чорних глин і вапняків. Останні містять мікритові (мулісті) куполи і водоростеві пластини (вакстоун), що утворюють лінзи серед шаруватих вапняків. Отже, великих органогенних споруд карбону у зв'язку з циклічними товщами і у межах цих двох добре вивчених регіонів також не виявлено.

Висновки. Проведені дослідження рифогенних споруд карбону ДБ, його північних окраїн та порівняння їх з органогенними спорудами ДДЗ, Прикаспійської западини, Передуральського прогину, а також відомими у Бельгії, Великій Британії, США та інших районах світу, свідчать про наступне:

1. У межах усіх регіонів має місце широкий розвиток органогенних споруд, особливо турнейсько-візейського, серпуховсько-башкирського та московсько-верхньокрбонного віку. Основними каркасоутворювальними організмами у ранньому та середньому карбоні були моховатки, водорості, колоніальні ругози, табуляти та гідроїдні – строматопороїдеї і хететиди. У пізньому карбоні важливу роль відігравали палеоаплізини.

2. Механізм рифоутворення, на думку автора, може пояснюватись двома основними моделями. Перша модель (класична) передбачає існування карбонатної платформи і суміжних некомпенсованих прогинів (западин), що одночасно розвиваються. Великі органогенні споруди (рифів) виникають у смузі зчленування цих палеоструктур. Тривале занурення дна прогинів, що не компенсується осадами, забезпечує постійний практично безперервний ріст рифів. Таку модель можна застосувати для пояснення процесів формування турнейсько-візейських споруд ДДЗ, візейсько-башкирських і мос-

ковсько-пізньокарбонів рифів Прикаспійської западини, пізньокарбонів-ранньопермських рифів Передуральського крайового прогину.

3. Друга модель трактує виникнення органогенних споруд у зоні зчленування карбонатної платформи і паралічних басейнів. Унаслідок компенсації занурень піщано-глинистими осадами процес карбонатування періодично переривався, відновлюючись з початком нової трансгресії. Органогенні споруди відносяться переважно до біогермів, що виникали як на межі карбонатного шельфу і паралічного басейну, так і у межах палеопідняття шельфу та басейну. Згідно з другою моделлю, товщина окремих органогенних споруд не могла досягати значних величин: у межах шельфових зон – через помірні швидкості занурення, у паралічних басейнах – у зв'язку з частими змінами обстановок осадонагромадження. Проте у перехідних зонах могли виникати біоритміти значної сумарної товщини.

4. Біогерми та біостроми ДБ можна розглядати як індикатори найсприятливіших періодів рифоутворення у ДБ та прилеглих територіях Східно-Європейської платформи у карбоні. До таких вікових інтервалів належать – пізньосерпуховський, ранньомосковський часи та пізньокарбонів епоха. З них два перші (поряд з турнейсько-візейським) становлять найбільший інтерес з погляду нафтогазоносності північних окраїн ДБ. Ранньомосковський інтервал біогермоутворення встановлено для ДБ вперше.

5. Подальші дослідження карбонатних утворень, особливо за матеріалами буріння нових свердловин, дадуть змогу розв'язувати складні питання геологічної будови, генезису та нафтогазоносності органогенних споруд на північних окраїнах ДБ.

1. Вакарчук С.Г. Будова та перспективи нафтогазоносності органогенних споруд нижнього карбону Дніпровсько-Донецької западини // Мінеральні ресурси України. – 2003. – № 2. – С. 22–27. 2. Василюк Н.П. Про знахідку палеоаплітин у Донецькому басейні // Викопні фауна і флора УРСР: Республ. міжвідом. зб. – К., 1974. – Вип. 2. – С. 66–68. 3. Загороднюк П.А. Литолого-фаціальна характеристика рифа Воскресенка (верхній карбон, Южний Урал) // Матеріали по геології, гидрогеології, геохімії та геофізиці України і РСФСР: Сб. науч. тр. – К., 1977. – Вип. 13. – С. 19–24. 4. Кузнецов В.Г. Палеозойское карбонатонакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 5. – С. 494–503. 5. Кузнецов В.Г., Антошкина А.И. Поздневизейско-серпуховский этап палеозойского рифообразования // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – № 4. – С. 61–77. 6. Лукин А.Е., Палий А.М., Демьянчук В.Г. и др. Каменноугольные рифовые комплексы северных окраин Донецкого бассейна и перспективы их нефтегазоносности // Сов. геология. – 1979. – № 1. – С. 28–38. 7. Мачуліна С.О. Рифогенний пояс Дніпровсько-Донецької западини та перспективи його нафтогазоносності // Нафтова і газова промисловість. – 1996. – № 3. – С. 11–14. 8. Полякова В.Е. Береговые рифы верхнесерпуховского подъяруса Донецкого бассейна // Фанерозойские рифы и кораллы СССР: Тр. V Всесоюз. симп. по кораллам и рифам, Душанбе, 1–8 июня 1983 года. – М., 1986. – С. 174–179. 9. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков / Под ред. М.Ф. Мирчинка. – М., 1974. 10. Савицкий В.И. Крайові бар'єрні карбонатні споруди Північного Донбасу – новий перспективний об'єкт пошукових робіт на нафту і газ на невеликих глибинах // Мінеральні ресурси України. – 2001. – № 4. – С. 9–10. 11. Самарская Е.В., Кельбас Б.И., Ершова Т.В. и др. О позднесерпуховском барьерном рифе северных окраин Донбасса // Методы поисков и разведки погребенных рифов. – М., 1983. – С. 124–128. 12. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фауны в геологической истории. – М., 1980. 13. Aretz M. The Upper Viséan coral horizons of Royseux – the development of unusual facies in Belgian Early Carboniferous // Bull. Thoku University Museum. – 2001. – No 1. – P. 86–95. 14. Aretz M., Webb G. E. Western European and eastern Australian Mississippian shallow water reefs: a comparison // Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Amsterdam, 2007. – P. 433–442. 15. Mandy D.J.C. Microbialite-sponge-bryozoan-coral framestones in Lower Carboniferous (late Viséan) buildups of Northern England (UK). Pangea: Global environments and resources // Canadian Society of Petroleum Geologists. – 1994. – Memoir 17. – P. 713–729.

Надійшла до редколегії 27.09.07

УДК 551.311.235.2

О. Іванік, канд. геол. наук, доц.

ГОЛОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОЗАЛЕЖНОСТЕЙ ФАКТОРІВ ФОРМУВАННЯ СЕЛЕВИХ ПОТОКІВ У МЕЖАХ БАСЕЙНУ Р. АБРАНКА

Визначено та проаналізовано фактори формування селевих потоків у межах басейну річки Абранка Воловецького району Закарпатської області, визначено головні параметри селевого процесу та критичні значення їх силового впливу на інженерні споруди. Підтверджено доцільність використання отриманих даних у розрахунково-аналітичному модулі по кількісній оцінці впливу селевих потоків на функціонування природно-техногенних систем.

Factors of the mud flow formation of Abranka river basin (Volovetskiy region of Zakarpatskaya area) have been determined and analyzed. The main parameters of mud flow process and their critical values have been defined on the base of influence on engineering installations. This data can be used in the calculation-analytical module of the assessment of the mud flow influence on the nature-technical systems.

Вступ. Територія України відзначається значною ландшафтно-орографічною диференціацією та наявністю регіонів з різною геологічною будовою, що обумовлює суттєву різницю в інтенсивності та екстенсивності прояву ряду небезпечних геологічних процесів, що здійснюють негативний вплив на функціонування природно-техногенних систем. Серед них найкатастрофічнішими є сейсмічні процеси, гравітаційні, водно-гравітаційні явища та процеси комбінованого характеру. Найбільший розвиток вони отримують у регіонах із розчленованим рельєфом та передусім у гірських районах. Так, за даними МНС впродовж 2006 року в Україні виникло 137 надзвичайних ситуацій природного характеру. Серед них переважний розвиток та катастрофічний вплив мали гідрометеорологічні явища та процеси, що зумовили ускладнення в роботі енергетичної галузі, порушення умов життєдіяльності населення, ускладнення в агропромисловому комплексі, підтоплення та пошкодження приватних житлових будинків (зокрема, у Закарпатській області у червні сталося підтоплення 108

житлових будинків). Значний розвиток отримали і власне небезпечні геологічні процеси, активізувалися зсувні явища, що зумовили 12 надзвичайних ситуацій. Сума збитків, завданих зсувами об'єктам господарювання впродовж 2006 року, склала понад 40 млн гривень.

Одним із екзогенних геологічних процесів, що здійснюють негативний вплив на функціонування природно-техногенних систем, є селеві потоки, що мають переважний розвиток у гірських районах та характеризуються особливими гідрометеорологічними умовами виникнення. Аналіз останніх досліджень та публікацій, а також проведення експедиційних робіт у Воловецькому районі Закарпатської області підтверджує істотний вплив селевих потоків на руйнування населених пунктів, сільськогосподарських об'єктів, залізниць, автошляхів тощо, що призводить до значних економічних збитків [1, 2, 3]. У зв'язку з цим, необхідним є визначення комплексу факторів формування селевих потоків, проведення розрахунків їх впливу на різні інженерні споруди та здійснення прогнозних досліджень для попередження мож-

ливих наслідків цього небезпечного процесу та розробки превентивних заходів щодо їх негативної дії. Формування селів у гірських районах Карпатського регіону свідчить про наявність сприятливих геолого-геоморфологічних та гідрометеорологічних чинників виникнення цього процесу. Карпатські селі є тимчасовими грязьокам'яними гірськими русловими потоками, що характеризуються високим вмістом твердого матеріалу та різким підйомом рівня. Ці потоки відрізняються раптовим виникненням і швидким рухом (від 2 до 10 м/с) та виникають переважно внаслідок інтенсивних і тривалих злив.

Постановка проблеми. Непередбачуваність у часі і в просторі процесу селю, недосконалість мережі спостережень зумовили відсутність натурних вимірювань параметрів селів. Це призвело до серйозного відставання в розробці методик виявлення окремих параметрів селевих потоків, а також у створенні алгоритмів оцінки селенебезпеки окремих територій. У зв'язку з цим виявляється необхідною розробка математичної моделі селевого потоку та кількісної оцінки його впливу на техногенні споруди.

Відпрацювання аналітичних та інформаційно-аналітичних комп'ютерних засобів кількісної оцінки стану та прогнозу поведінки складних природно-техногенних систем потребує не лише усе більш складного математичного апарату та програмних можливостей, сучасних чисельних методів розрахунків, а й, перш за все, глибокого розуміння суті природних процесів, узагальнень значної кількості природних ситуацій та подій, котрі б дозволили після необхідної формалізації отримати адекватні і достатньо типові геологічні моделі, що можуть бути покладені в основу математичного моделювання. Більш того, робота з математичного моделювання та програмування потребує постійних співставлень із реальними геологічними об'єктами не лише для оцінки адекватності та якості математичних чи комп'ютерних моделей, а й для вибору та отримання низки необхідних для розрахунків параметрів середовищ або систем.

Аналіз факторів формування селів та визначення їх параметрів. Розробка розрахунково-аналітичного модуля для оцінки впливу селевих потоків на техногенні споруди передбачала розробку математичної моделі селевого потоку та використання аналітичних залежностей, що враховують як параметри самого потоку, так і морфометричні параметри його русла, а також кліматичні показники, що є визначними для формування селевого потоку. Оскільки головними факторами виникнення селевих потоків виступають кліматичні та мікрокліматичні умови, що визначають характер та кількість опадів, геологічна та геоморфологічна будова території та її вплив на динаміку форми формування та режим селів, а також техногенні процеси, що порушують динамічну рівновагу у межах природно-техногенних систем, то для розробки математичної моделі селевого потоку та моделювання його впливу на техногенні споруди необхідним було врахування перелічених вище факторів. Для цього використовувались розрахункові формули Т'єрі та Д. Соколовського, перша з яких розраховує швидкість селевого потоку, друга – швидкість та витрати селевого потоку [3].

Із використанням розробленого алгоритму проводились розрахунки повного нестационарного (динамічного) тиску селевого потоку на інженерну споруду, що є сумою динамічного та статичного тиску.

Оскільки у розрахунковому модулі вхідними параметрами виступають кількість опадів, тривалість зливи, площа водозбору, довжина русла до розрахункового створу, коефіцієнт стоку, ширина селевої течії на дні, кут нахилу лівого та правого схилів, густина селевого

потоку, кут нахилу селевого потоку, середній розмір твердої фракції, коефіцієнт тертя, то для перевірки адекватності створеного алгоритму та тестування програмного модуля проводились визначення вище перерахованих параметрів на прикладі басейну річки Абранка. Вона є лівою притокою р. Латориця, і може бути презентабельним модельним регіоном, оскільки саме на цій території 18 червня 2006 року спостерігались селеві потоки значної потужності, що призвели до економічних збитків, зокрема у с. Абранка Воловецького району Закарпатської області, яке знаходиться у долині однойменної річки. У цей час там було зруйновано мости через річку Абранка, пошкоджено будинки та господарські будівлі. Частину господарських будівель було занесено відкладами селевих потоків.

Для визначення емпіричних залежностей при дії селевих потоків та їх наступного використання у режимі ситуативного та прогнозного моделювання проводились детальні дослідження геолого-геоморфологічних та гідрометеорологічних показників, що є визначальними при оцінці селенебезпеки, причому кожний з них може мати самостійне значення.

Наведемо характеристики головних факторів формування селевих потоків у межах с. Абранка, які спричинили пошкодження господарських об'єктів.

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/км²), глибиною вертикального розчленування (до 100 м) та крутизною схилів (до 35–40°), що створює "енергію" для розвитку різноманітних екзогенних процесів. Р. Абранка має розгалужену сітку різнопорядкових притоків, що характеризуються різними морфометричними параметрами та у певних випадках мають самостійне значення при формуванні селів.

Кількість опадів на досліджуваний період сягала 50 мм. Тривалість зливи складала близько 40 хвилин, однак її інтенсивність була значною, що призвело до відчутного підвищення рівня руслових потоків до 1,5–2 м та відповідного зростання гідродинамічного тиску потоків, що впливали на різноманітні інженерні об'єкти. Площа водозбору кожного притоку та р. Абранка визначалась засобами ArcGIS на основі детального аналізу водозбірних басейнів і рельєфу у їх межах. Аналіз проводився із використанням цифрової моделі рельєфу дослідженого полігону та відповідного обрахування площі полігональних об'єктів.

Морфометричні параметри русел селевих потоків визначались впродовж польових робіт для кожного притоку, вони характеризувались наступними характеристиками: ширина русел змінювалась від 0,5 до 2,5–3 м, крутизна їх схилів від 10 до 40°. Слід відзначити морфологічну вузькість русел притоків та долини річки Абранка, що є одним із визначальних факторів катастрофічного впливу водно-грязьових та грязьокам'яних потоків на різні інженерні споруди. Переважна кількість притоків характеризуються V-подібною долиною із крутими схилами, їх довжина коливається від 560 м до 2,5 км.

Особливості формування твердої складової селів, їх гранулометричний і петрографічний склад визначаються геологічною будовою джерел матеріалу, геоморфологією долини, розмірами водойм та їх режимом. Для визначення густини селевого потоку проведено детальний аналіз складу та генетичних типів відкладів, що є головним постачальником матеріалу при формуванні селю. Доведено особливу роль четвертинних відкладів у формуванні селевих потоків, серед яких у селенебезпечному районі у межах с. Абранка розвинуті наступні

генетичні типи відкладів, які об'єднуються у парагенетичні комплекси, оскільки дещо проблематично виділити один домінуючий фактор у їх формуванні: делювіально-пролювіальні, делювіально-колювіальні, колювіальні, алювіальні, пролювіальні. Значний вплив на формування селів має потужність даних відкладів, яка є змінною у залежності від геоморфологічних умов та різноманітних екзогенних процесів. Делювіально-гравітаційні та делювіально-пролювіальні відклади є головним постачальним пухкоуламковим матеріалом у басейні р. Абранка, їх потужність змінюється від 0,5 до 10 м.

По долині р. Абранка та її головних селевих притоках по схилах інтенсивно розмиваються делювіально-пролювіальні відклади у межах промоїн, улоговин на схилах та ярів. Інколи спостерігаються потужні конуси виносу тимчасових водних потоків та струмків, які також виступають важливим постачальником матеріалу для селевих потоків. Часто у межах лівого схилу р. Абранка таким джерелом є зсуви, опливини, обвали. Перезволожений пухкоуламковий матеріал сповзає по схилах, інколи з кущами та деревами, захоплюючи схил на глибину до 1 м.

Алювіальні відклади у межах р. Абранка також беруть участь у селеформуванні. Вони складають низьку та високу заплави, а також фрагменти надзаплавних терас, підмивання та розмивання яких сприяє залученню цього матеріалу у сформований селевий потік. Алювіальні відклади представлені уламками корінних порід різного розміру, як заповнювач присутні гравійно-жорсткості-супіщані та суглинисті утворення. Розмір уламків від 0,1 до 0,5 м, зустрічаються валуни та брили розміром до 1 м, обкатаність уламків – від середньої до поганої. Потужність алювіальних відкладів складає від 1 до 7 м. Врахування складу генетичних типів відкладів дозволяє розрахувати густину селевого потоку, яка складає близько 2 т/м^3 .

Значний вплив на силовий ефект селевого потоку має показник витрат потоку, який залежить як від морфологічних характеристик русла, від кількості опадів, так і від величини стоку у момент формування селевого потоку. Глибина потоку у межах річки Абранка складала 3 м, що призвело до руйнування залізобетонних містків, а у межах більшості її притоків – близько 1, 5 м. На збільшення водності потоків під час зливи впливала ще і незначна задернованість схилів, що провокувало інтенсивний площинний стік та часткове вимивання дрібної фракції делювіального матеріалу. Додатковим фактором виступає техногенний вплив на динаміку схилів, обумовлений наявністю густої мережі стежок.

Загалом режим та динаміка селевого потоку визначаються також зміною живої сили потоку за руслом. Максимальний силовий ефект селевий потік має у середній частині русла до формування конусу виносу, де відбувається головне розвантаження твердої складової селевого потоку, після чого жива сила потоку різко знижується і гідродинамічна сила та тиск характеризуються зменшенням числових значень. Тому довжина потоку до розрахункового створу є одним із визначальних параметрів дії селів. У межах приток річки Абранка такі природні бар'єри встановлено на різній відстані від гирла потоку, однак вона не перевищує 50–80 м, а інколи конус виносу спостерігається і у межах самого гирла, що визначається морфологією долини потоку.

Як приклад слід навести наступні параметри та фактори виникнення селю у межах правого притоку р. Абранка, що пошкодив господарські будівлі у межах будинку № 129. Притока являє собою русло тимчасового водного потоку, ширина якого складає 0,5 м, глибина врізу – 0,5 м. Через 80 м вверх проти течії ширина русла досягає 0,5–1,5 м. Правий схил має крутизну 45° , відносно перевищення над дном долини – 5 м. Лівий схил характеризується крутизною 32° і відносним перевищенням над дном долини – 5 м. У руслі відслонюються відклади дво-, місцями трикомпонентного флішу, представлені перешаруванням аргілітів і алевролітів, місцями з включеннями пісковиків та ходами залізкування тріщин кварцом. На лівому схилі фіксуються фрагменти пролювіальної тераси. Вверх проти течії глибина врізу збільшується до 6–8 м по обох бортах. Довжина русла потоку складає 2,7 км, у межах русла у гирловій частині спостерігається потужний конус виносу, складений різноуламковим матеріалом із середнім діаметром часток близько 15–20 см. Схили потоку практично незадерновані, складені делювіально-колювіальним матеріалом, із численними промоїнами і борознами, що при частковому розмиві є джерелом формування селевого матеріалу.

Отже, контроль селевого процесу у межах р. Абранка та її приток надав можливість визначити реальні фактори та параметри селевих потоків, що дозволяють проаналізувати критичні значення силового впливу цих потоків на інженерні споруди. Враховуючи руйнування залізобетонних конструкцій та окремих господарських об'єктів визначено, що критична гідродинамічна сила селевого потоку складає 1,9 т. Цей параметр може бути використаний у розрахунково-аналітичному модулі у режимі моделювання впливу селевого потоку та його кількісної оцінки з метою отримання важливих параметрів селевого процесу, зокрема коефіцієнту стоку, визначення якого у гірських районах Карпат є проблемним питанням у зв'язку зі складністю ландшафтно-орografічної обстановки та зміною фізико-механічних параметрів відкладів. Дана методика може бути використана і для визначення інших параметрів, зокрема глибини селевого потоку, кількості опадів, тривалості злив тощо.

Таким чином, аргументується необхідність застосування засобів кількісної оцінки впливу селевих потоків на інженерні споруди. Визначення реальних параметрів селевих потоків надає можливості отримання емпіричних даних щодо критичних значень навантажень на інженерні споруди та створює необхідне підґрунтя для подальшого прогностичного моделювання їх впливу. Таке моделювання складає основу визначення співвідношень між різними факторами формування селів, проведення аналізу їх можливих комбінацій у межах різних територій та отримання висновків та рекомендацій щодо запобігання їх катастрофічним наслідкам.

1. Багрій І.Д., Блінов П.В., Гожик П.Ф., Кожем'якін В.П. Активізація небезпечних геологічних явищ у Закарпатті як наслідок екстремальних паводків. – К., 2004. 2. Рудько Г.І. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України. – Львів, 2002. 3. Шевчук В.В., Горбань В.О., Іванік О.М. Комп'ютерне моделювання впливу селевих потоків на інженерні споруди // Вісник Київського університету. Серія Геологія. – 2007. – Вип. 42. – С. 117–119.

Надійшла до редколегії 05.09.07

УДК 56.569 (119)

Л. Попова, наук. співроб.

МОЖЛИВОСТІ КОМПАРАТОРНОГО МЕТОДУ ПРИ ВИВЧЕННІ ВИКОПНИХ SCIURIDAE, РОЗГЛЯНУТІ НА ПРИКЛАДІ СЕРЕДНЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ SPERMOPHILUS

Вперше застосовано компараторний метод до викопних решток *Spermophilus*. Показано, що середньоплейстоценовий ховрах з місцезнаходження Меланчин потік займає проміжне положення між *Spermophilus pygmaeus* і *S. odessanus* і виявляє риси пристосування до перигляціальних умов. Дрібні ховрахи Халеп'я, незважаючи на наявність досить архаїчних ознак, можуть вже з певністю бути віднесені до *S. odessanus*. Компараторний метод перспективний при вивченні викопних *Sciuridae* взагалі.

The comparatore method has been applied to the fossil *Spermophilus*. The intermediate position between the *Spermophilus pygmaeus* and *S. odessanus* has been ascertained for the Middle Pleistocene ground squirrel of the Malanchin Potik site. This form shows the pattern of adaptation to the periglacial conditions. The small ground squirrels of Kchalepia site, in spite of their archaic traits, apparently belong to the *S. odessanus*. The comparatore method is promising for the fossil *Sciuridae* as a whole.

Постановка проблеми: *Sciuridae* (вивіркові) відзначаються горбкуватою будовою зубної системи на фоні інших плейстоценових гризунів. Горбкуваті корінні зуби вважаються примітивними для трав'яних ссавців взагалі і для гризунів зокрема, так що в плані набуття адаптацій до харчування жорсткою трав'янистою рослинністю *Sciuridae* поступаються навіть такій посправжньому древній групі, як миші. Однак, наземні *Sciuridae*, а саме ховрахи, *Spermophilini*, в суворих умовах плейстоценових тундро-степів складали одну із домінуючих груп, тоді як інші гризуни з дійсно примітивною зубною системою (миші, соні) на більшій частині території України просто зникли. Це парадоксальне явище варте уваги саме по собі (можливі причини його були розглянуті раніше [4]), крім того, численні і широко розповсюджені в тундро-степових біоценозах наземні *Sciuridae* є перспективним об'єктом для розв'язання питань біостратиграфії. Але біостратиграфічному використанню наземних сциурід перешкоджає слабка вивченість цієї групи, викликана тим, що до них неможливо застосувати морфометричні методи саме внаслідок складної і нібито архаїчної горбкуватої будови зубів.

Альтернативою морфометричним методам є вивчення дискретних ознак оклюзивної поверхні зубів [3]. Але оскільки дискретних ознак замало для повного охарактеризування морфології зубної системи *Sciuridae*, доцільним є пристосування до вивчення викопних представників цієї групи так званого компараторного методу, запропонованого Я. Старобогатовим [5] для видового визначення черепашок гастропод. Це є метою даної роботи. Як модельний об'єкт обрано середньоплейстоценових ховрахів території Придніпров'я, оскільки вони відрізняються від рецентних не настільки, щоб результати застосування компараторного методу зовсім не можна було перевірити; однак відміни достатньо значні для того, щоб відчувати слабкі сторони аналізу дискретних ознак, запропонованого раніше [3].

Скорочення і терміни, прийняті в роботі: P^4 та P_4 – відповідно, четвертий верхній та нижній передкорінні (премоляри), M^1 , M^2 , M^3 ; M_1 , M_2 , M_3 – перший, другий, третій верхні (нижні) корінні (моляри); лофодонтний – гребенезубий; ННПМ НАНУ – Національний науково-природничий музей НАН України. Онтогенетичні стадії (і стадії стирання зубів): j – juvenis, j-ad – перехідна стадія juvenis-adultus, ad – adultus, ad-sen – adultus-senex,

sen – senex. Використана в даній роботі номенклатура елементів будови зубів ховрахів описана раніше [3, 4].

Методи. При застосуванні компараторного методу за допомогою рисувального апарата замальовується типова морфологія черепашки даного виду. Кожний новий об'єкт, що вивчається, вміщується на робочий столик того ж рисувального апарата і порівнюється з малюнком [5]. Неоднакові розміри порівнюваних об'єктів в принципі не є перешкодою, а якщо зробити малюнки, наприклад, в програмі Corel Draw, то, перетворивши порівнювані екземпляри на об'єкти з прозорим фоном, їх можна розтягати, обертати, віддзеркалювати, не змінюючи пропорцій, досягаючи максимально можливого співпадіння їх контурів. Але істотним обмеженням методу є його придатність тільки для об'єктів з крайовим (як у черепашки молюсків) або ізометричним ростом. Зуби ссавців не повністю відповідають цій вимозі, але за об'єкт з крайовим ростом успішно може правити та структура, яка створює найбільші проблеми при вивченні зубної системи ховрахів, а саме дентинова поверхня стирання. Її розповзання внаслідок зношування зубів зумовлює високу онтогенетичну мінливість зубної системи, яка сильно ускладнює видове визначення. При застосуванні компараторного методу ця проблема знімається, а структури, утворені основними гребенями (дентинові поверхні стирання), виступають однією із найбільш діагностично значущих ознак.

Малюнки зроблено автором на рисувальному апараті WILD і потім опрацьовано в Corel Draw. Внаслідок складності будови коронки контури порівнюваних об'єктів плутаються, особливо, коли об'єкти вже неможливо рухати. Тому еталонні об'єкти зроблено більш блідими, з заливкою, а досліджувані об'єкти чіткі, з прозорим фоном.

Зуби ховрахів мають набагато складнішу морфологію, ніж черепашки гастропод, і повне співпадіння обрисів двох об'єктів взагалі неможливе. На рис. 1.1–1.3 порівнюються премоляри особин одного віку і однієї популяції *S. pygmaeus*, і схожість між об'єктами можна вважати високою. Схожість в межах виду може бути меншою, якщо досліджувати популяції з різних частин ареалу виду. Якщо ж ці популяції мають і різний геологічний вік, діапазон внутрішньо-видової мінливості відповідно зростає. А найвагомішу складову внутрішньопопуляційної мінливості зубної системи складає онтогенетична мінливість (порівняємо рис. 1.1 і 1.4).

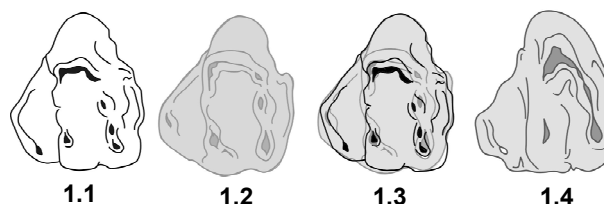


Рис. 1. P^4 рецентних *Spermophilus pygmaeus*, що належать особинам однієї популяції: 1.1 і 1.2 – слабо стерті премоляри, обриси яких в основному співпадають (1.3), 1.4 – премоляр старої особини тієї ж популяції (тут і далі емаль світла, дентин темний)

Щоб врахувати все це, слід створити графічну базу даних для кожного з досліджених видів. В ній мають бути представлені вікові групи j (з молочним премоларом), j -ad (перехідна до дорослої вікової групи, одразу після зміни молочних премоларів постійними), ad (adultus, дорослі), ad-sen (група, перехідна до сенільної морфології) і sen (senex – старі). Оскільки внутрішньовидова мінливість не вичерпується онтогенетичною складовою, бажано мати по декілька екземплярів кожної вікової групи, з різних популяцій (палеопопуляцій). Доцільно досліджувати окремо схожість за формою основи коронки взагалі, за формою цингулюмів і за формою структури, утвореної основними гребенями. Два екземпляри, що належать до одного виду, зовсім не обов'язково співпадуть за всіма трьома групами ознак. Скорочений приклад графічної бази даних для P^4 *S. suslicus* наведено на рис. 2.

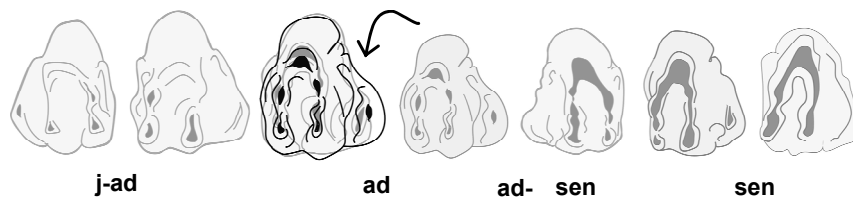


Рис. 2. Графічна база даних морфологічної мінливості *Sperophilus*: дефінітивні P^4 *S. suslicus*

Матеріали: Меланчин потік (Канівський заповідник) – 1 P^4 ; Халеп'я – крупна форма *Sperophilus* cf. (*Colobotis*) sp. – 1 M^3 , 1 P^4 , 6 M_{1-2} , 1 P^4 ; дрібна форма *S. (Citellus)* sp. – 2 M^{1-2} , 1 P^4 , 1 M_{1-2} , 1 M^3 . Рецентний краніологічний матеріал, використаний автором для побудови графічних баз даних, зберігається в колекціях зоологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка і зоологічного музею ННПМ НАН України.

Геологічна будова, тафonomie і вік. Відслонення Меланчин потік знаходиться в лівому борті одноступенного яру, в 100 м. нижче греблі, що перерізає його верхів'я. Четвертинні відклади залягають тут з розмивом на глинах бурих юрського віку (келовей), і представлені пісками жовтими і світло-жовтими, в нижній частині озалізненними, з гравієм і галькою, потужністю 0,5 м та алевритами зеленкувато-сірими, в нижній частині неясно шаруватими, потужністю 1,5 м, які поступово переходять у суглинки жовтувато-палеві (лесоподібні) потужністю 0,5 м. Зверху залягає сучасний ґрунт.

Рештки ссавців – 1 P^4 ховраха, і M^2 *Microtus* (скоріше за все, *M. gregalis*) – приурочені до зеленкувато-сірих алевритів. Вони представлені ізольованими зубами з відламанною альвеоларною частиною, повністю фосилізовані, рудувато-жовтого забарвлення і несуть дуже характерні поверхневі тріщинки, що утворилися до фосилізації решток. Очевидно, рештки потрапили в захоплення не відразу, а певний час знаходились в субаеральних (вірогідно, різко континентальних) умовах. Кістковмісні зеленкувато-сірі алеврити утворилися за умов інтенсивного розмиву підстелюючих мезозойських відкладів. Треба зазначити, що юрські відклади, що підстилають четвертинні в даному розрізі, – це частина великого діапіру, який добре видно в протилежному борті яру. Очевидно, цей діапір становив собою горб в тогочасному рельєфі, і відклади верхньої крейди, що перекривали юрські глини, інтенсивно розмивалися. Тож згадані зеленкувато-сірі алеврити, крім нечисленних решток дрібних ссавців і численних наземних і прісноводних четвертинних гастропод, містять белемніти, уламки перламутру з черепашок амонітів та іншу мезозойську фауну, а також характеризуються значним вмістом глауконіту. Крім того, в товщі цих алевритів вда-

два премолари, якими представлена на рис. 2 стадія adultus, вдало характеризують розмах позаонтогенетичної внутрішньовидової мінливості: їх контури співпадають дуже незадовільно, але це є наслідком атипової форми цингулюмів у обох цих екземплярів – у більшої форма переднього цингулюма схожа на таку у *S. pygmaeus* (від якого походить *S. suslicus*), менший за будовою цингулюмів схожий на *S. citellus*, з яким *S. suslicus* має риси екологічної схожості. Для кожного з цих крайніх варіантів легко підшукати подібну будову цингулюмів навіть в обмеженому спектрі внутрішньовидової мінливості, представленому на рис. 2 (цингулюми мало змінюються в результаті стирання). Інші ж значущі групи ознак – форма коронки і форма основних гребенів – у двох екземплярів, порівнюваних на рис. 2, задовільно співпадають.

ються язики і луски юрських глин. В пісках, підстелюючих зеленкувато-сірі алеврити, трапляються невеликі, дещо обкатані уламки граніту. Флювіогляціальне походження цих пісків і алевритів та їх зв'язок з дніпровським льодовиком видається досить вірогідним.

Відслонення Халеп'я і фауна з цього місцезнаходження описані раніше [2].

Результати і обговорення

Ховрах з Меланчиного потоку. Застосування компараторного методу (рис. 3) вказує, що досліджений премолар за загальною формою і розмірами коронки подібний до деяких P^4 *S. pygmaeus*, але в переважній більшості випадків відрізняється від цього виду за формою цингулюмів. Також не вдається поєднати основні гребені дослідженого премолару з такими *S. pygmaeus*. Хоча P^4 ховраха з Меланчиного потоку неукорочений, як і у малого ховраха, але відрізняється від *S. pygmaeus* невисоким протоконом, що і змінює малюнок основних гребенів. Характерна неправильно-трикутна форма переднього цингулюма і малюнок, утворений основними гребенями. Це поєднує досліджувану форму з *S. odessanus*, від якого екземпляр з Меланчиного потоку відрізняється неукороченою коронкою, а також у середньому дещо більшими розмірами. Схожість з *S. suslicus*, взагалі досить невисока, має приблизно такий же характер, як з *S. pygmaeus*, тобто серед *S. suslicus* можна підшукати екземпляр, подібний за формою коронки і цингулюмів, але не із схожим розташуванням основних гребенів.

Враховуючи тенденцію до укорочення щічних зубів і зміни горбкуватої будови зубів у гребінчасту в лінії *S. pygmaeus*-*S. odessanus*, можна зробити висновок, що ховрах з Меланчиного потоку займає проміжне положення між двома цими видами. Він характеризується рядом примітивних рис – довга коронка, довгі цингулюми, мезостиль. Але передній цингулюм у нього вже має характерну для *S. odessanus* неправильну форму і низький гребінь, а основні гребені високі, і паралоф має параконуль (дуже діагностично значуща для *S. odessanus* риса), а горбок металофа (метаконуль) з'єднується з відносно низьким протоконом раніше, ніж з метаконном, чого ніколи не буває у малого ховраха.

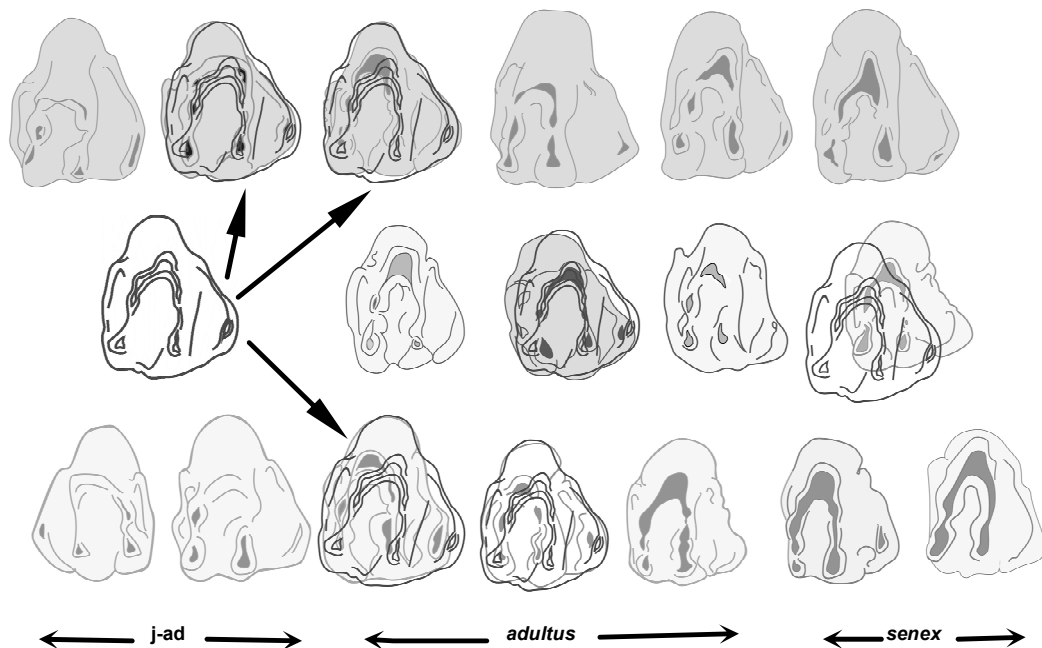


Рис. 3. Застосування компараторного методу до P^4 ховрах з Меланчиного Поток
Екземпляр з Меланчиного Поток показаний незафарбованим прозорим контуром.
Верхній ряд – еталонна серія рецентних *S. pygmaeus*, вікові стадії від j-ad до sen,
другий ряд – те саме, *S. odessanus*, третій – *S. suslicus*

Отже, екземпляр з Меланчиного потоку представляє досить ранню стадію еволюції *S. odessanus*, яка ще зберігає пігмеусну форму коронки, але вже достатньо лофодонтна. Можливо, це середньоплейстоценовий екологічний аналог *S. severkensis* – крупний, лофодонтний, але на відміну від *S. severkensis* зберігає виразно архаїчні риси. Можливо – модифікований перигляціальними умовами дніпровського часу *S. odessanus* (останнє видається менш вірогідним, надто вже форма з Меланчиного потоку примітивна, а цілком впізнані *S. odessanus*, за даними Л. Рековця [1], з'являються значно раніше, в завадівський час). У порівнянні з *S. odessanus* з Халеп'я, що описується нижче, ховрах з Меланчиного потоку більш архаїчний.

Ховрах Халеп'я. *Spermophilus* cf. (*Colobotis*) sp. Крупний молочний P^4 належить, очевидно, *S. (Colobotis)* sp. (видова діагностика молочних премоларів більш складна, ніж дефенитиваних). Мезостилію немає, передній цингулюм широкий, трикутний. M^3 належить напівдорослій особині і за розмірами дещо поступається рецентним *S. fulvus*. За пропорціями цього зубу ховрах з Халеп'я близький до *S. fulvus* і докорінним чином відрізняється від сильно укорочених M^3 *S. (Colobotis) major*. Металоф виразний, але низький, з метастилем. Всі нижньоощічні зуби неукорочені, відповідно, додаткові горбки зустрічаються з частотою, зовсім не характерною для *Colobotis*. Крім крупних розмірів, форму з Халеп'я єднає з рецентними представниками підроду нижній премолар квадратної форми з незначним гіпоконідом, та ще *fulvus*-подібні пропорції M^3 . За частотою трапляння додаткових горбків нижньоощічних *S. (Colobotis)* sp. Халеп'я далеко залишає за собою всіх рецентних *Colobotis* і більшість *Citellus*.

S. (Citellus) odessanus із Халеп'я має M^{1-2} , P^4 типової для виду будови, але попередньо [2] ця дрібна форма була визначена як близька до малого ховраха – оскільки коронки менш укорочені, ніж це звичайно буває у лофодонтних *S. suslicus-odessanus*. Поєднання компараторного методу і вивчення дискретних ознак за методикою, запропонованою раніше [3], вказує на належність решток дрібного ховраха з Халеп'я до *S. odessanus*, але зі збереженням предкових (пігмеусних) рис в пропорціях коронки передньоощічних. Серед матеріалу відсутні найбільш діагностичні в межах роду зуби – M^3 , але їх форму можна приблизно відновити за будовою M_3 . Дрібним укороченим M_3 , виявленим в Халеп'ї, навряд чи будуть відповідати довгі, з потужним металофом верхньоощічні M^3 пігмеусного типу.

Автор щиро дякує співробітникам відділу палеозоології ННПМ НАН України В. Несіну та Ю. Семенову, а також співробітникам Зоологічного музею Київського національного університету та Зоологічного музею ННПМ за сприяння в роботі щодо створення графічних баз даних.

1. Поводыренко В.Н., Рековец Л.И. Сравнительная характеристика териофауны местонахождения Меджибож // Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України. – К., 2003. – С. 168–170.
2. Попова Л.В. Микротирифауна перигляціального алювію ріки Сквирки: еволюційний рівень і геологічний вік // Вісн. Київ. ун-ту, сер. геол. – 2004. – Вип. 28. – С. 32–34.
3. Попова Л.В. Діагностика ископаемых остатков *Spermophilus* // Проблеми палеонтології та біостратиграфії фанерозою України. – К., 2006. – С. 320–325.
4. Попова Л.В. Стратиграфічне використання плейстоценових *Spermophilini* в світлі особливостей їх еволюції // Вісн. Київ. ун-ту, сер. геол. – 2006. – Вип. 37. – С. 26–28.
5. Старобогатов Я.И., Толстикова Н.В. Моллюски // Общие закономерности возникновения и развития озер. Сер. История озер СССР. – Л., 1986. – С. 156–165.

Надійшла до редколегії 01.10.07

УДК 551.3.051:551.351): 551.763] (262.5-15)

І. Іщенко, канд. геол. наук, пров. наук. співроб.,
Л. Якушин, канд. геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.

ЕВОЛЮЦІЯ УМОВ ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ В КРЕЙДОВИЙ ЧАС НА ТЕРИТОРІЇ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Описано еволюцію умов осадконакопичення протягом крейдового часу на території північно-західного шельфу Чорного моря.

Evolution of the sedimentation conditions in cretaceous in the area of the North-western shelf of the black sea has been described.

Вступ. Територія північно-західного шельфу Чорного моря характеризується складною геологічною будовою, своєрідним палеотектонічним розвитком його структурно-тектонічних елементів. У складі району виділяються структурні утворення південно-західної частини докембрійської Східно-Європейської платформи, Скіфської платформи (плити) і порівняно молоді Чорноморської западини.

Глибинні розломи разом з коровими обумовлюють блоковий характер геолого-тектонічної будови району і наявність ортогональної і діагональної систем розривних порушень, які були закладені ще в ранньому протерозої і достатньо активно проявлялися упродовж кімерійського і альпійського етапів орогенезу.

Тенденції успадкованого і інверсійного розвитку блокових структур району багато в чому визначають закономірності палеогеологічної і палеотектонічної етапності його еволюції. Саме різноамплітудні рухи блоків на тлі неодноразових трансресій і регресій зумовили характер осадконакопичення, становлення і розвиток своєрідних палеогеографічних умов геологічного минулого, виникнення і розповсюдження специфічних басейнів седиментації, особливостей палеотранспортування теригенного і біогенного матеріалу, закономірності формування потужностей відкладів різних стратиграфічних рівнів.

Аналіз літературних матеріалів і обробка великої кількості геолого-геофізичної інформації по території північно-західного шельфу Чорного моря дали можливість відтворити етапність історичного розвитку шельфу і еволюцію палеогеографічних умов осадконакопичення на його території в крейдовий час.

Результати дослідження. Ранньокрейдівий етап. На початку крейдового періоду територія північно-західного шельфу і суходолу, що примикав до неї, являли собою денудаційну рівнину, яка розташовувалась на пенепленізованому складчастому фундаменті палеозой-ранньомезозойського віку і яка існувала до раннього апту.

Крейдове осадконакопичення розпочалося в барем-ранньоаптський час, коли в район сучасного шельфу проникло море. У спокійному гідродинамічному режимі йшло накопичення уламкового і глинистого матеріалу з конкреціями сидериту. Глибина моря не перевищувала 100 м [6].

У пізньому апті розпочалась обширна (регіональна) трансресія, що досягла свого максимуму в альбський час. Морський басейн в цей час покривав велику частину шельфу, північне Причорномор'я і Рівнинний Крим. Найбільші глибини знаходились в районах Крайового ступеню і Каркінітсько-Північнокримського прогину [1, 2, 11].

На схід від північно-західного шельфу в північній і центральній частинах Рівнинного Криму простягалась алювіально-озерна рівнина, складена піщано-гравійними відкладами.

У верхньому апті – нижньому альбі північно-західний шельф і Рівнинний Крим зазнали диференційних прогинів. На північному заході Криму заклався порівняно

вузький прогин широтного простягання, продовженням якого на заході був Каркінітський прогин [1].

У альбський час море покривало значну територію Скіфської плити і південну частину Східно-Європейської платформи [3, 11]. У першій половині альбу на більшості території шельфу накопичувались теригенно-глинисті осадки, вміст карбонату кальцію складав 12–15 %. Кальцит органогенного походження потрапляв в осад у складі вапнистих черепашок планктонних організмів. Поряд з форамініферами більшого значення набувають водорості з вапнистим скелетом.

Найбільш глибокі ділянки альбського моря знаходились в районах Крайового ступеню і Каркінітсько-Північнокримського прогину [2]. На ділянках моря, максимально віддалених від узбережжя, відкладались осадки зі значною часткою карбонату кальцію (26–30 %). У той же час, імовірно, певну роль в утворенні осадків мали детрит кремнієвих організмів і глинистий матеріал, що призводило до утворення відкладів, які перетворилися на кремнеаргіліти, розкриті на Тарханкутському півострові, а в центральній частині басейну – кремнеземисті мергелі, розкриті на шельфі свердловиною № 3 на Південногалицькому піднятті.

Пізньокрейдівий етап еволюції палеогеографічних умов на північно-західному шельфі Чорного моря пов'язаний з розвитком плавної евстатичної трансресії моря, яка розпочалась в альбі, а наприкінці епохи змінилась на швидку регресію. На загальному фоні єдиної евстатичної хвилі розвивались події дрібнішого масштабу. Частина з них була обумовлена евстатичними коливаннями рівня океану, а інша (за числом проявів – більша) була викликана або ейрогенією, або обмілінням моря в результаті засипання його осадками [5].

На різних ділянках єдиного морського басейну існували дещо різні умови осадконакопичення, які визначались характером прилеглої суходолу, глибиною моря, напрямом і силою течій, а також рядом інших чинників.

Найбільш характерними осадками епіконтинентального басейну були коколіві і форамініферові мули, які потім перетворювались на писальну крейду і крейдоподібні мергелі, а також інші карбонатні породи. Другу групу осадків пізньокрейдівового морського басейну складали мули, складені залишками кремнієвих організмів, головним чином діатомових водоростей, радіоларій і кремнієвих губок, що надалі перетворювались в силіцити. Третю групу осадків складають піщані фації – переважно піски.

У сеноманський час умови осадконакопичення були багато в чому схожі з пізньоальбськими. У центральній частині басейну відкладались, як правило, біогенні кремнеземисто-карбонатні осадки, а на периферії – піскуваті. Карбонатонакопичення відбувалось як за рахунок надходження в осад вапнистих скелетів кокліфорид, так і, меншою мірою, черепашок форамініфер. Вміст CaCO_3 у породах – 40–70 %. Кремененакопичення в сеноманський час за своїм обсягом не поступалося накопиченню карбонату кальцію. У осад посту-

пала значна кількість детриту кремнієвих губок, скелетів радіолярій (вміст SiO_2 в породах – 20–40 %). Одним з основних джерел надходження кремнезему у морський басейн був вулканізм, що активно проявився у цей час на території північно-західного шельфу і в Північно-кримському прогині [4].

На заході шельфу відмічається багатство кремнієвих організмів, особливо радіолярій. Це сприяло утворенню переважно кремнестих осадків, які склалися переважно зі скелетів цих організмів [8, 9]. Слід зазначити, що в цьому районі періоди масового кремененакопичення чергувались з періодами відсутності в осадках детриту кремнієвих організмів. Осадки зі вмістом карбонату кальцію до 60 % були більш характерні для другої половини сеноману. Глиниста складова в утвореннях сеноману була невелика (6–10 %).

На процес осадконакопичення в сеноманський час істотно впливав вулканізм. Окрім підвищеного вмісту SiO_2 і CO_2 в морській воді, що пов'язане з його діяльністю, в осад надходили тверді продукти вулканізму: попільний матеріал, лави, уламкові мінерали вулканогенного походження – піроксени, амфіболи, вулканічне скло, плагіоклази (санідін).

В кінці сеноману – на початку турону в різних районах Європейської палеогеографічної області (ЄПО) відмічається накопичення характерних осадків типу "чорних глин", які утворювались в умовах придонної кисневої недостатності. Вивченню генезису "чорних глин" присвячена велика кількість наукових публікацій, проте на сьогоднішній день немає єдиної точки зору на причини утворення осадків в умовах еноксії [7, 9, 10, 12, 13]. Нажаль, через обмежену кількість керна матеріалу (3 %) ми не можемо повною мірою підтвердити або спростувати існування на території північно-західного шельфу Чорного моря утворень типу "чорних глин".

Крім того, рубіж сеноман-турон ознаменувався, ймовірно, зміною клімату, пов'язаною із загальним підвищенням температури повітря і збільшенням вологості. Змінився гідродинамічний режим басейну. Це призвело до істотної втрати кремнієвими організмами своєї ролі в осадконакопиченні. Найбільшого розквіту з того часу і до маастрихту досягають вапнисті водорості – коколітофори, що привели до накопичення висококарбонатних осадків (CaCO_3 – 96–99 %). При цьому привнесення як глинистого, так і уламкового матеріалу з суходолу був вкрай незначний – менше 1 %.

У туронському морському басейні серед планктонних організмів пануюче положення займали кальцисферуліди. У осад вони поступали у великій кількості, іноді складаючи 70–80 % його об'єму. На відносно мілководних ділянках кількість кальцисферулід, що потрапляли в осад, знижувалась, а в областях, наближених до суходолу, осадки і взагалі не містили цих організмів.

Після розквіту кальцисферулід в туронський час, упродовж пізньотурон-коньякського періоду їх кількість в осадках не перевищувала 30 % його об'єму. Карбонатність осадків цього віку дещо знизилася за рахунок надходження на дно нечисленних ступок діатомей, скелетів радіолярій, дінофлагелят, зрідка кремнієвих спікул губок. Вміст CaCO_3 в породах складав 92–94 %.

У сантонський час відклади, подібні турон-коньякським, відкладалися тільки на півночі Тарханкутського півострова, а також на Крайовому ступені. На решті території відкладалися висококарбонатні коколітові осадки з періодичним короточасним накопиченням вапнисто-глинистих мулів.

У кампанському віці структурний план морського басейну змінився. Завдяки пізньокампанській трансгресії збільшилась площа морів, змінився гідродинамічний

режим басейну, на що вказує зникнення з осадків морського дна детриту спікул губок. На всій території переважно відкладалися коколітові вапняки з CaCO_3 до 90–96 %. Кальцисферуліди накопичувались в осадках періодично і в кількостях, що не перевищують 20 %.

У ранньому маастрихті осадконакопичення було успадкованим від попереднього періоду і лише на сході північно-західного шельфу формувались вапнисті осадки з домішкою глинистої і кременистої речовини (CaCO_3 – 85–87 %). Основну породотворюючу роль в осадках як і раніше відігравали коколіти, підпорядковану – форамініфери.

Характер карбонатонакопичення змінився лише в другій половині маастрихту. Найбільш глибокою ділянкою в цей час залишався район Голіцінської антикліналі, де майже до кінця маастрихту йшло накопичення мулів. На решті території карбонатні осадки значно розбавлялися глинистим матеріалом і детритом кремневих організмів. На підняттях Губкінської зони глинисто-коколітові мули, збагачені детритом губок, чергуються з глинистими мулами, бідними на органічні рештки. Найбільш глинисті осадки формувались на заході басейну в районі підняття Гамбурцева і Штормового. Кінець маастрихтського часу знаменувався накопиченням по всій території північно-західного шельфу Чорного моря карбонатних мулів з найменшим вмістом CaCO_3 .

Висновки:

– на початку крейдового періоду територія північно-західного шельфу і суходолу, що примикав до неї, являли собою денудаційну рівнину, яка розташовувалась на пенепленізованому складчастому фундаменті палеозой-ранньомезозойського віку і яка існувала до раннього апту;

– друга половина ранньокрейдкової епохи характеризується процесами рифтогенезу, що охопив велику частину північно-західного шельфу Чорного моря. Провідними чинниками умов осадконакопичення в цей час було швидке прогинання території і андезитовий вулканізм, що сприяло накопиченню потужних теригенно-глинистих формацій;

– у пізньокрейдовий час північно-західний шельф був частиною великого епіконтинентального басейну, який простягався в широтному напрямку від Західної Європи до Середньої Азії. Він характеризувався стабільними умовами осадконакопичення, що знайшло віддзеркалення у формуванні потужної (до 3000 м) карбонатної формації "писальної крейди";

– на всьому протязі розвитку північно-західного шельфу в крейдовий час суходіл, що примикав до моря, був низовинною, про що свідчить незначна домішка в породах уламкового матеріалу. Наявність прошарків пісковиків і алевролітів серед порід і локальна збагаченість уламковим матеріалом деяких вапняків не противічать цьому припущенню, оскільки пов'язані або з привносом пірокластики (альб-сантон), або з трансгресивними фазами (альб-сеноман, кампан), або ж з наближенням узбережжя.

1. Бондаренко В.Г., Плотникова Л.Ф. К истории геологического развития северо-западного шельфа Чорного моря в меловой период // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. I. – К., 1984. – С. 44–48.
2. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф. та ін. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. – К., 2006.
3. Земная кора и история развития Черноморской впадины. – М., 1975.
4. Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных современного бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма. // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. – Владивосток, 1981. – С. 7–21.
5. Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и

Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1980. — Т. 55. — Вып. 5. — С. 27–42. 6. Пастернак С.И., Лещух Р.И., Сеньковский Ю.Н. Вулканизм и развитие организмов с кремневым скелетом в северной части океана Тетис в меловом периоде // Геол. журн. — 1981. — №2. — С. 72–78. 7. Найдин Д.П., Похиялайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. — М., 1986. 8. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. — К., 1977. 9. Сеньковский Ю.Н. Палеогеографические условия седиментогенеза в юго-западных районах туронского Восточно-Европейского моря // Геол. журн. — 1979. — №6. — С. 97–101. 10. Сеньковский Ю.М. та ін. Геологіч-

на палеоокеанографія океану Тетис (Карпато-Чорноморський сегмент). — К., 2004. 11. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Чорного моря. — М., 1981. 12. Ernst G., Schmid F. The Upper Cretaceous of central and eastern Lower Saxony // Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc.A-69, 26 th Intern. geol. Congr. Paris. — 1980. — P. 83–114. 13. Kemper E., Weis W. Synchrone Kaltwasser — Ablagerungen: Die Grenzschichten Cenoman-Turon in Mittel- und Nordeuropa und bei Regensburg (Suddeutschland). — Zitteliana, 1983. — Bd. 10. — S. 371–373.

Надійшла до редколегії 24.05.07

УДК 561.26:551.78

О. Мельник, асп.

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЬОСАРМАТСЬКИХ КОМПЛЕКСІВ ДІАТОМЕЙ АНТИКЛІНАЛЕЙ ЗЕЛЕНЬСЬКОГО ТА КОПТА-КИЛ

Наведено результати дослідження діатомових комплексів із верхньосарматських відкладів Таманського та Керченського півостровів. Порівняно видовий склад діатомових та умов їх існування в палеобасейні.

The results of research of Taman and Kerch peninsulas upper-sarmatian diatomaceous complexes are described. Species composition of these complexes and terms of sedimentation in the paleobasin are compared.

Вступ. Відклади сармату широко розповсюджені в межах Східного Паратетису. Їх виходи на поверхню відомі на Кримському півострові, у Запорізькій області, Краснодарському краї, на Мангишлаку, в Транскарпатському регіоні, Румунській Добруджі, північно-східній і центральній Молдові та в північно-східній Болгарії [2, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12]. За результатами буріння вони встановлені на Кримському півострові, в Закарпатті, північно-східній Болгарії, а також в донних відкладах Чорного моря [3, 5, 9].

Матеріали, методи та район дослідження.

Геологічна історія сарматських басейнів у межах Східного та Центрального Паратетису була різною і розріз сарматських відкладів Східного Паратетису є більш повним. Незважаючи на велику увагу дослідників до цієї частини неогену, існують різні погляди на стратиграфічне розчленування товщі, положення її верхньої границі і на кореляцію сармату Західної та Східної Європи [6].

Розробка та уточнення регіональних стратиграфічних схем базується на біостратиграфічному методі, в тому числі і на дослідженні різних груп мікроскопічних

решток. Сарматські розрізи Керченського і Таманського півостровів мають бідний комплекс макрофауни та на-нопланктону, в той же час тут містяться чисельні рештки кременистих панцирів діатомових водоростей, які можуть використовуватися для детального розчленування сарматських розрізів. Аналіз діатомових комплексів дає можливість встановити умови седиментації в палеобасейнах, вони є важливим індикатором палео-екологічних і палеогідрологічних умов.

Порівняння діатомових комплексів Керченського і Таманського півостровів проводилося на основі вивчення відомих сарматських розрізів антикліналей Зеленьського і Копта-Кил (рис. 1). Досліджувались рештки діатомових із семи зразків (п'ять із Зеленьського і два із Копта-Кил), відібраних з глинистих прошарків порід пізньосарматського віку. Всього було визначено 66 видів і різновидів діатомей, що належать до 28 родів. З верхньосарматських зразків антикліналі Зеленьського визначено 54 види діатомових, що відносяться до 26 родів, а антикліналі Копта-Кил — 35 видів, що відносяться до 16 родів.

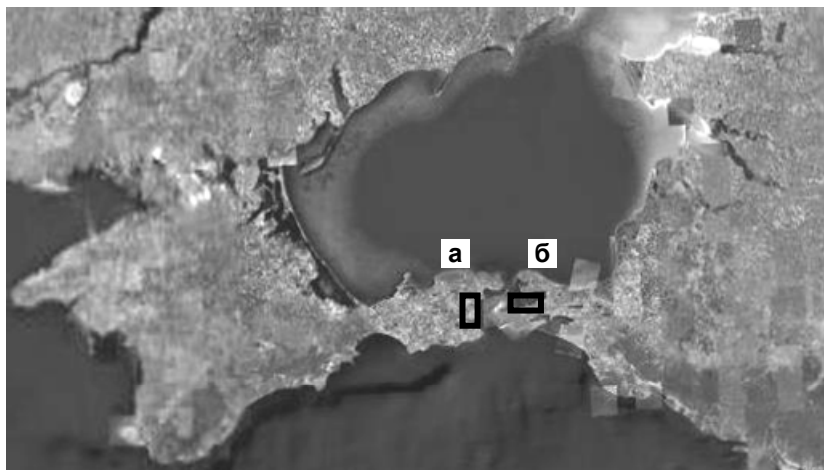


Рис.1. Оглядова карта району робіт:
а — антикліналь Копта-Кил, б — антикліналь Зеленьського

Результати та обговорення.

У нижній частині верхнього сармату р. Зеленьського встановлено комплекс діатомових, в якому домінують солонуватоводні морські і літоральні види діатомей: *Achnanthes brevipes*, *Achnanthes brevipes var. intermedia*, *Surirella maeotica*, *Cocconeis scutellum*, часто зустрічається *Lirella hennedyi* і *Rhopalodia musculus*.

Присутність у комплексі характерного виду *Nitzschia stockmayeri* достатньо впевнено свідчить про пізньосарматський вік даного зразка [1].

У верхній частині товщі верхнього сармату серед діатомових переважають солонуватоводні морські літоральні види з домінуючими: *Achnanthes brevipes*, *Surirella maeotica*, *Rhopalodia musculus*, *Grammalophora*

oceanica, *Navicula latissima*. Часто зустрічаються прісноводно-солонуваті і прісноводні *Cocconeis euglipta*, *Aulacoseira praeislandica*. Тут відзначається поява *Terpsinoe americana*, *Tetracyclus sp.1.*, *Tetracyclus sp.2*. Повністю зникає вид *Cocconeis scutellum* у верхній частині верхнього сармату. Слід також відзначити різноманітність в зразках із цього інтервалу представників роду *Rhopalodia* (*Rh. musculus.*, *Rh. gibberula.*, *Rh. gibba*), чисельність яких зростає в верх по розрізу.

Верхній сармат антикліналі Копта-Кил охарактеризований діатомовим комплексом із переважанням видів роду *Rhopalodia*. Як супутні, виявлені види: *Nitzschia stockmayeri*, *Aulacoseira praeislandica*, види роду *Surirella*. Часто зустрічаються: *Entomoneis sp.1.*, *Cocconeis euglipta*, *Amphora terroris*.

Видовий склад діатомових комплексів із верхньосарматських відкладів Таманського та Керченського півостровів та їх порівняння наведено в таблиці 1.

Висновки.

Порівнюючи діатомові комплекси із верхньосарматських відкладів Таманського та Керченського півостровів, можна відзначити велику схожість їх видового складу. Таксономічні та екологічні особливості діатомових вказують на існування діатомових у межах одного басейну седиментації. Екологічний склад діатомових свідчить про те, що у верхньому сарматі осадоконакопичення відбувалося в умовах мілководного опрісненого морського басейну, місцями сильно зарослого водною рослинністю, з нестабільним гідродинамічним режимом.

Комплекси діатомових водоростей свідчать і про відмінності в палеогеографії сарматського морського басейну на території Таманського та Керченського півостровів. На початку пізнього сармату в районі антикліналі Зеленьського існував більш солонуватий морський басейн, про що свідчить переважання солонуватоводних морських діатомових водоростей та незначна кількість прісноводних видів. Зокрема, на солонуваті умови вказує велика кількість видів *Cocconeis scutellum*, *Lirella hennedyi*.

З середини пізнього сармату в межах Таманського півострова спостерігається опріснення басейну, про що свідчить поява представників прісноводного роду *Tetracyclus*. Наявність *Aulacoseira praeislandica* свідчить про постійне надходження прісних вод із суходолу.

В той же час в цьому комплексі з'являється солонуватий вид *Terpsinoe americana*, що свідчить про нестабільність гідродинамічного режиму палеобасейну.

Склад діатомового комплексу району Копта-Кила, а саме домінування бентосних видів діатомей, переважання представників роду *Rhopalodia* O. Müll вказує на існування тут у пізньому сарматі більш опрісненого мілководного морського басейну. Наявність *Aulacoseira praeislandica* свідчить про постійне надходження прісних вод із суходолу.

Сарматські розрізи Таманського та Керченського півостровів мають бідні комплекси макрофауни та нанопланктону, які не дають можливості для детального розчленування розрізу. Багаті діатомові комплекси, які містять характерні та зональні види для верхнього сармату, є важливими для стратифікації та кореляції цих розрізів.

Таблиця 1. Систематичний склад діатомових водоростей

Діатомові водорості	Зеленьського	Копта-Кил
1	2	3
<i>Achnanthes brevipes</i> Ag.	+	+
<i>Achnanthes brevipes</i> var. <i>intermedia</i> (Kütz.) Cl.	+	+
<i>Planothidium rostratum</i> (Østr.) Round et Bukht.	-	+
<i>Achnanthes</i> spp.	+	+
<i>Amphora terroris</i> Ehr.	+	-
<i>Amphora turgida</i> Greg.	+	+
<i>Amphora</i> aff. <i>variabilis</i> Kozyr.	+	-
<i>Amphora</i> spp.	+	+
<i>Anomoeoneis sphaerophora</i> (Ehr.) Pfit.	+	-
<i>Cocconeis quamerensis</i> Grun.	+	+
<i>Cocconeis euglipta</i> Ehr.	+	+
<i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>inequalepunctata</i> Missuna.	+	-
<i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>pulchra</i> Missuna.	+	-
<i>Craticula cuspidata</i> Kütz.	+	-
<i>Diploneis smithii</i> (Breb.) Cl.	+	-
<i>Eunotia</i> sp.	+	+
<i>Entomoneis</i> spp.	+	+
<i>Grammatophora oceanica</i> Ehr.	+	+
<i>Grammatophora</i> aff. <i>marina</i>	+	-
<i>Hantschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	+	-
<i>Licmophora</i> spp.	+	-
<i>Lirella hennedyi</i> W.Sm.	+	-
<i>Navicula incompta</i> var. <i>fossilis</i> Pant.	+	+
<i>Navicula latissima</i> Greg.	+	-
<i>Navicula scopulorum</i> Breb.	+	+
<i>Navicula zichyi</i> var. <i>ursina</i> (Pant.) Kozyr.	+	+
<i>Navicula zichyi</i> var. <i>leonis</i> (Pant.) Kozyr.	+	-
<i>Navicula</i> spp.	+	+
<i>Nitzschia granulata</i> Grun.	+	+
<i>Nitzschia romanowiana</i> Pant.	-	+
<i>Nitzschia stockmayeri</i> Pant.	+	+
<i>Pinnularia</i> sp.	+	-
<i>Rhaphoneis</i> aff. <i>amphiceros</i> Ehr.	+	-
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müll.	+	+
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehr.) O. Müll.	+	+
<i>Rhopalodia musculus</i> (Kütz.) O. Müll.	+	+
<i>Surirella maeotica</i> Pant.	+	+
<i>Surirella</i> aff. <i>spinulosa</i> Pr.-Lavr. Pant.	+	+

Продовження табл. 1

Діатомові водорості	Зеленського	Копта-Кил
1	2	3
<i>Surirella</i> sp.	+	+
<i>Terpsinoe americana</i> (Bail.) Ralfs.	+	-
<i>Tetracyclus</i> spp.	+	-
<i>Actinocyclus octonarius</i> var. <i>tennelus</i> Breb.	+	-
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehr.	+	-
<i>Actinocyclus undulatus</i> var. <i>undulatus</i> (Bail.) Ralfs.	-	+
<i>Actinocyclus</i> sp.	+	+
<i>Aulacoseira praeislandica</i> (Müll.) Sim.	+	+
<i>Hyalodiscus</i> sp.	+	+
<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehr.	+	-
<i>Cyclotella</i> sp.	+	+
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cl.	+	+
<i>Thalassiosira</i> sp.	+	-

Для стратиграфічної кореляції верхнього сармату Таманського та Керченського півостровів важливими є знахідки зональних видів діатомей. Характерними для верхнього сармату є наступні види.

1. Зональний вид *Navicula zichyi*, який часто зустрічається і представлений різновидами – *Navicula zichyi* var. *ursina*, *Navicula zichyi* var. *leonis*.

2. Характерними для верхнього сармату Східного Паратетису є види: *Surirella maeotica*, *Nitzschia romanowiana*, *Nitzschia stockmayeri*.

1. Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. – Л., 1974. – Т. 1. 2. Гапонов Е.А. Ископаемые диатомовые водоросли из сарматских слоев севера Таврической губернии // Зап. Новорос. об-ва Естествоиспыт. – 1914. – № 39. – С. 321–338. 3. Козыренко Т.Ф. К диатомовой флоре верхнемиоценовых отложений Степного Крыма // Вестник ЛГУ, сер. биол. – 1959. – Т. 21, Вып. 4. – С. 51–61. 4. Куличенко В.Г., Ольштынская А.П. Микрофлористическая характеристика верхнемиоценовых отложений юга Украины // Геол. журн. – 1980. – Вып. 40, № 6.

– С. 136–140. 5. Макарова И.В., Козыренко Т.Ф. Диатомовые водоросли из морских миоценовых отложений юга Европейской части СССР. – Л., 1966. 6. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геология – 1984. – № 9. – С. 37–49. 7. Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. Особенности позднемиоценового диатомового осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. Геол. – 2006. – № 4. – С. 20–29. 8. Темникова Д., Вьлева М. Кремьни водоросли от долносарматски отложения край Балчик, североизточна България // Годишник на Софийский Университет К.Охридски. Кн. 1: геология. – 1979. – 73. – С. 260–273. 9. Jouse.A.P., Mukhina V.V. Diatom units and the paleogeography of the Black Sea in the Late Cenozoic // Init.Rep. Deep Sea Drill. Project. – Washington, 1978. – V. XLII, Part 2. – P. 903–949. 10. Missuna A.B. Beitrag zur Kenntniss der fossil Diatomeen Sudrusslands // Сб. в честь 25-летия научной деятельности В.Н. Вернадского. – М., 1913. – С. 138–173. 11. Pantocsek J. Beitrage zur Kenntniss der fossilen Bacillarien Ungarns. 1 – 3. Nagy – Tapolcsany. 1 – 1886.; 2 – 1889.; 3 – 1892. (переиздано: 1903–1905, Berlin – Pozsony.) 12. Pantocsek J. Die Bacillariendes Klebschiefer von Kertsch // Зап. Импер. СПб. Минералог. Общ. – 1902. – Сер. 2., Ч. 39. – С. 627–655.

Надійшла до редколегії 01.10.07

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 550.4:552.26(477.8)

М. Матвійчук, докторант

РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГОРОДСЬКИХ ПЕГМАТИТІВ (ЖИТОМИРСЬКИЙ РАЙОН)

Розглянуто пегматити в гранітоїдах городського типу житомирського комплексу. Пегматити складені мікрокліном, кварцом, альбіт-олігоклазом, мусковітом, біотитом. У акцесорних кількостях присутні гранат, апатит, циркон та рутил. Досліджено колумбіт, циркон та апатит, наведено їх кристалохімічні формули. Зроблено висновки щодо генезису пегматитів.

Pegmatites of Gorodsk granites are studied. The pegmatites consist of microcline, quartz, albite-oligoclase, muscovite, biotite with minor garnet, apatite, zircon and rutile. Columbite, zircon and apatite are studied and their crystallochemical formulas are given. The conclusions on the genesis of pegmatites are carried out.

Вступ. Рідкісні метали є вагомим матеріальним чинником розвитку сучасного виробництва, особливо нової техніки та нових технологій, брак яких негативно позначається на розвитку будь-якої країни. Обсяг використання рідкісних металів є виразним показником стану та рівня промислово-економічного розвитку країн, тому не випадково простежується стійка світова тенденція до зростання видобутку та використання таких рідкісних металів, як цирконій, ніобій, скандій, берилій, літій, рідкісноземельні елементи та інші.

Постановка проблеми. В межах Українського щита широко розвинуті гранітні пегматити різних генетичних типів, багато з яких мають промислову цінність. Гранітні пегматити віднесені до окремих комплексів гранітів: дніпровського, подільського, кіровоградського та житомирського,

кого, коростенського та приазовського. Найбільше значення мають пегматити, пов'язані з гранітоїдами кіровоградського, житомирського та коростенського комплексів.

Житомирський район розташований в північно-східній частині Волинського блоку та складений метаморфічними породами тетерівської серії. Серед метаморфічних порід розвинуті дайкові тіла основних, ультраосновних порід, а також порівняно великі масиви гранітоїдів житомирського комплексу (Коростишівський, Забродський, Житомирський та ін.).

Територія району поєднує три пегматитові поля – Житомирське, Коростишівське, Кочерівсько-Забілоцьке [4]. Ці поля розташовані в мобільному поясі між Убортинським консолідованим масивом на заході, Тетерівським на півночі, Ірпінським на сході та Подільським на півдні.

© Матвійчук М., 2008

Городські пегматити, на нашу думку, належать до Коростишівського пегматитового поля. Пегматитові утворення цього поля генетично пов'язані з інтрузією Коростишівського гранітного масиву та розташовані, головним чином, в його північній екзоконтактової зоні. Вміщуючі породи представлені біотитовими і біотит-силіманітовими ін'єкційними гнейсами і мігматитами, а також дрібно-, середньозернистим рожевим аплітоїдним гранітом. Форма пегматитових тіл у більшості жи-

льна, жили орієнтовані на північний захід 310–15° та на північний схід 70°. Тіла представлені крупнозернистим пегматитом, який складений мікрокліном, альбіт-олігоклазом, кварцом, мусковітом, біотитом. Деколи присутні гранат, апатит, а також колумбіт, циркон, рутил.

Викладення результатів. Нами було проведено мікрозондові дослідження деяких мінералів із пегматитових жил, результати яких представлено в таблицях 1-4:

Таблиця 1

	Титаномagnetит	Гранат		Слюда			
SiO ₂	0	37,951	39,387	50,095	47,382	46,897	48,987
Al ₂ O ₃	0,223	20,387	19,568	33,887	36,114	34,568	33,423
MgO	1,229	0	0	0	0	0	0,243
Na ₂ O	0	0	0	0,418	0	0	0,07
CaO	0,033	0,128	0,149	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	10,843	10,229	11,014	10,338
FeO	45,439	37,587	27,128	2,689	1,74	2,812	3,194
MnO	0,503	1,252	13,072	0,031	0	0,062	0,068
Cr ₂ O ₃	0,15	0	0	0	0	0,075	0
TiO ₂	51,987	0	0,066	0	0	0,135	0
Сума	99,564	97,305	99,37	97,963	95,465	95,563	96,323

Таблиця 2

	Апатит	
SiO ₂	0	0
Al ₂ O ₃	0	0
MgO	0	0
Na ₂ O	0	0
CaO	55,689	55,589
FeO	0	0,025
Ce ₂ O ₃	0	0
Y ₂ O ₃	0	0,048
P ₂ O ₅	43,21	43,202
Сума	98,899	98,864

	Рутил
SiO ₂	0
Al ₂ O ₃	0
MgO	0
FeO	0
MnO	0
Cr ₂ O ₃	0,043
TiO ₂	99,649
V ₂ O ₅	0
Сума	99,692

	Циркон
SiO ₂	33,653
Al ₂ O ₃	0,062
CaO	0
ZrO ₂	64,569
HfO ₂	1,538
Ce ₂ O ₃	0
Y ₂ O ₃	0
P ₂ O ₅	0
Сума	99,821

Таблиця 3

	Циркон	
SiO ₂	32,911	32,568
ZrO ₂	62,638	61,758
HfO ₂	1,917	2,883
Al ₂ O ₃	0,416	0,173
MgO	0	0
Na ₂ O	0,265	0,191
CaO	0,057	0,152
K ₂ O	0,007	0
FeO	0,384	0,477
MnO	0,619	0,223
Cr ₂ O ₃	0	0
TiO ₂	0	0
Сума	99,214	98,425

	Колумбіт					
	1	2	3	4	5	6
Ta ₂ O ₅	6,53	7,057	7,568	8,574	7,899	18,78-69,87
Nb ₂ O ₅	71,313	73,294	69,158	69,581	69,584	10,43-56,32
FeO	14,231	12,111	12,472	13,014	12,568	11,10-16,66
SnO ₂	0,099	0,049	0,05	0,029	0,004	0,1-0,5
CaO	0,064	0,189	0,069	0,035	0,026	0,15-0,73
TiO ₂	1,447	1,017	0,793	0,506	0,455	0,45-0,91
MnO	4,563	4,045	7,923	6,699	7,518	4,99-7,64
WO ₃	1,562	1,386	1,783	1,048	1,273	н/в
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0-1,48
MgO	0	0	0	0	0	0-0,48
Сума	99,809	99,148	99,816	99,486	99,327	~100

Примітка: аналізи 1– проведени в лабораторії відділу геології та геохімії рудних родовищ ІГМР НАН України (аналітики І. Бондаренко, Л. Кануннікова); 6 – наведені хімічні аналізи колумбіт-танталітів з рідкіснометальних пегматитів Українського щита (К. Розанов, Л. Лавриненко [3]).

Кристалохімічні формули колумбіту (Fe, Mn)Nb₂O₆:
(Fe_{2,1} Mn_{0,56} Ca_{0,01}) (Nb_{5,7} Ta_{0,3} Ti_{0,19} W_{0,07} Sn_{0,007})₂ O₆
(Fe_{1,7} Mn_{0,57} Ca_{0,03}) (Nb_{5,56} Ta_{0,32} Ti_{0,12} W_{0,61} Sn_{0,003})₂ O₆
(Fe_{1,79} Mn_{1,14} Ca_{0,01}) (Nb_{5,36} Ta_{0,35} Ti_{0,1} W_{0,07} Sn_{0,003})₂ O₆
(Fe_{1,9} Mn_{0,99} Ca_{0,006}) (Nb_{5,53} Ta_{0,4} Ti_{0,066} W_{0,047} Sn_{0,002})₂ O₆
(Fe_{1,83} Mn_{1,1} Ca_{0,004}) (Nb_{5,49} Ta_{0,37} Ti_{0,059} W_{0,056} Sn_{0,0002})₂ O₆

Загалом дані хімічного аналізу із робіт Розанова та Лавриненко збігаються з наведеними нами із городських пегматитів, окрім наявності в останніх вольфраму. Наявність вольфраму і олова в колумбіті, на думку Некрасова [2], свідчить про низький окислювально-відновлювальний потенціал у розплаві і є одним із головних факторів накопичення танталу в постмагматичних процесах.

За даними С. Нечаєва та ін. [1], площа району охоплює тектонічний вузол, якій утворюється перетином

Тетерівського і Центрально-Коростенського розламів з меридіональною системою розламів Кочеровської зони в південно-східному облямуванні Коростенського плутону. Тут виявлені олов'яна, вольфрамова, рідкіснометальна і флюоритова мінералізація, яка за масштабом іноді сягає рудопроявів (наприклад, Кочеровський рудопрояв вольфраму).

На думку Ю. Юрка [5], головну практичну цінність представляють саме ті пегматити, що генетично пов'язані з бердичівсько-кіровоградсько-житомирським та дніпровсько-токівським комплексами (за класифікацією гранітних комплексів на той час), але знаходяться поза материнськими породами серед гнейсових товщ і мігматитів у вигляді крупних тіл різної форми.

Таблиця 4. Хімічний склад пегматитів із району с. Городське

№ зразка	1	2	3
SiO ₂	72,76	74,94	71,15
TiO ₂	<0,01	<0,01	0,04
Al ₂ O ₃	14,49	12,54	14,33
Fe ₂ O ₃	0,23	0,71	0,06
FeO	1,87	1,44	1,65
MnO	0,03	0,04	0,02
MgO	0,81	1,13	0,36
CaO	0,70	0,46	0,87
Na ₂ O	4,44	3,04	3,80
K ₂ O	3,58	4,82	6,30
P ₂ O ₅	0,12	0,06	0,33
H ₂ O	0,16	0,14	0,28
п.п.п	0,48	0,44	0,79
Сума	99,67	99,76	99,88

Примітка: аналізи 1, 2 проведені в лабораторії відділу геохімії техногенних металів та аналітичної хімії ІГМР НАН України (аналітик А. Ренкас), 3 – [5]

У пегматитах цього району, а також у вміщуючих породах, встановлено аномальні концентрації рідкісних металів, а саме: Ta₂O₅ – до 28 умовних одиниць (ум. од.), Nb₂O₅ – 380 ум. од., Rb – 380 ум. од., Sn – 50 ум. од. [4].

Результати спектрального аналізу городських пегматитів також свідчать про високі концентрації цих елементів у породі (табл. 5).

Таблиця 5. Результати спектрального аналізу городських пегматитів (у % склад.)

проба №	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Gr	Mo	W	Zr	Hf	Nb		Cu	Pb	Ag
1	3	0,06	0,0008	0,0006	0,015	0,001	0,004	0,001	0	0,01	0	0,002	0	0,002	0,02	0,0001
2	2	0,08	0,0005	0,0006	0,008	0,0008	0,001	0,0005	0	0,008	0	0,002	0	0,001	0,005	0,0001

Продовження таблиці 5

Sb	Bi	Zn	Cd	Sn	Ge	Ga	Be	Sc	Ce	La	Y	P	Yb	Li	Ba	Th	As
0	0,001	0	0	0,003	0,0001	0,002	0,002	0,0004	0,02	0,006	0,0005	0,3	0,0001	0,02	0,02	0	0
0	0,0003	0	0	0,001	0,0001	0,001	0,002	0,0003	0,03	0,015	0,0003	0,1	0	0,008	0,01	0	0

Примітка: аналізи 1, 2 проведені в лабораторії відділу спектральних методів досліджень ІГМР НАН України (аналітик А. Ренкас).

Висновки. Таким чином, вивчені пегматити, що належать до Коростишівського поля, мають певні перспективи щодо накопичення рідкісних металів, зокрема Nb і Ta, та, можливо, W. Для більш конкретних висновків необхідне детальне вивчення мінералогії та геохімії всіх проявів Коростишівського пегматитового поля, що й планується зробити авторами в найближчому майбутньому.

1. Минерализация олова, вольфрама и молибдена в Украинском щите / Нечаев С.В., Кривдик С.Г., Сёмка В.А. и др. – К., 1986. 2. Некрасов И.Я. Генезис танталовых пегматитов // Доклады АН. – Т. 344. – № 2. – 1995. – С. 229–230. 3. Розанов К.И., Лавриненко Л.Ф. Редкометальные пегматиты Украины. – М., 1979. 4. Шавло С.Г., Кирикилици С.И., Князев Г.И. Гранитные пегматиты Украины. – К., 1984. 5. Юрк Ю.Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. – К., 1956.

Надійшла до редколегії 01.10.07

УДК 551.311.8:549.767(477.75)

В. Нестеровський, д-р геол. наук,
М. Деяк, асп.

НОВОУТВОРЕНІ ВОДНІ СУЛЬФАТИ КОНЧЕКСЬКОГО ГРЯЗЬОВОГО ВУЛКАНУ (КЕРЧЕНСЬКИЙ ПІВОСТРІВ)

Наведено нові дані про водні сульфати грязьових вулканів Керченського півострова: гіпс, астраханіт, епсоміт, гексагідрит, пентагідрит. Розглянуто їх морфологічні та оптичні властивості. Зроблено висновки про їх генезис.

New data about the water sulfates of the mud volcanoes in Kerch Peninsula have been represented. They are: gypsum, astra-khanite, epsomite, hexahydrite, pentahydrite. The morphological features and optical properties have been described. The genesis of these minerals has been proved.

Постановка проблеми. Багаторічні дослідження грязьового вулканізму на обширній території СНД проводились з метою вивчення газо- і нафтоносності. Відкриття і знахідки останніх років дозволяють розширити уявлення про можливу продуктивність цього процесу. З грязьовим вулканізмом все частіше пов'язуються прояви ртутної, миш'якової, фосфатної мінералізації. В деяких випадках грязьові вулкани обумовили утворення компенсаційних синкліналей просідання. Останні слугували сприятливими структурами для накопичення потужних товщ різноманітних осадків, у тому числі й рудних. Зокрема, з такими структурами пов'язані родовища залізних руд на Керченському півострові. Дослідження динаміки грязьового

вулканізму дає можливість спрогнозувати землетруси. Все це вимагає детального дослідження мінерального складу продуктів грязьового вулканізму.

Аналіз досліджень і публікацій. Нині відомо понад 100 мінеральних видів, які тією чи іншою мірою супроводжують грязьовулканічні виверження. Більшість зі встановлених мінералів є алотигенними, вони успадковані від гірських порід, що були перероблені і винесені на поверхню разом із сопковою брекчією. Для грязьових вулканів Керченсько-Таманського регіону їх налічується близько 50. У роботах [1–4] уже дана їх вичерпна характеристика і прив'язка до певних стратиграфічних комплексів порід. Це такі мінерали, як пірит, марказит,

© Нестеровський В., Деяк М., 2008

кварц, халцедон, рутил, анатаз, брукіт, ільменіт, хроміт, магнетит, гематит, псиломелан, гранат, циркон, сфен, дистен, андалузит, силіманіт, ставроліт, топаз, епідот, турмалін, ромбічний піроксен, рогова обманка, плагіоклаз, мікроклін, хлорит, каолінит, галуазит, мусковіт, гідро-слюда (ілліт), гідроферіхлорит, монтморилоніт, ферімонтморилоніт, глауконіт, кальцит, арагоніт, доломіт, сидерит, віваніт, апатит, колофан, монацит, барит, целестин, ангідрит та ін. Серед аутигенних мінералів за останніми даними [3, 5] в грязьових вулканах цього регіону встановлено: графіт, аурипігмент, вюрцит, галеніт, дюфренуазит, пірит, кіновар, молібденіт, реальгар, сфалерит, гідро-гетит, піролюзит, куприт, кальцит, малахіт, родохрозит, сидерит, барит, гіпс, астраханіт, гексагідрит, апатит, дерніт, люнебургіт, флюорит, піроп, боронатрокальцит.

Раніше не вирішені задачі. Для багатьох мінералів цього списку в попередніх публікаціях не наведено повної характеристики новоутворень, що певною мірою ускладнює однозначну діагностику й інтерпретацію їх генезису. Особливо це стосується короткоживучих і сезонних мінералів. На нашу думку, саме вони відображають хімічний склад сопоків вод і їх вікову динаміку.

Мета статті. Детальне вивчення мінеральних новоутворень з газо-водних джерел вулкану Кончек на Керченському півострові.

Методика досліджень. Проведено мікроскопічне та рентгеноструктурне дослідження. Зроблено експеримент з розчинення та кристалізації новоутворень.

Виклад основного матеріалу. Кончекський грязьовий вулкан розташований у крайній східній частині Південно-Західної рівнини Керченського півострова і в структурному відношенні займає центральну частину Узунларської антикліналі. У сучасному рельєфі вулкан представляє пагорб (г. Кончек) майже ізометричної форми з абсолютною відміткою 117 м над рівнем моря.

Грязьовий вулкан ускладнений двома вдавленими синкліналами: Кончекською, що займає північний схил пагорбу, і Узунларською, що розташована на південному схилі. У розрізі вдавнених синкліналей встановлені відклади чокракського, караганського, сарматського і кімерійського ярусу. Основою грязьового вулкану є відклади майкопської серії верхнього палеогену – нижнього неогену.

У теперішній час грязьовий вулкан знаходиться в газо-грифонній стадії. Діють два невеличкі джерельця з північного та північно-східного підніжжя схилів. З них виділяється вода та незначна кількість газу. Вода витікає з джерел тонкими струмками, залишаючи по обидва боки білі виділення у вигляді нальотів, кірок, плівок, жовен. Кам'яний матеріал для досліджень нам передали старшими науковими співробітниками Відділення морської геології та осадового рудоутворення НАН України В. Кутнім та М. Маслаковим.

Результати досліджень. У пробах з джерел Кончекського вулкану нами встановлено 5 мінералів: гіпс, астраханіт, гексагідрит, епсоміт, пентагідрит. Наводимо їх характеристику:

Гіпс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Зустрінутий в обох джерелах. Утворює індивідуальні кристали та їх закономірні зростки. Габітус кристалів призматичний, пінакоїдальний, призматично-біпірамідальний. Обрис – голчастий, стовпчастий, таблитчастий, ізометричний та скіпетроподібний. Розмір їх від декількох часток мм до 2 мм (рис. 1). Серед закономірних зростків поширені паралельні та двійники. Кристали таблитчастого та ізометричного обрису в основному представлені комбінацією форм $[110]$, $[111]$, $[11\bar{1}]$, практично без слідів пінакоїда $[010]$. Рідше вони зустрічаються в комбінації $[010]$, $[111]$, і $[110]$. Витягнуті по осі у, інколи по осі z. У першому випадку краще розвинуті площини призми, а пінакоїд $[010]$ слабо проявлений або відсутній.

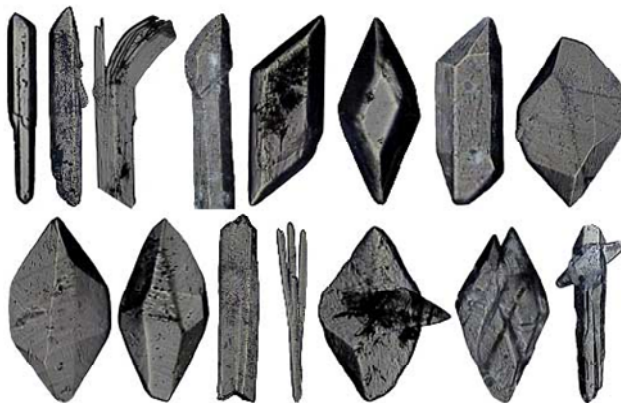


Рис. 1. Морфологія кристалів гіпсу

Усі кристали гіпсу безколірні, водяно-прозорі, зі скляним блиском. Показник заломлення коливається в межах 1,526–1,528. Більші значення відповідають кристалом голчастого обрису.

Кристали та їх зростки розчиняються в HCl, не розчиняються в дистильованій воді.

Астраханіт (Bloedit) – $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Встановлений разом з гіпсом та іншими водними сульфатами

магнію. Мінерал поширений в кристалах та агрегатах. Габітус кристалів: ромбоєдроподібний, призматично-діпірамідальний. Обрис їх сплюснений, ізометричний. Розмір індивідів по осі L_2 змінюється від 0,2–0,7 мм (у сплюснених ромбоєдроподібних) до 1–1,4 мм (у ізометричних призматично-діпірамідальних) (рис. 2).

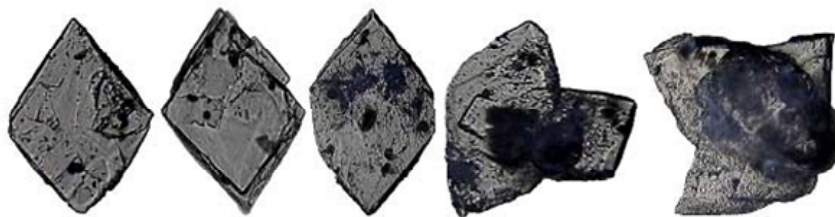


Рис. 2. Морфологія кристалів астраханіту

Сплюснені кристали безбарвні, водяно-прозорі, зі скляним блиском, ізометричні – каламутно-білі, з темним блиском. Останні часто мають сліди розчинення. Для призматично-діпірамідальних кристалів характерні закономірні зростки.

Досліджені кристали астраханіту оптично негативні, двовісні. $n_g = 1,490$; $n_m = 1,488$; $n_p = 1,486$; $n_g - n_p = 0,004$. Дані рентгеноструктурного аналізу кристалів астраханіту наведено в табл. 1. Усі індивіди та зростки астраханіту добре розчиняються в HCl і дистильованій воді.

Агрегати астраханіту представлені жовто-жовтою масою розміром від декількох мм до 1 см та пухкою суцільною масою. Форма стяжін: ізометрична, сплюснено-ізометрична (рис. 3). Поверхня – нерівна, з численними порожнинками і пагорбками. Під мікроскопом у стяжіннях спостерігається радіально-промениста будова, окремі індивіди орієнтовані віссю L_2 перпендикулярно нормалі до зовнішньої сфери. В окремих агрегатах спостерігається ледь помітна горизонтальна зональність.

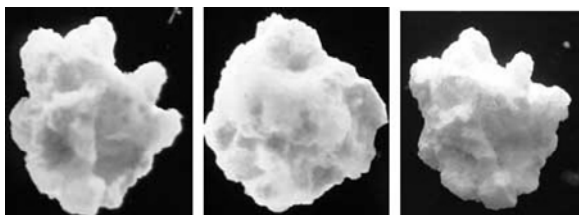


Рис. 3. Морфологія агрегатів мінеральних новоутворень у природному середовищі

Гексагідрит – $MgSO_4 \times 6H_2O$. Встановлений рентгеноструктурним (див. табл. 1) та імерсійним методами в агрегатах разом з астраханітом. Візуально в стяжіннях цей мінерал через тонкозернисту будову агрегатів виділити неможливо. Проте, після розчинення агрегатів у дистильованій воді і спостереження за кристалізацією розчину, його можна розпізнати за морфологією і пока-

зниками заломлення. Він утворює гілкоподібні і дендритові форми білого кольору. Показники заломлення цих новоутворень: $n_g = 1,455$; $n_m = 1,452$; $n_p = 1,425$; $n_g - n_p = 0,030$ (рис. 4).

Епсоміт – $MgSO_4 \times 7H_2O$. Встановлений в імерсіях разом з гексагідритом у новоутворених агрегатах після розчинення природних стяжін. Епсоміт з розчину виділяється першим. Його кристали мають віялоподібний, голчастий, списовидний обрис (див. рис. 4). Вони прозорі і крихкі. Їх показники заломлення: $n_g = 1,460$; $n_m = 1,454$; $n_p = 1,432$; $n_g - n_p = 0,028$. Слід відзначити, що до розчинення природних стяжін на рентгенограмах епсоміт нами не встановлено.

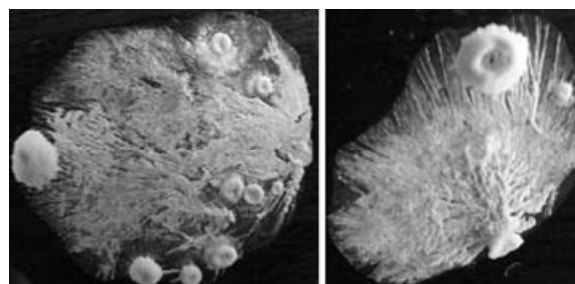


Рис. 4. Морфологія агрегатів новоутворених сульфатів, отриманих після розчинення природної мінеральної суміші в лабораторних умовах

Пентагідрит – $MgSO_4 \times 5H_2O$. Зафіксовано тільки на рентгенограмах агрегатів разом з астраханітом і гексагідритом. Виділити монофракцію пентагідриту з природної суміші як до, так і після її розчинення нам не вдалось, оскільки цей мінерал знаходиться в дисперсній суміші з гексагідритом і, можливо, мірабілітом – $Na_2SO_4 \times 10H_2O$. Останні утворюють дрібні (до 3 мм.) крихкі кулькоподібні форми білого кольору з радіально-променистою внутрішньою будовою (див. рис. 4).

Таблиця 1. Результати рентгеноструктурного аналізу мінеральних новоутворень з газо-водного джерела грязьового вулкану Кончек

К-18-05		Астраханіт (Bloedite)		Гексагідрит		Пентагідрит		К-18-05		Астраханіт (Bloedite)		Гексагідрит		Пентагідрит	
da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	2,524	12	2,537	20
5,809	4	-	-	5,8	8	5,84	20	2,457	4	-	-	-	-	2,466	5
5,467	10	5,463	2	5,45	50	-	-	2,422	4	-	-	-	-	2,407	15
5,121	9	-	-	5,1	45	5,15	30	2,317	10	2,314	10	-	-	-	-
4,897	8	-	-	4,88	30	4,93	100	2,3	12	2,297	12	-	-	-	-
4,562	100	4,555	95	4,56	8	-	-	2,276	17	2,276	20	2,28	8	-	-
4,41	24	4,442	6	4,39	100	-	-	2,197	6	-	-	2,205	4	-	-
4,429	28	4,281	30	-	-	4,34	5	2,174	11	2,17	16	-	-	-	-
4,133	11	4,126	10	4,16	35	-	-	2,159	7	-	-	-	-	-	-
4,048	12	-	-	4,04	45	4,04	5	2,143	8	2,141	8	-	-	-	-
3,987	9	3,981	10	-	-	3,94	5	2,116	7	2,113	10	-	-	-	-
3,808	22	3,8	25	-	-	-	-	2,063	4	-	-	2,069	4	-	-
3,616	6	-	-	3,61	20	3,65	30	2,027	16	2,025	30	-	-	-	-
3,466	5	-	-	3,459	14	3,46	15	1,996	20	1,992	8	1,993	4	1,995	35
3,396	5	-	-	3,387	12	3,38	5	1,962	11	1,959	16	-	-	-	-
3,341	16	3,333	20	-	-	-	-	1,936	16	1,937	16	-	-	-	-

Продовження табл. 1

К-18-05		Астраханіт (Bloedite)		Гексагідрит		Пентагідрит		К-18-05		Астраханіт (Bloedite)		Гексагідрит		Пентагідрит	
da/n	l	da/n	l	da/n	l	da/n	l	da/n	l	da/n	l	2,524	12	2,537	20
3,292	93	3,289	95	3,293	4	3,26	40	1,925	10	1,933	16	-	-	-	-
3,255	85	3,252	10	-	-	-	-	1,901	4	-	-	-	-	1,897	15
3,202	5	-	-	3,197	16	3,19	5	1,882	5	-	-	1,879	8	-	-
3,095	4	-	-	3,098	4	3,12	5	1,863	11	1,858	10	1,865	6	-	-
3,037	5	-	-	3,034	8	3,03	20	1,785	12	1,79	10	-	-	-	-
2,974	31	2,971	40	2,968	4	2,95	30	1,754	4	-	-	-	-	-	-
2,942	10	-	-	2,941	30	2,97	5	1,733	3	-	-	-	-	1,729	10
2,906	10	-	-	2,901	30	2,9	5	1,702	4	-	-	-	-	-	-
2,825	27	-	-	2,828	4	2,82	20	1,677	8	1,676	10	-	-	-	-
2,774	7	-	-	2,773	12	2,79	25	1,668	9	1,665	12	-	-	-	-
2,735	30	2,732	40	-	-	-	-	1,602	6	-	-	-	-	-	-
2,688	15	2,687	14	2,691	8	2,68	25	1,568	5	-	-	-	-	1,575	10
2,651	28	2,651	40	-	-	2,64	5	1,552	7	-	-	-	-	-	-
2,587	21	2,586	20	2,576	6	-	-	1,529	4	-	-	-	-	-	-

Примітка: аналіз зроблено в лабораторії геологічного факультету КНУ, аналітик С. Савенок.

Обговорення результатів досліджень і висновки.

Вищеописані мінерали зазвичай зустрічаються в родовищах галогенних формацій, а також є характерними новоутвореннями деяких солених хлоридно-натрій-сульфатних і магнезіально-сульфатних висихаючих озер. В Україні вони встановлені в солоних і сірчанних родовищах Прикарпаття, Сакських солених озерах Криму, в галогенних відкладах Донбасу. Для грязьових вулканів є рідкістю, зокрема, магнезіальні і комплексні натрієво-магнезіальні водні сульфати. Нині на території Керченсько-Таманської грязьовулканічної області в літературі описано лише одиничні знахідки цих мінералів. Усі вони стосуються Керченського півострова: джерело на вулкані Ак-Тубе (гексагідрит), грифони на вулкані Б. Тархан (астраханіт) і джерела на вулкані Кончек (астраханіт, епсоміт, гексагідрит) [4, 5].

Води грязьових вулканів Керченського півострова переважно слабомінералізовані. Загальна мінералізація їх коливається від 3,84 до 23,36 г/л. Вміст катіону Na для всіх вод є домінуючим – від 2725 (Борух-Оба) до 7191 мг/л (сопка Андрусова). Вміст катіонів Ca і Mg низький, максимум до 80-100 мг/л. Лише у водах сопки Вернадського вміст Mg зростає до 632 мг/л. Вміст аніону Cl коливається від 2839 (М. Тархан) до 7801 мг/л (сопка Андрусова) [3].

Ми припускаємо, що описані вище водні сульфати утворились із сопоків вод сульфатно-хлоридно-натрієвого складу за наступною схемою. Першим виділився гіпс, коли розчин при випаровуванні ще недостатньо був насичений хлористим натрієм. Після утворення гіпсу, ще з водної фази, сформувалися кристали

астраханіту, а потім, на останніх стадіях випаровування – агрегати епсоміту і астраханіту. Епсоміт влітку, в сухих умовах, повільно втрачає воду і переходить в гексагідрит, а останній по мірі збільшення температури – в пентагідрит. Восени, при зменшенні температури, в дощову погоду, всі новоутворені мінерали, крім гіпсу, переходять у розчин. При висиханні розчину з нього утворюється нова асоціація мінералів: епсоміт, гексагідрит, пентагідрит і, можливо, мірабіліт. Вони формують лише агрегатні суміші й зафіксувати їх присутність можна лише на рентгенограмах або при спостереженні кристалізації цих сумішей в лабораторних умовах.

Враховуючи надзвичайно широку різноманітність складу сопоків вод грязьових вулканів Керченського півострова (в літературі їх виділено 6 типів) і особливості поведінки гідратних сполук на поверхні землі, мінеральне царство Криму можна суттєво поповнити за рахунок сезонних мінералів. У першу чергу, це можуть бути водні сульфати Mg, Ca, Na і Fe.

1. Грязевой вулканизм и рудообразование / Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др. – К., 1971. 2. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона / Шнюков Е. Ф., Гнатенко Г. И., Нестеровский В. А. и др. – К., 1992. 3. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Шнюков Е. Ф., Шереметьев В. М., Маслаков Н. А. и др. – Краснодар, 2006. 4. Соболевский Ю. В. Минерализация самородной серы вкрапленного типа у неогеновых отложений Керченского півострова // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1970. – № 7. – С. 585–587. 5. Шнюков Е. Ф., Кутний В. А., Науменко С. П., Маслаков Н. А. Травертины и другие минеральные образования газодонных источников Керченского полуострова // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2007. – № 3. – С. 5–14.

Надійшла до редколегії 01.10.07

УДК 552.4 : 553.4

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,

С. Бондаренко, наук. співроб.,

В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.,

Б. Іванов, канд. геол.-мінералог. наук, пров. геолог

ТИПИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛІЧНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ТА ТИПОМОРФІЗМ РУДНИХ МІНЕРАЛІВ

ТИМОФІЇВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ БЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

В статті розглянуто особливості формування типів благороднометалічної (золото-арсенової та мідно-срібної) мінералізації Тимофіївського рудопояву як типового золоторудного об'єкта Інгальського блоку Українського щита. Було встановлено, що незважаючи на той факт, що золото-арсенова та мідно-срібна мінералізація були виявлені в одних і тих самих свердловинах, умови їх формування та локалізації в більшості випадків не співпадають.

This paper discusses some features of formation of noble-metal (gold – arsenic and copper – silver) mineralization types of Tymopheevsk ore-manifestation, as typical gold object of Ingul'sk block of the Ukrainian Shield. It has been established, that despite of that fact, that gold – arsenic and copper – silver mineralization have been discovered in the same boreholes, conditions of their formation and localization in most cases are not not coincide.

Постановка проблеми. Численні знахідки проявів золота в межах Інгальського блоку Українського щита та

знахідки проявів срібної мінералізації щодо можливого співпадіння умов їх формування та локалізації у межах

© Грінченко О., Бондаренко С., Сьомка В., Іванов Б., 2008

подібних геологічних структур. Так наприклад, на початку пошукових робіт геологами КП "Кіровгеологія" рудопрояр Тимофіївський розглядався як перспективна геохімічна аномалія на золото (0,2–10 г/т) та срібло (300 г/т). Але за результатами подальшого глибинного буріння до глибини 500 метрів були прослідковані три зони розвитку срібної мінералізації зі вмістами металу до 60 г/т та окремі точки прояву потенційної золото-арсенової мінералізації з окремими вмістами золота до 0,2 г/т.

Виклад основного матеріалу. Рудопрояр Тимофіївський відноситься до складу цілої низки об'єктів, які просторово приурочені до зон зчленування син- та антиклінальних структур північно-західного і субмеридіонального простягання в межах північно-західної частини Братського синклінорію [3]. Структурні елементи району до того ж ускладнені серією розривних порушень, що відносяться до Звенигородсько-Ганнівської зони розломів, яка розташована в північно-західній частині Братського синклінорію, 20 км на північ від Ватутинського родовища урану. В тектонічному плані Тимофіївський рудопрояр тяжіє до центральної частини Звенигородсько-Ганнівської зони розломів і розташовується в полі поширення комплексу березівських гранітів з численними реліктами метаморфітів росяховської світи.

Породи, що вміщують рудопрояр, представлені поширеним чергуванням крутоспадаючих пачок гіперстенбіотитових, гранат-гіперстенбіотитових, кордієритбіотитових, біотитових плагіогнейсів і двопольовошпатових гранітоїдів. Неоднорідність товщі доповнює значне поширення тіл лужних метасоматитів і наявність численних зон мігматизації.

Березівські граніти характеризуються середньопорфіробластовою структурою, мають сірий, темно-сірий колір та містять дещо підвищену кількість темноколірних мінералів (біотиту). Структура основної маси гранітів гетеробластова, ксенобластова. Самі граніти складені кварцом (20–30), олігоклазом N 14–18 (15–48), мікрокліном, мікроклін-пертитом (20–54), біотитом (5–10), гранатом (0–3), мусковітом (0–2%). Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, монацитом. Кількість акцесоріїв зростає зі збільшенням вмісту біотиту.

Мігматити макроскопічно є сірими, темно-сірими, середньозернистими, рідше дрібно- і грубозернистими породами, які ділянками нечітко порфіробластові. Під мікроскопом структура мігматитів бластогранітова, гетерогранобластова, лепідогранобластова; мікроструктура паралельна, масивна.

У гранат-біотитових відмінах містяться прошарки сірого дрібнозернистого гнейсу, збагаченого біотитом і гранатом. Мінеральний склад мігматитів (у ваг. %): плагіоклаз (15–60), мікроклін (20–40), кварц (15–30), біотит (10–25), гранат (2–10), графіт (0–5), акцесорні мінерали представлені апатитом (до 2), монацитом, цирконом, рудні – магнетитом, піритом, ільменітом; вторинні – хлоритом, серицитом, карбонатом, лейкоксеном.

Серед головних породоутворюючих мінералів плагіоклаз представлений олігоклазом, андезином. Загалом мінерал формує зерна неправильної або округлої форми. Ділянками плагіоклаз утворює дрібні порфіроподібні виділення. В зернах плагіоклазу на границі з мікрокліном нерідко спостерігаються прояви процесу мірмектизації. Біотит спостерігається у вигляді субпаралельно орієнтованих лусок або лінзоподібних, рідко гніздоподібних, скупчень. Іноді біотит заміщується хлоритом.

Кварц розвинений у вигляді неправильних зерен і агрегатів, нерідко орієнтованих в одному напрямку.

Золото-арсенова мінералізація

Золоторудна мінералізація просторово тяжіє до зон окварцювання і поширення арсенового-сульфідного типу мінералізації на контактах мігматитів з гнейсами. Роль кварцу в золоторудному процесі досить неоднорознозначна. З одного боку, в зонах окварцювання досить часто спостерігаються прояви арсенової мінералізації, а з іншого, процеси окварцювання розповсюджені значно ширше, ніж прояви золотого зруденіння. До того ж, за встановленою закономірністю, в межах рудопрояву поширення процесів окварцювання є сприятливою, але в більшості випадків недостатньою ознакою потенційної рудоносності. Як правило, у локалізації рудних тіл не встановлюється чіткого літологічного контролю. Рудна мінералізація характеризується типовим набором головних рудних асоціацій: льолінгіт-арсенопірит-графіт-піротин-пірит-халькопірит.

За результатами мінераграфічних досліджень, формування рудної мінералізації та виділення головних продуктивних золоторудних асоціацій відбувалося у декілька стадій, представлених ранньою (допродуктивною) або оксидною (ільменіт, титано-тантало-ніобати); власне продуктивною (арсенідно-сульфідна із самородним золотом, самородним вісмутом та телуридами) та післяпродуктивною (пірит, марказит, карбонат).

Ільменіт ($FeTiO_3$) найбільш типовий рудний мінерал допродуктивної стадії. Він зустрічається як типовий акцесорний мінерал біотит-гіперстенових гнейсів, кристалосланців, різних скарноїдів та рідкіснометальних пегматитів. У пегматитах ільменіт досить часто асоціює з титано-тантало-ніобатами. Прояви переважно стрюверитової мінералізації були встановлені ще Е. Марченко [6] серед лінійних тіл апогнейсових метасоматитів в об'єкті Корсунь-Новомиргородського плутону. Супутні стрювериту мінерали є типовими для рідкіснометальних асоціацій: ніоботанталіти, каситерит, дьюмортирит. Переважаюча форма ільменіту – це неправильні зерна, ідіоморфні виділення, реліктові включення в сфені. Процес заміщення ільменіту рутилом має досить широкий розвиток у вміщуючих породах.

Графіт надзвичайно широко розвинений рудний мінерал, який спостерігається як в рудних зонах, так і у вміщуючих породах. У гранітах мінерал відмічається досить рідко. В зонах поширення миш'якової мінералізації мінерал представлений пластинками та лусками (0,02–0,09 мм у поперечнику), які орієнтовані згідно до сланцюватості.

Льолінгіт ($FeAs_2$) – типоморфний та найбільш ранній рудний мінерал допродуктивної асоціації. Арсенід поширений досить нерівномірно. Морфологія зерен льолінгіту характеризується значним різноманіттям і присутністю його у вигляді скупчень, гнізд променистих агрегатів (до 1 мм у поперечнику) ідіобластів, а також дрібних округлих, лінзоподібних включень у зернах арсенопіриту. Хімічний склад льолінгітів досить стабільний і практично завжди наближається до стехіометричних значень. За даними мікрозондового аналізу льолінгіти Тимофіївського рудопрояву характеризуються досить низькими концентраціями як нікелю, так і кобальту (Табл. 1, ан. 1–4).

Таблиця 1. Хімічний склад мінералів золото-арсенової мінералізації, ваг. %

№	Co	Ni	Fe	Cu	Ag	Au	Sb	As	S	Σ
1	0.02	0.01	27.97	0.03	0.00	0.00	0.00	70.28	0.93	99.24
2	0.03	0.02	28.31	0.00	0.00	0.00	0.01	72.03	0.87	101.27
3	0.00	0.02	27.56	0.01	0.00	0.00	0.00	70.39	1.60	99.58

Продовження табл. 1

№	Co	Ni	Fe	Cu	Ag	Au	Sb	As	S	Σ
4	0.01	0.02	30.83	0.00	0.00	0.00	0.00	69.74	0.94	101.54
5	0.11	0.08	33.42	0.00	0.00	0.00	0.00	45.94	17.29	96.84
6	0.04	0.01	34.71	0.00	0.00	0.00	0.01	44.24	16.70	95.71
7	0.03	0.02	33.15	0.00	0.00	0.00	0.01	45.89	16.37	95.47
8	0.01	0.01	60.34	-	0.00	-	-	0.00	38.71	99.07
9	0.01	0.02	59.47	-	0.00	-	-	0.00	39.56	99.06
10	0.00	0.01	60.18	-	0.00	-	-	0.07	38.22	98.48
11	0.00	0.01	59.75	-	0.00	-	-	0.00	38.50	98.26
12	0.00	0.02	45.26	-	0.00	0.00	0.00	0.01	53.86	99.15
13	0.01	0.02	46.15	-	0.00	0.00	0.00	0.00	53.20	99.38
14	0.00	0.01	46.32	-	0.00	0.00	0.00	0.00	54.01	100.34
15	0.01	0.01	29.82	34.06	0.11	0.00	0.00	0.00	33.12	97.13

Примітки: Ан. 1–4 – льолінгіти в асоціації з арсенопіритом в окварцованому Гі-Бі плагіогнейсі, свер. 16–95, гл. 203,4 м; 5–7 – арсенопірити, там же; 8–11 – піротини алотріоморфнозернисті агрегати, свер. 16–95, гл. 202,6 м; 12–14 – пірити; 15 – халькопірит, там же.

Арсенопірит (FeAsS) розвивається за рахунок більш раннього льолінгіту і спостерігається у вигляді видовжених алотріоморфнозернистих мас, форма яких ускладнюється наявністю корозійних структур заміщення, виповнених більш пізніми сульфідами. Незважаючи на досить значні розміри, арсенопірит макроскопічно практично не відрізняється від льолінгіту. У відбитому світлі арсенід має дещо світліше забарвлення. Контраст між мінералами досить відчутно підсилюється після про травлення поверхні аншлафа 50 % розчином азотної кислоти протягом 30 секунд. На відміну від арсенопіриту, який вкривається буро-коричневою плівкою, льолінгіт залишається білого кольору. За даними мікрозондового аналізу, хімічний склад мінералу не завжди відповідає його стехіометричним значенням. Спостерігаються деякі варіації вмісту миш'яку та сірки (Табл. 1, ан. 5–7).

Піротин (Fe_{1-x}S) утворює розсіяну вкрапленість алотріоморфнозернистих агрегатів. Досить часто відмічаються дрібні ксеноморфні виділення, які виповнюють інтерстиції зерен породотворюючих мінералів, іноді оконтурюючи та цементуючи їх. Сульфід утворюється з деяким запізненням до стадії формування головної золотовмісної асоціації – кварц-льолінгіт-арсенопірит. Мікрозондові аналізи піротинів наведено в Таблиці 1. (ан. 8–11).

Халькопірит (CuFeS_2) присутній у складі майже всіх золоторудних асоціацій. Сульфід найчастіше утворює зростки зі сфалеритом та піротином.

Пірит (FeS_2) поширений досить нерівномірно. Просторово-часові взаємовідношення піриту з іншими рудними мінералами свідчать про те, що в більшості випадків пірит утворюється як наслідок дисульфідизації більш раннього піротину. І тому кількість піриту в рудах коливається в досить широкому діапазоні і відмічається в прямій залежності від ступеня окиснення руд. Серед основних морфологічних різновидів переважають алотріоморфнозернисті агрегати, крупнозернисті скупчення з ідіоморфними обрисами, дрібні прожилки та дендритоподібні продукти заміщення залізовмісних мінералів. Мікрозондові аналізи піротинів наведено в Таблиці 1. (ан. 12–14).

Молибденіт (MoS_2) зустрічається в зонах окварцовання та біотитизації при контактних зонах гнейсів з гранітоїдами. Прямого зв'язку молибденіту з арсеновою мінералізацією не спостерігається, але повсюдно встановлюється певна приуроченість розсіяних дрібних молибденітових пластинок та лусочок до скупчень біотиту та піротину. За даними мікрозондового аналізу, склад молибдену має наступний вигляд (ваг. %): Mo – 59,73; S – 39,61, Re – 0,01, W – 0,01.

Мідно-срібна мінералізація

Незважаючи на той факт, що золото-арсенова та мідно-срібна мінералізація були виявлені в одних і тих

самих свердловинах, умови їх формування та локалізації в більшості випадків не співпадають. Та й взагалі, явища накладання мідно-срібної мінералізації на золото-арсенову спостерігалися досить рідко [1]

В перетинах свердловин, пробурених у межах Тимофіївського рудопояву, мідно-срібний тип мінералізації спостерігається в межах поширення пошарових та січних тіл гранітоїдів. Просторово мідно-вісмут-срібна мінералізація приурочена до зон окварцовання і хлоритизації катаклазованих двопольовошпатових гранітоїдів і формується на постгранітаційних стадіях у пористотріщинних зонах циркуляції гідротермальних розчинів за рахунок теплового поля гранітоїдів. При цьому вміщуючі граніти зазнають діафоринних змін, що виражається в їх інтенсивній мусковітизації та хлоритизації. Фронтального поширення набувають процеси вилугування темноколірних мінералів з утворенням кавернозних порожнин.

Срібло концентрується, головним чином, у вигляді власних мінералів у халькопіриті, борніті, халькозині, а також входить до їх складу у вигляді ізоморфної домішки. Сульфіди міді утворюють розсіяну вкрапленість, гнізда і прожилкові виділення. В підпорядкованих кількостях, в зростаннях з ними, зустрічається ковелін та сфалерит. Вельми рідкісними мінералами є самородний вісмут, гринокіт, вітихеніт, паркерит, макінстрийт та гесит.

Халькопірит. Вивчення розподілу благородних елементів у сульфіді показало, що присутнім є лише срібло (Табл. 2., ан. 1-3). У хімічному складі мінералу мікрозондовим аналізом фіксується стандартний набір елементів-домішок (Табл. 2, ан. 2). У межах рудопояву спостерігаються процеси заміщення халькопіриту борнітом. У борніті було встановлене срібло на рівні 0,78 ваг. % (Табл. 2, ан. 12).

Гесит (Ag_2Te) зустрічається в парагенезі з самородним вісмутом та гринокітом в халькопіритовій матриці. Окремі зерна орієнтовані вздовж міжкристалічних границь агрегатів халькопіриту, нерідко утворюючи розріджені ланцюжки. Такий розподіл вказує на вторинну природу, порівняно з халькопіритом. Під рудним мікроскопом виділення телуриду срібла на фоні сульфідів міді відрізняються завдяки більш низьким показникам відбиття та зеленувато-сірому кольору. Склад мінералу, отриманий мікрозондовим аналізом, наведений в Таблиці 2 (ан. 16).

Макінстрийт ($\text{Cu}_{0,8+x}\text{Ag}_{1,2-x}\text{S}$) був встановлений вперше для цього регіону у вигляді видовжених сильно тріщинуватих зерен (0,02–0,08 мм у поперечнику) в халькопіриті в асоціації з паркеритом та вітихенітом. У відбитому світлі мінерал має сірувато-білий колір та

анізотропію з блідо-блакитними і коричневими ефектами. В складі мінералу були встановлені підвищені вмісти домішок заліза (Табл. 2, ан. 14, 15).

Паркерит ($Ni_3 Bi_2 S_2$) – надзвичайно рідкісний мінерал, що був зафіксований у найбільш багатих мідно-срібних рудах. Як правило, сульфосіль нікелю заміщується вітихенітом та розвивається серед борніту. За да-

ними мікрозондового аналізу, паркерит містить досить значні домішки срібла (до 0,85 %) (Табл. 2, ан. 9, 10).

Vitixenit ($Cu_3 BiS_3$) у більшості випадків утворює реакційні облямівки та псевдоморфози по паркериту. Розміри мінералу не перевищують 0,002–0,01 мм у поперечнику. Мінерал характеризується високими домішками срібла (до 2,23 ваг. %), (Табл. 2, ан. 11–13).

Таблиця 2. Хімічний склад рудних мінералів мідно-сульфідної (зі сріблом та вісмутом) мінералізації Тимофіївського рудопрояву (ваг. %)

№	Fe	Cu	Bi	Pb	Sb	Ag	Au	S	Te	Ni	Σ
1	30.69	38.82	0.00	0.00	-	0.04	0.00	33.62	-	0.00	103.17
2	31.13	34.54	0.00	0.00	-	0.08	0.00	33.15	-	0.00	98.90
3	30.09	34.26	0.00	0.00	-	0.16	0.00	34.03	-	0.00	98.54
4	11.30	61.76	0.00	-	-	0.78	-	25.27	-	0.00	99.11
5	9.84	62.30	0.02	-	-	0.42	-	24.49	-	0.05	97.12
6	11.17	61.81	0.00	-	-	0.85	-	24.66	-	0.00	98.49
7	10.56	62.07	0.00	-	-	0.59	-	25.37	-	0.00	98.59
8	10.68	60.23	0.01	-	-	0.74	-	25.09	-	0.00	96.75
9	0.02	0.98	66.06	-	0.02	0.85	-	9.68	-	24.01	101.62
10	0.10	2.31	64.76	-	0.00	0.72	-	9.76	-	23.61	101.26
11	0.86	35.23	44.30	-	-	2.23	0.00	18.94	0.00	0.04	101.60
12	0.14	33.90	46.23	-	-	0.62	0.00	17.42	0.01	0.06	98.38
13	0.08	36.54	44.87	-	-	0.50	0.00	18.30	0.02	0.04	100.35
14	0.78	20.89	-	-	-	60.35	0.00	12.63	0.01	-	94.66
15	0.21	21.55	-	-	-	61.02	0.07	14.99	0.07	-	97.91
16	0.52	-	0.14	0.61	-	63.73	-	0.01	34.64	-	99.65
17	0.19	-	98.34	-	-	0.92	-	0.18	-	-	99.63
18	0.41	-	99.04	-	-	0.36	-	0.14	-	-	99.95

Примітки: Ан. 1–3 – халькопірити в зростках з борнітом, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 4–8 – борніти проростання з халькопіритом, там же; 9–10 – паркерит-реліктові агрегати серед вітихеніту, свер. 16–85, гл. 333,4; 11–13 – вітихеніти, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 12 – гесит, включення в халькопіриті, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 14–15 – самородний вісмут, там же; 14, 15 – макінстріїти – включення в сульфідах міді, свер. 16–95, гл. 333,4 м; 16 – гесит, включення в халькопіриті, свер. 16–95, 333,4 м; 17, 18 – самородний вісмут, там же

Висновки. Мінералого-геохімічні особливості поведінки благородних металів у Тимофіївському рудопрояві загалом віддзеркалюють головні тенденції металогенії золота та срібла західної частини Інгільського блоку, а виділені нами типи до того ж мають регіональне поширення [2, 4].

Збагачена золотом арсенова мінералізація Тимофіївського рудопрояву належить до типових золоторудних об'єктів золото-арсенового мінералого-геохімічного типу, який характеризується наявністю на продуктивному етапі льолінгіт-арсенопірит-золоторудної асоціації. При цьому роль сульфідів у процесі концентрації благороднометалічної мінералізації є досить неоднозначною, а їх присутність взагалі є часто зовсім необов'язковою.

За Я. Белевцевим [1], мідно-срібна мінералізація відноситься до постгранітозайного генетичного типу руд, що утворювалися на регресивному етапі в пористо-тріщинних зонах циркуляції гідротермальних розчинів, нагрітих за рахунок теплового поля гранітоїдних масивів. Температури відкладання найпоширеніших сульфідних асоціацій змінюються в межах від 80 до 400° С. Як можливе первинне джерело срібла та золота переважно більшістю дослідників [2, 3, 6, 8] розглядаються вулканогенно-осадкові товщі інгуло-інгулецької серії. Особливо важливу роль при цьому могли відігравати збагачені сіркою вуглецевміщуючі утворення, в

межах яких могли відбуватися біохімічні реакції зв'язування та концентрування благородних металів.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К., 1995. 2. Бондаренко С.М., Иванов Б.Н., Семка В.А. Проявления серебряной минерализации в западной части Кировоградского блока (Украинский щит) // Минерал. журнал. – 2002. – 22, №1. – С. 20–26. 3. Гринченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А., Паталаха М.Е. Особенности размещения и вещественный состав руд золота в углеродистых метаморфических толщах // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение: Тезисы научной конференции. – Ташкент, 2005. – С. 80–83. 4. Иванов Б.Н., Лисенко В.В. Об одной геологической особенности золоторудных проявлений западной части Кировоградского блока // Научные основы прогнозирования, поисков та оцінки родовищ золота: Матеріали міжнародної конференції. – Львів, 1999. – С. 54–54. 5. Комаров А.Н. Редкометаллы тектоно-метасоматические зоны Украинского щита // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций ультраметаморфизма. – М., 1981. – С. 89–98. 6. Мележик В.А., Басалаев А.А., Предевский А.А. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. – Л., 1988. 7. Нечаев С.В., Макивчук О.Ф., Бельх Н.А. и др. Новый редкометалльный район Украины // Геол. журнал. – 1991. – № 4. – С. 119–123. 8. Робен В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии // Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. – Л., 1971. – С. 56–78. 9. Сидоров А.А., Константинов М.М. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения рудных месторождений). – М., 1989.

Надійшла до редколегії 28.09.07

УДК 552.321.5.(477)

Т. Митрохіна, асп.,
О. Митрохин, канд. геол. наук**ТИТАНОНОСНІ ГАБРОЇДНІ ІНТРУЗІЇ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Наведено характеристику титанових габроїдних інтрузій Волинського мегаблоку Українського щита. На підставі узагальнення даних про особливості локалізації, умов залягання, геологічну будову, вік та речовинний склад титанових інтрузій визначаються петрогенетичні умови їх формування.

The characteristic of Ti-rich gabbroic intrusions of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield is given in the article. Some petrogenetic conditions of the Ti-rich intrusion formation are determined on the base of generalization of the data about features of their locating, occurrence, structure, age and composition.

Постановка проблеми. Інтрузії титанових габроїдів широко розповсюджені у східній частині Волинського мегаблоку Українського щита, визначаючи специфіку геологічної будови та металогенічну спеціалізацію регіону. Крупні розсіпні родовища ільменіту, а також корінні апатит-ільменітові та апатит-титаномagnetитові родовища просторово та генетично пов'язані з цими інтрузіями. У діючій кореляційній схемі докембрію УЩ титанові інтрузії входять до складу багатофазного коростенського комплексу палеопротерозойського віку. Однак, ряд особливостей визначають специфіку їх положення у складі єдиної анортозит-рапаківгранітної формації Волинського мегаблоку. Зокрема, більшістю вітчизняних геологів вважається, що формування титанових інтрузій пов'язане з окремим етапом становлення базитового магматизму Коростенського плутону. Стосовно факторів рудоутворення та умов петрогенезису титанових габроїдних інтрузій думки дослідників розходяться.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. В. Бухарев першим наголосив на тому, що титанові габроїди формуються у другу субфазу вкорінення крупних габро-анортозитових масивів коростенського комплексу [3]. Становлення габро-анортозитових масивів пов'язується автором з диференціацією вихідної базитової магми у глибинному осередку та наступним послідовним витисканням лейкократового і меланократового диференціатів. Механізм глибинної диференціації не обговорюється. Л. Борисенко та ін., посилаючись на послідовність вкорінення базитів, характер розподілу петрогенних компонентів у породах, а також загальні експериментальні дані, формування рудоносних габроїдів Коростенського плутону пов'язують з ліквідацією первинного розплаву на лейкократову та збагачену Fe і Ti мезократову складові [1, 2]. За рахунок першої формувалися власне габро-анортозитові масиви, більш пізня інтрузія мезократового розплаву дала тіла рудоносних габроїдів. Л. Кудінова та С. Металіди, на підставі співставлення загальновідомих геологічних даних з отриманими даними про склад, умови утворення окисно-рудних мінералів та особливості розподілу рудних компонентів у окремих відмінах порід Коростенського плутону, роблять висновок, що рудні габроїди сформувалися зі збагаченого Fe, Ti та леткими компонентами залишкового магматичного розплаву [7]. Припускається, що останній утворився внаслідок кристалізаційної диференціації базальтової магми на значній глибині. При цьому автори повністю ігнорують експериментально встановлений характер диференціації базитів на значних глибинах [5]. На думку С. Кирикилиці зі співавторами, в межах плутону існує два генетичні типи фосфор-титанових руд, яким відповідають два рудні тренди на діаграмах факторного аналізу петрогенних окислів [6, 8]. Один – магматогенний, відтворює кислотно-основне фракціонування вихідної магми за фенерівською схемою. Інший –

метаморфогенний, пов'язаний з кислотним вилугуванням рудних компонентів зони мобілізації та перевідкладенням в зоні базифікації.

Формулювання мети. Титанові габроїди є досить специфічною групою магматичних гірських порід, надзвичайно збагачених на несилікатні мінеральні фази – ільменіт, титаномagnetит та апатит. Напевно, що утворення цих порід повинно було мати певні особливості порівняно з базитами інших формаційних типів. Остаточне розв'язання питань петрогенезису титанових інтрузій повинне враховувати специфіку їх геології, петрографії, мінералогії та геохімії. Метою даної роботи було визначення петрогенетичних умов формування титанових габроїдних інтрузій Волинського мегаблоку на підставі узагальнення даних про особливості їх локалізації, умов залягання, геологічну будову, вік та речовинний склад.

Виклад основного матеріалу дослідження. Коростенський комплекс включає однойменний плутон анортозит-рапаківгранітної формації, а також ряд дрібних габро-анортозитових масивів у його північному облямуванні. Титанові габроїдні інтрузії встановлено в межах габро-анортозитових масивів Коростенського плутону та його оточення, а також, як виняток, у полі розвитку гранітоїдів коростенського комплексу. Найбільш відомі: Стремгородська, Кропивненська, Федорівська, Рижани-Паромівська, Граби-Меленівська, Пенізевицька, Давидківська та Юрівська титанові інтрузії. Як правило, локалізація та умови залягання титанових інтрузій контролюються лінійними та дуговими тектонічними зонами в межах крупних габро-анортозитових масивів коростенського комплексу. При цьому простягання інтрузій на окремих ділянках узгоджується із зовнішніми контурами габро-анортозитових масивів. На відміну від габро-анортозитових масивів, це більш дрібні інтрузивні тіла штоковидної, коритоподібної, лополітоподібної та дайкової форми, розміри яких не перевищують перших кілометрів. Ізотопний вік габроїдних інтрузій складає 1760 млн р [4], тобто, в межах точності аналізу, не відрізняється від віку головної фази вкорінення габро-анортозитових масивів, що їх вміщують. Однак, геологічні спостереження вказують на те, що вони завжди завершують становлення поліфазних габро-анортозитових масивів, складаючи найбільш пізні фази укорінення [13]. Контакти титанових інтрузій із вміщуючими габро-анортозитами завжди різкі, але, звичайно, без зон загартування та езоконтактових змін [9]. У титанових габроїдах присутні вclusions вміщуючих габро-анортозитів та анортозитів. У межах титанових інтрузій широко проявлені явища магматичної диференціації, що віддзеркалюється у розшаруванні різного масштабу [10]. Модальна макрошаруватість проявляється в ритмічному чергуванні прошарків сантиметрової та метрової потужності, що різняться ступенем меланократовості, загальним вмістом Fe-Ti оксид-

но-рудних мінералів, збагаченням окремими індикаторними мінералами – олівіном, апатитом, титаномагнетитом тощо. В багатьох випадках шаруватість підкреслюється план-паралельною орієнтацією мінеральних зерен та агрегатів. У межах окремих інтрузій встановлюється мегарозшарованість на горизонти потужністю в десятки та сотні метрів, що відрізняються кількісними співвідношеннями окремих петрографічних різновидів порід. Характерно, що найбільш меланократові горизонти не обов'язково тяжіють до донних частин тіл. У найбільш вивчених тілах встановлена криптошаруватість, що виражається у закономірній зміні хімічного складу окремих мінералів по розрізу інтрузії [10–12].

Петрографічний склад титаноносних інтрузій доволі різноманітний – тут представлена майже вся родина габроїдів, а також плагіопіроксеніти та плагіоперидоти. Однак, у цілому, можна говорити про наявність трьох петрографічних типів інтрузій. Найбільш розповсюджені інтрузії титаноносних олівінових габро, прикладами яких є Федорівська, Рижани-Паромівська, Кропивненська. Значно рідше зустрічаються інтрузії титаноносних норитів на манір Пенізевицької. Рідкісний тип являє також Стремигородська інтрузія титаноносних троктолітів та олівінових габро. Найбільш загальними особливостями мінерального складу титаноносних габроїдів є наступні: 1) Переважно меланократовий та мезократовий склад рудних різновидів; 2) мінливий вміст плагіоклазу при звичайній присутності калішпату; 3) олівін-авгітовий, рідше – олівін-гіперстеновий (піжонітовий), парагенезис мафічних силікатів; 4) помірно-високий вміст ільменіту та титаномагнетиту, що відповідає бідним та середньо-вкрапленим рудам; 5) високий вміст апатиту, що сягає породоутворюючих значень; 6) постійна присутність титаногеного біотиту. Мінеральні парагенезиси титаноносних габроїдів якісно узгоджуються з мінеральним складом вміщуваних анортозитів та габро-анортозитів, успадковуючи більшість особливостей мінералогії останніх, але є дещо більш диференційованими у відношенні вапнистості плагіоклазу та залізистості мафічних силікатів. Плагіоклаз титаноносних габроїдів характеризується помірно основним андезитовим складом, що наближує їх до середніх порід – діоритів та монцодіоритів. Для мафічних мінералів властива висока залізистість, верхня межа якої перевищує встановлену для анортозитових порід коростенського комплексу. Навіть у інтрузіях, де встановлено криптошаруватість, хімічний склад окремих мінералів змінюється у помітно менших діапазонах, ніж у класичних розшарованих інтрузіях – Скеєргардському, Бушвельдському та ін. Найбільш чутливими індикаторами криптошаруватості титаноносних габроїдів є Fe-Ti оксидно-рудні мінерали та олівін, меншою мірою – піроксен, ще меншою – плагіоклаз. У піроксенах та Fe-Ti оксидних мінералах широко проявлені субсолідусні структури розпаду та інверсії. Для окремих титаноносних інтрузій характерний розвиток низькотемпературних постмагматичних мінералів: преніту, кліноцоїзиту, серициту, альбіту – по плагіоклазах; актиноліту, хлориту, епідоту, карбонатів, серпентину, тальку, магнетиту – по мафічних силікатах. Ільменіт та титаномагнетит, як правило, залишаються стійкими в умовах низькотемпературних постмагматичних змін.

Хімічний склад титаноносних габроїдів повністю визначається особливостями мінерального складу. Вміст SiO_2 знижений відносно середнього для габроїдів, і, часто, формально відповідає ультраосновним породам, що визначається високим вмістом несиликатних мінералів. Підвищена сумарна лужність пов'язана з помірною

основністю плагіоклазу, а також з присутністю калішпату і біотиту. Низька глиноземистість пояснюється меланократовим складом порід. Вміст CaO суттєво відрізняється для норитів з троктолітами та олівінових габро. В норитах та троктолітах він менший, в олівінових габро – близький до середнього габроїдного. Останнє пов'язане зі вмістом авгіту, що компенсує недостатню вапнистість плагіоклазу. Загальна меланократовість порід, а також підвищений вміст ільменіту, титаномагнетиту і апатиту, обумовлюють аномальні концентрації TiO_2 , FeO, P_2O_5 . Висока сумарна залізистість Fe/Fe+Mg пов'язана з високим вмістом Fe-Ti оксидів, а також підвищеною залізистістю Fe-Mg силікатів.

Висновки. 1. Інтрузії титаноносних габроїдів формуються на останніх етапах становлення габро-анортозитових масивів коростенського комплексу без суттєвого вікового відриву від головної анортозитової фази вкорінення. Локалізація та умови залягання титаноносних інтрузій частково визначаються елементами прототектоніки габро-анортозитових масивів коростенського комплексу. Речовинний склад титаноносних габроїдів успадковує головні риси речовинного складу анортозитів та габро-анортозитів коростенського комплексу, але є дещо більш диференційованим з погляду еволюції магматичних систем. Перелічене свідчить про те, що титаноносні габроїдні інтрузії є похідними залишкових розплавів, що виникли при тривалій кристалізації крупних габро-анортозитових масивів, відокремлювались від суттєво-плагіоклазового рештку, вкорінюючись у тектонічно-ослаблені зони в межах консолідованих ділянок цих же масивів або рівнем вище.

2. Особливості речовинного складу титаноносних габроїдів пов'язані зі специфічним складом вихідних магм – перш за все, підвищеною лужністю та збагаченістю Fe, Ti та P. Хімічний склад розплаву також визначав послідовність кристалізації головних породоутворюючих мінералів та їх хімізм. Додаткових досліджень потребує визначення причини виникнення трьох петрографічних типів титаноносних інтрузій – Федорівського, Пенізевицького та Стремигородського.

3. У межах титаноносних інтрузій широко проявлені явища первинної магматичної розшарованості різного масштабу. Головною причиною макро- та крипторозшарованості є кристалізаційна диференціація в кінцевих магматичних камерах. Механізм диференціації потребує додаткових досліджень хімічного складу породоутворюючих мінералів.

1. Борисенко Л.Ф., Делицин Л.М., Проскурин Г.П., Крупенькіна Н.С. Рудные габроиды Чеповичского массива // Геология рудных месторождений. – 1979. – Т. 21, № 4. – С. 16-27.
2. Борисенко Л.Ф., Проскурин Г.П., Крупенькіна Н.С., Воллосович Н.Н. Рудоносные габро-нориты Володарск-Волынского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1982. – № 2. – С. 47–56.
3. Бухарев В.П., Колосовская В.А., Хворов М.И. Особенности становления анортозитовых массивов северо-запада Украинского щита // Советская геология. – 1973. – № 6. – С. 125–132.
4. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 34–47.
5. Грин Т.Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. – М., 1970.
6. Киричилиця С.И., Тарасенко В.С., Металиди С.В. Критерии титановой рудоносности габро-анортозитовых массивов Украинского щита // Вестн. Киевск. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1984. – № 11. – С. 47–60.
7. Кудинова Л.А., Металиди С.В. Титаноносные массивы габро-анортозитов. – М., 1987.
8. Тарасенко В.С., Авгітов А.К., Металиди С.В. Поисковые геохимические критерии богатых титановых руд в габро-анортозитовых массивах Коростенского плутона // Вест. Киев. ун-та. Приклад. геохимия и петрофизика. – 1983. – Вып. 10. – С. 40–49.
9. Митрохин О.В. Вікові співвідношення основних порід Коростенського плутона // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2000. – Вип. 16. – С. 15–20.
10. Митрохин А.В., Митрохина Т.В. Петрология и рудоносность Федоровского апатит-ильменитового месторождения // Мін. журн. – 2006. – Т. 28. –

№ 4. – С. 43–52. 11. Шумлянський Л.В., Дюшен Ж.К. Рудні мінерали Федорівського родовища фосфору та титану // Наук. праці ІФД. – 2005. – Вип. 9. – С. 65–83. 12. Duchesne J.C., Shumlyansky L.V., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasaltic evolution // Lithos, 2006. – V. 89. – P. 353–

376. 13. Mitrokhin A.V. The gabbro-anorthosite massives of Korosten Pluton (Ukraine) and problems of evolution of parental magmas // GEODE field workshop 8–12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S.Norway: Abstract. – 2001. – P. 86–90.

Надійшла до редколегії 25.09.07

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 624.131:551.3

С. Корнєнко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,
О. Корбутяк, студ.

РЕСУРСИ ПІДЗЕМНОГО ГЕОЛОГІЧНОГО ПРОСТОРУ УКРАЇНИ

Розглядаються ресурси підземного геологічного простору України та аналізуються проблеми підземного будівництва і використання підземних об'єктів. Встановлено, що інтенсивне господарське освоєння наземного геологічного простору України створило дуже гострий дефіцит вільних земель і що у таких умовах будівництво й використання підземних об'єктів відіграє важливу роль у двох головних аспектах: вивільнення ресурсів наземного простору і його екологічна чистота та те, що в ході спорудження підземних об'єктів активізуються небезпечні геологічні процеси, які не виявлялися раніше при наземному будівництві.

The resources of underground geological space of Ukraine are examined and the problems of underground building and use of underground objects are analysed. It is set that the intensive economic mastering of the ground geological space of Ukraine created the very sharp deficit of free earths and that in such terms, building and use of underground objects acts important part in two main aspects: from one side this freeing of resources of the ground space and his ecological cleanness, and from other – dangerous geological processes which did not appear before at the ground building activate during building of underground objects.

Постановка проблеми. Під ресурсом геологічного простору розуміють геологічний простір, необхідний для розселення та проживання біоти, у тому числі для життєдіяльності людини. У загальній систематиці екологічних функцій літосфери структура ресурсів геологічного простору включає житло біоти, місце розселення людини, середовище наземних і підземних споруд тощо [1, 5].

Розподілення ресурсів геологічного простору на поверхневу й підземну складові значною мірою досить умовне. Проте його приймають, оскільки підземне будівництво та підземні об'єкти мають яскраво виражену специфіку. Використання підземних об'єктів з точки зору ресурсів геологічного простору відіграє важливу роль у двох головних аспектах: з одного боку, це вивільнення ресурсів наземного простору та його екологічна чистота, а з іншого – в ході спорудження підземних об'єктів активізуються небезпечні геологічні процеси, які не виявлялися раніше при наземному будівництві.

Використання підземного простору є поліфункціональним. Воно почалося з палеоліту і продовжується впродовж усієї історії людства. На початку ХХІ ст спостерігається різке збільшення використання підземного простору і кількості підземних об'єктів, що застосовуються з різною метою. Залежно від сфер цільового призначення, підземні об'єкти можна поєднати в такі основні групи: 1) соціальні об'єкти (житлові й торговельні комплекси, рекреаційні й лікувальні установи, розважально-спортивні приміщення тощо); 2) промислові об'єкти (підземні заводи, збиральні цехи високоточних виробництв, складські приміщення, підземні електростанції, сховища й ємності технологічної підготовки рідких і газоподібних продуктів, камери депонування й захоронення відходів та ін.); 3) комунікаційні об'єкти (метрополітен, автотранспортні тунелі, пішохідні переходи, гаражі, трубопроводи, колектори каналізаційно-водопровідного й кабельного господарства та ін.); 4) військові об'єкти (сховища, укриття, аеродроми, бази, ракетні шахти тощо); 5) сільськогосподарські об'єкти (приміщення для вирощування грибів, овочів і квітів, кошари і скотомогильники тощо).

Метою даної статті є розгляд ресурсів підземного геологічного простору України й аналіз проблем підземного будівництва і використання підземних об'єктів.

Основний матеріал. Конкретна оцінка ресурсу підземного простору визначається в основному тими ж чинниками, що й для поверхневої складової [2, 3, 4]. Очевидно, що при освоєнні підземного простору особливості геологічної будови набувають вирішального значення. Розглянемо лише декілька можливих напрямків оцінки ресурсу підземного простору.

Один з них пов'язаний з використанням підземного простору на урбанізованих територіях. З урахуванням сучасних тенденцій у містобудуванні, коли підземні споруди стали невід'ємною частиною сучасних міст, цій проблемі приділяється все більше уваги. Комплексна забудова підземного простору дозволяє більш раціонально використовувати наземну територію великих міст. Це особливо актуально в умовах збільшення щільності забудови і високих техногенних навантажень у містах при одночасному скороченні площі рекреаційних територій і зелених насаджень [2].

Найбільш активно в даний час підземний простір використовується для будівництва міських автотранспортних тунелів, що забезпечує розвантаження і впорядкування руху потоків наземного транспорту, сприяє підвищенню безпеки дорожнього руху, знижує забруднення повітря вихлопними газами та в цілому веде до поліпшення екологічних параметрів міського середовища.

Для крупних міст-мегаполісів освоєння підземного простору має позитивний вплив на екологічний стан міського середовища, житлової й нежитлової забудови.

Не дивлячись на складні економічні умови, у крупних містах України продовжується експлуатація і будівництво однієї з найважливіших підземних споруд – метрополітену. В Україні на даний момент діють три метрополітени: у Києві (відкритий 6 листопада 1960 р, 3 лінії, 45 станцій, бере на себе близько 60% пасажирських перевезень (1,7 млн людей на день) громадського транспорту столиці), в Харкові (відкритий 23 серпня 1975 р, 3 лінії, 28 станцій) і в Дніпропетровську (відкритий 29 грудня 1995 р, 1 лінія, 6 станцій). На даний момент ведеться будівництво першого пускового комплексу з 6 станцій метрополітену в Донецьку.

Крім того, наприклад, у Києві побудовано близько 250 підземних пішохідних переходів, функціонують підземні торгово-рекреаційні комплекси "Квадрат" – 7 підземних центрів із загальною площею близько

25 тис м²; "Метроград" – загальною площею 20 тис м² та "Globus" – загальною площею 27 тис м².

З іншого боку, в ході зведення підземних споруд і об'єктів міської інфраструктури (ліній і станцій метрополітену, торговельних центрів, багатомісних гаражів і автостоянок, прогонів авто- і залізничних магістралей, колекторів комунікаційних мереж глибокого залягання) активізуються небезпечні геологічні процеси, що не виявлялися раніше при наземному будівництві (деформації, осідання земної поверхні, підтоплення тощо). Спорудження і експлуатація підземних споруд здійснюються в умовах щільної міської забудови, у тому числі в центральних зонах міст, де розташовані пам'ятки історії й архітектури, унікальні будівлі і споруди. Саме тут – велика щільність заселення і різноманітні техногенні навантаження на геологічне середовище.

У перспективі створення нових екологічно безпечних технологій будівництва, що відповідають вимогам захисту геологічного середовища, дозволить розмістити в містах нижче за земну поверхню до 70 % загального обсягу гаражів, 60 % складів, 50 % сховищ, 30 % установ культурно-побутового обслуговування.

Функціонування паливно-енергетичного комплексу розвинених країн, що становить основу сталого розвитку економіки, включає як обов'язковий елемент створення запасів енергетичної сировини (нафти, нафтопродуктів, вуглеводневих газів тощо), яке доцільно здійснювати на базі підземних сховищ. Для України проблема накопичення запасів енергетичної сировини є актуальною через фактичну залежність від імпортованих джерел постачання.

Підземні сховища будь-якого призначення по суті є ємностями геологічного типу, оскільки будівельним середовищем і захисним бар'єром є геологічна формація, що їх вміщує. В світовій практиці підземного будівництва відомі два функціональні типи вміщуючих геологічних формацій: пористо-тріщинуваті осадові породи (пісковики, вапняки та доломіти), які можуть бути середовищем для зберігання вуглеводневих газів, та відносно непроники кристалічні утворення (магматичні й метаморфічні породи) і галогенні породи (гіпси, ангідриди й, особливо, соляні породи), які можуть бути середовищем для будівництва (або облаштування) резервуарів рідких вуглеводнів і скраплених газів. Відповідно до цього, виділяються два типи сховищ резервуарів: пористі й полі. В останньому випадку практикуються два технологічні напрями: облаштування відпрацьованих шахтних виробок і будівництво камер геотехнологічними методами (наприклад, вилуговуванням).

Сховища пористого (пористо-тріщинуватого) типу для вуглеводневих газів, як правило, створюються у відпрацьованих родовищах (газових, нафтових і мішаних) або водоносних пластах. Сховища пологого типу в магматичних породах створюються шахтним способом, можливе використання відпрацьованих шахтних виробок; використовуються переважно для зберігання нафти. Найбільш технологічними, економічно ефективними, надійними та екологічно безпечними є сховища в соляних формаціях.

На території України є сприятливі геологічні умови для розміщення сховищ енергетичної сировини в межах таких геологічних регіонів: Дніпрово-Донецької западини, Передкарпатського та Закарпатського прогинів, а також Переддобрудзького прогину (солоносні формації) та Українського щита (магматичні й метаморфічні формації кристалічного фундаменту) [6]. Всі ці перспективні формації за своєю площею розповсюдження досить

вдало збігаються зі структурою транспорту й переробної промисловості нафти та вуглеводневих газів.

Близький напрямок у оцінці ресурсної функції літосфери пов'язаний з розміщенням у геологічному просторі місць поховання високотоксичних (ТВ) і радіоактивних (РАВ) відходів. Об'єми геологічного середовища, придатні для цієї мети, обмежені не тільки в окремих країнах, але й у масштабі континентів. На фоні щорічно зростаючих об'ємів відходів проблема ресурсів літосфери для їх розміщення є більш гострою й екологічно орієнтованою.

Україна опинилась у числі трьох держав, які мають на своїй території величезні накопичення РАВ. Загальний об'єм РАВ високої й середньої активності та відпрацьованого ядерного палива (ВЯП), що потребують видалення в сховищах геологічного типу, на теперішній час складають: відпрацьоване ядерне паливо в басейнах витримки – 3000 т (560 м³); технологічні відходи АЕС – 12000 т; відходи об'єкту "Укриття" – 34000 т; загальний об'єм відходів тимчасових сховищ ЧЗВ – 223000 м³. До цього ще треба додати відходи переробки ВЯП, що будуть повертатися з Росії – 1150 м³. До 2025 року в Україні буде накопичено до 62000 м³ високоактивних і довгоіснуючих РАВ, для ізоляції яких необхідно створити геологічне сховище об'ємом до 160000 м³.

При сучасному рівні розвитку науки і техніки найперспективнішим і надійним способом утилізації РАВ і ВЯП є їх розміщення в геологічних формаціях, де екологічна безпека гарантується природними ізоляційними властивостями геологічного бар'єра. Актуальним є використання для цієї мети існуючого підземного виробленого простору. Проте довготривале зберігання або поховання РАВ у гірських виробках пов'язане з потенційною небезпекою порушення ізоляційних властивостей масиву порід під дією низької природних і техногенних чинників, як під час будівництва підземних споруд, так і при їх подальшій експлуатації (наприклад, деформація і зсув порід над виробленим простором, руйнування гірських порід у зонах концентрації підвищених напружень, тектонічна активність розломів тощо). При цьому з'являється небезпека радіоактивного забруднення навколишнього середовища високотоксичними радіонуклідами в результаті інфільтрації поверхневих і підземних вод у робочу зону підземних камер з їх подальшим переносом за межі об'єкту. Тому найперспективнішими слід вважати геологічні формації, здатні зберігати ізоляційні властивості впродовж десятків тисяч років. Цим вимогам задовольняють магматичні породи, глини й кам'яна сіль.

Враховуючи різноманітність геологічних умов солоних басейнів України найдоцільнішим є поховання РАВ в соляних породах в спеціальних свердловинах великого діаметра, соляних шахтах і в підземних ємностях створених геотехнологічним методом. Разом з тим існує можливість використання для цієї мети масивів гранітів й ефузивних порід. Цілеспрямовані науково-дослідні роботи в напрямку видалення РАВ в Україні було розпочато в 1993 р. Було здійснено попередній вибір ділянок у породах кристалічного фундаменту Коростеньського плутону й солянокупольних структур ДДЗ, одночасно було розроблено ряд державних законодавчих актів, розпочато підготовку нормативної бази, але зараз цільові геологічні дослідження в цьому напрямі не проводяться через відсутність належного фінансування.

Специфічною проблемою ресурсів як підземного так і наземного простору є трубопровідний транспорт. Широко розвинена мережа транзитних магістральних нафтогазопроводів, що проходять територією України, поставляє нафту і газ до країн Західної Європи.

Протяжність магістральних трубопроводів по території України складає понад 43 тис км, з них: магістральних газопроводів – 35 тис км, магістральних нафтопроводів – 4 тис км, продуктопроводів – 3,3 тис км. Кількість аварійних ситуацій на підприємствах цієї галузі України щорічно сягає 1,5 тис (наприклад, тільки з 35301 км магістральних газопроводів України, що експлуатуються, 21,1 % або 7500 км, повністю відпрацювали амортизаційний термін або мають недовговічне антикорозійне покриття). Виникнення серйозних аварій на трубопроводах (викиди нафти, нафтопродуктів та інших речовин, вибухи газу тощо) може призвести до надзвичайних ситуацій з людськими жертвами, спричинити економічну та екологічну дестабілізацію цілих регіонів країни. Вихід з ладу транзитної мережі нафтогазопроводів може призвести до великих економічних збитків.

При величезних обсягах видобутку корисних копалин в Україні в надрах землі утворилась велика кількість виробленого простору – штучних пустот, правильне використання яких є крупною економічною проблемою.

Відпрацьовані гірські виробки соляних шахт завдяки їх унікального мікроклімату, внаслідок постійності тиску, вологості й температури повітря, відсутності бактерійної флори, сонячної радіації, шуму, природної інгаляції (через насиченість середовища хімічними елементами), обмеженої дії магнітного поля, доцільно використовувати в якості спелеолікарень. Соляні шахти зі значними об'ємами порожніх виробок є в Північно-Західному Донбасі (поблизу м. Артемівська) та в Закарпатті (Солотвинський соляний рудник). На базі діючого Солотвинського рудника можливо істотне розширення підземної лікарні для хворих на бронхіальну астму (вона розташована на глибині 200 м і функціонує ще з часів СРСР). Для цієї ж мети можна використовувати й шахти Артемівського родовища.

Перспективним є використання наявних гірських виробок у якості різноманітних підземних складів завдяки стабільності температури і вологості середовища в підземних приміщеннях, пожежній безпеці, економії наземного простору, зручності охорони тощо. Для активно-го, систематично здійснюваного складування, найефективнішим є використання горизонтальних гірських виробок. Наприклад, в Інкермані (Крим) для підземного виносховища використовуються гірські виробки заввишки 10–12 м і завдовжки по 200 м, які утворилися після виїмки вапняку черепашнику. Для пасивного складування доцільним є використання виробок відпрацьованих шахт, зв'язок з якими здійснюється через вертикальні стовбури. Місткість таких складів може досягати 10^5 – 10^6 м³. В Донбасі і Придністров'ї є гіпсові шахти, відпрацьовані простори яких найбільш доцільно використовувати як сховища сільськогосподарської продукції. Значні об'єми відпрацьованих виробок відомі в районах концентрації вугільних (Донецький басейн) і залізничних (Криворізький басейн) шахт.

Майже не використовується ресурс підземного простору України в такій перспективній галузі сільського господарства як спелеоагропромислове виробництво. Ось вже чотири сторіччя в глибоких підземних виробках Франції вирощуються шампінйони. І сьогодні майже 95 відсотків своєї грибною продукції французи одержують з

під землі. В Німеччині і Бельгії, Угорщині і Голландії, Швейцарії, Італії і США для цієї мети використовуються каменоломні та штольні. Підземне овочівництво розвивається в Казахстані і в Росії. Дають продукцію навіть підземні квіткові комплекси в районах Крайньої Півночі, зокрема, на Кольському півострові. Досвід організації підземних плантацій накопичений також у Грузії і Молдові. Загальний об'єм щорічного виробництва грибів у світі перевищує 1 млн тонн.

Перспективність підземного вирощування шампінйонів у наших надрах була доведена ще в 1958 році експериментом у каменоломнях у районі Артемівська, пізніше закріплена дослідями у відпрацьованих лавах донецьких шахт ім. Засядька й ім. Горького, а також у підсобному господарстві криворізької шахти "Першотравнева-1". В 1970 році на іншій криворізькій шахті – "Гігант-Глибока" – був проведений експеримент по вирощуванню овочів на глибині 377 метрів. Урожайність в підземних парниках перевищила ту, що була досягнута на Дніпропетровському парниковому комбінаті, більш ніж у тричі. На думку фахівців Інституту ботаніки НАН України, найвищу віддачу слід чекати від відпрацьованих горизонтів каменоломень і катакомб, вугільних і рудних шахт, що залягають на глибині 8-15 метрів, де протягом року зберігається постійна температура в межах 12–15 градусів. На жаль, аграрне освоєння підземних просторів України ще досі, так і не отримало масового розповсюдження.

Висновки. Аналіз проблем підземного будівництва і використання підземних об'єктів дозволяє зробити висновки про те, що інтенсивне господарське освоєння наземного геологічного простору України створило дуже гострий дефіцит вільних земель. Необхідно більш активно використовувати підземний простір на урбанізованих територіях для будівництва різноманітних інженерних споруд, у якості підземних сховищ запасів енергетичної сировини, місць поховань високотоксичних і радіоактивних відходів, спелеолікарень, підземних складів та для спелеоагропромислового виробництва. Також, з нашої точки зору, необхідно розробити методику виконання і провести інженерно-геологічне районування території України по умовам будівництва і використання підземних об'єктів.

1. Екологічна геологія. – К., 2006. 2. Корнєєнко С.В. Ресурси геологічного простору України і проблеми урбанізації // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. VI Міжнар. наук. конфер. – К., 2005. – С. 216–219. 3. Корнєєнко С.В. Ресурси геологічного простору України і проблеми розміщення складних інженерних споруд // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. Всеукр. наук. конфер. – К., 2006. – С. 276–277. 4. Корнєєнко С.В. Ресурси геологічного простору й сільське та лісове господарство України // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. VII Міжнар. наук. конфер. – К., 2007. – С. 223–224. 5. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. – М., 2002. 6. Шнюков Е.Ф., Шестопапов В.М. Яковлев Е.А. и др. Экологическая геология Украины: Справочное пособие. – К., 1993.

Надійшла до редколегії 27.05.07

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.838

П. Гришук, канд. геол. наук, доц.

ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ МАГНІТНОГО ПОЛЯ
ЗА ДАНИМИ ПРОФІЛЬНИХ ТА ПЛОЩОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

В статті наведено порівняльний аналіз розв'язання оберненої задачі магніторозвідки за даними профільних та площових спостережень. На реальних магнітних аномаліях аналізується достовірність інтерпретації методом порівняння з оптимізацією параметрів джерела. Виконаний аналіз свідчить, що інтерпретація профільних спостережень ефективна для дайкових тіл, а інверсія площових даних дає більш достовірні результати для пластових геологічних об'єктів.

In this paper the comparative analysis of solution of inverse problem of magnetics from profile data and area observations is resulted. For real magnetic anomalies the interpretation reliability due to method of comparison with optimization of source parameters is analyzed. Realized analysis testifies that interpretation of profile observation more effective for dike bodies and the inversion from area data gives more than reliable results for layered geological objects.

Вступ. В теперішній час існує багато методів інтерпретації даних магнітометрії. При інтерпретації локальних магнітних аномалій найбільш розповсюдженими є методи порівняння [3], підбору [1], сіток [8]. Ці підходи дозволяють виконувати вирішення оберненої задачі магніторозвідки як на основі профільних, так і площових спостережень аномального магнітного поля.

В роботі Б. Дарракотта [7] було розглянуто питання вибору між двовимірною та тривимірною моделями при інтерпретації гравітаційних аномалій. Огляд літератури виявив відсутність аналізу цього питання при вирішенні оберненої задачі магніторозвідки. Тому в даній статті на реальних прикладах зроблено спробу порівняння результатів інтерпретації аномалій магнітного поля, отриманих за результатами профільних та площових спостережень.

Суть досліджень. В роботі [4] представлений метод 2,5-вимірної інтерпретації магнітних аномалій в класі призматичних тіл. Досвід застосування цієї розробки при вирішенні практичних задач виявив певну залежність параметрів моделі від вибору регіональної складової магнітного поля. З метою уникнення цього недоліку пізніше було застосовано спосіб осереднення для виділення спостережених та розрахунку модельних аномалій [2]. У цьому випадку порівняння експериментальних та теоретичних полів виконується при однаковому радіусі осереднення. Такий підхід покращує якість аналізу магнітних полів, що було підтверджено результатами інтерпретації низки аномалій Волино-Подолії.

Вихідними даними в методі порівняння, який є досить розповсюдженим в практиці інтерпретації потенціальних полів і реалізований в роботах [2, 4], є спостережене поле на площі робіт, відношення поперечних розмірів виділеної аномалії до поздовжніх, географічна широта ділянки робіт та радіус осереднення. Пізніше в програму було додано алгоритм нелінійної оптимізації, що дозволило уточнювати знайдену магнітну модель.

Наведемо приклад 2,5-вимірної інтерпретації аномалії магнітного поля, спричиненої дайкоподібним тілом, на ділянці Яцковичи Українського щита (рис. 1). Інтерпретація виконана за методикою, розглянутою в роботі [4]. Тут за даними профільних спостережень вирішена обернена задача в класі призматичних об'єктів із застосуванням оптимізації. Інтерпретація виконувалася методом порівняння і складалася з двох етапів. На першому етапі з набору базових призматичних моделей знаходилися джерело магнітного поля, що створювало магнітну аномалію, близьку до спостереженої. На другому етапі виконувалася оптимізація геометричних і фізичних параметрів за середньоквадратичним відхиленням спостереженого і модельного полів. Достовірність результатів інтерпретації магнітної аномалії оцінювалася порівнянням параметрів отриманого тіла і даних буріння (табл. 1).

Інтерпретація профільної аномалії магнітного поля методом порівняння із застосуванням оптимізації дала наступні результати. Модель залягає під кутом $\alpha = 81^\circ$, глибина до поверхні моделі $h = 3$ м та до її підшови $H = 300$ м, розміри тіла вздовж профілю $2b = 9$ м та поперек профілю $2a = 469$ м, сумарна намагніченість (J) складає $3,17$ А/м, а кут нахилу вектора намагнічування $I_0 = 86^\circ$. Необхідно відзначити, що оптимізація в даному випадку суттєво поліпшила результати інтерпретації, отримані методом порівняння на першому етапі.

Вважається, що тривимірна інтерпретація дозволяє більш точно розраховувати просторове розташування моделі джерела поля. Дослідниками Бхаскара Рао та Рамеша Бабу [6] було проаналізовано технологію та результати тривимірного моделювання магнітних аномалій в класі вертикальних призм. В роботі [5] ці автори детально розглянули особливості програми інверсії магнітних аномалій за допомогою набору призматичних тіл. Відмічена розробка містить як точні, так наближені вирази для розрахунку ΔT – аномалій, а також процедури нелінійної оптимізації на базі алгоритму Маркварда [9]. Як показав час, цей алгоритм є одним із кращих в задачах оптимізації.

Автором даної статті на основі алгоритмів та співвідношень, приведених в роботах [4, 7], було створено програмне забезпечення для інтерпретації площових та профільних магнітних ΔT – аномалій в класі вертикальних призм. Вихідною інформацією, при інтерпретації аномальних полів за допомогою цієї розробки, є дані площових спостережень магнітного поля, рівень регіональної складової, географічна широта ділянки робіт та схилення вектора геомагнітного поля. Розроблене програмне забезпечення дозволяє виконувати інтерпретацію магнітних аномалій як у профільному, так і в площовому варіантах. Отже, в зв'язку з цим, з'явилася можливість порівнювати результати інверсії магнітних аномалій, отримані за даними двох варіантів інтерпретації.

Для порівняльного аналізу результатів дво- та тривимірної інтерпретації була вибрана Чарторийська від'ємна магнітна аномалія, яка, як вважається геофізиками, спричинена наявністю слабкомагнітних утворень на фоні більш магнітного вмшуючого середовища. Ця аномалія має ізометричну форму і значення вектора напруженості знаходяться в діапазоні від -125 нТл до $+75$ нТл.

За результатами інтерпретації площових спостережень Чарторийської аномалії отримані наступні параметри магнітного джерела: покрівля об'єкта знаходиться на глибині 223 м, підшови – 279 м (потужність 56 м), намагніченість об'єкта складає $3,65$ А/м, поперечний розмір – 600 м, поздовжній розмір – 558 м, кут падіння тіла – 90° , кут нахилу вектора намагнічування 199° .

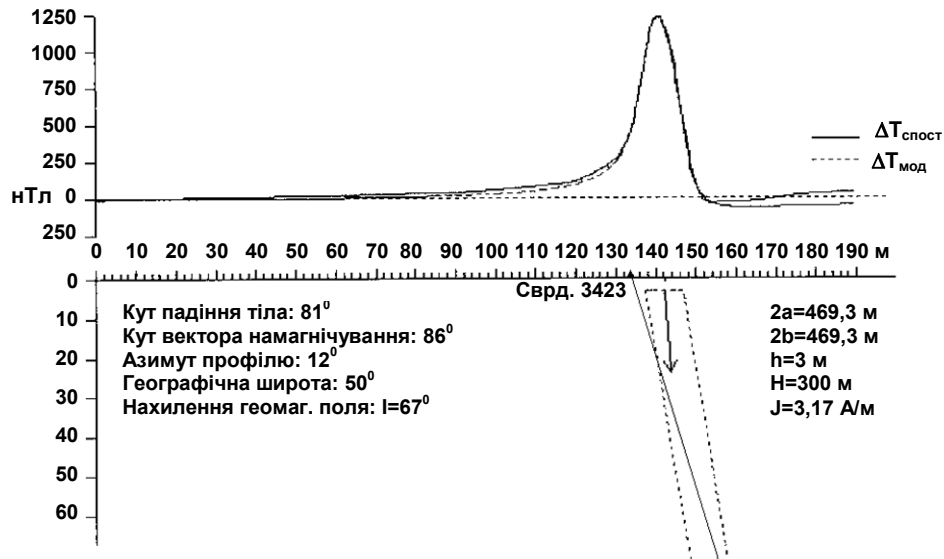
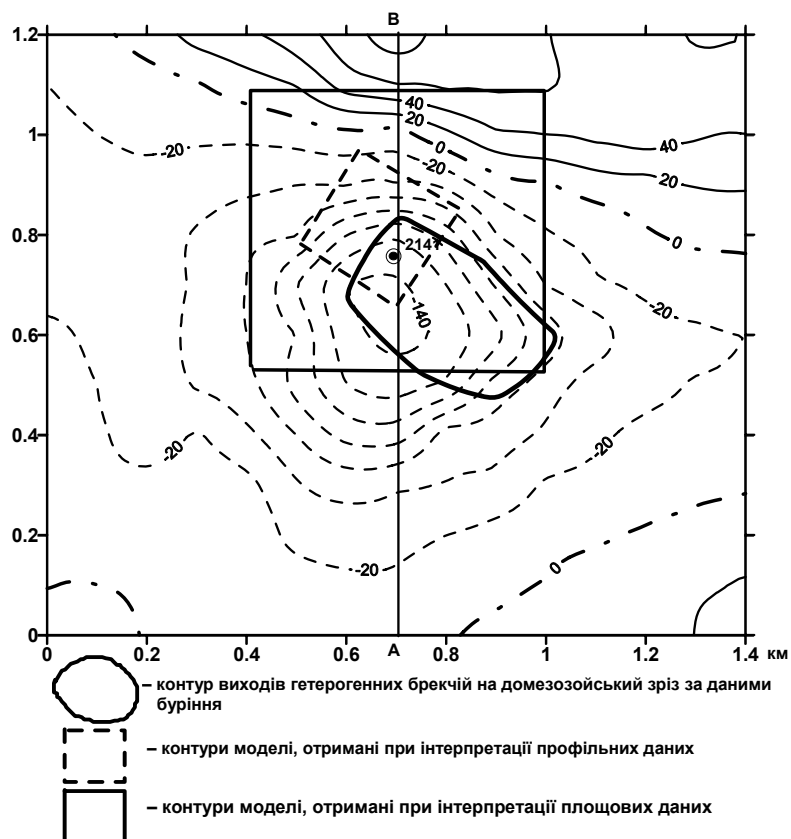


Рис. 1. Інтерпретація магнітної аномалії (Яцковичи) методом порівняння з оптимізацією

Таблиця 1. Результати буріння та інтерпретації дайки (Яцковичи)

№	Модель за даними	α	h , м	H , м	$2b$, м	$2a$, м	J , А/м	I_0
1	буріння	$80^\circ-82^\circ$	3	∞	15-17	500	2.7	—
2	базового набору моделей	80°	6	179	11	11	6.8	60°
3	оптимізації	80°	3	300	9	469	3.2	86°

Рис. 2. Карта ізодинам ΔT та контури модельних тіл Чарторійської аномалії

Чарторійська магнітна аномалія розбурена свердловиною 2191 до глибини 1194,5 м. За даними буріння виявлений наступний розріз: 6 м – пісок дрібнозернистий, 20,5 м – супіс алевритова, 26,5 м – суглинок гуму-

сований, 80 м – крейда, 84 м – мергель записований, 96 м – крейда в доломітовий товщі, 102 м – брекчія доломітова, аргілітоподібна слюди́ста, 148,5 м – брекчія піскувато-доломітова, 229 м – істотно доломітова,

251 м – піскувато-туфо-доломітова, 291,5 м – аргіліт, 317,7 м – пісковик з прошарками алевролітів, 325,9 м – базальт, 327,8 м – пісковик вулканоміктовий, 329,9 м – брекчія піскувато-туфова, 334,5 м туфоалевроліт з лінзами галечників, 336 м – шлакова брекчія, 375 м базальт дрібнозернистий, 378,7 м – туфобазальтова брекчія, 402,7 м – лавобрекчія, 416,6 м – базальт, 443,1 м – брекчія (туфи, базальти), 555,6 м – брекчія туфова, 773 м – пісковик, 876,1 м – брекчія туфо-піскувато-трапова, 931 м – зона дроблення в породах поліської серії, 1036,5 м – пісковик червоний, 1178,0 м – чергування пісковиків, аргілітів та алевролітів, 1193,5 м – крупнозернистий граніт.

На території досліджень повсюдно присутня потужна трапова товща порід, але, як видно із даних розбурювання аномалії, вона не виявлена. Натомість, в значній кількості присутні брекчіювані піскувато-

доломітизовані породи. Це, ймовірно, свідчить про те, що відбувся прорив глибинною інтрузією трапових пластоподібних утворень, які є більш магнітними, ніж інтрузивні маси. В результаті така ситуація зумовила наявність від'ємної магнітної аномалії в геомагнітному полі.

В результаті нахиленого намагнічування прорваних інтрузивними масами трапових утворень центр аномалії та епіцентр "трубки вибуху" зміщені на 80 м. З позиції вияву трубок вибуху або каналів, що підводять магматичний розчин, Чарторійська аномалія розглядається перспективною.

Результати профільного та площового варіантів інтерпретації Чарторійської магнітної аномалії (рис. 2) наведені в порівняльній таблиці 2. На рис. 3 представлено вертикальний розріз результатів тривимірної інтерпретації вздовж інтерпретаційного профілю А-В (рис. 2).

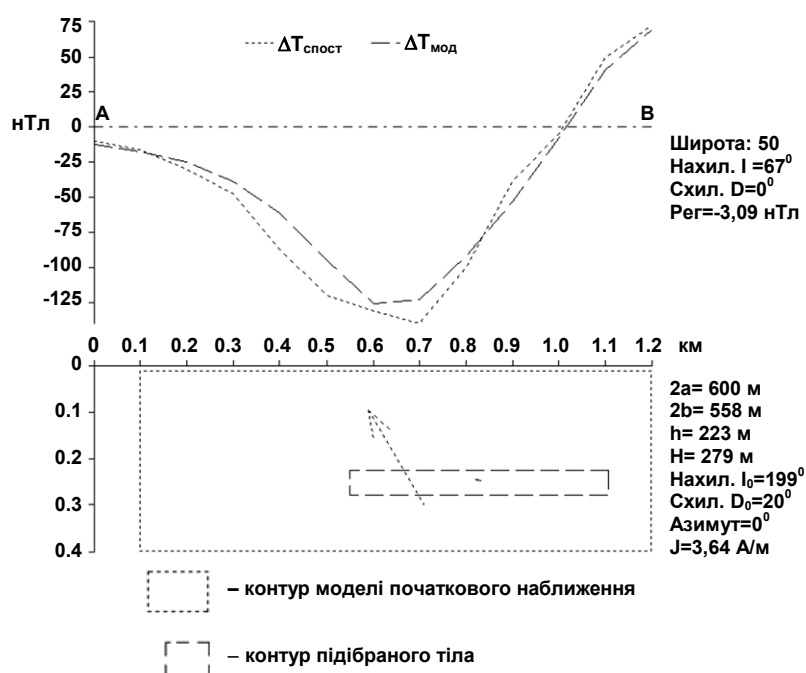


Рис. 3. Графіки ΔT спостереженого та модельного полів вздовж інтерпретаційного профілю А-В

Таблиця 2. Результати інтерпретації Чарторійської аномалії

№	Модель за даними	h , м	H , м	$2b$, м	$2a$, м	J , А/м	I_0
1	буріння	220	270	125	215	1,5–3	–
2	профільних спостережень	161	692	119	119	4,8	259°
3	площових вимірювань	229	282	556	593	4	199°

Висновок. Аналіз результатів інтерпретації свідчить про наступне. Горизонтальні розміри моделі, яка отримана при інтерпретації площових даних більші, ніж моделі, отриманої за результатами інверсії профільних даних. У випадку використання профільних даних визначення вертикальних границь джерела більш наближене до реальних. В той же час результати інтерпретації площових спостережень більш достовірні, ніж профільних при визначенні глибини джерела, але розмір, орієнтація та епіцентр моделі в плані виявилися далекі до реальних. Для проведення розбурювання найбільш важливою є інформація про глибину залягання магнітного джерела. В цьому випадку тривимірна магнітна інверсія є більш достовірною.

З виконаних досліджень можна зробити висновок, що магнітна інверсія площових даних виявила кращі результати при оцінці глибини до покрівлі (h) та підшви (H) моделі. Загалом результати інтерпретації площових спостережень більш відповідають пластовій моделі джерела поля, а профільних – штокоподібній. Це свідчить про те, що інтерпретація за даними профільних спостережень ефективна при наявності дайкових тіл, а інверсія площових даних дає більш достовірні результати у випадку пластових геологічних об'єктів.

1. Булах Е.Г. Метод подбора при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии // Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Матер. междунар. школы семинара, г. Ухта, 15-24 ноября 2000. – 2000. – С. 82–131. 2. Гришук П.І., Булах С.Г., Нурмухамедов В.Г. За-

стосування трансформацій гравімагнітного поля способом осереднення при виділенні та інтерпретації малоамплітудних аномалій // Вісник КНУ. Серія Геологія. – К., 2006. – № 38–39. – С. 34–39. 3. Гура К.А. Таблично-аналитическая интерпретация магнитных аномалий: Учебное пособие. – К., 1990. 4. Гура К.О., Гришук П.І. Інтерпретація магнітних аномалій в автоматизованому режимі: Навчальний посібник. – К., 2000. 5. Bhaskara Rao D., Ramesh Babu N. A Fortran-77 computer program for three-dimensional inversion of magnetic anomalies resulting from multiple prismatic bodies // Computers & Geosciences. – 1993. – V. 19, No 6. –

P. 781–801. 6. Bhaskara Rao D., Ramesh Babu N. A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies // Geophysics. – 1991. – V. 56, No 11. – P. 1729–1737. 7. Darracott B+W. On the choice of a "2D" or "3D" model in gravity interpretation // Geoexploration. – 14. – P. 143–146. 8. Li Y., Oldenburg D. W. 3-D inversion magnetic data // Geophysics. – 1996. – V. 61, No. 2. – P. 394–408. 9. Marquardt D.W. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters // Jour. Soc. Indust. Appl. Math. – 1963. – V. 11, No 2. – P. 431–441.

Надійшла до редколегії 27.09.07

УДК 550.83-1029.12

О. Меньшов, асп.,
Р. Хоменко, асп.,

А. Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук, доц.

МОЖЛИВОСТІ ПЕДОМАГНІТНОЇ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ТА МОДЕЛЮВАННЯ ДЛЯ ПІДВИЩЕННЯ ЕФЕКТИВНОСТІ МАГНІТОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Розглянуто особливості застосування інформації про магнетизм ґрунтового покриву при детальних магнітометричних дослідженнях та педомагнітному моделюванні. Наведено приклади розподілів досліджених магнітних та магнітометричних параметрів у ґрунтовому покриві, перші результати педомагнітного моделювання.

The peculiarity of using the information about soil magnetism under detailed magnetometry investigations and pedomagnetic modeling is considered. The examples of the distributions of the investigated magnetic and magnetometric parameters in soils, the first results of the pedomagnetic modeling are described.

Вступ. З точки зору свого розвитку та еволюції, дослідження магнетизму ґрунтового покриву (педомагнетизму), які проводяться авторами даної статті, пройшли декілька етапів. Проте, одним із лейтмотивів (про що йшлося у відповідних публікаціях [6, 7]) завжди була теза про можливість та необхідність використання педомагнітної інформації для розв'язання саме геологічних задач. Загальна концепція формування та становлення, а також перспективи швидкого розвитку геофізики педосфери, аналізуються в роботі А. Сухоради [2]. Повертаючись до геолого-геофізичного значення вивчення педомагнетизму, перш за все, слід сказати про значимість магнетизму ґрунтового покриву в ряді ґрунтово-ландшафтних та геологічних ситуацій на території України, а отже і про доцільність його врахування при ультраточних магнітних зйомках. Зокрема, в цілому ряді випадків локальне аномальне магнітне поле може більшою мірою формуватися ландшафтом, який адекватно ілюструється відповідним ґрунтовым покривом.

Зауважимо також і домінуюче місце фахівців геофізиків у створенні нового наукового напрямку – геофізики педосфери у формі синтезу власне геофізичної науки з іншими науками (екологія, географія, ґрунтознавство, біологія і т.д.). Відомий факт, що основною задачею геології є виконання розвідувальних, пошукових, картувальних та інших робіт. Таким чином, у даній публікації представлено спробу вперше системно розглянути магнітні властивості ґрунтового покриву на прикладі обраної дослідної ділянки, охарактеризувати вертикальні та латеральні розподіли досліджуваних магнітних параметрів та інтегрувати отриману педомагнітну інформацію в результати дослідження локального аномального магнітного поля даної території, а відтак провести педомагнітне моделювання та виконати педомагнітну інтерпретацію отриманих результатів. Така робота є новою, адже навіть зі світової практики нам відомі лише роботи з вивчення педомагнітних властивостей [4], окремо з магнітометрії ґрунтового покриву [5], проте поставлена в даній статті інтегральна задача ніколи не розв'язувалася.

Методика робіт. Основними магнітними параметрами, що використовувалися нами, є: магнітна сприйнятливість χ (або індуктивна намагніченість J_i), природна залишкова намагніченість J_n , фактор Q , сумарна намагніченість J_Σ та ефективна намагніченість J_{ef} . Останні два види намагніченості ґрунтового покриву частково описані нами в роботах [3, 8]. Зазначені параметри ви-

мірювалися в лабораторних та польових умовах за допомогою лабораторного астатичного магнітометра LAM-24, лабораторного капамістка KLY-2, двочастотного вимірювача магнітної сприйнятливості MS-2, польових капаметрів ПІМВ-2 та КТ-5. Для вимірювання магнітної індукції використано оригінальну установку (розробка СКДБ КНУТШ) на базі магнітометра М-33 (базова конфігурація представлена реєструючим датчиком та перетворювачем магнітне поле-частота), при одночасній реєстрації двома датчиками із використанням двоканального частотомира та записом на переносний персональний комп'ютер. Точність одиничного виміру приладу становить $\pm 0,02$ нТл, середня квадратична похибка зйомки $\pm 0,4$ нТл. Дискретність вимірювань – 5 вимірів за 1 секунду. Профільна зйомка виконувалась при постійному переміщенні датчиків у просторі (динамічна реєстрація), де одиничний вимір є інтегральним представленням значень магнітного поля за час реєстрації. При дискретності порядку 5 вимірів за 1 секунду та швидкості переміщення оператора з блоком реєструючих датчиків порядку 3,5 км/год, відстань між центрами зон реєстрації становить близько 0,2 м. Вихідними даними є три значення: значення повного вектора магнітного поля B на висотах 0,25 та 0,75 м при базі 0,5 м та різниця вимірів G_v , розрахована математично шляхом перерахунку на одиницю відстані між датчиками нТл/м. Як магнітоваріаційну станцію (МВС) використано магнітометр М-33 з дискретністю вимірів 1 вимір за 15 с та точністю 0,1 нТл. МВС розміщувалась на відстані близько 200 м від центру профілю.

Об'єкт дослідження. Дослідна ділянка "Горобії" є частиною Східного лісостепового агрогеофізичного станіонару [1]. Вона характеризується переважно сірим лісовим типом ґрунтового покриву, розташовується на околиці лісового масиву. Було досліджено розподіл магнітних параметрів та проведено магнітометричні дослідження вздовж ґрунтової катени (гіпсометрію наведено на рис. 1), що бере свій початок у лісі, проходить через схил, який представлений необроблюваним сільськогосподарським угіддям, перетинає балку і через сільськогосподарські поля (оброблювані та необроблювані впродовж кількох років) виходить на вододільну ділянку ландшафту. Така будова перетину дає можливість прослідкувати зміну педомагнетизму в усіх фаціях ландшафту, характерних їм типам ґрунтового покриву, прослідкувати характерні зміни досліджуваних величин при переходах між різними фаціями ґрунтової катени.

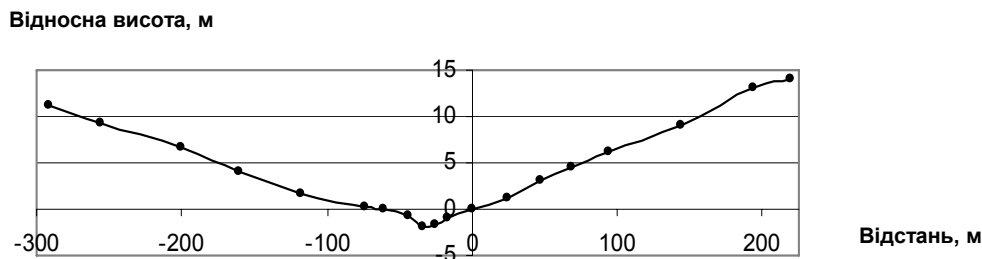


Рис. 1. Гіпсометричний профіль дослідної ділянки "Горобії"

Отримані результати. Спершу зупинимося на аналізі отриманої *педомагнітної інформації*. На рис. 2 представлено відповідні розподіли магнітних параметрів (об'ємної магнітної сприйнятливості, яка вимірювалася в польових умовах, та сумарної намагніченості) вздовж зазначеної катени. Як видно з даного рисунку, на обох кривих чітко спостерігається кореляційний зв'язок між магнітними властивостями та ландшафтною будовою території. При виході з лісу на прилісову сільськогосподарську територію обидва магнітні параметри ростуть. Далі йде відносно поступовий спад величин з фіксацією мінімумів у балці ($\chi=0,15\text{--}0,18\cdot 10^{-3}$ од. СІ, $J_{\Sigma}=2\text{--}4\cdot 10^{-3}$ А/м), де ґрунтовий покрив змінюється на лучний та лучно-болотний. Далі спостерігається зворотна картина, а максимальні значення відмічаються на вододільній ділянці території ($\chi=0,50\cdot 10^{-3}$ од. СІ, $J_{\Sigma}=12\cdot 10^{-3}$ А/м). Локальні максимуми та мінімуми обох кривих також пов'язані з переходами між різними фаціями катени, наприклад, оброблюване-необроблюване сільськогосподарське угіддя. Крім того, існує й ряд розбіжностей у поведінці магнітної сприйнятливості та сумарної намагніченості. Ця обставина пояснюється в першу чергу внеском до сумарної намагніченості природної залишкової компоненти. При цьому для фактору Q, хоча він і знаходиться в околі 1, проте відмічаються значення як нижче, так і вище 1.

Крім того, отримано результати вертикальних розподілів сумарної намагніченості для ґрунтів вздовж однієї ґрунтової катени. В усіх випадках найвищі значення сумарної намагніченості притаманні наявному в даних ґрунтових профілях ілювіальному горизонту I (J_{Σ} досягає $15\text{--}20\cdot 10^{-3}$ А/м), що пояснюється процесом вмивання носія магнетизму в даних ґрунтах у структуру даного генетичного горизонту. Сумарна намагніченість підстилаючої породи фактично є незначна, близько $4\text{--}6\cdot 10^{-3}$ А/м. Верхні гумусні горизонти типу Н не є найбільш магнітними (як у багатьох інших випадках для ґрунтових покривів України), а їх сумарна намагніченість лежить в околі $10\text{--}15\cdot 10^{-3}$ А/м для ґрунтів, що розповсюджені на плакорних та схилових частинах досліджуваної території.

Таким чином, основна для проведення педомагнітного моделювання величина ефективної намагніченості ґрунтового покриву даної ділянки, яка була обрахована нами на основі фактичного матеріалу, що викладений вище, складає: $J_{\text{ef}}=5\cdot 10^{-3}$ А/м для низовини, $J_{\text{ef}}=6\cdot 10^{-3}$ А/м для схилу, $J_{\text{ef}}=7\cdot 10^{-3}$ А/м для вододілу. Зауважимо, що це досить значимі показники для ґрунтових покривів досліджуваного типу та Лісостепової ґрунтово-кліматичної зони України.

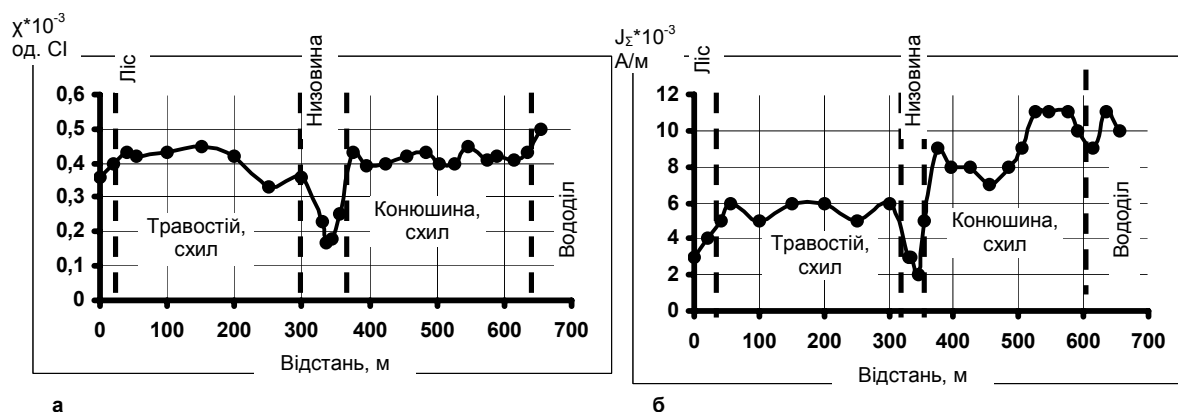


Рис. 2. Розподіл польової магнітної сприйнятливості (а) та сумарної намагніченості (б) при перетині основних форм рельєфу вздовж ґрунтознавчої катени на території дослідної ділянки "Горобії"

Результати магнітометричних досліджень. Первинна обробка включає видалення по профілю одиничних високоградієнтних відхилень для виключення впливу техногенного забруднення, врахування варіаційного впливу та перерахунок точок вимірювань у їх координати. Результати магнітометричних досліджень представлені на рис. 3. Аналіз даних дозволяє стверджувати наступне:

– Відмічається зниження значень магнітного поля при переході від вододільної частини катени до низови-

ни, що становить величини 20–25 нТл для верхнього та нижнього датчиків.

– Амплітуда зміни градієнта магнітного поля становить для верхнього датчика 10–12 нТл, для нижнього 15–18 нТл.

– Графіки ускладнені ефектом впливу (2–3 нТл для нижнього та 1–2 нТл для верхнього датчиків) слабкопротяжених приповерхневих магнітних неоднорідностей.

– Від'ємна аномалія на відстані 90–95 м від початку профілю фіксується разом зі зміною біоценозу: перехід від лісової частини на лугову з відповідною зміною ґрунтового покритву.

– За різницею відліків G_v фіксується позитивний тренд, що становить на всій протяжності профілю величину порядку 8 нТл.



Рис. 3. Графіки магнітного поля В дослідної ділянки "Горобії"

Педомагнітне моделювання. Визначення характеру впливу морфологічних особливостей території досліджень на розподіл магнітного поля неможливе без урахування окрім морфології поверхні також змін магнітних властивостей гірських порід або ґрунтового покритву вздовж латерального та вертикального напрямку. За результатами вимірювання магнітних властивостей ґрунтового покритву проведено розрахунок ефекту вер-

хньої кромки земної поверхні – верхніх гумусних генетичних горизонтів ґрунтового профілю. Як вхідні дані використано значення сумарної та ефективної намагніченості та рельєфу (нижня грань горизонтальна і має положення на рівні мінімальної висотної відмітки рельєфу). Кут намагніченості ϕ вибрано рівним 90° . Результати розрахунку ефекту наведено на рис. 4.

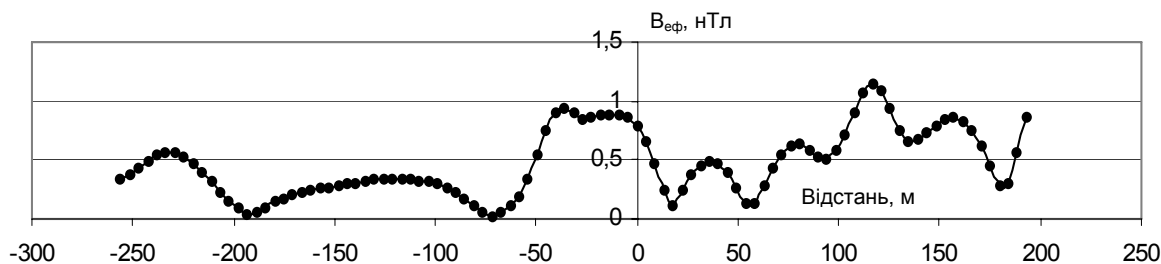


Рис. 4. Результати моделювання внеску ґрунтового покритву у формування локального аномального магнітного поля

Таким чином, за результатами моделювання можна стверджувати наступне:

– неоднорідності магнітного поля ділянки досліджень обумовлені разом з іншими факторами впливом рельєфу та власне магнітною диференціацією ґрунтового покритву;

– ефект впливу вище названих факторів становить величину 1–1,2 нТл, тому потребує врахування при проведенні інтерпретації для високочотних магнітометричних досліджень;

– ефективність урахування впливу вище названих факторів контролюється рівнем дискретності визначення вхідних параметрів при моделюванні і прямо пропорційно залежить від них.

Висновки. За результатами педомагнітного моделювання на прикладі дослідної ділянки "Горобії" доводиться загальна необхідність проведення педомагнітних досліджень для врахування внеску ґрунтового покритву у формування локального аномального магнітного поля. Для сірого лісового ґрунтового покритву такий внесок може досягати 1,5 нТл, що є значимою величиною при ультрадетальних та детальних магнітних зйомках, зок-

рема, для пошуків алмазів, вуглеводнів та інших геолого-розвідувальних робіт.

1. Меньшов О.І., Сухорада А.В. Дослідження магнітних властивостей ґрунтового покритву східного лісостепового агрогеофізичного стаціонару // Вісник КНУ Тараса Шевченка. Геологія. – К., 2006. – Вип. 38. – С. 39–42.
2. Сухорада А.В. Геофізика педосфери 2007. Бажані напрямки розвитку // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. VIII Міжнар. наук. конф. – К., 2007. – С. 168–170.
3. Сухорада А.В., Меньшов А.И. Суммарная и эффективная намагненность почвенного покрова Украины и ее роль в магнитных съемках будущего // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2005. – С. 278–280.
4. Maher B. Characterisation of soils by mineral magnetic measurements // Phys Earth Planet Inter. – 1986. – 42. – P. 76–92.
5. Mathe V., Leveque F. High resolution magnetic survey for soil monitoring: detection of drainage and soil tillage effects // Earth Planet. Sci. Lett. – 2003. V. 212. – P. 241–251.
6. Menshov A., Sukhorada A. The magnetism of typomorphic Ukraine soils in connection with the increase the efficiency of the magnetometry investigations // Travaux Geophysiques: Abstracts of the 10th "Castle Meeting" New Trends in Geomagnetism Paleo, Rock and Environmental Magnetism. – 2006. V. XXVII. – P. 83.
7. Sukhorada A., Menshov A. Magnetic properties of the typical Ukraine soils. Results of the investigations // Journal of the Balkan Geophysical Society. – 2005. – V. 8. – P. 533–537.
8. Sukhorada A., Menshov A. Summary magnetization of the typical Ukraine soils // Contributions to Geophysics and Geodesy "Paleo, Rock and Environmental Magnetism 9th Castle Meeting. – 2004. – V. 34. – P. 147.

Надійшла до редколегії 04.10.07

ДОСЛІДЖЕННЯ ПРУЖНОЇ АНІЗОТРОПІЇ ДЛЯ ВИРІШЕННЯ ЗАДАЧ ТЕКТОНОФАЦІАЛЬНОГО АНАЛІЗУ

Описано новий акустичний метод текстурного аналізу полімінеральних порід на основі дослідження текстури зразків Криворіжжя.

The new acoustic method of the textural analysis of polymineral breeds on the basis of research of a structure of samples Krivorozhyya is described.

Стан проблеми. Все більший інтерес в останні роки викликають дослідження сейсмічної анізотропії земних надр. Наявність анізотропії сейсмічних хвиль свідчить про наявність у геологічних середовищах на геологічних структурних рівнях впорядкованостей різноманітної фізичної природи. Типи упорядкованості визначаються механізмом деформації геологічного середовища [1], а отже, досить вичерпну інформацію про геодинамічні процеси, що відбувалися та відбуваються у земній корі та її надрах, можна отримати за результатами досліджень азимутальної сейсмічної анізотропії різних типів хвиль.

Значну роль у сучасних геофізичних дослідженнях відіграють задачі прогнозування геологічного розрізу при пошуках корисних копалин (в першу чергу нафти і газу), глибинних дослідженнях і моніторингу екологічного стану геологічного середовища. Для їх розв'язку великого значення набуває інформація, що отримана при ультразвукових дослідженнях керну глибоких і надглибоких свердловин в комплексі з сучасними петрографічними методами досліджень.

Для дослідження дислокаційної тектоніки застосовують методи структурного і тектонофаціального аналізу [2], в основу якого покладено кількісні ознаки деформацій та текстурно-структурні і мінеральні зміни порід, які супроводжують ці деформації.

Тектонічні деформації гірських порід проявляються у орієнтації кристалографічних осей мінералів, у видовженні або сплюснуванні породоутворюючих мінералів та формуванні макро- і мікротріщин, які залежать від інтенсивності деформацій і термодинамічних умов (температури, напруженого стану).

Існує закономірна відповідність між структурою, складом і ступенем деформації. Автором розглядаються можливості застосування сейсмоакустичного інваріантно-поляризаційного методу для текстурного аналізу деформацій гірських порід.

У квазіоднорідному анізотропному середовищі спостерігаються достатньо інтенсивні ефекти акустичного двопроменевого заломлення. Через те, що особливі напрямки в квазіоднорідних середовищах визначити важко, а при вимірах необхідно використовувати імпульси великої тривалості, то задача виміру фазових ефективних квазіпоперечних хвиль вважається особливо важкою.

Методика. Розроблена методика петроакустичних досліджень дає можливість отримувати вичерпну інформацію про анізотропію пружних хвиль у гірських породах, визначати пружну симетрію та текстуру порід. Ця інформація особливо важлива при інтерпретації геофізичної інформації, отриманої при дослідженнях порід на значних глибинах та в складних геологічних умовах, зокрема, для тектонофаціальних досліджень метаморфічних порід, та розглядається на прикладі Криворізької надглибокої свердловини та свердловин її полігону.

Методика таких досліджень включає в себе три блоки: експериментальні вимірювання швидкостей квазіповздовжніх і квазіпоперечних хвиль, обробка і інтерпретація отриманих результатів та математичне моделю-

вання анізотропії ефективних акустичних і пружних властивостей метаморфічних деформованих гірських порід з урахуванням даних петрографічних і електро-нно-мікроскопічних досліджень.

Методика експериментальних вимірювань швидкостей.

З штуфа гірської породи на каменерізному верстаті виготовляється зразок. Форма зразка залежить від характеру анізотропності породи, що досліджується.

1. У випадку, коли геологічне середовище можна прийняти як ізотропне, достатньо проводити вимірювання швидкостей повздовжньої та поперечних хвиль в одному напрямку, форма зразка має бути циліндричною.

2. У випадку, коли група симетрії породи описується кубічною симетрією, проводяться вимірювання у трьох взаємноортогональних напрямках і форма зразка рекомендується у вигляді кубу або трьох циліндрів вздовж трьох взаємноортогональних напрямків.

3. У решті випадків, коли тип симетрії нижчий або невідомий, геологічне середовище можна вважати анізотропним і зразок виготовляють у вигляді куборомбо-додекаедру.

Досліджені зразки метаморфічних порід Криворізької надглибокої свердловини та її полігону були представлені саме куборомбододекаедрами. Грані зразків були пришліфовані на паралельність не гірше 0.024 мм. Якщо площина зразка орієнтована при відборі в польових умовах, то виготовлення його здійснювалося відповідно до географічної системи координат. Звичайно приймається така орієнтація робочої системи координат: X'_1 – на географічну "північ", X'_2 – на "схід". Система координат права, виходячи з чого і вибирається напрямком координатної осі X'_3 .

При відборі зразка із керну свердловини для подальшого порівняльного аналізу результатів досліджень усіх сейсмоакустичних методів (сейсмозв'язки, ВСП, ГДС та петрофізики), зразок виготовлявся перпендикулярно та вздовж осі свердловини.

Ультразвукова апаратура для вимірів швидкості забезпечує формування достатнього широкого набору частот заповнення і тривалості акустичних імпульсів, що застосовуються при вимірюваннях. Діапазон частот заповнення імпульсів від 0,25 МГц до 1,6 МГц забезпечив успішне дослідження фазових швидкостей на зразках практично будь-яких генетичних типів гірських порід (рис. 1 а).

Ефективна фазова швидкість поширення пружної хвилі v^* обчислювалася за формулою:
$$v^* = \frac{l}{2(t - t_0)}$$

l – довжина зразка; t_0 – час поширення ультразвукової хвилі в затримках; t – час поширення ультразвукової хвилі при наявності між затримками зразка. Оцінка точності вимірювання фазових швидкостей імпульсно-фазовим ультразвуковим методом здійснювалася у двох напрямках:

1. кількісна оцінка систематичних похибок;
2. кількісна оцінка випадкових похибок.

Для оцінки систематичних похибок використовувалася атестований стандарт-еталон, виготовлений зі сталі. Систематична похибка обчислювалася за формулою:

$$\varepsilon_c = \pm \sqrt{\frac{\sum (v_i^{(l)} - v_i^{(c)})^2}{2n}},$$

де $v_i^{(l)}$ – фазова швидкість вимірювання стандарту в лабораторії; $v_i^{(c)}$ – номінальна фазова швидкість стандарту.

Систематична похибка оцінювалася мінімум двічі на день: перед початком та при завершенні робіт, а іноді і більше, залежно від кількості вимірюваних зразків з метою перевірки нормальної роботи сейсмоакустичної установки.

Для оцінки випадкових похибок використовуються контрольні (повторні) вимірювання фазових швидкостей на одних і тих самих зразках. Ця похибка обчислюється за формулою:

$$\varepsilon_e = \pm \sqrt{\frac{\sum (v_i^{(l)} - v_i^{(k)})^2}{2n}},$$

де $v_i^{(l)}$ – первинні вимірювання швидкості; $v_i^{(k)}$ – контрольні вимірювання швидкості.

Систематична похибка, що оцінювалася за результатами багатоденних спостережень, складала досить незначну величину як для повздовжніх, так і для поперечних хвиль. Для повздовжніх хвиль ця величина складала ± 16 м/с, а для поперечних – ± 26 м/с, що у відносному плані відповідно складає 0.26 % для повздовжніх хвиль і 0.61 % – для поперечних хвиль. Загалом систематична похибка була оцінена за 124 незалежними спостереженнями.

Оцінка випадкових похибок була здійснена незалежно по 31 зразку Криворізької надглибокої свердловини і по 1-2 зразкам кожної свердловини полігону. Загалом ця оцінка була отримана за результатами обстежень 44 зразків. Майже на всіх зразках, крім тих, яким притаманна висока тріщинуватість, була досягнута необхідна точність вимірювань. Так, для повздовжніх хвиль оцінка випадкової похибки коливається від ± 0.022 км/с для зразка амфіболіту КНГС-8 до ± 0.193 км/с для зразка сланцю зі свердловини 16883 полігону. У відносному плані це відхилення змінюється від 0.23 % до 2.41 % для повздовжніх хвиль. Майже аналогічні результати спостерігаються при оцінці випадкової похибки для поперечних хвиль. Ця похибка по виміряним зразкам розташовувалася у інтервалі від ± 0.019 км/с до ± 0.091 км/с, що у відносному плані склало область від 0.18 % до 2.32 %.

Обробка і інтерпретація результатів петроакустичних досліджень.

Розроблено алгоритм і програму інверсії азимутальної залежності квазіповздовжніх і квазіпоперечних

швидкостей розповсюдження у функцію розподілу орієнтації мінералів і мікротріщин.

На цьому етапі проводилося визначення акустичних констант [1], яке має важливе значення для розв'язання цілого ряду задач:

1. вибору стандартної акустичної системи координат,
2. визначення підсистеми симетрії,
3. обґрунтування методики урівноваження фазових швидкостей і т.п.

Для згладжування флюктуаційної складової ефективною фазовою швидкості, яка обумовлена недосконалістю текстур гірських порід, застосовується інваріантно-поляризаційний метод [1]. У його основу покладено, що згортка акустичного тензору μ_i є інваріантом. Тобто, в будь-яких трьох взаємно ортогональних напрямках хвильової нормалі сума квадратів фазових швидкостей ізонормальних хвиль є постійною величиною. Ця фундаментальна властивість будь-якого анізотропного середовища використовувалася для урівноваження ефективних фазових швидкостей у робочих системах координат куборомбододекаедру [1]. В подальшому обчислювалася величина коефіцієнту відносної середньоквадратичної акустичної анізотропії (A_μ), що визначалася як міра відхилення акустичних констант анізотропної текстури від найближчої до неї ізотропної текстури.

Співставлення власних значень з урахуванням їх довірчих меж дозволяє стверджувати, що симетрія акустичного тензора досліджених зразків метаморфічних порід є не вищою ромбічної.

Здійснено аналіз параметрів акустичного еліпсоїду: акустичної лінійності $La = \mu_0 / \mu_m$ і акустичної сланцюватості $Sa = \mu_m / \mu_p$ (тут μ_0 , μ_m , μ_p – відповідно найбільше, проміжне і найменше власні значення акустичного тензору). Графік залежності $La = f(Sa)$ (рис. 1 б) характеризує ступінь упорядкованості елементів текстури породи уздовж окремих напрямків (акустична лінійність) або розміщення на площині (акустична сланцюватість).

На наступному етапі обчислювалася усереднена (регулярна) складова $\langle C_{mn} \rangle$ ефективного тензору пружних сталей, яка дає оцінку дисперсії згладженої флюктуаційної складової.

Проведено аналіз параметрів анізотропії, їх азимутальна залежність представляється у вигляді стереопроєкцій ізоліній (рис. 1 в) значень параметрів: фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі, різниці між "швидкою" й "повільною" квазіпоперечними хвилями, кута відхилення вектора пружних зміщень і векторів променевих швидкостей від напрямку хвильової нормалі, диференціального коефіцієнту анізотропії.

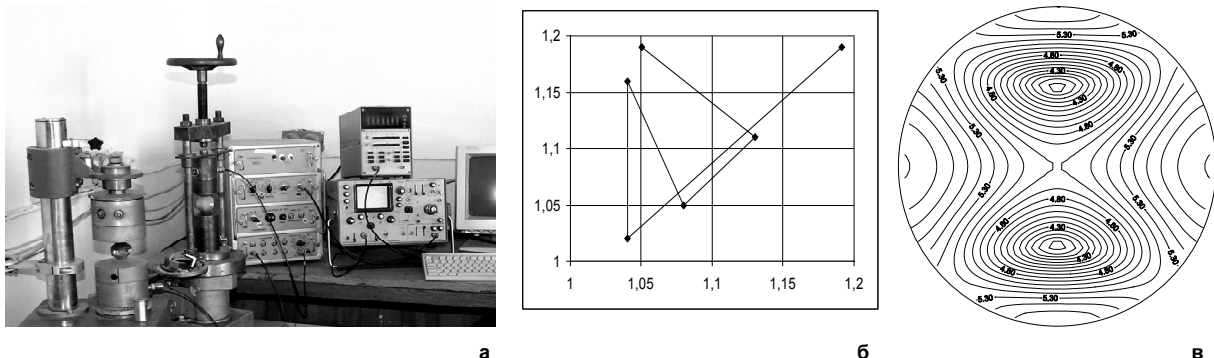


Рис. 1. Етапи тектонофоціального аналізу за акустичними даними:
а – установка ультразвукових вимірювань зразків; б – діаграма параметрів акустичного еліпсоїду текстур метаморфічних порід керну Криворізької надглибокої свердловини;
в – стереопроєкція вказівних поверхонь фазової швидкості квазіповздовжньої хвилі амфіболіту

За даною методикою отримано експериментальні дані про пружні сталі зразків метаморфічних порід Криворізької надглибокої свердловини, вони дозволяють зробити певні висновки відносно пружної симетрії порід, які відібрані зі значних глибин. Серед порід Криворізької надглибокої свердловини були розглянуті кристалічні сланці, залізисті кварцити, амфіболіти, плагіограніти і плагіомігматити, гнейси. Текстури досліджених порід відносяться до класу планальних і аксіальних текстур моноклінальної, тетрагональної та ромбічної симетрії.

Математичне моделювання анізотропії ефективних акустичних і пружних сталей.

Оцінка впливу тектонічних деформацій на анізотропію акустичних і пружних властивостей метаморфічних порід Кривбасу здійснювалася за результатами математичного моделювання ефективних пружних постійних гірських порід із використанням багатокомпонентної моделі, яка була максимально наближена до будови реальних текстур метаморфічних порід. Розроблено алгоритм і програму математичного моделювання, що дозволяє визначати вплив на ефективні акустичні і пружні сталі гірських порід кристалографічної орієнтації мінералів, просторової орієнтації зерен мінералів по формі та орієнтації мікротріщин. При розв'язку поставленої задачі застосовувався метод умовних моментних функцій із використанням розрахункової схеми Морі-Танака. Для чисельних розрахунків алгебраїчних компонент тензора $M_{\alpha\beta kl}$ у ромбічному наближенні застосовувалося чисельне інтегрування методом Гаусса.

Багатокомпонентна модель текстури деформованої текстури гірської породи представляла собою матричну модель (твердий скелет) із орієнтованими включеннями

у вигляді сфероїдів різного формату $\alpha = \frac{c}{a}$ (тут c , a

– коротка і довга осі сфероїду). Кристалографічні осі сфероїдальних зерен породоутворюючих мінералів були орієнтовані вздовж осей сфероїду. Мікротріщини моделювалися сфероїдами формату $\alpha = 10^{-3} \div 10^{-4}$. Це забезпечує можливість моделювання практично всіх типів текстур метаморфічних порід Кривбасу.

Текстурні особливості метаморфічних порід відображають термодинамічні умови та реологічні механізми дислокаційних структур Кривбасу, які формувалися, згідно з даними тектонофаціального аналізу [2], у такій послідовності:

1. в'язкі розломи катазони–мезазони;
2. в'язкі кліважні розломи вторинної мезазони;
3. субв'язкі розломи вторинної епізони;
4. крихков'язкі розломи і прирозломні складки та флексури вторинної епізони;
5. крихкі розломи.

В'язкі розломи катазони–мезазони поділяють товщу нижньопротерозойських метакременистотеригенних порід і залізистих кварцитів та метавулканічних порід основного складу, а також пізньоархейські гранітоїди сурсько-токівського та дніпровського комплексів, на яких ця товща залягає, на систему блоків-лусок.

Серед розломів даного типу за реологічним механізмом, за допомогою яких відбувалося зміщення (зсувна течія порід), виділені: кристалізаційно-сланцюваті, кліважні та комбіновані кліважно-кристалізаційно-сланцюваті.

Кристалізаційне розсланцювання у в'язких розломах супроводжувалося орієнтуванням плоских і видовжених зерен породоутворюючих мінералів та пластичною формозміною цих зерен і агрегатів, що знайшло відображення у розвитку анізотропних текстур – сланцюватих у метаосадочних та метавулканічних породах і гнейсуватих у гранітоїдах.

На відміну від кристалізаційного розсланцювання, кліважування відбувалося як односистемне в'язке сколювання у супроводі локалізованої повздовж площин сколювання перекристалізації порід. Інтенсивність кліважування та кристалізаційного розсланцювання визначається типом тектонофацій (деформаційних фацій за Є. Паталагою [3]).

Кварц є загально визнаним чутливим індикатором деформацій у метаморфічних породах завдяки його здатності до переважної кристалографічної орієнтації. При високотемпературному метаморфізмі спостерігається переважна орієнтація кристалографічної осі с кварцу у площині сланцюватості перпендикулярно лінійності, орієнтація осі с кварцу перпендикулярно сланцюватості спостерігається в умовах низькотемпературного метаморфізму.

Залежно від температурного режиму в деформованих кварцитах спостерігається формозміна зерен кварцу від сплюскування до подовження зерен кварцу при підвищенні температури.

Висновки.

У досліджених зразках порід, які неодноразово зазнавали впливу тектонічних деформацій, анізотропія викликана впорядкованістю мікротріщин і мінералів за формою та кристалографічною орієнтацією мінералів. Впорядкованість мікротріщин, яка викликана залишковими напруженнями, змінюється в межах зразка та відображає зміну локальних полів мікронапруг, які обумовлені будовою петроструктури.

Наведений метод текстурного аналізу полімінеральних порід дає можливість на основі результатів петроакустичних досліджень отримувати цінну інформацію про геологічну будову та забезпечує можливість розв'язання задач динамічного аналізу мікроорієнтувань мінералів і мікротріщин будь-яких генетичних типів текстур гірських порід.

1. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Новосибирск, 2000. 2. Лукієнко О.І. Тектонофаціальна структура Кривбасу // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2000. – Вип. 17. – С. 8–13. 3. Паталага Е.І. Тектонофаціальний аналіз складчатих сооружений фанерозоя. – М., 1985.

Надійшла до редколегії 05.09.07

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 551.243+551.253

В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
М. Лавренюк, канд. фіз.-мат. наук, асист.,
Вол. Шевчук, асп.

**КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ ТЕРМОФЛЮЇДНИХ АНОМАЛІЙ
НА НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМАЦІЙНІ СТАНИ РОЗЛОМНИХ ЗОН**

Розроблено розрахунковий геоінформаційний модуль по оцінці впливу термопружності та фазових перетворень під час гранітизації, спричиненої термофлюїдними потоками, на напружено-деформаційні стани розломних зон із диференційованою проникністю.

Calculation geoinformatic module of the thermoelasticity and a phase transformation assessment during the granitization caused by thermo fluids flows has been developed. It influences on the stress-deformation state of the fault zones with a directional permeability.

Вступ. Постановка проблеми. Корові напружено-деформаційні стани формуються під впливом багатьох силових факторів і тому завжди є результируючими певних їх комбінацій. Поряд із фоновими масовими силами гравітації та різнонаправленими, зовнішніми щодо тих чи інших корових систем, тектонічними силами, у структурах тектоно-магматичної активізації суттєвими можуть бути також сили термопружності та до певної міри пропорційні їм впливи об'ємних ефектів різноманітних фазових перетворень. До останніх слід віднести метаморфогенне мінералоутворення, метасоматичні перетворення, часткове та повне розплавлення. Такі псевдомасові сили перш за все пов'язані із температурними режимами відповідних геоструктур, регуляторами яких виступають термофлюїдні потоки. Таким чином, флюїди не лише забезпечують широку гаму речовинних перетворень (метаморфічне та метасоматичне мінералоутворення, перетворення при флюїдно-магматичній взаємодії), але й ініціюють формування достатньо потужного силового чинника, що суттєво впливає на напружено-деформаційні стани відповідних корових систем (структур). Його роль особливо значна в межах корових розломних систем (зон), котрі відзначаються відносно високою проникністю та інтенсивністю термофлюїдних потоків.

При усій очевидності невідворотного впливу названих силових чинників на еволюцію напружено-деформаційних станів та відповідне структуроутворення в межах розломних зон, з'ясування їх співвідношень у часі і просторі навіть на якісному рівні є значною проблемою, не говорячи вже про кількісні характеристики. Відповіді на такі запитання можна шукати на шляху детального і всебічного геолого-структурного вивчення доступних, у відомому сенсі, розломних зон з метою отримання якомога більш точних даних щодо параметрів самих зон та геологічних середовищ, що їх складають, етапів розвитку, реконструйованих палеотектонічних полів напружень тощо. Такі дослідження доволі складні і не завжди приводять до однозначних висновків. Саме тому вони повинні доповнюватись засобами теоретичного (математичного) моделювання полів напружень і деформацій у системах, максимально наближених до емпірично встановлених, котрі б надавали можливість аналізу на кількісній основі усіх можливих комбінацій головних силових чинників та прогнозу деформаційних (структурних) наслідків їх прояву у реальних геологічних ситуаціях.

Особливості взаємозв'язку речовинних і структурних перетворень у межах розломних зон Українського щита. Яскравим прикладом структур розломного характеру, в межах яких структуроутворення виразно поєднується із речовинними перетвореннями на фоні контрастних теплових полів, можуть слугувати міжмегаблокові розломні зони і насамперед такі, що віднесені до рангу шов-

них структур тривалого розвитку: Голованівська, Інгuleцько-Криворізька, Оріхово-Павлоградська та ін. [1]. Неодноразовий динамометаморфізм у їх межах відзначався реалізацією різних деформаційних схем та геологічних механізмів. Спільною їх особливістю є доволі інтенсивний прояв різнотипного гранітоутворення під час протерозойської тектоно-магматичної активізації, що відбувалося у відносно високотемпературних умовах у зв'язку з розвитком локальних термофлюїдних аномалій. Витримана калій-кремнієва спеціалізація флюїдів та, відповідно, характерні типи гранітів, що утворюються за їхньої участі, виступають у ролі своєрідного індикатора палео-мезопротерозойських структурно-деформаційних проявів, оскільки останні, як показують, зокрема, мікроструктурні дослідження, мають сингранітизаційний характер [4, 5]. У межах розломних зон повсюдно відзначаються специфічні структури цього етапу. Палінгенно-метасоматичне гранітоутворення супроводжується формуванням, зокрема, мігматитових і граніто-гнейсових монокліналей, часом ускладнених складчастими формами та, зрідка, невеликими магматичними діапіроїдами.

Важливо підкреслити, що навіть у випадках витриманих (регулярних) полів напружень, що характеризують палеопротерозойський етап розвитку тієї чи іншої розломної зони, постійно фіксується змінність локальних полів напружень протягом гранітизації на рівні локальних структур чи на породному рівні. Наприклад, формування субпаралельних жильних гранітоїдних тіл, завдяки стійкому розтягу в межах розломної зони або її фрагмента, може супроводжуватись неодноразовим чергуванням стиснення-розтягу та зсування в межах однієї й тієї самої жили, що фіксується деформацією та перекристалізацією послідовно виникаючих мінеральних асоціацій. Це підтверджує періодичну появу локального внутрішнього силового чинника, який асоціюється з температурним режимом та динамо-кінематичними аспектами процесів гранітоутворення. Спостереження за поведінкою (залеганням) площинних та лінійних структурно-текстурних елементів (смуристість, сланцюватість, лінійність) доводять неодноразові збурення полів напружень у межах розломних зон під час гранітизації.

Таким чином, припускається, що активізовані на етапі протерозойської тектоно-магматичної активізації розломні зони завдяки високій проникності можуть концентрувати флюїдні потоки і завдяки цьому стають ареною гранітоутворення, особливості якого певною мірою обумовлюються еволюцією напружено-деформаційних станів. Останні, за сукупністю геологічних даних, формуються за участю регіональних та локальних силових чинників. До останніх належить зміна

об'єму завдяки перманентним фазовим перетворенням в ареалах розвитку термофлюїдних аномалій.

Математичне моделювання як засіб перевірки геологічних моделей та кількісної оцінки силових факторів. Вивчення розломних зон на основі детального геологічного картування із залученням методів польової тектонофізики і петроструктурного аналізу дає змогу створити більш чи менш аргументовані геологічні моделі розвитку розломних зон, реконструювати палеотектонічні поля напружень і деформацій, що спричинили утворення відповідних структурних парагенезисів. При цьому ряд важливих аспектів таких моделей залишається гіпотетичним, а кількісні характеристики та співвідношення між силовими чинниками – невідомими. З іншого боку, геологічні дані та моделі достатні для створення теоретичних моделей та засобів наближених комп'ютерних розрахунків напружено-деформаційних станів у розломних системах у широкому діапазоні початкових і граничних умов, різних комбінацій параметрів систем та геологічних середовищ, а також силових факторів.

Задля можливості комп'ютерного моделювання напружено-деформаційних станів складних розломних зон, якісної і кількісної оцінки впливу кожного із головних силових факторів та інтегральної їх дії, створено розрахунково-аналітичну модель по численному дослідженні ролі зазначених силових чинників.

При побудові фізичної і математичної моделей та розрахунках на основі алгоритмічної схеми математичної моделі до уваги брались наступні зведені фактори:

1. геометричні параметри системи, що моделюється (розломної зони): лінійні розміри системи та її фрагментів, проникних для флюїдних потоків;

2. дія гравітаційного поля Землі;

3. стаціонарний розподіл температур у межах системи та стабілізоване аномальне теплове поле, викликане термофлюїдним потоком певної інтенсивності з обрахуванням температурних градієнтів у межах системи;

4. зведений тип геологічного середовища (породно-го комплексу) із притаманними йому термомеханічними характеристиками – модулем Юнга, коефіцієнтом Пуассона, коефіцієнтом лінійного розширення, густиною, межею текучості та міцності;

5. граничні умови на межах обраної системи у вертикальному чи горизонтальному її перерізі (по переміщеннях чи напруженнях): верхня межа (денна поверхня) обиралась вільною від напружень, на бічних обмеженнях передбачена можливість аналізу умов вільного проковзування, защемлення або дії сил додаткового стиснення-розтягу та зсування, на нижній межі – також умов проковзування, защемлення та диференційованого випучування чи просідання;

6. при розрахунках передбачено можливість задавати залежності основних термомеханічних характеристик породних мас від температури (модуль Юнга, коефіцієнт лінійного розширення, межа плинності).

При побудові фізико-геологічної моделі приймаємо такі гіпотези:

1. обмежуємось розглядом скінченного масиву (системи), відкидаючи все, що знаходиться за його межами, вважаючи, що прикладені на границях масиву зусилля компенсують зовнішній вплив;

2. приймається гіпотеза суцільності матеріалу масиву;

3. приймається гіпотеза про малі деформації, що виникають внаслідок діючих силових факторів (температурного, гравітаційного тощо);

4. вважаємо поведінку матеріалу масиву термопружною (реологічний закон записується у вигляді співвідношень Дюганеля-Неймана);

5. вважаємо, що по відношенню до матеріалу масиву справедлива гіпотеза про лінійність деформацій (у співвідношеннях між переміщеннями та деформаціями нехтуємо членами вище першого порядку).

На основі розглянутої фізичної моделі в рамках лінійної термопружності побудовано математичну модель означеної системи.

У рамках цієї моделі напружено-деформаційний стан системи описується як термопружнопластична рівновага ізотропної матриці під дією прикладених до неї масових (гравітаційне поле Землі) неоднорідного стаціонарного поля температури та поверхневих зусиль. Крім того, вважається, що модуль Юнга у кожній точці матриці залежить від температури.

Поле переміщень описується системою диференціальних рівнянь Ляме в частинних похідних разом із граничними умовами по переміщеннях чи напруженнях.

Застосовуючи одержані на основі теореми взаємності робіт співвідношення Сомільяно та використовуючи граничні властивості потенціалів простого та подвійного шару, записуємо систему гранично-контактних рівнянь. Для розв'язання одержаної системи рівнянь застосовується модифікація прямого методу граничних елементів, що використовує ітераційну схему для врахування пружної поведінки неоднорідного за розподілом температури масиву. Ітераційний процес зводиться до розв'язання послідовності пружних задач для однорідного масиву, де всі неоднорідності механічних характеристик, спричинені неоднорідним полем температури, враховуються як псевдомасові сили, що входять у рівняння рівноваги. Пластична задача розв'язується на основі методу пружних розв'язків у рамках теорії малих пружнопластичних деформацій, що також приводить до побудови ітераційного процесу на кожному ітераційному кроці для розв'язання задачі термопружнопластичної рівноваги вибраного масиву.

У модифікованому методі граничних елементів для невідомих густин потенціалів застосовано двовимірну апроксимацію, котра дає змогу визначати з розв'язків граничних інтегральних рівнянь одночасно всі складові тензора напружень у межах масиву. В результаті одержується система лінійних алгебраїчних рівнянь, для замикання якої до рівнянь, одержаних на основі дискретизації гранично-контактних рівнянь, додаються граничні умови та умови неперервності переміщень на дискретизованій границі розглядуваного масиву.

На основі цієї моделі побудовано численно-аналітичний алгоритм розв'язання задачі в математичній постановці, який спирається на модифікований ітераційний метод граничних елементів. Цей метод було вибрано для розв'язання задачі як найбільш ефективний та доцільний для даного класу задач, такий, що забезпечує високу ефективність (порівняно з методами скінченних елементів) та точність розв'язків (порівняно з методами скінченних різниць).

На основі побудованої алгоритмічної схеми розроблено розрахунковий геоінформаційний модуль по кількісній оцінці термогравітаційних процесів, що відбуваються в гірських масивах, зі зручною графічною оболонкою, із гнучкою системою настройок для розв'язання розглядуваного класу задач, з візуалізацією одержаних результатів обчислень, можливістю збереження одержаних результатів розрахунків для їх подальшого використання. Зорема, розроблена програма дозволяє:

- розраховувати всі компоненти напружено-деформованого стану в кожній точці розглядуваного масиву для пружної постановки задачі;

– виконувати три- та двовимірну візуалізацію одержаних результатів розрахунку напружено-деформованого стану;

– створювати банк даних по задачах розглядуваної проблематики, зберігаючи одержані результати розрахунків для подальшого проведення розгорнутого аналізу накопичених даних. Крім того, на основі одержаних розрахункових величин, для наочності та зрозумілості, в програмі Matlab виконується візуалізація полів інтенсивностей деформацій та дотичних напружень, головних напружень, кутів повороту головних осей у формі ізоліній та векторного поля.

Розроблений модуль дозволяє у режимі моделювання обраховувати поля напружень, що формуються в межах розломних зон із диференційованою проникністю під впливом сил гравітації, термопружності і різноспрямованих тектонічних сил та прогнозувати викликані ними деформаційні процеси і геометричні співвідношення між віртуальними структурно-текстурними елементами.

Важливим вхідним параметром модуля є розподіл температур у поперечному січенні розломної зони, викликаний аномальним термофлюїдним потоком. Цей розподіл обраховується за допомогою раніше створеної комп'ютерної програми [2, 3]. Вона базується на розв'язковій динамічній задачі теплопровідності в умовах комбінації флюїдно-конвективного і кондуктивного тепло-

переносу, використовує як вхідні параметри теплові характеристики геологічних середовищ та термофлюїдних потоків і дозволяє розраховувати теплові поля та час їхньої стабілізації при тих чи інших початкових і граничних умовах.

Висновки. На основі детальних геологічних досліджень розломних зон Українського щита, активізованих на етапі протерозойської тектоно-магматичної активізації, розроблено геолого-фізичну та математичну моделі розломної зони і створено розрахунковий модуль, який дозволяє обраховувати напружено-деформаційні стани та кількісно оцінювати роль різних силових чинників, зокрема, термопружності та фазових перетворень під час гранітизації.

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К., 2005. 2. Шевчук В.В., Лихачев В.В. Математическая модель поля напряжений, вызванного тепловой аномалией в упругой среде // Геофиз. журнал. – 1996. – Т. 18, № 6. – С. 74–80. 3. Шевчук В.В., Кузь І.С., Лихачев В.В., Шевчук В.В. Особливості інверсійних корових полів напружень за даними математичного моделювання // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1997. – Вип. 13. – С. 24–27. 4. Шевчук В.В., Шевчук В.В. Особливості докембрійського і фанерозойського граніто-гнейсового структуроутворення // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – Вип. 37. – С. 4–6. 5. Шевчук В.В. Петроструктурні особливості синдеформаційних метасоматитів Тальнівської зони розломів // Сучасні напрямки геологічної науки: 36 наук. праць ІГН НАН України. – К., 2006. – С. 55–61.

Надійшла до редколегії 01.10.07

УДК 912:681.518

В. Мокієнко, асист.,
О. Кошляков, канд. геол.-мінералог. наук, доц.

ДО ПИТАННЯ ПОБУДОВИ ГЕОІНФОРМАЦІЙНИХ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ МОДЕЛЕЙ

Викладено підхід до створення геоінформаційної гідрогеологічної моделі, побудованої на основі детермінованого математичного моделювання гідрогеологічного об'єкту. Для створення геоінформаційної гідрогеологічної моделі використано геоінформаційні системи Mapinfo та ArcView. Об'єктом досліджень є потік ґрунтових вод лівобережної частини м. Києва.

The approach to creation of geoinformation hydro-geological model on a basis of hydro-geological determined model is stated. At creation of geoinformation hydro-geological model the geoinformation systems Mapinfo and ArcView are used. Object of research is the underground water flow on the left coast in Kiev city.

Актуальність проблеми. Застосування сучасних інформаційних технологій для оцінки стану геологічного середовища дає можливість отримати нову інформацію порівняно з традиційними методами. Зокрема, використання ГІС-технологій для оцінки стану гідродинамічних умов територій, що зазнають значного техногенного впливу, та пов'язаних з цим негативних наслідків, є актуальним при створенні систем моніторингу, оперативного отримання результатів у картографічному вигляді та застосування цих результатів при прийнятті господарських або інженерно-технічних рішень на різних рівнях управління.

Аналіз проблеми. Практичний досвід свідчить, що отримання достовірної інформації про стан потоків підземних вод лише засобами ГІС неможливе в зв'язку з відсутністю відповідних механізмів реалізації такої задачі. Разом з потужними засобами відображення різноманітної інформації у вигляді векторних і растрових карт, безпосередньо в ГІС відсутній апарат детермінованого математичного моделювання геофільтрації. Крім того, запропоновані розробниками ГІС методи інтерполяції або апроксимації поверхонь не враховують фізичну природу руху підземних вод. Для розв'язання існуючої проблеми, на думку авторів, доцільно поєднати методику детермінованого гідрогеологічного моделювання фільтраційних процесів та можливості ГІС-технологій для оцінки стану гідродинамічних умов територій, що зазнають значного техногенного впливу [2, 3].

Методика та результати досліджень. Для ґрунтових вод лівобережної частини м. Києва на основі створеної геофільтраційної моделі та використання засобів ГІС Mapinfo і ArcView побудовано оригінальну геоінформаційну гідрогеологічну модель об'єкту. За допомогою згаданої геоінформаційної моделі отримано нові дані про стан ґрунтових вод території.

Безпосередньо об'єктом досліджень є наступні водоносні горизонти, що розповсюджені в межах лівобережної частини м. Києва [1]:

– водоносний горизонт в алювіальних відкладах голоцену, приурочений до заплав та днищ балок, що представлений різнозернистими пісками, супісками, суглинками, потужністю до 10 м;

– водоносний горизонт в алювіальних відкладах верхнього неоплейстоцену першої та другої надзаплавних терас, що складений середньо-дрібнозернистими пісками з прошарками гумусованих суглинків, потужність цього водоносного горизонту складає 10–25 м;

– водоносний горизонт у відкладах канівської та бучацької серій еоцену, представлений різнозернистими пісками з прошарками алевритів та глин, потужністю 10–20 м.

Регіональним водотривким шаром на території досліджень є відклади мергелю та мергельних глин потужністю від 5 до 15 м. Потік ґрунтових вод, що формується на лівобережній частині Києва, з гідродинамічної точки зору класифікується як безнапірний, однорідно-шаруватий, напівообмежений, з межею у вигляді р. Дніпро.

© Мокієнко В., Кошляков О., 2008

Для таких умов була побудована детермінована геофільтраційна модель території досліджень за допомогою програмного комплексу гідрогеологічного моделювання PMWIN. Граничні умови моделі задані на основі гідрогеологічного розрізу території та результатів гідрологічних спостережень за режимом р. Дніпро біля Києва. Також використовувались дані спостережень за рівнем ґрунтових вод, які отримані в результаті інженерно-геологічних вишукувань з метою промислового та житлового будівництва на різні періоди часу – 1950, 1970, 1980, 2005 роки. Геофільтраційні параметри були отримані шляхом розв'язання обернених задач.

Фактично було створено чотири моделі на різні періоди часу, які відображають стан гідродинамічної системи та вплив факторів, що її формують. В зв'язку з тим, для візуалізації використовувалась цифрова картографічна база даних м. Київ масштабу 1:10 000 [4], крок сітки моделі був вибраний розміром 100х100 м, що відповідає одному сантиметру електронної растрової карти.

Побудова геофільтраційної моделі як складової частини геоінформаційної починається зі створення сітки з клітинками обраного розміру в середовищі MapInfo [5].

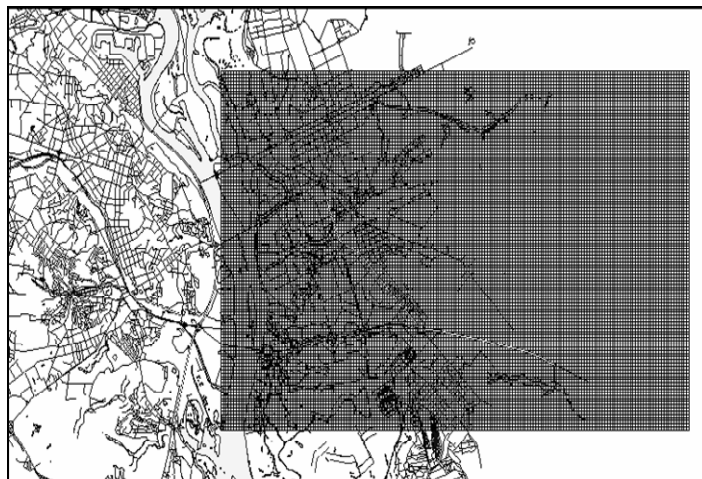


Рис. 1. Сітка гідрогеологічної моделі лівобережної частини м. Київ

Отримана сітка має розміри 150х110 клітинок і відповідно охоплює площу 15000х11000 м. Як видно з рис. 1, східний край сітки виходить за межі Києва. Це обумовлено технічними вимогами при побудові моделі напівобмеженого безнапірного потоку. Практично вся сітка була використана при моделюванні, за виключенням невеликої кількості клітинок біля північної та південної межі, де модель була обмежена по лінії току. Східна частина моделі являє собою граничну умову I роду та обмежена по береговій лінії р. Дніпро, заток та Русанівського каналу.

Наступним етапом є прив'язка точок розташування спостережних свердловин до картографічної бази даних. У подальшому ці точки використовуються для відтворення поверхні гідродинамічних напорів на відповідний момент часу.

У процесі створення детермінованої геофільтраційної моделі виникає необхідність оцінки результату моделювання шляхом порівняння з даними натурних спостережень за рівнем ґрунтових вод. Така перевірка являє собою досить трудомістку операцію, особливо при значній кількості точок спостережень. Частково автоматизувати цей процес вдалося шляхом створення комплексу макросів у середовищі Microsoft Excel та головного (керуючого) макросу. Поетапно цей процес полягає в наступному:

- з середовища PMWIN до Microsoft Excel передається матриця, що являє собою файл текстового формату з розрахованими у вузлах сітки значеннями гідродинамічного напору;
- матриця шляхом додаткової обробки набуває формату таблиці Microsoft Excel;
- з матриці вибираються значення гідродинамічного напору у точках, що відповідають точкам розташування спостережних свердловин;

– дана вибірка порівнюється з результатами натурних спостережень із заданою точністю.

При досягненні заданої точності модель вважається такою, що відтворює поверхню гідродинамічних напорів на відповідний момент часу. В процесі створення детермінованої гідрогеологічної моделі витримувалась умова співпадання розрахованої поверхні з реальною з точністю до 1м (у межах сезонних коливань гідродинамічних напорів).

Фактично результатом роботи детермінованої моделі є карта гідроізогіпс території досліджень (рис. 2). Зафарбовані чорні клітинки сітки на рисунку показують місця розташування свердловин та дренажної системи. Зафарбовані сірі клітинки відображають бічну межу потоку (р. Дніпро) та внутрішні межі (озера, струмки і т.п.) на території, що охоплена детермінованою моделлю. Темно-сірим кольором показані блоки моделі, де розрахунок не виконувався. Проте отримана в такому вигляді карта гідроізогіпс має деякі недоліки, а саме:

- немає точної прив'язки до карти;
- розрахункові значення гідродинамічного напору можна визначити з кроком, що відповідає кроку сітки моделі;
- важко оцінити гідродинамічну обстановку в необхідному місці (підприємство, житловий масив, вулиця, окремих будинків);
- складно провести порівняння отриманої поверхні із "зовнішніми" характеристиками, що не входять до набору параметрів процесу фільтрації;
- у зв'язку з відсутністю значень відміток рельєфу неможливо провести побудову карти глибин залягання ґрунтових вод;
- важко побудувати карти фільтраційних властивостей водовмісних порід та величин інфільтраційного живлення;
- неможливо виконати змістовний картографічний аналіз отриманої інформації.

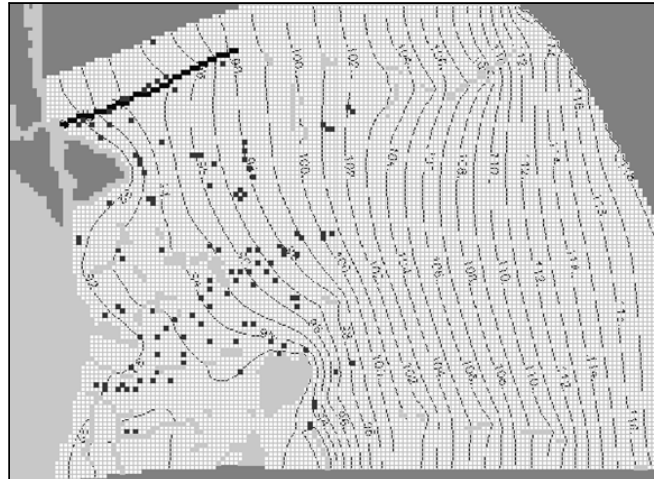


Рис. 2. Карта гідроізогіпс за результатами детермінованого моделювання лівобережної частини м. Київ на 1980 рік

Для подолання згаданих недоліків пропонується на наступному етапі створити геоінформаційну гідрогеологічну модель шляхом інтеграції результатів детермінованого моделювання в ГІС. Тут пропонується такий порядок дій:

- результат детермінованого моделювання (карта гідроізогіпс) зберігається у вигляді файлу в форматі BMP;
- за допомогою ГІС MapInfo зображення перетворюється в інформаційний шар і поєднується з картографічною базою даних (прив'язка до карти по чотирьох характерних точках);
- виконується оцифровка ізоліній та створюється новий шар, що вміщує в собі інформацію про просторове положення відтвореної поверхні підземних вод;
- за допомогою універсального транслятору MapInfo згаданий інформаційний шар перекладається з формату

MapInfo TAB у формат Esri Shape для використання в ArcView GIS [6].

У середовищі ArcView GIS даний інформаційний шар проходить наступну обробку:

- перетворення в формат TIN (Triangulation Irregular Network);
- на основі формату TIN створюється файл формату GRID (файл-сітка), де кожний складовий елемент має свій цифровий зміст.

Подібні перетворення виконуються і для інших шарів картографічної бази даних м. Київ.

Важливою особливістю GRID-файлів (так звані "теми" в середовищі ArcView GIS) є можливість їх порівняння та перетворення за допомогою Map Calculator. Результат роботи Map Calculator показаний на рис. 3.



Рис. 3. Карта глибин залягання підземних вод на території лівобережної частини м. Київ. Ліворуч р. Дніпро. Ділянки білого кольору в лівій частині карти – правий берег, острови, Русанівка, де розрахунок не проводився. Відтінки сірого кольору на лівому березі – різні глибини залягання підземних вод

Висновки. На думку авторів, геоінформаційна гідрогеологічна модель являє собою детерміновану гідрогеологічну модель, що інтегрована до середовища ГІС за допомогою комплексу засобів обробки інформації.

При цьому геоінформаційна гідрогеологічна модель набуває всіх властивостей, що характерні для середовища ГІС. Найважливішими з них є такі:

- точна географічна та координатна прив'язка завдяки використанню картографічної бази даних;
- оцінка гідрогеологічних умов на різні періоди часу та виконання прогнозів;

- отримання фактично суцільної моделі замість дискретної;

- можливість використання прийомів математико-картографічного моделювання;

- можливість побудови тримірних моделей гідрогеологічних об'єктів;

- можливість обчислення площ (наприклад, площ підтоплених територій).

При наявності побудованої детермінованої гідрогеологічної моделі та електронної картографічної бази даних певної території геоінформаційні гідрогеологічні моделі є найбільш потужним засобом для розв'язання за-

дач моніторингу небезпечних геологічних процесів, особливо в умовах значного техногенного навантаження.

1. Гідрогеологічна карта масштабу 1:200000. Київський лист. – Розробник: ПДРГП "Північгеологія". 2. Ішук О.О., Коржнев М.М., Кошляков О.Є. Просторовий аналіз і моделювання в ГІС: Навчальний посібник. – К., 2003. 3. Кошляков О.Є. Гідрогеологічне моделювання: Підручник. – К.,

2003. 4. Посібник користувача цифрової картографічної бази даних м. Києва масштабу 1:10 000. – К., 2002. 5. MapInfo Professional: Руководство пользователя / Пер. В.И. Журавлев, А.Ю. Колотов, В.А. Николаев. Электронное издание. – 2000. 6. USING ARCGIS SPATIAL ANALYST. Електронне видання. – ESRI, 2001.

Надійшла до редколегії 26.09.07

РЕЦЕНЗІЇ

М. Курило, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,
В. Михайлов, д-р геол. наук, проф.

ІСТОРІЯ, ПОДІЇ, ЛЮДИ І ГЕОЛОГІЯ (ВІДГУК НА КНИГУ І. ЛАТИША "ОТ УРАЛА ДО КАРПАТ")

У 2006 році у видавництві "Академперіодика" вийшла автобіографічна повість патріарха серед українських і російських учених, відомого геолога-рудознавця ветерана Другої світової війни 94-літнього Івана Корнійовича Латиша.

І. Латиш – один з провідних учених у галузі геології, мінералогії і геохімії благородних металів. Його фундаментальні роботи "К методике опробования на золото докембрийских конгломератов на Украине", "Атлас морфологии, структур и ассоциаций самородного золота Украины", "Самородное золото Украины", "Серебро в природе" є настільними книгами багатьох геологів і широко використовуються в практиці пошуково-знімальних і геологорозвідувальних робіт, є добрим підґрунтям для нарощування мінерально-сировинної бази України. Книга "Рудні мінерали і їх діагностика" отримала високу оцінку в Міністерстві освіти і науки України і рекомендована як базовий навчальний підручник для студентів геологічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

Книга, жанр якої краще було б визначити як науково-біографічні мемуари, написана на фактичному матеріалі з хронологічним порядком викладення подій, де в біографії автора віддзеркалена історія колишнього Радянського Союзу, України – дитинство і шкільні роки на Чернігівщині, будівництво Уральської Магнітки, становлення рудної бази Уралу, організація Уральського наукового центру АН СРСР, розвиток геологічної науки, підготовка геологічних кадрів і розширення мінерально-сировинного комплексу України.

З особливою теплою і любов'ю автор описує своє рідне село Рудівку, близьких і родичів, вчителів і односельчан, а також місцеві традиції. В цьому ж селі народився, провів дитячі і шкільні роки багаторічний завідувач кафедри мінералогії Київського національного університету імені Тараса Шевченка доцент Василь Трохимович Латиш. Цікаво і змістовно описаний більш ніж 30-річний уральський період життя вченого. Це робота на будівництві Магнітогорського комбінату і на коксохімічному заводі, навчання в Свердловському державному університеті, де він слухав лекції і працював колектором в академіка О. Ферсмана, слухав лекції з геохімії марганцю і радіоактивних елементів у академіка В. Вернадського, брав участь в експедиції по збору колекції мінералів для мінералогічного музею до XVII Міжнародного геологічного конгресу (Москва, 1937 р). І. Латиш справедливо вважає себе учнем великого О. Ферсмана, який навчив його точно відчувати і глибоко любити природу і камінь, надав йому рекомендації до аспірантури.

Працюючи в тресті "Міасзолото", автор відкрив новий тип золото-платино-паладієвих руд, засвоїв метод пробірного аналізу у професора О. Звягінцева, органі-

зував збагачувальну фабрику по вилученню ільменіту і рутилу з відходів чорних шліхів і відіслав посилку з цими мінералами до Києва професору Є. Патону для електроварювання.

Не менш значною є ще одна віха в біографії Івана Корнійовича – період Другої світової війни, який тривав 1711 днів. Як командир танку Т-34 воював на Західному і 3-му Українському фронтах, визволяв Білорусію, Бессарабію, Румунію, Болгарію, Югославію, Угорщину, Австрію. Танк його двічі горів, а танкіст був двічі поранений, але він не покидав свого полку і знову йшов у бій. Командуючому Південною групою військ Маршалу Радянського Союзу Ф. Толбухіну його охарактеризували як вольового, хороброго, ініціативного і винахідливого командира. Має 20 урядових нагород.

Одразу після війни була аспірантура в гірничо-геологічному інституті Уральського філіалу АН СРСР, дослідження титано-магнетитових руд Качканарського типу, захист кандидатської дисертації в ІГЕМ АН СРСР. Головою Вченої ради був академік Д. Щербаков, офіційним опонентом – академік А. Бетехтін, які відмітили високу якість роботи, де вперше встановлено новий тип промислового зруденіння – золото-платино-паладієвий в ортопіроксенітах і ульвошпінелі в титаномангнетитах.

Після цього протягом ряду років І. Латиш активно і творчо працював Головним ученим секретарем Уральського філіалу АН СРСР і головою Уральського мінералогічного товариства. На цей період життя вченого припадає його зустріч з І. Курчатовим, коли він був довіреною особою академіка на виборах до Верховної Ради СРСР.

Уральський період життя і творчості вченого характеризується роботою разом з видатними вченими: Президентом АН СРСР О. Карпінським і М. Келдішом, академіками В. Вернадським, О. Ферсманом, О. Заварицьким, А. Бетехтіним, І. Бардіним, людиною-легендою "Зубром" – М. Тимофєєвим-Рєсовським, членом-кореспондентом АН СРСР Л. Овчинниковим, професорами А. Криштофовичем і К. Матвєєвим. По-перше, за геологічними аспектами це дуже і дуже багато значить, по-друге, треба особливо підкреслити, що автор усю свою повість не тільки констатує факт спілкування з великими людьми, але й наводить їх основні біографічні дані, що є особливо актуальним і цінним у наш час, коли в Україні майже зовсім не видається біографічної літератури не тільки видатних учених колишнього СРСР, але й вітчизняних. А це має пряме відношення до інтелектуального виховання молодих дослідників у дусі спадкоємництва і професіоналізму.

Наприкінці опису уральського періоду свого життя І. Латиш дає коротку характеристику геологічної будови, рудних і нерудних корисних копалин Уралу і з вдя-

чністю згадує ставше для нього рідним місто – Єкатеринбург (Свердловськ).

Друга частина книги присвячена найважливішому, більш ніж 40-річному, періоду наукової діяльності автора, який пов'язаний з Національною академією наук України, де особливо яскраво проявився організаторський і дослідницький талант ученого. За короткий період ним була створена єдина в Україні лабораторія пробірного аналізу, що дозволило відкрити в надрах Українського щита і його складчастого обрамлення цілий рід рудопояв і родовищ благородних металів. Паралельно із завідуванням лабораторією, автор наполегливо працював над дослідженням благородно-металевої мінералізації магматичних порід Приазов'я, Кривбасу і Донбасу, флішових утворень Карпатського регіону. Розробки геологічних проблем слугували теоретичною основою для розвитку мінерально-сировинної бази країни, виявлення закономірностей розміщення корисних копалин.

У цій же частині монографії наводяться основи пробірного аналізу, мінералогія, геохімія, методика збагачення і переробки золотих руд, а також геологічної будови і корисних копалин Українських Карпат, детальна характеристика всіх золоторудних родовищ України і перспективи промислової золотоносності Українського щита і Донецької складчастої області.

І як справжній патріот своєї країни, вчений не міг залишити в стороні таку гостру проблему для України, як Чорнобиль – зону "духовного болю, постійної тривоги і страху за майбутнє дітей, онуків, мільйонів українців, епіцентр людської біди". У зв'язку з цим, наводиться аналогічний приклад вибуху радіоактивних відходів на комбінаті Челябінськ-40, еквівалентного за силою вибуху 10 т тринітротолуолу і активністю радіонуклідів 20 млн Ки. Автор справедливо наголошує, що сотні вибухів ядерних боєголовок, що були проведені під час випробувань атомної зброї на території колишнього СРСР, не навчили нас попереджувати небезпеку, виробити систему надійних заходів захисту цивільного населення і природи від випромінювання, і ми поступили за принципом "якщо не бачимо (тобто, радіації) – то нас не зачепить". І далі цитує попередження академіка

В. Вернадського, яке пролунало на початку XX століття: "Недалекий той час, коли людина отримає в свої руки атомну енергію, таке джерело сили, котре дає їй можливість будувати нове життя так, як вона захоче. Чи зуміє людина використати цю силу, направити її на добро, а не на самознищення? Чи готові дорослі люди до вміння використовувати ту силу, що дає їм наука? ...Учені мають відчувати свою відповідальність за наслідки своїх відкриттів" [1, с. 318–319].

Окремий розділ книги "Гімн любові" присвячений дружині вченого, дорогій людині – Ніні, безцінному скарбові його життя, яка протягом більше 60 років підтримувала його творчі починання, давала імпульси для активної роботи, була його "рабинєю і царицею, світочем і божеством, богом і любов'ю", товаришем, радником і опорою в житті. Під час війни саме її любов перемогла смерть. Гімн проникнутий сумом і горем, душевним болем за покійною дружиною.

Заключна частина повісті присвячена розкриттю секретів довголіття, яке, за словами автора, знаходиться в наших руках. Це активна, творча і цікава праця, правильний і достойний спосіб життя, щаслива сім'я, цікава і любима робота. І, звичайно, людина повинна бути щасливою.

Книга написана емоційною і в той же час доступною мовою, дуже легко і з інтересом читається, оформлена великою кількістю сімейних фотографій і фотографіями видатних людей, а також високоякісними кольоровими ілюстраціями кристалів самородного золота, геологічними картами, розрізами і схемами золоторудних родовищ.

Іван Корнійович Латиш щаливий і гордий, що він син України і живе у вільній і незалежній державі. Він прожив довге і щасливе життя, яке достойно відображене в цій прекрасній повісті. Книга має неоціненне значення для пізнання історії майбутніми поколіннями. Автор надалі продовжує творчо працювати і щиро нести людям добро.

1. Латыш И.К. От Урала до Карпат. – К., 2006.

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 43

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



Підписано до друку 10.09.08. Формат 60х84^{1/8}. Вид. № 111. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 10,0. Зам. № 28-4522.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; (38044) 239 31 58; факс (38044) 239 31 28
E-mail: vydav_polygraph@univ.kiev.ua
WWW: <http://vpc.univ.kiev.ua>