

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

For scientists, professors, aspirants and students.

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, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 08.10.08 (протокол № 3)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством інформації України. Свідоцтво про державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Киселевич Л., Кушка І. Роль конхліофауни в стратиграфічних та палеогеографічних дослідженнях палеогену платформної частини України	4
Бояріна Н., Устиновська М., Нестеровський В., Вакуленко О. Рослинні рештки девонського віку Донбасу із колекції Геологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка	6
Попова Л. <i>Paleodictyon</i> : Іхнотаксон чи фізичне явище?	8
Злобенко Д. Аспекти вчення про гірську породу як один з чинників ґрунтоутворення	10

СТРУКТУРНА ГЕОЛОГІЯ

Лукієнко О., Янченко В. Псевдоконгломерати тетерівської серії Українського щита (за даними тектонофаціальних досліджень)	13
Шевчук В. Граніто-гнейсові моноклінали у структурі Тальнівської зони розломів (Український щит)	16

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Митрохин О., Омельченко А. Петрографічні особливості та формаційна приналежність сублужних долерит-діабазових дайкових комплексів Українського та Балтійського щитів	19
---	----

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Грінченко О. Золоторудні родовища протерозойських орогенних комплексів Українського щита	23
Курило М. Рудна мінералізація і постдіагенетичні зміни осадових порід Донбасу	26

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Толстой М., Кузів Л., Костенко Н. Петрофізична характеристика гранітоїдів з метою вибору об'єктів для захоронення радіоактивних відходів у межах Волинського мегаблоку Українського щита (УЩ)	28
Криворучкіна О., Терещенко С., Байсарович І., Коржнев М. Гідрогеохімічне навантаження хвостосховищ на навколишнє середовище (на прикладі Криворізького рудного регіону)	32
Меньшов О., Сухорада А., Круглов О., Хоменко Р. Ґрунтовий покрив військових аеродромів України та їх можлива екологічна санація (на прикладі аеродрому в м. Прилуки)	36

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Безродна І. Оцінка структури пустотного простору порід-колекторів за даними ГДС та петрофізичних досліджень	38
Толстой М., Кадурін В., Шабатура О., Костенко Н. Палеогеодинамічні особливості порід центральної частини Закарпатської сейсмоактивної зони за даними комплексних геофізичних і мінералогічних досліджень	42
Андрущенко В., Курганський В., Роман В., Сиротенко П., Тішаєв І., Бугрій В. Експериментальний сейсмокомплекс "КНУ-УкрДГРІ" та його можливості при вирішенні геологічних задач	47
Малицький Д., Козловський Е., Хитряк О. Аналіз результатів математичного моделювання теоретичних сейсмограм	51

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Курганський В., Колісніченко В., Маляр В. Застосування методу "Монте-Карло" при імовірнісних розрахунках, пов'язаних з оцінкою запасів вуглеводневої сировини	54
Маслов Б., Ляшенко Я., Максименко О. Прогнозування довготривалої міцності гірського масиву у геологічних середовищах складної структури	57
Іванік О., Шевчук В., Горбань В. Аналіз та оцінка впливу деяких небезпечних геологічних процесів на морські трубопроводи	61

ЮВІЛЕЇ

Лукієнко Олександр Іванович (До 70-річчя від дня народження)	65
--	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Kyselevych L., Kushka I. The significance of the conchiliofauna in the stratigraphical and paleogeographical research of the Paleogene of platform Ukraine	4
Boyarina N., Ustinovskaya V., Nesterovsky V., Vakulenko O. Devonian plant remains of the Donets basin from the Geological Museum collection of Taras Shevchenko Kyiv National University	6
Popova L. <i>Paleodyction</i> – a trace-fossil or physical phenomenon?	8
Zlobenko D. The aspects of the doctrine about the rock as one of the factors of soil formation	10

STRUCTURAL GEOLOGY

Lukienko O., Yanchenko V. Crushed conglomerates of Teteriv series in Ukrainian Shield (According with the data of tectonofacial investigations)	13
Shevchuk V. Granite-gneiss monoclinals in the structure of Talnov fault zone (Ukrainian shield)	16

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Mitrokhin O., Omelchenko A. Petrographic peculiarities and typisation of subalkaline dolerite-diabasic dike complexes of Ukrainian and Baltic Shields	19
---	----

MINERAL RESOURCES

Grinchenko O. Goldbearing deposits of Proterozoic orogenic structures of Ukrainian Shield	23
Kurylo M. The ore mineralisations and postdiagenetic changes of sedimentary rocks in Donets basin	26

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Tolstoy M., Kuziv L., Kostenko N. Petrophysical characteristic of the granitoids for the estimation of the waste repository objects in the Volyn region of the Ukrainian Shield	28
Kryvoruchkina O., Tereschenko C., Baysarovych I., Korzhnev M. Hydrogeochemical press of tailing dump on the environment (By the example of Krivy Rig ore region)	32
Menshov O., Sukhorada A., Kruglov O., Homenko R. Soil cover of the military air fields of Ukraine and their possible ecological cleaning (on an example of Pryluky air field)	36

GEOPHYSICS

Vyzhva S., Bezrodna I. The estimation of the pore space structure of rock-reservoir by the petrophysical and logging data	38
Tolstoy M., Kadurin V., Shabatura O., Kostenko N. Paleogeodynamical characteristics of central part of the Transcarpathian Seismic Zone' rocks with combined geophysical and mineralogical investigations	42
Andrushenko V., Kurgansky V., Roman V., Sirotenko P., Tishaev I., Bugriy V. Experimental seismocomplex "KNU-UkrSPI" and its purpose for decision of geological problems	47
Malytsky D., Kozlovsky Ye., Khytryak O. Analysis of the results of theoretical seismograms mathematical designing	51

GEOLOGICAL INFORMATICS

Kurgansky V., Kolisnichenko V., Malyar V. Application of "Monte-Carlo" method for estimation of hydrocarbonic reserves	54
Maslov B., Lyashenko J., Maksymenko O. Massif long-term strength prediction for geological composite structure	57
Ivanik O., Shevchuk V., Gorban V. Analysis and assessment of the hazardous geological processes influence on the marine pipelines	61

JUBILEE

Lukienko Oleksandr Ivanovych (The 70th-anniversary)	65
---	----

РОЛЬ КОНХІЛІОФАУНИ В СТРАТИГРАФІЧНИХ ТА ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ ПАЛЕОГЕНУ ПЛАТФОРМНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

Проведений критичний аналіз опублікованих списків асоціацій решток викопної фауни молюсків із палеогенових відкладів платформної частини України та відмічена роль та провідне значення конхліофауни у цих комплексах.

The critical analysis of the published lists of fauna fossils of mollusks from Paleogene sediments of platform part of Ukraine is carried out. The role and key value of malacofauna of these complexes are established.

Вступ. Домінанти бентосної фауни платформних морів раннього кайнозою – пластинчатозяброві, червоногі і лопатоні молюски – цілком справедливо, починаючи із позаминулого століття, набули значення головного чинника в пізнанні історичних етапів становлення та розвитку цих морських басейнів, а також закономірностей в існуючих поміж ними палеогеографічних зв'язках. Це у першу чергу слід віднести до вивчення палеогену Європейської палеозоогеографічної області, стратиграфія і кореляція відкладів якого базується, в основному, на результатах палеонтологічних досліджень комплексів конхліофауни.

До речі, не слід серйозно сприймати заяви, які іноді з'являються в літературі чи в усній формі, про те, що зараз молюски втратили своє біостратиграфічне значення. Причина такого скепсису зумовлена значними проблемами, що виникають, зокрема, при порівнянні та кореляції палеогенових відкладів Європи з одноіменними глибоководними утвореннями Середземноморської області, Атлантики та інших палеозоогеографічних областей, для яких рештки молюсків мало характерні, а численна мікрофауна (передусім планктонна) не має своїх еквівалентів у стратотипах палеогенових ярусів. Також цьому сприяє недостатня оцінка дослідниками фактів неповноти стратиграфічного літопису, епізодичності розрізів із безперервною зміною комплексів палеогенової фауни, а також поки що незрозуміле явище їх широкої радіації в різні екологічні ніші та стійкість асоціацій молюсків чи їх окремих представників у певних біотопах на протязі близьких віків.

Аналіз попередніх досліджень та постановка проблеми. У палеогенових морських басейнах платформної частини України – своєрідній провінції Європейської палеозоогеографічної області – фауна молюсків досить швидко еволюціонувала і розселялась по латералі. Якраз тому в умовах широкого розвитку безкарбонатних кременистих і піщано-глинистих осадків, при відсутності в них більшості "керівних" груп викопних організмів, їй і було надано перевагу при розробці стратиграфічної схеми палеогену та при зіставленні виділених підрозділів із адекватними утвореннями інших регіонів Східноєвропейської платформи і Паратетису.

Зараз досить показні комплекси молюсків відомі в усіх світах палеогену даної території, але відповідно повно опрацьованими та опублікованими в монографіях є комплекси конхліофауни київської світи [2, 3, 17-19], сумської світи [7, 11]. Тому не потрібно дивуватися періодично виникаючим протиріччям та різним тлумаченням при обґрунтуванні віку, об'єму стратонів та їх границь та у проведенні кореляції окремих світ палеогену України.

Фактичні дані. Значним латеральним поширенням у межах Північної України користуються псьольські верстви сумської світи, вік яких тривалий час залишався дискусійним, і пізніше був визначений як монс (*sensu lato*) – ранній танет [10, 11]. При цьому вирішальним фактором послужили численні палеоценози молюсків.

У їх складі нараховується біля 400 видів чи різновидів, більшість з яких присутні у мілководних утвореннях псьольських верств Українського щита (с. Лузанівка), а також на окраїнах Донбасу (район м. Луганська, басейни рр. Калити і Кринки).

Палеонтологічне вивчення фауни молюсків у комплексі з палеогеографічними, седиментологічними і тектонічними дослідженнями дозволяють відмітити своєрідність формування палеоценової товщі Східноєвропейської платформи (Данія, Польща, Україна, Поволжя, Північний Кавказ), відсутність перерви в таласоседиментації та різкої зміни асоціацій малакофауни на рубежі монського і тенетського ярусів, що, як відомо, є характерним для багатьох районів Тетису, Паратетису та Англо-Польсько-Бельгійського басейнів.

У вивченні палеоценової епохи історії розвитку Землі ще існують істотні пробіли, проблеми, протиріччя, ще не напрацьовані достатні аргументи для спростування відомої точки зору [15, 20 та ін.], яка заперечує історичну самостійність та самотність **палеоценоу**. Не є винятком і палеоценові відклади Східноєвропейської платформи, що в першу чергу стосується знайдених у них решток молюсків. Так, вимагають однозначного тлумачення, із врахуванням загальних геологічних і палеогеографічних факторів, ті обставини, що в їх асоціаціях у нижній частині розрізу палеоценової товщі поруч з типовими монськими і зеландськими видами *Nucula montensis* Cossm., *Leda biarata* Koen., *Arca montensis* Cossm., *Arcopsis limopsis* (Koen.), *Astarte trigonula* Koen., *Crasatella subplana* Ravn., *Lucina lepis* Koen., *Corbis transversaria* Cossm., *Nemocardium semidecussatum* (Koen.), *Pitar duponti* (Cossm.), *Corbula regulbiensis* Morris., *Dentalium rugiferum* Koen., *Fustiaria montense* (Br. et Corn.), *Adeorbis montensis* Cossm., *Metacerrithium hauniese* (Koen.), *Haustator montensis* (Br. et Corn.), *Coniscala johnstrupi* (Morch.), *Arrhoges montensis* Vinc. зустрічаються представники пізньосенонської і датської конхліофауни (*Limatula bisulcata* (Ravn.), *L. geinitzi* Hagenov., *Spondylus dutempleanus* Orb., *Veniella ciplense* (Ryckh.), *Miltha* (*Saxolucina*) *passelecqui* Vinc., *Cuspidaria caudate* Nills., *Sveltia planistria* (Koen.), *Surcula hauniensis* (Koen.) тощо), а у верхній, тенетській, частині розрізу, у складі комплексу малакофауни, де переважають *Cucullaria reticularis* (Netsch.), *Cucullaea arcaformis* Netsch., *C. volgensis* Barb., *Glycymeris volgensis* (Netsch.), *Camptonectes sumensis* Moroz., *Liostrea reussi* (Netsch.), *Gryphaea antiqua* Schwetz., *G. sinzowi* (Netsch.), *Crasatella scutellaria* Desh., *Cyprina morrisi* Sow., *Miltha proava* (Arkh.), *Phacoides sokolowi* (Netsch.), *Cardium* (*Trachicardium*) *trifidum* Desh., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Disiniopsis bellovacensis* (Desh.), *D. fallax* (Desh.), *Corbula volskensis* Arkh., *Haustator biserialis* (Eichw.), *H. circumdatum* (Desh.), *H. kamyschinskensis* (Netsch.), *H. leymeriei* (Netsch.), *H. mariae* (Br. et Corn.), *Ampullospira austriaca* (Traub), *Sulcura corneti* (Netsch.) та ще й спостерігаються ранньопалеценові види *Nucula sinuatella* Cossm., *Leda*

symmetrica Koen., *Arca montensis* Cossm., *Astarte trigonula* Roen., *Crassatella subplana* Ravn., *Venericardia erugata* Cossm., *Veniella ciplense* (Ryckh.), *Thyasira regularis* (Crown. et Hard.), *Cardium* (*Loxocardium*) *briarti* Cossm., *Pitar montensis* (Cossm.), *Gafrarium* (*Circe*) *angelini* (Koen.), *Corbula regulbiensis* Morris, *Dentalium rugiferum* Koen., *Desmiera corneti* Vinc., *Eucycloscala crassilabris* (Koen.), *Teinostoma bilabratum* (Br. et Corn.), *Paryphostoma typical* (Br. et Corn.), *Haustator montensis* (Br. et Corn.), *Tornatellaea* (*Ravniella*) *regularis* (Koen.), присутні молюски, які вважаються типовими еоценовими та навіть "керівними" для окремих ярусів еоцену – *Nucula proava* Wood, *Cucullaea decussata* Park., *Pteria media* (Sow.), *Lysochlamys solea* (Desh.), *Pitar nitidula* (Desh.), *P. ovalina* (Desh.), *P. laevigata* (Lam.), *Cardilia* sp., *Pholadomya puschi* Goldf., *Cassidaria nodosa* Sol., *Haustator circumdatum* (Desh.) та інші.

Наявність ранньо-, середньо- та пізньоеоценових видів молюсків, що складають 30 % і більше комплексу конхіліофауни, вельми характерна як для лузанівського місцезнаходження і для палеоценових осадків району м. Луганська, так і для палеоцену Альпійської Європи – "бабицькі глини" Польщі [22, 23], палеоцен району м. Зальцбурга [24] тощо. Природно, що спрощений підхід до тлумачення подібних фактів чи їх ігнорування, відрив від результатів геологічних і палеогеографічних досліджень, неминуче ведуть до помилкових висновків чи різного розуміння авторами досліджень у визначенні віку і стратиграфічного рівня палеоценових осадків. Яскравим прикладом тому служить унікальне лузанівське місцезнаходження фауни палеоценових молюсків.

В Україні, як і в більшості інших районів Східноєвропейської платформи, палеоцен трансгресивно перекривається товщею безкарбонатних піщаних, піщано-глинистих та опоковидних утворень **нижнього еоцену**, питання стратиграфії та порівняння підрозділів якого не можна вважати повністю виясненими. Для вирішення їх керівну роль мали та мають викопні молюски. Дані про них (переважно списки видів та різновидів) наведені у роботах [6, 8, 14, 16] та інших дослідників палеоцену України. Після роботи В.С. Муромцева [13], яка була виконана під керівництвом І.А. Коробкова, у більшості узагальнюючих праць по стратиграфії палеоценових відкладів нижній еоцен безсумнівно сприймався в об'ємі канивської світи, яка порівнювалася з іпрським (= кюйзьким) ярусом Західної Європи. Подальші дослідження показали, що В.С. Муромцев запропонував для канивської світи стратиграфічний об'єм та границі, які не відповідають її типовому розрізу у басейні р. Десна, безпідставно включив до її складу палеоценові безкарбонатні опоковидні породи околиць м. Суми (сел. Лука), так звані "туррителлові верстви" у басейні р. Калита та їх аналоги на околицях Донбасу.

Мабуть, виходячи з існуючої на той час точки зору про адекватність стратиграфічного рівня іпрського та кюйзького ярусів Англо-Паризько-Бельгійського басейну, цей дослідник не надав значення якісній та кількісній відмінності комплексів молюсків з нижньої та верхньої частин розрізу нижньоеоценових відкладів та, в першу чергу, вказав на тотожність широко відомих асоціацій конхіліофауни району м. Канева та басейну р. Десни (с. Розльоти).

Нові палеонтологічні і геологічні факти достовірно засвідчили правомірність розчленування нижнього еоцену Північної України на лебединську і канивську (у вузькому розумінні) світи, які тотожні відповідно спарнаському (= нижньоіпрському під'ярусу Бельгії, = лондонським глинам Англії) та кюйзькому (= верхньоіпрському під'ярусу Бельгії, = нижнім брекльшемським верствам Англії) ярусам палеоцену Англо-Паризько-Бельгійського басейну, об'єм та границі яких уточнені

[21]. Комплекс молюсків лебединської світи, що присутній у горизонтах "а" і "б" Г.А. Радкевича [16] у районі Канева, в басейні р. Чепель [9] і у районі Луганська [12], мають чітко еоценові риси і характеризується наявністю видів палеоцену і "лондонських глин", до яких належать *Nucula proava* Woodw., *Cucullaea decussata* Park., *Pteria media* Sow., *Cyprina scutellaria* Desh., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Pitar nitidula* (Lam.), *Dosiniopsis fallax* Desh., *D. bellovasensis* (Desh.), *Apporhais sowerby* Mant.

Малакофауна **канивської світи**, яка найхарактерніше відображає максимум розвитку ранньоеоценової морської трансгресії, найповніше представлена у розрізах басейну р. Десни (сс. Розльоти, Радичів) і на північних окраїнах Донбасу (район м. Луганська, сс. Волкодаєве, Стрельцовка, Рогово, Роголик тощо). Цікаво, що у районі Луганська малакофауна знайдена у породах, які поступово замінюють у розрізі відклади лебединської світи з рештками молюсків, і приурочена як до опокоподібних кавернозних пісковиків, так і до глауконітових пісків та пісковиків канивської світи, які залягають вище за розрізом. Ці сприятливі обставини дозволили, після палеонтологічного опрацювання колекцій конхіліофауни, розробити детальну стратиграфічну схему нижньоеоценових відкладів Північної України та провести кореляцію її з одновіковими утвореннями інших районів Східноєвропейської платформи і Західної Європи. Слід відмітити найбільш характерні молюски із комплексу конхіліофауни канивської світи, якими є *Glycymeris volgodonicus* (Zubk.), *Chlamys armaschewskii* (Kryshan. in Melnik), *Nemocardium wateleti* Desh., *Pitar despesta* (Desh.), *Aporhais sowerby korobkovi* Murom. (in litt.).

Фауна молюсків **бучацької світи**, яка нараховує біля 250 видів, із яких лише незначна частина вивчена монографічно та опублікована, поки не викликає серйозних заперечень у визначенні лютетського віку вміщуючих її відкладів, обґрунтування якого найповніше виконано в роботах І.А. Коробкова [3, 4] та М.Н. Ключникова [1, 2]. Цікавою особливістю її видового складу є присутність поруч з типовими лютетськими формами значної кількості видів, найбільш характерних для верхньоеоценових відкладів Західної Європи і України [2]. Щодо розчленування бучацької світи за фауною молюсків на тростянецький та трактемирівський горизонти, то відсутність розрізів, де б вони зустрічалися разом, та факти седиментаційного характеру наводять на думку, що вказані М.Н. Ключниковим [2] відмінності серед конхіліофауни цих горизонтів зумовлені своєрідністю біотопів на різних ділянках акваторії бучацького моря.

Численна, досить повно монографічно вивчена та опублікована конхіліофауна **київської світи** повинна була б давати усі підстави для визначення віку цих відкладів (у першу чергу мергелів) як пізньоеоценового, не древніше бартонського, враховуючи ті обставини, що у мандриківському місцезнаходженні визначено понад 70 % видів, які у Західній Європі відомі в латорфському ярусі. Але наступні дослідження [5] вказали на наявність у Болтишській депресії Українського щита, стратиграфічно вище досить потужної товщі мергелю і "наглинку" кийвської світи, пачки майже детритових пісків, які вміщують численну асоціацію молюсків, серед яких переважають види веммельського ярусу.

Таким чином, вік залягаючих нижче еоценових осадків повинен прийматися як ледський чи як ледсько-веммельський. Ця обставина надає беззаперечну цікавість і у подальшому повинна бути врахована та інтерпретована разом із результатами стратиграфічної ревізії місцезнаходжень молюсків у кийвській світі та з палеогеографічними і палеоекологічними даними.

Немає необхідності різнобічно розглядати проблеми стратиграфії та палеогеографії **олігоцену**, питання границі палеоцену та неогену, що давно дискутуються і

які достатньо повно висвітлені у роботах В.Ю. Зосимовича і А.А. Веселова на підставі вивчення молюсків. Відмітимо тільки необхідність проведення порівняльного монографічного вивчення конхіліофауни із розрізів олігоцену і неогену північної та південної України, а також проведення ретельного порівняння та ув'язки результатів з даними вивчення інших таксономічних груп викопної фауни та із палеогеографічними матеріалами.

Висновки. 1. Проведений аналіз фауністичних решток із відкладів палеогену платформної частини України засвідчив важливе значення конхіліофауни для комплексних біостратиграфічних досліджень осадових відкладів Паратетису.

2. Виділені в опублікованих списках монографічно вивчених решток фауни відповідні комплекси та асоціації викопних організмів із вказаними тафономічними і фаціальними характеристиками дозволяють визначати орто- та парастратиграфічні групи палеобіоти для проведення детального біостратиграфічного розчленування відкладів палеогену з метою створення місцевих та кореляційних стратиграфічних схем.

3. Можливості виділення орто- та паракомплексів конхіліофауни, серед проаналізованих монографічних списків фауністичних решток різних стратиграфічних підрозділів палеогену України, свідчать про актуальність, нагальну необхідність та важливе значення всебічного ретельного аналізу всіх раніше опублікованих біостратиграфічних даних та їх порівняння на підставі вивчення малакофауни для проведення місцевих та регіональних кореляцій.

4. Комплексні ревізійні дослідження повинні бути проведені на підставі серйозного аналізу накопленого величезного палеонтологічного матеріалу, вони повинні бути ґрунтовані на знаннях філогенетичних взаємовідносин і зв'язків таксонів та на даних сучасних розробок систематики фауни молюсків.

5. Результати цих фундаментальних досліджень будуть служити надійною основою для найповнішого відновлення палеобіономічних умов у палеогені, а також

для різного плану палеогеографічних та палеобіономічних узагальнень та висновків.

1. Ключников М.Н. Нижнетретичные отложения платформенной части Украины. – К., 1953. 2. Ключников М.Н. Фаунистические комплексы палеогена Украины и их стратиграфические взаимоотношения / Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. – М., 1960. 3. Коробков И.А. О возрасте новгород-северского песчаника // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. – 1939. – Вып. 5, № 21. 4. Коробков И.А. Моллюски бучакской и киевской свит Южной Украины. – Л., 1962. 5. Коробков О.И., Селін Ю.И. Пизньооценові відклади Бовтишської депресії // Доп. АН УРСР. – 1970. – Сер. 5, № 9. 6. Крыжановский Л.А. О геологических исследованиях в Кролевецком уезде Черниговской губернии // Зап. Киев. общ. ва естествоисп. – 1909. – Т. XXXI. 7. Макаренко Д.Е. Раннепалеоценовые моллюски Северной Украины. – К., 1970. 8. Мельник М.О. Фауна та вік палеогенових відкладів р. Десни. Ч.1: Палеоцен / Матер. до палеонтолог. і стратиграф. УРСР // Праці Ін-ту геол. наук АН УРСР. Т.1. – К., 1936. 9. Мороз С.А. Нижньопалеогенові відклади басейну р. Чепіль // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол. та географ. – 1965. – № 7. 10. Мороз С.А. Палеоцен Дніпровсько-Донецької впадини. – К., 1970. 11. Мороз С.А. Фауна моллюсків палеоцена Дніпровсько-Донецької впадини. – К., 1972. 12. Мороз С.А. Стратиграфія нижньопалеогенових відкладів Северної України // Сб. научн. тр. НИСа Киев. ун-та. – 1973. – № 9. 13. Муромцев В.С. Стратиграфія і фауна нижньооценових відкладів юга Європейської частини СССР (каневський ярус). – Автореф. канд. дисс. – Л., 1951. 14. Муромцев В.С. Каневський ярус і його значення в сопоставленні розрізів палеогенових відкладів юга Руської платформи // Тр. Ленингр. об-ва естествоисп. Отд. геол. і минер. – 1957. – Т.69. Вып. 2. 15. Нечаев А.В. Фауна зоценових відкладів на Волзі між Саратовим і Царицином // Тр. об-ва естествоисп. при Импер. Казанском ун-те. – 1900. – Т.32. Вып.1. 16. Радкевич В.С. О нижнетретичных отложениях окрестностей Канева // Зап. Киев. общ. ва естествоисп. – 1900. – Т. XVI. Вып.2. 17. Слодкевич В.С. Фауна пелеципод южно-русского палеогена // Тр. Глав. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР. – 1932. – Вып.89. 18. Слодкевич В.С. Фауна моллюсків Мандриковки // Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. – 1938. – Вып. 528. 19. Соколов Н.А. Фауна моллюсків Мандриковки // Тр. геол. ком. – 1905. – Вып. XVIII. Сер. нов. 20. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. – М., 1953. 21. Blondeau A., Cavalier C., Feugueur L. et Pomerol Ch. Stratigraphie du Paleogene du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants // Bull. Soc. geol. – France, 1965. – (7), VII. 22. Krach W. Molluska of the Babica Clays (Paleocene) of the Middle Carpathians. Pt. I, Gastropoda // Studia Geol. Polon. T. 14. – Warszawa, 1963. 23. Krach W. Molluska of the Babica Clays (Paleocene) of the Middle Carpathians. Pt. II, Pelecypoda // Studia Geol. Polon. T. 29. – Warszawa, 1969. 24. Traub F. Geologische und palaontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiars im ostlichen Ruperwinkel, nordlich von Salzburg // Palaeontogr. Band 83. – Stuttgart, 1938.

Надійшла до редколегії 30.09.08

УДК 069.015:(561:551.734)](477)

Н. Бояріна, канд. геол.-мінералог. наук,
М. Устиновська, мол. наук. співроб.,
В. Нестеровський, д-р геол. наук,
О. Вакулєнко, інж.

РОСЛИННІ РЕШТКИ ДЕВОНСЬКОГО ВІКУ ДОНБАСУ ІЗ КОЛЕКЦІЇ ГЕОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

В статті наведені попередні результати вивчення колекції рослинних решток із девонських відкладів Донбасу, яка зібрана М.І. Устиновською та зберігається в Геологічному музеї КНУ ім. Т. Шевченка. Флора представлена псилофітовими, плауновими, членистостебловими, папоротевими, прогімноспермовими та голонасінними. Вперше в Донецькому басейні виявлені представники родини *Barrandeinaceae* та описано *Barrandeina* sp.

Preview results of the study of a Devonian plant remains collection from the Donets basin collected by M.I. Ustinovskaya and stored in the Geological Museum of the Kiev National University of T. Shevchenko are given. Fossil macroflora is represented by psilophytes, lycophytes, sphenophylls, ferns, progymnosperms and gymnosperms. In the Donets basin, representatives of family *Barrandeinaceae* are determined for the first time and *Barrandeina* sp. is described.

Вступ. Вивченню рослинних решток із девонських відкладів Донецького басейну присвячені роботи І.Ф. Шмальгаузена, М.Д. Залеського, В. Йонгманса, Т.І. Іщенко, Н.С. Снігиревської. Встановлено та монографічно описано 50 видів таксонів, які були віднесені до папоротеподібних (19 видів), плауноподібних (4 види), псилофітових, членистостеблових та ряд видів невизначеного систематичного положення [1]. Проте подальші дослідження девонських флор в другій половині ХХ століття привели до змін в систематичному положенні деяких характерних рослин, а саме: представників родів *Pseudosporochnus* Potonie et Bernard,

Heynia Nathorst, *Archaeopteris* Dawson та інших [2, 3, 5], що потребує перегляду та аналізу систематичного складу девонської флори Донбасу.

В Геологічному музеї Київського національного університету імені Тараса Шевченка зберігається багата колекція решток девонських рослин. Рослинні рештки були зібрані М.І. Устиновською на півдні Донецького басейну у відкладах середнього та верхнього девону, що відслонюються в ярах на лівому та правому берегах ріки Мокра Волноваха. У цій статті наведені попередні результати вивчення рослинних решток із колекції М.І. Устиновської, які доповнюють видовий та уточнюють

ють систематичний склад середньо- та пізньодевонської флори Донбасу.

Короткий опис рослинних решток та систематичний склад середньо- та пізньодевонської флори Донбасу. Флора девону Донецького басейну представлена майже всіма типами вищих рослин, встановлених для цього віку. Нижче наведені результати вивчення колекції рослинних решток з урахуванням нових даних по систематичному положенню родових таксонів девонських рослин.

В колекції псилофітові представлені лише родом *Taeniacrada* White. Відбитки довгих стрічкоподібних пагонів належать *Taeniacrada decheniana* (Göppert) Kräusel et Weyland.

Велика група рослинних решток належить плауноподібним. Більшість із них представляють собою відносно тонкі дихотомічно розгалужені пагони, що віднесені до трав'янистого плаунового *Lycopodites oosenensis* Kräusel et Weyland. Декількома зразками представлені поверхні тонких стовбурів плаунових *Lepidodendropsis theodorii* (Zalessky) Jongmans (табл. I, фіг. 1), *L. cyclostigmatoides* Jongmans, Gothan et Darrach та декортировані поверхні стовбурів *Helenia undata* Zalessky і *H. helenataranensis* Zalessky (табл. I, фіг. 2). Вперше у відкладах верхнього девону Донбасу виявлені невеликі фрагменти деревоподібних плаунових *Sublepidodendron mirabile* (Nathorst) Hirmer.

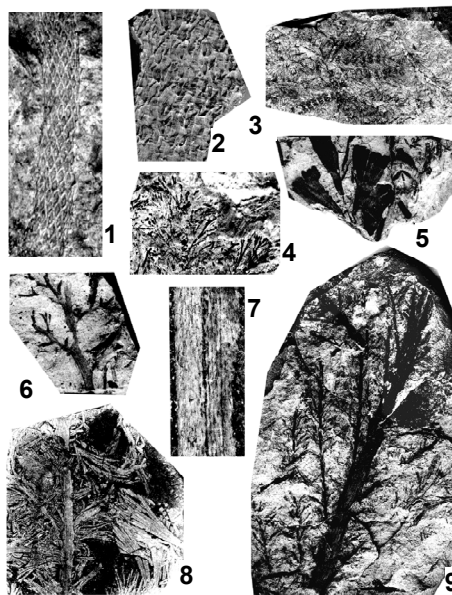


Рис. 1.

Пояснення до рис. 1

1. *Lepidodendropsis theodorii* (Zalessky) Jongmans, фрагмент стовбура, х 3.
2. *Helenia helenataranensis* Zalessky, фрагмент поверхні стовбура, х 1,6.
3. *Sphenophyllum stylicum* Ischenko, вегетативні і фертильні пагони, х 1.
4. *Heynia elegans* Kräusel et Weyland, вегетативні пагони з листям, х 2.
5. *Archaeopteris archetypus* Schmalhausen, фрагмент пера останнього порядку, х 1,5.
6. *Sphenopteridium lebedevii* (Schmalhausen) Ananiev, фрагмент пера останнього порядку, х 1,5.
- 7, 8. *Barrandeina* sp., 7 – фрагмент стебла, х 2; 8 – фрагмент пагона з листям, х 1.
9. *Archaeopteris fissilis* Schmalhausen, фрагмент пера передостаннього порядку, х 1.

Невелика за кількістю група зразків представлена членистостебловими. Тонкі ребристі стебла з розширеними вузлами та з тонким відносно довгим клиновидним листям віднесені до *Sphenophyllum stylicum* Ischenko (табл. I, фіг. 3). В асоціації з цими вегетативними пагонами вперше виявлені фертильні пагони з стробілами *Bowmanites* (= *Sphenophyllostachys*) sp., які потребують додаткового вивчення та детального опису. Декілька фрагментів стебел з вузькими поздовжніми ребрами та слабо помітними вузловими лініями визначені як *Asterocalamites* sp. Невеликі фрагменти поверхні стовбурів з поздовжніми плоскими ребрами віднесені до *Pseudobornia ursina* Nathorst.

В колекції присутні фрагменти пагонів *Pseudosporochnus* cf. *verticillatus* (Krejci) Orhel і *Heynia elegans* Kräusel et Weyland. Згідно з новими класифікаційними системами девонські рослини родів *Pseudosporochnus* Potonié et Bernard і *Heynia* Nathorst відносять до папоротеподібних порядку *Cladoxylales* [2]. Фрагменти, що належали деревоподібним *Pseudosporochnus* cf. *verticillatus*, представлені вегетативними пагонами зі спіралью розташованими осями та ізольованими осями зі спорангіями. Рештки *Heynia elegans* (табл. I, фіг. 4) пред-

ставляють собою тонкі стебла з клиноподібними листями, які розділені на вузьколінійні сегменти.

Велику групу зразків складають представники *Progymnospermopsida*, у яких стовбури мали будову, подібну до голонасінних, а фертильні листя були гетероспорові [2]. Це фрагменти пагонів протоптерид і листя архіоптерид. Численні *Protopteridium hostimense* (Potonié et Bernard) Kräusel et Weyland представляють собою гладкі дихотомічно розгалужені вегетативні і спороносні пагони з характерними пазушними овальними бугорками в місцях розходження осей. Рослини цього роду мали протостелічні осі та були гомоспорові [2, 4]. Археоптериди представлені вегетативними і фертильними листями *Archaeopteris archetypus* Schmalhausen (табл. I, фіг. 5), *A. fissilis* Schmalhausen (табл. I, фіг. 9) та *A. sibirica* Zalessky. За будовою деревини та організації стебла і коренів гетероспорові архіоптериди досягли рівня примітивних голонасінних [2].

Нечисленні рештки голонасінних *Sphenopteridium lebedevii* (Schmalhausen) Ananiev представлені фрагментами пер останнього порядку з маленькими клиноподібними пір'їнками, які розділені на лінійні лопаті (рис. 1, фіг. 6). В асоціації з *S. lebedevii* та стеблами

Sphenopteridium sp. виявлені тонкі осі з овальними двустулковими спорангіями *Dimeropteris gracilis* Schmalhausen.

В девоні Донецького басейну вперше виявлені барінофітові, які найчастіше розглядаються як порядок невизначеного систематичного положення. В колекції вони представлені ізольованими стробілами циліндричної форми *Barinostrobus* sp. та фрагментами стебел (табл. I, фіг. 7) і дихотомічно розгалужених пагонів *Barrandeina* sp., які несуть листя (табл. I, фіг. 8).

Нижче дається опис цих рослинних решток.

Порядок *Barinophytales* невизначеного систематичного положення

Родина *Barrandeinaceae* Kräusel et Weyland, 1949

Рід *Barrandeina* Stur, 1882

Barrandeina sp.

Табл. I, фіг. 7, 8.

Опис. В колекції присутні ізольовано фрагменти стебел із листовими рубцями та неширокі стебла із листям. Фрагменти стебел мають ширину 1-1,5 см. Їх поверхня вкрита слабо опуклими маленькими листовими рубцями, які розташовані паралельними рядами та щільно прилягають один до одного. Верхній кінець кожного рубця лускоподібно налягає на нижній кінець верхнього рубця. Довжина рубців досягає 6-11 мм, ширина – 0,5 мм. Стебла, що несуть листя, прямі, шириною 2-3 мм. Поверхня стебла густо покрита поздовжніми тонкими реберцями. Стебла несуть листя двох типів. Листя віялоподібні, довжиною 3 см та більше, з вузьким черешком, надрізані до середини своєї довжини або більше на лінійні вузькі сегменти. Між віялоподібними листями стебло густо покрите вузькими лінійними листями довжиною 1-1,5 см. Ці листя прості або вилчато-розгалужені.

Порівняння та зауваження. За морфологічними ознаками стебла з листовими рубцями та стебла з листям можуть бути віднесені до роду *Barrandeina* Stur. Разом з тим, дуже малі розміри листових рубців та наявність на стеблі поряд двох типів листя, не дозволяє віднести описані рештки до раніше встановлених видів. Треба сказати, що в діагнозі роду великі віялоподібні

листя відзначаються для нижньої частини рослини, а лінійні вузькі листя – для верхньої. Для виділення нового виду та повноцінного опису таксона необхідні додатковий палеоботанічний матеріал та докладніше вивчення.

Місцезнаходження. Лівий берег р. Мокра Волно-ваха, вище гирла яру Гадючого, верхи живецького – низи франського ярусів.

Висновки.

1. Колекція рослинних решток девону Донбасу, що зберігається в Геологічному музеї КНУ ім. Т. Шевченка, представлена 16 родовими та 21 видовим таксонами.

2. Різноманітна за систематичним складом девонська флора Донбасу включає псилофітові невизначеного систематичного положення (1 вид), плауноподібні, які представлені порядком *Lycopodiales* (6 видів), членистостеблові у складі порядків *Sphenophyllales* (2 види), *Equisetales* (1 вид) та *Pseudoborniales* (1 вид), папоротеподібні порядку *Cladoxylales* (2 види), прогімноспермові порядків *Protopteridiales* (1 вид) і *Archaeopteridiales* (3 види), голонасінних (2 види) та представників порядку невизначеного систематичного положення *Barinophytales* (2 види).

3. Найбільш чисельними рештками рослин представлені плаунові, трохи меншою кількістю – архіоптериди, протоптериди та барінофітові.

4. Вивчення та визначення чисельних рослинних решток дає можливість розширення уявлення про еволюцію та різноманіття флори Великого Донбасу ранньодевонського віку, демонструє розширені спектри рослинних решток різного систематичного положення порівняно з тими, що були описані раніше.

1. Ищенко Т.А. Девонская флора Большого Донбасса. – К., 1965.
2. Мейен С.В. Основы палеоботаники. – М., 1987.
3. Юрина А.А. Девонская флора Центрального Казахстана // Мат. по геол. Центр. Казахстана. – 1969. – Т. 8.
4. Beck C.B., Schmid R., Rothwell G.W. Stelar morphology and the primary vascular system of seed plants // Bot. Rev. – 1983. – V. 48. – № 4. – P. 681-815.
5. Lesclercq S., Bank H. *Pseudosporochnus nodosus* sp. nov. a middle Devonian plant with *Cladoxylean* affinities // Palaeontographica. – 1962. – Abt. B. – № 110. – Lfg. 1-4.

Надійшла до редколегії 09.10.08

УДК 56.016

Л. Попова, наук. співроб.

PALEODICTYON: ІХНОТАКСОН ЧИ ФІЗИЧНЕ ЯВИЩЕ?

На основі аналізу літературних даних, а також останніх знахідок характерних структур, що їх відносять звичайно до роду *Paleodictyon*, висунуто припущення, що *Paleodictyon* представляє собою конвекційні комірки Релея-Бенара, до формування яких призводило прогрівання шаруватих (переважно флішових) товщ. В цьому випадку гіпотеза про біогенне походження *Paleodictyon* (яка не витримує критики і з біологічної точки зору) просто є зайвою.

The analysis of the publications concerning so-called *Paleodictyon*, together with the latest findings, has been suggested *Paleodictyon* genesis as a result of Rayleigh-Benard thermogravitative convection. This process is initiated by warming-up of the stratified masses of turbidites. In that's the case, biogenic hypothesis of *Paleodictyon* genesis, besides of it non-standing up to criticism from the biological point of view, is redundant.

Постановка проблеми. Сліди повзання, що їх відносять до роду *Paleodictyon* Meneghini, 1851, нерідко зустрічаються у відкладах кримської та ескіординської світ на межиріччя Бодраку та Качі біля с. Трудолюбівка Бахчисарайського району. Незвичний вигляд цих стільникоподібних структур привертає увагу, тим більше, що пов'язані вони з відкладами, в яких практично відсутні інші фауністичні рештки. Правда, *Paleodictyon* цілком безперспективний в плані кореляції розрізів, оскільки зустрічається з кембрію по палеоген [5]. О.С. Вялов також зазначає, що хоча низька стратиграфічна інформативність характерна для багатьох іхнотаксонів, вирішення деяких питань місцевої кореляції на їх основі можливе, тим більше вони значущі для визначення факціальних умов [1].

Для цього, однак, треба уявляти собі спосіб утворення слідів, екологію і морфологію їх хазяїна. Існують такі

гіпотези утворення цих загадкових сіточок з правильними шестикутними комірками: тріщини усихання, виходи пухирців газу, викопні стільники, губки, водорості, корали, відбитки панцира рептилій, сліди руху хвостів пуголовків, відбитки ікри риб або гастропод, результати життєдіяльності водоростей [6, 11, 12], сліди повзання червів [6, 5, 15, 16, 19]. Остання гіпотеза, здається, може вважатися найбільш розповсюдженою. При цьому звичайно наголошується, що сіточки палеодіктіонів – це негатив, репліка, відкарбована на нижній поверхні нашарування, оригінал же мав вигляд шестикутних призм, розділених рівчачками. "Палеодіктіони", що пов'язані з верхньою поверхнею нашарування, до даного роду не можуть бути віднесені [5, 6] – тому що там, де у справжнього палеодіктіона опуклість, у них ввігнутість і навпаки.

Однак палеодіктіони в найширшому розумінні (включаючи сіточки з нижніх поверхонь нашарування і

сіточки з верхніх поверхонь нашарування, а також шестигранні призми, які вважаються оригіналом для реплік повністю подібні до т.з. комірок Релея-Бенара (конвекційних комірок, що утворюються в шарі в'язкої рідини за умови певного градієнту температур (тобто, підігрітої знизу)). Конвекція поділяється на термогравітаційну конвекцію і термокапілярну конвекцію (остання досягається за меншого градієнту температур). При цьому можуть виникати як сіточки, так і розташовані біч-о-біч шестигранні призми [9]. Звичайно для таких дослідів береться силіконове масло, що підігрівається на сковорідці, але першовідкривач цього явища, Джеймс Томсон, спостерігав стільникові подібні структури в посудині з мильною водою (справа в тому, що наявність поверхнево-активних речовин (мило) полегшує конвекцію).

Конвекційне походження палеодіктіонів видається тим більш вірогідним, що дві останні знахідки на полігоні практики походять з відслонень, що містять інтрузивні тіла. Облишимо поки що фізичний бік цього питання, оскільки нереально відновити в'язкість і теплопровідність осаду на дні палеобасейну, і в залежності від того підраховувати потрібний температурний градієнт. В принципі, якщо підібрати всі інші параметри середовища (в'язкість, теплопровідність, глибину шару), конвекція може йти і за кімнатної температури [9] (але, звичайно, градієнт температур має існувати). **Метою даної роботи** є з'ясування питання, наскільки часто відомі палеодіктіон-вмісні відклади з певністю зазнавали нагріву в той період, коли осад ще містив рідку фазу; а також – наскільки відповідає властивостям живої істоти (нехай і представленої тільки слідами повзання) те, що відомо про фаціальну приуроченість, екологію і мінливість *Paleodictyon*.

Результати і обговорення.

Будова розрізів з *Paleodictyon*, фізичні умови в осаді до завершення діагенезу. Хоча, як вже відмічалося, за вдалого підбору умов можна організувати конвекцію і за невисокої температури, а з іншого боку, осад може зазнати підігріву не тільки в зв'язку з магматичними процесами, бажано було б відшукати такі ж безсумнівні випадки виникнення температурного градієнту в осадах з *Paleodictyon*, як у двох відомих нам кримських палеодіктіонів, обидва з яких знайдені над інтрузіями (один – за усним повідомленням В.П. Гриценка, другий розріз спостерігався також автором).

Однак, незважаючи на значну кількість публікацій, присвячених *Paleodictyon*, будову розрізів, в яких знаходили дану форму, належним чином з'ясувати не можна.

Автори-палеонтологи в спеціальних роботах, присвячених палеодіктіону, **ніколи** не приводять описи розрізів, і взагалі геологічну ситуацію характеризують дуже скупо, в кращому разі. Часто описові роботи, присвячені даній формі, робляться по зразках, наданих колегами, наприклад, [4], або по старих музейних зразках, геологічна і географічна прив'язка яких невідома (наприклад, [7]). Якщо ж є посилання на роботи, в яких описана геологічна ситуація в районі знахідки; і це посилання правильне, що буває не кожного разу, то це часто також не покращує справу.

Так, О.С. Вялов, стосовно знахідок *Paleodictyon* на Чукотці [4], посилається на роботу С.М. Тільмана і Д.Ф. Єгорова [14]. Вони, за його словами, виходячи тільки із знахідок палеодіктіона, неправильно визначеного як голонасінне *Paikhoia tschernovi*, відносять кепервеемську світу анюйської серії Чукотки до пермі, тоді як палеодіктіони знайдені разом з *Aucella*, тобто юрські або нижньокрейдові. А з роботи С.М. Тільман і Д.Ф. Єгорова [14] стає очевидно, що підставою для визначення віку кепервеемської світу їм послугувала така однозначна річ, як знахідки *Monotis* в вищезалегалих відкладах, а про *Paikhoia* в їх роботі згадок немає. Після

цього стає зовсім невідомим, в яких, власне, відкладах знайдено *Paleodictyon* на Чукотці.

Принципова можливість утворення температурного градієнта для цієї чукотської знахідки (вік якої, з поправкою на плутанину, судячи за супутною фауною, юрський-крейдовий) ніби існує. Утворення, що складають структуру Анюйських хребтів (що межують з районом знахідки), вміщують інтрузиви, вік яких верхньокрейдовий і до-верхньоярський, а з півдня до цієї території прилягає Олойський прогин, в якому шари з фауною ауцелл складені туфогенними пісковиками [14]. Але, природно, ці дані не можна поширити на конкретний (невідомий) розріз з палеодіктіоном.

В роботах же, в яких *Paleodictyon* тільки згадується, тим більше немає конкретних даних про будову розрізу в місці його знахідки. Таким чином, аналіз літературних матеріалів в цьому відношенні виявляється дуже ненадійним інструментом. Правда, можна сказати з певністю, що інколи палеодіктіони вказуються із таких районів і таких відкладів, для яких, навіть незважаючи на звичну відсутність опису розрізу в роботі, припустити вплив магматичних процесів на осад неможливо (зокрема, з кам'яновугільних відкладів Донбасу [15]). З іншого боку, існують і виразні приклади зворотнього характеру – чітко проявляється зв'язок між температурним градієнтом і знахідками *Paleodictyon* для знахідок з тефратурбідитів Болгарії (коньяк-кампан), які пов'язані з субкавальними вулканами, часто асоціюються також з потоками піллоу-лав [13].

Але одна риса геологічного розрізу проявляється практично скрізь, де знаходили *Paleodictyon*. В більшості випадків зустрічаються ці сліди в флішах [2, 10, 12, 17-19], чи взагалі в турбідитах [12], а якщо ні, то все одно для розрізу характерне перешарування відносно малопотужних прошарків різного гранулометричного складу – пісковик і алевроліт, пісковик і аргіліт тощо (філіти, філітизовані сланці і аркозові пісковики пермі-тріасу пониззів Коліми; пісковики різнозернисті, гравуаккові, вапняковисті сірі алеврити, пелітоморфні вапняки і глинисті сланці звідти ж [14]).

Пояснити прив'язаність палеодіктіонів до ритмічно збудованих розрізів неможливо, якщо вважати їх рештками (чи слідами) живої істоти.

Так, бувають організми, рештки яких строго приурочені до певної фації – тому що і при житті вони були приурочені до біотопу певного типу. Наприклад, прісноводні молюски-реофіли будуть зустрічатися в русловій фації алювію і ніде більше. Але з палеодіктіоном справа принципово інша. Він приурочений не до певного типу відкладів, а до певного типу розрізу, певної послідовності шарів в розрізі. Організми живуть "тут і тепер". Для них абсолютно не важать минулі умови (і обстановки седиментації) і тим більше обстановки (і умови седиментації) майбутнього. Вони фізично не здатні обирати для себе ритміти, як це робить палеодіктіон.

Проте перешарування відкладів різного гранулометричного складу створює умови для виникнення потрібного градієнту температур, тому що піски і алеврити чи глини різні за теплопровідністю. В потужних флішових товщах, складених з багатьох ритмів, вірогідність досягнення числа Релея і виникнення конвекції підвищується просто за рахунок неодноразового повторення послідовності, тобто чисто статистично.

Аналіз біологічних властивостей роду *Paleodictyon*.

Екологічна приуроченість палеодіктіона виявляється досить широкою. В межах одного розрізу він зустрічається і в глибоководних умовах – в флішах, і в відкладах глинистих сланців і пісковиків з уламками деревини і рослинного детриту [10]. На Чукотці його знайдено разом з *Aucella* [4]. Для представника спеціалізованої глибоководної фауни це надто висока лабільність.

В ході опису видів роду *Paleodictyon*, проведеного О.С. Вяловим і Б.Т. Голєвим [6], очевидно, виникають проблеми з міжвидовою диференціацією. Цим авторам доводиться звертатися до внутрішньовидових форм (forma minor, forma major), що свідчить про те, що видові межі мінливості в роді *Paleodictyon* не тільки перебиваються, але і спектр мінливості кожного виду не відповідає нормальному розподілу – екземплярів з граничними значеннями ознаки ненабагато менше, ніж з середніми. Біологічні ж види репродуктивно ізольовані від навіть найбільш близькоспоріднених форм, і реалізують певну екологічну нішу, до якої пристосовані. Тому, хоча б їх межі внутрішньовидової мінливості і перекривалися, крайні форми, аутлайери, існують в значно меншій кількості, ніж мода, оскільки їм важче знайти статевого партнера, і оскільки вони витісняються на периферію видової ніші, де, як правило, в екологічному відношенні сутужно.

Із проблемою плавних переходів між "видами" *Paleodictyon* стикався і В. Новак [19]. О.С. Вялов і Б.Т. Голєв та О.С. Вялов [6, 5] справедливо критикували його систему за довільний характер, але справа тут, очевидно, полягала не в неправильному підході до систематики, а в природі матеріалу.

Звичайно, на це можна заперечити, що *Paleodictyon* – їхнотаксон, штучний, в принципі, таксон, і не треба чекати від нього надто багато. Але якщо б аналіз спектру морфологічної мінливості в межах роду виявляв явні дискретні одиниці (види); і якщо б фаціальна приуроченість *Paleodictyon* давала б хоч якісь підстави говорити про існування його екологічної ніші – не було б мови про його конвекційне походження.

Ще більш дивним є існування крім роду *Paleodictyon* ще роду *Priondictyon* Vialov, до якого О.С. Вялов пропонує відносити сіточки на верхніх поверхнях нашарування. Цей рід підходить до *Paleodictyon* як ключ до замка. Неможливо, на нашу думку, припустити такої подібності форм без того, щоб між ними був хоча б опосередкований зв'язок. Для слідів повзання червів (і рівною мірою для відбитків водоростей) такий зв'язок немислимий.

Висновки. Отже, аналіз публікацій не дає підстав пов'язувати *Paleodictyon* з живою істотою. Конвекційна ж гіпотеза походження *Paleodictyon*,

по-перше, легко обіймає всю групу фактів: і існування комірок на верхніх поверхнях нашарування, і комірок

на нижніх поверхнях нашарування, і відповідних їм шестигранних призм на верхніх поверхнях нашарування;

по-друге, вона цілком піддається перевірці, якщо при знахідках сіточок звертати увагу не тільки на їх морфологію (діаметр комірок, товщина і висота валиків і т.п.), але і на будову розрізів – що залягає знизу під шарами з *Paleodictyon*, а також, що залягає зверху (тому що термогравітаційна конвекція ще легше має відбутися при нагріві зверху);

і по-третє, якщо конвекційна гіпотеза походження *Paleodictyon* справедлива, то ці загадкові сіточки із "речі в собі", яка не свідчить ні про що, крім наявності в розрізі *Paleodictyon*, перетворюються в показник нагріву осаду ще до стадії завершення діагенезу.

1. Вялов О.С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. – К., 1966.
2. Вялов О.С. Палеогеновый флиш северного склона Карпат. – К., 1961.
3. Вялов О.С., Голєв Б.Т. К систематике *Paleodictyon* // Докл. АН СССР. – 1960. – Т. 134. – № 1. – С. 175-178.
4. Вялов О.С. О значении находки *Paleodictyon* на Чукотке // Сов. геология. – 1961. – № 8. – С. 106-109.
5. Вялов О.С. Обзор семейства *Paleodictynidae* // Палеонтологические и биостратиграфические исследования при геологической съемке на Украине: Сб. науч. тр. – К., 1990. – С. 7-27.
6. Вялов О.С., Голєв Б.Т. Принципы подразделения *Paleodictyon* // Изв. высш. учебн. заведений. Сер. геол. и разведки. – 1964. – № 1. – С. 37-48.
7. Вялов О.С., Голєв Б.Т. *Paleodictyon* Крыма // Изв. высш. учебн. заведений. Сер. геол. и разведки. – 1964. – №3. – С. 24-36.
8. Вялов О.С., Голєв Б.Т. О дробном подразделении группы *Paleodictynidae*. – БМОИП, отд. геол., 1965. – Т. 40. – № 2. – С. 91-114.
9. Гетлинг А.В. Формирование пространственных структур конвекции Рэлея-Бенара // Успехи физических наук. – 1991. – Т. 161. – № 9. – С. 1-77.
10. Крымгольц Г.Я., Шалимов А.И. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альмы // Вестник Ленинград. ун-та. Сер. геол. – 1961. – № 6. – С. 71-79.
11. Кушлин Б.К. О водораслевой природе палеодиктионов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 4. – С. 67-78.
12. Логвиненко Н.В. О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма // Изв. высш. учебн. заведений. Сер. геол. и разведки. – 1961. – №3. – С. 16-26.
13. Начев И., Начев Ч. Тетрапурбидите в България // Bulgarian geological society, 80-th Anniversary. – 2002. – Р. 146-149.
14. Тильман С.М., Егоров Д.Ф. Новые данные по стратиграфии и тектонике правобережья реки Колымы в ее нижнем течении // Доклады АН СССР. – 1957. – Т. 113. – №2. – С. 421-424.
15. Татоли И.А. Палеоихнологические исследования в Донбассе: состояние, перспективы // Палеонтологические исследования в Украине: история, современный стан та перспективы: Сб. науч. пр. ІГН НАН України. – К., 2007. – С. 417-418.
16. Федонкин М.А. Ископаемые следы // Природа. – 1987. – № 8. – С. 82-94.
17. Birkenmajer R., Myzyski R. Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura succession, near Słachowa, Pieniny Klippen belt (Carpatian) // Acta geol. polonica. – 1977. – V. 27. – N3. – P. 387-390.
18. Krawczyk A., Słomka T. Trace-fossil *Paleodictyon* from the Słachowa Formation, Upper Turanian-Lower Aalenian, of the Pieniny Klippen Belt, Poland // Studia Geologica Polonica. – 1981. – V. 70. – P. 67-71.
19. Nowak W. *Paleodictyon* w Karpatach flyszowych // Kwartalny Geolog. – 1959. – V. 3. – № 1. – P. 101-125.

Надійшла до редколегії 20.09.08

УДК 631.48.001(091)

Д. Злобенко, директор філії

АСПЕКТИ ВЧЕННЯ ПРО ГІРСЬКУ ПОРОДУ ЯК ОДИН З ЧИННИКІВ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ

Розглядається вплив геологічних порід на процеси ґрунтоутворення та аналізується розвиток наукових поглядів на проблему.

The influence of the geological rocks on the process of the soil formation is examined and the development of the scientific views on the problem is analyzed.

Постановка проблеми. Напрямок ґрунтоутворювального процесу, а отже, і характер ґрунту, що утвориться, або, точніше, характер, тобто властивості й склад ряду ґрунтів, що замінюють один одного в процесі еволюції, визначаються, як відомо, факторами ґрунтоутворення. Ці фактори були в числі п'яти встановлених Докучаєвим: материнська гірська порода, рельєф, клімат, живі організми й час. Розширюючи уявлення Докучаєва, пізніші дослідники вказали на необхідність врахування господарської діяльності людини як шостого, досить важливого і своєрідного фактора ґрунтоутворення.

Цей перелік доповнений ще двома факторами, значення яких для ґрунтоутворення давно вже встановлено багатьма дослідниками. Першим з них є земне тяжіння, у полі якого відбуваються ґрунтоутворювальні

процеси. Часто ігнорують цей фактор як очевидний, головним чином тому, що величина цього фактора в межах всієї поверхні Земної кулі може вважатися практично незмінною. Однак ця величина змінюється і залежить в першу чергу від корінних геологічних порід, їх потужності, щільності, інших властивостей; від рельєфу дна поверхні, який спричиняє іноді досить значні аномалії гравітаційного поля; від геолого-тектонічних процесів та умов тощо. Цей фактор впливає на сутність ґрунтоутворення, його механізм, тому він обов'язково повинен враховуватися, тому що без його участі ґрунтоутворювальний процес неможливий.

Досить важливий і інший фактор, без участі якого, іноді досить значного, не можна уявити утворення різноманітних ґрунтів. Цим фактором є води – ґрунтові,

підґрунтові, поверхневі. Їхнє виділення в особливий фактор диктується наступними міркуваннями. Найважливішим першоджерелом вологи в ґрунті, як відомо, є атмосферні опади, що належать до елементів атмосфери або клімату. Доти, поки волога атмосферних опадів, що надійшли на поверхню даного ґрунту, залишається в його межах, вологу можна розглядати як складову частину цього ґрунту, як належний йому розчин, тобто як вологу, автохтонну відносно даного ґрунту. Однак, як тільки ця волога шляхом стікання – поверхневого, внутрішньоґрунтового або підґрунтового – надходить в інший ґрунт, що безпосередньо примикає до першого або більш-менш від нього віддалений, відразу ця волога стосовно іншого ґрунту, у який вона надійшла, стає вже аллохтонною і набуває ознак особливого самостійного й своєрідного фактора ґрунтоутворення. Цій волозі вже немає підстав приписувати атмосферне походження, тому що, проходячи навіть по поверхні ґрунту, ця волога збагачується різними речовинами, що розчиняються й суспендуються в ній, перетворюючись, таким чином, у джерело мінеральних і органічних речовин для того ґрунту, куди вона надходить. Щодо цього особливо яскраво проявляється вплив ґрунтових вод.

Існує думка про те, що фактори ґрунтоутворення у своєму впливові на ґрунтоутворювальний процес нерівноцінні. Так, наприклад, Г.Д. Віленський, процитувавши думку С.А. Захарова про те, що педосферою є поверхневий горизонт літосфери, видозмінений сумісним впливом атмосфери, біосфери й гідросфери, – говорить, що ґрунт є похідним чотирьох ґрунтоутворювачів, з яких перший є пасивним, що зазнає впливу і видозмін, три ж останні – активними, що роблять вплив і видозміну.

На думку автора таке протиставлення фактора пасивного факторам активним навряд чи є правильним, але, разом з тим, безсумнівно, що дія окремих факторів неоднакова.

Метою роботи є розкрити проблему поглядів на геологічну породу як на фактор ґрунтоутворення та навести наукові погляди на впливовість материнської породи на ґрунтоутворення.

Одним із невирішених питань генезису ґрунтів, що тривалий час залишається слабо вивченим, є вчення про материнську геологічну породу, яка відіграє велику роль в формуванні структури ґрунтового покриву.

Проблема оцінки вкладу материнської породи у ґрунтоутворювальні процеси є однією з проблем ґрунтознавства. Головні з них, що пов'язані із материнської породою, такі:

- як сучасні ґрунти стали такими, якими ми їх бачимо в наш час;
- як довго вони існують і розвиваються;
- які стадії розвитку вони пройшли;
- якими є їхні стійкість і межі можливих змін;
- як швидко вони зміняться і якими стануть в умовах сучасного мінливого природного середовища при взаємодії природних і антропогенних трендів розвитку [5].

На основі досліджень попередників, В. Докучаєв створив сучасне ґрунтознавство як науку, що стоїть у центрі нового комплексного напрямку пізнання природи, що є, за його висловом, ядром учення про співвідношення між живою й мертвою природою, між людиною й іншим як органічним, так і мінеральним світом. Ця наука вивчає ґрунт як самостійне тіло природи, що утворюється в результаті сполучення геологічних процесів з біологічними, має певне географічне розміщення, залежить від навколишніх умов (кліматичних і геоморфологічних), що є, у свою чергу, умовою існування і відтворення організмів.

Слід відмітити, що створивши нову науку про ґрунт, В. Докучаєв багато років читав курси мінералогії та кристалографії. Він відзначав, що всі геологічні факти

щодо чорнозему збиралися дотепер випадково. Збираючи матеріали, які згодом лягли в основу вчення про ґрунти, В. Докучаєв описав велику кількість геологічних оголень і ґрунтових розрізів, зібрав зразки ґрунтів і підстилаючих порід.

Слід відзначити, що горизонти ґрунтознавства в наш час незмірно зросли, розширилися й поглибилися, зародилися й успішно розвиваються нові його напрями й розділи, в тому числі і при дослідженні впливу геологічної породи на ґрунти. Життя й технічний прогрес висунули нові завдання в освоєнні ґрунтових ресурсів, нові проблеми, нові наукові гіпотези, що пов'язані з такими іменами, як Є. Самойлова, Г. Добровольський, А. Александровський, І. Мякишев, В. Величко, А. Ситников.

Через своїх учнів В. Докучаєв безпосередньо вплинув на ряд інших наук – геологію, петрографію, мінералогію, геохімію, географію, геоботаніку, гідрологію, кліматологію, агрономію, лісівництво. Після Докучаєва у вітчизняному ґрунтознавстві виникло кілька напрямків, основаних на переважному вивченні якої-небудь однієї сторони ґрунту й ґрунтоутворення, – геолого-географічної, агробіологічної, хімічної.

Докучаєв став творцем генетичного ґрунтознавства як науки, очолив славу плеяду односторонніх натуралістів, став їхнім натхненником нових відкриттів. Він створив національну ґрунтознавчу школу, яскравими представниками якої були: Н. Сибірцев, К. Глінка, С. Захаров, Н. Дімо, Л. Прасолов, Б. Полинов, значна кількість його безпосередніх учнів (В. Вернадський, Ф. Левінсон-Лессинг, А. Краснов, Г. Танфілєв, Г. Висоцький та ін.). Генетичне ґрунтознавство і лягло в основу генетичної класифікації ґрунтів, де материнській геологічній породі приділяється неабияка увага.

Дискусії з питань класифікації ґрунтів в деяких випадках набувають характеру принципових методологічних розбіжностей. Саме такого роду положення характерне для нинішнього етапу розвитку ґрунтознавства, коли виявилися два принципово різні підходи: генетичний, що розвивається вітчизняними ґрунтознавцями й багатьма іноземними, та суцього формалізований, відірваний від генетичних ідей, висунутий офіційними ґрунтознавчими закладами США [2].

В основі сучасної системи таксономічних одиниць класифікації ґрунтів лежить докучаєвське вчення про тип ґрунту. Генетичний тип – велика група ґрунтів, які розвиваються в однотипно-сполучених біологічних, кліматичних і гідрологічних умовах на певній групі ґрунтоутворюючих порід. На ріді ґрунти поділяють за характером комплексу місцевих умов: складом ґрунтоутворюючих порід, складом і положенням ґрунтових вод, реліктовими ознаками тощо. На різновидності ґрунти поділяють за механічним складом (піщані, супіщані, легкосуглинисті тощо). Розряд ґрунту – група ґрунтів, які утворилися на однорідній породі (морені, воднольодовикових пісках, лесах, вапняках тощо).

Звичайно, склад і властивості ґрунтоутворювальної породи впливають на швидкість ґрунтоутворювального процесу та його направленість. Наприклад, на малопотужній корі вивітрювання щільних гранітів і гранітогнейсів (Карелія) за довгий час сформувалися примітивні, слабо розвинуті ґрунти потужністю 10-15 см. В той самий час в депресіях і міжсхилих рівнинах тієї ж території, які виповнені льодовиковими відкладеннями – валунними пісками, супісками, легкими суглинками, розповсюджені ґрунти з потужністю 1-1,5 м.

З іншого боку, в деяких роботах автори негативно ставляться до високої ролі материнських порід у процесах ґрунтоутворення. Наприклад, В.А. Величко [1] стверджує: "Головною діагностичною ознакою дерново-підзолистих ґрунтів є чітка текстурна диференціація профілю на гумусово-елювіальний, елювіальний та

ільювальний горизонти. Дерново-підзолисті ґрунти характеризуються чіткою диференціацією мулистих часток та фізичної глини за генетичними горизонтами незалежно від типу ґрунтоутворюючих порід". А. Крупеніков зауважує, що він виклав своє, можливо й спірне, уявлення про ґрунт як важливий компонент біосфери, сформулював парадигму ґрунтознавства як особливої галузі природознавства.

Разом із тим, відповісти на питання про те, який класифікаційний підхід краще, дискусії ґрунтознавців не можуть. Можна і необхідно сперечатися про те, яка класифікація краще реалізує той чи інший підхід, тобто зіставляти класифікації в рамках одного підходу, одних вихідних принципів, але ставити питання, який підхід краще, скоріш за все немає сенсу. Класифікації, основані на різних принципах, не виключають, а доповнюють одна одну. Кожна з них допомагає осмислити свою сторону такого складного об'єкту, як ґрунти. Тому множинність класифікаційних підходів сама по собі явище скоріш позитивне, ніж негативне. Погано не те, що класифікацій багато, погано, що дуже важко їх зіставити між собою (В.М. Фридланд, Н.Ф. Грищенко). Велике значення при класифікації мають діагностичні признаки ґрунтів для виділення типів і більш низьких таксонометричних одиниць – це геологічні і біологічні ознаки складових ґрунту.

Однією з рушійних сил ґрунтоутворювальних процесів на думку багатьох ґрунтознавців є взаємодія малого біологічного і великого геологічного кругообігу речовин (О.І. Перельман).

В результаті біологічного кругообігу речовин ґрунтоутворююча порода взаємодіє з живими організмами та продуктами їх життєдіяльності. Одночасно під впливом геологічного кругообігу хімічні елементи мігрують по профілю ґрунту, що зумовлює формування його хімічного складу.

"Біологічний" напрямок у ґрунтознавстві розвинули П.А. Костичев, В.Р. Вільямс та їх послідовники.

В.В. Докучаєв, визначаючи ґрунт як функцію від спільної діяльності п'яти природних факторів-ґрунтоутворювачів, розглядав спільність їх дії, яка визначає існування й розвиток ґрунту як єдиного природного тіла. Таким чином, вважав В.В. Докучаєв, фактори не можна порівнювати за ступенем важливості, всі вони важливі й рівнозначні. Так і материнська порода є одним з факторів, який набуває більшого або меншого значення в конкретних умовах, випадках, регіонах тощо.

Але те, що від мінерального складу залежать майже всі властивості ґрунтів, які визначають їх родючість, водно-фізичні властивості, резерв поживних елементів, поглинаючі властивості тощо, оцінюється позитивно багатьма вченими (В.А. Ковда, Т. Ямелинець, А.М. Александрова, Н.М. Бреус, М.Б. Куцикович, Д.І. Ковалишин). Особливу роль мінерального в синтезі органічної речовини підкреслював Є.П. Троїцький (1949), він писав, що головна участь мінерального у синтезі органічного полягає у каталітичному впливі на процес, ініціюванні (започаткуванні) ланцюгових реакцій окислення.

Класична роль ґрунтоутворювальних порід в ґрунтоутворенні визначається тим, що вони в значній мірі впливають на склад та властивості ґрунтів, які з них утворюються. Це, в свою чергу, позначається на швидкості перетворення мінеральної маси при ґрунтоутворенні, закріпленні органічних речовин тощо. Мінералогічний, хімічний і механічний склад порід визначає умови росту рослин, здійснює великий вплив на гумусо накопичення, опідзолювання, оглеєння, засолення та інші процеси. Школа ґрунтознавців і нашої країни не відмовляє гірській породі в значущості в ґрунтоутворювальних процесах.

Зокрема, відомо, що головними ґрунтоутворювальними породами є пухкі осадові породи, на яких в залежності від їх типу (елювіальні, делювіальні, пролювіа-

льні, алювіальні, озерні, льодовикові) розвиваються різні типи ґрунтів. Значення типу порід в ґрунтоутворенні визначається їх властивостями. Наприклад, на елювії карбонатних порід в нечорноземній зоні формуються родючі дернові ґрунти, на малопотужному елювії утворюються ґрунти щебеневого складу, а алювій слугує материнською породою для різноманітних заплавлених ґрунтів, що відрізняються родючістю.

ґрунтоутворювальна геологічна порода – це матеріальна основа ґрунту, вона передає йому свій склад, а також властивості, які в подальшому поступово змінюються під впливом ґрунтоутворювального процесу. Зокрема, ґрунтоутворювальні породи розрізняють за вододпроникністю, вологоємністю, пористістю, їх термодинамічними, енергетичними, магнітними та іншими характеристиками (А.Г. Шапар, Я.В. Юрик, Е.М. Самойлова, А.В. Сухорада). Наприклад, встановлено залежність між термодинамічними характеристиками мінеральної частини гірських порід і сприйнятливості до ґрунтоутворення і гумусо накопичення, що дозволяє оцінювати ґрунтоутворювальний потенціал субстратів. (В.О. Забалуєв).

Важливу роль у ґрунтоутворенні відіграє будова, гранулометричний і хімічний склад ґрунтоутворювальної породи, а також глибина залягання підстилаючих, особливо щільних, порід (В.А. Величко, Я.В. Юрик, Е.М. Самойлова). У деяких випадках значення породи настільки значне, що ґрунти навіть одного генетичного виду мають бути віднесені до різних агро виробничих груп. Наприклад, чорноземи типові на суглинковому лесі та їх аналоги на щільних глинах чи продуктах вивітрювання крейди мають відноситися до різних груп. Дерново-підзолисті піщані ґрунти, що залягають на пісках, та ті, що сформувалися на пісках, підстиленних мергелями чи глинами, теж не можна об'єднувати. Такі ґрунти мають різні водно-повітряні та поживні режими і їх слід пов'язати з різними агро виробничими групами.

Значне місце в сучасному дослідженні ґрунтоутворення займають екологічні дослідження ґрунтів і їх материнських порід зокрема (А.Н. Геннадієв). Глобальні зміни природного середовища, що головним чином пов'язані із життєдіяльністю людини, є результатом дії хімічно і фізично активних речовин і полів (теплових, електричних, магнітних тощо). Процеси інженерно-геохімічних перетворень порід минають в часі повільно, але неминуче впливають на стан і властивості геологічного середовища.

Академік Г.В. Добровольський справедливо стверджує: "З метою збереження ґрунтового різноманіття вкрай важливо з'ясувати, ті з них, які мають полівалентну інформаційну цінність: геологічну та ґрунтову, біологічну та ґрунтову тощо. Саме такі багатозначні об'єкти повинні мати перевагу при вирішенні питань отримання статусу територій, що особливо охороняються" [3].

Не висловлюючи заперечень щодо визначення поняття, висловлюється думка про неправомірність перенесення на ґрунт класичного біологічного визначення екології як науки про взаємини живих організмів із середовищем, адже ґрунт є тілом не біологічним (живим), а біоосним. Те, що розуміють під екологією ґрунтів, скоріше відноситься до біогеоценотичного компонентного трактування ґрунтів, що відбиває у своєму складі й властивостях вплив живих організмів на ґрунт і, навпаки, ґрунтів на них, на їхній склад і життєдіяльність. Слід звернути увагу на положення П.С. Коссовича [6], якими нехтують сучасні дослідники:

1. на тих самих породах можуть формуватися різні ґрунти, якщо інші ґрунтоутворювачі різні;

2. ті самі ґрунти можуть формуватися на різних породах, якщо інші ґрунтоутворювачі однакові.

При такому визначенні значення ґрунтоутворювальних порід їх не можна розглядати як екологічний фактор.

Породи становлять матеріальну основу ґрунтів, мають певну енергію, що міститься в кристалічній решітці їхніх мінералів, і під впливом рідкого мінералу (води) перетворюються, їх мінеральний і мінералогічний склад змінюється навіть при незмінних температурах і біологічних впливах. Останні прискорюють і видозмінюють напрямки і швидкість вивітрювання й ґрунтоутворення.

Ці факти наведено нами для того, щоб показати, що, по-перше, ґрунтоутворювальні породи не є пасивною основою ґрунту; по-друге, склад ґрунтоутворювальних порід може характеризувати напрямок ґрунтоутворення більшою мірою, ніж живі організми. Однак це не означає, що можна заперечувати істотну роль останніх у ґрунтоутворенні, а лише слід підкреслити, що без ґрунтоутворювальної породи не може бути ґрунту і що часто живі істоти, пожвавлюючи його, не можуть змінити його настільки, щоб їхнє важливе значення в генезисі ґрунтів було б "подавлене". Більш того, безпосередньо пухка порода під впливом води може перетворюватися в ґрунтовий субстрат і мати високу родючість [4].

Висновки. Таким чином, підкреслюється закономірний підхід до більш складного розуміння процесів перетворення ґрунтоутворювальних порід у ґрунти. При цьому не тільки рослини й тварини можуть перетворювати ґрунтоутворювальну породу в ґрунт, але й породи, взаємодіючи з водою, беруть участь у ґрунтоутворенні, що у свою чергу посилює ґрунтоутворювальну роль мікроорганізмів. Останні, ймовірно, часто стають агентами прямої взаємодії з рослинами й передавачами їм необхідних поживних речовин.

Однією з рушійних сил ґрунтоутворювальних процесів, на думку багатьох ґрунтознавців, є взаємодія малого біологічного і великого геологічного кругообігу речовин. ґрунт – це особливе природне утворення, і, якби ґрунтоутворювальні породи були б тільки інертним субстратом, то рослини й тварини не могли б створити того особливого й неповторного тіла, наділеного таким складом, властивостями та процесами, які не притаманні іншим тілам природи. При вивченні цього питання багатьма авторами підкреслюється закономірний підхід до більш

складного розуміння процесів перетворення ґрунтоутворювальних порід у ґрунти. При цьому не тільки рослини й тварини можуть перетворювати ґрунтоутворювальну породу в ґрунт, але й породи, взаємодіючи з водою, беруть участь у ґрунтоутворенні, що у свою чергу посилює ґрунтоутворювальну роль мікроорганізмів.

Опрацювання оглянутих проблем важливе не тільки в теоретичному плані. Для того, щоб управляти функціями ґрунту як системи, необхідний тільки комплексний системний підхід, тобто слід урахувати як внутрішні зв'язки у системі (ґрунту), так і зв'язки системи в цілому з тими зовнішніми факторами, у яких ця система працює. Саме із цієї концепції ґрунту як складної біосферної системи, обґрунтованої ще В.В. Докучаєвим, В.І. Вернадським і Б.Б. Полиновим, випливає головне завдання сучасного ґрунтознавства – розробити теорію й методи комплексного управління ґрунтовими процесами й властивостями ґрунтів з метою узагальнення результатів різномірних їх досліджень, набуття нових методів прогнозу їх еволюції для розширеного відтворення ґрунтової родючості.

Таким чином, за рахунок історико-наукового аналізу доведено теоретичну незавершеність вирішення проблеми розробки концепцій впливу геологічної породи на процес ґрунтоутворення.

1. Величко В.А. ґрунтовий покрив Українського Полісся як зонально обумовлений природний комплекс, його діагностика та класифікація: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. с.-г. наук: 06.01.03. – Х., 1999.
2. Гриценко Н.Ф. Міжнародна класифікація ґрунтів як історичне наукове явище // Історія освіти, науки і техніки в Україні: Матер. IV конф. молодих учених та спец., 29 січ. 2008 р. – К.-Х., 2008. – С. 105–107.
3. Добровольський Г.В. Итоги и задачи почвоведения на рубеже XX и XXI веков // Почвоведение. – 2001. – № 2. – С. 133–137.
4. Злобенко Д.І. Історія формування наукових ідей і уявлень про розвиток ґрунтів: еволюція наукової думки і проблеми сучасності // Вісник Східноукраїнського нац. ун-ту ім. В. Даля: Наук. журн. – Луганськ, 2006. – № 9 (106), Ч. 2. – С. 75–82.
5. Иванов И.В. Проблемы генезиса и эволюции степных почв: история и современное состояние // Почвоведение. – 1996. – № 3. – С. 324–334.
6. Коссович П.С. К вопросу о генезисе почв и об основаниях для генетической почвенной классификации // Журн. оп. агр. – СПб, 1906. – VII. – С. 478–501.

Надійшла до редколегії 10.09.08.

СТРУКТУРНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.254

О. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
В. Янченко, асп.

ПСЕВДОКОНГЛОМЕРАТИ ТЕТЕРІВСЬКОЇ СЕРІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (ЗА ДАНИМИ ТЕКТОНОФАЦІАЛЬНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ)

В статті викладено результати тектонофаціальних досліджень конгломератоподібних порід тетерівської серії (палеопротерозой) на Українському щиті. Приведено обґрунтування дислокаційного походження цих порід. Розглянуто їх текстурні особливості, фізичні умови та механізми формування.

The article presents the results of tectonofacial investigations of conglomerate-like rocks of Teteriv series (Paleoproterozoic) in Ukrainian shield. The grounding of these rocks dislocation origin is adduced. Their textural characteristics, physical conditions and formation mechanism are analyzed.

Постановка проблеми. До псевдоконгломератів у метаморфічних комплексах звичайно відносять продукти тектонічного мікророзлінування та мікробудинажу метаморфічних та ультраметаморфічних порід, які текстурно дуже схожі на конгломерати з пластично деформованою галькою. Між тим, недостовірною ідентифікація подібних утворень і, тим більше, помилкове сприйняття їх за конгломерати призводить до хибних висновків щодо стратиграфії, тектоніки та й узагалі про історію геологічного розвитку регіонів, де вони присутні. Тому проблема розпізнання подібних утворень (рівно як і їх антиподів – конгломератів) у метаморфічних товщах залишається незмінно актуальною. У зв'язку з цим ми

вважали за необхідне також звернутися до цієї проблеми, застосувавши для її вирішення тектонофаціальну методологію польових досліджень, яка дозволяє розкрити деякі нові структурні нюанси щодо походження й морфологічних форм прояву утворень цього типу. Даний аналіз базується на парагенетичній основі й враховує РТ-умови вихідних середовищ та відповідні цим умовам реологічні механізми дислокаційних перетворень порід, і також, що дуже важливо, дозволяє визначати відносну інтенсивність дислокаційних перетворень порід та складених ними тіл за спеціально прийнятою десятибальною шкалою тектонофацій (своєрідних дислокаційних фацій).

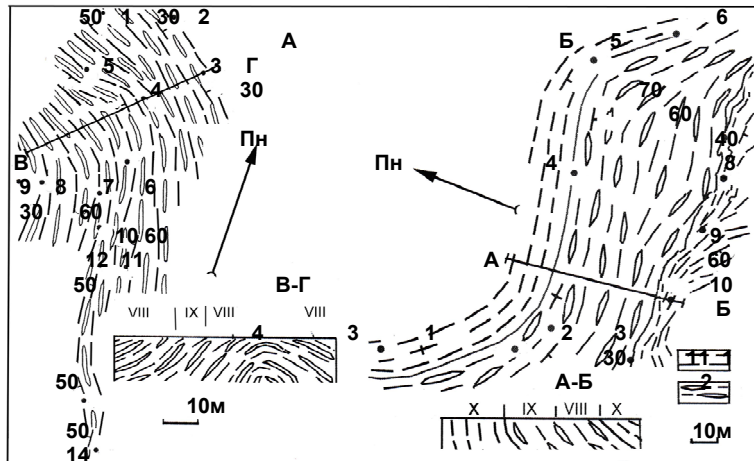


Рис. 1. Геологічні схеми псевдоконгломератів тетерівської серії в плані та в розрізі на ділянках Ленінівська (А) та Мар'янівська (Б).

Арабські цифри на схемі та розрізі – номери точок спостереження (т.с.). Римські цифри на розрізах – бали тектонофацій: 1 – інтенсивно розсланцьовані біотитові та амфіболові гнейси 2 – псевдоконгломерати

Об'єкти досліджень. Нами досліджено декілька достатньо відомих "конгломератових" об'єктів у західній та північно-західній частині Українського щита (УЩ). Результати цих досліджень дають підставу вважати, що на цій частині УЩ присутні як дійсні конгломерати (чи дуже близькі до них за походженням олістостромові утворення), так і конгломератоподібні породи явно дислокаційного походження. До числа останніх належать так звані "конгломерати" тетерівської серії (неопротерозой) Кочерівського синклінорію Волинського мегаблоку. Ці утворення якраз і є предметом розгляду в даній роботі. Вони досліджувалися на двох близько розташованих ділянках, з яких одна знаходиться біля с. Леніно Житомирської області на лівому березі р.Тетерів (рис. 1), а друга – біля с. Мар'янівка на протилежному березі цієї ріки (рис. 2).



Рис. 2. Псевдоконгломерати тетерівської серії в ТФ VIII. Темно-сіре – матрикс (інтенсивно розсланцьовані біотитові гнейси); світле – лінзовидні мікротіла, що складені породами гранітоїдного складу

Конгломератоподібні породи на відзначених ділянках складаються із субпаралельно орієнтованих лінзовидних, а в окремих випадках й ізометричних мікро- та мезотіл, складених різнозернистими (від аплітоїдних до пегматоїдних) лейкократовими гранітоподібними породами, та з тонко розсланцьованого матриксу ("цементу"), складеного біотит-амфіболовими гнейсами (рис. 2). Довжина лінзовидних мезотіл відзначеного типу коливається від перших міліметрів до 30 см, а товщина – від перших міліметрів до 5 см. При цьому співвідношення довгої осі цих тіл до короткої (а:с) коливається в діапазоні від 2 до 30 і в середньому на відмічених ділянках становить 10-15. Крім того, зустрічаються одиночні мік-

ротіла субізометричної чи наближеної до неї форми. Сланцьоватість матриксу в більшості випадків плавно обтікає ці лінзовидні тіла. Подібні утворення можна кваліфікувати як мікромеланж.

Треба зазначити, що походження конгломератоподібних порід тетерівської серії є предметом тривалої усної й публікаційної дискусії. Зокрема, А.Н. Стригиним, А.В. Кобзарем та Л.Р. Казаковим [5] ці утворення віднесено до валунно-галечних конгломератів як аналогів конгломератів криворізької серії. За аргументи їх осадового походження ці дослідники прийняли округлу форму "гальок" та близькість складу "галечного" матеріалу й метаморфізованого "цементу". Є.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко [2] також віднесли ці утворення до числа конгломератів [2]. В той же час, протилежну думку щодо природи цих порід висловили В.С. Сукач та О.С. Іванушко [6]. Вони вважають, що ці породи мають динамометаморфічне походження. В основу такого погляду ці дослідники поклали такі аргументи: 1) витриманість простягання смуги конгломератоподібних порід при ширині 140-150 м майже на протязі 10 км, що, на їх погляд, характерно для тектонічних зон, 2) неможливість віднести ці породи до числа міжформаційних, тому що в них відсутня "галька" підстиляючих порід, 3) утикання мікрошаруватості (в нашому розумінні, мікросланцьоватості – *авт.*) "цементу" у стінки окремих субізометричних "гальок", що, на їх погляд, є свідченням обертання цих мікротіл.

Результати досліджень. Виконані тектонофаціальні дослідження показали, що конгломератоподібні породи тетерівської серії на обох відзначених ділянках утворилися по мігматитах та мігматизованих біотит-амфіболових гнейсах при знакозмінній пластичній зсувній течії цих порід та викликаного цієї течією розлінування порід по системі пластичних сколів за механізми, що показані на рис. 3. Рівень подібних дислокаційних перетворень мігматитів на цих ділянках переважно відповідає тектонофаціям (ТФ) від VIII до X, з локальним їх зниженням до ТФ VII та навіть VI. В середньому на першій ділянці він відповідає ТФ VIII, а на другій – ТФ IX (визначення балів тектонофацій здійснювалося за десятибальною шкалою, що наведена в роботах [3, 4]). У ТФ VIII – X ці породи набувають текстури тектонічного мікромеланжу: лінзовидні тіла відзначеного типу розосереджені й затерті у сланцьоватій масі біотит-амфіболових гнейсів (див. рис. 2).

Крім відзначеного, результати тектонофаціальних досліджень свідчать, що пластична течія й розлінування порід супроводжували (можливо, й стимулювали)

мігматизацію в наступній послідовності: спочатку в сферу дислокаційних перетворень був залучений мікрозернистий матрикс (палеосома) та дрібно- та середньозернисті продукти початкових фаз гранітизації, й останніми – крупнозернисті гранітоподібні та пегматоїдні породи неосоми – продукти заключної стадії мігматизації. Подібні взаємовідносини зафіксовані на рис. 4.

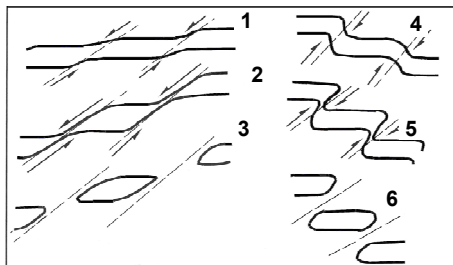


Рис. 3. Механізми послідовного розлінування смугастих мігматитів

за допомогою пластичного сколювання й наступного розосередження вторинних лінзовидних тіл в умовах поздовжнього розтягу (1–3) та стиснення (4–6)

Більш конкретно про дислокаційне походження псевдоконгломератів свідчать такі факти.

1. Форма лінзовидних тіл та співвідношення їх зі сланцюватістю матриксу в рівних ТФ певною мірою залежать від складу й структури (за розміром зернистості) вихідної для цих тіл частини мігматитів (рис. 5), а також від інтенсивності дислокаційних перетворень мігматитів. Зокрема, в ТФ VIII гнейсовий матрикс несе мікрошарувату текстуру, з високим рівнем паралельності "мікрошарів". За ними слідує тонкозерниста (аплітоїдна) складова мігматитів: нею створені відносно тонкі та протяжні лінзи та навіть смуги. При цьому поверхні, що їх обмежують, орієнтовані майже паралельно або під дуже гострим кутом до сланцюватості матриксу. Дещо в цьому відношенні їм поступають грубозернисті та пегматоїдні складові неосоми мігматитів. Вони складають груболінзовидні й навіть окремі ізометричні мікротіла. Подібні варіації геометричних форм вторинних тіл, скоріше за все, зумовлені впливом реологічного фактору, а, якщо точніше, різним опором тектонічній течії різних за складом порід. Так, найменший такий опір спричиняли відносно найменш в'язкий у мігматитовій масі гнейсовий матрикс та тонкозернисті породи аплітоїдного типу, а найбільший подібний опір чинили відносно найміцніші (й відповідно в'язкі), крупнозернисті гранітоїдні та пегматоїдні породи. Тому не випадково субізометричні тіла, що дійсно нагадують "гальку", формувалися за рахунок останніх. Але треба відзначити, що

кількість таких тіл у тетерівських псевдоконгломератах не перевищує перших відсотків.

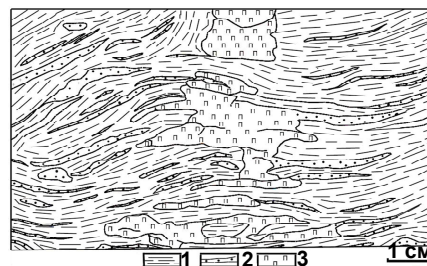


Рис. 4 (т.с. 6 на Рис. 1).

Літологічно вибіркове розсланцювання та розлінування різних за складом і за послідовністю формування частин мігматитів: 1 – інтенсивно розсланцьовані, мікросмугасті біотитові гнейси палеосоми, 2 – тонкі лінзовидні тіла аплітоїдних та дрібно- й середньозернистих гранітоїдних порід неосоми, 3 – пегматоїдні породи неосоми. Гніздовидні мікротіла пегматоїдних порід одночасно перетинають сланцюватість матриксу (1) й обтікаються цією сланцюватістю

2. На фоні лінзовидно-смугастої будови конгломератоподібних утворень в ТФ VI та VII зберігаються острівки мігматитів, що не потрапили в сферу розсланцювання та розлінування (рис. 5). Ці релікти представлені грубою смугастістю, місцями ускладненою гніздовидними уособленнями пегматоїдних порід. Контури й форма цих мезотіл неосоми не зовсім співпадають з орієнтуванням сланцюватості матриксу. Більш того, окремі подібні мезотіла, вписуючись в загальну лінзовидно-сланцювату будову породи, тією чи іншою мірою зберігають первинні, характерні для неосоми мігматитів, дискордантні (незгідні) просторові співвідношення з палеосомою.

3. Породи, що складають лінзовидні тіла, в більшості тектонофацій, за виключенням IX – X, де проявлені дуже великі деформації, не несуть структур течії (сланцюватості, гнейсуватості тощо). Цей факт свідчить про те, що подібна їх форма не є результатом сплюснення, яке, наприклад, характерно для гальки пластично деформованих конгломератів, а, як відзначено вище, є похідною сколювання. Слід зазначити, що подібний критерій використовуються М.Д. Криловим, А.Н. Казаковим та Ф.П. Митрофановим для ідентифікації конгломератів та псевдоконгломератів раннього докембрію Балтійського щита [1]. Крім відзначеного, про сколююче походження лінзовидних тіл певною мірою свідчить переважно гострокутне їх вклинювання. У розплющених гальках конгломератів, як відомо, таке замикання тільки закруглене.

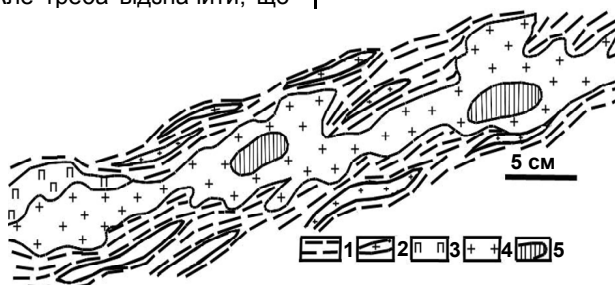


Рис. 5. Майже реліктова форма тіл неосоми в ТФ VI: 1 – розсланцьовані біотитові гнейси матриксу (палеосоми), 2 – лінзовидні мікротіла аплітоїдних порід, 3 – пегматитоподібні породи неосоми, 4 – середньо- та крупнозернисті лейкократові гранітоїдні породи, 5 – кварцові ядра мезотіл неосоми. Ленінівська ділянка (т.с. 2 на Рис. 1)

4. У лінзовидних тілах, за виключенням окремих субізометричних тіл, відсутні шлейфи в торцях (тінях тиску). Подібна ситуація якраз і відрізняє породи-тектоніти дано-

го типу від конгломератів, пластично деформована галька яких звичайно супроводжується такими шлейфами.

5. На мікроділянках, де у складі мігматитів переважає гнейсовий матрикс, присутні мікроскладочки ламі-

нарної течії, осьові поверхні яких паралельні сланцюватості. Їх наявність підтверджує сам факт існування течії та її знакозмінний характер при формуванні структур мікророзлінзування.

6. Крім відзначених лінійних складок, розвинені структури завихрення – кільцеві "мікроскладки". Вони в першу чергу розвинені в матриці. Їх присутність також свідчить про високопластичний, наближений до в'язкого, характер течії мігматитів.

Форми залягання псевдоконгломератів. Такі форми визначаються за просторовим орієнтуванням тих площинних елементів, що утворилися безпосередньо при тектонічній течії (сланцюватість матриксу та великі площини лінзовидних тіл). На обох ділянках псевдоконгломерати, з урахуванням замірів орієнтування цих елементів, знаходяться у вторинній формі залягання. Зокрема, на ділянці Ленінівській вони зім'яті у пологі антиформну складку, вісь якої поступово змінює простягання від майже меридіонального до північно-західного (див. рис. 1). У свою чергу на ділянці Мар'янівській псевдоконгломерати утворюють вторинну монокліналь Z-подібної форми в плані та гвинтоподібної по вертикалі, крила якої мають майже меридіональне простягання, а осьова частина орієнтована майже широтно (див. рис. 1). Падіння при цьому коливається від 30 до 90°.

Дислокаційні накладення на псевдоконгломерати. Визначено як мінімум чотири етапи таких накладень. Накладення першого етапу, як відзначено вище, привели до формування антиформи й вторинної монокліналі. Наступним накладенням відповідають крихкі діагональні сколи з підворотами та поперечні відриви, що заліковані жильними тілами. Усі ці накладення здійснювалися в низькотемпературних умовах (мезозона та вторинна епізона) і носять інтерференційний характер. Вони ніяким чином на текстурно-структурні особливості псевдоконгломератів не впливали.

Якщо прийняти до уваги той факт, що кути падіння крил відзначеної антиформи приблизно становлять 30-45°, то є певні підстави вважати, що й орієнтування поверхонь зсувної течії мігматитів на стадії тектонічного розсланцювання й розлінзування також не перевищувало ці кути, тобто така течія здійснювалася по пологих (шар'яжних) поверхнях.

Вік псевдоконгломератів. Верхня вікова границя цих утворень визначалася за перетином сланцюватості

жильними тілами. На Ленінівській ділянці таку сланцюватість порушують дайки діоритів та гранодіоритів житомирського (?) комплексу, а також жили постмігматичних пегматитів і кварцу.

Висновки. Приведені результати тектонофаціальних досліджень й відповідний фактичний матеріал дозволяють зробити наступні висновки щодо природи тетерівських "конгломератів".

1. Досліджені конгломератоподібні породи цієї серії мають дислокаційне походження і є похідними тектонічного розлінзування мігматитів при пластичній зсувній їх течії. За характером внутрішньої будови подібні новоутворення відповідають мікромеланжу.

2. Високопластичний характер тектонічного розлінзування здійснювався в термальних умовах, що відповідають умовам гранітизації. Є підстави вважати, що тектонічне розлінзування супроводжувало мігматизацію (й, можливо, сприяло зростанню її ефективності), послідовно накладаючись на всі її фази й у тому числі на останню – пегматоїдну.

3. Постмігматичні дислокаційні накладення й у тому числі формування антиформи та вторинної монокліналі носять інтерференційний характер. Вони явно відбувалися у низькотемпературних умовах (мезозона та вторинна епізона) і до формування псевдоконгломератів ніякого відношення не мають.

4. Верхня вікова границя виникнення конгломератоподібних утворень тетерівської серії відповідає віку дайок діоритів та гранодіоритів, які перетинають ці утворення. Якщо вважати, що ці дайки належать до житомирського комплексу, то вік тетерівських псевдоконгломератів як мінімум палеопротерозойський.

1. Крылов М.Д., Казаков А.Н., Митрофанов Ф.П. Конгломераты и псевдоконгломераты раннего докембрия. – Л., 1989. 2. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. – Львов, 1975. 3. Лукієнко А.И., Кравченко Д.В. Реологичні типи дислокаційної тектоніки Українського щита на Середньому Побужжі (за результатами тектонофаціальних досліджень) // Вісник Київського університету. Геологія. – 2002. – Вип. 22. – С. 102–106. 4. Лукієнко А.И., Кравченко Д.В., Сухорада А.В. Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита. – К., 2008. 5. Стригун А.Н., Кобзар В.А., Казаков Р.Л. Валунно-галечный материал в тетеревских гнейсах (Украинский щит). – ДАН СССР, 1964. – Т. 158. – № 3. – С. 609–612. 6. Сукач В.С., Іванушко О.С. Про походження "конгломератів тетерівської серії" // Геологічний журнал. – 1977. – № 4. – Т. 32. – С. 125–132.

Надійшла до редколегії 29.09.08

УДК 551.25

В. Шевчук, здобувач

ГРАНІТО-ГНЕЙСОВІ МОНОКЛІНАЛІ У СТРУКТУРІ ТАЛЬНІВСЬКОЇ ЗОНИ РОЗЛОМІВ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Розглядається палеопротерозойський етап структуроутворення в межах Тальнівської зони розломів, головний прояв якого вбачається у формуванні граніто-гнейсових монокліналей, сформованих під час палеопротерозойської автохтонної гранітизації. На прикладі Ульяновської граніто-гнейсової монокліналі показано взаємозв'язок багато-стадійного деформаційного процесу та речовинних перетворень.

Paleoproterozoic stage of the structure formation in Talnov fault zone is described. The main feature of this stage is the granite-gneiss monoclinals formation during the autochthone granitization. The interconnection between multi-stage deformation process and matter transformation is showed on the example of Ulyanivsk granite-gneiss monoclinial.

Вступ та постановка проблеми. За даними геологічного довивчення масштабу 1:200 000, в межах центральної частини Українського щита важливою структурою є Голованівський блок (шовна зона). Із заходу він відокремлюється від Росинсько-Тікицького та Дністровсько-Бузького (Росинсько-Бузького) мегаблоків Тальнівською зоною розломів, а на сході обмежується Первомайською зоною розломів, котрі, зближуючись у районі долини р. Гнилий Тікич, обумовлюють клиновидну в плані блокову структуру субмеридіонального простягання. Тальнівська (Одесько-Тальнівська) та Перво-

майська тектонічні зони фігурують у ранзі глибинних розломів (тектонічних швів). Вони виділені "за комплексом геолого-геофізичних ознак і характеризуються проявленням зон катаклазу, бластезу, мілонітів, іноді зон меланжу потужністю від перших сотень метрів до декількох кілометрів" [2].

Значна ширина обмежуючих Голованівський блок розломних зон та висока інтенсивність розривної внутрішньої порушеності блоку стали підставою для ідентифікації його як єдиної шовної структури. До того ж, за геофізичними даними, приблизно посередині Голова-

нівського блоку у рельєфі границі М виявлено субмеридіональний уступ з амплітудою понад 20 км, на захід від якого підосва кори занурена на глибину 62-67 км, а на сході фіксується на глибині 36-42 км, причому на схід від Тальнівського розлому породи кори мають аномально високу густину [3].

Тальнівська зона розломів (ТЗР) має субмеридіональне, при крутому східному падінні, простягання, яке в районі Ульяновки змінюється на північно-східне. На північ вона має продовження у вигляді Ядлово-Трактемирівської, а на південь – Харцизько-Сарматської зон розломів. Її тектонічне значення аналізується у роботах багатьох дослідників, зокрема, П.С. Верем'єва, В.К. Гавриша, О.І. Слензака, К.Ф. Тяпкина, В.А. Нечаєва, І.І. Чебаненко, А.В. Чекунова, В.Г. Кучми та ін. У фундаментальній праці О.Б. Гінтова докладно розглядається внутрішня будова і тектонофізичні особливості зони. На підставі вивчення однотипних структур другого порядку, які уявляються тектонічними амфіболітової, епідот-амфіболітової та зеленосланцевої фацій (представлені мілонітами, бластомілонітами, динамометаморфічною смугастістю та розсланцюванням), виділено шість зон сколювання. Обговорюючи проблему часу формування Тальнівської зони розломів, О.Б. Гінтов зазначає, що при генеральному її простяганні близько 20-25°, головними для неї є Тальнянківська, Заячківська, Коржівська, Веселокутська та Синицівська зони сколювання, які були закладені у кінці раннього протерозою, оскільки в них зустрічаються бластомілоніти по гранітах звенигородського (на півночі) та уманського (на півдні) комплексів (2100-2000 млн років) [1].

Зазначимо, що ряд важливих питань будови та розвитку Тальнівської зони розломів залишаються досі не з'ясованими. Передусім йдеться про характер взаємозв'язків між речовинними перетвореннями і деформаційними процесами та просторово-часові співвідношення між різновіковими і генетично різними структурно-текстурними елементами тектонітів. Таким чином, залишається проблематичною тектонічна еволюція зони, у тому числі динамо-кінематичні умови геологічно зафіксованих етапів та стадій її розвитку. Вагоме значення у цій проблематиці мають особливості розвитку процесів протерозойської тектоно-магматичної активізації (ТМА), зокрема розвиток граніто-гнейсових монокліналей (ГГМ) [4]. Останні являють собою інтенсивно гранітизовані фрагменти зони розломів, мігматитові і граніто-гнейсові утворення, в межах яких відзначаються повсюдним розвитком директивних текстур із витриманим моноклінальним заляганням [4].

Палеопротерозойські граніто-гнейсові моноклінали у структурі Тальнівської зони розломів.

За даними багатьох дослідників ТЗР, як і інші міжмегаблокові розломні зони Українського щита, має тривалий розвиток, хоча час закладання зони розломів досі надійно не встановлений. В якості ранньоархейських її проявів може сприйматись біль-менш витримане субмеридіональне простягання первинної сланцюватості та смугастості гнейсово-кристалосланцевих та плагіомігматитових утворень ранньоархейських структурно-формаційних комплексів (діафторованого гранулітового і плагіограніт-амфіболітового). Вони фрагментарно збереглися в досить умовних межах зони розломів під час потужного палеопротерозойського тектогенезу і масового двопольовоплатового гранітоутворення – головних проявів режиму тектоно-магматичної активізації.

Ступінь і характер переробки архейського субстрату під час протерозойської гранітизації вкрай нерівномірні як у межах УЩ в цілому, так і в межах шовних зон. Це пов'язується із диференціацією проникності кори щодо аномальних термофлюїдних потоків. Особливості останніх відображаються розвитком, передусім, метасоматично-інтрасоматичних та анатектично-палінгенних

процесів та формуванням різноманітних мігматитів і граніто-гнейсів. Виразною особливістю протерозойського гранітоутворення, котра однозначно відрізняє його від архейської плагіогранітизації, є стійка калій-кремнієва геохімічна спеціалізація флюїдів. Профілюючим інтенсивним параметром інфільтраційного (інфільтраційно-дифузійного) метасоматозу виступають концентрації та хімічні потенціали кремнезему та калію – цілком рухливих компонентів у системі гранітоутворення.

Диференціація пов'язаних між собою процесів динамометаморфізму (багатостадійного катаклазу, мілонітизації та розсланцювання на рівні амфіболітової фації та фації зелених сланців) і автохтонного гранітоутворення в межах ТЗР обумовлює формування системи субпаралельних ГГМ, котрі, кулісоподібно підставляючи одна одну, трасують ТЗР по всій її довжині. У зв'язку із недостатньою відслоненістю, відтворити повністю географію ГГМ та встановити їхні просторові параметри в межах Тальнівської зони практично неможливо. Окрім слабкої відслоненості зони, цьому заважає багатоетапність та змінність динамо-кінематичних умов формування, що позначається різноманітністю деформаційно-структурних проявів та просторовим неспівпадінням різновікових структурних парагенезисів. Ті чи інші компоненти цих парагенезисів (розривні структури різних рангів, структурного та речовинного змісту) можуть глибоко проникати як в межі розташованих західніше мегаблоків УЩ, так і розсікати прилеглі до ТЗР частини Голованівського блоку, іноді розчленовуючи його наскрізь.

Структурна різноманітність мігматитів, переважання тих чи інших їх типів безпосередньо пов'язані із динамо-кінематичними умовами мігматизації. Загальновідомі емпіричні та експериментальні дані засвідчують, що найсприятливішими умовами для функціонування термофлюїдних потоків є умови розтягу в межах літосфери. З іншого боку, концентрований розтяг з проникненням розломів на значну глибину сприяє виникненню на відповідних глибинах магматичних осередків та інтродуванню мігматитів строкатого складу. Очевидно, широкі ареали мігматизації потребують не концентрованої, а розсіяної проникності породних мас, що найкраще може забезпечуватись масовим дробленням значних об'ємів порід.

Таким чином, оконтурювання окремих ГГМ в межах ТЗР має досить умовний характер, разом з тим, усі вони вкладаються у доволі витриману за простяганням (30-40°) смугу. Виділяються вони у поперечних розрізах вздовж річок і можуть бути продовженням одна одної, що в силу закритості території встановити достеменно практично неможливо.

У розрізі вздовж р. Гірський Тікич, загальною шириною у ранньому її прояві біля 15 км, ТЗР має струменевий характер, з локальними посиленнями та послабленнями ступенів мігматизації та розсланцювання. Пізньосинпорфіробластичне і постпорфіробластичне розсланцювання (катаклаз, мілонітизація та бластез) проявлені у порівняно нешироких смугах, що певним чином спряжені між собою у пізньосингранітизаційні та постгранітизаційні структурні парагенезиси. Найбільш яскравими представниками таких пізніх локальних ГГМ є Гордашівська, вскрита у Гордашівському кар'єрі та Тальянківська ГГМ, відслонена у кар'єрі на східній околиці смт. Тальне. Крім того, у бортах р. Гірський Тікич зафіксовано локальні "струмені" інтенсивної гранітизації.

Вздовж р. Ятрань найбільш виразними є Коржівська та Дубівська ГГМ, котрі, можливо, зливаються у єдину структуру. Їхні продовження у південній частині ТЗР можна бачити вздовж долини р. Синиця. На південній околиці м. Ульяновка порівняно добре відслонена Ульяновська ГГМ.

Зазначені окремі ГГМ об'єднує витримане простягання та субвертикальне залягання мігматитової смугастості та сланцюватості граніто-гнейсів, причому пізні її

генерації успадковують тією чи іншою мірою ранні, виражені субпаралельною орієнтацією порфіробластів калієвого польового шпату (КПШ), лінзовидних кварц-калішпатових та кварц-спюдистих агрегатів. Лише пост-гранітизаційна сланцюватість деформаційного типу у пізніх локальних розломах може мати суттєво інші просторові орієнтації.

Зазначені фрагменти ГГМ ТЗР відзначаються близькими особливостями структурних і речовинних перетворень та взаємозв'язків між ними. Наведемо коротку характеристику цих особливостей на прикладі Ульянівської ГГМ, яка відрізняється чи не найбільшою різноманітністю структурно-текстурних і петрографічних типів тектонітів, мігматитів та граніто-гнейсів.

Зв'язок структурних та речовинних перетворень на прикладі Ульянівської ГГМ.

Ульянівська ГГМ прослідковується у північно-східному напрямку (аз. прост. 30-35°) вздовж околиць м. Ульянівка, де добре доступна для безпосередніх спостережень у невеликому кар'єрі розміром 100×40 м.

В межах усього кар'єру відслонюється мігматитово-граніто-гнейсова монокліналь із однаковим заляганням пов'язаних із гранітизацією площинних текстур (смугастості мігматитового типу і кристалізаційної сланцюватості).

Зона являє собою жильно-смугасту структуру витриманого залягання (аз.пад. 125° кут падіння 76-78°) мігматитової смугастості і різнотипної сланцюватості у смугастих мігматитах і граніто-гнейсах, що виникли завдяки автохтонному синдеформаційному гранітоутворенню. Це дає підстави класифікувати її як граніто-гнейсову монокліналь, місцями ускладнену дрібними прирозломними складками зсувного (зсуво-насувного характеру). При витриманій будові речовинний склад Ульянівської ГГМ достатньо строкатий. Метаморфічний субстрат, що зберігся після потужної палінгенно-метасоматичної переробки у скіалітах смугастої, лінзовидної або неправильної форми, представлений дрібнозернистими кристалічними сланцями, плагіогнейсами та плагіомігматитами.

Гранітизація загалом носить яскраво виражений калій-кремнієвий геохімічний профіль, з потужним розвитком кварц-калішпатової мінеральної асоціації по будь-яких породах субстрату. Калішпатизація і окварцування можуть бути поступовими, з послідовним перетворенням субстрату до гранітоїдного складу, або мати концентрований вираз, із формуванням жильних граніто-пегматитових та апліт-пегматитових тіл у субпаралельних структурах розтягу. Крім того, петроструктурні дослідження доводять багатоетапний і синдеформаційний характер мігматизації і гранітоутворення. У переважній більшості випадків перекристалізація є достатньо швидкою і досконалою, вона маскує завжди випереджуючу деформацію та структурні парагенезиси попередніх етапів, прояви крихкого дроблення (деструкції, проковзування) залишаються лише у реліктах.

У структурно-текстурному відношенні мігматити і граніто-гнейси Ульянівської ГГМ доволі різноманітні. На фоні загальної грубосмугастої текстури, яка передусім визначає головну ознаку ГГМ, відзначається велика кількість тектурних і структурних ознак і елементів, котрі за своїми параметрами можуть бути розділеними (часом доволі умовно) на мезо- і мікроелементи. Ті та інші формують різнорангові структурні парагенезиси, тобто такі асоціації структурно-текстурних елементів, котрі утворювалися в одному полі напружень, що сприяє певним геометричним співвідношенням між ними.

Повсюдним поширенням відзначається груба смугастість мігматитового типу. Вона проявлена у межах усього перерізу Ульянівської ГГМ і є її визначальною текстурою з моноклінальним заляганням. З нею узгоджується сланцюватість, яка має комбінаційний характер і розвивається на фоні перманентних деформацій-

них і речовинних перетворень. Вона представлена субпаралельною орієнтацією порфіробластів КПШ, лінзовидних скупчень кварц-польовошпатових агрегатів, лусками біотиту та їх лінзовидних скупчень. Сланцюватість у скіалітах успадковує кліваж і проявлена передусім лусками біотиту. Загальне моноклінальне залягання смугастості та сланцюватості порушується локальними збуреннями, будинованням, утворенням прирозломних та міжпластових асиметричних складок та флексур, підворотів фрагментів скіалітів, жил, просічок мілонітів тощо. Такі елементи є важливими компонентами мезоструктурних парагенезисів – реперів переміщень, що візуалізують деякі особливості деформаційного процесу та послідовність речовинних перетворень, хоча, на жаль, рідко зустрічаються на фоні ГГМ.

На прикладі асиметричної складки (рис. 1) встановлюються ознаки двох етапів розвитку. На першому етапі в умовах субширокого стиснення відбувалось формування складок та їх послідовне роздавлення. Це проявилось згином ранніх прожилків плагіогранітного складу, їх будинованням та відносним переміщенням будин. Більш пізній кліваж, котрий передувє розвитку кварц-калішпатової мінералізації, зумовлює переважно лівозсувні перміщення фрагментів, що дає підстави прийняти деформаційну схему транспресії із суттєво лівозсувною компонентою, що передувала інтенсивній кварц-калішпатовій мінералізації. Наступна зміна стиснення відносним розтягом призвела до виникнення у лівому крилі складки зони розтягу і формування транзитного щодо складчастої структури прожилку суттєво кварц-калішпатового складу. Кремній-калієвий метасоматоз мав синдеформаційний характер, що проявилось у перманентному поновленні систем мікроскопів, що руйнують крупнозернисті кварц-калішпатові агрегати. По площинах кліважу розвивається дрібнолускуватий біотит і, таким чином, формується вторинна сланцюватість, паралельна мігматитовій смугастості. У вертикальному розрізі цієї структури відзначається підкидовий характер ранніх деформацій, що узгоджується із транспресійною схемою.



Рис. 1. Асиметрична мікроскладка у мігматитах

Достатньо очевидними видаються ознаки більш пізнього розтягу під час розвитку суттєво кварц-калішпатових жил (рис. 2). Система паралельних жил, прожилків та дайкоподібних тіл із характерною потужністю 4-10 см, іноді до 70 см, достатньо рівномірно насичують граніто-гнейси, створюючи власне мігматито-граніто-гнейсову монокліналь. У своїй сукупності та завдяки регулярності вони сприймаються доказом суттєвого значення латерального розтягу на ранній стадії гранітизації.

Жили другого типу відзначаються ознаками мулліон-та будинаж-структур. Лінзи-бусинки різної форми і розмірів з'єднуються тонкими "шийками", або й зовсім пе-

риваються, і тоді жили за простяганням змінюються ланцюжком невеликих лінз або окремими порфіробластами КПШ. В цілому жили другого типу складені головно кварц-калішпатовими агрегатами та порфіробластовими гранітами переважно крупнозернистої структури. Такі жили, на відміну від жил першого типу, несуть ознаки синдеформаційного формування та напрямків переміщень, котрі дозволяють точніше встановити їх кінематичний тип. Наявність зсувної компоненти свідчить про транстенсійну, на загал, схему деформації. Лінзи і прожилки, що складені темно-сірим кварцом, місцями під гострим кутом перетинають гранітоїдні жили обох типів, що, окрім більш пізнього їх віку, засвідчує певну зміну локальних полів напружень.



Рис. 2. Два типи жил у граніто-гнейсах

Інша група кінематичних мезоознак в межах Ульяновської ГТМ пов'язана із утворенням та перетворенням крупних порфіробластів КПШ, розмір яких місцями сягає 10 см. Початковий ріст порфіробластів відбувався разом із утворенням жил другого типу на фоні імпульсного розтягу. На стадії наступного деформування порфіробластів, утворення тріщин відриву із кварцевим виповненням та утворенням S-подібних форм фіксується зсувна компонента. Лівозсувні переміщення комбінувались із поперечним імпульсним розтягом, створюючи умови лівої транстенсії. Поряд із S-подібними структурами, асиметричними мікроскладками по периферії порфіробластів, звертає на себе увагу пластичне течіння кварцу із закономірною щодо транстенсійної схеми зміною потужності кварцевих лінз-смуг. Поздовжні закінчення порфіробластів також свідчать про комбінаційність перманентно-імпульсного деформування, проявом реверсних переміщень, епізодичною зміною числом і простого зсування.

Висновки. Таким чином, виділені в межах ТЗР палеопротерозойські ГТМ, сформовані під час автохтонного палінгенно-метасоматичного гранітоутворення, відзначаються тривалим багатостадійним розвитком. На прикладі Ульяновської ГТМ за різновіковими структурними парагенезисами встановлено змінність динамо-кінематичних умов під час палеопротерозойського гранітоутворення.

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К., 2005. 2. Держ. геол. карта України. Масштаб 1:200 000, серія Центральнотрапезська. Аркуш М-36-XXXI (Первомайськ). Пояснювальна записка. – К., 2002. 3. Старостенко В.И., Пашкевич И., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита // Геофиз. журн. – 2002. – Т. 24, № 6. – С. 36-48. 4. Шевчук В.В., Шевчук Вол.В. Особливості докембрійського і фанерозойського граніто-гнейсового структуроутворення // Вісник Київського університету. Геологія. – 2006. – Вип.37. – С. 4-6.

Надійшла до редколегії 27.09.08

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(4)+551.22+552.3

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

ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ФОРМАЦІЙНА ПРИНАЛЕЖНІСТЬ СУБЛУЖНИХ ДОЛЕРИТ-ДІАБАЗОВИХ ДАЙКОВИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНСЬКОГО ТА БАЛТІЙСЬКОГО ЩИТІВ

Особливості просторової та вікової поширеності протерозойських долерит-діабазових дайкових комплексів сублужного складу, сформованих на заключній стадії стабілізації фундаменту Східно-Європейської платформи, вивчені на прикладі Українського та Балтійського щитів. Встановлено зв'язок сублужно-базитових дайкових комплексів з плутонами рапаківі та рифтогенними вулканітами трахібазальт-трахіріолітової формації. Обґрунтовано виокремлення сублужної долерит-діабазової формації, виявлені її індикаторні особливості.

The spatial and temporal locating of proterozoic subalkaline dolerite-diabasic dike complexes generated at a final stage of stabilization of the East Europe Craton are investigated by the example of the Ukrainian and Baltic Shields. The connection of the dike complexes with rapakivi-granite plutones together with trachybasalt-trachyriolites of rifting affinities are established. Abjection of a subalkaline dolerite-diabasic association is proved and its display features are revealed.

Постановка проблеми. Вкорінення потужних роїв базитових дайок завершує магматизм раннього докембрію Східно-Європейської платформи (СЄП), маркуючи заключну стадію її стабілізації та перехід до субплатформеного режиму. Субплатформенні комплекси базитових дайок залягають в межах тектонічних зон, що розтинають давній кристалічний фундамент, а в деяких випадках й найдревніші вулканогенно-осадові відклади платформеного чохла. Вони не підлягають складчастим деформаціям та регіональному метаморфізму. Звичайним є поширення у вигляді протяжних поясів та дайкових полів. Крім дайкової форми залягання, описані похилі пластові інтрузії та горизонтальні сили. З роїв базитових дайок можуть асоціювати близькі за складом вулканіти. Петрографічний склад субплатфор-

менних дайкових комплексів представлений долеритами, діабазами та діабазовими порфіритами. Більшість порід мають кайнотипний вигляд або зазнали локальних низькотемпературних постмагматичних перетворень. За віком розрізняють палео-, мезо- та неопротерозойські дайкові комплекси. Визначення ізотопного віку, а також геологічні дані свідчать про наявність декількох етапів вкорінення субплатформенних дайкових комплексів на Балтійському та Українському щитах. Їх формаційна приналежність та зв'язок з іншими проявами магматизму субплатформеної стадії розвитку СЄП висвітлені недостатньо.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. В спеціальній літературі протерозойські комплекси базитових дайок субплатформеної стадії розвитку СЄП

об'єднані в долерит-діабазову формацію, склад якої змінюється від толейтового до сублужного [8]. На некоректність об'єднання похідних толейт-базальтової та сублужно-базальтової магм у складі єдиної формації звернули увагу [11]. Дослідники українського докембрію співставляють толейтові відміни долерит-діабазової формації з трапами, описуючи їх у складі прототрапової формації [4]. Стосовно формаційної приналежності сублужних базитових дайок існує декілька точок зору. В.П. Бухарев [4] об'єднує їх в окрему сублужну олівін-базальтову формацію. Г.Г. Павлов та ін. [12] вважають, що вони є дайковою складовою трахібазальт-ріолітової формації овруцької серії. Крім того, існує точка зору [10] про генетичний зв'язок сублужних долерит-діабазових дайок з утвореннями анортозит-рапаківігранітної формації.

Метою роботи було зробити узагальнюючий геолого-петрографічний опис найбільш типових протерозойських долерит-діабазових дайкових комплексів сублужної серії, визначити їх формаційну приналежність та зв'язок з іншими проявами субплатформенного магматизму в межах Українського та Балтійського щитів.

Сублужні долерит-діабазові дайкові комплекси Українського щита. На Українському щиті (УЩ) сублужні долерит-діабазові дайкові комплекси відомі на площі Волинського, Кіровоградського та Приазовського мегаблоків [3, 7, 14, 19]. Найбільш детально вони вивчені в східній частині Волинського мегаблоку, де тісно асоціюють зі складним Коростенським плутоном анортозит-рапаківігранітної формації. Дайки сублужних габро-долеритів, долеритів, діабазів та діабазових порфіритів поширені в полі розвитку рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу, в габро-анортозитових масивах, внутрішніх блоках складчастого фундаменту, а також в гнейсо-мігматитах найближчого оточення плутону. Найбільші за розмірами дайки габро-долеритового складу – Звездаль-Заліська, Скуратинська та Білокоровицька – мають меридіональне та широтне простягання. Простягання менших за розмірами, але більш чисельних, дайок долеритів, діабазів та діабазових порфіритів контролюється тектонічними зонами північно-західного і північно-східного простягання. Дайки північно-західного простягання утворюють три пояси: Радовельський, Межирічансько-Обиходівський та Ставки-Кривотинський. Північно-східне простягання має Народицько-Ушомирський дайковий пояс, який перетинається з Межирічансько-Обиходівським поясом в центральній частині Коростенського плутону, в межах Бехинського блоку складчастого фундаменту. Слід підкреслити, що просторова поширеність сублужних базитових дайок обмежується північною та західною частинами Коростенського плутону. Південніше Тетерівської зони розломів, яка перетинає плутон по діагоналі з північного сходу на південний захід, дайки зникають. Вони також повністю відсутні в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку, що межує з Волинським мегаблоком на півдні. Розміри сублужних базитових дайок Волинського мегаблоку суттєво варіюють, обумовлюючи різний ступінь кристалічності дайкових порід. Протяжність найбільшої на УЩ Звездаль-Заліської габро-долеритової дайки сягає 36 км при потужності 0,5-3 км. Ця дайка має зональну будову з внутрішньою частиною, складеною крупнозернистим габро-долеритом, та зовнішньою зоною дрібнозернистого долериту та діабазового порфіриту [9]. Дещо меншу протяжність, біля 10 км, при потужностях 200 та 400 м, мають Скуратинська та Білокоровицька дайки габро-долеритів відповідно. Протяжність дещо гірше розкристалізованих долеритових та діабазових дайок змінюється від сотень метрів до перших кілометрів при потужностях від перших метрів до перших десятків метрів. Авторами досліджена дайка, складена напівсклуватим матеріалом трахібазальтового складу, потужністю у перші сантиметри. Залягання

дайок, звичайно, круте з різними контактами та зонами загартування. В діабазових зонах загартування може бути присутнє частково девітрифіковане вулканічне скло або продукти його заміщення. При вкоріненні дайок у граніти коростенського комплексу може відбуватися часткове приконтактове плавлення останніх з утворенням гранофірів та гібридних порід ортофірового складу. Ксеноліти коростенських гранітів в базитових дайках, що їх перетинають, зустрічаються доволі рідкісно. Дещо частіше спостерігаються дезинтегровані ксенокристи кварцу та лужного польового шпату. Натомість дайки, вкорінені в анортозити коростенського комплексу, звичайно, містять чисельні ксеноліти останніх, аж до утворення еруптивних брекчій. Складні еруптивні брекчії з уламками анортозитів, метапісковиків, роговиків та мікросланців досліджені авторами в діабазових порфіритах Ігнатпільського кар'єру, а також в каменярні біля с. Васюковичі. Мікроскопічно доведена регенерація ксенокристов лабрадору з наростанням новоутвореної андезин-олігоклазової облямівки. Термальна дія сублужних базитових дайок на вмичуючі гнейси та мігматити виявляється не завжди, напевно, внаслідок високого ступеня метаморфізму цих порід. Геологічні дані вказують на багатетапне вкорінення базитових дайок. З одного боку, встановлені чисельні випадки проривання сублужними базитовими дайками порід коростенського комплексу. Разом з тим, деякі тіла діабазових порфіритів містять ксеноліти анортозитів і, в свою чергу, інтродуються рапаківіподібними гранітами. І, нарешті, в межах складних дайок спостерігаються ознаки магматичного змішування діабазових порфіритів і рапаківіподібних граніт-порфірів з утворенням гібридних ортофірів. Не менш складними є і геологічні взаємовідношення сублужних базитових дайок з відкладами давнього платформенного чохла. Так, Звездаль-Заліська дайка, яка прориває коростенські граніти, у своїй північній частині перекривається вулканогенно-теригенними відкладами овруцької серії (PR_{1-2ov}). Аналогічно, Білокоровицька дайка, яка січе гнейсо-мігматити північно-західного обрамлення Коростенського плутону, перекрита платформними відкладами топільнянської серії (PR_{1tp}). В той же час, ціла група сублужних діабазових дайок Радовельського поясу перетинає породи топільнянської серії в південній частині Білокоровицької грабен-синкліналі. Деякі дайки діабазових порфіритів, які проривають анортозити коростенського комплексу, містять ксеноліти кварцитовидних пісковиків, що відносяться до пугачівської товщі (PR_{1pg}). Таким чином, вкорінення сублужних долерит-діабазових дайок Волинського мегаблоку УЩ відбувалося, щонайменше, у три етапи: 1) після головної фази становлення габро-анортозитових масивів, але до інтрузії рапаківі; 2) одначасно, а також після інтрузії гранітів рапаківі, але до накопичення верхньої теригенної частини овруцької серії; 3) в постовруцький час. U-Pb ізотопний вік діабазових порфіритів с. Пугачівка становить 1761±2 млн років [5], тобто близький до віку базитів Володарська-Волинського габро-анортозитового масиву. Це єдина надійна цифра U-Pb ізотопного віку субплатформених дайкових комплексів УЩ, тому першочерговим завданням є прецензійне датування інших проявів дайкового магматизму на щиті. Слід зазначити, що близький до зазначеного ізотопний вік мають рифтогенні вулканіти трахібазальт-трахіріолітової формації Овруцької та Вільчанської грабен-синкліналей [6], розташованих в північній частині Коростенського плутону.

В межах Кіровоградського мегаблоку УЩ сублужні базитові дайки тягнуть до Корсунь-Новомиргородського плутону анортозит-рапаківігранітної формації. На відміну від Коростенського плутону, на площі розвитку утворень корсунь-новомиргородського комплексу дайкові породи базитового складу зустрічаються досить

рідкісно. Вони виявлені в районі сіл В'язовок, Ротмистрівка та Кам'янка. Натомість, досить широко базитові дайки представлені в східному та південному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону. Найбільш відома дайка сублужного діабазового порфіриту прориває гнейсо-мігматити кіровоградського комплексу (PR₁kg) в кар'єрі біля с. Мала Смілянка, що знаходиться у східній частині плутону. Простягання дайки субширотне з крутим падінням на північний захід, видима потужність 20 м. Контакти з вміщуваними породами різкі, з зонами загартування. Крупно-порфіровий діабазовий порфірит містить чисельні ідіоморфні мегакристи основного плагіоклазу та поодинокі ксеноліти габро-анортоситів. Слід очікувати, що частина базитових дайок Суботсько-Мошоринського та Бобринецького поясів петрографічно подібні вищезгаданім. Так, хімічні аналізи діабазів з Губівського золоторудного прояву, опубліковані в [2, 14], за петрохімічними характеристиками відповідають високотитанистим сублужним базальтам (трахібазальтам) калій-натрової серії.

Сублужні базитові дайки широко розповсюджені у східній частині Приазовського мегаблоку УЩ [14, 19]. Однак, у зв'язку з розвитком різновікових дайкових комплексів – від архейських до мезозойських включно, виділення базитових дайок власне протерозойського віку ускладнене. Можна передбачати, що протерозойський вік мають окремі дайки сублужних діабазів Малолянського та Кам'яномогильського поясів в обрамленні Південно-Кальчицького масиву (PR₁pk). Дещо відокремлені від інших сублужних габро-діабази і діабазу Верхньоубузького дайкового поля [13]. Дайки контролюються Хмельницькою зоною розломів північно-західного простягання. На відміну від аналогів, описаних вище, габро-діабази цього району характеризуються звичайним розвитком катакlastичних та вторинних вінцевих структур, вони дещо менш залізисті та титаністі, містять менше калію. Дайки Верхньоубузького поля інтродують гранітоїди і мігматити бердичівського комплексу (PR₁bd) в північній частині Дністровсько-Бузького мегаблоку і не мають видимого зв'язку з плутонами рапаківі. Тим не менш, східна частина Верхньоубузького дайкового поля розташована в межах Хмельницького гравітаційного мінімуму, наявність якого може вказувати на залягання значних мас гранітоїдів на глибині.

Сублужні долерит-діабазові дайкові комплекси Балтійського щита. Долерит-діабазові комплекси сублужного складу широко розповсюджені і детально вивчені на Балтійському щиті – в південно-західній частині Фінляндії та на півдні Карелії [8, 16, 18]. За геологічними спостереженнями та даними ізотопного датування, серед них виділяють три вікові групи: "субіотнійську", "йотнійську" та "постіотнійську". Субіотнійські базитові дайки та пластові інтрузії представлені комплексами Суоменіємі, Хйом, Коппарнас і Аландсько-Аболандським. Вважається, що їх вкорінення, у віковому відношенні дещо передувало накопиченню платформенно-теригенних відкладів йотнія, тобто було синхронним з плутонами гранітів рапаківі Балтійського щита. Субіотнійський вік мають також рифтогенні трахібазальти та трахіріоліти хогландської товщі, рештки якої збереглися на покрівлі Виборзького плутону рапаківі. Дайковий комплекс Суоменіємі, датований [16] у 1635-1640 млн р, просторово асоціює з однойменним сателітним масивом рапаківі (1629-1641 млн р), розташованим в північному обрамленні Виборзького плутону. Чисельні дайки сублужних габро-долеритів, долеритів, діабазів, діабазових порфіритів і кварцових порфірів утворюють протяжний пояс північно-західного простягання, який перетинає свекофенські гнейсо-мігматити. Деякі дайки кварцових порфірів проривають і граніти рапаківі. Описані також композитні дайки, що складаються діабазовими порфіритами і рапаківіподібними кварцовими порфірами, вкорі-

нення яких відбувалось майже одночасно. На захід від комплексу Суоменіємі встановлений ще більш потужний дайковий комплекс Хйом. Дайки та сили сублужних долеритів, діабазів, діабазових порфіритів і кварцових порфірів, датовані [16] у 1643-1667 млн р, простежуються в північно-західному напрямку починаючи від анортосит-рапаківігранітної інтрузії Ахвеністо (1632-1644 млн р) – сателіту Виборзького плутону, через свекофенські плутонічні і супракристалічні породи південної Фінляндії. Північно-західне простягання мають також сублужні базитові дайки комплексу Коппарнас, які асоціюють з невеликими масивами рапаківі Оббнас, Бодом та Онас на південному узбережжі Фінляндії. Аландсько-Аболандський дайковий комплекс, датований [18] у 1540-1577 млн р, асоціює з Аландським плутоном рапаківі (1560-1579 млн р) на островах Ботнійської затоки. Комплекс представлений сублужними габро-долеритами, долеритами, діабазами і діабазовими порфіритами, які утворюють протяжні дайки північно-східного простягання серед свекофенських гнейсо-мігматитів. Найбільшою з них є відома дайка габро-долеритів Фьогле.

Вважається, що йотнійський вік мають гіпабісальні інтрузії Ладозького озера, зокрема – Валаамський сил на однойменному архіпелазі. Диференційований Валаамський сил складений монцодіоритами, датованими U-Pb ізотопним методом у 1457-1459 млн р [17]. Вкорінення силу відбулося після інтрузії Салмінського плутону рапаківі (1530-1547 млн р), розташованого на східному узбережжі Ладозького озера, а також дещо пізніше виливів сублужних базальтів салмінської світи, поширених у цьому регіоні [15].

Постіотнійський вік мають базитові інтрузії комплексу Сатакунта та прионезького комплексу. Сублужні діабазу комплексу Сатакунта поширені в межах однойменної грабеніподібної западини, розташованої на південно-західному узбережжі Фінляндії та виповненої йотнійськими теригенними відкладами. Діабазові дайки та сили, датовані [18] у 1252-1268 млн р, інтродують йотнійські пісковики, а також рапаківі Лайтільського плутону (1570-1573 млн р).

Петрографія сублужних долерит-діабазових комплексів. Петрографічний склад сублужно-базитових дайкових комплексів у всіх вищезгаданих регіонах представлений гіпабісальними та субвулканічними породами переважно основного складу. За ступенем розвитку постмагматичних перетворень, серед них розрізняються практично незмінені долерити та у різній мірі перетворені діабазу, які звичайно просторово суміщені в межах одного комплексу, а, інколи, і в межах однієї дайки. За наявністю порфірових вкраплень розрізняються афірові долерити та діабазу, а також долеритові та діабазові порфірити. Порфірові вкраплення представлені виключно плагіоклазом андезин-лабрадорного складу. Крім мікропорфірових різновидів широко розповсюджені мегаплагіофірові діабазові порфірити на манір українських "волинців". Розміри окремих мегакристів плагіоклазу сягають 3-4 см, а їх вміст може перевищувати 50 % від об'єму породи. Плагіоклаз вкраплеників представлений двома генераціями: 1) блідо-зеленим серицитизованим андезином чи андезин-лабрадором правильної та уламкової форми; 2) сірим або темно-сірим водяно-прозорим лабрадором з ідіоморфною формою та зональною будовою. Окремі відміни порфіритів можуть містити якусь одну або й обидві генерації плагіоклазу. Загальна маса долеритів, діабазів та порфіритів звичайно повнокристалічна дрібно- або мікрозерниста. Середньо-крупнозернисті відміни долеритів та діабазів окремими українськими дослідниками визначаються як габро-долерити та габро-діабазу. Для усіх перерахованих різновидів властивими є добре виявлені офітові або діабазові мікроструктури. Характерною мікроструктурною особливістю є наяв-

ність голчастих та скелетних мікролітів ільменіту в інтерстиціях безладно-орієнтованих призматичних кристалів плагіоклазу. Відомі відміни діабазів з реліктовими інтерсерціальними, толеїтовими та гіалопелітовими структурами і навіть напівсклуваті варіоліти та сордаваліти. Як правило, вони властиві для зон "загартування", дайок невеликого розміру або субвулканічних тіл.

Мінеральний склад сублужних долеритів та діабазів відрізняється від аналогічних порід толеїтового ряду звичайною присутністю лужних польових шпатів, парагенезисом мафічних мінералів, а також акцесорною мінералізацією. Особливостями хімізму головних породоутворюючих мінералів є помірна основність плагіоклазу та підвищена залізистість мафічних мінералів. Найбільш показові відмінності у складі кайнотипних відмін. Головні породоутворюючі мінерали сублужних долеритів – середній плагіоклаз та авгіт. Досить характерні лейкократові відміни долеритів, з вмістом плагіоклазу більше 65 %. Плагіоклаз загальної маси представлений переважно андезином з підвищеним вмістом K_2O . У вкрапленнях спостерігається пряма зональність з лабрадором ядром та вузькою зовнішньою оболонкою олігоклаз-андезинового складу. На відміну від долеритів толеїтового ряду, у сублужних долеритах низькокальцієві піроксени поступаються роллю кальцієвим відмінам. Високотемпературний магнезіальний піжоніт відсутній. Інвертований залізистий піжоніт, у вигляді симплектичних зростків гіперстену з авгітом, зустрічається лише в окремих різновидах. Більш звичайним є залізистий авгіт, з помірним до малого вмістом TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 та Na_2O . Майже завжди наявний залізистий олівін або продукти його перетворення. Вміст олівіну не перевищує 10-15 %. Його хімічний склад відповідає гіалосидериту та гортоноліту. Замість звичайного для толеїтів титаномagnetиту у помітній кількості присутній ільменіт. Гомогенний або мезопертитовий калішпат, інколи – в гранофірових зростках з кварцом, займає інтерстиції між лейстами плагіоклазу або, навіть, формує зовнішні оболонки навколо останніх. Характерні акцесорні мінерали – апатит та циркон. Вміст ільменіту та апатиту інколи може сягати промислових концентрацій. В діабазях піроксен звичайно заміщується променістими амфіболами, хлоритом, інколи – карбонатами. По плагіоклазу розвивається серицит, преніт, клиноцоїзит, альбіт. Інколи, один з головних мінералів – або плагіоклаз або авгіт, лишається незмінним. По олівіну формуються повні псевдоморфози, які можуть бути складені ідинситом, боулінгітом, серпентином, тальк-магнетитом, стильпномеланом. Ільменіт лейкоксенізується лише в найбільш змінених діабазях. Звичайними є реакційні оболонки титаністого біотиту навколо ільменіту. На відміну від типових сублужних серій океанічних островів та континентальних рифтових зон, для досліджуваних дайкових порід не характерна наявність ксенолітів мантіїних ультрабазитів. Натомість, ксеноліти корових порід достатньо розповсюджені. Мабуть найчастіше за інші зустрічаються ксеноліти анортозитів серед діабазових порфіритів. Вони присутні навіть в дайках, які проривають гнейси, мігматити або гранітоїди, що припускає залягання анортозитів на глибині.

Хімічний склад досліджуваних долеритів та діабазів відзначається підвищеним, порівняно з середнім для базитів, вмістом лугів. Вміст SiO_2 коливається у діапазоні 47-57 %. Співвідношення $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ змінюється від притаманного сублужним базальтам та трахібазальтам до трахіандезибазальтового. Разом з тим, більшість порід є дещо пересиченими або слабо недосиченими кремнеземом, нормативні фельдшпатоїди при петрохімічних перерахунках не встановлюються. Тип лужності, який визначається коефіцієнтом Na_2O/K_2O , відповідає калій-натровій серії, хоча окремі відміни можуть відхилитися у бік шошонітів з вмістом K_2O 3-4 %. За відношен-

ням $Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, помітно розмежовуються високоглиноземисті лейкократові та помірно-глиноземисті мезократові відміни долеритів та діабазів. Особливостями хімічного складу порід є також підвищений, порівняно з середнім для базитів, вміст TiO_2 , FeO , K_2O , P_2O_5 , Ba , Sr , Rb , La , Ce при високих значеннях коефіцієнтів залізистості ($f = Fe/(Fe + Mg)$) та титаністості ($ti = TiO_2/(FeO + Fe_2O_3)$) і, разом з тим, понижений вміст CaO , MgO , Ni , Cr , V , Co , Cu при низьких значеннях ступеня окиснення ($F = Fe_2O_3/FeO$). Рідкісні землі характеризуються диференційованим спектром, з сумарним вмістом на рівні 50-100 разів вище хондритового та помітним переважанням легких лантанодів над важкими.

Висновки. Серед дайкових утворень у складі протерозойської долерит-діабазової формації СЄП, сформованої на субплатформенній стадії розвитку, контрастно виокремлюються базитові дайки сублужного складу. Комплекси сублужних долерит-діабазових дайок просторова та за віком пов'язані з плутонами анортозит-рапаківігранітної формації СЄП. З ними також можуть асоціювати рифтогенні вулканічні серії сублужного складу. Індикаторними петрографічними особливостями сублужних долерит-діабазових комплексів є: добра збереженість первинно-магматичних структур, широкі варіації ступеня кристалічності порід, присутність як афірових, так і порфірових різновидів, мономінеральний плагіоклазовий парагенезис вкрапленням, помірна основність плагіоклазів у вкрапленнях і в загальній масі, звичайна присутність лужних польових шпатів у загальній масі, високозалізистий олівін-ільменіт-авгітовий парагенезис первинних мафічних мінералів, циркон-апатитова акцесорна мінералізація, мінливий ступінь низькотемпературних постмагматичних перетворень. Особливостями хімізму є сублужний базитовий склад, приналежність до калій-натрієвої серії, висока залізистість та титаністість, при низьких значеннях ступеня окиснення, підвищений, порівняно з середнім для базитів, вміст TiO_2 , FeO , K_2O , P_2O_5 та несумісних елементів і, натомість, понижений вміст CaO , MgO та сумісних елементів. Досліджені дайкові комплекси доцільно виділити у ранзі сублужної долерит-діабазової формації, пов'язаної з анортозит-рапаківігранітною формацією, а також рифтогенною трахібазальт-трахіріолітовою формацією континентів, у єдиний парагенетичний ряд.

1. Анортозит-рапаківігранітна формація Восточно-Европейской платформы / *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А.* и др. – Л., 1978. 2. *Бабинін О., Братчук О., Гурський Д.* та ін. Мінералогія Губівського та Клишівського золоторудних об'єктів Клишівського рудного поля (Кіровоградський блок Українського щита) // *Мінерал. зб.* – 2001. – 51, №1. – С.35-50. 3. *Бернадская Л.Г., Долгова В.И.* Дайковые породы Украинского щита // *Палеовулканизм Украины.* – К., 1984. – С.17-91. 4. *Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К., 1992. 5. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // *Геохимия и рудообразования.* – 1995. – Вып.21. – С.34-47. 6. *Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П.Щербак, Г.В.Артемченко, Е.Н.Бартицкий* и др. – К., 1989. 7. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Подольняк С.М.* и др. Закономерности распространения дайковых комплексов Украинского щита // *Геофиз. сб.* – 1976. – Вып.74. – С. 61-74. 8. *Магматические формации раннего докембрия территории СССР.* В 3-х книгах. Книга 3. Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия. – М., 1980. 9. *Митрохин О.В., Омельченко А.М.* Петрография габро-долеритів Звиздаль-Заліської дайки // *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія.* – 2006. – Вип.36. – С.30-32. 10. *Митрохин О.В.* Петрографічний склад комплексів анортозит-рапаківігранітної формації // *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія.* – 2008. – Вип.45. – С.62-66. 11. *Моляко В.Г., Шумлянский Л.В.* Петрогенезис та еволюція ультрабазит-базитового магматизму етапу стабілізації древніх платформ. / Звіт про науково-дослідну роботу кафедри мінералогії, геохімії та петрографії геологічного факультету Київського національного університету. – К., 1995. 12. *Павлов Г.Г., Моляко В.Г., Зінченко О.В.* та ін. Базитові магматичні формації етапу стабілізації Українського щита // 36. мат. конф. проф.-викл. складу геол.ф-ту Київ. ун-ту. – 1995. – С.47-58. 13. *Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Довгань Р.Н., Павлюк В.Н.* Субщелочные габбро-диабазы юго-восточной части Украинского щита // *Мінерал. журн.* – 2007. – 29, №1. – С. 44-57. 14. *Щербак И.Б.* Петрология Украинского щита. – Львов, 2005. 15. *Lutinen A.V., Lobaev V., Rämö O.T.* et al. Geochemistry of basalt dykes and lavas from Inkoo and Lake Ladoga: Widespread 1.53-1.46 Ga high-Ti and-Zr magmatism in southern Fennoscandian Shield? // *Lithosphere* 2006

Symposium, November 9-10. – 2006. – P. 119-123. 16. Rämö T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol Surv Finland Bull. – 1991. – Vol.355. 17. Salminen J., Pesonen L.J. Paleomagnetic and petrophysical investigation of the Mesoproterozoic monzodioritic sill, Valaam, Russian Karelia // Lithosphere

2006 Symposium, November 9-10. – 2006. – P. 169-172. 18. Suominen V. The chronostratigraphy of SW Finland with special reference to the Postjotnian and Subjotnian diabases // Geol Surv Finland Bull. – 1991. – Vol.356. 19. Shatalov N.N., Shatalov A.N. Dyke of the Ukrainian Shield // Геол. журн. – 2002. – №3. – С.56-61.

Надійшла до редколегії 29.09.08

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.411:551,24(447:74)

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

ЗОЛОТОРУДНІ РОДОВИЩА ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ ОРОГЕННИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

В статті розглянуті головні прояви золоторудної мінералізації в протерозойських структурах Українського щита. Наведений аналіз геологічних і мінералого-геохімічних ознак золоторудної мінералізації і можливого співставлення з орогенним типом зруденіння.

This paper discusses basic manifestations of gold-bearing mineralizations in Proterozoic structures of Ukrainian Shield. Analysis of geological and mineralogical-geochemical properties of gold mineralisation and possible comparison with orogenic type mineralisation have been carried out. This paper discusses basic manifestations of gold-bearing mineralizations in Proterozoic structures of Ukrainian Shield. Analysis of geological and mineralogical-geochemical properties of gold mineralisation and possible comparison with orogenic type mineralisation have been carried out.

Вступ. Український щит підрозділяється на декілька мегаблоків, кожний з яких характеризується своєю індивідуальною внутрішньою будовою і певним набором складаючих його структурно-речовинних комплексів. Гетерогенність геологічної будови щита обумовлює і різноманіття обстановок формування проявів ендемічного золотого зруденіння. Беручи до уваги характер прояву золоторудної мінералізації, усі геоблоки Українського щита в цілому можна підрозділити на дві групи – граніт-зеленокам'яні і граніто-гнейсові. До першої, граніт-зеленокам'яної, групи можуть бути віднесені мегаблоки, які складають східну частину щита – Середньопридніпровський і Приазовський, до другої, граніто-гнейсової, групи – блоки, які характеризуються широким поширенням утворень метатеригенно-гранітоїдного структурно-формаційного комплексу, наявності золотовміщуючих метаосадово-гнейсових формацій і асоціюючих з ними ультраметаморфогенних гранітоїдів – Волинський і Інгільський мегаблоки.

Аналіз проблеми. При металогенічних побудовах в докембрії Українського щита виділяють дві значні епохи рудоконцентрації золота. Перша епоха охоплює період мезоархею (3200-2800 Ма), а формування типових для цього періоду золоторудних об'єктів тісно пов'язане з формуванням граніт-зеленокам'яних структур, широко розвинених в межах Середньо-Придніпровського мегаблоку. Геологічна будова більшості відкритих тут родовищ (Балка Широка, Балка Золота, Сергіївське) всесторонньо вивчена і висвітлена в багатьох публікаціях, а їх аналогія з найвідомішими об'єктами Канади і Австралії підтверджена численними фактами. Встановлене в межах Приазовського мегаблоку Сурозьке золоторудне родовище (Сорокинська структура) вперше було описане як об'єкт, сформований в ході прояву процесів тектоно-метасоматичної активізації [6, 7]. Проте згодом завдяки публікації ряду робіт [2, 3], широко розповсюдилося уявлення про регіон Західного Приазов'я як типової граніт-(або грануліт-) зеленокам'яної області. На підтвердження цьому наводяться ряд ознак, що вказують на наявність зеленокам'яних структур (базит-ультрабазитовий склад нижніх частин розрізу, переважно метаосадовий склад верхніх товщ) і подібності їх до типових золотопродуктивних структур Середньопридніпровського блоку (наявність золотоносної метаріодацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації [8]). Проте існують і альтернативні гіпотези щодо можливої еволюції золотовміщуючих структур Приазовського блоку [10].

Другою продуктивною епохою формування золоторудної мінералізації на Українському щиті є палеопротерозойська епоха (2500-1600 Ма), яка була більш три-

валою і складнішою з погляду різноманітності прояву геолого-тектонічних обстановок формування золоторудної мінералізації. В той же час аналіз розподілу проявів золоторудної мінералізації палеопротерозойської епохи в глобальному масштабі [18] показує, що не дивлячись на значну протяжність цього періоду, формування більшості протерозойських золоторудних об'єктів світу відбувалося у відносно вузькому інтервалі часу – від 2,15 до 1,8 млрд років. Даний інтервал співпадає також за часом з процесами магматичної активізації та інтенсивного нарощування континентальної кори в глобальному масштабі (глобальні піки нарощування континентальної кори – 2,7 і 1,9 млрд років за К.С. Condie [13]), що могло сприяти не тільки самому процесу формування золоторудних об'єктів, але також їх подальшому збереженню у складі стабілізованих ділянок континентальної кори.

Так, наприклад, формування родовищ золота протерозойського періоду відбувалося в ході Ебурнейського орогенезу (2105-2080 млн років) в Західній Африці (родовища пояса Ашанті); орогенезу Убендіан (~2.1-2.0 млрд років) в південно-західній Танзанії; Трансамзонського орогенезу (2.2-1.9 млрд років) на кратонах Сан Франциско, Конго і Гвіанському щиті; орогенезу Тапажос-Паріма (~2.10-1.85 млрд років) на західній границі Амазонського щита; Транс-Гудзонського орогенезу (1.9-1.8 млрд років) в Північній Америці (родовища Хомстейк); орогенезу Кеталідан (1850-1800 млн років) в Гренландії; Свекофенського орогенезу (~1.9-1.8 млрд років) на південно-західній границі Карельського кратону [14]. Серед золоторудних об'єктів цього періоду найбільш поширені, як вважається, так звані "орогенні" родовища золота, формування яких тісно пов'язане з процесами еволюції самих структур орогенного типу.

Термін "орогенні" родовища був запропонований свого часу Девідом Гровсом [16] для позначення золоторудних родовищ метаморфічних поясів, які формувалися на пізніх стадіях етапу орогенезу. В своїх роботах Д. Гровс [16, 17] спираючись на раніш опубліковані данні, висунув узагальнюючий термін "орогенні родовища", не тільки об'єднавши в цю групу родовища, які раніше протягом 20 років широко згадувалися як мезотермальні, але насамперед надав характерні ознаки орогенних родовищ золота, які відрізняють їх від інших типів золоторудних об'єктів.

Серед характерних ознак родовищ золота орогенного типу відзначаються наступні: продуктивні рудні асоціації цих родовищ характеризуються винятковим переважанням золота (Au >> Ag, при низькому вмісті Cu-Pb-Zn) над іншими елементами; породи що вміщують зо-

лоте зруденіння представлені як метавулканітами, так і переважно метаморфізованими турбідит/сланцевими відкладами протерозойського віку, інтенсивно деформованими в ході подальших накладених тектонічних процесів (обстановки формування акреційних призм, колізійних орогенів); рудні тіла родовищ та рудопрояви орогенного типу відрізняються характерною геохімічною асоціацією елементів ($Au-Ag \pm As \pm B \pm Bi \pm Sb \pm Te \pm W$); для родовищ цього типу є характерним метаморфогенний генезис з суттєвою роллю вуглецевої речовини – відкладання рудних компонентів з флюїдів низької солоності, майже нейтральних і $H_2O-CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ складу, які могли переносити золото у складі відновлених сірчаних комплексів.

Пізніше для родовищ орогенного типу також було запропоновано більш детальну класифікацію з виділенням "епізонального", "мезозонального", і "гіпозонального" типів [18], для кожного з яких були визначені не тільки діапазон глибин їх формування, але також наведені особливості їх складу – переважання окремого типу зруденіння, $Au-Sb$, $Au-As-Te$ та $Au-As$ для певного типу родовищ (рис. 1).

Слід також зазначити, що для пояснення можливих шляхів формування родовищ орогенного типу широко використовуються постулати моделі тектоніки плит. На відміну від архейського періоду, відносно якого у зарубіжних літературних джерелах все частіше береться під сумнів можливість застосування механізмів плит-тектоніки "фанерозойського" типу (відсутність механізмів субдукції крутоспадаючої плити у архейський час, склад субконтинентальної літосферної мантії, переважання процесів плюм-тектоніки [15; 20, 22]), для протерозою питання про дієвість механізмів тектоніки плит є загально поширеною думкою [19; 21]. Виходячи з вищенаведеного, слід також згадати про ще раніш запропоновану можливість застосування плитотектонічних моделей щодо пояснення еволюції західної частини Українського щита [4], згідно з якими пропонувалося існування енциклічної вулканічної дуги (Бузько-Подільський грануліт-базит-чарнокітоїдний пояс або Белоцерківсько-Середньобузький мегаблок) і задюгових басейнів (Тетерівського і Інгульського), виповнених метафлішодними утвореннями.

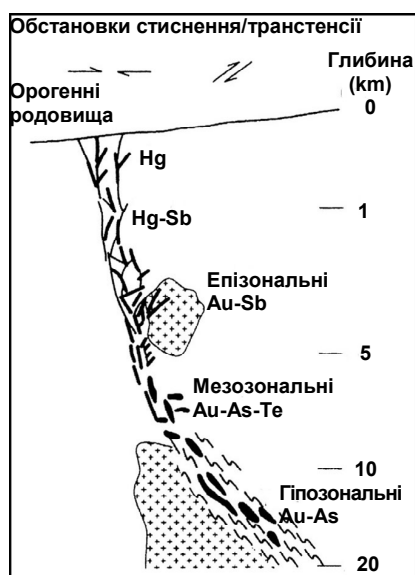


Рис. 1. Рівні глибини формування орогенних золоторудних родовищ: "епізональні" – до 6 км, "мезозональні" – 6-12 км і "гіпозональні" – більше 12 км

В деяких публікаціях надаються також обґрунтування щодо можливого існування Кіровоградського орогенного пояса, що був сформований на рубежі ~2 млрд років

в межах центральної частини Українського щита [1, 5]. Підставою для виділення орогенних структур в межах Кіровоградського блоку Українського щита є, на думку одного з авторів, як розповсюдження комплексів колізійних гранітоїдів (уманського, кіровоградського, житомирського комплексів), так і наявність в структурі блоку двох гілок (східної Братської і західної Інгульської), які мають вергентність в протилежних напрямках з формуванням шар'яжних насувів на границях раніше стабілізованих ділянок літосфери (кратон, мікроконтинент), що зближувалися з формуванням Кіровоградського орогенного поясу. В цьому проміжку часу у межах західної і східної гілок Кіровоградського (Інгульського) блоку відбувалося становлення масивів гранітів кіровоградського комплексу: Чигиринського, Кіровоградського, Долинського, Бобринецького на східному крилі та Вознесенського, Новопавлівського, Михайлівського, Березівського і Липнязького на західному, з якими просторово і генетично пов'язані промислові концентрації золота.

Виклад матеріалу. На Українському щиті відомі золоторудні об'єкти протерозойської епохи (Гульське, Кочерівське, Михайлівське, Клінцівсько-Конівське, Савранське, Майське, Юрїївське, Жовтянське), просторово приурочені до епікратонних прогинів (Тетерівський та Інгульський), виповнених вулканогенно-осадовими породами, метаморфізованими в різних термодинамічних умовах. В той же час слід відмітити, що більшість золоторудних об'єктів структурно тяжіє до екзоконтактних зон гранітоїдних куполоподібних масивів ультраметаморфогенного генезису та просторово пов'язаних зон дислокаційного метаморфізму.

На основі численної геологічної інформації встановлено ряд емпіричних закономірностей розміщення і речовинного складу родовищ золота. Ці дані указують на можливе існування декількох басейнів, що синхронно розвивалися на Українському щиті в палеопротерозої. Найкрупніший серед них розміщувався в межах Інгульського блоку, який на цей час характеризується певною лінійністю складчастості супракрустальних товщ з магматичними утвореннями в осьовій частині (Корсунь-Новомиргородський рапаків-анортозитовий і Новоукраїнський габро-монцит-гранітний плутони). Загальну симетрію також підкреслюють численні масиви ультраметаморфічних гранітоїдів в синклінальних структурах обрамлення цих плутонів. Як правило, інтенсивність процесів гранітизації зростає в субмеридіональних зонах розломів. Саме до цих тектонічних структур і тяжіють численні родовища і рудопрояви золота.

В східній частині Інгульського блоку (Кіровоградська зона розломів) розташовані Клінцівсько-Конівське (Клінцівське родовище, Губівський рудопрояв) і Юрїївське рудні поля (Східно-Юрїївське родовище). Всі золоторудні об'єкти цього району тяжіють до екзоконтактних областей гранітних масивів. Вік гранітоїдів за результатами ізотопних досліджень [12] становить 2060 ± 20 млн років. Вміщуючі породи представлені біотитовими, гранат-біотитовими, амфібол-біотитовими плагіогнейсами, іноді з діопсидом, кордієритом, графітом, а також біотитовими, діопсид-плагіоклазовими кристалосланцями і амфіболітами. Часто зустрічаються субзгідні і січні тіла апліт-пегматоїдних гранітів. Рудні тіла представлені мінералізованими кварц-сульфідними прожилковими зонами.

Рудні мінерали, що входять до складу золотоносних асоціацій, представлені декількома класами мінералів: арсенідами (лелленгіт, нікелін, скутерудит), сульфидарсенідами (арсенопірит, герсдорфіт, кобальтин), сульфідами (піротин, пірит, халькопірит, сфалерит, пентландит), самородними елементами (графіт, вісмут, миш'як і золото) мальдонітом, ауриститом, телуридами вісмуту і срібла.

Західна частина Інгульського блоку включає Звенігородсько-Аннівську і Михайлівську тектонічні зони, які мають важливе металогенічне значення у формуванні

рудних концентрацій (рудопрояви і родовищ) не тільки золота, але й рідкісних металів. Важливу роль в рудо-концентручому процесі відіграли процеси становлення на рубежі 2 млрд років ультраметаморфічних гранітоїдів, що складають Вознесенський, Новопавлівський, Березівський, Липнязький масиви.

Найбільш детально вивченим і найтипівішим щодо свого місцезнаходження в регіональних тектонічних структурах вважається Липнязький граніт-мігматитовий масив (купол), в екзоконтактних зонах якого були встановлені численні рудопрояви золота (Овражний, Станковатий, Контактний, Степовий).

Рудні тіла цих рудопоявів картуються у вигляді субзгідних зон окварцювання і сульфідизації серед графітвміщуючих гнейсів і амфіболітів кам'яно-костовацької світи інгуло-інгулецької серії палеопротерозою. Значна частина розрізу насичена жиллоподібними тілами апліт-пегматитних гранітів. Падіння пластів круте (80-85°) і направлене під купол, а на ділянках складчастого ускладнення набуває субвертикального напрямку.

Рудні мінерали представлені, головним чином, піротином (до 30-60 %), далі за ступенем поширеності йдуть мінерали миш'яку (арсенопірит – 20-50 %, лелленгіт – 5-20 %), (нікелін + рамельсбергіт + скутерудит + маухерит + герсдорфіт + кобальтин – 1-5 %) і сульфіді (пірит + халькопірит + сфалерит + пентландит + вісмутин + галеніт – 5-20%). Особливе місце в рудоутворенні займає графіт (1-10 %) як своєрідний індикатор, що вказує на переважання відновних умов при рудоутворенні. Ізотопний аналіз графіту фіксує легкі ($\sigma^{13}\text{C}$, від -27 до -23 ‰) і найлегкі ($\sigma^{13}\text{C}$ від -40 до -30 ‰) значення. Слід відмітити, що подібні результати були також отримані раніше [9] по вуглецевим шунгітовим сланцям з U-Au родовищ Балтійського щита. Золото, як правило, представлене тонкодиспергованими частинками, що розміщуються у мінералах миш'яку. Пробність золота коливається в межах 750-900 ‰. Серед парagenних золоту мінералів відмічаються телуриди та сульфотелуриди Bi, Pb, Ag, самородний вісмут. В деяких випадках при досягненні умов гранулітової фації відмічаються також Cu-Sn інтерметалічні сполуки.

Прояви золотого зруденіння в межах Новоград-Волинської (Тетерівський прогин) конседиментаційної структури також локалізуються в зонах окварцювання екзоконтактів гранітоїдного масиву, серед мігматизованих біотитових, амфібол-біотитових мікроплагіогнейсів і амфіболітів. В деяких випадках благороднометалічна мінералізація розповсюджується в ендоконтактів області крупних тіл гранітів, що мають дискордантне положення по відношенню до вміщуючих структур. Рудні тіла, як правило, представлені штокверковим типом. Метаморфізм порід, що вміщують золоте зруденіння, відповідає епідот-амфіболітовій (майже до амфіболітової) фації.

Серед рудних мінералів найбільш поширені сульфіді (піротин, пірит, халькопірит), мінерали миш'яку (арсенопірит і лелленгіт), а також такі вуглецеві утворення, як антроксоліт та графіт. Роль інших мінералів (молібденіт, ільменіт, рутил) неістотна. Ще рідше зустрічаються телуриди і сульфотелуриди вісмуту, самородний вісмут і самородне золото.

Ще одна "золотопродуктивна" Криворізько-Кременчуцька структурно-металогенічна зона формувалася в результаті накладення складних тектоно-седиментаційних циклів. В геологічній будові цієї регіональної структури приймають участь різновікові породні комплекси, які представлені (знизу) метавулканогенно-осадковими (неоархей), метатеригенно-осадковими (палеопротерозой), карбонатно-вуглецево-метатеригенними і метатеригенними (мезопротерозой) утвореннями. Така різноманітність геотектонічних режимів розвитку цієї зони в докембрії знайшла своє віддзеркалення і в металогенії. Окрім унікальних запасів заліза, в Кривбасі виявлено

більше 20 інших видів металевих корисних копалин, у тому числі і золото. Проте спроби виявлення кондиційних руд в класичних обстановках (серед метаконгломератів, залізистих кварцитів і сланцевих горизонтів) особливого успіху не мали. Але найпродуктивнішими на золото виявилися графіт-біотитові сланці з вкрапленою арсенопіротною мінералізацією.

Висновки. Вищенаведені закономірності розміщення і речовинного складу різномасштабних золоторудних об'єктів Українського щита вказують на їх загальну формаційну приналежність до вуглецевміщуючої метаграувако-флішної формації епікратонних прогинів або задугових басейнів з переважанням золотомиш'якового мінералого-геохімічного типу руд (гіпозональні орогенні родовища Рис. 1). Для родовищ орогенного типу характерною є типова геохімічна асоціація металів: $\text{Au-Ag}\pm\text{As}\pm\text{Bi}\pm\text{Te}\pm\text{W}\pm\text{B}\pm\text{Sb}$. Можливо, за виключенням в якійсь мірі Sb, перерахований набір елементів відповідає багатьом дослідженим золоторудним об'єктам західної і центральної частини Українського щита (золоторудні поля Гульське, Кочерівське, Михайлівське, Клінецьсько-Конівське, Савранське, Жовтянське).

Процеси асинхронного метаморфізму і гранітоутворення могли часто повністю нівелювати первинні генетичні ознаки вміщуючих порід. З цієї причини просторово-часові зв'язки золотого зруденіння з певними речовинними комплексами або структурними блоками носять прихований характер. Незважаючи на це, однозначно встановлюється генетичний зв'язок золота з метафлішними вуглецевміщуючими супракрустальними товщами.

1. Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шеремет Е.М. и др. Геолого-геофизическая модель Криворізько-Кременчуцького шовної зони Українського щита. – К., 2006.
2. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурский Д.С. та ін. Геологічна будова та золотоносність Сорочинської зеленокам'яної структури. – Дніпропетровськ, 2000.
3. Глеваєвський Е.Б. Зеленокаменне пояса и перспективы поисков золоторудного оруденения в Приазовье // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 4. – С. 72-88.
4. Глеваєвський Е.Б. Калыев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 77-91.
5. Клочков В.М., Пільяр Ю.К., Шевченко О.М. та ін. Кіровоградський орогенний пояс, будова та еволюція // Мінеральні ресурси України. – 2006. – № 2. – С. 18-22.
6. Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И., Русаков Н.Ф. Новые данные о проявлении золота в Сорочинской тектонической зоне (Приазовье) // Геологич. журн. – 1985. – Т. 45, № 5. – С. 127-131.
7. Кравченко Г.Л. Сурожское золоторудное месторождение (Западное Приазовье) // Минерал. журн. – 1999. – № 4. – С. 7-19.
8. Лисенко О.А., Бобров О.Б. Геологическая структура позиция і формаційний склад Сурожського золоторудного родовища (Західне Приазов'я) // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2007.
9. Минеева И.Г. Закономерности эволюции древних уран-золоторудных систем на докембрийских щитах // Отечественная геология. – 1998. – №4. – С. 12-16.
10. Щербак І.Б. Можно ли называть Приазовье гранитно-зеленокаменной областью? // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 4. – С. 118-121.
11. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. и др. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. – К., 1998.
12. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 81-87.
13. Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett. – 1998. – 163. – P. 97-108.
14. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis // Ore Geology Reviews. – 2001. – V. 18. – P. 1-75.
15. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N. et al. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // Precamb. Res. – 2003. – V. 127. – P. 19-41.
16. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. – 1998. – V. 13. – P. 7-27.
17. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Har C.J. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geol. – 2003. – Vol. 98. – P. 1-29.
18. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Economic Geol. – 2005. – Vol. 100. – P. 203-224.
19. Kusky T.M., Li J.H., Tucker R.D. The archaean Dongwanzi ophiolite complex, North China craton: 2.505-billion-year-old oceanic crust and mantle // Science. – 2001. – V. 292. – P. 1142-1145.
20. O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudjom D.Y., Morgan P. Are lithospheres forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time // GSA Today. – 2001. – 11. – P. 4-9.
21. Sankaran A.V. When did plate tectonics begin // Current Science. – 2006. – V. 90, № 12. – P. 1596-1597.
22. Smithies R.H., Van Kranendonk M.J., Champion D.C. It started with a plume – early Archaean basaltic proto-continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. – 2005. – V. 238. – P. 284-297.

РУДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ І ПОСТДІАГЕНЕТИЧНІ ЗМІНИ ОСАДОВИХ ПОРІД ДОНБАСУ

Стаття присвячена детальній характеристиці умов утворення рудомінералогічних комплексів і стадіям постдіагенетичних змін осадових порід Донбасу.

This paper deals with detailed description of conditions of ore-mineral complexes formation and postdiagenetic changes of sedimentary rocks in Donetsk basin.

Вступ. Донецький басейн є єдиною мінералогічною областю, де в герцинському поясі дуже вдало поєднуються крупні запаси нерудної сировини (вугілля, нафта, газ, мінеральні солі, флюси) і рудних родовищ (золото, срібло, мідь, поліметали, ртуть, сурма). Останні відносяться до класу амагматогенних утворень, що знаходяться на площах поширення осадових формацій і де відсутні магматичні породи, гідротермальними дериватами яких ці родовища могли б бути [9].

Постановка проблеми. На сьогоднішній день зібраний досить значний геологічний матеріал [1, 2, 3, 4, 11], що дозволяє встановити закономірний розподіл і когенетичне формування всього комплексу корисних копалин Донбасу, які є результатом одного і того ж процесу – літогенезу. Родовища корисних копалин слід розглядати як особливі форми гірських порід і весь процес їх утворення можна зрозуміти тільки в зв'язку з загальним процесом породоутворення. Такий висновок логічно впливає із закономірного розвитку мінеральних рудних асоціацій і стану вуглеводнів, стадіальних змін порід і метаморфізму вугілля, термодинамічних і газово-гідрохімічних параметрів.

Виклад основного матеріалу. Основна маса золото-поліметалічної, сурмяно-ртутної і мідної мінералізації локалізована в кам'яновугільних і пермо-тріасових відкладах однакового літологічного складу порід, які представлені піщано-глинистими сланцями (алевролітами, аргілітами), пісковиками і малопотужними (крім світи C_1) прошарками і пластами вугілля і вапняків. Теригенні породи складаються з уламкового кварц-польовошлатового матеріалу і глинисто-карбонатно-кварцового цементу. Карбонатна складова цементу представлена сидеритом, пласти вапняку складені кальцитом, в нижньому карбоні – кальцитом і доломітом. Відрізняються породи лише кількістю і величиною уламкових зерен, кількістю і ступенем трансформації цементуючої маси.

Оскільки в Донбасі марочний склад вугілля враховується при всіх геолого-прогнозних і розвідувально-експлуатаційних роботах в першу чергу, ми умовно прирівнюємо постдіагенетичні зміни порід до ступеня метаморфізму вугілля. Тобто, ступінь зона-метагенезу порід може бути охарактеризований зонами метаморфізму вугілля, що визначаються технологічними марками. Ці ж зони характеризують фізико-механічні властивості порід (густина, міцність, пористість), що визначають вміст і циркуляцію води, розчинів, нафти і газу.

Границя між катагенезом і метагенезом в кам'яновугільних відкладах відмічається в зоні переходу піснокливого вугілля (марка ПС) в пісне (марка П). Крім марочного складу вугілля і розсіяної органічної речовини для визначення ступеня літогенетичних змін нами вивчалися тонкодисперсні глинисті і комплекс жильних мінералів, а також газово-рідкі включення як у вміщуючих породах, так і в рудних формуваннях. Все це дозволило в кожному конкретному випадку ув'язати стадіальні зміни порід і рудоутворення, метаморфізм вугілля, нафтогазоутворення з термодинамічним, газовим і гідрогеологічним режимом.

Найбільш високотемпературна золото-миш'яково-поліметалічна мінералізація (Бобриково, Гострий Бугор) зустрічається в південних і південно-східних частинах

Донбасу і локалізована у відкладах світів C_1^3 - C_1^4 і амвросіївської світи C_2^0 , які зазнали пізньометагенетичної стадії трансформації. Термін "стадія" використовується як показник літогенетичних змін порід без якого-небудь зв'язку зі стадіями гідротермального мінералоутворення.

Вугілля відноситься до найбільш метаморфізованих марок A_1 - A_{11} – антрацити і ультраантрацити. Мінералогічний склад порід, їх структурно-текстурні і фізико-механічні властивості багато в чому подібні до початкової стадії регіонального метаморфізму – мусковіт-хлоритової субфації. В глинистих і цементі зернистих порід широко розвинута асоціація діоктаєдричної гідрослюди 2М, серициту (деколи мусковіту), хлориту, кварцу, альбіту. Структури в основному характерні для метаморфічних порід – кварцитоподібні, інкорпоративні, мозаїчно-регенераційні, сілолітові, сланцюваті. В породах інтенсивно проявляються корозія і перекристалізація, утворення бородатих зерен кварцу. Відкрита пористість в пісковиках не перевищує 1 %, густина – 2,75-2,82 г/см³, міцність – 1580 кг/см² [5, 7, 8].

Мінералізація приурочена до ділянок з підвищеною тріщинуватістю, має штокверкоподібну форму і складається з жил і прожилків різної потужності і метасоматичної вкрапленості метакристалів піриту і арсенопіриту. Мінеральний склад жил досить складний. Головні рудні мінерали – сфалерит, галеніт, пірит, арсенопірит, халькопірит, піротин; рідше зустрічаються буланжерит, тетраедрит, тенантит, бурноніт, золото, сульфід і сульфосолі срібла. Нерудні мінерали представлені кварцом, сидеритом, анкеритом, рідше пірофілітом, донбаситом, апатитом, антраксолітом.

За даними досліджень газово-рідких включень в рудних і жильних мінералах, головні мінеральні асоціації утворилися при температурах 400-200°C і тиску 170-86 МПа з вуглекисловодних флюїдів невисокої концентрації (5-7 % Na-Cl еквіваленту) натрій-кальцій-гідрокарбонатно-хлоридного складу [6]. Навколорудний метасоматоз порід характеризується дуже слабкою контрастністю і породи відносяться до формації березитів-літвенітів. Нафтогазові прояви в районі відсутні.

Далі в північно-західному напрямку в породах ранньометагенетичної стадії (марки вугілля НПА, А) розповсюджена відносно середньотемпературна сульфосольно-поліметалічна мінералізація переважно в жильній формі (Єсаулівка, Нижній Нагольчик). Вміщуючі породи (світи C_2^0 - C_2^1) аналогічні вищеописаним з тією різницею, що тут ще зберігаються уламки реліктового біотиту, більш широко розвинуті процеси гідрослюдизації і містяться в невеликих кількостях каолініт. Ефективна пористість 1-2 %, питома вага 2,65-2,70, міцність 1100-1250 кг/см².

Головні рудні мінерали цієї асоціації – пірит, галеніт, сфалерит, бляклі руди, бурноніт, буланжерит, антимоніт, сульфосолі срібла, самородне золото; нерудні – кварц, анкерит, дікіт. Температура утворення даної мінеральної асоціації 350-200°C і тиск 120-70 МПа. Навколорудні змінені породи представлені гідрослюдиною субфацією березитів. Поклади нафти і газу відсутні, за винятком рідких проявів метанових газів з азотом і CO₂.

Західніше, в межах Вільховатсько-Волинцевської антикліналі, в породах світи C_2^2 залягає Віровський сурм'яний рудопрояв, який являє собою кварц-антимонітову жилу в пісковиках потужністю 1,5-2,0 м.

Породи знаходяться в зоні раннього метазенезу (марка вугілля П, НПА). Пористість пісковиків 2-4 %, питома вага 2,65 г/см³, міцність 1050-1100 кг/см². Мінеральний склад – антимоніт, пірит, кіновар, кварц, дикіт, серицит. Температура формування жили 100-220°C і тиск 50-80 МПа. Навколорудні зміни порід виражені інтенсивним окварцюванням і серицитизацією (кварц-серицитова фація березитів). Зустрічаються невеликі прояви метанових газів. В.О. Шумлянський та ін. [11] Віровський сурм'яний рудопрояв відносять до кварц-дикіт-кіноварної рудної формації (кварц-антимонітовий мінеральний тип), який представляє глибокі горизонти Микитівського рудного поля.

Багаті ртутні руди одноіменного родовища залягають в потужних пластах пісковиків середнього карбону (свити C₂²-C₂³), що зазнали пізньокатагенетичної стадії трансформації (марки вугілля Ж, К, ПС). Цемент вміщуючих порід глинисто-карбонатний і глинисто-кремністий, тип цементу контактово-поровий, базально-поровий, плівковий, контактово-регенераційний. Глиниста фаза представлена діоктаедричною гідролітою, хлоритом з домішками каоліну і монтморилоніту. Пористість пісковиків складає 4-8 %, густина 2,65-2,67, міцність 1000-1100 кг/см². Водопроникність тріщинно-порова.

Ртутна мінералізація локалізується в зоні розривних порушень і утворилась шляхом виповнення тріщин і в процесі метасоматичного заміщення. Структурно-морфологічний тип рудних тіл жильно-прожилково-вкраплений і пластовий. Рудні мінерали представлені кіновар'ю, антимонітом, піритом, марказитом, рідше зустрічаються арсеніпірит, галеніт, сфалерит, сульфосолі, вісмутин, реальгар. Із нерудних жильних мінералів головними є дикіт і кальцит, в менших кількостях розповсюджені кварц, анкерит, донбасит, барит. Температура утворення мінеральних парагенезисів 250-100°C і тиск 12-70 МПа. Навколорудно змінені породи виражені інтенсивною дикітизацією і окварцюванням (високотемпературна частина метасоматичної колонки формації аргілізитів). Виявлені невеликі поклади газів.

В області Дружківсько-Костянтинівської антиклінали і на східному борті Бахмутської котловини у верхньокіноварних відкладах (світи C₃¹-C₃³) широко розвинутий низькотемпературний ртутно-поліметалічний тип зруденіння. Вміщуючі породи – аргіліти, алевроліти, пісковики, що зазнали стадії середнього катагенезу (вугілля марок БД, Д, Г). Склад цементу глинисто-карбонатний, тип цементу змінюється від базального і порово-базального до порового. Глиниста фаза цементу у всіх різновидах порід складається з каолініту, залізного монтморилоніту, змішановерстуватих гідроліто-монтморилонітових утворень з незначною кількістю діоктаедричної гідроліти і хлориту. Ефективна пористість 15-25 %, густина 2,40-2,55 г/см³, міцність 200-350-450 г/см². Рудні мінерали представлені кіновар'ю, сфалеритом, галенітом, піритом, марказитом, мельниковітом. Із нерудних мінералів головними є кальцит, рідше каолініт. Кварц відсутній. Характерною особливістю цієї асоціації є наявність твердих і рідких бітумів і широке розповсюдження в рудних мінералах колоїдних структур. Рудні тіла приурочені до зон тектонічних порушень, де переважають прожилково-вкраплений і гніздовий морфологічний типи. Температура утворення руд 50-150°C і тиск до 12 МПа. Навколорудні зміни виражені інтенсивною каолінізацією і карбонатизацією (низькотемпературна колонка аргілізитів). В зоні розвитку ртутно-поліметалічної мінералізації на глибоких горизонтах локалізовані поклади природного газу (Борівське, Зайцівське, Співаківське, Краснопопівське та інші родовища) і нафтопрояви.

На території північно-західного замикання складчастих структур Донбасу в неметаморфізованих верхньокіноварних і пермо-тріасових відкладах Бахмутської

котловини залягають осадові стратиформні руди міді, свинцю і цинку. Мідно-поліметалічне зруденіння морфологічно представлене пласто- і лінзоподібними покладами, що залягають відповідно з вміщуючими породами, що представлені аргілітами, алевролітами, пухкими глинами, пісками, карбонатними утвореннями, а також лінзами бурого вугілля марок Б₁ і Б₂. Основна маса глин і глинистого цементу представлена незмінною алотигенною речовиною або для відповідних фаціальних типів зберігає аутигенні мінерали діагенезу (каолініт, галуазит, монтморилоніт, гідроліто, хлорит). Породи характеризуються поровою водопроникністю з ефективною пористістю 25-40 %.

Мідне зруденіння (халькозин, халькопірит, борніт, ковелін) локалізується переважно в низах картамишської світи в межах так званих сірих зон, які складаються з пісковиків, аргілітів, алевролітів і щільних глин. Свинцево-цинкова мінералізація (сфалерит, галеніт) залягає в пластах карбонатних порід у верхах картамишської і микитівської світи. Жильна мінералізація і метасоматично-змінені породи не спостерігаються. Температура утворення мідно-поліметалічної мінералізації до 60°C і тиск до 4 МПа. На площі розповсюдження стратиформної мідно-поліметалічної мінералізації в північно-східній частині ДДЗ відомі крупні нафтові і нафтогазові родовища.

Зональний розподіл мінеральних парагенезисів і їх зв'язок із стадіями постседиментаційних змін порід проявляється не тільки в Центральній-Донецькій металогенічній зоні, але і вхрест простягання з півночі на південь. На площі північних окраїн Донбасу (Старобельсько-Мілерівський геолого-промисловий район) в породах нижнього і середнього карбону, що зазнали середньокатагенетичної стадії трансформації (марки вугілля БД, Д), відмічається прожилково-вкраплена мінералізація сфалериту, галеніту, піриту і марказиту в карбонатних породах. Жильні мінерали представлені доломітом і кальцитом. Температура утворення руд – 60-70°C. Навколорудні зміни вміщуючих порід представлені доломітизацією. При цьому відмічається прямий зв'язок між інтенсивністю зруденіння і метасоматичною доломітизацією вапняків. Тут же зустрічаються і нафтові родовища.

Південніше розташована Північно-Донецька металогенічна зона, в межах якої спостерігаються численні ртутнопрояви (Бежанівський, Головінівський, Петро-донецький та ін.) і ряд ртутних аномалій. Вміщуючі породи світи C₂²-C₂³ зазнали стадії пізнього катагенезу і раннього метазенезу (вугілля марок Ж, К, ПС, П). Метасоматичні зміни порід виявились в їх інтенсивній дикітизації.

В центральній частині басейну розміщена найбільш багата зруденінням металогенічна зона Головної антиклінали з вищеописаним в її межах зональним розподілом ртутно-поліметалічного зруденіння. І, на завершення, в південній частині Донецького басейну знаходиться Південно-Донецька рудна зона з рядом ділянок кіноварної мінералізації (Донецько-Макіївська, Саур-Могильська, Журавлівська та ін.) і підвищеним вмістом ртуті у вугіллі. Породи зазнали стадії пізнього катагенезу (марки вугілля Ж, К, ПС). Характер наводорудних змін – дикітизація і окварцювання.

Аналогічний зв'язок з регіональною стадіальною зональністю кам'яновугільної товщі спостерігається в розподілі і фазовому складі вуглеводнів [1]. В центральній частині басейну промислові поклади нафти і газу невідомі. Вуглеводні тут представлені, в основному, метановими газами, антроксолітами і твердими бітумами. Поклади газу розміщуються в зовнішніх частинах ртутноносних площ, частково перекриваючи їх. Газонафтові і нафтові родовища ще більш віддалені від складчастого Донбасу і локалізуються на південному схилі Воронезької антиклізи і південно-східній частині ДДЗ. Площі їх розповсюдження співпадають з зонами розвитку низькотемпературної стратиформної поліметалічної мінералізації.

Поряд з вищеописаною латеральною рудностадіальною зональністю Донбасу, що має загальні причини з постдіагенетичними змінами порід, існує також вертикальна мінералогічна зональність на окремих родовищах і структурах, де зі зміною стадій трансформації вміщуючих порід змінюється склад і характер мінералізації [3, 10, 11]. Так, на Бобриківському золото-поліметалічному родовищі в породах світ C_1^3 - C_1^4 , що знаходяться в зоні пізнього метагенезу (нижній рудний ярус), широко представлений високотемпературний (250-400°C) жильний золото-галеніт-сфалеритовий тип мінералізації. В породах світ C_2^0 - C_2^1 верхнього рудного ярусу (стадія раннього метагенезу) розповсюджена золото-срібно-сульфосольно-поліметалічна мінералізація вкраплено-прожилкового типу з температурою утворення 250-150°C. Аналогічний мінеральний парагенезис зустрічається в породах раннього метагенезу на Єсаулівсько-Нагольчанському рудному вузлі.

На Микитівському рудному полі кварц-антимоніт-кіноварна мінералізація глибинних горизонтів змінюється дикіт-реальгар-кіноварною на верхніх ярусах.

В межах Дружківсько-Костянтинівської антиклінали нижні горизонти рудопроявів представлені кварц-дикіт-кіноварним мінеральним типом (Куртівський, Костянтинівський рудопрояви), який на верхніх горизонтах змінюється кальцит-бітум-кіноварним (Суровський). Паралельно зі зміною мінеральних асоціацій міняється склад і характер навколорудних змін вміщуючих порід.

Висновки. В межах Донецького басейну з північного заходу на південний схід і від північних і південних окраїн до центру спостерігається закономірний розподіл рудних асоціацій і вуглеводнів, збільшення ступеня метаморфізму вугілля і регіонального літогенезу вміщуючих порід. Направлена зміна цих геологічних явищ має загальну причину – поступовий розвиток процесів постдіагенетичних змін осадових товщ.

Еволюційний розвиток літогенетичних процесів проходив при збільшенні температури і тиску, що, в свою

чергу, привело до переходу в рухомий стан все більшого числа рудоутворюючих компонентів, які в сприятливих умовах формували відповідні мінеральні парагенезиси. Утворення рудної мінералізації проходило із гідротермальних розчинів сульфідно-хлоридно-гідроксидного типу метаморфічного походження близької компонентної спеціалізації (Zn, Pb, Fe, As, Cu, Au, Ag) в досить прогрітому вміщуючому середовищі. Температура вміщуючих порід і температура утворення мінералів із розчинів були досить близькими, внаслідок чого повсюди на родовищах зустрічається крупнозерниста будова жил і слабкий розвиток навколоруднозмінених порід. Характер мінералізації і морфологічні типи рудних покладів обумовлені фізико-механічними властивостями вміщуючих порід (міцність, пористість), які змінюються паралельно з літогенетичними змінами від стратиформної до прожилково-вкрапленої і жильної.

1. Курило М.В. Рудно-углеводородная зональность и стадийные изменения вмещающих пород Донбасса // Литология и полезные ископаемые. – 1994. – № 5. – С. 127-132. 2. Курило М.В. До характеристики процесів катагенетичного рудоутворення // Вісник Київського університету. Геологія. – 2003. – № 25. – С. 26-27. 3. Курило М.В. Стадійні зміни порід і мінералогія ртутних руд Донбасу // Вісник Київського університету. Геологія. – 2005. – № 33. – С. 30-33. 4. Курило М.В. Типізація стадій літогенезу та рудоутворення // Вісник Київського університету. Геологія. – 2006. – № 37. – С. 15-18. 5. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Мінералогія Донецького басейна. – К., 1975. – Ч.1. 6. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Мінералогія Донецького басейна – К., 1975. – Ч.1. 7. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образовання і змінення осадових порід на континенті і в океані. – Л., 1987. 8. Мурич А.Т., Резников А.И., Абрамевич Э.В., Сердюков В.В. Результати глибокого бурення в центральній частині Донбасу // Советская геология. – 1975. – № 8. – С. 125-131. 9. Смирнов В.И. Геологія корисних копалин. – К., 1995. 10. Шумлянський В.А., Деміхов Ю.Н., Деревська Е.И. та ін. Геолого-генетическая модель Бобриковского золото-поліметаллического месторождения // Геологический журнал. – 1994. – № 3. – С. 95-106. 11. Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар Т.В. та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. – К., 2003. 12. Щербань І.П., Копылова Л.В., Шевченко В.И. Околорудные метасоматиты континентальных рифтогенных структур. – М., 1985.

Надійшла до редколегії 29.09.08

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 544.03+551.24

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

ПЕТРОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ З МЕТОЮ ВИБОРУ ОБ'ЄКТІВ ДЛЯ ЗАХОРОНЕННЯ РАДІОАКТИВНИХ ВІДХОДІВ У МЕЖАХ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (УЩ)

Питання захоронення радіоактивних відходів (РАВ) всебічно вивчається багатьма дослідниками. Тому оцінка петрофізичної придатності гірських порід для довготривалого розміщення в них РАВ має важливе значення. Цьому питання досі ще не приділялося особливої уваги. Враховуючи, що безпосереднє розміщення РАВ в районі наближення до Чорнобильської атомної електростанції (ЧАЕС) носить першочерговий характер в зв'язку з природоохоронними заходами, а також, що одним з перспективних об'єктів для захоронення РАВ вважаються гранітоїди, в статті наводиться ряд найбільш важливих фізичних характеристик оцінки придатності для захоронення РАВ в провідних петролітах гранітоїдів Волинського блоку УЩ.

The question of the disposal of the radioactive waste has been studied by a number of researchers. Therefore the estimation of petrophysical suitability of some host rock, which concern the repository of the radioactive waste is very useful. This problem was not under the question before. Taking into account that the direct radioactive waste location nearly the Chornobyl atomic station has paramount value and that granitoids are believed as perspective for radioactive waste repository, this paper describes the most important physical characteristics of penetrability the major granitoids types of the Volyn region of the Ukrainian Shield.

Вступ. З другої половини ХХ ст, у зв'язку з розвитком ядерних технологій і особливо ядерної енергетики, все більшої гостроти набуває питання захоронення відходів ядерної промисловості, зокрема ядерного палива. Його висока і небезпечна радіоактивність, значний час існування (для деяких елементів – U, Th, Pu і продуктів їх розпаду час існування співставлений з віком планети) створюють великі труднощі у вирішенні цієї проблеми. Цілий ряд держав, фахівців з різних галузей науки і ви-

робництва, напружено займаються цією проблемою під координацією міжнародного органу – МАГАТЕ та відповідних державних організацій.

Значні зусилля з цієї проблеми робляться і в Україні Міністерством надзвичайних ситуацій (МНС), НАН України і низкою інших установ.

Особливого значення в Україні ця проблема набула в зв'язку з аварією на ЧАЕС, а також із затвердженням стратегії розвитку атомної енергетики та її здійснення в умовах

скорочення вивезення РАВ за межі країни. Тому все більш важливими в країні стають дослідження по створенню в її межах власних сховищ. У зв'язку з цим МНС було розроблено спеціальну науково-практичну програму, до якої були залучені кваліфіковані фахівці Інституту геологічних наук НАН України (академік В.М. Шестопалов і створений ним Науково-інженерний центр радіогідрогеоекологічних полігонних досліджень), Державної геологічної служби України, Київського національного університету імені Тараса Шевченка та інших організацій.

В рамках цієї програми, спираючись на власні розробки і міжнародний досвід, виконуються комплексні дослідження, які охоплюють велику кількість досить складних питань. Вони включають вибір об'єктів, придатних для створення сховищ, питання їх конструкції, технології використання, розробки заходів ізоляції та інше, а також прогнозних оцінок безпечного їх існування та контролю.

Для вибору об'єктів розміщення РАВ прийнята рекомендація [3], згідно з якою найбільш придатними для їх захоронення вважають гранітоїди, що за своїм складом є, по-перше, найбільш наближеними до довговічних радіонуклідів РАВ, а також широко поширені в кристалічних утвореннях з досить щільною структурою.

Мета статті полягає у розгляді петрофізичних характеристик провідних петротипів гранітоїдних утворень Волинського мегаблоку і їх геодинамічних показників формування для виявлення найбільш придатних петротипів (комплексів) для виконання відповідних оцінок при виборі об'єктів захоронення РАВ.

Публікації у контексті питань петрофізичної оцінки гранітоїдів у зв'язку з вибором об'єктів для захоронення, узагальнюючі огляди останніх досліджень, здебільшого відсутні.

Об'єкти дослідження. Волинський мегаблок, на території якого власне знаходиться ЧАЕС, на півночі обмежується Прип'ятським прогином (широким відгалуженням Дніпровсько-Донецької западини), на заході – Волино-Подільською плитою, а з півдня і сходу – Андрушівським та Брусилівськими розломами. Цей мегаблок розглядається як зона тектоно-магматичної активізації (ТМА) [9], що утворилась в результаті колізії Феноскандійського та Сарматського сегментів Східно-Європейської платформи. Згідно з М.П. Щербаком та ін. [7], в період з 2,08-1,74 млрд р в межах мегаблоку були проявлені дві фази магматичної активізації. Під час останньої фази (1,8-1,74 млрд р), за даними цих авторів, відбулась колізія Сарматського і Феноскандійського терейнів. Після цього Волинський мегаблок перетворився у стабільну платформу.

Перша фаза ТМА представлена гранітоїдами житомирського комплексу, що за своїм складом наближені до сублужних. Їх вік складає 2,08-1,99 млрд р (за ізотопним датуванням [7]). Букинський, осницький, жишинський комплекси дещо молодші за житомирський.

До другої фази ТМА Волинського мегаблоку відносяться гранітоїди коростенського та пержанського комплексів з ізотопним віком 1,77-1,76 млрд р [7].

Нижче наводиться стисла характеристика згаданих вище гранітоїдних комплексів.

Житомирський комплекс об'єднує рівномірнозернисті, зрідка порфіроподібні граніти, що поширені у південній частині району в середній течії р. Тетерів, у межах субширотної перехідної зони між Волинським та Подільським мегаблоками. Граніти утворюють окремі невеликі штокоподібні тіла в антиклінальних структурах, а також більші за розміром масиви (коростишівський, корнинський, житомирський). До складу комплексу, крім того, включають тіла біотитових гранітів і гранодіоритів.

Масиви житомирських гранітів мають неоднорідну будову [9]. Типовою для них є зональність: в центрі сірі порфіроподібні граніти, а ближче до периферії – сірі рівномірнозернисті двослюдяні граніти, на периферії –

рожеві апліто-пегматоїдні граніти. Відмічають випадки і прямо протилежної зональності – локалізацію порфіроподібних гранітів на периферії масивів, а також смугастоподібне їх чергування.

Масиви гранітів житомирського типу поширені у межах Новоград-Волинського блоку. Найбільш крупні масиви – Коростишівський, Кам'янобродський та Федорівський – мають розміри 100-300 км². Площа інших масивів (Курчицького, Житомирського, Кочеровського) не перевищує 20 км².

Всі петротипи гранітів житомирського комплексу належать до нормальних за хімічним складом і різноманітних за структурно-текстурними особливостями групи порід – основна маса різновидів середньозерниста, текстурні особливості являють собою масивні та гнейсоподібні відміни. Мікроструктура порід гіпідоморфнозерниста, алотріоморфнозерниста або гранобластова [7].

Букинський комплекс. Гранітоїди комплексу складають однойменний плутон у зоні стику Волинського та Подільського тектонічних блоків, а також ряд дрібних масивів, що контролюються Тетерівською зоною розломів.

Букинський масив, найбільший з-поміж інших, має овальну форму і витягнутий у північно-західному напрямку на 24 км при ширині до 8 км. У розрізі масив має воронкоподібну форму. Масив диференційований. За даними [9] до глибини 1,4 км залягають діорити та габроїди, нижче – монзоніти та монцодіорити, нижче 2 км передбачають наявність шару диференційованих габроїдів. Донна частина складена перидотитами і піроксенітами. Характер контакту масиву інтрузивний, місцями тектонічний. Вважається також, що масив є трьохфазним: початкова фаза – ультрамафіт-мафітова, головна фаза – монзонітоїдна, завершуюча – граніт-гранодіоритова, що включає апліто-пегматоїдні граніти. Поліфазний характер, лополітова форма масиву, сублужний характер порід дозволяють побачити деяку схожість Букинського масиву з Коростенським.

Формування порід букинського комплексу відбувалось в умовах переходу від стиску до розтягу, а становлення інтрузії – в умовах розтягу [7]. Магма, завдяки якій утворився Букинський масив, формувалась на глибині до 30 км [2] і проникала в уже метаморфізовані в умовах амфіболітової і епідот-амфіболітової фацій породи тетерівської серії.

Провідними петротипами комплексу є діорит-чарнокіти, кварцові монцодіорити та гранодіорити Букинського масиву. Мінеральний склад порід досить нестійкий. Одні автори схильні вважати це наслідком високого ступеня диференціації вихідної магми, інші – результатом неповного перемішування внаслідок високої в'язкості магми [9].

Осницький комплекс принципово відрізняється від інших комплексів УЩ тим, що входить до складу вулканоплутонічної асоціації (ВПА) [7]. Склад ВПА можна визначити наступним чином: догранітові породи (діабазові та трахіандезитові порфірити, діоритові ріолітові порфіри, діорити та кварцові діорити вировського типу), інтрузивні утворення (власне осницький комплекс): перша фаза – габро, друга – діорити та кварцові діорити, третя – гранодіорити та граніти, четверта – жильні лейкограніти. У складі комплексу кількісно переважають гранодіорити (55 %) і граніти (30 %).

Осницькі граніти рожеві до червоних, порфіроподібні чи рівномірнозернисті, масивні, крупно- і середньозернисті з характерним бузковим кварцом. Рогова обманка входить до складу гранодіоритів. Для всіх порід характерним є епідот, що заміщує плагіоклаз. За хімічним складом осницькі інтрузивні граніти характеризуються нормальною і підвищеною лужністю, помірною, іноді високою, залізистістю, підвищеною глиноземистістю.

Найбільш крупний масив осницьких гранітоїдів – Рокитнянський, площа якого до 1000 км², також виділяють

Броніславський – до 27 км^2 . Масиви мають складну, грубо-смукасту будову, що обумовлена чергуванням смуг потужністю 100-150 м.

До складу *кишинського комплексу* належать окремі гранітні масиви, що контролюються зонами регіональних глибинних розломів і локалізуються у північно-західній частині Коростенського блоку, – власне Кишинський, який займає площу біля 350 км^2 , Устинівський та Новоград-Волинський [2].

Кишинські граніти рожево-червоні, середньо- до крупнозернистих, місцями порфіровидні, кварц в них світло-сірий зі злегка голубуватим відтінком, часто ідіоморфний [9].

Гранітоїди *коростенського комплексу*, спільно з магматитами основного складу (габро, анортозитами), складають Коростенський плутон, що займає східну частину Волинського мегаблоку. Розріз його кори відноситься до салічного типу і характеризується зниженою (до 38 км) потужністю. У тектонічному відношенні Коростенський плутон співвідноситься з межами Коростенського блоку і має вигляд ізометричного пластовидного тіла.

Коростенський плутон обмежується кільцевою системою скидів, іноді, за геофізичними даними, простежується полого налягання гранітів на вмисні породи із падінням контактової площини в сторону плутону під кутом 30° [9].

Коростенський комплекс складають біотит-амфіболові рапаківи та рапаківіподібні граніти, рівномірно-зернисті та порфіроподібні лейкократові біотитові граніти (лізниківські), граніт-порфіри, апліти та пегматити.

До *пержанського комплексу* належать сублужні середньо- та крупнозернисті порфіроподібні граніти, що

складають масив площею близько 200 км^2 , витягнутий вздовж зони Пержанського розлому [2]. В їх складі виділяють наступні петротипи: граніти пержанські, львівківські, сирницькі, хочинські та апограніти пержанські. Власне пержанські граніти складають центральну частину масиву, північна його частина складена середньо- та крупнозернистими хочинськими гранітами, а південно-західна – середньо- та дрібнозернистими львівківськими гранітами. Сирницькі граніти простягаються у вигляді смуги завширшки 2-10 км уздовж північного контакту Коростенського плутону.

Крім польового, мінералого-петрографічного і петрохімічного дослідження цих петротипів в них вивчався комплекс найбільш важливих фізичних характеристик.

У контексті захоронення РАВ, придатними з точки зору фізичних властивостей порід вважаються [4, 5] наступні їх ознаки: висока щільність (мінеральна, об'ємна густина), велика теплоємність, мала теплопровідність, мала пористість і відповідно мала проникність.

За даними фізичних властивостей петротипів Волинського мегаблоку побудовано ряд діаграм (рис. 1, 2, 3). Аналізуючи їх, можна констатувати наступне: найбільшими величинами об'ємної густини (брались до уваги значення більше 2650 кг/м^3 при максимальному $2735,8 \text{ кг/м}^3$) характеризуються гранодіорити осницького, житомирського та кишинського комплексів (осницький, ясногорський, судилківський, корнинський, олександрівський, мухарівський) і граніти, що представлені наступними петротипами: осницький, житомирський, курчицький, кам'янобродський, федорівський, устинівський, пержанський (рис. 1).

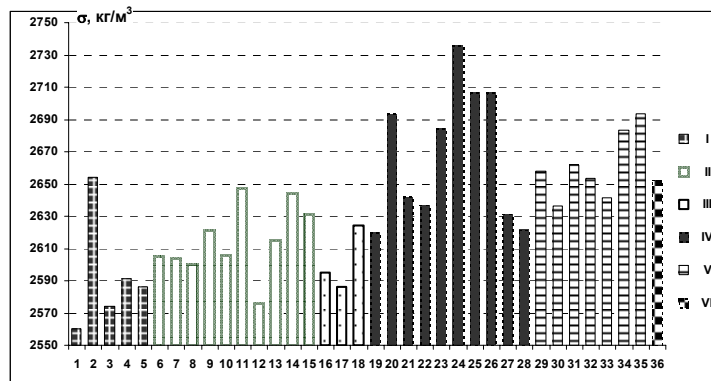


Рис. 1. Діаграма значень об'ємної густини гранітоїдів Волинського мегаблоку.

Примітки: Пержанський комплекс (I) –

1. Апограніт пержанський, 2. Граніт пержанський, 3. Граніт львівківський, 4. Граніт сирницький, 5. Граніт хочинський; Коростенський комплекс (II) – 6. Граніт острівський, 7. Граніт лізниківський, 8. Граніт рапаківіподібний березівський, 9. Граніт рапаківіподібний емельянівський, 10. Граніт рапаківіподібний розсохівський, 11. Граніт рапаківіподібний потіївський, 12. Граніт рапаківіподібний норинський, 13. Граніт рапаківіподібний коростенський, 14. Граніт рапаківі малинський, 15. Граніт рапаківіподібний ігнатпільський; Кишинський комплекс (III) – 16. Граніт кишинський, 17. Граніт устинівський, 18. Граніт новоград-волинський; Осницький комплекс (IV) – 19. Граніт мухарівський, 20. Гранодіорит мухарівський, 21. Граніт бехівський, 22. Граніт осницький, 23. Гранодіорит осницький, 24. Гранодіорит ясногорський, 25. Гранодіорит судилківський; Житомирський комплекс (V) – 26. Гранодіорит корнинський, 27. Граніт коростишівський, 28. Граніт бистрівський, 29. Граніт житомирський, 30. Граніт суслівський, 31. Граніт курчицький, 32. Граніт кам'янобродський, 33. Граніт новороманівський, 34. Граніт федорівський, 35. Гранодіорит олександрівський; Шереметівський комплекс (VI) – 36. Гранодіорит березівський

Усі види пористості порід є складною функцією умов утворення [4, 5]. Величина загальної пористості має зростати при формуванні порід в умовах розтягу і зменшуватися при їх утворенні в умовах стиску. Відкрита пористість буде залежати від літостатичного навантаження і може бути використана для оцінки глибини утворення порід. Найменші величини загальної пористості характерні для гранітів житомирських – 0,9 % (при максимальній 3,3 %); відкритої пористості – для гранітів суслівських, федорівських та ігнатпільських – 0,1 % (при максимальній 1,4 %).

При аналізі теплопровідності, найменші її величини спостерігаються (при мінімальному значенні $2,6 \text{ Вт/м}^2\text{К}$

та максимальному $3,6 \text{ Вт/м}^2\text{К}$ брався до уваги діапазон величин $2,6\text{-}3,0 \text{ Вт/м}^2\text{К}$) у гранодіоритах осницького та кишинського комплексів (ясногорський, судилківський, мухарівський) та у гранітах – бехівських, житомирських, курчицьких, устинівських та гранітах рапаківіподібних норинських. (рис. 2). Теплопровідність гранітоїдів залежить, у першу чергу, від їх мінерального складу, оскільки в гранітоїдах вплив пористості на неї можна вважати неістотним. Пониження теплопровідності може бути викликано розвитком систем крихких порушень, які зменшують кількість міжзернових контактів.

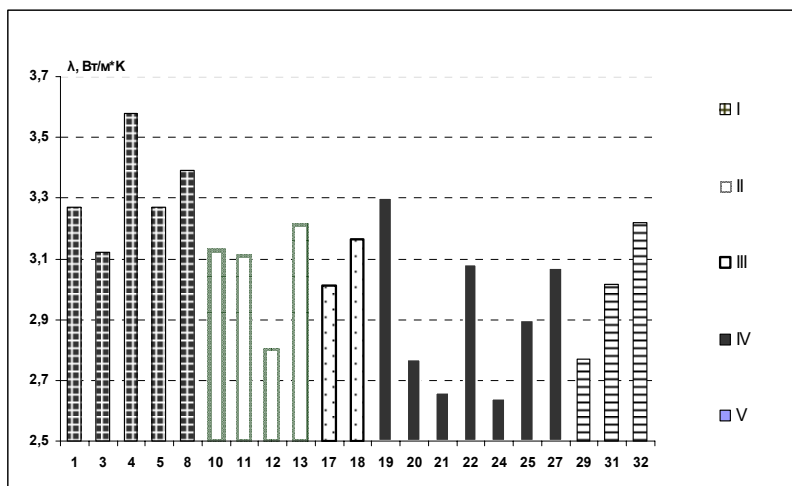
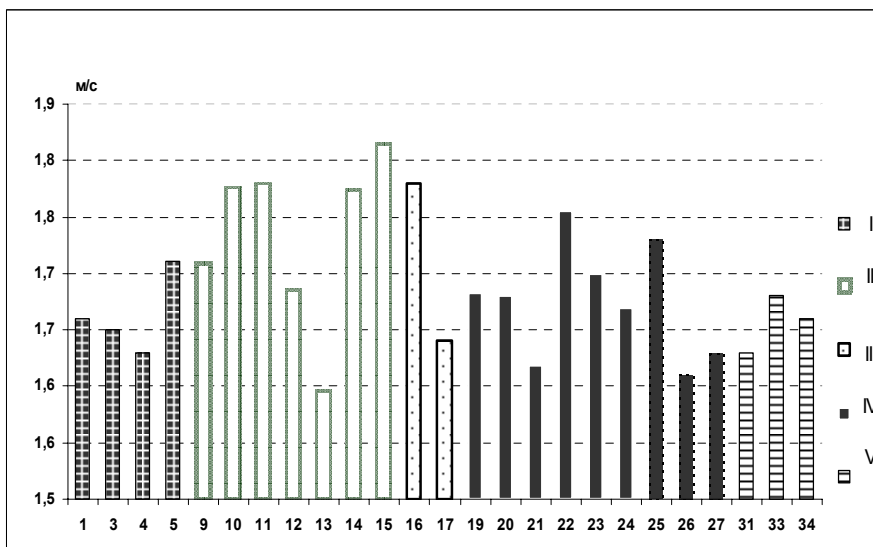


Рис. 2. Діаграма значень теплопровідності гранітоїдів Волинського мегаблоку; примітки див. до Рис. 1

Величини пружних характеристик докембрійських гранітоїдів, у першу чергу швидкості поширення пружних хвиль, виявляють дуже слабку залежність від складу порід і від густини відповідно. Л.І Звягінцев [4] довів, що швидкості розповсюдження пружних хвиль сягають максимальної величини в недеформованих відмінах і зменшуються при деформаціях будь-якого типу (при крихких більш різко). Ним також обґрунтована можливість використання співвідношення V_p/V_s для оцінки характеру деформацій: зростання параметру при пластичних де-

формаціях зумовлено відносно повільним зниженням V_p порівняно з V_s , а його зменшення при крихких деформаціях викликано випереджаючим зменшенням V_p відносно V_s . Швидкість розповсюдження позаддовжніх хвиль (м/с) із значеннями більше 5670 м/с при максимальному 5970 м/с спостерігається у житомирських, фєдорівських, осницьких, коростенських, малинських, ігнатівських, емельянівських, потіївських гранітах та гранодіоритах – осницьких, ясногорських, мухариївських. На діаграмі 3 показано розподіл значень параметру V_p/V_s .

Рис. 3. Діаграма значень параметру V_p/V_s для гранітоїдів Волинського мегаблоку, примітки див. до Рис. 1

Висновки. На основі комплексного аналізу, наведених у статті петрофізичних даних, можна зробити попередні висновки щодо сприятливих характеристик можливого розміщення РАВ у певних петротипах гранітоїдів Волинського мегаблоку.

Серед різних видів гранітоїдних порід Волинського мегаблоку УЩ до таких відносяться граніти, що представлені такими петротипами: житомирський, устинівський, малинський та ігнатівський. На наступних етапах дослідження слід зосередити увагу на характері поширеності петротипів цих гранітів, детальніше розглянути геодинамічні умови формування, також визначити природні умови, в яких вони знаходяться: тектонічні, гідрогеологічні, ступінь їх ізолюваності від техногенного і біогенного впливу тощо.

1. Геохронологическая шкала докембрия / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. – К., 1989. 2. Гранитоидные формации Украинского щита / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. и др. – К., 1984. 3. Изоляция радиоактивных отходов в недрах Украины (проблемы и возможные решения) / Отв. ред. В.М. Шестопалов. – К., 2006. 4. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання / Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В. та ін. – К., 2003. 5. Толстой М.І., Гожик А.П., Сухорада А.В. Явища петрофізичної фіксації геодинамічних процесів гранітоїдними утвореннями. Винахід №333. – 2007. 6. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / Толстой М.И., Чекунов А.В., Щербаков И.Б. и др. – К., 1987. 7. Щербак Н.П., Бибикина Е.В., Скобелев В.М. и др. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита // Минерал. журн. – 2003. – 25, №4. – С. 82-92. 8. Щербак Н.П., Пономаренко Д.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украины // Минерал. журн. – 2000. – 22, №2/3. – С. 12-24. 9. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов, 2005.

Надійшла до редколегії 27.09.08

УДК 550.424.4

О. Криворучкіна, канд. геол. наук, С. Терещенко, канд. геол.-мінералог. наук,
І. Байсарович, канд. геол.-мінералог. наук, М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук

ГІДРОГЕОХІМІЧНЕ НАВАНТАЖЕННЯ ХВОСТОСХОВИЩ НА НАВКОЛИШНЄ СЕРЕДОВИЩЕ (НА ПРИКЛАДІ КРИВОРІЗЬКОГО РУДНОГО РЕГІОНУ)

Наведено результати дослідження гідрогеохімічного стану територій, що знаходяться під техногенним впливом хвостосховищ Криворізького рудного регіону. Основними об'єктами, які визначають гідрогеохімічний стан району, є шахтні та кар'єрні води, хвостосховища, ставки-накопичувачі, річки Інгулець та Саксагань, водоносні горизонти кайнозою.

The results of hydrogeochemical investigation of manmade devastative Krivy Rih's ore basin area are presented. The main objects determining hydrogeochemical regime of this region are: mine and quarry waters, tailing pits, storage ponds, Ingulets and Saksagan' rivers, cenozoic aquifers.

Вступ. Ще на початку 50-х років минулого століття Криворіжжя мало типовий степовий ландшафт з абсолютними різницями висот вододілу Інгульця і Саксагані 120-150 м. Діяльність гірничорудних підприємств Кривбасу призвела до суттєвих змін навколишнього середовища в межах великих територій. На поверхні землі утворені штучні форми рельєфу, антропогенні морфоструктури, розмір яких подекуди визначається кілометрами. Різниця висот між підвищеннями і пониженнями рельєфу зросла на порядок. У вузькій смузі 120 км x 1,5 км, яка має меридіональне простягання, зосереджено $\sim 10^{10}$ т шламів, осадових та скельних порід. Масштаби механічних змін в надрах є цілком співставними з процесами гороутворення. Замінена і частково знищена природна гідрографічна сітка, особливо в середній та нижній течії р. Саксагань [1,2,3]. Безперечно такі масштабні перетворення стимулювали глибоку геохімічну перебудову геологічного середовища (ГС) Криворізького басейну. Основними факторами формування нової геохімічної обстановки є винесення на поверхню та складування таких порід, які раніше в природному стані не відслонювалися на денній поверхні; включення до водообігу великих мас води різної мінералізації та скидання частково очищених вод в гідрографічну мережу; зміна гідрологічних та гідрогеологічних умов формування стоку та якості природних вод; забруднення атмосфери магнетит-гематитовим та силікатним пилом тощо.

Мета роботи. В статті розглядається кількісно-якісний склад вод, які фільтруються з ряду хвостосховищ Криворізького рудного басейну. З метою оцінки зміни геохімії ГС під впливом гірничовидобувної промисловості Криворіжжя були зібрані та проаналізовані матеріали даних спостережень за хімічним складом підземних вод в межах діяльності Північного, Центрального, Новокриворізького, Південного та Інгулецького гірничо-збагачувальних комбінатів, а також за притоками та хімічним складом вод, що потрапляли до хвостосховищ вказаних підприємств за 40-річний період від початку експлуатації (1960-2000 рр). Для обробки масиву даних спостережень використані статистичні методи. Проаналізовано динаміку змін гідрогеохімічної обстановки на цих об'єктах, а також рівень техногенного навантаження на геологічне середовище. Проведені термобаричні дослідження з вивчення характеру газорідних включень залізистих порід Кривбасу.

Методи дослідження. В якості вихідних використано масив даних гідрохімічних аналізів води, які проводилися за стандартними методиками. Обробку даних виконано методами багатовимірної статистики. Дослідження газорідних включень в породах виконано методами термобаро-геохімії.

Вплив хвостосховищ на рівень техногенного навантаження регіону.

В Криворізькому басейні розташовані наступні хвостосховища, які є акумуляторами шахтних, кар'єрних вод та господарчо-побутових стоків: хвостосховище Північно-

го гірничо-збагачувального комбінату (ПівнГЗК), хвостосховище Центрального гірничо-збагачувального комбінату (ЦГЗК), Мироліувівське, хвостосховище Інгулецького гірничо-збагачувального комбінату (ІнГЗК) та об'єднане хвостосховище Новокриворізького та Південного (ПівдГЗК, НкГЗК) гірничо-збагачувальних комбінатів (рис. 1).

Видобуток і переробка залізної руди завжди пов'язані з використанням великої кількості води. Водогосподарська ситуація гірничорудних підприємств Кривбасу характеризується надлишком зворотних вод. Для підтримки безпечних умов відпрацювання рудних покладів шахтні і кар'єрні води відкачуються. Щорічно в Кривбасі відкачується майже 18-20 млн м^3 кар'єрних вод і 20-22 млн м^3 високомінералізованих шахтних вод (з мінералізацією від 5 до 96 г/л при середній мінералізації 30 г/л). Шахтні води є переважно хлоридними водами з високим вмістом хлорид-, сульфат-, натрій-, магній- та кальцій-іонів, що перевищують ГДК для поверхневих вод.

Сьогодні у зворотних циклах гірничо-збагачувальних комбінатів і досі діє схема використання шахтних вод із накопиченням їх надлишків і щорічним скиданням у річки Інгулець і Саксагань та обов'язковою подальшою промивкою прісною водою. Скидання надлишків зворотних вод здійснюється відповідно до розпоряджень Кабміну України та згідно з "Регламентом скиду надлишків зворотних вод гірничорудних підприємств Кривбасу". Результатом цієї практики продовж десятиліть є загальне підвищення мінералізації поверхневих вод.

Розглянемо водогосподарчу практику кожного з хвостосховищ з точки зору її впливу на гідрогеохімічну обстановку ГС.

Хвостосховище ПівнГЗК. До скидання у хвостосховище ПівнГЗК шахтних вод (до 1981 р) мінералізація води у ньому була найнижчою у порівнянні з накопичувачами інших ГЗК. До 1968 року мінералізація не перевищувала 1 г/дм³, в період з 1972 по 1981 роки мінералізація знаходилася у межах 1,4-1,7 г/дм³ з переважанням хлоридно-сульфатних магнієво-натрієвих іонів, що пояснюється збільшенням об'ємів кар'єрних вод, переважанням процесів випаровування над опадами та надходженням у шламонакопичувач річкових вод з мінералізацією понад 1 г/дм³. У 1982 році в результаті скидання у хвостосховище шахтних високомінералізованих вод мінералізація підвищилася з 2,5 до 5 г/дм³ і наприкінці 1992 року склала приблизно 10-11 г/л. Склад зворотної води став хлоридно-натрієвим з вмістом хлоридів близько 5,3 г/дм³, сульфатів – 1,1 г/дм³, натрію – 2,9 г/дм³.

З 1982 року в хвостосховищі з'явився надлишок води. Для підтримання у хвостосховищі допустимого об'єму води комбінат був змушений з 1985 року у міжвегетаційний період проводити скидання надлишків води у річки. Найбільші надлишки були у 1996 році (16,14 млн м^3) і в 1997 році (15,28 млн м^3). За останні роки у зв'язку зі зменшенням видобутку руди і, як наслідок, зменшенням обсягів шахтних вод кількість надлишку води у хвостосховищі не підвищується і коливається у межах 12-

13 млн м^3 . Загалом за період з 1985 року – початок 2000 року із хвостосховища ПівнГЗК було скинуто шахтних вод в обсязі 133,85 млн м^3 .

Поява надлишку води у хвостосховищі пов'язана в першу чергу з тим, що з 1982 р у хвостосховище почали проводити скидання шахтних вод північної групи рудників Кривбасу (шахти Першотравнева, ім. Леніна, Гвардійська, Ювілейна). Річне надходження шахтних вод коливається від 0,6 до 5,6 млн м^3 . Води шахт характеризуються високою мінералізацією від 3,5 до 48,8 г/л і хлоридно-натрієвим іонним складом. Мінералізація

зростає в ряду шахт: Першотравнева 3,5 г/дм 3 , ім. Леніна 15,1 г/л, Гвардійська 34,3 г/л, Ювілейна 48,8 г/л. Основним джерелом обводнювання гірських виробок є тріщинні води.

Хвостосховище ЦГЗК. За період експлуатації хвостосховища ЦГЗК у шламах накопичилось 132207 тис м^3 води, яка містить приблизно 4,7 кг/м 3 солей. Аналізуючи відсотковий склад різних елементів, води, які акумулювані у шламах хвостосховища можна віднести до хлоридно-карбонатно-натрієвого типу.

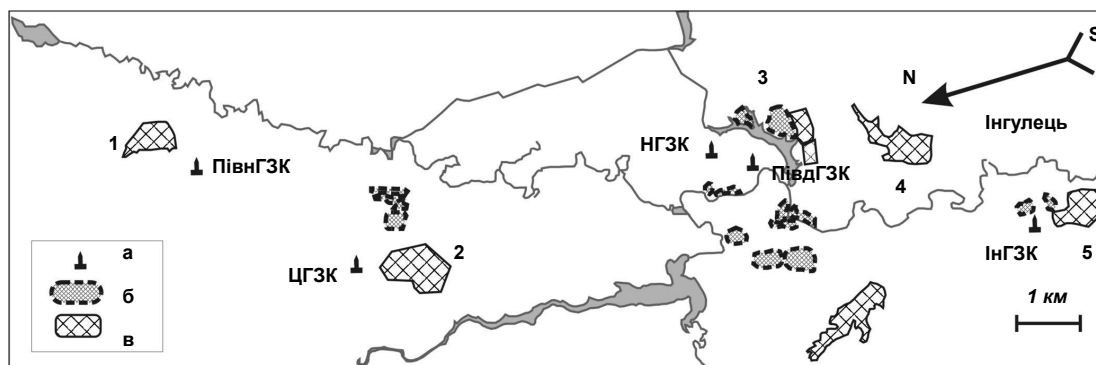


Рис. 1. Схема розташування основних хвостосховищ у Криворізькому рудному районі.

Умовні позначення: а – ГЗК, б – відвали; в – хвостосховища (1 – ПівнГЗК (II черга); 2 – ЦГЗК; 3 – ПівдГЗК; 4 – Об'єднане; 5 – ІнГЗК)

У хвостосховище потрапляють кар'єрні та шахтні води. Притоки води у кар'єри ЦГЗК незначні та суттєво не впливають на розробку родовищ, мінералізація цих вод незначна та коливається у межах 1,5-2,2 г/дм 3 . Усього за період з 1980 по 2001 рр у хвостосховище було скинуто 19 млн м^3 кар'єрних вод. Вміст солей з роками змінювався несуттєво та тримався в останні роки на рівні 1,6 г/дм 3 . Концентрація катіонів та аніонів також змінювалась в незначних межах, за винятком гідрокарбонат-аніону, який має чітку тенденцію до зменшення, що є підставою стверджувати про те, що надходження кар'єрних вод не впливає на збільшення цього аніону у шламах хвостосховища. Вірогідно, на накопичення гідрокарбонат-аніону впливає збільшення його кількості у річковій воді, що надходить до хвостосховища, і в шахтних водах, які також потрапляють у хвостосховище ЦГЗК з рудою.

З початку експлуатації у хвостосховище з шахти Дренажної ім. Фрунзе (до моменту її закриття у 1990 році) скидалися шахтні води хлоридно-натрієвого типу з мінералізацією від 4 г/дм 3 до 12 г/л.

Фільтрація води із хвостосховища призвела до підвищення рівня ґрунтових вод, підтоплення території та забруднення вод Карачуновського водосховища.

Слід додати, що головна особливість району у тому, що водоносними породами є рудні поклади та вмшуючі їх джеспіліти, які є об'єктом підземної розробки. У гданцевській світі криворізької серії залягає товща закарстованих карбонатних порід – доломітів, які відзначаються підвищеною водозбагаченістю (коефіцієнт фільтрації становить 18-41 м/добу, дебіт 37-87, 9 м 3 /год). Сланці гданцевської світі криворізької серії, які знаходяться знизу та з боків доломітової товщі, відрізняються низькою водопроникністю (коефіцієнт фільтрації 0,002-0,0002 м/добу) та виступають водотривом, тобто ділянка доломітів є замкненим басейном із великими статичними запасами тріщинно-карстових вод. Із загальних запасів підземних вод саксаганської світі 70 % акумульовано у пористих рудах та джеспілітах. Умови циркуляції підземних вод неоднакові: у породах води розподілені по тріщинах, а в рудах – в пористому середовищі.

Хвостосховище ПівдГЗК та НкГЗК. За період з 1961 по 1993 рр до цього об'єкту скинуто близько 114 млн м^3

кар'єрних вод. Надходження води у кар'єри пов'язане безпосередньо з глибиною відпрацювання та кількістю атмосферних опадів. При розробці верхніх горизонтів атмосферні опади мали значний вплив на якість кар'єрних вод та кількість водопритоків. Починаючи з 1987 р при розробці горизонту -180 м притоки склали 360, 4 м 3 /год, а у 1993 р (при роботі на горизонті – 210 м) притоки склали 954,1 м 3 /год, тобто зросли у 2,6 рази. Середньорічний приток у кар'єри НкГЗК складає 239,8 м 3 /год.

З 1968 р у хвостосховище почали знаходити шахтні води з шахт рудника Ілліча, рудників ім. Держинського, ім. Кірова, ім. К. Лібкнехта та Жовтневої. Загальне річне надходження вод коливалось у межах від 8577 тис м^3 до 32844 тис м^3 з мінералізацією від 10 г/л до 30 г/л переважно хлоридно-натрієвого складу.

У хвостосховище ІнГЗК надходять: пульпа, кар'єрні та високо мінералізовані шахтні води, господарчо-побутові стоки з очисних споруд ІнГЗК, атмосферні опади та води, що фільтруються з побудованих навколо накопичувача дренажних споруд. Річне надходження шахтних вод коливається у межах від 1580 тис м^3 до 4025 тис м^3 .

З 1965 по 1981 роки баланс води у хвостосховищі був негативний (внаслідок фільтрації води у вапняки), тому підкачували воду з річки Інгулець та підтримували проектний об'єм зворотної води у ставку (3-3,5 млн м^3). Починаючи з 1982 року з'явився надлишок води.

Результати факторного аналізу і оцінка впливу водосховищ на ГС. Для обробки статистичних даних використано поряд з кореляційним, регресійним аналізами та методом найменших квадратів також методи багатовимірної статистики – факторний аналіз та метод головних компонентів, що дозволяє пояснити як глобальні, типові процеси зміни хімічного складу підземних вод, так і специфічні особливості крупного гірничовидобувного регіону.

Загальний факторний аналіз кількісно-якісного складу вод, які фільтруються з хвостосховищ Криворізького рудного басейну, дозволив виявити наступні тенденції у групуванні факторів, відображені на рис. 2:

1. Загальна мінералізація вод підвищується в першу чергу за рахунок аніонів хлору, сульфат-іону, а також катіонів магнію, натрію, калію. Саме концентрації

цих іонів та показник загальної мінералізації формують перший фактор, який можна ідентифікувати як фактор техногенного походження, тобто кількісно-якісний склад вод, які знаходяться в хвостосховищах, змінюється під впливом особливостей розробки родовищ.

2. Другий фактор формується переважно за рахунок зміни концентрації іонів кальцію та гідрокарбонат-іону (з протилежними знаками). Найвірогідніше, що даний фактор відображає комплекс процесів, пов'язаних з надходженням збагачених кальцієм природних вод.

Заслугує уваги зменшення вмісту гідрокарбонат-іонів як при зростанні загальної мінералізації та концентрації хлор-іонів (що зрозуміло з огляду на техногенні причини цього явища), так і при зростанні вмісту іонів кальцію.

Застосування методу головних компонент при аналізі хімічного складу шахтних вод показує, що для типізації вод достатньо використовувати вже названі перші дві головні компоненти (F1-F2), які охоплюють 82 % сумарної дисперсії змінних.

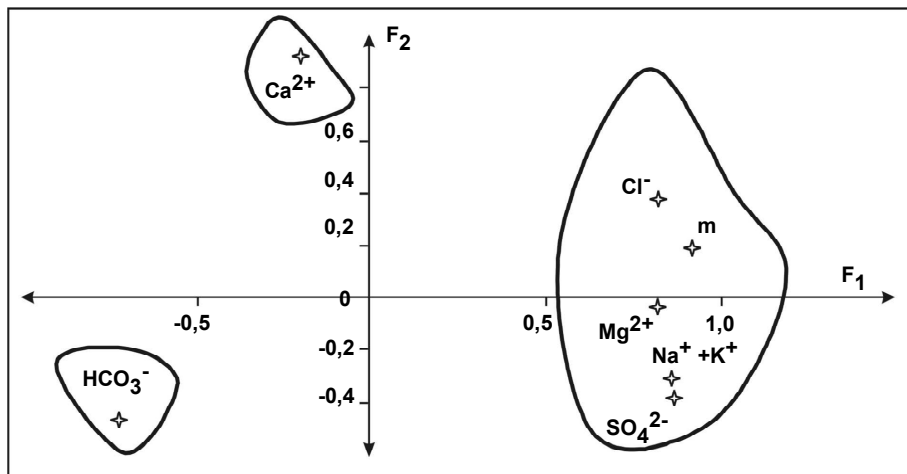


Рис. 2. Результати факторного аналізу кількісно-якісної характеристики вод, які фільтруються з хвостосховищ Кривбасу

Факторний аналіз хімічного складу шахтних вод, які потрапляють до хвостосховища ПівнГЗК, дозволив виділити наступні тенденції: підвищення концентрації іонів натрію, калію та магнію призводить до підвищення концентрації аніонів хлору і підтверджує той факт, що шахтні води за своїм складом відносяться до хлоридно-натрієво-магнієвого типу. У той же час, кількість Na^+ , K^+ , Cl^- має незначне навантаження на другий фактор. Можна висловити думку про те, що підвищення вмісту іонів кальцію та сульфат-аніонів викликане не техногенними факторами, а природними, зокрема розмиттям порід, які вмішують кальцій, але цими породами не можуть бути вапняки, оскільки вміст гідрокарбонат-аніону має негативне навантаження на другий фактор і підвищення вмісту іонів кальцію призводить до зниження кількості HCO_3^- . Підвищення загальної мінералізації призводить до зниження концентрації цього аніону, це свідчить про те, що підвищення вмісту HCO_3^- не залежить від природних факторів.

Факторний аналіз хімічного складу кар'єрних вод, які потрапляють до хвостосховища ПівнГЗК, показав, що на вміст іонів натрію, кальцію, магнію, хлору впливає перший фактор – поглиблення гірничих виробок. Таким чином, це хвостосховище має великий вплив на геохімічне забруднення ГС, деякі ділянки тут знаходяться у підтопленому стані. В цілому режим ґрунтових вод у південно-західній і західній частинах району носить інфільтраційно-випарно-стоковий характер. На окремих територіях при існуючому балансі води в хвостосховищі та водоспоживанні комбінату підтоплення носить сезонний характер та визначається місячною величиною опадів і періодів сніготанення. Мінералізація ґрунтових вод залежить від положення рівня і пов'язана з його сезонними коливаннями та змінюється від 0,5 до 3,4 г/дм³. Ділянки з мінералізацією понад 5 г/дм³ знаходяться ближче до промислових площадок. До початку експлуатації хвостосховища полтавсько-харківські пісковики були практично сухими. Таке становище склалося у зв'язку із розвинутою балковою мережею, а також із замкненістю пісковиків зверху і з боків. Водонесний

горизонт у пісковиках навколо шламонакопичувача значною мірою сформований за рахунок фільтраційних втрат з останнього. До 1980 року мінералізація води у хвостосховищі не перевищувала 1,4-1,7 г/дм³, при 10-15-річному його заповненні на південь і на північ від нього вода була прісною. З кінця 1981 р спостерігалось зростання мінералізації за рахунок сульфатів і в 1982 р вона склала 4,8 г/дм³, після чого відмічався її спад до 0,7 г/дм³ у 1989 році, а в 1990 р знову зросла кількість солей до 4,7-5 г/дм³ з переважанням знову ж таки сульфатів. Все це знайшло відображення у кількісному та якісному складі води, яка надходила у водоносні горизонти із хвостосховища ПівнГЗК. Загальна кількість солей за період 1984-1992 рр зросла у порівнянні з 1971-1983 роками у 4,4 рази. Хвостосховище балочного типу перетворилося на площинне, його межі знаходяться на відстані 500-800 м від контуру балки Петриково, у зв'язку з чим солоні води шахт потрапили під шламонакопичувач. Дійсно, до цього часу у пісковиках під хвостосховищем не знайдена вода, яка за типом відповідала б воді у накопичувачі, таким чином можна говорити про те, що використання солоних вод у зворотному циклі не викликало змін якості складу підземних вод полтавсько-харківського водоносного горизонту.

Вплив хвостосховища Центрального ГЗК виявився обмеженим за площею. Втрати води з хвостосховища зумовлені насиченням сарматських пісковиків, розташованих поблизу, які в свою чергу дренуються багаточисельними балками.

Факторний аналіз хімічного складу шахтних вод РУ ім. Кірова показав, що кількість води не залежить від першого та другого факторів, статистичні дані свідчать про відносно постійну кількість води, однак спостерігається підвищення її мінералізації, яке залежить від першого фактору і відбувається, в першу чергу, за рахунок катіонів натрію та калію. Перший фактор можна ідентифікувати як фактор техногенного походження, а саме – поглиблення гірських виробок. Від цього фактору залежить також підвищення кількості катіонів магнію та жорсткості, що дозволяє зробити висновок про те,

що жорсткість шахтних вод, які надходять до РУ ім. Кірова, обумовлена, насамперед, катіонами магнію, а катіони кальцію відіграють другорядну роль, їх вміст не залежить від першого фактору. На накопичення катіонів кальцію та аніонів хлору більш суттєво впливає другий фактор – природного походження.

Результати факторного аналізу хімічного складу шахтних вод РУ ім. Кіробхета свідчать про те, що у межах одного гідрогеологічного району хімічний склад шахтних вод не має суттєвої різниці внаслідок однакового впливу факторів на концентрацію катіонів та аніонів.

Факторний аналіз хімічного складу шахтних вод РУ ім. Ілліча має спільні риси з попередніми, але відрізняється деякими особливостями. Від першого фактору – поглиблення гірських виробок – залежить підвищення сухого залишку чи мінералізації, яке відбувається за рахунок катіонів натрію, калію та аніонів хлору, підвищення жорсткості викликане не лише катіонами магнію, як у попередніх випадках, а й катіонами кальцію, що дає змогу стверджувати, що в районі шахт РУ ім. Ілліча породи, що вміщують кальцій, залягають більш глибоко, ніж на інших ділянках. Від першого фактору залежить також кількість шахтних вод, що потрапляють у виробки. Другий фактор – природного походження, пов'язаний з розмиттям порід, що вміщують сульфат-аніони, але на цій ділянці такими породами не можуть бути сульфати кальцію.

Загалом можна зробити висновок, що у південному гідрогеологічному басейні на хімічний склад шахтних вод впливають техногенний фактор – поглиблення гірських виробок та природний фактор – розмиття порід, які на більшості ділянок вміщують сульфати кальцію. Підвищення мінералізації відбувається в основному за рахунок хлоридів натрію та калію, а підвищення жорсткості пов'язане, насамперед, з катіонами магнію.

Факторний аналіз вод, що фільтруються з хвостосховища ІнгЗК, показує, що хімічний склад цих вод залежить від першого фактору (техногенного походження). Підвищення мінералізації за рахунок хлоридів натрію та калію викликане скидами у хвостосховище шахтних вод. Підвищення вмісту магнієво-кальцієво-сульфатних вод – скидами кар'єрних вод. Обсяги води, що фільтрується з хвостосховища, залежать від другого фактору природного походження, а саме – водопроникності порід, які знаходяться під хвостосховищем та з його боків.

За період експлуатації хвостосховища у водоносні горизонти потрапило 221 млн м³ води, що в середньому складає 6902 тис м³/рік. Такі обсяги скидів не можуть не впливати на гідрогеологічний режим району, суттєво його змінюючи.

Вивчення газозово-рідинних включень. Були виконані чисельні дослідження з вивчення газозово-рідинних включень в залізистих породах Кривбасу. Об'єктом термобаричних досліджень слугував пластовий та прожилковий кварц. Крім того, вивчалися газозово-рідинні включення в гранаті, кальциті, піроксені, амфіболі та ін.

Дослідження показали, що всі мінерали в процесі кристалізації консервували мікропорції материнського середовища, з якого йде ріст їх чи регенерація. Газозово-рідинні включення мінералоутворюючих розчинів розвинуті практично у всіх мінералах, але здебільшого вони відмічаються у пластовому і прожилковому кварці, тому що сюди легше за все надходять мінералоутворюючі розчини. В перелічених вище мінералах за складом і агрегатним станом були виділені наступні типи і різновиди первинних і вторинних включень: газозово-рідинні, вуглекислі, багатофазові з твердими фазами, водно-вуглекислі та ін. Іноді мінерали отримують увесь "набір" включень. В інших випадках вони або "стерильні", або в них відмічаються поодинокі включення.

Гомогенізація газозово-рідинних включень відбувається в досить широкому температурному інтервалі 100-550°C, з гомогенізацією як в рідинну, так і в газову фазу. Розміри газозово-рідких включень варіюють в широких межах від 0,001-0,1 мм.

Особливої уваги потребують багатофазові водно-сольові включення. Такі включення складаються з твердої фази, розчину і газової фази. Мінерали-в'язні, визначені за оптичними константами, представлені галітом, силвіном і карбонатами. Мінерали-в'язні мають правильну, видовжену і прямокутну форму, іноді вони займають до 50 % об'єму порожнини включення. Розчини мали істотно рідкий агрегатний стан, вміщували переважно хлориди і карбонати Na, K, Ca, Mg та ін. Наявність твердих фаз у включеннях свідчить про високі концентрації розчинів при формуванні порід. Відповідність якісного складу багатофазових водно-сольових включень та складу вод, що фільтруються з хвостосховищ Кривбасу, свідчить про провідну роль у формуванні катіонно-аніонного складу вод процесів розчинення, вилугування та катіонного обміну при взаємодії в системі вода-порода, швидкість перебігу яких в хвостосховищах різко зростає внаслідок подрібнення речовини порід.

Висновки. Гідрогеохімічний аналіз територій техногенного впливу хвостосховищ Криворізького рудного регіону за період 1960-2000 рр дозволяє зробити наступні висновки:

1) основними джерелами та об'єктами, які визначають гідрогеохімічний режим району, є: шахтні та кар'єрні води, хвостосховища, ставки-накопичувачі, річки Інгулець та Саксагань, водоносні горизонти кайнозою;

2) техногенні води суттєво впливають на екологічний стан р. Інгулець, прилеглі території та водоносні горизонти;

3) мінералізовані води не однакові за хімічним складом і можуть бути віднесені до різних типів, найбільш розповсюджені хлоридно-натрієві води, які на більшості територій з глибиною переходять у хлоридно-сульфатно-натрієві та сульфатно-хлоридно-натрієві з мінералізацією від 5 до 90 г/л і мають тренд до підвищення;

4) факторний аналіз хімічного складу вод, які потрапляють та фільтруються з хвостосховищ різних районів, дозволив виявити дві групи факторів, які впливають на кількісно-якісну характеристику цих вод: це фактори природного походження (розмиття порід, кількість атмосферних опадів, водопроникність порід) та фактори техногенного походження, які пов'язані з розробкою залізрудних родовищ та збагаченням залізної руди; факторні аналізи в межах одного гідрогеологічного району свідчать про спільні риси гідрохімічного режиму території, але окремі ділянки району мають специфічні риси, що пов'язано з різницею в будові окремих територій та діяльністю гірничовидобувних та гірничопереробних підприємств, розташованих поблизу;

5) встановлена значна подібність змін катіонно-аніонного складу газозово-рідинних включень та техногенних вод хвостосховищ, що може бути обумовлено подібністю процесів формування їх мінералізації.

1. Геологічне середовище антропогенної системи екосистеми. Спроба оцінки і формулювання проблеми на прикладі Криворіжжя. – Кривий Ріг, 2001. 2. Досвід комплексної оцінки та картографування факторів техногенного впливу на природне середовище міст Кривого Рогу та Дніпропетровська. – К., 2000. 3. Концептуальні основи поліпшення стану довкілля гірничовидобувних регіонів України / Коржнев М.М., Міщенко В.С., Шестопалов В.М., Яковлев Є.О. – К., 2000. 4. Шапар А.Г., Скрипник О.О. Методичні вказівки щодо формування екологічної мережі техногенно навантажених регіонів. // 36. метод. рекомендацій щодо впровадження еколого-орієнтованих технологій. – Дніпропетровськ, 2005. – С.220-237.

Надійшла до редколегії 01.10.08

Таблиця 2. Узагальнений валовий хімічний склад чорнозему опідзоленого природних ландшафтів околиці колишнього військового аеродрому у м. Прилуки

Генетичний горизонт	Глибина, М	H ₂ O, %	Гумус, %	CaCO ₃ , %	У % до безводного, безгумусного, безкарбонатного ґрунту				
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO
H(e) дерн	0,2-0,3	0,88	1,28	0,27	87,41	1,83	1,62	0,77	0,49
H(e)	0,35-0,4	0,71	1,03	0,54	87,47	1,73	2,03	1,13	1,05
Hp(i)	0,5-0,6	0,69	0,92	0,70	88,09	4,93	2,44	1,04	1,21
Hpk(i)	0,7-0,8	0,65	0,77	8,23	88,78	3,96	2,19	-	1,01
Phk	1,0-1,1	0,53	0,63	9,70	88,32	4,08	2,23	2,13	0,99

У таблиці 3 приводиться узагальнений механічний склад чорнозему опідзоленого природних ландшафтів околиці колишнього військового аеродрому у м. Прилуки. Збіднення верхнього ґрунтового горизонту

на луки та окисли не супроводжується збільшенням вмісту SiO₂ та зменшенням мулистості. Незначне зменшення вмісту мулистих фракцій спостерігається лише в горизонті H(e).

Таблиця 3. Узагальнений механічний склад чорнозему опідзоленого природних ландшафтів околиці колишнього військового аеродрому у м. Прилуки

Генетичний горизонт	Глибина, М	Сухі солі, %		Фракційний склад у %, розміри, ММ				
			>0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
H(e) дерн	0,2-0,3	1,39	12,84	34,45	35,45	2,82	1,47	13,04
H(e)	0,35-0,4	1,41	12,04	38,15	33,76	2,91	1,56	11,58
Hp(i)	0,5-0,6	1,45	11,36	37,85	34,64	2,13	2,01	12,01
Hpk(i)	0,7-0,8	7,62	12,57	34,87	34,76	2,60	2,26	12,94
Phk	1,0-1,1	10,34	11,71	38,16	34,46	3,12	1,63	10,92

Виходячи з наведених даних відзначимо, що процес руйнування торкнувся мінеральної частини досліджуваних ґрунтів незначною мірою. Частково він компенсувався процесами глиноутворення та гумусонакопичення.

Ґрунтовий покрив, що розповсюджений безпосередньо на території аеродрому, є частково зміненим. Фактично він представлений урбаноземами, або за класифікацією ФАО – група Anthrosols [10]. Зазначені зміни є неоднорідними. Більшість території характеризується звичайною степовою рослинністю. Найбільш забруднені ґрунти, в яких відзначаються видимі ознаки зараження нафтопродуктами, розповсюджені безпосередньо поблизу місць сховищ авіаційного палива та інших вуглеводневих резервуарів.

На рис. 2 наведена узагальнена діаграма розподілу магнітної сприйнятливості між ґрунтами незабруднених навколишніх ландшафтів, ґрунтами безпосередньо розповсюдженими в межах військового аеродрому з

різним ступенем забруднення нафтопродуктами. Чорнозем опідзолений навколишніх природних ландшафтів в цілому характеризується значеннями магнітної сприйнятливості середнього ступеня магнетизму ($\chi=400 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$), які є притаманними для зазначеного типу ґрунтового покриття в межах України. Деяко вищі значення зафіксовані для урбаноземів безпосередньо території аеродрому ($\chi=700 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$). В той же час, урбаноземи з видимими слідами вуглеводневого забруднення відзначаються пониженням магнітної сприйнятливості ($\chi=200 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$). Даний факт потребує подальшого уточнення та дослідження. Наразі зауважимо, що нами раніше фіксувалися картини пониження магнітної сприйнятливості для ґрунтів, що вміщують вуглеводні, на фоні підвищення їх сумарної намагніченості за рахунок природної залишкової компоненти намагніченості і, як наслідок, високий фактор Q [6].

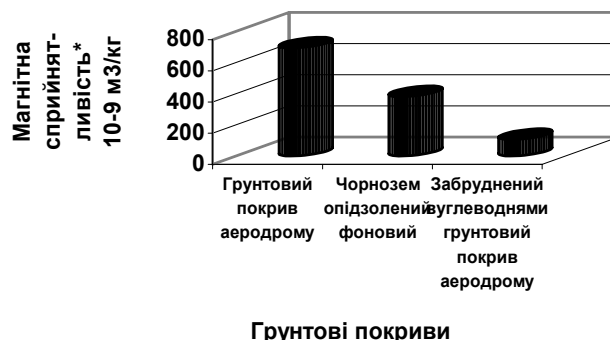


Рис. 2. Діаграма розподілу магнітної сприйнятливості між забрудненими та незабрудненими ґрунтами колишнього військового аеродрому міста Прилуки та навколишніх ландшафтів

Висновки. На даному етапі нами отримані лише перші рекогносцирувальні матеріали дослідження ґрунтового покриття колишнього військового аеродрому міста Прилуки. Зауважимо, що важливим для контролю екологічного стану територій є вивчення першого від поверхні водоносного горизонту, яким у даній ситуації є нижня частина ґрунтового розрізу. Дана границя розповсюджена по території аеродрому нерівномірно. Її головна особливість те, що вона складена комбінацією із сучасних та похованих ґрунтів. Тому при комплексному дослідженні ґрунтового покриття даного аеродрому слід вести мову про сучасну та палеопедосферу. Сучасні чорноземи опідзолені та забруднені нафтопродуктами урбаноземи

можуть бути розрізнені за магнітними характеристиками. За рахунок цього в результаті подальших досліджень буде розроблено принципово новий науковий інструмент для вирішення природоохоронних задач стосовно інтенсивно деструктивного ґрунтового покриття.

1. Бодачієвська Л.Ю. Відновлення ґрунтів забруднених нафтою та нафтопродуктами // 1-й Всеукраїнський з'їзд екологів: Матер. наук.-практ. конф. – Вінниця, 2006. – С. 215. 2. Бодачієвська Л.Ю. Моделювання очистки ґрунтів, забруднених вуглеводневими рідинами // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. – 2007. – № 5. – С. 69-72. 3. Виконання прогнозу забруднення підземних вод нафтопродуктами та визначення необхідності проведення природо відновлювальних робіт на території складів пального військової частини А-2816 (м. Прилуки Чернігівської області: Звіт / Відп. викон. Н.А. Білокопитова]. – Дніпропетровськ, 2004. 4. Королев В. А. Геопургологія:

очистка геологической среды от загрязнений // Геологические исследования и охрана недр. – 1997. – С. 37-47. 5. Королев В.А. Очистка грунтов от загрязнений. – М., 2001. 6. Меньшов О.И. Застосування магнетизму ґрунтового покриття для розв'язання геолого-геофізичних задач // Вісник Київського університету. Геологія. – 2007. – № 40. – С. 45-48. 7. Опорные геологические разрезы антропогена Украины / М.Ф. Веклич, Н.А. Сирено, В.А. Дубняк та ін. – К., 1969. 8. Основы изучения загрязнения геологической среды легкими нефтепродуктами / Н.С. Огняник, Н.К. Парамонова, А.Л. Брукс та ін. – К, 2006. 9. Передпроектні еколого-геологічні вишукування території складів пального, підземного трубопроводу та прилеглої території військової частини А 2816 (нині А 4245) з метою визначення меж забруднення нафтопродуктами ґрунтів і ґрунтових вод по площі та глибині станом на жовтень-листопад 2006 року: Звіт / Відп. викон.

Т.А. Шостак, С.О. Могильний. – 2006. 10. Почва, город, экология / Под общ. ред. Г.В. Добровольского. – М., 1997. 11. Про результати виконання природоохоронних заходів на території військової частини А-2816 місто Прилуки Чернігівської області: Звіт / Відп. викон. Є.І. Некрасова. – Вінниця, 2002. 12. Hoffmann V. Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution // J. Geochem. Expl. – 1999. – № 66. – P. 313-326. 13. Sukhorada A. Spatial distribution of ferrimagnetic pollution from iron-ore open-cast mines and metallurgical enterprises of Kriviy Rig and Mariupol / A. Sukhorada, K. Bondar, M. Jeleńska, A. Hasso-Agopsowicz, M. Kądziałko-Hofmokl, Z. Matviishina // Contributions to Geophysics & Geodesy. – 2004. – № 34. – P. 145-146.

Надійшла до редколегії 03.09.08

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.552.53.553

С. Вижва, д-р геол. наук, І. Безродна, канд. геол. наук

ОЦІНКА СТРУКТУРИ ПУСТОТНОГО ПРОСТОРУ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ЗА ДАНИМИ ГДС ТА ПЕТРОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Наводяться результати визначення структури пустотного простору карбонатних порід (свердловина № 1 Мачуської площі) та кількісної оцінки їх фільтраційно-ємнісних властивостей за даними петрофізики і промислової геофізики.

Pore space structure of the carbonate reservoirs (Machuska area, oil well №1) filtration properties are determined by the petrophysical and well-logging data.

Постановка проблеми. Оцінка ємнісно-фільтраційних властивостей складнобудованих карбонатних порід-колекторів багатого складніша порівняно з мономінеральними гранулярними колекторами нафти і газу. Основною причиною є великі відмінності в структурі їх пустотного простору.

Петрофізичні дослідження відіграють важливу роль при інтерпретації результатів геофізичних досліджень свердловин і є основою для побудови математичних моделей для оцінки фільтраційно-ємнісних властивостей та структури пустотного простору складнобудованих порід-колекторів.

Для кількісної оцінки поставленої задачі застосовуються прямі і опосередковані дослідження. Серед прямих найбільш поширені методи растрової електронної мікроскопії і оптичної мікроскопії. Головним недоліком цих методів є те, що їх можна застосовувати лише для дуже обмежених розмірів зразків гірських порід, які часто не дають загальної уяви про стан об'єкта в цілому [6]. До опосередкованих методів можна віднести практично всі геофізичні та петрофізичні методи [9], серед яких по праву найбільш інформативними вважаються акустичні, що базуються на дослідженні залежностей швидкостей поширення пружних хвиль від ємності пустотного простору, форми окремих пустот, параметрів насичення пустотного простору, орієнтації мікротріщин та інше. Особливою перевагою геофізичних методів є можливість їх застосування як в лабораторних умовах, так і в умовах природного залягання гірських порід [6].

На сучасному етапі основним об'єктом пошукових і розвідувальних робіт стають нетрадиційні резервуари нафти і газу та пов'язані з ними типи колекторів: складнобудовані карбонатні колектори і теригенні відклади, розущільнені і дезинтегровані кристалічні породи фундаменту та кори вивітрювання.

Значення методів вивчення тріщинуватості, кавернозності та кількісної оцінки типу пустот (їх форми та концентрації) порід нафтогазових комплексів різко зросло на сучасному етапі геологорозвідувальних робіт на нафту та газ в умовах дефіциту традиційних об'єктів.

Ємнісні властивості складнобудованих колекторів нафти і газу різноманітні та їх вивчення традиційними геофізичними методами пов'язано зі значними труднощами. Це, в першу чергу, пояснюється складною структурою пустотного простору і відсутністю надійних методик визначення розподілу пустот різних видів за геофізичними даними.

Існують різні підходи до вирішення цієї складної проблеми методами геофізичних досліджень свердловин (ГДС) та петрофізичними дослідженнями зразків керну.

Всі методи ГДС, які застосовуються в промисловій геофізиці, в тій чи іншій мірі використовуються для вивчення складнобудованих порід-колекторів (Т. Klimentos, С. McCann, А.П. Анпілогов, Н.Т. Аракчеев, Я.Н. Басін, І.М. Безродна, Д.В. Белоконов, А.Ф. Боярчук, А.Л. Брайловский, С.А. Вижва, І.С. Гольдбергер, А.В. Горднов, В.М. Дахнов, І.П. Дзебань, Б.М. Івакін, В.М. Ільїнський, О.М. Карпенко, Є.В. Карус, Г.О. Кашуба, С.Г. Комаров, Д.М. Крилов, О.Л. Кузнєцов, В.М. Курганський, Ю.А. Лімбергер, Г.Г. Литвинський, А.М. Нечай, В.А. Новгородов, В.І. Петерсільє, Г.Т. Продайвода, В.М. Єнікєєв, О.Є. Рискаль, В.М. Черноградов, Г.О. Шнурман).

Разом з тим в роботах авторів статті, Є.М. Сміхова, Т.В. Дорофєєвої та інших відмічається, що на сучасному етапі не один із методів ГДС окремо не може вирішити задачу вивчення колекторів складного типу.

Вивчення фізичних властивостей порід-колекторів на зразках керну, їх структури пустотного простору висвітлено в роботах багатьох дослідників: Г.М. Авчяна, К.І. Багринцевої, Я.Н. Басіна, І.М. Безродної, С.А. Вижви, В.І. Грицишина, В.А. Новгорова, В.І. Петерсільє, Я.Н. Дахнова, Б.Ю. Вендельштейна, І.П. Дзебаня, В.М. Добриніна, В.М. Ільїнського, В.Ф. Індутного, С.С. Ітенберга, І.К. Куровця, Ю.А. Лімбергера, Є.Е. Лук'янова, Л.М. Марморштейна, М.Ю. Нестеренко, Г.І. Петкевич, Г.Т. Продайводи, В.О. Федішина, В.І. Шеленко, О.В. Шеремети та інших.

Методики оцінки типу тріщинуватості та визначення фільтраційно-ємнісних характеристик за допомогою промислової геофізики та петрофізики специфічні та інтерпретація їх даних викликає певні труднощі у кожного конкретного випадку. Серед таких методик можна виділити:

- ♦ напрямом, в основі якого лежить комплексний підхід до вивчення колекторів і який використовує дані ГДС, петрофізики, гідродинамічних та промислових спостережень, результати інших супровідних досліджень;

- ♦ методики, що розвивають спеціальні методи геофізичних досліджень свердловин (метод акустичного телебачення, боковий і мікробоковий каротаж, мікрокавернометрія, широкосмуговий акустичний каротаж тощо), що дозволяють фіксувати і вивчати спеціальні властивості складних колекторів: тріщинуватість, кавернозність тощо;

♦ методики, що базуються на математичному моделюванні породи-колектора. Вони при сучасному інтенсивному розвитку математичної геофізики дали можливість перейти на новий рівень аналізу результатів ГДС і петрофізики.

Але немає універсальних однаково ефективних для всіх випадків методик розв'язання задач у рамках даної проблеми.

Теоретичні дослідження складнобудованих порід-колекторів можливі лише на основі застосування більш досконалих моделей, які б адекватно відображали їх властивості і структуру, а також деформаційні процеси, що в них відбуваються. Для кількісної оцінки впливу пустотного простору і напруженого стану на ефективні пружні постійні і акустичні властивості застосовуються методи теорії механіки стохастично неоднорідного середовища.

Як виявлено багатьма дослідниками [1-4, 7-10], найбільш чутливими і інформативними методами, що дозволяють вивчати структуру пустотного простору, є ультразвукові, акустичні, сейсмоакустичні методи, які в залежності від бази досліджень вивчають швидкості розповсюдження пружних хвиль різної частоти.

Мета роботи. В статті розглядаються результати застосування методики кількісної оцінки типів пустотного простору складнобудованих карбонатних порід-колекторів на основі дослідження акустичних характеристик колекторів (за даними акустичного каротажу та петроакустичних досліджень в камері високого тиску) та проведена кількісна оцінка впливу структури пустотного простору на продуктивність порід-колекторів (дебіти свердловини).

Для вирішення цієї задачі пропонується теоретичний підхід, який ґрунтується на системних принципах і методах механіки стохастичного неоднорідного середовища. В роботах [2, 5, 6, 10] авторами вирішена задача визначення впливу структури пустотного простору на акустичні та пружні властивості, що дає змогу побудувати стійкі алгоритми визначення форматів пустот та їх концентрацій на основі досліджених акустичних характеристик.

Перевірка ефективності розробленої методики кількісної оцінки структури пустотного простору складнобудованих карбонатних порід-колекторів та прогнозу їх продуктивності проведена на основі петрофізичних даних та інтерпретації даних ГДС свердловини № 1 Мачуської площі (інтервал 5148-5215 м).

Модель породи-колектора.

Гірська порода розглядається авторами як багатокомпонентне анізотропне геологічне середовище із жорсткою матрицею і пружно-анізотропними включеннями у вигляді сфероїдів обертання, що орієнтовані в об'ємі як вздовж окремих локалізованих напрямків, так і згідно із заданою довільною функцією розподілу орієнтації включень. Матриця, параметри якої визначаються (задаються) при виборі початкового наближення, прорізана різними за формою, розмірами та орієнтацією сфероїдами обертання з різними форматами $\alpha = a/c$ (де a та c – півосі сфероїда вздовж та перпендикулярно вісі обертання), що заповнені газом.

При класифікації типів колекторів за структурою пустотного простору авторами застосовується загальноприйнята в промисловій геофізиці та петрофізиці модель для складнобудованих порід-колекторів. За даними аналізу попередніх досліджень прямими та непрямыми методами авторами узагальнені основні межі зміни форматів пустот в складнобудованих породах-колекторах [2, 3, 5, 6].

Чисельні розрахунки ефективних пружних і акустичних властивостей багатокомпонентної моделі породи-колектора виконані за допомогою сучасних методів механіки стохастичного середовища.

Методика досліджень. Авторами пропонується методика визначення структури пустотного простору та прогнозу продуктивності пластів-колекторів на основі проведених наукових досліджень математичних моделей складнобудованих порід-колекторів, їх структури пустотного простору, якісної та кількісної оцінки введеного параметру питомої площі поверхні пустот для колекторів різної літології та флюїдонасичення.

Розроблена методика цілком реалізована в сучасних системах автоматизованої обробки даних ГДС та використовується при петрофізичних дослідженнях і має декілька варіантів застосування.

Вхідними даними для проведення інтерпретації за даною методикою є:

1. Результати моделювання геофізичних параметрів, на основі яких при інтерпретації даних ГДС та петрофізики вирішуються задачі кількісного визначення структури пустотного простору, виділення інтервалів перспективних колекторів та прогноз їх продуктивності.
2. При петрофізичних дослідженнях: результати досліджень зміни швидкостей розповсюдження квазіповздовжніх хвиль в залежності від тиску, визначення пористості та густини порід.

В лабораторії петрофізики є оригінальні установки для реалізації даної методики.

3. При обробці каротажних даних: стандартні каротажні дані, зокрема, нейтронний гамма-каротаж (НГК), гамма-каротаж (ГК), акустичний каротаж (АК або АКш), боковий каротаж (БК), гамма-гамма-густильний каротаж (ГГК_г).

При інтерпретації даних ГДС акустичні методи є основою дослідження структури пустотного простору даної методики. Радіоактивні методи досліджень застосовуються для виділення пластів колекторів та вибірок порід, для визначення коефіцієнта пористості (в нашому випадку за даними НГК) та густини (за даними ГГК_г). Електричні методи досліджень застосовуються для виділення пластів колекторів та вибірок порід і для визначення типу флюїду при відсутності таких даних.

4. Введений в роботах авторів параметр питомої площі поверхні пустот, що, як встановлено на значній кількості порівнянь із результатами опробування для водо-, нафто- і газонасичених інтервалах, пов'язується нами із продуктивністю окремих інтервалів. Цей параметр є універсальним і не залежить від літології і типу колекторів та розраховується за результатами визначення структури пустотного простору порід.

Алгоритм загальної методики досліджень включає в себе декілька блоків задач, які вирішуються послідовно:

1. Підготовка початкової інформації:
 - для петрофізичних досліджень: виготовлення зразків у формі циліндра та вимірювання їх на установці високого тиску;

- для інтерпретації даних ГДС: підготовка вибірок даних (ΔT та K_p) пластів однотипних за структурою пустотного простору, статистична обробка даних;

- визначення початкових наближень параметрів матриці, пустотних наповнювачів та структури пустотного простору за даними математичного моделювання, електронної мікроскопії або фондових джерел.

2. Обернення даних акустичних досліджень у криву розподілу пустот різних форматів.

3. Аналіз даних, визначення типів колекторів та параметру питомої площі поверхні пустот для кожного з інтервалів досліджень.

4. Прогноз продуктивності для перспективних інтервалів колекторів на основі визначення.

В роботах [2, 3, 5, 6, 10] авторами вирішена задача визначення впливу структури пустотного простору на акустичні та пружні властивості, що дає змогу побудувати стійкі алгоритми визначення форматів пустот та їх концентрацій на основі досліджених акустичних характеристик.

При наявних концентраціях пустот різних визначених форматів авторами розрахована питома площа поверхні пустот (параметр ω_s) складнопобудованих порід-колекторів інтервалу досліджень. Параметр ω_s є безрозмірною величиною, що визначається як відношення площі поверхні одиничного сфероїда до площі поверхні пустот різних форматів (розрахованих шляхом інверсії даних ГДС та петрофізики у структуру пустотного простору). Авторами отримані [2, 3, 5, 6] значимі кореляційні залежності параметру ω_s з результатами опробування (дебітами) для газонасичених інтервалів, які складені різними літологічними типами колекторів (теригенними, карбонатними, кристалічними породами). Таким чином, цей параметр є універсальним і не залежить від літології. В даній статті на основі проведених досліджень властивостей параметру ω_s для складнопобудованих карбонатних колекторів здійснено прогноз їх продуктивності.

Об'єкт досліджень. В роботі досліджувався інтервал порід свердловини № 1 Мачуської площі, первинні матеріали та керн передані Полтавською експедицією по геофізичним дослідженням в свердловинах (ПЕГДС).

Свердловина № 1 пробурена в склепінні структури. Свердловиною вскриті породи від четвертинних до кам'яновугільних відкладень. Інтервал, який досліджува-

ся (5148-5215 м), представлений вапняками нижньовізейського під'ярусу, сірими, скритокристалічними, з мозаїчними текстурами від перекристалізації органічного детриту до глинистого субстрату. Супутня мінералізація представлена альбітизацією, піритизацією, фосфоритизацією, бітумінізацією. Відклади лагунно-мілководно-морського характеру. За даними ПЕГДС отримані такі усереднені фізичні властивості: в породах інтервалу 5148-5215 м: відкрита пористість складає 3,9-15,5 %, газопроникність 0,5-2,13 мД, об'ємна густина 2,3-2,61 г/см³, карбонатність 100 %.

Результати досліджень. На першому етапі петрофізичних досліджень досліджено керн в умовах гідростатичного тиску від 25 до 800 атм (приклад результатів визначення швидкості на зразках №№ 80355, 80369, 80376, 80380 наведений на рис. 1а).

Обробку діаграм ГДС проведено за стандартною методикою в системі "Геопошук" (рис. 1б).

На наступному етапі при статистичній обробці було проаналізовано акустичні дані (ΔT і V_p) та пористість порід інтервалу 5148-5215 м з метою виділення окремих вибірок однотипних за структурою порід.

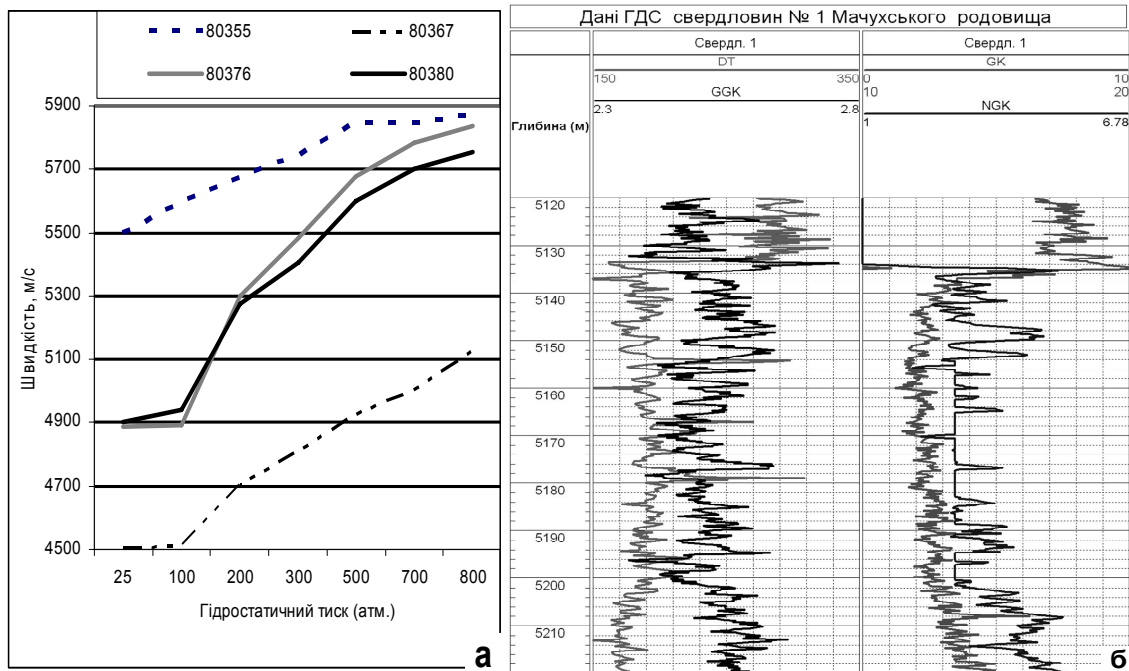


Рис. 1. Компоненти бази даних результатів геофізичних досліджень для дослідження структури пустотного простору інтервалу 5148-5215 м свердловини № 1 Мачуської площі:

а – результати дослідження швидкостей позовдовжніх хвиль при гідростатичному тиску;

б – дані ГДС інтервалу досліджень

Інтерпретація акустичних даних проводилася незалежно за даними ГДС та за петрофізичними даними.

1. Результати інтерпретації за даними ГДС.

При інтерпретації даних ГДС авторами визначена структура пустотного простору та проведений прогноз продуктивності порід інтервалу. Результати представлені в таблиці 1а та на рис. 2а.

При проведенні інверсії швидкостей розповсюдження хвиль (за АК) визначено формати порід інтервалу ($\alpha=0.799$, $\alpha=0.099$, $\alpha=0.004$, $\alpha=4$) та концентрації пустот даних форматів в породах. Формату $\alpha=0.799$ відповідає міжзернова пористість – $K_p(\text{між})$, формату $\alpha=0.004$ – тріщинна – $K_p(\text{тріщ})$, а, відповідно, формату $\alpha=4$ – кавернозна пористість – $K_p(\text{кав})$; пустоти формату $\alpha=0.099$ вважаються перехідними – $K_p(\text{пер})$ – та входять в складову вторинної пористості: $K_p(\text{вт}) = K_p(\text{тріщ}) + K_p(\text{кав}) + K_p(\text{пер})$.

Авторами виділено 5 різнотипних пластів-колекторів: поровий, порово-кавернозний, тріщинний, тріщинно-поровий, тріщинно-кавернозно-поровий та тріщинно-порово-кавернозний.

Кількісно оцінений вклад тріщинної та кавернозної пористості у повний пустотний простір порід (табл. 1а, рис. 2а): тріщинна пористість змінюється від 0,09 до 0,77 %, кавернозна – від 0 до 1,32 %.

Виділені перспективні пласти-колектори, мають розвинуту тріщинуватість: тріщинний тип колектора (інтервал 5155-5163 м), а деякі кавернозність: порово-кавернозний (інтервал 5151-5155 м), порово-тріщинно-кавернозний (5200-5208 м) та тріщинно-порово-кавернозний (інтервал 5211-5215 м) типи колекторів.

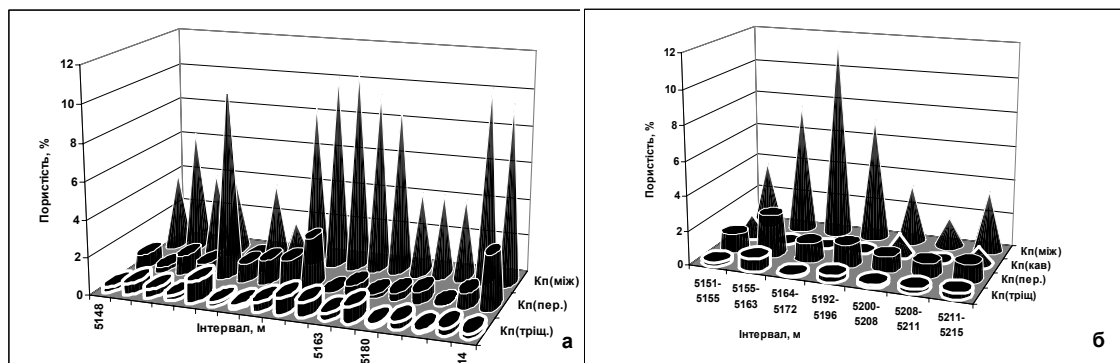


Рис. 2. Результати визначення структури пустотного простору за даними ГДС (а) та петрофізики (б)

Менш перспективні колектори мають розвинуту вторинну пористість із невеликою тріщинуватістю та кавернозністю (тріщинно-поровий тип колекторів – 5192-5196 м).

На основі встановлених авторами кореляційних співвідношень між параметром ω_s та дебітами газона-

сичених вапняків ДДЗ (11 об'єктів) авторами виділено 2 перспективні інтервали, де розраховані прогнозні дебіти, які становлять 446000 м³/добу (5151-5172 м), та з дебітом 189000 м³/добу (5192-5215 м).

Таблиця 1. Результати визначення структури пустотного простору та прогнозу продуктивності за даними ГДС (а) та петрофізики (б)

За комплексом ГДС					
Інтервал, м	Кп (між), %	Кп (вт.), %	Кп (тріщ.), %	Кп (кав.), %	Прогнозу-ємий приплив газу (м ³ /добу)
5151-5155	3,77	2,63	0,24	1,32	446
5155-5163	7,50	3,21	0,77	0,00	
5164-5172	11,62	1,18	0,09	0,00	
5192-5196	7,09	1,63	0,36	0,00	
5200-5208	3,37	2,27	0,19	1,17	189
5208-5211	1,64	1,11	0,28	0	
5211-5215	3,48	2,42	0,38	0,99	

Петрофізичні дослідження					
№ зразка	Інтервал, м	Кп (між) %	Кп (вт.) %	Кп (тріщ.) %	Прогнозу-ємий приплив газу (м ³ /добу)
80355	5148-5163	4,00	1,08	0,280	316
80356		6,47	0,88	0,610	
80360		4,17	1,46	0,458	
80361		4,00	0,96	0,260	
80363		0,00	10,95	1,150	
80364		3,96	1,16	0,190	
80365		1,90	1,50	0,201	
80366		8,60	1,93	0,530	
80367		10,20	3,60	0,900	
80368		10,60	0,80	0,800	
80369	5163-5180	9,50	0,90	0,400	145
80370		8,90	1,09	0,890	
80372		4,30	0,57	0,170	
80376	5180-5197	4,30	1,00	0,400	
80380	5197-5214	4,20	0,19	0,150	
80385		10,30	1,22	0,420	

2. Результати інтерпретації петрофізичних даних.

Авторами проведено обробку даних акустичних досліджень в камері високого тиску на 17 зразках керну, які відповідають 4 інтервалам свердловини (табл. 16). Кавернової пористості не виявлено. Кількісно оцінений вклад тріщинної пористості у повний пустотний простір. При цьому інтерес з точки зору колекторських властивостей представляють 9 зразків, що визначені як колектори 3 типів: порово-тріщинний, тріщинно-поровий та тріщинний. (табл. 16, рис. 26).

При проведенні інверсії швидкостей розповсюдження хвиль (залежність швидкості повздовжньої хвилі від тиску) визначено формати зразків порід, які в середньому склали: $\alpha=0,76$, $\alpha=0,103$, $\alpha=0,03$, $\alpha=0,0045$, $\alpha=0,00033$ та концентрації пустот даних форматів в породах. Формату $\alpha=0,76$ відповідає міжзернова пористість – Кп(між), формату $\alpha=0,0044$ та $0,00033$ – тріщинна – Кп(тріщ), а пустоти формату $\alpha=0,103$ та $0,03$ вважаються перехідними – Кп(пер) – та входять в складову вторинної пористості.

Виділені зразки з перспективних пластів-колекторів мають розвинуту тріщинуватість (тріщинний – №№ 80363, 80367, 80368, 80370 та порово-тріщинний – №№ 80356, 80360, 80366 типи колектора). Менш пер-

спективні колектори мають розвинуту вторинну пористість із невеликою тріщинуватістю (тріщинно-поровий тип колекторів – №№ 80369, 80376, 80385).

При аналізі розрахованого параметру питомої площі поверхні пустот авторами виділено 2 перспективні інтервали, де розраховані прогнозні дебіти газу, вони становлять 316000 м³/добу (5148-5163 м) та 145000 м³/добу (5163-5214 м).

Загалом, враховуючи результати інтерпретації петрофізичних досліджень, розглянутий інтервал за даними авторів є перспективним та рекомендується до випробування на продуктивність.

Висновки.

1. Авторами досліджено за даними комплексу ГДС інтервал 5148-5215 м свердловини № 1 Мачуської площі ДДЗ та проведено петрофізичні дослідження 17 зразків карбонатних порід цього інтервалу.

2. Виділені породи-колектори, найбільш перспективні з них можна класифікувати за типом колектора як тріщинні, порово-тріщинно-кавернозні, тріщинно-порово-кавернозні та порово-тріщинні.

3. Розраховані спектр розподілу пустот за їх форматами та параметр питомої площі поверхні пустот ω_s .

4. Зроблений прогноз продуктивності (газонасиченості) на основі кореляційних залежностей між дебітом свердловин і параметром ω_s .

5. Отримані прогнозні дебіти за даними ГДС та петроакустичних досліджень керну в камері високого тиску дали близькі значення. Порівняно низькі значення прогнозного дебіту за петроакустичними дослідженнями пояснюються відсутністю досліджень кавернозного і сильнотріщинуватого керну.

6. Проведені дослідження відкривають перспективи вдосконалення методик інтерпретації лабораторних петрофізичних та свердловинних акустичних даних.

7. Розроблена авторами методика кількісної оцінки емнісних властивостей складнопобудованих порід-колекторів за даними ГДС і петрофізики може використовуватися при вивченні розрізів промислових свердловин на стадіях від оперативної обробки даних ГДС до підрахунку запасів нафти і газу. Результати обробки можуть використовуватися при розробці математичних моделей колекторів, видачі рекомендацій на випробування свердловин та підрахунку запасів по окремих свердловинах та родовищах ДДЗ.

1. Klimentos T., McCann C. Relationship among compressional wave attenuation, porosity, clay content and permeability in sandstones // *Geophysics*. – 1990. 2. Безродна І.М. Дослідження тріщинуватості складнопобудованих порід-колекторів та оцінка її впливу на фільтраційні характеристики // *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*. – 2005. 3. Безродна І.М. Методика кількісної оцінки структури пустотного простору складнопобудованих порід-колекторів та прогнозу їх продуктивності за даними ГДС та петрофізики: дис. ... канд. геол. н.: 04.00.22. – К., 2007. 4. Вижва С.А., Кожан О.М. Методи визначення структури пустотного простору та їх застосування для вирішення завдань промислової геофізики, інженерної геології, геоecології // *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія*. – 2002. 5. Вижва С.А., Безродна І.М. Прогноз и оценка структуры пустотного пространства, емкостных и фильтрационных свойств сложнопостроенных пород-коллекторов на основе данных промысловой геофизики // *НТБ "Каротажник"*. – 2005. 6. Вижва С.А., Продайвода Г.Т., Безродна І.М. Петрофізичні дослідження як основа для розробки моделі структури пустотного простору складнопобудованих карбонатних порід-колекторів // *Перспективи нагромадження та збереження енергетичних ресурсів України: 36. наук. праць*. – Івано-Франківськ, 2006. 7. Дзєбань І.П., Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Ягодов Г.Н. Способ акустического каротажа скважин // *Изобретения, промышленные образцы, товарные знаки*. – 1977. 8. Ивакин Б.Н., Карус Е.В., Кузнецов О.Л. Акустический метод исследования скважин. – М., 1978. 9. Курганский В.Н. Петрофизические и геофизические методы изучения сложнопостроенных карбонатных коллекторов нефти и газа. – К., 1998. 10. Продайвода Г.Т. Упругие свойства и анизотропия объемных упругих волн известняков и доломитов // *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*. – 1995.

Надійшла до редколегії 27.09.08

УДК 553.1:543/504.06

М. Толстой, д-р геол.-мінерал. наук, проф., В. Кадурін, канд. геол.-мінерал. наук, доц., О. Шабатура, канд. геол. наук, докторант, Н. Костенко, канд. геол. наук, наук. співроб.

ПАЛЕОГЕОДИНАМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ НАУК ЗАКАРПАТСЬКОЇ СЕЙСМОАКТИВНОЇ ЗОНИ ЗА ДАНИМИ КОМПЛЕКСНИХ ГЕОФІЗИЧНИХ І МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Наведені результати прямих досліджень палеогеодинамічних особливостей порід однієї з характерних ділянок центральної частини Закарпатської сейсмоактивної зони із застосуванням методу структурно-геодинамічного картування, еманаційних і мінералогічних досліджень.

Shortly in this article is described the results of the investigations of paleogeodynamical characteristics of indicative site of central part of the Transcarpathian Seismic Zone with using structural-geodynamical mapping method as well radium survey and mineralogical testing.

Постановка проблеми. Одними з небезпечних проявів енергетики земних надр є землетруси, які супроводжують весь час існування планети і відображають як внутрішньопланетні, так і зовнішні – космічні – динамічні процеси. Особливо в явній формі вони проявляються в так званих "сейсмоактивних зонах" – ділянках земної кори, де проявлена контрастна зміна будови, складу чи фізико-термодинамічних властивостей середовища: розломів, контактів, змін будови, складу порід, їх фізико-механічних особливостей та ін.

Одна з таких сейсмоактивних зон розміщується в Закарпатському внутрішньому прогині. В його межах з давніх часів відмічалися прояви сейсмічної активності, які нерідко досягали значної інтенсивності [5, 6]. Їх спостереження здійснювалися епізодично і тільки з середини ХХ-го сторіччя стали систематичними, завдяки дослідженням Карпатського відділення Інституту геофізики НАН України та УкрДГРІ. Вони здійснюються на цій території планові сейсмамагнітні профільні і стаціонарні дослідження у моніторинговому режимі [5].

Авторами, у дослідному плані, оцінено ефективність геофізичних досліджень, основаних на дистанційному і переважно непрямому вирішенні задач сейсмічного прогнозу шляхом залучення додаткових методів: структурного геодинамічного картування в азимутальному варіанті (СГДК-А), еманаційної зйомки, комплексу електромагнітних і мінералого-геохімічних досліджень.

Геологічний нарис Закарпатської сейсмоактивної зони.

Як тектонічна структура Закарпатський внутрішній прогин розташований поміж Карпатською складчастою

спорудою і Паннонським серединним масивом. Від Складчастих Карпат прогин відокремлений Закарпатським глибинним розломом, який фіксується зоною Пенінських скель. Зчленування з Паннонським масивом більш складне і в загальних рисах може розглядатися як зона Припаннонського глибинного розлому. Ця досить широка зона включає в себе ланцюг вулканічних апаратів (в південній частині прогину) та Чоп-Берегово-Бая-Марську горстантиклінальну структуру. За межами Українського Закарпаття Припаннонський розлом простягається до північної окраїни масивів Гутин та Келиман-Харгита (Румунія) та поділяє Гемериди і Татро-Вепориди на північному заході (Словаччина). Західною межею Закарпатського внутрішнього прогину є Вигорлатський і Горнадський поперечні розломи, а східною – розломи, які проходять по лінії Ганичі-Солотвина, по яких кристалічні масиви Внутрішніх Карпат опущені на велику глибину і заховані під товщею неогенових молас (рис. 1).

Зона самого прогину має чітку двоярусну будову. Утворення нижнього структурного ярусу і являють собою глибоко занурений фундамент складені відкладами мезозою і палеозою, а верхнього ярусу – неоген-четвертинними відкладами. В межах нижнього ярусу виділяються два складчасті структурно-фаціальні комплекси – герцинський і альпійський. Породи першого комплексу представлені однаковою мірою дислокованими і метаморфизованими відкладами палеозою. В альпійському комплексі беруть участь утворення тріасового, юрського, крейдового і палеогенового віку, які сформувалися в квазіплатформений (тріас) і геосинклінальний (юра-палеоген) етапи розвитку. Неогенові і четвертинні відклади верхнього структурного ярусу практично не

дислоковані і різко незгідно залягають на відкладах фундаменти. Вони представлені товщами шаруватих піщани-

ків, алевролітів, аргілітів, глин, мергелів з прошарками туфів, туфолав та лав як кислого, так і основного складу.

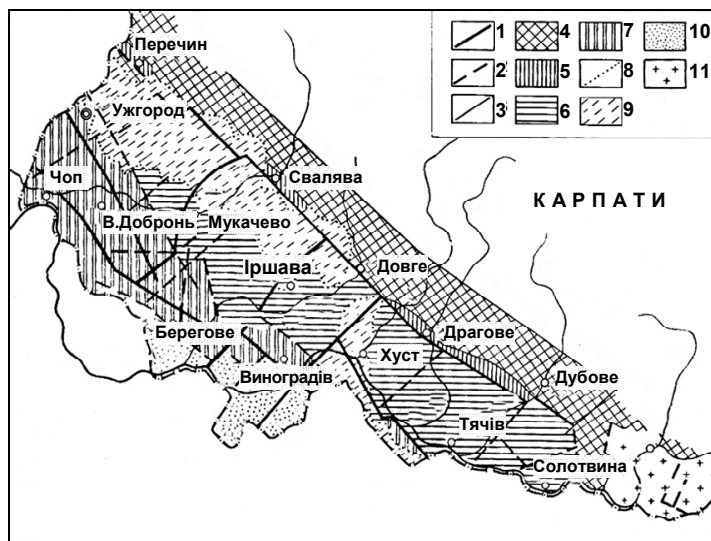


Рис. 1. Схема тектонічного районування Закарпатського внутрішнього прогину [16]:

1 – основні і 2 – другорядні тектонічні розломи; 3 – межі структурно-фаціальних зон; 4 – Складчасті Карпати; 5 – зона Пенінських скель; 6 – область глибокого і 7- неглибокого залягання фундаменту Закарпатського прогину; 8 – границі і власне 9 – Вигорлат-Гутинське пасмо; 10 – Паннонська западина; 11 – Рахівський кристалічний масив

Об'єктом, який має більш-менш сталу структурну позицію, розповсюдженість і склад порід, слід вважати Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, яке приурочене до області максимального опущення прогину і складене потужною товщею левантинських ефузивів. Неоднорідність структурної будови пасма контролюється неоднорідністю структур, на які воно накладене.

Породи, які складають Вигорлат-Гутинське пасмо, стратиграфічно відповідають гутинській і бужорській світам, вік яких визначається [3] відповідно як нижньо-середньо- і верхньопліоценовий. За складом серед цих порід різко переважають андезити і андезито-базальти, що вилились із вулканічних апаратів переважно центрального типу – полігенних стратовулканів (Анталівський, Маковиця, Синяк, Дихмянів, Бужора, Товстий і ін.), і багато моногенних вулканів і екструзивних куполів, які утворюють великі вулканічні масиви.

Прояви андезито-базальтового вулканізму в Закарпатському прогині фіксуються майже впродовж усього орогенного етапу. Слабкі спалахи його в ранньорогенну стадію (міоцен) змінилися майже безперервними виверженнями в пізньорогенну стадію (середній сармат – пізній пліоцен).

Спільність тектонічних позицій (зв'язок з глибинними розломами) та характеристика прояву вулканітів ранньо- і пізньорогенної стадій (міоцен-пліоцен) обумовила і характерні риси схожості їх петрографії, хімізму, розподілу елементів-домішок і фізичних властивостей [3].

Відсутність чітко вираженої диференціації лав в часі в межах Вигорлат-Гутинського пасма та Чопського ланцюга захоронених вулканів, вірогідно, обумовлена наявністю крупних підвідних каналів та високою проникністю кори, що сприяло швидкому транспортуванню магми з первинних осередків.

Приуроченість структури Вигорлат-Гутинського пасма до єдиного тектоно-орогенного циклу, великі масштаби осередків вулканізму, особливості еволюції хімізму, близькість складу та властивостей вулканічних утворень свідчать про генетичну спільність та належність останніх до єдиної андезито-базальтової вулканічної формації, що є характерною рисою вулканізму острівних дуг [6] з їх своєрідною геодинамікою.

Методика робіт. Змістом досліджень був вибір об'єктів досліджень, їх геолого-геоморфологічне обсте-

ження і маркування на місцевості та виконання польових робіт, які включали:

- еманаційну зйомку (виміри радіоактивних еманцій (R_n, Th) в шпурах глибиною до 1-1,5 м і у природних водах джерел і річок);
- радіометричні вимірювання (у шпурах і відслоненнях корінних порід);
- вимірювання азимутальної неоднорідності електропровідності поверхневих відкладів методом СГДК-А;
- відбір шліхових і штучних проб порід (вагою 3-5 кг) для мінералогічних досліджень;
- вибіркові магнітометричні дослідження.

Еманаційні дослідження виконувалися радіометром радону РРА-01М-01 "Альфарад" з пробовідбірним пристроєм ПОУ-4, загальна γ -радіоактивність – радіометром СРП-68-01, магнітометричні виміри – мікрокаппетром КТ-5 та магнітометром ММП-203, виміри азимутальної неоднорідності електропровідності – електроном фіксатором ЗФА-1.

З метою вибору оптимального режиму польових вимірювань, а також раціональної методики досліджень, перед виконанням польових робіт був виконаний певний обсяг завірочних досліджень на контрольному базовому методичному полігоні "Бучанський" Київського університету [14, 15].

Польові геофізичні роботи на полігоні, розташованому у центральній частині Закарпатської сейсмоактивної зони, проводилися на 4-х режимних геофізичних станціях Карпатського відділу Інституту геофізики НАН України ("Брід", "Берегове", "Нижнє Селище", "Тросник") та на ділянці геофізичного профілю с. Лукове – с. Бронька по реперах комплексних геомагнітних і геодезичних спостережень [5].

Кількісно-мінералогічний аналіз виконувався в лабораторії акцесорних мінералів Одеського державного університету ім. І. Мечникова і включав: діагностику мінералів оптичними і аналітичними методами; підрахунок вмісту мінералів у фракціях; інтегральний розрахунок їх масового вмісту у пробі. Магніто-мінералогічним дослідженням передувала обробка шліхового матеріалу: дроблення, відмучування і промивка у лотку; розситування і отримання розмірних фракцій; розділення у важких рідинах; магнітна і електромагнітна сепарація.

Результати досліджень. Метод структурно-геодинамічного картування [1, 8-11]. У результаті виконання маршрутних профільних спостережень методом СГДК-А було виявлено серію аномальних точок, інтервалів, вузлів. Оскільки маршрути СГДК-А розміщувалися вхрест простягання основних геоструктур, то це дозволило отримати просторовий розподіл зон неоднорідностей азимутальної електропровідності. Виділені аномалії СГДК-А були ретельно проаналізовані на предмет вилучення будь-яких техногенних і приповерхневих складових (наявність різноманітних підземних кабелів, комунікацій, каналізаційних і дренажних систем, огорож тощо).

Всього було виділено три серії геодинамічних зон. Перша серія геодинамічних зон представлена групами, які мають субкарпатське простягання. Перша з них розташована північніше с. Довге і має ширину в декілька сот метрів. Простягання її $\approx 135^\circ$ (т.з. субкарпатське) з різнонаправленими кутами падіння, що може свідчити про меланжеву структуру геодинамічної зони. Південніше, між с. Довге і с. Приборжавське, і на південь від с. Приборжавське серія знаходить своє продовження у вигляді геодинамічних зон із такими ж векторними характеристиками.

У геологічному відношенні ця серія геодинамічних зон відповідає Закарпатському глибинному розлому. Її велика протяжність, внутрішня неоднорідність, імовірно, викликані як значною тектонічною активністю, так і давнім часом закладання (можливо, ще домезозойським), і неодноразово зазнавала активізації [2, 13, 16].

Друга серія шириною до першої сотні метрів, також чітко фіксується на території досліджень між с. Довге і с. Приборжавське. Її векторні характеристики відмінні від попередньої і мають простягання 60° , витримані кути падіння у 40° північно-західного напрямку. Ця серія геодинамічних зон ортогональна по відношенню до першої, характеризується помітно меншою потужністю і є відображенням Боржавського розлому.

І перша, і друга серії геодинамічних зон проявляють помітну кореляцію з гідрографічною мережею і ландшафтними особливостями території.

Третя серія просторово-зближених геодинамічних зон має простягання $\approx 45^\circ$ з однаковими пологими кутами падіння ($\approx 40^\circ$). У плані вона співставлена із простяганням русла річки Боржава і чітко ортогональна до першої серії.

Синпаралельне закладання геодинамічних зон цієї серії із близькими за величиною кутами падіння, але із різними азимутами падіння, можуть свідчити про прояв коливальних, переважно асиметричних, склепінно-брилових тектонічних рухів, на відміну від геодинамічних зон, які трасують Закарпатський глибинний розлом, в якому домінували напруження тангенціального типу.

Як правило, вузли перетину цих геодинамічних зон знаходяться в межах крупних серій, що дозволяє стверджувати про їх неодноразову активізацію і омолодження.

Наведені результати свідчать, що будова донеогенового фундаменту Закарпатського геодинамічного полігону характеризується наявністю крупних повздовжніх і поперечних диз'юнктивних порушень вертикального і субвертикального падіння. Поперечні порушення мають переважно вигляд скидів-зсувів. Проведені в різний час (70-90 рр минулого ст) прецизійне повторне нівелювання і GPS-спостереження [6] щодо визначення напружено-деформованого стану свідчать про суттєві вертикальні коливні рухи, значно менші за швидкість, ніж горизонтальні. Їх диференціація виявляє деформаційні напруження земної поверхні і активність основних геотектонічних розломів.

Еманаційні дослідження. Еманаційні дослідження на території полігону також зафіксували загальну просторову і часову варіативність питомої активності еманцій (ПАЕ).

До низьких значень ПАЕ ($Q < 20$ Бк/м³), потрапляють всі фізичні точки, приурочені до першої серії геодинамічних зон СГДК-А. Еманопрояви мають радонову природу еманцій, які чітко локалізовані у просторі і приурочені до геодинамічних зон, що тектонічно відповідають Закарпатському розлому (рис. 2).

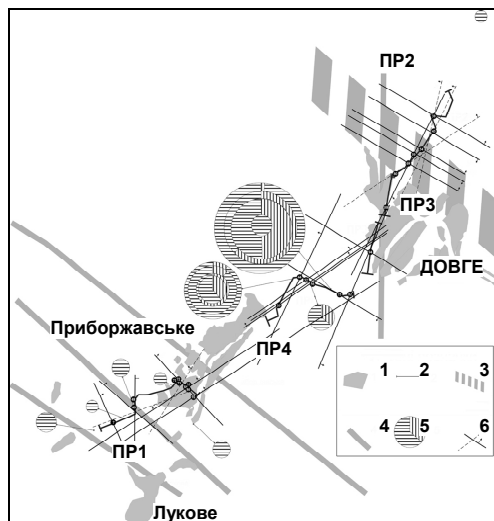


Рис. 2. Еманопрояви в межах центральної частини Закарпатської сейсмаактивної зони:

- 1 – селища, 2 – профілі структурно-геодинамічного картування, 3 – Закарпатський глибинний розлом,
- 4 – розломи донеогенового фундаменту, 5 – тип, величина (у відносному масштабі) питомої активності еманцій (горизонтальний штрих – радонова компонента, вертикальний штрих – торонова),
- 6 – геодинамічні зони і напрямки їх падіння за даними СГДК-А

Друга і третя серії геодинамічних зон, разом із ортогональними по відношенню до них геодинамічними зонами південного продовження першої серії, характеризуються найбільш високими, варіабельними і різнотипними еманопроявами. Величини ПАЕ у них становили 48-193 Бк/м³ і мали торон-радонову природу. Торонова компонента ПАЕ дуже нестійка, характеризується варі-

абельністю у часі, а інколи навіть може переважати радонову складову. Враховуючи малий період напіврозпаду торону, можливо зв'язати еманопрояви такого роду із "відкритістю" відповідних структур. Ці дані дозволяють стверджувати про те, що аномальні концентрації радону узгоджуються із геодинамічними зонами глибокого закладання і великими кутами падіння (зони північно-

східного простягання із кутами падіння (40-60°), а аномалії змішаної природи (радон-торонової) – жорстко зв'язані із вузлами перетину геодинамічних зон декількох генераций, локалізовані переважно в межах третьої серії геодинамічних зон і перебувають під впливом коливальних склепінно-брилових тектонічних рухів [13].

Таким чином, головним фактором, що контролює еманування порід, безумовно є геодинамічний, точніше неогеодинамічний, який значно домінує над речовинно-фізичним, літологічним та іншими чинниками. Це відмічається і специфічною приналежністю еманування до аномалій азимутальної неоднорідності електропровідності.

Магнітомінералогічні дослідження. Вибіркове опробування порід з метою виявлення речовинно-фізичної природи намагніченості у структурі геомагнітних аномалій, визначення їх взаємозв'язку із геодинамічними чинниками, було здійснене на основних точках вікового ходу магнітного поля та у межах режимних геофізичних станцій. На основі їх кількісно-мінералогічного аналізу були виділені і проаналізовані магнітна і електромагнітна фракції ефузивів полігону.

Магнітна фракція. Мінеральний склад магнітної фракції представлений магнетитом, титаномагнетитом, ільменітом, гетитом, гематитом, лімонітом, піротином. Кількісний розподіл цієї фракції на території полігону досить неоднорідний. Середнє значення вмісту (насиченості) магнітних мінералів у породах складає 962 г/т і характеризує ступінь насиченості порід цими мінералами.

За абсолютними значеннями дану мінералізацію, яка не перевищує 1 % від загального об'єму породи, згідно з В.В. Ляховичем [4], можна охарактеризувати як акцесорну.

Вона не може в цілому забезпечити насиченість породи мінералами-феромагнетиками, а відображає лише загальний їх мінеральний склад. В більшій частині проб спостерігається розсіяна рудна мінералізація у вигляді дрібних вкрапленостей у зернах породоутворюючої матриці, яка складає основну масу електромагнітної і немагнітної фракцій. Розміри цих вкраплень не перевищують 0,02-0,01 мм, але ця маса магнітних мінералів може нести в собі значний магнітний потенціал.

Електромагнітна фракція. У цілому, електромагнітна фракція представлена переважно мінералами групи плагіоклазів кислого і середнього складу, вулканічним склом. Тільки в пробах базальтів і андезитобазальтів фракція представлена темноколірними мінералами і вулканічним склом.

За літературними даними [3] базальти відносяться до групи магнітних порід, що обумовлено їх насиченістю магнітними мінералами. Мікроскопічні дослідження наших проб показали присутність розсіяної магнетитової мінералізації.

Дослідженнями було з'ясовано два положення кристаліків магнетиту: одне (перший кристаломорфологічний тип) – безпосередньо в тілі кристалів плагіоклазу – тоді в іммерсійних препаратах ми бачимо в схрещених ніколях сліди деформації структури плагіоклазів у вигляді деформацій інтерференційної картини; і друге (другий кристаломорфологічний тип) – пристосування кристаліків магнетиту до площин спайності плагіоклазу. В цих випадках інтерференційна картина не змінюється.

Наявність розсіяних магнетитів в піроксенах і особливо в плагіоклазах може суттєво змінювати магнітну сприйнятливість мінералів. Особливу увагу слід приділити тій частині кристаліків магнетиту, які знаходяться безпосередньо в плагіоклазах і деформують просторові ґратки. Внаслідок цього в триклінних структурах по осі симетрії L_2 може виникати п'єзоефект.

На завершальному етапі кристалізації при зростанні ролі летких компонентів, особливо сірки, криста-

лізується піротин. Його відносно пізнє формування підтверджується розміщенням в інтерстиціях між породоутворюючими мінералами, а також утворенням кірочок на них.

Аналіз магнітного поля. Для території досліджень притаманним є контрастне аномальне магнітне поле, що проявляється у різких змінах знака поля і його значній диференціації. Це пов'язано із різницею у намагніченості порід і існуванням зон оберненої намагніченості вулканогенно-ефузивних утворень Вигорлат-Гутинського пасма.

Основним джерелом їх аномального магнітного поля є породи андезитового ряду.

Характерною ознакою вулканогенно-ефузивних утворень є підвищені значення фактору Q. При цьому у створенні аномалій, поряд з індуктивною намагніченістю, бере участь і залишкова, яка в ряді випадків навіть перевищує першу [12].

Обчислені значення сумарної намагніченості знаходяться в діапазоні від 0,02 до 10,0 од. СГС. Ділянки поширення слабо- і сильномагнітних порід утворюють лінійно витягнуті поля, що групуються вздовж певних ліній. Вказане явище можна трактувати як наслідок підпорядкованості цих полів тектонічним порушенням.

Переважну кількість смуг однакової намагніченості можна пов'язати з трьома головними напрямками: північно-західним, північно-східним і субмеридіональним [17]. Перший напрямок збіжний з напрямком, що є домінуючим у розподілі смуг магнітних аномалій в межах Закарпаття. Крайньою північно-східною смугою його є смуга аномалій, що співпадають з осьовою зоною Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма.

Результати магнітометричних досліджень на якісному рівні рівні оцінити характер магнітного поля в межах геодинамічних зон. Просторово із мінімумами магнітного поля співпадають геодинамічні зони, реконструйовані СГДК-А, які можна вважати показником неоднорідності, розуцільненості, дроблення фундаменту, розриву суцільності в покривних відкладах. Тут магнітне поле характеризується досить виразними локальними мінімумами і для всієї території полігону має вузькі межі – не більше перших десятків метрів.

Зовсім інший тип магнітного джерела несуть додатні аномалії магнітного поля. За даними [17], інтенсивність додатних аномалій сягає 1000 γ, іноді й більше. Вони утворюють ізометричні аномальні вузли діаметром близько 10 км і групуються у смугу, яка в цілому збігається з лінією розміщення відомих центрів вулканічних виливів. Ці аномалії відповідають окремим центрам вулканічної діяльності. Можливо, причиною їх є потужні підвідні канали, по яких надходила маґма.

Треба відмітити, що і вторинні процеси спричиняють зміну феромагнітних мінералів, що відповідно відображається і на магнітних параметрах.

Таким чином, роль магнітних мінералів в характеристиці магнітних властивостей порід не обмежується тільки визначенням магнітних характеристик фізичного поля. Найважливішими стають їх генетичні і парагенетичні характеристики, послідовність їх формування і особливості хімічного складу і структури окремих мінералів. Вивчення особливостей генезису феромагнітних мінералів, їх парагенетичних взаємодій, дозволяє повніше і достовірно визначити внесок кожного феромагнітного мінералу як у магнітні властивості порід в цілому (включаючи ендегенні і екзогенні різновиди), так і магнітні властивості парагенетично зв'язаних з ними породоутворюючих мінералів [7]. Разом з тим, для отримання достовірних результатів необхідно проведення комплексних геодинамічних і детальних топо-мінералогічних досліджень, хоча б на одному із вибраних об'єктів, які включають ефузивний комплекс порід, зв'я-

зані з ним кори вивітрювання, а також осадових комплексів, що їх перекривають.

Висновки.

1. Своєрідність палеотектоніки території Закарпатського сейсмоактивного полігону знайшла своє відображення не тільки в розміщенні геодинамічних зон, але і в їх динаміці. Виділена перша основна серія геодинамічних зон відноситься до домінуючої тектонічної одиниці регіону – Закарпатського глибинного розлому, який є основним енергетичним джерелом сейсмоактивності, тектонічних рухів, що формують основні риси геодинаміки полігону. Вони полягають у наявності крупних повздовжніх і поперечних диз'юнктивних порушень

вертикального і субвертикального падінь. Поперечні порушення мають переважно вигляд скидів-зсувів. Їх напружено-деформований стан свідчить про суттєві вертикальні коливні рухи, менші за швидкість, аніж горизонтальні [2,5].

Геодинамічні зони, які фіксують собою Закарпатський глибинний розлом, відповідають ареалу розуцільнення субкарпатського простягання, а геодинамічні зони суббоявського простягання – ареалу зміщення мікроблоків фундаменту. Крім того, в крайових частинах явно проявлена серія геодинамічних зон північно-східного простягання із різнонаправленими кутами падіння, які, на нашу думку, фіксують вертикальні рухи (рис. 3).

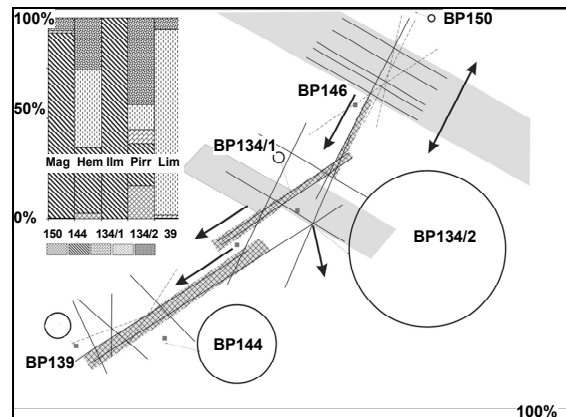


Рис. 3. Реконструкція геодинамічних умов фрагменту Закарпатського геодинамічного полігону із винесеними результатами магніто-мінералогічного аналізу:

суцільні і пунктирні лінії – геодинамічні зони за даними СГДК-А; сірим позначені ділянки розтягу, сірою ґраткою – зони зміщення, стрілками – напрямки дії геодинамічних сил; колові діаграми (у відносному масштабі) характеризують кількісний вміст і видовий склад феромагнетиків

2. Неоднорідності напружень викликають певну активізацію геодинамічних зон другої і третьої серій, які відповідають менш потужним системам розломів субмеридіонального і субширотного простягання, що, очевидно, є конседиментаційними і відображають східцеподібне занурення фундаменту [6, 7].

3. Різномірні геодинамічні процеси головних геоструктур обумовлюють прояви аномальних еманопровів. В областях сильних тангенціальних напружень розтягуючого типу превалюють горизонтальні рухи над вертикальними коливними, формуючи протяжні ореоли близькофонових концентрацій еманцій суто радонового типу. Навпаки, аномальні концентрації радону узгоджуються із глибинними зонами глибокого закладення і великими кутами падіння (північно-східного простягання із кутами падіння 40° – 60°). Аномальні еманопрови змішаної природи (радон-торонової) пов'язані із вузлами перетину геодинамічних зон декількох генерацій і локалізовані переважно в межах третьої серії.

4. Палеотектонічний режим регіону наклав відбиток і на характер розподілу магнітних мінералів. Для зон розуцільнення відзначається великий вміст сингенетичного магнетиту із низьким окисненням заліза і мізерна присутність високотемпературного титаномагнетиту. Для ділянок, які лежать поза межами активного розуцільнення, відмічається підвищена відносна концентрація всіх магнітних мінералів. Особливо характерна наявність тут піротину, що може бути індикатором накладених уцільнень, яких зазнали породи полігону. Сингенетичні умови формування порід із високим окисним потенціалом кисню були сприятливі для утворення магнетиту і титаномагнетиту [3, 18].

5. Для ділянок, які просторово більш віддалені від зон розуцільнення і перебувають переважно під дією горизонтальних тангенціальних напружень, деформаций, зростає роль накладених процесів (зокрема, динамоме-

таморфізму), і у формуванні петромагнітного характеру порід активну роль відіграє піротин, у формі зерен якого численні ознаки деформаційних перетворень.

Отже, можна бачити досить гетерогенний характер акцесорної мінералізації ефузивів Закарпатської сейсмоактивної зони на аномальне магнітне поле, яке обумовлюється:

- присутністю декількох магнітних фракцій (магнітної і електромагнітної), які мають полігенний характер (зокрема, сингенетичний розсіяний мікродомішок феромагнітних мінералів в пара- і діамагнітних плагіоклазах і піроксенах);

- наявність двох кристаломорфологічних типів магнетиту, де особливий інтерес становить другий тип, з огляду на переважну участь цих мінералів у створенні підвищеної намагніченості порід.

1. Алехин В.И., Пристинская М.В., Тобиаш В.Э., Койнаш П.В. Научно-вып. 45. – С. 107-112. 2. Геодинамика Карпат / Под. ред. В.В.Глушко, С.С.Круглова. – К., 1985. 3. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат / Под ред. проф. М.И.Толстого. – К., 1976. 4. Ляхович В.В. Акцесорные минералы в гранитоидах Советского Союза. – М., 1967. 5. Максимчук В.Ю., Городиский Ю.М., Кузнецова В.Г. Динамика аномального магнитного поля Земли. – Львов, 2001. 6. Максимчук В.Ю., Кузнецова В.Г., Вербицкий Т.З. та ін. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. – К., 2005. 7. Носырев И.В. Методические рекомендации по количественно-генетической интерпретации результатов изучения акцесорных минералов / Мингео УССР. – К., 1987. – Ротапринт. – С.24. 8. Остафийчук И.М., Моляко В.Г., Гасанов Ю.Л. Сравнительная характеристика вулканизма зон Припандонского и Закарпатского глубинных разломов (Советское Закарпатье) // Геол. журнал АН УССР. – 1977. – Т. 37, Вып. 1. 9. Панов Б.С., Рябоштан Ю.С., Трахтмиров Е.П. и др. О новом методе структурно-геодинамических исследований // Сов. геология. – 1984. – №1. 10. Панов Б.С., Трахтмиров Е.П. Новое в геолого-геофизических исследованиях // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1993. – № 3. 11. Панов Б.С., Трахтмиров Е.П., Рябоштан Ю.С., Алехин В.И. Осадочные породы и руды. – К., 1980. – С. 101-111. 12. Сухорада А.В. Магнетизм гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации // Сб.: Матер. IX конф. по вопр. постоян. магнитн. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнети-

зма. Ч.2. — Баку, 1973. — С. 47-49. 13. Тектоника Украины / Под ред. С.С.Круглова, А.К.Цыпко. — М., 1988. 14. Толстой М.И., Шабатура О.В. Онишук І.І., Бичок В.Д. Вивчення неогеодинамічних особливостей порід фундаменту за даними екогеофізичних досліджень // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. — 2002. — № 2. — С. 40-45. 15. Толстой М.И., Шабатура О.В. Онишук І.І., Бичок В.Д. Неогеодинамічні особливості порід кристалічного фундаменту природного заказни-

ка "Жуків Хутір" за даними екогеофізичних досліджень // Вісник Київського університету. Геологія. — 2003. — № 25. — С. 64-68. 16. Хоменко В.І. Глибинна будова Закарпатського прогину. — К., 1971. 17. Хоменко В.І. Глибинна структура юго-западного края Восточно-Европейской платформы. — К., 1987. 18. Шолло Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. — Л., 1977.

Надійшла до редколегії 27.09.08

УДК 550.83

В. Андрущенко, пров. інж., В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук,
В. Роман, ст. наук. співроб., канд. фіз.-мат. наук, П. Сиротенко, зав. лаб.,
І. Тішаєв, асист., В. Бугрій, асп.

ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИЙ СЕЙСМОКОМПЛЕКС "КНУ-УКРДГРІ" ТА ЙОГО МОЖЛИВОСТІ ПРИ ВИРІШЕННІ ГЕОЛОГІЧНИХ ЗАДАЧ

Розглянуто призначення та можливості експериментального свердловинного сейсмокомплексу КНУ-УкрДГРІ. Наведено результати випробування сейсмокомплексу та порівняння його характеристик із зарубіжними аналогами.

Possibilities and destination of experimental seismocomplex "KNU-UkrSPI" are considered. Result of its tests and comparison with foreign analogues are shown.

Вступ. Одним з найважливіших джерел інформації про внутрішню будову середовища при пошуках покладів нафти і газу є збір, обробка та інтерпретація даних свердловинних досліджень. Серед численних геофізичних методів дослідження свердловин особливе місце займає метод вертикального сейсмічного профілювання (ВСП), що застосовується на сьогоднішній день практично в усіх розвідувальних свердловинах [3]. Метод ВСП дозволяє вирішувати широкий спектр геологічних задач на різних етапах геологорозвідувальних робіт (при пошуках, розвідці та дорозвідці нафтогазових родовищ) [5]. Незважаючи на інтенсивні дослідження в галузі свердловинної сейсморозвідки, існує ряд актуальних проблем, які стосуються даної тематики: вдосконалення існуючих та розробка нових модифікацій методу (зокрема, міжсвердловинного сейсмічного профілювання та ВСП під час буріння), впровадження нових апаратних рішень [1, 2, 5] та підходів до обробки та інтерпретації даних ВСП [3].

Що стосується вдосконалення апаратури методу ВСП, то сучасні досягнення комп'ютерних та інформаційних технологій і потреби сейсморозвідки дають підстави для здійснення в перспективі інтеграції польової і камеральної стадій сейсморозвідувального процесу, тобто створення сейсморозвідувальних комплексів, що дозволяють виконувати, принаймні, доінтерпретаційну обробку спостережуваної інформації в процесі спосте-

режень (табл.). Сейсморозвідувальні комплекси є однією із різновидностей активних багатоканальних систем збирання інформації, які будуються за загальнотехнічними принципами і стандартизованими схемами.

Метою статті є розгляд питань, які стосуються розробки і випробування експериментального зразка свердловинного збуджувально-приймального сейсмокомплексу. Розробка свердловинного сейсмокомплексу (рис. 1) була ініційована відділом сейсморозвідки УкрДГРІ на підставі досвіду обробки та інтерпретації матеріалів сейсморозвідки складнобудованих геологічних об'єктів [4]. Основним призначенням сейсмокомплексу є виявлення і дослідження субвертикальних поверхонь і контактів порід в наволоосвердловинному просторі, недоступних для вивчення існуючими засобами наземної і свердловинної сейсморозвідки. Базова конфігурація експериментального зразка свердловинного сейсмокомплексу складається з одного свердловинного збуджувального модуля і одного свердловинного приймального модуля та відповідних свердловинних і наземних засобів підтримки їх функціонування. Мінімальний за складом базовий зразок є достатнім для обґрунтування основних положень конструювання більш складних свердловинних збуджувально-приймальних сейсмокомплексів та експериментальної оцінки вирішального показника їх призначення — можливої дальності зондування наволоосвердловинного середовища.

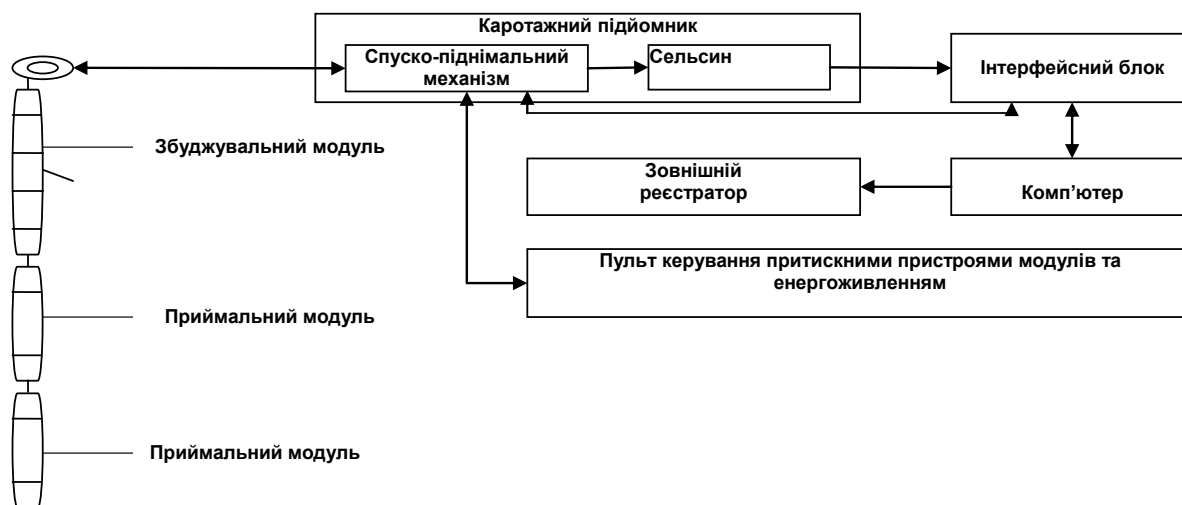


Рис. 1. Структурна схема свердловинного сейсмокомплексу

Експериментальний зразок сейсмокомплексу розрахований на роботу із стандартним допоміжним геофізичним обладнанням для досліджень у свердловинах.

Теоретично експериментальний зразок сейсмокомплексу у повному складі або окремо його збуджувальна і приймальна системи можуть бути використані для робіт

за усіма відомими методиками свердловинних і свердловинно-наземних досліджень: ближнього і дальнього зондування навколосвердловинного середовища шляхом збудження і приймання коливань у одній свердловині, прямого і оберненого сейсмічного профілювання, міжсвердловинного зондування. Вирішальною умовою здійснення кожної з названих схем досліджень є достатня потужність використовуваних сейсмоджерел. Найменшою мірою ця умова стосується використання свердловинної приймальної системи для робіт методом ВСП, оскільки при цьому використовуються наземні сейсмоджерела. Немає принципових перешкод доопрацюванню експериментального зразка системи для її виробничого застосування у складі сейсмокомплексів для ВСП.

Приймальна система свердловинного сейсмокомплексу призначена для роботи у складі свердловинних або свердловинно-наземних сейсморозвідувальних комплексів і забезпечує проведення досліджень у вертикальних відкритих або обсаджених свердловинах [1]. Приймальна система (рис. 2) складається з свердловинних сейсмоджерел, з'єднаних з наземними комп'ютеризованим реєстратором та пультом керування. В залежності від структури сейсморозвідувального комплексу і використовуваної методики досліджень використовується три- або семижильний геофізичний кабель. Свердловинні приймальні модулі забезпечують виконання таких операцій:

- чотирикомпонентну реєстрацію сейсмічних коливань в кожному модулі;
- попереднє підсилення і фільтрацію сигналів сейсмоджерел та їх аналого-цифрове перетворення і накопичення або кореляційну обробку в цифровій формі у разі імпульсного або кодоімпульсного збудження сейсмічних коливань;
- визначення внутрішньої температури та параметрів просторового положення (у відкритих свердловинах)

кожного з приймальних модулів і передавання відповідної інформації через телеметричну лінію зв'язку в наземний комп'ютеризований реєстратор.

Наземна частина приймальної системи забезпечує виконання таких операцій:

- керування роботою свердловинних приймальних модулів і наземних блоків, у тому числі сейсмоджерел;
- збирання, зберігання, обробку і відображення інформації, що отримана від приймальних модулів та іншого обладнання сейсморозвідувального комплексу;
- запис даних на жорсткому магнітному диску та диску CD/DVD-R/RW у форматі SEG Y для подальшої обробки та архівування.

Для оцінки створеної приймальної системи у таблиці її параметри і характеристики порівнюються з відповідними показниками зарубіжних аналогів. Більшість основних параметрів системи відповідає кращим світовим зразкам, частина потребує покращення. В першу чергу, це стосується швидкості обміну інформацією в телеметричному каналі, повноти контролю функціонування і тестування системи, маси і розмірів свердловинних модулів.

Усунення існуючих недоліків створеної системи потребує певного часу її опрацювання і висновків з досвіду експлуатації. Низька швидкість обміну інформацією в телеметричній лінії зумовлена спроектованою високою надійністю передавання даних (імовірність похибки 10^{-12} порівняно з 10^{-6} для аналогів). Корегування жорсткості захисту інформації і відповідно швидкості її передавання планується виконати після випробування створеної приймальної системи у комплексі із свердловинним сейсмоджерелом на спільному семижильному кабелі. В разі застосування системи у складі сейсмокомплексів для ВСП захист і швидкість передавання інформації можуть бути прийняті у відповідності з нормами для існуючих аналогів.

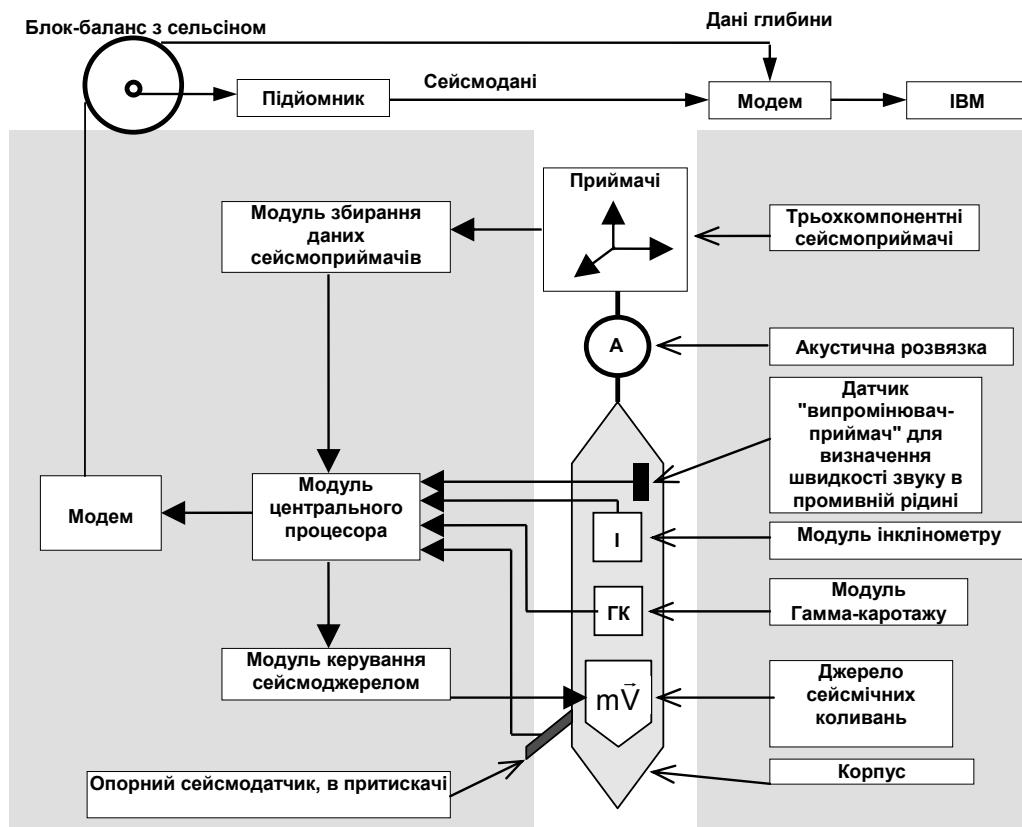


Рис. 2. Функціональна схема приймальної частини свердловинного сейсмокомплексу

Отримані результати. Підсумковим етапом створення свердловинного сейсмокомплексу є випробування його в реальних умовах свердловин. Виходячи з організаційних і фінансових можливостей розробників, випробування свердловинного сейсмокомплексу були проведені у дослідних свердловинах ВАТ "Київський завод Геофізприлад".

Експериментальні випробування сейсмокомплексу виконувалися у двох вертикальних свердловинах з використанням трижильних кабелів. Відстань між свердловинами становить близько 6 м. Свердловина № 1 має проектну глибину 600 м. В інтервалі глибин 0-320 м свердловина обсаджена сталевією трубою діаметром 168 мм, нижче – необсаджена ділянка діаметром 150 мм (інтервал 320-400 м) і 118 мм (інтервал 400-600 м). Проектна глибина свердловини № 2 становить 240 м, від устя до забою вона обсаджена асбестоцементною трубою діаметром 188 мм. Вода в свердловинах знаходиться на глибині приблизно 80 м. Геологічний розріз свердловин до глибини приблизно 320 м представлений осадовими породами (кварцевим піском, мергелем, крейдою, глиною), нижче – гранітами. Дослідні випробування сейсмокомплексу склалися з двох етапів: попередніх випробувань лише приймальної системи за методикою неповздовжнього ВСП та випробувань експериментального сейсмокомплексу в повному складі.

На першому етапі експериментальних досліджень приймальна система сейсмокомплексу була випробувана за методикою прямого неповздовжнього ВСП. При цьому збудження коливань відбувалось наземним малопотужним електромагнітним імпульсним сейсmodжерелом, розміщеним на відстані 20 м від устя свердловини № 1, а сама приймальна система переміщувалась по стовбу свердловини в інтервалі глибин 0-520 м з кроком 20 м. Наземне імпульсне сейсmodжерело при

дослідженнях працювало в режимі безперервного збудження з різною кратністю імпульсів: 64 (в інтервалі 0-100 м), 1 (в точці 120 м), 128 (в інтервалі 140-500 м).

При аналізі сейсмограм варто відмітити високу якість записів, які дозволяють практично у всіх випадках виділяти корисний сигнал на фоні різних регулярних і випадкових завад. Співставлення записів першого каналу (вертикальної компоненти) і сьомого каналу (середнього квадратичного записів ортогональної трійки сейсμοприймачів) свідчить про хорошу ідентичність каналів і достовірність зареєстрованих сигналів. При подальшому розгляді результатів ВСП у свердловині № 1 було побудовано сейсмограми-монтажі записів вертикальної компоненти і ортогональних компонент коливань (рис. 3). Особливо показово, зважаючи на методику проведення дослідження, є сейсмограма вертикальної компоненти. Верхні чотири траси на цій сейсмограмі (записи в безводній частині свердловини) характеризуються наявністю досить інтенсивних хвиль-завад, природу яких визначити однозначно досить важко, хоча можна припустити, що походження цих хвиль пов'язане із взаємодією прямої хвилі з обсадною колоною свердловини. На решті сейсмічних трас досить впевнено можна виділити пряму хвилю. Сейсмограми ортогональних компонент не наводяться, оскільки при збудженні коливань з ближнього пункту не є показовими, слід лише зауважити, що вони характеризуються досить стійким розподілом завад практично на всіх трасах і частковою кореляцією (в межах окремих інтервалів) прямої хвилі. Годограф прямої хвилі на сейсмограмі вертикальної компоненти коливань (рис. 4а) чітко відображає межу осадові породи – гранітний масив і межі пластів осадові товщі. Побудова кривої зміни пластової швидкості (рис. 4б) з глибиною дозволяє досить впевнено співставити отримані дані з геологічним розрізом свердловини.

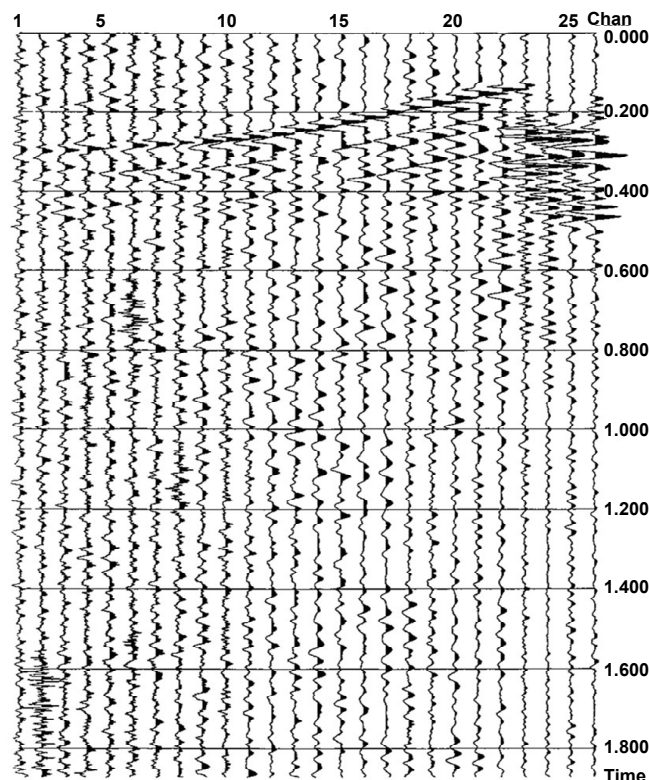


Рис. 3. Сейсмограма-монтаж трас вертикальної складової коливань, обчисленої за записами компонент симетричної ортогональної установки сейсμοприймачів

На наступному етапі випробування експериментального сейсмокомплексу відбувалось в повному складі

(з використанням свердловинного сейсmodжерела) за наступною методикою: приймальний модуль був роз-

міщений у фіксованій точці свердловини № 2 на глибині 200 м (з метою послаблення поверхневих завад), сейсмоджерело переміщувалося у свердловині № 1 в інтервалі глибин 130-280 м з кроком 5-10 м. У складі свердловинного сейсмокомплексу у дослідних свердловинах випробувані герметичний (умовно низькочастотний) і бойковий (умовно високочастотний) варіанти свердло-

винного сейсмоджерела. Випробування сейсмоджерел виконані за однаковою схемою: з дублюванням їх позицій у свердловині, з однаковою кількістю накопичень сигналів і з однаковими параметрами реєстрації сигналів. Виконані експерименти дають можливість розрахунково оцінити дальність зондування навколосвердловинного середовища.

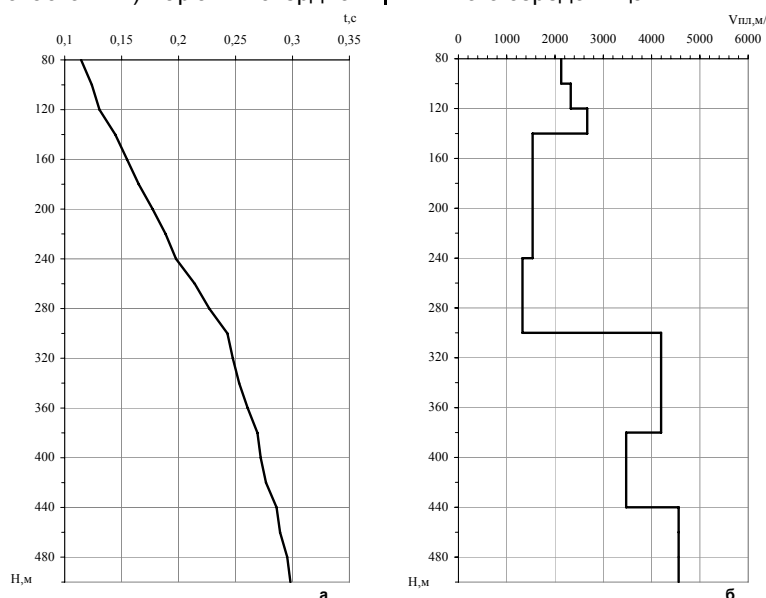


Рис. 4. Годограф прямої хвилі (а) та графік зміни пластової швидкості (б)

Таблиця. Порівняльна характеристика сучасних цифрових систем ВСП

Параметр	Системи ВСП				
	АМЦ-ВСПЗ-48	SST-500	WR-MSR	CSI	КНУ- УкрДГРІ
1. Кількість модулів	(3-20)+ ретранслятор	12+головний	12	1-3(у відкритій свердловині)	1(з можливістю нарощування)
2. Система датчиків приймального модуля	3-компонентна ортогональна хуз або однокомпонентна	3-компонентна ортогональна хуз+гідрофон	3-компонентна ортогональна хуз, зафіксована або підвісна	3-компонентна ортогональна хуз з орієнтацією в кожному модулі	3-компонентна ортогональна иметрична+вертикальний сейсмоприймач
3. Притискний пристрій	Електромеханічний	Гідравлічний	Гідравлічний	-	Електромеханічний
4. Рівень апаратних шумів, мкВ	0,1	-	-	0,4	0,14
5. Крок дискретизації, мс	0,5;1,0;2,0;4,0	0,25;0,5;1,0;2,0	0,25;0,5;1,0;2,0	0,5;1,0;2,0;4,0	0,5;1,0;2,0;4,0
6. Стандарт запису інформації	СЦС-3, SEG-Y	-	-	-	SEG-Y
7. Наявність системи визначення глибини	Є	Є	-	-	Є
8. Наявність системи визначення орієнтації модулів	Немає	Немає	-	Є	Для необсажених свердловин
9. Наявність засобів контролю і тестування	Вбудований калібратор	-	-	Повна калібровка системи	Неповне тестування
10. Швидкість обміну між головним модулем і наземним реєстратором, кбіт/с	(1/24...1/3)*1000 (оптимізується комп'ютером системи)	-	64;128;256;512	-	2,29
11. Габаритні розміри, головного модуля, мм	Ø48×1460	-	-	Ø117×5340	Ø89×3360
12. Маса головного модуля, кг	11	-	27,5	123	80
13. Максимальна робоча температура, °С	120	-	170	175	175
14. Максимальний робочий тиск, Мпа	80	-	140	140	100
15. Матеріал корпусу модуля	Титан	-	Титан	-	Нержавіюча сталь

Досягнуте відношення сигнал-завада для прямих хвиль в середньому складає приблизно 7 одиниць. Зовнішні завади в умовах дослідних свердловин перевищують власні шуми приймальної системи в середньому більш ніж в 70 разів. В разі здійснення проектної норми

накопичення 5000 реалізацій сигналів (покращення відношення сигнал-завада в три рази) і роботи в спокійних свердловинах (покращення відношення сигнал-завада в 70 разів) досягнуте значення сигнал-завада для прямих хвиль становитиме приблизно 1500 одиниць. Для

хвилі, відбитої (коефіцієнт відбиття 0,05) вертикальною поверхнею, віддаленою від свердловини на 300 м (амплітудний коефіцієнт розходження і поглинання порівняно з умовами експерименту приблизно 15), амплітуда має бути в 300 раз меншою. В стільки ж разів зменшиться відношення сигнал-завада і становитиме приблизно 5 одиниць, що достатньо для виділення відбитої хвилі. На основі проведених експериментів є підстави для проведення дослідних робіт у глибоких нафтогазових свердловинах з метою прямого підтвердження можливостей свердловинного сейсмокомплексу у вирішенні завдань дальнього зондування навколосвердловинного середовища.

Висновки. Виконані у дослідних свердловинах випробування дають підстави для позитивних розрахункових оцінок можливості дальнього зондування навколо-

свердловинного простору в радіусі перших сотень метрів. Зроблені оцінки потребують підтвердження шляхом проведення спостережень у глибоких свердловинах та експериментального виділення відбитих хвиль.

1. Андрущенко В.О., Улітко А.Ф. Розробка, виготовлення і випробування приймальної системи комп'ютеризованого свердловинного сейсмокомплексу / Звіт про НДР. – К., 2001. 2. Аппаратура АМЦ-ВСП-3-48, ее особенности, опыт применения и перспективы использования / Мамлеев Т.С., Даниленко В.Н., Дмитриев В.В. и др. // Гальперинские чтения: Матер. конф. – М., 2001. – С.14-17. 3. Воронина Т.А., Черверда В.А. Оптимизационный подход к обработке данных метода вертикального сейсмического профилирования // Геология и геофизика. – 1994. – №5. – С.127-139. 4. Роман В.І., Пігастій С.С., Сиротенко П.Т. та ін. Створення експериментальних зразків технічних і програмних засобів польової і свердловинної сейсморозвідки / Звіт про НДР. – К., 2003. 5. Шехтман Г.А. Состояние и перспективы развития модификаций метода ВСП // Гальперинские чтения: Матер. конф. – М., 2001. – С.2-7.

Надійшла до редколегії 15.09.08

УДК 550.344

Д. Малицький, канд. фіз.-мат. наук, Е. Козловський, пров. інж., О. Хитряк, асп.

АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ТЕОРЕТИЧНИХ СЕЙСМОГРАМ

Автори пропонують програмне забезпечення для розрахунку сейсмічних полів у горизонтально-шаруватому середовищі на базі матричного методу Томпсона-Хаскела та матриць шостого порядку. Джерело сейсмічних хвиль розміщене в одному із шарів і представлене тензором сейсмічного моменту. Одержані результати математичного моделювання є простими у використанні і можуть застосовуватися для інтерпретації сейсмічних записів. На прикладі землетрусу 11.07.2001 р (m=2,3) показана можливість використання програмного забезпечення для вирішення оберненої задачі сейсмології з визначення компонент тензора сейсмічного моменту за даними однієї станції.

The software for the seismic wave field modeling on a free surface of a layered half-space using the Thompson-Haskell method and 6-th order matrices is suggested. The seismic-wave source is located in the homogeneous isotropic layer and is represented by seismic moment tensor. The results of mathematical modeling are sufficiently simple for utilization and can be used for interpretation of seismic records. On the example of the 11.07.2001 earthquake with m=2,3 the possibility of applying of the software for solving of seismology inverse problem of the seismic moment tensor's components determination with one station data using was shown.

Вступ. Математичне моделювання хвильових процесів у неоднорідних середовищах має важливе значення для вирішення як прямих, так і обернених динамічних задач сейсміки. Розв'язуючи пряму динамічну задачу ми отримуємо компоненти поля переміщення на вільній поверхні шаруватого півпростору. Іншими словами, розв'язок прямої задачі дає нам зміщення ґрунту під час землетрусу, спричинене деяким сейсмічним джерелом, розташованим на певній глибині і збуджуваним пружні хвилі. Для математичного моделювання такого процесу необхідно мати наступні вхідні дані: швидкісну модель середовища та модель сейсмічного джерела. Середовище моделюють по-різному: системою плоско-паралельних однорідних ізотропних шарів, системою тих же шарів, але розділених криволінійними границями. Часто всередині шарів задають деякі неоднорідні включення. Джерело сейсмічних хвиль, з одного боку, можна задавати у вигляді однонаправленої сили або тензора сейсмічного моменту, а з іншого боку – у вигляді стрибка переміщень-напружень. При цьому джерело розглядається як ефективно-точкове.

Слід відзначити, що методи розрахунку теоретичних сейсмограм являються ефективним інструментом для вивчення структури досліджуваного середовища та фізичних процесів у вогнищі землетрусу. Існує безліч методів вирішення прямої динамічної задачі сейсміки, найвідомішими із них є матричний, рефлексивний та променевий методи, а також такі числові методи, як метод скінчених елементів та метод скінчених різниць [1, 2, 5, 6, 9, 10, 11, 14]. Незважаючи на різноманітність постановок математичних задач та методів їх розв'язування, всі вони мають на меті знайти поле переміщення на вільній поверхні. У цьому аспекті важливим є використання декількох методик для побудови сейсміч-

них полів, їх порівняння між собою і реальними записами з метою інтерпретації характеристик джерела.

Геофізичні спостереження, зазвичай, інтерпретуються через вирішення прямої динамічної задачі сейсміки. Для цього створюється спрощена модель середовища, проводяться теоретичні та практичні модельні розрахунки, а отримані величини хвильових полів порівнюють із даними, спостережуваними в ході польового експерименту.

Метою роботи була розробка програмного комплексу для розрахунку сейсмічних полів на основі матричного методу та порівняльний аналіз одержаних з його допомогою результатів з результатами програми ISOSYN [13] і реальними записами конкретної події 11.07.2001 р в районі РГС "Королеве" для вирішення оберненої задачі визначення компонент тензора сейсмічного моменту. На основі теоретичних розрахунків поля переміщень для горизонтально-шаруватого середовища нами розроблено програмний пакет у системі Matlab. У комп'ютерних обчисленнях ми використали реально відому швидкісну модель середовища в районі станції Королеве району Закарпаття [4] та сейсмограму землетрусу, зареєстрованого на РГС "Королеве" (11.07.2001 р, m=2,3). На наш погляд, розв'язання такої проблеми за сейсмічними записами на одній станції є актуальною задачею, що цікавить багатьох сейсмологів [3, 12].

У своїх дослідженнях для пошуку розв'язку прямої динамічної задачі сейсміки ми використовуємо підхід, розроблений нами на базі класичного матричного методу Томсона-Хаскела та його модифікації [1, 2, 7, 9, 10], для випадку коли середовище задане системою однорідних ізотропних плоско-паралельних шарів (рис. 1).

Постановка задачі. Точкове джерело в даній роботі задається у вигляді тензора сейсмічного M_{ij} і розміщу-

ється всередині одного із однорідних ізотропних шарів на s -тій уявній границі.

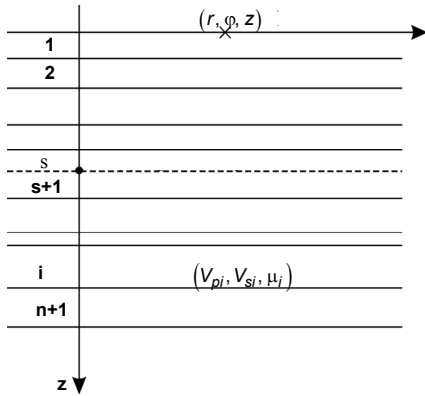


Рис. 1. Модель шаруватого середовища

Середовище моделюється системою, що складається з n однорідних ізотропних плоско-паралельних шарів на $(n+1)$ однорідному півпросторі з вільною поверхнею

(рис. 1). Поле переміщень шукаємо в циліндричній системі координат. Кожний i -тий шар характеризується товщиною шару h , модулем зсуву μ і швидкостями поширення поздовжніх V_{pi} і поперечних V_{si} хвиль. На всіх границях між шарами, крім границі, на якій розміщене джерело, виконуються умови жорсткого контакту, тобто умова неперервності переміщень і напружень.

Поле переміщення описується рівнянням руху. Здаються початкові та граничні умови. Вважається, що напруження на вільній поверхні відсутнє, а у нижньому півпросторі задана умова випромінювання, тобто вважається, що хвилі з півпростору не повертаються.

Для побудови хвильових полів, збуджених ефективно-точковим джерелом, використовується представлення для поля переміщень-напружень через скалярний і векторний потенціали, а також інтегральні перетворення Фур'є-Бесселя-Мелліна.

Використовуючи матричний метод можна показати, що поле переміщення у дальній зоні має наступний вигляд [6-8]:

$$\begin{aligned}
 u_z^{(0)}(r, \varphi_a, t) &= \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_1(k, \eta, \varphi_a) g_{1z} \cdot e^{k\eta} d\eta + \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_2(k, \eta, \varphi_a) g_{2z} e^{k\eta} d\eta + \\
 &+ \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_3(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{3z} \cdot e^{k\eta} d\eta; \\
 u_r^{(0)}(r, \varphi_a, t) &= \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_1(k, \eta, \varphi_a) g_{1r} \cdot e^{k\eta} d\eta + \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_2(k, \eta, \varphi_a) g_{2r} e^{k\eta} d\eta + \\
 &+ \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_3(k, \eta, \varphi_a) \cdot g_{3r} \cdot e^{k\eta} d\eta; \\
 u_\varphi^{(0)}(r, \varphi_a, t) &= \int_0^\infty \frac{k^2 J_0(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_5(k, \eta, \varphi_a) g_{5\varphi} \cdot e^{k\eta} d\eta + \int_0^\infty \frac{k^2 J_1(kr)}{2\pi j} dk \int_{\delta-j\infty}^{\delta+j\infty} M_6(k, \eta, \varphi_a) g_{6\varphi} e^{k\eta} d\eta,
 \end{aligned} \quad (1)$$

де J_0, J_1 — функції Бесселя.

Компоненти тензора сейсмічного моменту $M_{xx}, M_{xy}, M_{xz}, M_{yy}, M_{yz}, M_{zz}$ входять у наступні співвідношення:

$$\begin{aligned}
 M_1 &= M_{xz} \cos \varphi_a + M_{yz} \sin \varphi_a, \quad M_2 = M_{zz}, \\
 M_3 &= \cos^2 \varphi_a \cdot M_{xx} + \sin^2 \varphi_a \cdot M_{yy} + \sin 2\varphi_a \cdot M_{xy} \quad M_5 = \cos \varphi_a M_{yz} - \sin \varphi_a M_{xz}, \\
 M_6 &= \sin 2\varphi_a \cdot M_{xx} - \sin 2\varphi_a \cdot M_{yy} - 2 \cos 2\varphi_a \cdot M_{xy}.
 \end{aligned} \quad (2)$$

Підінтегральні вирази мають такий вигляд [8]:

$$\begin{aligned}
 g_{1z} &= \frac{d'_{11} d_{31} - d'_{31} d_{11}}{\Delta} \cdot \frac{1}{2\pi\mu_s}, \quad g_{3z} = \frac{d'_{13} d_{31} - d'_{33} d_{11}}{\Delta} \cdot \frac{1}{2\pi}, \\
 g_{2z} &= \left\{ \frac{d'_{12} d_{31} - d'_{32} d_{11}}{\Delta} \cdot \frac{1}{\rho_s V_{pi}^2} + \frac{d'_{13} d_{31} - d'_{33} d_{11}}{\Delta} \cdot \left(\frac{2V_{si}^2}{V_{pi}^2} - 1 \right) \right\} \cdot \frac{1}{2\pi}, \\
 g_{1r} &= \frac{d'_{31} d_{12} - d'_{11} d_{32}}{\Delta} \cdot \frac{1}{2\pi\mu_s}, \quad g_{3r} = \frac{d'_{33} d_{12} - d'_{13} d_{32}}{\Delta} \cdot \frac{1}{2\pi}, \\
 g_{2r} &= \left\{ \frac{d'_{32} d_{12} - d'_{12} d_{32}}{\Delta} \cdot \frac{1}{\rho_s V_{pi}^2} + \frac{d'_{33} d_{12} - d'_{13} d_{32}}{\Delta} \cdot \left(\frac{2V_{si}^2}{V_{pi}^2} - 1 \right) \right\} \cdot \frac{1}{2\pi}, \\
 g_{5\varphi} &= -\frac{d_{12}^*}{d_{11}^*} \cdot \frac{1}{2\pi\mu_s}, \quad g_{6\varphi} = -\frac{d_{11}^*}{d_{11}^*} \cdot \frac{1}{4\pi}.
 \end{aligned} \quad (3)$$

$D = (d_{ij})_{i,j=\overline{1,4}}$, та $D^* = (d_{ij}^*)_{i,j=\overline{1,2}}$ — характеристичні матриці n -шаруватого середовища на $(n+1)$ -півпросторі ($P-SV$ та SH задачі відповідно).

$D' = (d'_{ij})_{i,j=\overline{1,4}}$, та $D'^* = (d'_{ij}^*)_{i,j=\overline{1,2}}$ — характеристичні матриці середовища під джерелом ($P-SV$ та SH задачі відповідно).

Елементи вищенаведених матриць визначаються фізичними параметрами моделі середовища в i -му шарі: μ_i , ρ_i , V_{Pi} , V_{Si} . У формулах (3) значення фізичних параметрів V_P , V_S , μ , ρ визначені для s -го шару, в якому розміщене вогнище землетрусу.

Знаменник Δ є мінором другого порядку характеристичної матриці всього середовища [8]:

$$\Delta = d_{11} d_{12} - d_{13} d_{12}. \quad (4)$$

Характеристична матриця всього середовища $D \in C^{4 \times 4}$ має вигляд (P -SV задача):

$$D = (d_{ij})_{i,j=1,4} = A_{n+1}^{-1} A_n L_n A_{n-1}^{-1} \dots A_2^{-1} A_1 A_1^{-1}. \quad (5)$$

Кожен множник (5) є матрицею четвертого порядку і їх вигляд наведений у роботі [8]. Від матриць четвертого порядку ми перейшли до матриць шостого порядку, щоб позбутися невизначеностей в мінорах типу (4). Поле переміщення для SH -задачі не потребує використання матриць вищого порядку. Для переходу ми скористалися роботами професора Л.А. Молоткова [9, 10], в яких здійснюється перехід від матриць 4×4 до мат-

риць 6×6 . Кожній матриці $F \in C^{4 \times 4}$ ставиться у відповідність матриця $\tilde{F} \in C^{6 \times 6}$.

Елементами матриці $\tilde{F}$ є мінори другого порядку матриці F , тобто

$$F_{lm}^{ik} = \begin{vmatrix} f_{il} & f_{im} \\ f_{kl} & f_{km} \end{vmatrix}, \quad (6)$$

$\tilde{D} \in C^{6 \times 6}$ – характеристична матриця всього середовища 6×6 .

Детальніше такий перехід описаний у роботі [8].

Чисельні експерименти. Для розрахунку хвильового поля на вільній поверхні шаруватого півпростору використовуємо формули для поля переміщення на вільній поверхні (1)–(3). Для порівняння з реальними даними використовуємо швидкісну модель району Закарпаття біля станції "Королеве" (табл. 1), побудовану на основі розрізу земної кори [4], та сейсмічні записи землетрусу (рис. 2) з магнітудою $M=2,3$, зареєстрованого на цій станції 11.07.2001 р (Закарпаття, р-н Н. Селище). Епіцентрально відстань $r = 19 \text{ км}$.

Таблиця 1. Модель середовища: сім шарів на півпросторі

Номер шару	V_P	V_S	h	ρ
1	5000	3000	3500	$2,3 \cdot 10^3$
2	5300	3120	1500	$2,5 \cdot 10^3$
3	6300	3700	1000	$2,65 \cdot 10^3$
4	6300	3700	1000	$2,65 \cdot 10^3$
5	6400	3760	1500	$2,96 \cdot 10^3$
Півпростір	6850	4020	∞	$3,35 \cdot 10^3$

В табл.1 представлені параметри моделі з п'яти шарів на півпросторі, яка використовується в розрахунках. Джерело розміщене у третьому шарі на глибині 6 км. Третій шар уявною границею розбитий на дві частини з однаковими параметрами. В цій моделі часи вступів P та S хвиль співпадають для реальної та синтетичних сейсмограм.

Для того, щоб порівняти результати, отримані розробленою нами програмою Matlab та програмою ISOSYN із сейсмічним записом реального землетрусу, ми добивалися подібності величини та форми амплітуд методом підбору параметрів тензора сейсмічного моменту.

В результаті перебору параметрів тензора сейсмічного моменту у вогнищі землетрусу (орієнтацію площини розриву за допомогою відповідних кутів), були встановлені оптимальні значення вищезгаданих величин у рамках даної моделі джерела і середовища. Визначе-

ний тензор сейсмічного моменту характеризується наступними параметрами:

$$M = \begin{pmatrix} 5.687 \cdot 10^{16} & 7.805 \cdot 10^{16} & 1.498 \cdot 10^{16} \\ 7.805 \cdot 10^{16} & 2.046 \cdot 10^{16} & 9.594 \cdot 10^{16} \\ 1.498 \cdot 10^{16} & -9.594 \cdot 10^{16} & 7.733 \cdot 10^{16} \end{pmatrix}, \quad (7)$$

Використовуючи розроблений програмний пакет MATLAB, одержуємо чисельні розрахунки хвильового поля, згідно з формулами (1)–(3), (7) і таблицею 1. Результати програмних обчислень наведені на рисунку 3 б. На ньому приводяться результати розрахунку поля сейсмічних хвиль з використанням формул (1). Зміщення приведені до декартової системи координат для порівняння результатів із реальними записами (рис. 2) та аналогічними результатами, одержаними за допомогою програми ISOSYN (рис. 3 а).

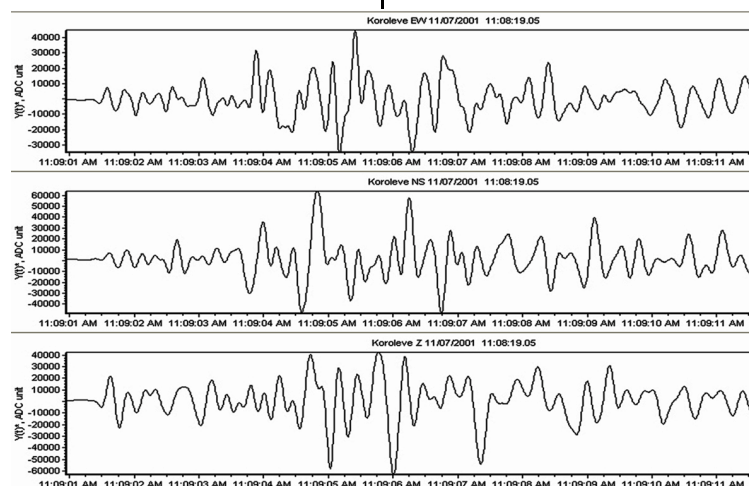


Рис. 2. Компоненти $u_x^{(0)}$, $u_y^{(0)}$, $u_z^{(0)}$ поля переміщень на вільній поверхні при $r = 19 \text{ км}$.

Землетрус зареєстрований станцією "Королеве" 11.07.2001 р. Закарпаття, р-н Н. Селища

Порівнюючи три рисунки, ми бачимо, що часи вступу P та S -хвиль співпадають, тобто $t_p = 3,7$ і $t_s = 5,9$.

Різниця $t_p - t_s = 2,2$, що відповідає реальному запису.

Амплітудні значення для зміщень P та S -хвиль, порохованих матричним методом, програмою ISOSYN та на реальних записах співрозмірні і форми сигналів подібні.

Висновок. Порівнюючи результати програми, розробленої авторами на основі матричного методу, з результатами, отриманими програмою ISOSYN, та з реальними записами сейсмічних подій, можемо стверджувати, що теоретичні розрахунки дають значення сейсмічних полів, близькі до реальних.

Використовуючи метод підбору параметрів тензора сейсмічного моменту у запропонованому пакеті програм, розробленому у системі Matlab, та змінюючи кут нахилу

площини розриву у програмі ISOSYN, можна добитися схожості форм основних типів хвиль, знаків вступів перших хвиль та різниці між часами вступів P та S хвиль на реальних записах та на теоретичних сейсмограмах. Отже, порівнюючи результати розрахунків за двома програмами із параметрами записів реальних землетрусів, можна методом підбору визначати тензор сейсмічного моменту реальних землетрусів, що є важливим для вивчення механізму вогнища. Подальші дослідження будуть спрямовані на розробку більш досконалої, ніж метод підбору, методики вирішення оберненої динамічної задачі сейсмології з визначення параметрів вогнища землетрусу за сейсмічними записами на основі представленої в статті методики вирішення прямої задачі.

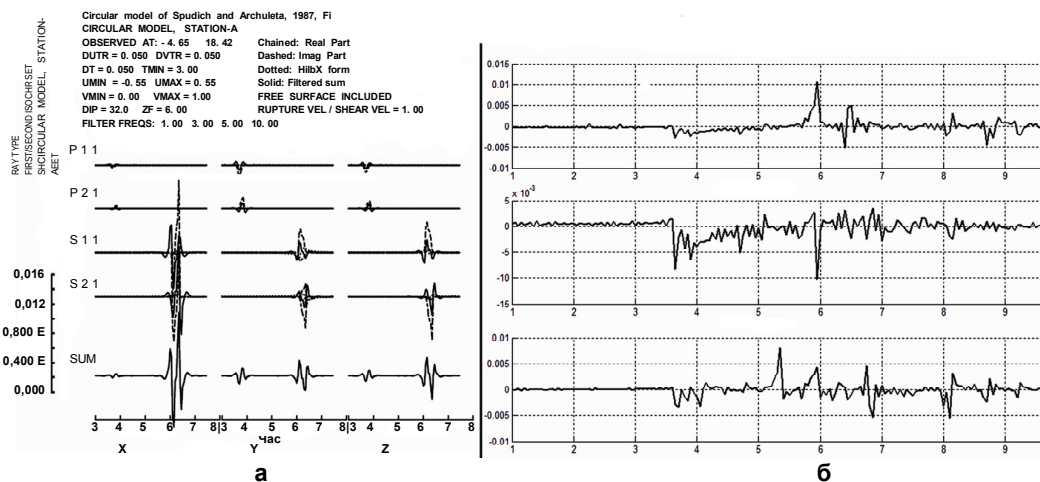


Рис. 3. Компоненти $u_x^{(0)}, u_y^{(0)}, u_z^{(0)}$ поля переміщень на вільній поверхні при $r = 19\text{ км}$, пороховані за допомогою програми ISOSYN (а) та за допомогою Matlab (б)

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. – М., 1983. – Т. 1, 2. 2. Dunkin J.W. Computation of modal solutions in layered elastic media at high frequencies. // Bul. Seismol. Soc. Amer. – 1965. – Vol. 55. – N 2. – P. 335–358. 3. Guangwei Fan, Terry Wallace. The determination of source parameters for small earthquakes from a single, very broadband seismic station // Geophysical research letters. – 1991. – Vol. 18. – N 8. – P. 1385–1388. 4. Карпатський геодинамічний полігон / Под ред. Я.С. Подстригача і А.В. Чекунова. – М., 1978. 5. Kennet B.L.N. The seismic wavefield // University Press. – Cambridge, 2001. 6. Малицький Д.В. Основні принципи розв'язання динамічної задачі сейсмології на основі рекурентного підходу // Геофіз. журн. – 1998. – N 5. – С. 96–98. 7. Малицький Д.В., Муїла О.О. Про застосування матричного методу і його модифікацій для дослідження поширення сейсмічних хвиль у шаруватому середовищі // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – 2007. – С. 124–136. 8. Малицький Д.В., Хитряк О.І. Математичне моделювання хвильових процесів у шаруватому півпросторі з використан-

ням матриць шостого порядку // Геоінформатика. – 2008. – N 4 (в друці). 9. Молотов Л.А. Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. – М., 2001. 10. Молотов Л.А. Матричный метод в теории распространения волн в слоистых, упругих и жидких средах. – М., 1984. 11. Müller G. The reflectivity method: a tutorial // Geophys. J. – 1985. – N 58. – P. 153–174. 12. So Gu Kim, Kraeva N. Source parameter determination of local earthquakes in Korea using moment tensor inversion of single station data // Bul. Seismol. Soc. Amer. – 1999. – Vol. 89. – N 4. – P. 1077–1080. 13. Spudich P., Frazer L.N. Use of ray theory to calculate high frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1984. – Vol. 74. – P. 2061–2082. 14. Червень В. Расчет синтетических сейсмограмм для одномерных и двумерных сред. Численные методы в сейсмических исследованиях. – Новосибирск, 1983. – С. 41–53.

Надійшла до редколегії 25.09.08

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.83:622,275

В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, В. Колісніченко, канд. геол.-мінералог. наук, В. Маляр, асп.

ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДУ "МОНТЕ-КАРЛО" ПРИ ІМОВІРНІСНИХ РОЗРАХУНКАХ, ПОВ'ЯЗАНИХ З ОЦІНКОЮ ЗАПАСІВ ВУГЛЕВОДНЕВОЇ СИРОВИНИ

Показано доцільність застосування розрахункових параметрів та їх результатуючих значень у вигляді імовірнісних функцій для вирішення задачі підрахунку запасів вуглеводнів. Продемонстровані можливості методу "Монте-Карло" при вирішенні поставленої задачі. Коротко наведений алгоритм розрахунків та продемонстровані як кінцеві, так і поточні результати досліджень.

It is describing the application of the probability functions for determination calculation parameters. Application of "Monte Carlo" method for estimation of hydrocarbonic reserves is shown. Algorithm of calculations and research results are described.

Вступ. Підрахунок запасів нафти, газу та газоконденсату – складна, трудомістка і досить важлива задача,

правильне вирішення якої визначає подальшу раціональну розвідку і ефективну розробку родовища.

Основними методами підрахунку запасів нафти є об'ємний метод, статистичний і метод матеріального балансу. При підрахунку запасів вільного газу і газоконденсату використовують об'ємний метод і метод оцінки запасів по падінню тиску [3].

Вибір методу оцінки запасів вуглеводнів залежить від ступеня геолого-геофізичного вивчення родовища на час проведення підрахунків, а точність оцінки – від обґрунтованості і точності визначення підрахункових параметрів, які характеризують породу-колектор. Для оцінки запасів родовищ або окремо взятих відкладів нафти і газу вирішальне значення мають: форма і площа відкладів, ефективна нафто- або газонасичена пористість пластів-колекторів, їх ефективна пористість і коефіцієнт нафто- або газонасичення. Однак наші знання про ці характеристики родовища ніколи не є вичерпними й повністю адекватними, завжди при їх визначенні існує вплив похибок геофізичних вимірів, закладених в первинну геолого-геофізичну інформацію, а також пов'язаних з використанням методик і петрофізичних зв'язків, за якими визначаються підрахункові параметри. Основними причинами найбільш впливових похибок в оцінці запасів нафти та газу є: недостатність необхідної інформації, низька її якість, використання неправильних алгоритмів обробки цієї інформації.

В сучасній практиці підрахунку запасів вуглеводневої сировини найбільш часто застосовується об'ємний метод, а результуюча оцінка є точковою. В той же час, в США, Японії й інших закордонних країнах запаси нафти й газу визначаються й затверджуються у вигляді функцій розподілу ймовірності, її використовують для класифікації запасів за міжнародними стандартами. Беручи до уваги недостатність інформації, особливо на ранніх стадіях освоєння родовищ, і громіздкість операцій з цими функціями, в теорії ймовірностей для вирішення практичних завдань найчастіше застосовують моделювання необхідних функцій методом "Монте-Карло" (ММК).

Ряд закордонних компаній (Schlumberger, Landmark та ін.), що займаються створенням програмного забезпечення з керування нафтогазовидобувними комплексами, усе більше приділяють увагу методам і програмам прийняття рішень в умовах невизначеності й ризику, при цьому в основному всі методики зводяться до ММК.

Метою статті є проведення розрахунків запасів вуглеводнів за допомогою ММК з використанням реальних матеріалів одного з родовищ ДДЗ і порівняння результатів з класичним, об'ємним методом.

Метод "Монте-Карло". Датою народження ММК прийнято вважати 1949 р, коли з'явилася стаття за назвою "The Monte Carlo method". Творцями цього методу вважають американських математиків Дж. Неймана й С. Улама. У СРСР перші статті про ММК були опубліковані в 1955-1956 рр. Цікаво, що теоретична основа методу була відома давно. Більше того, деякі завдання статистики розраховувалися іноді за допомогою випадкових вибірок, тобто фактично ММК. Однак до появи електронних обчислювальних машин (ЕОМ) цей метод не міг знайти широкого застосування, тому що моделювання випадкових величин вручну – дуже трудомістка робота. Виникнення ММК як досить універсального чисельного методу стало можливим тільки завдяки появі ЕОМ.

Ідея полягає в наступному. Замість того, щоб вирішувати задачу аналітичними методами, використовуючи диференціальні або алгебраїчні рівняння, виконується "розіграш" випадкового явища за допомогою спеціально організованої процедури, що включає в себе випадковість і дає випадковий результат. Для кожного елемента, що бере участь у моделюванні, задаються характеристики розподілу. Здійснення випадкового процесу відбувається щораз по-іншому і ми одержуємо щораз нову, відмінну від інших, реалізацію досліджува-

ного процесу. Таким чином можна отримати необхідну кількість штучної інформації, яку вже можна обробляти звичайними методами математичної статистики. При підрахунках запасів, у яких бере участь велика кількість елементів (геометричних і петрофізичних характеристик родовища) і випадкові фактори складно переплетені, метод статистичного моделювання, як правило, виявляється простішим за аналітичний, а інколи і єдино можливим. Математичний процес моделювання детально розглянутий в статті М.Н. Жукова та К.Л. Довженко [4].

Головним недоліком ММК є те, що він є ефективний при вирішенні прямих задач, але не застосовується для обернених.

Перевага ММК при вирішенні задач підрахунку запасів вуглеводневої сировини в тому, що геометричні конфігурації родовища й розподіл петрофізичних параметрів можна описати достатньо точно навіть при невеликій кількості інформації.

Результати досліджень. Застосування ММК продемонструємо на прикладі підрахунку запасів газу в теригенних відкладах московського ярусу Вільхівського ГКР. Родовище розташоване на території Станично-Луганського району Луганської області. Вільхівська структура розташована на північній окраїні Донбасу, в перехідній зоні між Донецькою складчастою спорудою і Воронежським кристалічним масивом, являє собою брахіантиклінальну складку з двома склепіннями (західним і східним). Московський ярус літологічно представлений невитриманими по площі пластами аргілітів, алевролітів та пісковиків і зрідка перемежується тонкими вапняками. Пісковики переважно добре проникні, зеленувато-бурувато-сірі, кварц-полевошпатові, середньо та крупнозернисті з полімінеральним цементом (матеріали для дослідів надано ЗАТ "Концерн Надра" та ДК "Укргазвидобування").

При розрахунках запасів газу в теригенних відкладах московського ярусу Вільхівського родовища була застосована наступна формула:

$$Q_{\text{пл}} = \frac{S \cdot H_{\text{эф}} \cdot K_{\text{п}} \cdot K_{\text{г}} \cdot P_{\text{пл}} \cdot f}{Z \cdot P_{\text{ст}}}, \quad (1)$$

де: $Q_{\text{пл}}$ – початкові запаси пластового газу, млн. м³; S – площа газонасиченості, м²; $H_{\text{эф}}$ – ефективна газонасичена товщина колектора, м; $K_{\text{п}}$ – коефіцієнт пористості, д. од; $K_{\text{г}}$ – коефіцієнт газонасиченості, д. од; $P_{\text{пл}}$ – пластовий тиск, атм; $P_{\text{ст}}$ – стандартний тиск (поверхневий), атм; f – поправка на температуру; Z – коефіцієнт стиснення газу.

Для петрофізичних властивостей продуктивного горизонту ($K_{\text{п}}$, $K_{\text{г}}$, $H_{\text{эф}}$) були складені вибірки даних на основі інтерпретації матеріалів ГДС, а для інших параметрів (S , $P_{\text{пл}}$) задавалися наступні характеристики: максимальне, мінімальне й найбільш імовірне значення.

Визначення площі газонасиченості проводилось на основі даних пробурених свердловин і їх випробувань. Пластовий тиск брався за результатами прямих вимірів, виконаних лабораторним манометром до початку розробки відкладів. Стандартний тиск прийнятий за 1.033 атм.

Поправка на температуру визначається згідно з загальноприйнятою методикою за формулою:

$$f = \frac{T + t_{\text{ст}}}{T + t_{\text{пл}}}, \quad (2)$$

де: $t_{\text{ст}} = 20^{\circ}\text{C}$, $T = 273\text{ K}$, $t_{\text{пл}}$ – температура середини підрахункового об'єкту.

Оскільки обраний нами горизонт залягає на незначній глибині (450-500 м) і за даними термокаротажу температура на цих глибинах коливається від 19 до 21 $^{\circ}\text{C}$, поправку на температуру ми прийняли за 1.

Коефіцієнт стиснення газу Z , що представляє собою відношення об'ємів рівної кількості молей реального і ідеального газів при однакових тиску і температурі,

розраховувався з урахуванням компонентного складу газу згідно із загальноприйнятими методиками [2].

Ці дані використовувалися для побудови щільності та функції розподілу підрахункових параметрів, що входять до формули (1), за методом "Монте-Карло" і подальшого моделювання функції розподілу запасу газу. При дослідженнях для одержання статистичного мате-

ріалу проводилось 5000 випробувань (розіграшів) для кожного параметру.

Для прикладу наведемо відносні щільності та функції розподілу, штучно отримані за допомогою ММК, результатів моделювання площі газонасиченості та ефективної газонасиченої товщини колектора московського ярусу Вільхівського ГКР (рис. 1).

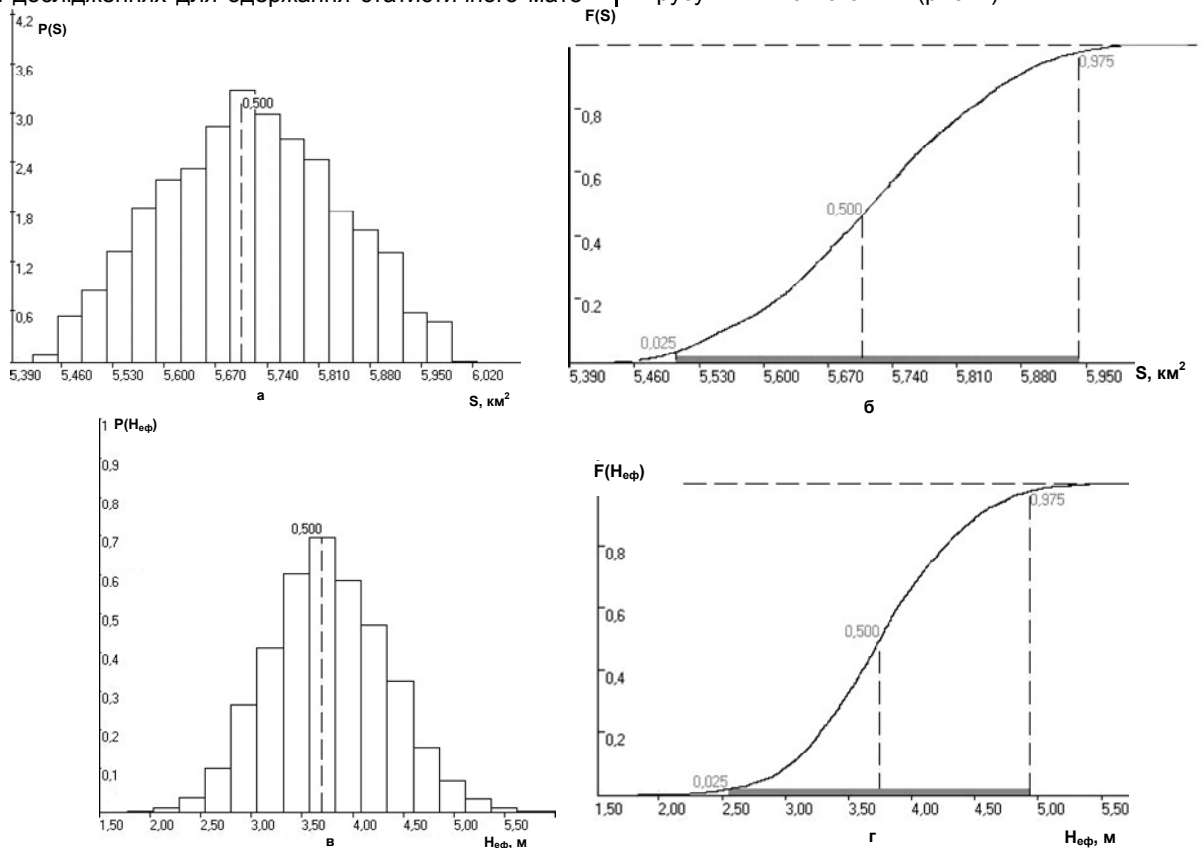


Рис. 1. Відносні щільності та функції розподілу, змодельованих даних за допомогою ММК:

а) відносна щільність розподілу площі газонасиченості; б) функція розподілу площі газонасиченості;

в) відносна щільність розподілу ефективної газонасиченої товщини колектора;

г) функція розподілу ефективної газонасиченої товщини колектора

Аналогічним чином будувались функції імовірності розподілу для кожного компонента з формули (1). Після цього проводилось моделювання саме функції розподілу запасу газу в продуктивному горизонті, що зображено на рисунку 2.

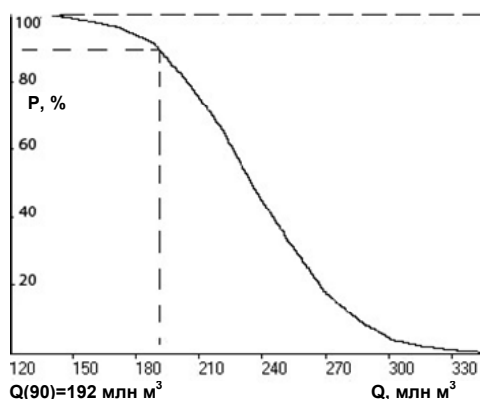


Рис. 2. Кумулятивна функція розподілу запасу газу в продуктивному горизонті.

$Q(90)$ – запас газу при імовірності 90

Підрахувавши запаси газу у продуктивному горизонті об'ємним методом ($Q_{об}$), використовуючи середньо-

зважені арифметичні та геометричні параметри, було отримано значення $Q_{об} = 192$ млн. м³. При порівнянні $Q_{об}$ із графіком, побудованим за допомогою ММК, можна помітити, що воно співпадає із імовірністю в 90 %, тобто можна сказати, що з імовірністю в 90 % об'єм запасу газу буде дорівнювати чи перевищувати об'єм, вказаний в оцінці. Подальші дослід, в інших продуктивних горизонтах, показали, що $Q_{об}$ не завжди співпадає з 90 % імовірністю, а здебільшого перевищує її і наближається до 100 % показника.

При подальшому аналізі був отриманий наступний внесок складових рівняння у похибку оцінки запасу:

- 1) Площа газонасиченості – 2,6 %;
- 2) Ефективна газонасичена товщина колектора – 70,5 %;
- 3) Коефіцієнт пористості – 7,7 %;
- 4) Коефіцієнт газонасиченості – 16,7 %;
- 5) Пластовий тиск – 2,5 %.

Висновки. Проаналізувавши отримані дані можна зазначити, що для підвищення рівня оцінки запасів газу в московському ярусі Вільхівського ГКР необхідно більшу увагу приділяти точності визначення ефективної газонасиченої товщини колектора та коефіцієнту газонасиченості, які мають найвагоміший внесок в даний випадку.

Використання розрахунків підрахункових параметрів методом "Монте-Карло" доцільно застосовувати при оцінці запасів вуглеводнів, особливо на початкових

стадіях розробки, або при необхідності швидкої експертної оцінки підрахунку запасів родовища. Цей метод дозволяє також класифікувати запаси родовища за міжнародними стандартами, використовуючи функції розподілу ймовірності.

УДК 550:539.3

1. Алтунин А.Е., Семухин М.В. Расчеты в условиях риска и неопределенности в нефтегазоносных технологиях. – Тюмень, 2004. 2. Гришин Ф.А. Оценка разведанных запасов нефти и газа. – М., 1969. 3. Жданов М.А. Нефтегазопромысловая геология и подсчет запасов нефти и газа. – М., 1981. 4. Жуков М.Н., Довженко К.Л. Моделирование распределений подсчетных параметров в задаче оценки запасов углеводородов методом выпадковых испытаний. – К., 2005. 5. Соболев И.М. Метод Монте-Карло. – М., 1968.

Надійшла до редколегії 03.09.08

Б. Маслов, проф., Я. Ляшенко, доц., О. Максименко, здобувач

ПРОГНОЗУВАННЯ ДОВГОТРИВАЛОЇ МІЦНОСТІ ГІРСЬКОГО МАСИВУ У ГЕОЛОГІЧНИХ СЕРЕДОВИЩАХ СКЛАДНОЇ СТРУКТУРИ

Розглядається нелінійна модель багатоконпонентного геологічного середовища, поведінка якого є залежною від наявності тріщинуватості та флюїдонасиченості. Проведено геоінформаційний аналіз параметрів в'язкопружного поля біля концентраторів деформацій типу виробок метрополітену на відповідність прогнозованих результатів експериментальним даним. Визначено межу достовірності запропонованої моделі для опису поведінки середовища та типу неоднорідних концентраторів геодинамічних полів навантажень поля в залежності від заданого прийнятного рівня похибки та доступних статистично обґрунтованих даних геофізичних спостережень. Робота є продовженням досліджень авторів у напрямку створення достовірної модельної бази для комп'ютерного прогнозу еволюції геодинамічних полів у середовищах складної мікроструктури.

The nonlinear model of multi-component geological environment which depends on the presence of the cracks and fluid saturation is examined. On the example of numerical quantitative analysis of viscous and elastic field parameters near geometrical and material concentrators, like as underground metro passage, the statistical analysis of the forecast results' correspondence to experimental data has been done. Work is a continuation of author's research of creation the reliable model base for computer forecasting of evolution and geodynamic fields in the environments of difficult structure.

Геологічні співвідношення та постановка задачі про надійність потенційно небезпечних об'єктів (ПНО).

Розглянемо модель деформування матеріалів з дефектами, гірських порід та вугілля із врахуванням фактору часу на основі співвідношень механіки повзучості. Включення елементів в'язкості в механічну модель матеріалу робить модельні співвідношення залежними від часу [6]

$$e(t) = \frac{1}{E} \left[\sigma(t) + \int_0^t \sigma(\tau) J(t-\tau) d\tau \right] \quad (1)$$

Тут $e(t)$ – тензор деформацій, $\sigma(t)$ – тензор напружень, E – тензор пружності, $J(t)$ – ядро повзучості геологічного середовища, t – час. В геодинамічних дослідженнях найчастіше застосовується ядро повзучості типу Работнова.

$$J_{\alpha}^R(-\beta; t-\tau) = (t-\tau)^{-\alpha} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{-\beta^n (t-\tau)^{n(1-\alpha)}}{\Gamma[(n+1)(1-\alpha)]}. \quad (2)$$

Напружений стан пружно-повзучого гірського масиву навколо горизонтальної виробки (тунелю) достатньо глибокого закладання можна моделювати напруженнями в неваговому плоскому полі, яке послаблене отвором аналогічної форми і яке знаходиться в плоскій деформації з граничними умовами на нескінченності.

$$\sigma_x^{(\infty)} = p, \quad \sigma_y^{(\infty)} = \lambda p, \quad \tau_{xy}^{(\infty)} = 0, \quad (3)$$

де навантаження $p = -\gamma H$ залежить від густини геосередовища γ та глибини H тунелю. Параметр λ відбиває залежність σ_y від фізичних властивостей геосередовища, початок координат розміщено всередині отвору, вісь абсцис вертикальна.

Розглянуто процес пошкодження та руйнування в'язко-пластичних геологічних масивів під дією довготривалих та циклічних навантажень [6]. Для отримання рівнянь, які описували б розвиток макротріщини, необхідно розглянути процес розпушення та руйнування структурних елементів, які підпадають на напрямком зростання тріщини. На фронті тріщини втоми та на її продовженні відбувається процес накопичення мікропошкоджень втоми. Рівень пошкоджень для кожного

елементу визначається функцією $D(t)$ [4], кінетика накопичення яких задається диференціальним рівнянням

$$\dot{D}(t) = f(D, \sigma), \quad (4)$$

де t – час дії геодинамічних впливів, змінна D змінюється у границях $[0,1]$, при цьому $D=0$ відповідає початковому, непошкодженому матеріалу; а $D=1$ описує стан порушення суцільності матеріалу, так званого розпушення, тобто фактично момент руйнування. При накопиченні мікропошкоджень спостерігається зниження значень пружних модулів. Розглянемо надалі залежність еквівалентних функцій релаксації та повзучості від параметру мікропошкодження геологічного матеріалу D . Це надає можливість визначити ступінь деградації модуля Юнга і модуля зсуву від параметру пошкодженості D та спрогнозувати їх зміну у часі. Враховуючи пошкодженість або ж розпушеність геологічної породи та використовуючи розрахунки еквівалентних в'язкопружних характеристик для тріщинуватого середовища, отримаємо прогнозовану залежність коефіцієнтів концентрації напружень біля контурів виробок у гірських породах та дослідимо їх еволюцію у часі внаслідок процесів повзучості. Це пов'язано із необхідністю підвищення якості проектування та гарантованої безпечної експлуатації сучасних техногенних ПНО, а отже створення нових геодинамічних моделей поведінки навколишнього середовища. Сучасні методи геофізичного моніторингу, що базуються на нових моделях поведінки геологічних багатоконпонентних середовищ [2], надають можливість проводити розрахунки безпеки об'єктів на основі складних чисельних схем, максимально наближених до реальних умов (рис. 1).

Перспективною є концепція оцінки безпеки техногенних об'єктів, що знаходяться під впливом геодинамічних полів, по критеріях оптимальності показників надійності. У зв'язку з цим, геологічне середовище розглядається як нелінійна багатоконпонентна тріщинувата геосистема із випадковими властивостями [4].

Стан системи, що складається у даному випадку із масиву в'язкопружної породи та техногенної неоднорідності, у кожний момент часу t задається вектором $u(t)$ – елементом простору стану U . Зовнішні геофізичні впливи на об'єкт характеризуються векторним проце-

сом $q(t)$, що належить простору геодинамічних впливів Q та визначається внаслідок моніторингу системи [1]. Технічні умови та вимоги експлуатації складають систему обмежень на параметри стану. Сукупність параметрів стану з урахуванням цих обмежень створює вектор якості $v(t)$ у просторі якості V .

Позначимо функції розподілу ймовірностей кожного з елементів системи $F_{ui}(x)$, щільності функцій розподілу $p_{ui}(x)$. Експлуатаційні характеристики задаються функцією стану $G(x)$. Ймовірність руйнування елементу задається виразом

$$F_G(0) = P(G(x) < 0) = \int_C p(x) dx, \quad (5)$$

де $G = \{v \in R^n : G(x) < 0\}$ – простір подій, пов'язаних з небезпечними за визначенням критерієм станами. Отже надійність системи R визначається як ймовірність $P(t)$ безвідмовної роботи та обчислюється як функціонал від випадкового процесу $v(r)$, що описує зміну параметрів системи у часі.

Ефективна енергія нестисливих в'язко-пружних геологічних структур.

В попередній роботі [5] було знайдено нові наближені значення для ефективної енергії нелінійних ізотропних струмопровідних дисперсійних геологічних структур. Має сенс розповсюдити зазначену методику на задачі моделювання ефективних пружно-в'язких властивостей нелінійних ізотропних неоднорідних геологічних структур. Визначення границь ефективних модулів розпочав Хілл, який запропонував середньоарифметичні і середньо-гармонійні границі для ефективних властивостей. Хашин та Штрікман знайшли кращі можливі нижню та верхню границі для ефективного зсувного і об'ємного модулів пружності, ґрунтуючись тільки на інформації про об'ємний вміст компонентів. Зв'язані об'ємно-зсувні границі було покращено в порівнянні з результатом Хашина-Штрікмана шляхом врахування взаємозалежності об'ємного та зсувного модулів. Застосовуючи інформацію про мікроструктуру вищого порядку, можна і надалі намагатися поліпшити границі, тим самим підвищуючи достовірність моделювання та надійність експлуатації об'єкту в цілому.

Визначення границь ефективних в'язкопружних властивостей нелінійних геологічних середовищ є складнішим завданням. Талбот і Біліс [8] запропонували узагальнення варіаційного методу Хашина-Штрікмана для дослідження нелінійних неоднорідних середовищ (комполітів). У їх роботі використовується новий метод розрахунку границь для ефективних властивостей нелінійних неоднорідних діелектриків і порівнюються результати з самоузгодженими оцінками. П. Кастанеда запропонував підхід, відповідно до якого наближені границі для ефективних властивостей нелінійних структур можна знайти в результаті введення структури лінійної, ідентичної за мікро-геометрією, але яка складається з лінійних, в сенсі фізичних властивостей, компонентів. Нові результати, що стосуються проблеми пошуку оптимальних границь фізичних властивостей неоднорідних структур, можна знайти у статті [8].

Новий підхід, запропонований в статті [5] для прогнозування нелінійної електропровідності, дозволяє його пряме узагальнення на випадок нелінійної пружної і в'язко-пружної поведінки геологічного масиву. Розглянемо ізотропну фізично нелінійну нестисливу геоструктуру. Додаткова пружна енергія U може бути представлена у вигляді

$$U(\sigma) = \psi(s), \quad (6)$$

де σ – тензор напруги, $\psi(s)$ – скалярна функція скалярного аргументу, яка описує зсувну частину додаткової енергії. Тут

$$s = \left(\frac{3}{2} \sigma' \cdot \sigma' \right)^{1/2}, \quad \sigma' = \sigma - \sigma_m 1, \quad \sigma_m = \text{tr}(\sigma)/3 \quad (7)$$

є еквівалентним напруженням Мізеса. Розглянемо два типи визначальних потенціалів, що мають практичне значення в геодинаміці. Перший важливий в контексті застосування поширеного в геодинаміці т.з. J_2 варіанту теорії пластичності, де

$$\psi(s) = \frac{1}{6\mu_0} s^2 + \frac{s_0 e_0}{n+1} \left(\frac{s}{s_0} \right)^{n+1} \quad (8)$$

Тут μ_0 – початковий пружний модуль зсуву, s_0 – відлікове еквівалентне напруження, e_0 – відлікова еквівалентна деформація, n – показник ступеня кривої зміцнення. Другий потенціал використовується в теорії повзучості геологічних структур [6] і має вигляд

$$\psi(s) = \frac{d_0 s_0}{n+1} \left(\frac{s}{s_0} \right)^{n+1}, \quad (9)$$

де s_0 – відлікове еквівалентне напруження, d_0 – відлікова швидкість еквівалентної деформації, n – показник ступеня кривої зміцнення.

Можна відзначити, що модель в'язкої рідини Ньютона отримується з (8) у разі $n = 1$, при цьому $\mu = s_0/3$ означає в'язкість середовища. Для лінійних геоматеріалів зсувна частина енергії є квадратичною за напруженнями, тобто

$$\psi(s) = \frac{1}{6\mu_0} s^2, \quad (10)$$

при цьому зсувний модуль пружності μ не залежить від рівня прикладених зовнішніх навантажень.

Для ізотропних багатокомпонентних геологічних середовищ [4] функція локальної щільності додаткової енергії $U(x, s)$ має вигляд

$$U(x, s) = \sum_{r=1}^n \chi_r(x) \psi_r(s), \quad (11)$$

де $\chi_r(x)$ – характеристичні функції відповідних областей Ω_r , займаних r фазами, x – вектор місця даної точки простору Ω . Тут ми припускаємо, що функції $\chi_r(x)$ є неперервними та опуклими, тобто

$$\psi_r(s) \geq 0 \quad \forall s, \quad \psi(0) = 0, \quad r = \overline{1, n}. \quad (12)$$

В цьому випадку вираз для ефективної додаткової енергії можна записати у формі

$$\bar{U}(\bar{s}) = \inf < U(x, s) >, \quad \bar{s} = < s >, \quad (13)$$

де кутові дужки означають об'ємний інтеграл від величини в дужках по області усереднювання Ω або комірці періодичності. І головна мета полягає в тому, щоб знайти можливо найбільш точні границі або наближення для ефективної додаткової енергії (13). Як наведено в роботі [8], функція ефективної додаткової енергії нелінійного нестисливого тіла відповідає нерівності

$$\bar{U}(\bar{s}) \geq \max_{[\mu_0]} \{ \bar{U}_0(\bar{s}) - \sum_{r=1}^n c_r v_r(\mu_r^0) \}, \quad \forall \mu_r^0 \quad (14)$$

де $\bar{U}(\bar{s})$ – функція ефективної додаткової енергії лінійного нестисливого тіла з модулем зсуву μ_r^0 , c_r об'ємні концентрації фаз, функції $v_r(\mu_r^0)$ знаходяться в результаті оптимізації співвідношень

$$\nu_r(\mu_r^0) = \sup_{\{\bar{s}\}} \left\{ \frac{1}{6\mu_r^0} \bar{s}^2 - \psi_r(\bar{s}) \right\}, \quad \forall \bar{s}, \quad r = \overline{1, n} \quad (15)$$

Слід зазначити також, що з математичної точки зору задача про деформацію нестисливого геологічного середовища і задача електропровідності [5] є вельми схожими. Фізичними константами у разі деформації є зсувні податливості середовища, а у разі електричного поля – константа електропровідності. Амплітуда електричного поля відповідає величині еквівалентних напружень Мізеса [6]. Тому за аналогією із розглянутою раніше задачею електропровідності [5] ми виходимо з того, що лінійному нестисливому геологічному середовищу властива енергія вигляду

$$\tilde{U}_0(\bar{s}) = \frac{1}{2\mu_0^e} \bar{s}^2, \quad (16)$$

де для варіанту двохкомпонентного середовища

$$(\mu_0^e)^{-1} = (\mu_{r0})^{-1} > -c_m c_i \frac{(a_m - a_i)^2}{c_i a_m + c_m a_i + 2Y_0/3}, \quad a = 1/\mu. \quad (17)$$

Тут Y_0 – є або константою, або ж функцією типу

$$Y_0 = \eta_i a_m + \eta_m a_i - c_m c_i \frac{(a_m - a_i)^2}{\eta_i a_m + \eta_m a_i + 3Z_0/2}, \quad (18)$$

$$\tilde{U}(\bar{s}) = \min_{\omega, \gamma} \left[c_1 \psi_1 \left[\bar{s} \sqrt{(1+c_i \omega)^2 + 2c_m \eta_1 \omega^2 (1+\eta_m \gamma^2)/3} \right] + c_m \psi_m \left[\bar{s} \sqrt{(1+c_i \omega)^2 + 2c_i \eta \omega^2 (1-\eta_1 \gamma^2)/3 + Bc_2 \eta_m \eta_1 \omega^2 \gamma^2} \right] \right] \quad (20)$$

Тут необхідно виконати процедуру оптимізації відносно двох параметрів $\omega \in (-\infty, +\infty)$ та $\gamma \in (-\infty, +\infty)$.

Якщо нелінійна функція додаткової енергії відносно проста, то процедуру оптимізації можна виконати аналітично. У загальному випадку необхідно використовувати чисельні методи оптимізації.

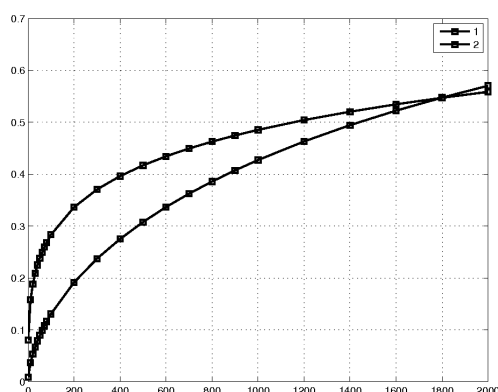


Рис. 1. Криві повзучості та зміна масштабних модулів повзучості геосередовища для двох варіантів флюїдонасиченості

Нестисливі включення рідини.

Розглянемо випадок, коли неоднорідності геосередовища обумовлені наявністю включень нестисливої рідкої фази, тобто потенціал має вигляд

$$\psi_i(s) = \begin{cases} 0, & s=0 \\ \infty, & s \neq 0 \end{cases} \quad (21)$$

У цьому важливому практично випадку права частина рівняння (20) набуває мінімального значення, якщо аргумент функції є рівним нулю, а саме

$$\bar{s} \sqrt{(1+c_i \omega)^2 + 2c_m \eta_2 \omega^2 (1+\eta_m \gamma^2)/3} = 0 \quad (22)$$

причому $\eta_m = (1-\eta_i) \in [0,1]$ є деяким фіксованим параметром, а Z_0 вводиться як ще одна стала. У формулах (17), (18) індекс m стосується утворюючого скелету геоструктури (матриці), індекс i – наповнювача (включення). Як і у випадку електропровідності [5], з виразу (13) можна отримати декілька відомих границь для ефективних властивостей лінійних нестисливих геологічних середовищ. Зокрема, границі Хашина-Штрікмана для зсувного модуля пружності отримуємо з (13) при $Y_0 = a_m$, а також $\eta_m = 1$ в рівняннях (16). Апроксимація Торкуато впливає з (18) при виборі параметра Z_0 у вигляді

$$Z_0 = a_m \frac{2-3\eta_i}{3(3-2\eta_i)} \quad (19)$$

Інша перевага лінійного матеріалу порівняння з ефективними властивостями (16) полягає в тому, що в цьому випадку межі (17) можуть бути значно спрощені, якщо скористатися процедурою, розробленою в [3, 4, 7]. Тоді для ефективної пружної енергії нелінійної ізоτροпної геосередовища отримуємо

Цим визначаються оптимальні значення параметрів $\omega = -1/c_m$; $\gamma = -1/\eta_m$.

Тоді енергія неоднорідного геосередовища має наближене значення

$$\tilde{U}(\bar{s}) = c_m \psi_m(\bar{s} \sqrt{\alpha_L}), \quad (24)$$

де параметр α_L задається виразом

$$\alpha_L = \frac{\eta_m + 2c_i/3 + Bc_2 \eta_1}{\eta_m c_m^2}. \quad (25)$$

Зокрема, якщо скелет геоструктури (матриця за термінологією композитних середовищ) має функцію енергії у вигляді (19), то її ефективна енергія відповідно до (25) може бути представлена виразом

$$\tilde{U}(\bar{s}) = \frac{c_m a_L}{6\mu_m} \bar{s}^2 + c_m \frac{s_0 e_0}{n+1} \left(\frac{\bar{s} \sqrt{\alpha_L}}{s_0} \right)^{n+1}. \quad (26)$$

Концентрація напруги на границі геологічного середовища з елементами тунелів.

Елементи будівельних конструкцій транспортного призначення вимагають особливо уважного ставлення до проблеми їхньої безпеки впродовж всього періоду експлуатації. Одним з варіантів розв'язання цієї проблеми є вивчення локальних особливостей напружено-деформованого стану в околиці виробки в нелінійному пружно-в'язкому гірському масиві [7].

Будемо вважати, що виробка має форму кругового циліндру, що дозволяє використовувати результати теорії Ешелбі [4]. Радіус циліндрового вироблення позначимо a . Використовуємо надалі процедуру умовного статистичного усереднювання із залученням гіпотези еквівалентного поля деформацій [7], в якому розташована виробка, що розглядається в даному випадку як неоднорідність в еквівалентному геологічному середовищі

$$\langle e(x) | X^a \rangle = - \sum_{b=1}^n \Gamma(x-y)^* \langle \tau(y) + t(y) | X^a, X^b \rangle = 0. \quad (27)$$

Тут X^a – реалізація випадкового поля, що описує взаємне розташування неоднородностей, в якому точка

x є центром спостереження, X^b – всі можливі реалізації випадкового поля. Еквівалентне поле деформацій

$\bar{e}^b(y | X^a X^b)$ являє собою деформований стан в точці x при реалізації випадкового розташування неоднорідностей $X^a \cap X^b$. Відповідно до теореми Ешелбі існують сталі тензори четвертого B^i і другого C^i рангів такі, що

$$\sigma^i(x) = B^i \bar{\sigma}^i(x) + C^i(x) \quad (28)$$

Тут

$$B^i = (1 - p^i M)^{-1}, \quad C^i = -(m + Q_i^{-1})^{-1} h_i^i$$

$$p^i = -E(1 + g * E). \quad (29)$$

Тензори p^i виражаються через добре відомий [2] тензор Ешелбі S , який визначає актуальні, дійсні "стиснені" деформації включення e^c через "вільні від напружень" деформації трансформації e^T включення [4] до поєднання його форми з формою області виробки Ω_l , а саме

$$E_{ijkl} = \frac{1}{2} (\delta_{ik} \eta_{jl} + \delta_{jk} \eta_{il} + \delta_{il} \eta_{jk} + \delta_{jl} \eta_{ik}) - \eta_{ijkl},$$

$$F_{ijkl} = \frac{1}{2} (\xi_{ik} \xi_{jl} + \xi_{jk} \xi_{il}) \eta_{ij} \eta_{kl}, \quad \eta_{ijkl} = \eta_{ij} \eta_{kl}; \quad \xi_{ij} = \delta_{ij} - \eta_{ij}, \quad (33)$$

тут δ_{ij} – дельта Кронекера. Сума тензорів $E(n)$ і $F(n)$ являє собою одиничний симетричний тензор

$$E(n) + F(n) = I$$

За допомогою цих тензорів напруження σ та деформації e на поверхні S можна розкласти на нормальні σ^E, e^E та тангенціальні σ^F, e^F складові

$$\sigma_{ij}^E = E_{ijkl} \sigma_{kl}; \quad \sigma_{ij}^F = F_{ijkl} \sigma_{kl}, \quad (34)$$

$$e_{ij}^E = E_{ijkl} e_{kl}; \quad e_{ij}^F = F_{ijkl} e_{kl},$$

тоді на границі розділення включення – матриця виконуються очевидні умови

$$E(\sigma^i - \sigma^m) = 0; \quad F(e^i - e^m) = 0.$$

Тут під добутком тензорів розуміється їхнє згортання за парою індексів. Верхній індекс означає належність компоненту, при цьому для певності будемо вважати, що індекс i відповідає включенню (виробці), m – скелету геосередовища. Використовуючи вирази напруження та деформації на зовнішній стороні поверхні (тобто на контурі виробки), знаходимо їх із співвідношень

$$\sigma^m = L^m (e^{Fi} + e^{Em}), \quad e^m = M^m (\sigma^{Ei} + \sigma^{Fm}), \quad (35)$$

де L^m – тензор пружних модулів; M^m – тензор пружних податливостей скелету геологічного середовища. В результаті дій на рівняння (35) операторами E, F отримуємо

$$\sigma^{Ei} = EL^m (e^{Fi} + e^{Em}), \quad e^{Fi} = FM^m (\sigma^{Ei} + \sigma^{Fm}), \quad (36)$$

з цього після розділення напруг та деформацій матриці та включень випливає

$$e^m = A(n) (\sigma^i - L^m e^{Fi}), \quad \sigma^m = B(n) (e^i - M^m \sigma^{Ei}). \quad (37)$$

$$\text{Тут } A(n) = (EL^m E)^{-1} E, \quad B(n) = (FM^m F)^{-1} F. \quad (38)$$

Перегрупувавши члени в рівняннях (37) та взявши до уваги структуру операторів, визначимо величину стрибків напружень та деформацій на поверхні

$$e^m - e^i = A(\sigma^i - L^m e^i); \quad \sigma^m - \sigma^i = B(e^i - M^m \sigma^i). \quad (39)$$

Таким чином, формулами (39) напружено-деформований стан на зовнішній поверхні S_+ (в ске-

$$S = 1 + G_p, \quad G = E^{-1}, \quad S = -gE. \quad (30)$$

Якщо σ^0 – задане на віддаленій границі $\partial\Omega$ напруження, то використовуючи введений в [7] тензор Q , деформації включення e^l будуть пов'язані з σ^0 співвідношенням

$$\sigma^0 = Q e_0^l \quad (31)$$

При цьому

$$Q = E(1 + gE). \quad (32)$$

Розглянемо поверхню S , що розділяє області, зайняті одним з конструктивних підкріплюючих елементів тунелю і геосередовищем. Нехай $P(S)$ – довільна точка цієї поверхні, в якій заданий вектор зовнішньої одиничної нормалі n . Використовуємо надалі тензори на поверхні $E(n)$ і $F(n)$, що визначені в точці співвідношеннями

леті-матриці) повністю визначено через напруження та деформації на її внутрішній поверхні S_- (у включеннях) за допомогою операторів $A(n), B(n)$. Співвідношення (39) мають буди еквівалентними при додатковій та природній умові $M = L^{-1}$ б тому оператори A та B пов'язані рівностями

$$L^m A + B M^m = A L^m + M^m B = I. \quad (40)$$

У випадку, якщо геологічне середовище є ізотропним, то вирази помітно спрощуються та можуть бути представлені у вигляді

$$A_{ijkl} = (2G_m)^{-1} \left(E_{ijkl} - \frac{\nu_m}{1 - \nu_m} \eta_i \eta_j \eta_k \eta_l \right);$$

$$B_{ijkl} = 2G_m \left(F_{ijkl} - \frac{\nu_m}{1 - \nu_m} \xi_{ij} \xi_{kl} \right), \quad (41)$$

де G_m, ν_m – модуль зсуву та коефіцієнт Пуассона геосередовища.

Як приклад розглянуто зону технологічного підкріплення тунелів метрополітену: однорідний масив, що включає стохастично розташовані включення рідкої фази. Прогнозовані параметри еволюції напруженого стану навколо тунелю знаходяться у 10 % довірчому інтервалі та відповідають експериментальним спостереженням, проведеним на різних ділянках метро в м. Києві.

1. Вижева С.А. Геофізичний моніторинг ПНО. – К., 2005.
2. Вижева С.А., Маслов Б.П., Продайвода Г.Т. Эффективные упругие свойства нелинейных многоканальных геологических сред // Геофиз. журнал. – 2005. – №6, 27. – С.86-96.
3. Маслов Б.П. Концентрация напряжений возле включений в упруго-вязком материале при двумерном статическом нагружении // Вісник Дон. ун-ту. Природні науки. – 2006. – №1. – С.102-105.
4. Маслов Б.П., Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Новый метод математического моделирования процессов разрушения в литосфере // Геоинформатика. – 2006. – 4, №3. – С.53-61.
5. Маслов Б.П., Продайвода Г.Т., Рева М.В. Идентификация та оцінка достовірності визначальних параметрів електромагнітного поля у геологічних середовищах складної структури // Вісник Київського університету. Геологія. – 2008. – №3.
6. Теркот Д., Шуберт Дж. Геологические приложения физики сплошных сред. – М., 1985.
7. Maslov B.P. Thermal-stress concentration near inclusions in viscoelastic random composites // Journal of Engineering Mathematics. – 2008. – 61. P.339-355.
8. Talbot D.R.S., Willis J.R. Bounds for the effective constitutive relation of a nonlinear composite // Proc. R. Soc. Lond. – 2004. – P. 2705-2723.

Надійшла до редколегії 07.10.08

УДК 550.89

О. Іванік, докторант, В. Шевчук, зав. каф., В. Горбань, ст. наук. співроб.

АНАЛІЗ ТА ОЦІНКА ВПЛИВУ ДЕЯКИХ НЕБЕЗПЕЧНИХ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ НА МОРСЬКІ ТРУБОПРОВОДИ

Визначено небезпечні геологічні процеси, що призводять до порушення динамічної рівноваги у системі "геологічне середовище – трубопровід" в межах морського шельфу. Навантаження на трубу істотно впливають на стійкість, міцність та надійність трубопроводу, вони залежать від положення трубопроводу на морському дні і визначаються пружнопластичними деформаціями ґрунту та гідродинамічними силами. Розрахунки впливів геологічного середовища необхідні для визначення стійкості циліндричних оболонок при дії зовнішнього тиску та згину.

Geological hazards distorting the balance in the system "geological environment–pipeline" in the offshore zones are defined. It is proved that the loads and influences depend on the pipe location on the sea bottom. They characterized by the elastic-plastic strain of the soil and hydrodynamic forces. Calculations of these effects are belong to the theory of stability of secluded cylindrical shell.

Вступ та постановка проблеми. Успішне освоєння вуглеводневих родовищ шельфу та континентального схилу пов'язане з широким використанням морських трубопроводів. Вони є складними природно-техногенними системами, функціонування яких знаходиться у прямій залежності від природних умов на морському шельфі як при їх укладці на дні, так і при експлуатації. У зв'язку з вартістю та унікальністю таких систем необхідні розробки спеціальних методів та засобів їх надійної експлуатації, що враховують їх відмінність від сухопутних трубопроводів. Функціонування морських трубопроводів повинне відповідати певному рівню безпеки персоналу та населення на суміжних територіях, а також екологічної безпеки.

Негативні впливи на трубопровідні системи враховуються на стадії їх проектування та будівництва і залежать, перш за все, від природних особливостей морських акваторій, а також пов'язані із глибиною прокладання, протяжністю, наявністю додаткових статичних та динамічних навантажень. При виборі траси морського трубопроводу враховують (поряд з іншими впливами) вплив геологічного середовища на ці техногенні споруди, пов'язаний, в першу чергу, з сейсмічною активністю і можливою просадкою ґрунту, а також з рельєфом морського дна, гідродинамічними процесами (хвилі та течії), структурою придонних потоків (наприклад, у випадку суспензійних потоків). Особливо важливими для поведінки трубопроводу є параметри міцності ґрунту на зсув і відповідні модулі деформації. Необхідно враховувати також властивості ґрунту (густину, вологість, межу текучості та пластичності, гранулометричний склад тощо). Проектувальні розробки повинні враховувати спосіб укладки трубопроводу на морське дно, дію зовнішнього тиску, більшу (у порівнянні із сухопутними трубопроводами) вразливість до змін початкового положення у процесі експлуатації тощо [7].

Згідно з класифікацією навантажень та впливів на морські трубопроводи [7], можна виділити, зокрема, дію вітру і льодових полів, гідродинамічні сили від хвиль та придонних течій. В окремий клас виділяються навантаження іншого характеру: внутрішній тиск в трубопроводі, вага погонного метру трубопроводу, зовнішній гідростатичний тиск, температура продукту, вага засипки та захисних конструкцій, сили, пов'язані з залишковими деформаціями внаслідок усадок ґрунту та особливостями будівництва, зокрема силами натягу при монтажі трубопроводу та динамічними навантаженнями внаслідок переміщення судна-трубоукладника.

На попередніх стадіях проектування та будівництва розрахунки ґрунтуються на якісних оцінках впливу всього комплексу несприятливих природних факторів на морські трубопровідні системи. При аналізі режиму експлуатації з'ясовано, що в стаціонарних режимах функціонування трубопроводів вплив геологічного середовища незначний, однак ризики неконтрольованої поведінки системи геологічне середовище-трубопровід із

реальними загрозами його руйнування залишаються. Для виявлення небезпечних геологічних процесів у межах трас магістральних трубопроводів проводяться спеціальні роботи по обстеженню дна, придонних течій та технічного стану устаткування. Регулярне обстеження морських трубопроводів дозволяє виявляти наноси і насипи ґрунту, занурення трубопроводу в ґрунт, розмиви ґрунту, що зумовлюють провисання окремих ділянок труби, утворення вигинів і зрушень труби в придонному потоці, зминання і деформації оболонки труби, ушкодження та втрати погонної ізоляції, витоків струмів катодного захисту. Дія цих факторів призводить до зміни напружено-деформованого стану ділянок трубопроводу, втрати його стійкості та ін. Так, наприклад, для трубопровідних систем, прокладених на дні Чорного моря, найнебезпечнішими чинниками є значна батиметрична диференціація морського дна, що часто викликає "провисання" труби, зокрема, при перетині ущелин, каньйонів та інших нерівностей рельєфу, які утворюються внаслідок ерозійних процесів та розмиву ґрунту під трубопроводом, а також зміщення трубопроводу під впливом підводних зсувів та суспензійних потоків.

На довговічність та експлуатаційні характеристики трубопроводів негативно впливають вібрації вільних прольотів труби, викликані придонними течіями, та корозійні процеси. Відомі результати діагностичних обстежень підводних трубопроводів підтверджують значну роль геологічного середовища. При розробці технологічних схем та регламенту проведення моніторингу технічного стану трубопроводу необхідно враховувати те, що різні ділянки труби знаходяться у різних геолого-геоморфологічних умовах.

Таким чином, головні чинники впливу геологічного середовища на морські трубопровідні системи, що приурочені до складно-побудованих геологічних структур, наступні:

- напороструктурний план морського дна та його зміни вздовж нитки трубопроводу;
- батиметрична диференціація морського дна, у тому числі наявність морфологічних комплексів рельєфу, таких, як каньйони, ущелини, промоїни тощо;
- складна літолого-фаціальна структура та відповідні фізико-механічні властивості донних осадків;
- морфолітодинамічні процеси на морському дні у різних батиметричних зонах;
- вплив екзогенних геологічних процесів, пов'язаних як з гравітаційними, так і з гідрогенними чинниками;
- сейсмічність.

У зв'язку з вищевикладеним, моделювання екстремальних впливів геологічного середовища на трубопровід потребує оцінки та аналізу впливу цих процесів на функціонування трубопровідних систем.

Вплив геологічного середовища на морські трубопровідні транспортні системи. Визначення зовнішніх факторів і відповідних сил, що діють на підводний

трубопровод, залежить від його положення на морському дні. При заглибленому положенні трубопроводу, засипці його ґрунтом та переміщеннях дна напружено-деформований стан трубопроводу визначається пружнопластичними деформаціями ґрунту (відповідні методи розрахунку можна знайти, наприклад, в роботах П.П. Бородавкіна [1-3]).

У випадку положення трубопроводу на дні або поблизу дна трубопровод обтікається придонним потоком, а його деформації зумовлені гідродинамічними силами.

Метою даних досліджень є оцінка впливу гідродинамічних чинників на трубопроводні системи. Вплив течій (як хвильових, так і придонних) на трубопроводи, прокладені на морському дні, призводить до розмиву ґрунту. Відомі випадки розмиву трубопроводів на ділянках завдовжки до 600 м.

Вплив течій на трубопроводи відрізняється від впливу на елементи опорних основ морських споруд. Це зумовлено положенням трубопроводів безпосередньо на межі розділу вода – ґрунт. Придонні течії характеризуються високим рівнем турбулентності. Область турбулентного руху займає відносно невелику за глибиною зону і може не враховуватися при розрахунках вертикальних елементів, але відіграє важливу роль при розрахунках стійкості труб, прокладених на морському дні.

Експериментальні дослідження дають наближену залежність для швидкості поблизу дна [10]:

$$v = v_1 (\bar{z}/\bar{z}_1)^{1/7},$$

де v та v_1 – швидкості потоку на відстанях від дна $\bar{z}$ та $\bar{z}_1$ відповідно. Якщо, наприклад, на відстані від дна $\bar{z}_1 = 12$ м заміряна швидкість $v_1 = 2$ м/с, то в межах висоти трубопроводу діаметром 1,2 м, прокладеного безпосередньо на дні, швидкість буде змінюватись від 0 до 1,65 м/с.

Горизонтальне навантаження на одиницю довжини трубопроводів, розташованих біля дна, може бути визначено за експериментально отриманою залежністю [10]:

$$p_{\Gamma\Gamma} = 0,5 c_{\Gamma} \rho v_{\text{еф}}^2 D,$$

де c_{Γ} – коефіцієнт опору, який залежить не тільки від числа Рейнольдса та шорсткості циліндру, а і від зазору між дном і циліндром. Тут ρ – густина води або щільність багатофазної суміші, що складається з води, піску та уламків порід, яка зазнає руху біля дна. Експерименти продемонстрували, що при розташуванні трубопроводу безпосередньо на дні коефіцієнт c_{Γ} на 25-30 % більше $c_x = 1,2$. При зазорі, що дорівнює діаметру трубопроводу, обидва коефіцієнти практично однакові; величина $v_{\text{еф}}$ – ефективна швидкість в придонній області, що визначається за формулою

$$v_{\text{еф}}^2 = (7/9) v_1^2 (D/\bar{z}_1)^{2/7}.$$

Розподіл тиску по поверхні циліндра, розташованого біля дна, асиметричний відносно горизонтальної осі. Розрідження, що утворюється на верхній поверхні циліндру, викликає появу рівнодіючої тиску, направленої вгору. Значення цієї рівнодіючої, що припадає на одиницю довжини циліндра, оцінюють за формулою

$$p_B = 0,5 c_B \rho v_{\text{зф}}^2 D.$$

Якщо трубопровод розташований на певній віддалі від дна, то відповідно до теорії ідеальної рідини швидкість у зазорі повинна значно зростати (згідно із законом Бернуллі збільшення швидкості супроводжується зменшенням тиску). Таким чином, в ідеальній рідині під циліндром може виникнути розрідження і рівнодіюча тиску матиме складову, направлену вниз. У реальних

потоках такі ефекти спостерігаються при малій товщині пограничного шару [4, 5] (наприклад, в потоках газу). В придонних потоках вертикальні сили на трубу зазвичай діють вгору (відривають трубу від дна). Це пояснюється тим, що при обтіканні циліндру на дні розрідження виникає тільки зверху, що створює вертикальну силу, направлену вгору, яка за певних умов може відірвати циліндр від дна. Ця сила не зникає і після відриву тіла від дна, а лише слабшає та поступово зменшується по мірі віддалення від границі потоку, обертається на нуль на відстані, при якій обтікання стає симетричним.

На величину і напрямок вертикальної сили істотно впливає шорсткість дна. Залежність коефіцієнта c_B вертикальної гідродинамічної сили від зазору і ступеня шорсткості дна і циліндру приведена на рис. 1 [10]. При зазорі $l > 0,5D$ значення коефіцієнту c_B наближається до нуля. При значній шорсткості циліндра можливі відносно невеликі від'ємні значення c_B (гідродинамічна сила спрямована вниз).

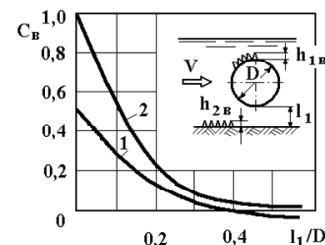


Рис. 1. Залежність коефіцієнта c_B від зазору і ступеня шорсткості дна і циліндру, за [10]

$$1 - \frac{h_{1B}}{D} = \frac{h_{2B}}{D} = 0.2; \quad 2 - \frac{h_B}{D} = \frac{h_{2B}}{D} = \frac{1}{30}$$

Вплив шорсткості донної поверхні на вертикальні сили, що діють на трубу, яка лежить на дні, докладно проаналізовано в роботі [11]. Тут наведено результати експериментів для циліндра в пристінному потоці. Шорсткість донної поверхні моделювалась піском різних фракцій, гравієм та галькою. При великій шорсткості донної поверхні (зокрема, у випадку гальки) виникають гідродинамічні сили, направлені вниз (до дна).

Вплив зазору $\bar{h} = h/d$ на гідродинамічні коефіцієнти c_{Γ} і c_B (h – зазор між циліндром та дном; d – діаметр циліндру) можна визначити за емпіричною формулою [4]

$$c_{\Gamma} = c_{\Gamma_{\bar{h} \rightarrow \infty}} + \frac{1}{3 + 10\bar{h}};$$

$$c_B = \frac{1}{1,25 + 3,5\bar{h}}.$$

Окрім стаціонарних (осереднених по часові), на трубу діють також нестаціонарні гідродинамічні сили, зумовлені формуванням вихорів за конструкцією. Вони досягають великих значень при малих зазорах та у випадках, коли труба розташована в придонному потоці з високим рівнем турбулентності, наприклад, над нерівним дном з істотною шорсткістю (гравій, галька) [11]. Вібрація трубопроводу істотно погіршує його експлуатаційні характеристики, надійність та довговічність [10]. Запобігти вібрації вдається при укладці труби в спеціальну траншею на дні. Для зменшення вібрації трубопроводів встановлюють інтерцептори, які істотно зменшують кореляцію відриву вихорів по довжині і відповідно зменшують нестаціонарні гідродинамічні сили, що викликають вібрацію. Зокрема, для подолання вібрації використовують спойлери, додаткові швелери,

кріпильні деталі, інші надбудови на поверхні труби. Вплив цих деталей на стаціонарні значення гідродинамічних коефіцієнтів опору c_x і вертикальної сили c_y є істотним [4, 10].

На рис. 2 наведені експериментальні значення коефіцієнтів c_x і c_y для круглого циліндру з інтерцепто-

ром, що обтікається потоком (дослідження виконані в аеродинамічній трубці при швидкостях потоку 5–40 м/сек) [4]. Паралельно твірній на циліндрі була встановлена швелерна балка. Вектор швидкості потоку перпендикулярний до осі труби.

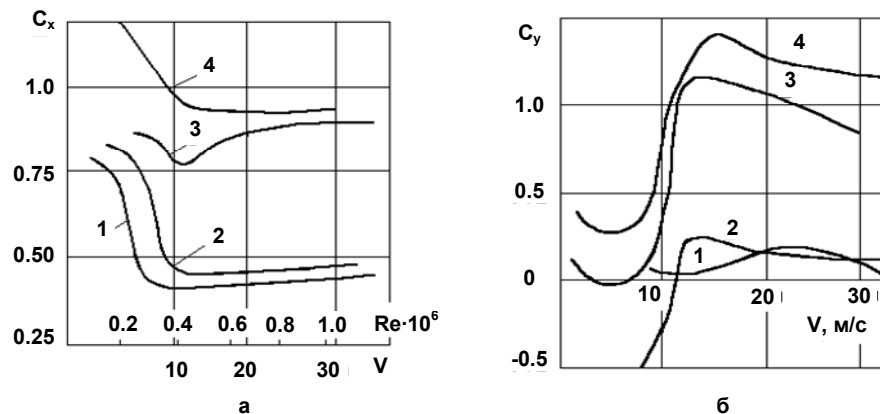


Рис 2. Значення гідродинамічних коефіцієнтів c_x і c_y для труби з швелером, за [4].

а: 1 – $\theta = 0$, 2 – труба без швелера, 3 – $\theta = \pi/2$, 4 – $\theta = \pi/3$;

б: 1 – $\theta = 0$, 2 – $\theta = \pi/6$, 3 – $\theta = \pi/3$, 4 – $\theta = \pi/2$.

Розмиваюча дія течій. Процес розмиву, що характерний для піщаних донних осадків, полягає у винесенні частинок осаду системою вихрових потоків, що виникають при взаємодії течії зі спорудою і дном. Зі збільшенням інтенсивності турбулентних вихорів зростає імовірність розмиву конструкції (особливо при наявності зазору між трубою і дном). Процес розмиву супроводжується зсувом труби в заглиблення, що формується внаслідок розмиву [8, 9, 10]. Далі, зазвичай, труба заноситься піском, дно приймає конфігурацію, при якій інтенсивні вихори не утворюються. При зростанні швидкості придонної течії конструкція може бути розмита знову.

На великих глибинах розмив викликають в основному морські течії. На середніх і малих глибинах істотно впливають хвилі, які турбулізують потік в пристінній області (періодичний характер хвильового руху води сприяє ослабленню структурних зв'язків донного ґрунту).

Існує два головні способи попередження розмиву ґрунту: вибір конструкції фундаменту, що виключає можливість утворення значних циркуляцій води, і спеціальний захист морського дна від розмиву, укладка труби в траншею та її захист спеціальною засипкою. Питання про доцільність заглиблення підводної лінії вирішується з урахуванням надійності та безаварійності роботи споруди впродовж періоду експлуатації і згідно з будівельними і експлуатаційними затратами. Умови експлуатації підводного трубопроводу, заглибленого в дно нижче за граничний профіль розмиву, досить сприятливі. На таку систему не впливатимуть гідродинамічні навантаження, окрім сил, зумовлених зовнішнім та внутрішнім тиском, а також перепадом температур. Збільшується також стійкість труби до корозії. Недоліком таких технологій є складність проведення ремонтних робіт, а також велика залежність від нестаціонарних геологічних процесів, зокрема, пов'язаних з підводними зсувами, формуванням придонних грязьових потоків, тектонічними процесами.

Якщо трубопровід розташовується на дні (або з зазором над дном), зниженню швидкості обтікання труби сприяють огорожі, бетонні блоки і плити, відсіпка з каменю або гравію. В умовах прокладки труб на піщаному дні можна використати явище самозаглиблення [10,

11], коли при укладці труба розташовується біля дна з певним невеликим зазором, а далі, внаслідок розмиву дна під нею, труба зміщується в утворене заглиблення і заноситься піском (прикладом успішного застосування такої технології є експлуатація трубопроводу, прокладеного в датському секторі Північного моря).

Поперечні деформації підводного трубопроводу, зумовлені геологічними процесами та дією гідродинамічних сил в придонному потоці, необхідно враховувати на стадії попереднього проектування [7]. В розрахунках міцності та стійкості труби поряд з дією зовнішнього тиску слід враховувати також поперечний згин труби. До небезпечних ситуацій може привести провисання ділянки трубопроводу над морським дном та перегин нитки трубопроводу біля дна.

Місцева нестійкість морського трубопроводу (зокрема, газопроводу) пов'язана перш за все з дією великого зовнішнього гідростатичного тиску (колапс труби). Коли зовнішній гідростатичний тиск перевищує внутрішній, умови стійкості (для поперечного перетину труби) запи-суються у вигляді:

$$(p_e - p_i) \leq k_0 p_{cr},$$

де p_e – зовнішній гідростатичний тиск; p_i – внутрішній тиск; p_{cr} – критичний зовнішній тиск при зминанні (колапсу) труби; k_0 – коефіцієнт, що враховує овальність перетинів труб і дорівнює 0,7 для безшовних труб та 0,6 для труб, що зазнають холодного експандування [6, 7].

При дії зовнішнього тиску та згину умови місцевої стійкості визначаються з відношення:

$$\frac{(p_e - p_i)}{p_{cr}} + \frac{\varepsilon}{\varepsilon_b} \leq g$$

де ε – деформація згину в трубопроводі, ε_b – деформація згину, що відповідає місцевому зім'яттю стінки трубопроводу при чистому згині; g – понижуючий коефіцієнт, що враховує початкову овальність перетинів труб. В основі умови недопущення місцевого зім'яття лежить теорія стійкості замкнених кругових циліндричних оболонок при дії зовнішнього тиску та згину.

Висновки. При оцінці впливу геологічного середовища на трубопровідні системи необхідно враховувати гідродинамічні навантаження на трубу біля дна та процеси, які порушують рівновагу системи "геологічне середовище – трубопровід". Вони істотно залежать від положення трубопроводу на морському дні і визначаються пружнопластичними деформаціями ґрунту та величиною гідродинамічних сил. На стадіях попереднього проектування та експлуатації необхідним є врахування поперечних деформацій підводного трубопроводу, зумовлених геологічними процесами та дією гідродинамічних сил. Оцінки цих впливів необхідні для визначення стійкості труби як замкненої кругової циліндричної оболонки при дії зовнішнього тиску та згину.

1. *Бородавкін П.П.* Механіка ґрунтів в трубопроводному будівництві. – М., 1976. 2. *Бородавкін П.П., Березин В.М.* Сооружение магистральных трубопроводов. – М., 1987. 3. *Бородавкін П.П., Синюков А.М.*

Прочность магистральных трубопроводов. – М., 1984. 4. *Девнин С.И.* Аэрогидромеханика плохобтекаемых конструкций: Справочник. – Л., 1983. 5. *Диковская Н.Д.* Экспериментальное и численное исследование поперечного обтекания цилиндра вблизи плоского экрана // Автореф. диссертации на соискание уч. степени канд-та техн. наук. – Новосибирск, 1990. 6. *Мансуров М.Н., Черный В.П.* Методы расчета морских трубопроводов на прочность и устойчивость // Газовая промышленность. – 2005. – №2. – С. 47-51. 7. *Мансуров М.Н., Черный В.П.* Современные методы проектирования морских трубопроводов // Газовая промышленность. – 2005. – №2. – С. 43-46. 8. *Россинский К.И., Арбулиева К.М.* Обтекание тел в турбулентном потоке вблизи твердой поверхности // Водные ресурсы. – 1977. – № 6. – С.156-167. 9. *Россинский К.И., Любимирова К.С.* Основные закономерности движения речных наносов // Водные ресурсы. – 1972. – №2 (132). – С.132-141. 10. *Симаков Г.В., Шхинек К.Н., Смелов В.А., Марченко Д.В., Храпатый Н.Г.* Морские гидротехнические сооружения на континентальном шельфе. – Л., 1989. 11. *Сребнюк С.М., Молодориц А.Н., Горбань В.А., Забора В.В.* Экспериментальные исследования отрывного обтекания цилиндра вблизи плоского шероховатого экрана // Совершенствование средств и методов экспериментальной гидромеханики судна для развития научного прогресса в судостроении. – Л., 1988. – С.138-139.

Надійшла до редколегії 27.09.08

ЮВІЛЕЇ

ЛУКІЄНКО ОЛЕКСАНДР ІВАНОВИЧ
(До 70-річчя від дня народження)

Колектив геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка та геологічна громадськість відзначила 70 років від дня народження відомого вченого, геолога-структурщика, педагога, доктора геолого-мінералогічних наук, професора Олександра Івановича Лукієнка.



О.І. Лукієнко народився 28 лютого 1939 р в селищі Артем Шахтинського району Ростовської області в родині залізничника. В тому ж році його батьки переїхали на Західну Україну. Там, на Івано-Франківщині та Закарпатті, пройшли його дитинство і юність.

Трудову діяльність О.І Лукієнко розпочав оператором по видобутку нафти на Долинському нафтопромислі в Івано-Франківській області. Це вплинуло на подальший вибір професії на все життя – дослідника надр. У 1958-63 рр він навчався на геологічному факультеті Львівського державного університету ім. Івана Франка. Після закінчення цього закладу з власної ініціативи поїхав на Крайній Північний Схід. Там, на Колімі, й відбулося його перше становлення як геолога. Але цей початок був перерваний двохрічною службою в Радянській Армії (1963-65 рр). Після закінчення служби, бажаючи розширити свій геологічний світогляд, він поїхав до Казахстану – регіону з унікальною геологічною будовою. Планував затриматись в Казахстані на декілька років, а вийшло майже на тридцять! У цьому краї він одружився й там народилися його діти.

Перші одинадцять років у Казахстані працював на виробництві в об'єднанні "Волковгеологія" геологом, начальником загону, старшим геологом партії. В ці ж роки виявилась його зацікавленість структурно-петрологічними дослідженнями. Результати цих досліджень згодом було покладено в основу кандидатської дисертації **"Тектономагматизм горь Кендыктас"** (її зміст висвітлено в монографії **"Геология и металлогения Чу-Илийского региона". Т.1, 1980**).

У 1975 р О.І. Лукієнко вступив до заочної аспірантури Інституту геологічних наук АН КазРСП імені К.І. Сатпаєва, до уже відомого на той час ученого-тектоніста Є.І. Паталахи, а в 1976 р почав працювати у цьому науковому закладі (на посаді старшого інженера, а згодом – старшого наукового співробітника). Його перехід співпав із формуванням у цій науковій установі потужної наукової школи (під керівництвом названого вченого) генетичних напрямків морфологічної тектоніки та з розробки методології структурного аналізу на парагенетичній основі – *тектонофаціального аналізу*, що враховує реологічні властивості геологічних середовищ та якісно-кількісні характеристики дислокаційних перетворень гірських порід. О.І. Лукієнко активно підключився до досліджень за відзначеними напрямками і став одним із провідних розробників мезо- та мікродислокаційних аспектів тектонофаціального аналізу. Крім того, за його активної участі на основі цього аналізу було ідентифіковано й типізовано низку речовинно-структурних утворень, що потребували довивчення. Це – в'язкі розломи, вторинні моноклінали, в'язкі протрузії, складки ламінарної течії та інші. Велику увагу при цьому О.І. Лукієнко приділяв (і робить це й сьогодні) подальшому вивченню й розробці критеріїв діагностики малих та середніх структурних форм: кліважу, певних типів тектонічної сланцюватості, гнейсуватості, смугастості тощо. Важливе місце у його науковій діяльності посідають питання, які стосуються механізмів та синергетики зсувної (тектонічної) течії гірських порід. Результати цих досліджень знайшли висвітлення в докторській дисертації **"Тектонофации складчатых сооружений палеозойд Казахстана"** (1994 р) та в серії публікацій, у тому числі й у монографіях: **"Тектонофации мезозоны (Атлас микроструктур) (1987)"**, **"Тектонофаціальний аналіз и его роль в геологии, металлогении и геофизике"** (1989).

У 1994 р О.І. Лукієнко повернувся в Україну. Впродовж двох років працював на посаді провідного наукового співробітника у Відділенні морської геології НАНУ, займаючись дослідженням тектонофаціальних структур Криму та Кривбасу. У цей же період у співавторстві з Є.І. Паталахою і В.В. Гончаром було підготовлено й опубліковано монографію **"Тектонические потоки как основа понимания геологических структур"** (1996), яка стала підсумком багаторічних тектонофаціальних досліджень, розпочатих у Казахстані і продовжених в Україні. У цій роботі геологічній спільноті було представлено науково обгрунтовану концепцію *тектонічного потоку* як ініціатора й організатора структурної перебудови літосфери. Було показано, що такий потік змінює свою структуру по вертикалі, й у верхніх горизонтах літосфери реалізується як зсувна течія порід по розломах.

З 1996 р і до сьогодні О.І. Лукієнко працює на геологічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка, обіймаючи посаду завідувача кафедри загальної та історичної геології (1997–2004 рр), професора цієї кафедри (1996 р та 2004–2007 рр) і в теперішній час – професора-консультанта геологічного факультету. В університеті він активно включився у викладацький процес і заслужено став одним із провідних професорів геологічного факультету. Реалізуючи ґрунтовні знання та свій потужний науковий і виробничий досвід, він створив навчальний посібник **"Морфологічна тектоніка (на тектонофаціальній основі)"** (2001) та підручники **"Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу"** (2002) і **"Структурна геологія"** (2008). За підручник "Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу" професора О.І. Лукієнка нагороджено премією імені Тараса Шевченка Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Паралельно з навчальним процесом О.І. Лукієнко продовжує займатися науковими дослідженнями в області морфологічної тектоніки та розробки тектонофаціальних методологій структурного картування, застосованих до гранітно-метаморфічних комплексів Українського щита. За результатом цих досліджень було визначено форми залягання та структурну (тектонофаціальну) організацію гранулітових метаморфічних утворень Українського щита та визначено механізми й фактори формування такої організації. Ці результати висвітлено в монографії **"Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита"** (2008).

Загалом виробничі, наукові та навчальні напрацювання О.І. Лукієнка знайшли висвітлення у 140 рукописних, друкованих та навчально-методичних працях й у тому числі у семи монографіях, двох підручниках та навчальному посібнику.

О.І. Лукієнко активно займається підготовкою наукових та педагогічних кадрів. За відзначений "університетський" період він підготував чотирьох кандидатів наук і продовжує продуктивно працювати з аспірантами.

Важливе місце в діяльності професора О.І. Лукієнка має громадська діяльність. Він є членом Спеціалізованої ради із захисту кандидатських та докторських дисертацій, членом експертної комісії ВАК України, членом редколегії журналу "Вісник Київського університету. Серія Геологія".

За вагомі успіхи та здобутки у науковій та педагогічній діяльності О.І. Лукієнка нагороджено срібною медаллю "За заслуги" Спілки геологів України та медаллю ім. В.І. Лучицького "За заслуги у розвідці надр" Державної геологічної служби України.

У день ювілею бажаємо Вам, шановний Олександр Івановичу, міцного здоров'я, щастя, невтомності, творчої наснаги і плідної наукової й педагогічної діяльності та здійснення ваших планів!

Редколегія журналу

Наукове видання

ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОЛОГІЯ
Випуск 47

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 29.05.09. Формат 60х84^{1/8}. Вид. № 101. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 10,3. Обл.-вид. арк. 10,0. Зам. № 29-4849.

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