

ISSN 1682-721X

МІНЕРАЛЬНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ



НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ 2'2013

МІНЕРАЛЬНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ
науковий журнал,
виходить 4 рази на рік,
червень, 2013 р.
Видається з 01.03.1994 р.

УДК 55(477)(051)
ББК 26.3(4УКР)Я5
М61

ЗАСНОВНИКИ:
Державна служба геології та надр
України, Український державний
геологорозвідувальний інститут

Зареєстровано у Державній
реєстраційній службі України,
свідоцтво про державну реєстрацію
серія КВ № 19022-7902ПР від
05.06.2012 р.

ГОЛОВНИЙ РЕДАКТОР:
Валерій Олексійович Дудінов

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ:
Сергій Володимирович Гошовський
(заст. головного редактора)
Михайло Валентинович Гейченко
(заст. головного редактора)
Світлана Олексіївна Некрасова
(відповідальний секретар)
Олександр Борисович Бобров
Юрій Іванович Войтенко
Петро Федосійович Гожик
Іван Гаврилович Зезекало
Леонід Васильович Ісаков
Михайло Васильович Кочкур
Михайло Дмитрович Красножон
Євстахій Іванович Крижанівський
Ярослав Григорович Лазарук
Олександр Іванович Левченко
Георгій Григорович Лютий
Олена Ігорівна Ляшенко
Борис Ігорович Малюк
Володимир Сергійович Міщенко
Олександр Володимирович Плотников
Олександр Миколайович Пономаренко
Василь Леонтійович Приходько
Георгій Ілліч Рудько
Віталій Іванович Старостенко
Анатолій Петрович Толкунов
Микола Васильович Фоцій
Ігор Семенович Чуприна
Василь Якович Шевчук
В'ячеслав Михайлович Шестопапов
Євген Олександрович Яковлев

У разі передруку посилання
на "Мінеральні ресурси України"
обов'язкове

Рекомендовано до друку
вченою радою УкрДГРІ
протокол № 4 від 26.06.2013 р.

Видавництво УкрДГРІ,
свідоцтво про державну реєстрацію
№ 182 серія ДК від 18.09.2000 р.
04114, м. Київ, вул. Автозаводська, 78

Адреса редакції:
04114, м. Київ, вул. Автозаводська, 78

Київ
УкрДГРІ
2013

© УкрДГРІ, 2013

2/2013

ЗМІСТ

ДУДІНОВ В. О., РУДЬКО Г. І., ЛАГОДА О. А. Право власності у сфері надрокористування	3
МАЛЮК Б. І. XXXIV Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи (м. Брюссель, Бельгія, 19–22 березня 2013 р.)	8
ГЕЙЧЕНКО М. В., ГЕРАСИМОВ Є. С., ВСЕВОЛОДСЬКИЙ К. В. Роль сульфідної мінералізації у формуванні золото-срібних руд Нагольного кряжа (на прикладі Бобриківської Західної площі)	12
ІСАКОВ Л. В., ШПИЛЬЧАК В. О. Проблемні питання стратиграфії і магматизму Західноприазовської мега- структури	18
НАУМЕНКО У. З. Геологічна будова та основні етапи розвитку Осницько-Рівненського блока (зони зчленування Українського щита і Волино-Подільської плити) в докембрії	24
ФОЦІЙ М. В., ОЛЬШАНСЬКА І. М., СОКОЛОВ Ю. П., ГОНЧАРУК А. В. Часовий прогноз зсувів методом парної і множинної кореляції	31
ЄВДОЩУК М. І., ГАЛКО Т. М., ПОЛУХТОВИЧ Б. М., КРИШТАЛЬ А. М., ЯКУБЕНКО Г. М. Перспективи пошуків покладів вуглеводнів у карбонатних відкладах верхньої крейди Північного Криму та прилеглої акваторії Чорного моря	35
ВОЙТЕНКО Ю. І., ПРОЖОГІНА О. І., ЛОБАНОВА І. В. Ефективність сучасних перфораційних систем і зарядів під час закінчення свердловин	38
ГОШОВСЬКИЙ С. В., ЗУР'ЯН О. В. Дослідження фізичних процесів у системі "геотермальний теплообмінник (зонд) — ґрунтовий масив" з метою вивчен- ня впливу відбору низькопотенціальної енергії геотермальними системами закритого типу на регераційні процеси у верхніх шарах Землі. Стаття 1. Аналіз змін температур у верхніх шарах Землі під час вирішення завдань ґрунтового акумулювання і вилучення теплоти геотермальними системами закритого типу	41

УДК 349

В. О. ДУДІНОВ, голова Державної служби геології та надр України,**Г. І. РУДЬКО**, д-р геол.-мінерал. наук, географ. наук, техн. наук, професор, голова Державної комісії України по запасах корисних копалин,**О. А. ЛАГОДА**, головний юрисконсульт відділу науково-технічного забезпечення і протоколу Державної комісії України по запасах корисних копалин

ПРАВО ВЛАСНОСТІ У СФЕРІ НАДРОКОРИСТУВАННЯ

Схарактеризовано право власності на надра, специфіку права користування надрами та права власності на продукт переробки надр – мінеральну сировину й видобуті корисні копалини. Окреслено аспекти правового регулювання відносин стосовно розподілу видобутих корисних копалин. Дано пропозиції щодо поліпшення діяльності мінерально-сировинного комплексу.

Property right of subsurface resources was characterized in the article, as well as the specificity for subsoil use rights and property right of processing mineral resources – mineral raw material and extracted mineral resources. The aspects of legal relations regulation concerning the distribution of extracted minerals were outlined. The suggestions for improvement of the mineral complex were given.

Мінерально-сировинний комплекс будь-якої країни є запорукою її економічного процвітання. Забезпеченість держави мінерально-сировинними ресурсами визначає економічну, політичну та національну незалежність. Економіка України в довгостроковій перспективі має розвиватися насамперед завдяки розвитку власного мінерально-ресурсного потенціалу. Під сталим розвитком вітчизняного мінерально-сировинного комплексу розуміють гарантоване забезпечення поточних і майбутніх потреб економіки України в мінеральній сировині як за кількістю, так і якістю за будь-яких змін внутрішніх і зовнішніх чинників процесу надрокористування й одночасного збереження до-вкілля.

Основним нормативним документом регулювання відносин у сфері користування надрами є Кодекс України про надра. Він регулює компетенцію органів державного управління з питань геологічного вивчення надр, надання дозволів на користування надрами, внесення платежів за користування ними, основ-

ні вимоги щодо геологічного вивчення надр, обліку, державної експертизи та оцінки запасів корисних копалин, державного контролю та нагляду. Для його розвитку Кабінет Міністрів України ухвалив низку підзаконних нормативних актів, серед яких “Положення про порядок розпорядження геологічною інформацією”; “Класифікація запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр”; “Перелік корисних копалин загальнодержавного і місцевого значення”; “Порядок надання спеціальних дозволів на користування надрами”; “Порядок надання гірничих відводів”; “Положення про порядок проведення державної експертизи та оцінки запасів корисних копалин” тощо.

Крім того, використання надр, зокрема їх геологічне вивчення, регламентується законами України: “Про видобування й переробку уранових руд”; “Про державне регулювання видобутку, виробництва і використання дорогоцінних металів, дорогоцінного каміння та контролю за операціями з ними”; “Про угоди про розподіл продукції”; “Гірничий закон”; “Про нафту і газ” та ін.

Разом з тим з урахуванням динаміки росту світової економіки питання подальшого вдосконалення та розвитку українського законодавства про надра стають дедалі злободеннішими й гострішими, оскільки забезпеченість мінерально-сировинними ресурсами великою мірою впливає на економічну та соціальну стабільність держави. Підвищення загального рівня соціально-економічного розвитку суспільства неодмінно супроводжується збільшенням обсягу споживання невідновних природно-мінеральних ресурсів, інтенсивною розробкою родовищ корисних копалин, тому охорона й ефективне використання надр – одна з нагальних проблем сучасності. Процес реформування гірничодобувної галузі, інтенсивне використання надр потребує постійного вдосконалення їх правової охорони, нормативного забезпечення, раціоналізації й екологізації надрокористування.

Затримка реформ у сфері правовідносин користування надрами та їх охорони негативно позначається на темпах упровадження в життя прогресивних ідей екологічного законодавства.

В Основному законі України – Конституції – визначено, що надра є самостійним об'єктом права власності українського народу [9].

Українське законодавство розрізняє поняття “надра” й “корисні копалини”. Так, надра – це частина земної кори, що розміщена під поверхнею суші та дном водоймищ і простягається до глибин, доступних для геологічного вивчення й освоєння [10]. Корисні копалини – природні мінеральні речовини, які можуть використовуватися безпосередньо або після їх обробки [11]. Під мінеральною сировиною розуміють корисну копалину, видобуту й перероблену на товарну продукцію гірничого виробництва [13].

Поняття “родовища корисних копалин” розкривається як нагромадження мінеральних речовин у надрах, на поверхні землі, у джерелах вод і газів, на дні водоймищ, які за кількістю, якістю та умовами залягання є придатними для промислового використання. Техногенні родовища корисних копалин – це місця, де накопичилися відходи видобутку, збагачення та переробки мінеральної сировини, запаси яких оцінені та мають промислове значення [10]. Згідно зі статтею 6 Кодексу України про надра, корисні копалини за значенням поділяються на копалини загальнодержавного та місцевого значення.

Науковці, зокрема О. П. Шем'яков, визначив надра як частину природного середовища, що є об'ємно-площинним простором, розміщеним під поверхнею суші та дном водних об'єктів у межах території України (зокрема континентального шельфу та виняткової (морської) економічної зони), і містить корисні копалини, порожні породи, рідкісні мінералогічні, палеонтологічні утворення, підземні води, а також ділянки

такого простору, що виступають у вигляді природних і техногенних порожнин, ділянки, що використовуються з метою чи без мети видобування корисних копалин або зовсім не використовуються, а також родовища корисних копалин, які виходять і розміщені на поверхні землі [8].

Геолого-економічні властивості надр характеризуються можливістю їх використання як природного сховища мінеральної сировини або порожнього просторово-операційного базису, водночас як екологічні властивості цього об'єкта відображають його роль у збереженні природної рівноваги [4].

Ресурси надр поділяють на такі групи [5]:

- перша – родовища твердих, рідких та газоподібних корисних копалин;

- друга – відвали видобутих збалансованих корисних викопних гірських порід, розкриву й від проходження підземних виробок, що містять корисні компоненти;

- третя – відходи переробки збагачувального та металургійного виробництва (відвали хвостів збагачувальних фабрик, металургійних шлаків, промивних установок на розсипних родовищах), стічні води збагачувального й металургійного виробництва, що містять корисні компоненти;

- четверта – глибинні джерела прісних, мінеральних і термальних вод;

- п'ята – внутрішнє (глибинне) тепло надр Землі;

- шоста – природні та техногенні порожнини в земних надрах (печери, гірничі виробки, придатні для розміщення промислово-господарських і лікувальних об'єктів, поховання відходів промислового виробництва та для інших цілей).

Перші три групи разом становлять мінеральні ресурси надр: перша – природні ресурси, друга й третя – відходи їх видобутку та пере-

робки. Значні за запасами скупчення останніх, зокрема відвали, що мають промислове значення, іноді називають техногенними родовищами.

Через те, що надра є власністю народу України, корисні властивості надр можуть експлуатуватися лише на правах користування ними.

Поняття “надкористування” визначається як експлуатація корисних властивостей надр для задоволення потреб у мінеральній сировині, інших потреб суспільного виробництва, зокрема способом геологічного вивчення, видобутку корисних копалин, використання підземних вод, відходів гірничодобувного та переробних виробництв, будівництва та експлуатації підземних споруд, моніторингу геологічного середовища [4].

Виходячи з цього, головною метою використання надр є задоволення потреб суспільства в мінеральній сировині, інших потреб виробництва, пов'язаних з використанням корисних властивостей надр.

Пошуки, розвідка та освоєння родовищ корисних копалин за кордоном проводяться на підставі спеціальних дозволів, патентів або ліцензій. Кожен із цих юридичних документів зумовлює мету користування надрами, надає суб'єкту господарювання право на користування або володіння надрами, уточнене умовами договору щодо гірничих відносин. Основою для встановлення товарно-грошових відносин під час користування надрами між геологічними й видобувними компаніями є право на володіння або користування ділянкою землі з виявленим родовищем корисних копалин. Гірничі кодекси й правила зумовлюють видачу ліцензій на пошуки й розвідку родовищ корисних копалин на обмежений період часу з правом їх подовження. Тому геологорозвідники змушені

найбільш трудомісткі види робіт виконувати в доволі стислі терміни. Щоб устигнути виконати необхідний обсяг робіт в обумовлений проміжок часу (наприклад, в Австралії ліцензії на бурові роботи при пошуках копалин видають всього на 6 місяців), підрядні бурові, гірничопрохідницькі, геофізичні фірми мають постійно вдосконалювати техніку та технологію. Отже, власник надр, обмеживши термін дозволу на користування надрами, стимулює науково-технічний прогрес у геологорозвідці [1].

Після виявлення ділянки з корисними копалинами надра стають придатними до індивідуалізації перетворенням відповідних родовищ на форму гірничих відводів. Відповідно до українського законодавства (ст. 17 Кодексу України про надра), гірничий відвід – це частина надр, надана користувачам для промислової розробки родовищ корисних копалин і цілей, не пов'язаних з видобуванням корисних копалин.

У разі надання гірничих відводів вирішуються питання щодо правильності поділу родовищ корисних копалин на окремі гірничі відводи для запобігання залишенню поза ними менш цінних ділянок родовищ і непридатних для самостійної розробки, дотримання вимог безпеки під час проведення гірничих і підземних робіт при розробці родовищ корисних копалин, використанні надр для інших цілей, не пов'язаних з видобуванням корисних копалин, відвернення небезпеки для людей, майна, довкілля.

Гірничий відвід на розробку родовища корисних копалин або його частини надається за умови, що запаси корисних копалин родовища та компонентів у них пройшли експертизу й отримали оцінку Державної комісії України по запасах корисних копалин (ДКЗ) [12].

Відповідно до Закону України “Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо оптимізації повноважень органів виконавчої влади у сфері екології та природних ресурсів, у тому числі на місцевому рівні” від 16.10.2012 № 5456, внесено зміни, зокрема до ст. 45 Кодексу України про надра. Згідно з цими змінами, які набрали чинності з 18.11.2012 р., кондиції на мінеральну сировину розробляються з урахуванням розумного використання всіх корисних копалин, а також наявних у них цінних компонентів і підлягають експертизі центральним органом виконавчої влади, що здійснює державну політику у сфері геологічного вивчення та розумного використання надр. Запаси корисних копалин розвіданих родовищ, а також запаси корисних копалин, додатково розвіданих у процесі розробки родовищ, підлягають експертизі та оцінюють центральним органом виконавчої влади, що здійснює державну політику у сфері геологічного вивчення та розумного використання надр у порядку, установленому Кабінетом Міністрів України.

Разом з тим ДКЗ як науково-методичний центр здійснює єдину науково-технічну політику щодо геолого-економічної оцінки, державного обліку та повноти використання запасів родовищ корисних копалин. Одним з основних принципів проведення державної експертизи та оцінки запасів корисних копалин є її незалежність.

Для узгодженого вирішення питань, пов'язаних з проведенням державної експертизи геологічної інформації розвіданих родовищ, оцінки кількості та якості корисних копалин, стану підготовки їх до промислового освоєння, у ДКЗ

створюють колегію в складі голови ДКЗ і керівників структурних підрозділів. Комісія є колегіальним, незалежним органом, відповідальним за прийняття високoproфесійного рішення, здатним кваліфіковано, сумлінно та неупереджено виконувати свої безпосередні завдання.

У ДКЗ сформовано штат експертів з учених, науковців, висококваліфікованих спеціалістів, які мають неocenений досвід у сфері розвідки, видобутку, переробки корисних копалин та економіки мінеральної сировини.

Функціонування такого органу, як ДКЗ, є важливою передумовою до об'єктивності, неупередженості та самостійності прийняття рішень, підкорення під час проведення експертизи лише закону, гарантією належного дотримання виконання своїх функцій щодо оцінки достовірності кількості та якості запасів корисних копалин.

Політика держави має базуватися передусім на вдосконаленні й посиленні гарантій незалежності органів з проведення експертиз, це стосується не лише сфери геології, а й усіх питань життєдіяльності України. Уповноважені органи можуть виконувати покладені на них завдання об'єктивно та ефективно тільки в тому разі, коли вони захищені від стороннього впливу.

Проте прийняття такого закону породжує певні проблеми щодо втрати незалежності державної експертизи, створює ситуацію певного дублювання функцій. Їх вирішення вбачається в залишенні функцій стосовно об'єктивної, комплексної експертизи за ДКЗ. Крім того, це усуне дублювання геолого-економічної оцінки запасів корисних копалин під час подачі на фондову біржу.

Відповідно до Кодексу України про надра, виділе-

но такі види користування ними:

- геологічне вивчення, зокрема дослідно-промислова розробка родовищ корисних копалин загальнодержавного значення;

- видобування корисних копалин;

- будівництво та експлуатація підземних споруд, не пов'язаних з видобуванням корисних копалин, зокрема споруд для підземного зберігання нафти, газу та інших речовин і матеріалів, захоронення шкідливих речовин і відходів виробництва, скидання стічних вод;

- створення геологічних територій та об'єктів, що мають важливе наукове, культурне, санітарно-оздоровче значення (наукові полігони, геологічні заповідники, заказники, пам'ятки природи, лікувальні, оздоровчі заклади та ін.);

- виконання робіт (здійснення діяльності), передбачених угодою про розподіл продукції;

- задоволення інших потреб.

В Україні на кожен окремий вид користування надрами видається окремий дозвіл. Коли в межах однієї ділянки надр проводяться роботи щодо геологічного вивчення та видобування різних за видом корисних копалин за кількома дозволами, то в угоді на користування надрами визначаються просторові межі кожного виду корисних копалин.

У “Порядку надання спеціальних дозволів на користування надрами”, затвердженому постановою Кабінету Міністрів України від 30.05.2011 № 615 [14], передбачено, що спеціальні дозволи надає Державна служба геології та надр України на такі види користування надрами:

- геологічне вивчення родовищ корисних копалин;

- геологічне вивчення, зокрема дослідно-промислова

розробка родовищ корисних копалин загальнодержавного значення;

- видобування корисних копалин;

- геологічне вивчення нафтогазоносних надр, зокрема дослідно-промислова розробка родовищ, з подальшим видобуванням нафти, газу (промислова розробка родовищ);

- будівництво та експлуатація підземних споруд, не пов'язаних з видобуванням корисних копалин, зокрема споруд для підземного зберігання нафти, газу та інших речовин і матеріалів, захоронення шкідливих речовин і відходів виробництва, скидання стічних вод;

- створення геологічних територій та об'єктів, що мають важливе наукове, культурне, санітарно-оздоровче значення (наукові полігони, геологічні заповідники, заказники, пам'ятки природи, лікувальні, оздоровчі заклади тощо);

- виконання робіт (проведення діяльності), передбачених угодою про розподіл продукції.

Дозвіл на видобування корисних копалин надається після затвердження ДКЗ запасів корисних копалин або їх апробації за умови подальшого затвердження ДКЗ.

Особливість права на користування надрами полягає в тому, що власник спеціального дозволу на користування ними не може дарувати, продавати або в інший спосіб відчужувати права, надані йому спеціальним дозволом на користування надрами, інший юридичний чи фізичний особі, зокрема передавати їх до статутних капіталів створюваних за його участю суб'єктів господарювання, а також віддавати внесок у спільну діяльність.

Зміст права на користування надрами розкривається двома способами [4]:

- переліком основної правоздатності суб'єкта цю-

го права (володіння й користування надрами в межах конкретної території), що є типово цивілізованим підходом до розкриття змісту такого виду речового права;

- переліком видів діяльності (операцій з надрокористування), які передають зміст самого надрокористування як певного виду виробничої діяльності.

Право володіння, що належить надрокористувачу, виражається в господарському пануванні надрокористувача над об'єктом у вигляді ділянки надр. Зміст права користування надрами багато в чому визначається видом операцій з надрокористування, на здійснення яких він уповноважений.

За такого виду надрокористування, як геологічне вивчення надр, користування надрами полягає в пізнанні їх геологічної будови; під час розвідки – в установленні наявності або відсутності родовищ корисних копалин, при будівництві та експлуатації підземних споруд – у використанні внутрішнього об'єму надр як складських приміщень.

Надрокористувач немає такої правоздатності, як розпорядження надрами. Разом з тим у нього може виникнути право приватної власності (господарського ведення або оперативного управління) на продукт переробки надр – мінеральну сировину й видобуті з неї корисні копалини – що, власне кажучи, і є кінцевою метою самого надрокористування.

Одним з основних моментів є те, що право на надра має бути забезпечене правом на землю. Адже для реалізації права на надрокористування необхідно мати певне право на земельну ділянку, яка буде виробничим майданчиком. Право на користування надрами пов'язане з правом на землю (земельну ділянку).

Будівництво гірничих підприємств і видобуток

корисних копалин неможливі без одночасного використання ділянки земної поверхні. На цих ділянках розміщують будівлі та споруди шахт, кар'єрів, відвали гірських порід, бурові установки, техніку, устаткування, споруди, що обслуговують розробку родовищ, тимчасові будівлі тощо. Земельні ділянки можна використовувати також для геологічного вивчення надр, зокрема проведення сейсмічних досліджень, будівництва та експлуатації підземних споруд, які пов'язані з добуванням корисних копалин. Оскільки земля та надра відокремлені як об'єкти права, потрібно визначити їх взаємозв'язок та намагатися встановити, де проходить між ними межа.

Наприклад, право на землекористування є необхідною підставою для виникнення права на користування надрами для внутрішньогосподарських потреб.

Земельні ділянки для потреб, пов'язаних з користуванням надрами, надаються в порядку, установленому земельним законодавством України. Земельні ділянки для користування надрами, крім випадків, передбачених ст. 23 цього Кодексу, надаються користувачам надр після отримання ними спеціальних дозволів на користування надрами чи гірничих відводів. Місцеві ради в разі надання земельної ділянки для розробки родовищ корисних копалин місцевого значення одночасно надають у користування й надра.

Відповідно до ст. 23 Кодексу України про надра, землевласники та землекористувачі в межах наданих їм земельних ділянок мають право без спеціальних дозволів та гірничого відводу видобувати для господарських і побутових потреб корисні копалини місцевого значення й торф загальною глибиною розробки до 2 м, підземні води для власних

господарсько-побутових потреб, нецентралізованого та централізованого (крім виробництва фасованої питної води) господарсько-питного водопостачання, за умови що продуктивність водозаборів підземних вод не перевищує 300 м³ на добу, та використовувати надра для господарських і побутових потреб.

Варто наголосити, що надра не можуть бути предметом купівлі-продажу, дарування, успадкування, застави або відчужуватися в іншій формі. Вони можуть бути передані іншим суб'єктам тільки на правах користування.

Обмеженість в обігу надр полягає в тому, що вони не можуть змінювати форму власності, яка завжди є державною, і, як наслідок, не можуть бути товаром в економічному розумінні цього поняття. Товаром є лише корисні копалини після їх видобутку з надр [4].

У світовій практиці видобуті корисні копалини за загальним правилом у всіх правових системах зазвичай вважалися та вважаються власністю надрокористувача. Це право зазвичай немає виняткового характеру, адже під час зберігання, транспортування та реалізації надрокористувач зобов'язаний зберігати видобуту продукцію, виконувати вимоги охорони довкілля тощо. Серйозним обмеженням права надрокористувача розпоряджатися видобутою продукцією є вимога держави продати її частину цієї продукції. Така практика характерна для всіх ресурсодобувних і ресурсовиробничих держав. Держава як власник природних ресурсів, переданих у користування, має право отримати їх частину. У договорі на користування надрами заздалегідь прописуються такі поставки та їх умови. Умови задоволення потреб держави визначаються народногосподарсь-

ким попитом на них. Квоти на їх задоволення зазвичай розподіляються між усіма надрокористувачами країни чи регіону в певній пропорції. Можуть фіксуватися частка видобутої продукції, що підлягає постачанню за заявкою держави, частка поставок за пільговими цінами тощо. Звісно, подібні обмеження лягають додатковим тягарем на надрокористувача. Однак під час обговорення умов надрокористування він може обґрунтувати й отримати ту чи іншу форму компенсації (наприклад, зниження податкових ставок, звільнення від мита) [6].

У Законі України "Про державне регулювання видобутку, виробництва і використання дорогоцінних металів і дорогоцінного каміння та контроль за операціями з ними" від 18.11.1997 № 637/97 зазначено, що дорогоцінні метали й дорогоцінне каміння, дорогоцінне каміння органогенного утворення та напівдорогоцінне каміння, нагромаджені в надрах, є об'єктами права власності українського народу. Дорогоцінні метали та дорогоцінне каміння, дорогоцінне каміння органогенного утворення та напівдорогоцінне каміння можуть перебувати в державній та інших формах власності, у власності юридичних та фізичних осіб. Видобуті з надр дорогоцінні метали та дорогоцінне каміння, дорогоцінне каміння органогенного утворення та напівдорогоцінне каміння, інша продукція й прибутки, отримані відповідно до законодавства під час видобування дорогоцінних металів і дорогоцінного каміння, дорогоцінного каміння органогенного утворення та напівдорогоцінного каміння тощо, є власністю суб'єктів видобування, якщо інше не визначено спеціальним дозволом на користування надрами, договорами держав-

ного замовлення, укладеними за участю цих суб'єктів, міжнародними договорами України, ратифікованими Верховною Радою України.

Форма власності на добуту продукцію визначається та є однією з основних умов права користування надрами. При цьому в договорі має бути чітко визначений момент переходу права власності на ресурси надр, зокрема використання будь-яких їх корисних властивостей, від держави до власника спеціального дозволу. Специфічно вирішується це питання в разі укладання угод на умовах розподілу продукції. Уся добута продукція вважається державною, доки вона не досягне по технологічному ланцюжку (виймання, очищення, первинна обробка, зберігання, внутрішньопромисловий транспорт) так званої точки розділу. Саме в цій точці й відбувається розділ продукції між державою та власником спеціального дозволу. Власник дозволу стає власником тільки тієї частини видобутої продукції, яку держава передала йому за умовами угоди в точці розділу. Усі технологічні операції, які власник дозволу здійснює до точки розділу, він виконує як підрядник держави.

В Україні, на відміну від угод про розподіл продукції, де вся добута сировина до процедури її розподілу є власністю держави, у разі з угодами про умови використання надр – корисні копалини, які вилучені надрокористувачем з ділянки надр на підставі наданого дозволу, є його власністю з моменту видобутку корисної копалини з надр, якщо інше не передбачено законом.

Відповідно до угоди про розподіл продукції, Україна передає інвестору ексклюзивні права тільки на проведення діяльності, пов'язаної з ділянками надр, але не передає права, пов'язані із

самими ділянками: власність чи оренда. Для визначення обсягів видобування сировини та здійснення розподілу продукції застосовують поняття “точка вимірювання” – довільна точка, пов’язана з рухом видобутих сировинних матеріалів, визначених сторонами в договорі (гирло шахти, пункт доставки та ін.). У точці виміру вся сировина, що видобувається, є власністю держави, хоча деякі дослідники аргументують висновок про те, що видобута інвестором продукція до моменту розподілу між сторонами договору про розподіл продукції перебуває в спільній власності, яка припиняється після розподілу видобутої продукції на прибуткову й компенсаційну.

У будь-якому разі всі видобуті корисні копалини чи перероблені мінерали (наприклад, готовий продукт) є власністю держави. Держава наймає інвестора як підрядника для виконання робіт, але за рахунок і ризик інвестора. Робота проводиться на компенсаційній основі, проте держава платить інвестору не грошми, а частиною виробленого продукту. Йдеться про так званий розподіл продукції, тобто спільне використання результатів роботи, яку проводить інвестор [7].

З моменту розподілу продукції інвестор отримує право власності на свою частку доходу й частку, відведену на відшкодування витрат.

У плані порушеного в статті питання важливим є економічний аспект надрокористування.

Багатство на природні ресурси, насамперед мінерально-сировинні, якщо ним розумно користуватись, є основою економічного зростання держави. Однак економічне зростання, мабуть, є єдиним позитивним результатом розвитку економіки на базі мінерально-сировинного комплексу.

Система економічного регулювання використання надр має діяти на таких принципах: 1) збалансованість; 2) самоокупність; 3) реалістичність економічних важелів [1].

Збалансованість системи регулювання використання надр у межах існуючої законодавчої, виробничої та адміністративної бази досягається завдяки відносній простоті структури та мінімальній достатності чисельності та функціональних обов’язків служб, які забезпечують дієвість її головних складових частин та їх пропорційний розвиток.

Самоокупність системи економічного регулювання використання надр дає змогу утримувати відповідні державні служби, які виконують функціональні обов’язки в загальній системі регулювання (ведення геологорозвідувальних робіт загальнодержавного значення, надання дозволів і погоджень, оперативний контроль, моніторинг мінерально-сировинної бази тощо), забезпечувати стале надходження до державного та місцевих бюджетів різних видів платежів і відшкодувань.

Реалістичність економічних важелів полягає в диференційованому підході до підприємств гірничодобувної промисловості залежно від способу розробки родовищ корисних копалин та ступеня накопичення відходів.

Основною метою економічного регулювання користування надрами є визначення правил і меж економічно раціонального та екологічно безпечного користування надрами. Таке регулювання має здійснюватися через конкретні механізми, до яких належать: 1) нормативно-правові; 2) надання ліцензій, дозволів, лімітів, квот; 3) економічні.

Нормативно-правові механізми забезпечуються за-

конодавчими актами, які регламентують відносини користування надрами і діють через відповідні економічні нормативи. Виконання цих вимог є обов’язковим для всіх користувачів надр, незалежно від форм власності відповідних підприємств та статусу суб’єктів підприємницької діяльності (є вони юридичними чи фізичними особами).

Надання ліцензій, дозволів, лімітів, квот належить до виду регулювання, що його застосовують як засіб забезпечення розумного, екологічно збалансованого використання мінерально-сировинних ресурсів та їх невідновних і відновних складових для розвитку країни в майбутньому, а також самих надр як важливої складової довкілля.

Економічні механізми є однією з визначальних частин загальної системи регулювання. Вони мають формуватися на основі вдосконалення існуючих важелів економічного регулювання.

Серед проблем надрокористування, попри всебічну увагу до них законодавця, залишається багато необхідних реформувальних у напрямі поліпшення регулювання відносин у цій сфері.

Так, необхідними є реформування, спрямовані на вдосконалення:

– комплексної розробки багатокomпонентних родовищ корисних копалин і техногенних мінеральних утворень із закріпленням конкретних критеріїв, за якими можна визначити раціональність, комплексність використання та охорони мінеральних ресурсів;

– запобігання виникненню звалищ відходів гірничого виробництва та визначення пріоритету промислового освоєння вже існуючих скупчень відходів надрокористування;

– правового регулювання користування ділянками надр, що становлять особли-

ву наукову або культурну цінність правової охорони цих ділянок, зокрема й питань їх державного обліку;

– регламентації порядку повернення, вилучення ділянок надр із самовільного користування;

– встановлення відповідальності суб’єктів надрокористування та державних органів за порушення правил та умов обмеження, зупинення або припинення права користування надрами;

– критеріїв оптимального визначення розмірів земельних ділянок для потреб надрокористування;

– визначення охоронних заходів, однакових для видів корисних копалин як загальнодержавного, так і місцевого значення;

– охорони від негативного впливу забудови ділянок надр, що становлять особливу наукову або культурну цінність;

– умов заборони розміщення об’єктів будівництва на земній поверхні або підземних споруд, не пов’язаних з видобуванням корисних копалин.

Із правового погляду важливою особливістю надр як природного об’єкта є можливість їх раціонального використання та індивідуалізації, оборотоспроможності, правові форми їх експлуатації, організація публічного контролю за їх використанням, охороною. У системі надрокористування правовий режим відносин власності на ділянки надр, родовища корисних копалин та інші георесурси посідає чільне місце.

Відома пріоритетність конституційного права в національній системі й, отже, його відповідне значення для формування та розвитку права надрокористування, його основоположних інститутів, зокрема права власності. Відмітною особливістю конституційно-правового регулювання відносин власності

на надра є те, що закріплена норма про належність українського народу до суб'єктів права власності на надра має більш соціально-політичний, ніж політико-правовий характер. Однак за економічною природою власність на надра фактично є державною. Закріплення основ абсолютного права власності на надра обумовлює режим правового регулювання відносин надкористування, який здатний задовольнити потреби громадян і суспільства, ефективного користування надрами, їх охорони, забезпечення національної безпеки.

Визначення чіткої ієрархічної підпорядкованості та функціонального призначення органів влади, усунення дублювання повноважень, їх двозначного трактування, встановлення ефективних правових норм у відносинах надкористування передбачає формування правового поля, що враховує міжнародний досвід, ґрунтується на принципах сталого економічного, екологічно збалансованого розвитку і є шляхом до ефективного, якісного державного управління.

ЛІТЕРАТУРА

1. Андрієвський І. Д., Андрієвський Є. І., Коржнев М. М. та ін. Державне регулювання користування надрами: Монографія. К.: Український державний геологорозвідувальний інститут, 2010. 492 с.
2. Андрієвський І. Д., Матюха В. В. Концептуальні засади сталого розвитку мінерально-сировинного комплексу України. Ресурс інтернету [http://andrievskiy.wordpress.com/2013/02/06/].
3. Козьяков І. Н. Недропользование в странах СНГ: сравнительно-правовой анализ: монография в 2 кн. Киев: ООО "Имидж Принт"; 2009. Кн. 1 576 с., Кн. 2. 520 с.
4. Макаренко О. Ю. Правовий режим земель, наданих для використання надр в Україні. Навч. посібник. Кривий Ріг: Видавничий дім, 2012. С. 320.

5. Мала гірнича енциклопедія. У 3 т. / За ред. В. С. Білецького. Донецьк: Донбас, 2004. Т. 1. 620 с., 2007. Т. 2. 652 с.

6. Ресурси інтернету [http://ukrefs.com.ua/189594-Pravo-sobstvennosti-v-sfere-ndropol-zovaniya-na-territorii-Rossiyskoji-Federacii.html].

7. Рудько Г. І., Миргородський О. П., Курило М. М., Лагода О. А. Нормативно-правове регулювання надкористування. К.: Гіперіон, 2012. С. 119–120.

8. Шемяков О. П. Правове регулювання використання та охорони надр: Дис. канд. юрид. наук. Харків, 2003.

9. Конституція України від 28.06.1996 № 254к/96-ВР.

10. Кодекс України про надра/Верховна Рада України. Офіц. видання "Голос України", 31.08.1994. № 164.

11. Гірничий закон України/Верховна Рада України. Офіц. видання "Офіційний вісник України", 12.11.1999. № 43. С. 2125.

12. Постанова Кабінету Міністрів України "Про затвердження Положення про порядок надання гірничих відводів" від 27.01.1995 № 59.

13. Постанова Кабінету Міністрів України "Про затвердження Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр" від 05.05.1997 № 432.

14. Постанова Кабінету Міністрів України "Про затвердження Порядку надання спеціальних дозволів на користування надрами" від 30.05.2011 № 615.

Б. І. МАЛЮК, д-р геол.-мінерал. наук, в. о. заступника директора УкрДГРІ

XXXIV ГЕНЕРАЛЬНА АСАМБЛЕЯ АСОЦІАЦІЇ ГЕОЛОГІЧНИХ СЛУЖБ ЄВРОПИ

(м. Брюссель, Бельгія, 19–22 березня 2013 р.)

Чергова XXXIV Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи (АГСЄ) відбулася 19–22 березня 2013 року в м. Брюсселі (Бельгія) і складалася з пленарної частини та геологічної екскурсії. Для участі в зазначених заходах у складі офіційної делегації України були направлені В. О. Дудінов (голова Держгеонадр України), С. В. Гошовський (директор УкрДГРІ), Б. І. Малюк (в. о. заступника директора УкрДГРІ, контактна особа Держгеонадр в АГСЄ), М. В. Ткаченко (директор ДГП "Геолекспертиза").

АГСЄ об'єднує геологічні служби Європи й за рівнем представництва є найбільш вагомою та авторитетною європейською організацією, у роботі якої беруть участь національні державні установи, відповідальні за геологічне вивчення й використання надр. Україна приєдналась до АГСЄ у 2007 році на правах асоційованого члена, а у 2009 році, під час перереєстрації АГСЄ під юрисдикцією Бельгії, навіть увійшла до складу засновників АГСЄ. Відповідно до Статуту АГСЄ, генеральні асамблеї проводяться в I та III кварталах кожного року для підбиття підсумків роботи геологічних служб і робочих груп АГСЄ за півріччя, а також обговорення та затвердження нових ініціатив і напрямів діяльності. У I кварталі Генасамблея

АГСЄ звичайно проводиться у м. Брюсселі, де розміщена штаб-квартира АГСЄ, тоді як у III кварталі генасамблеї АГСЄ щоразу проводяться в різних країнах Європи [1–6].

За рік, що минув від часу проведення XXXII Генасамблеї 2012 р. у Брюсселі, АГСЄ здійснила низку організаційних заходів стратегічного характеру, спрямованих, з одного боку, на максиміальне підвищення ролі й важливості геологічних служб у структурі відповідних національних державних органів та установ, а з іншого – на створення сучасної інтегрованої, насамперед науководослідної організації, яка має назву Європейська геологічна агенція. Передумови такого стратегічного спрямування полягають у зростанні стурбованості суспільства та представників промисловості країн ЄС щодо сталого забезпечення й постачання мінеральних ресурсів, а відтак і в тій ролі, яку останніми роками відводить мінеральним ресурсам Європейська комісія як вищій орган виконавчої влади ЄС. Саме ці чинники останніми роками зумовили прийняття Єврокомісією декількох важливих документів – "Мінерально-сировинна ініціатива ЄС" (COM (2008) 699), "Подолання викликів на ринку мінеральної сировини як шлях до майбутньої замкнутої Європи та створення робочих місць" (COM (2011) 25) і, нарешті, "Європейське інноваційне партнерство в га-

лузі мінеральної сировини” (СОМ (2012) 82.

Зокрема ще “Мінерально-сировинна ініціатива ЄС” виходила з того, що “Доступність мінеральної сировини є визначальною для функціонування економіки ЄС. Забезпечення надійного та неупередженого доступу до корисних копалин стає все більш важливим фактором конкурентоспроможності ЄС”, а отже “Єврокомісія буде сприяти дослідницьким проектам, спрямованим на видобуток і переробку корисних копалин”. Ці програмні засади набули подальшого розвитку і у двох інших ініціативах ЄС, згаданих вище.

Втілення в життя зазначених ініціатив ЄС (ініціативи ЄС звичайно слугують підґрунтям для виділення відповідних асигнувань у бюджеті Єврокомісії та формування переліку пріоритетних програм, на які спрямовуються ці асигнування) передбачає широке залучення геологічного науково-дослідного потенціалу Європи. Національні геологічні служби при цьому мають суттєві переваги, бо саме вони є державними установами, відповідальними за збирання, систематизацію та обробку широкого спектра первинної геологічної інформації й поширення відповідних результатів. Варто зауважити, що вироблена останніми роками політика Єврокомісії щодо фінансування науково-дослідних робіт передбачає пріоритетну підтримку консорціумів виконавців, утворених з метою глибокої стандартизації, гармонізації та інтеграції результатів наукових розробок, які здатні забезпечити прийняття стратегічних управлінських рішень на рівні Єврокомісії. Досягнення цієї мети під силу далеко не всім творчим колективам тих чи інших науково-дослідних установ, які об'єднуються в консорціуми для виконання спільних проектів, що їх фінансує Єврокомісія. Найбіль-

шою мірою такі можливості мають об'єднання однотипних установ, як от національних геологічних служб, хоча і тут завдання стандартизації, гармонізації та інтеграції досі не втратили своєї актуальності на рівні ЄС.

Викладені вище міркування протягом 2012 р. неодноразово обговорювалися під час проведення різних заходів АГСС. Як результат, уже на XXXIII Генеральній Асамблеї АГСС (м. Відень, Австрія, 19–21 вересня 2012 р.) було поставлено питання стратегічної інтеграції проектів і досліджень геологічних служб країн Європи в рамках спеціальної програми на підставі статті 185 “Договору про функціонування Європейського Союзу” (ДФЄС, Рим, 25.03.1957) (див. [6]). Чергова XXXIV Генасамблея АГСС, серед іншого, була присвячена аналізу стану опрацювання зазначеного питання.

Пленарна частина XXXIV Генасамблеї АГСС була присвячена обговоренню статутних питань, зокрема звітів Виконавчого комітету, керівників експертних груп АГСС та Секретаріату АГСС про роботу у звітному періоді. Зазначені інституції АГСС у період між генасамблеями діють від імені АГСС та здійснюють відповідну політику. Зокрема частина функцій керівництва АГСС спрямована на підтримку постійного зв'язку з офіційними представництвами Європейського Союзу, обробку інформації, яка надходить з керівних органів ЄС, та поширення цієї інформації серед членів АГСС. Крім того, експертні групи АГСС проводять періодичні засідання щодо питань, які становлять спільний інтерес для геологічних служб Європи (мінеральні ресурси, зміни клімату, екологія, гідрогеологія, інформаційні технології тощо). Як уже зазначалося вище, основна увага пленарної частини була приділена обговоренню стану підготовки заявки на спільний

проект ERA-NET (European Research Area Networking) за участю всіх геологічних служб Європи, спрямований на створення дослідницької геологічної інфраструктури як передумови застосування статті 185 ДФЄС.

З метою підтримки ініціативи АГСС щодо застосування статті 185 ДФЄС на Генасамблеї обговорено та затверджено текст так званого “Позиційного документа” (Position Paper) та “Дорожньої карти” (Road Map), які є складовими офіційної форми звернення до Європейської комісії стосовно введення АГСС до переліку юридичних осіб ЄС, яким дозволено брати безпосередню участь у конкурсах Єврокомісії на фінансування науково-дослідних робіт, зокрема проекту ERA-NET. Нині в конкурсах на такі роботи можуть брати участь лише окремі юридичні особи (геологічні служби, науково-дослідні інститути, університети тощо) або певні об'єднання таких юридичних осіб, які зазвичай формуються як консорціуми геологічних служб країн ЄС. Це суттєво ускладнює процедуру підготовки як проектної документації, так і створення самих консорціумів. Крім того, за свідченням представників геологічних служб країн – “нових” членів ЄС (Польща, Словаччина, Словенія), нинішня система створення консорціумів не забезпечує належної рівності умов для всіх членів, через те що обсяги фінансування розподіляються пропорційно до бюджету геологічних служб, унаслідок чого переваги отримують потужні служби “старих” членів ЄС (Франція, Німеччина, Нідерланди тощо). Для України нинішня практика звичайно стає на заваді участі в європейських проектах, бо для участі в консорціумах ставиться низка дуже складних для виконання формальних умов (декларація про фінансування, копії річних бухгалтерських балансів

тощо), причому за нормами і правилами ЄС. У разі прийняття подання АГСС заявки на проекти в рамках фінансування науково-дослідних програм ЄС можуть подаватися від АГСС як єдиної консолідованої юридичної особи, без попереднього створення тих чи інших консорціумів. Очевидно, така форма участі значно спрощує формальні перепони для участі України в європейських проектах у рамках фінансування науково-дослідних програм ЄС.

Другого дня роботи XXXIV Генасамблеї АГСС традиційно проводиться так званий семінар директорів геологічних служб Європи. Порядок денний цього семінару визначається Секретаріатом АГСС за погодженням з Виконавчим комітетом АГСС та має на меті висвітлення й обговорення актуальних питань в галузі геологічного вивчення й використання надр. Цього разу семінар директорів було присвячено розгляду перспектив організації та виконання міжнародних досліджень у галузі енергетичної, рудної та нерудної мінеральної сировини. Насправді ця тема є продовженням визначення стратегічних позицій АГСС та викликана необхідністю вироблення спільного бачення й підходів АГСС до вирішення сучасних завдань сталого забезпечення Європи мінеральною сировиною для зростаючих потреб економіки та суспільства.

Стратегічні аспекти розвитку наукових досліджень у сфері геологічного вивчення й використання надр розглядалися в таких доповідях:

1) “Оцінка перспектив розвитку геологічних досліджень у Комітеті з питань промисловості, досліджень та енергетики Європарламенту” – *Амалія Сарторі, Комітет з питань промисловості, досліджень та енергетики Європарламенту*;

2) “Програма Horizon 2020 та роль геологічних служб у дослідженнях та інноваціях” – *Девід Хермон, член кабінету Єврокомісара з питань досліджень, інновацій та науки пані Марі Гезін-Квін;*

3) “Стратегія Міжнародного союзу геологічних наук (МСГН) у відповідь на виклики глобалізації в галузі геоенергетики та мінеральної сировини” – *Роланд Оберханслі, Президент МСГН;*

4) “Погляд на АГССЄ як Європейський геологічний сервісний центр наукової експертизи” – *Март ван Брайт, Президент АГССЄ.*

Особливий наголос робився на координації заходів АГССЄ щодо реалізації “Мінерально-сировинної ініціативи ЄС” (СОМ (2008) 699) та “Європейського інноваційного партнерства в галузі мінеральної сировини” (СОМ (2012) 82). Ці питання обговорювались у таких доповідях:

1) “Роль Об’єднаного центру досліджень (ОЦД) Єврокомісії у реалізації “Мінерально-сировинної ініціативи ЄС” та співробітництві з АГССЄ” – *Домінік Рісторі, Генеральний директор, Генеральний директорат ОЦД Європейської комісії;*

2) “Європейська технологічна платформа сталих мінеральних ресурсів (European Technological Platform on Sustainable Mineral Resources: ETP-SMR) та її зв’язки з “Європейським інноваційним партнерством у галузі мінеральних ресурсів” – *Коріна Хелбестрейт, Європейська технологічна платформа сталих мінеральних ресурсів;* директор асоціації EUROMINES;

3) “Європейський день корисних копалин та зв’язки з “Європейським інноваційним партнерством в галузі мінеральних ресурсів” – *Мишель В'ярт-Ремі, Генеральний секретар, Європейська асоціація гірничотехнічної сировини (ІМА-Еуропа).*

Під час семінару директорів відбулися робочі зустрічі голови Держгеонадр України

В. О. Дудінова з Генеральним директором Генерального директорату енергетики Європейської комісії Філіпом Лоу та керівником Департаменту металів, корисних копалин та сировинних матеріалів Генерального директорату підприємництва та промисловості Європейської комісії Маттіа Пелегріні.

Пан Ф. Лоу підкреслив зростаюче значення, якого набувають розпочаті в Україні роботи щодо вивчення та освоєння ресурсів сланцевого газу. Наголошено на тому, що Єврокомісія уважно стежить за прогресом у цій галузі, що його досягнуто останнім часом в Україні, зважаючи на важливість питання альтернативних джерел енергії для забезпечення зростаючих потреб суспільства та економіки ЄС. Висловлено взаємне сподівання сторін щодо поглиблення співробітництва в цій сфері, зокрема з використанням організаційного потенціалу АГССЄ.

Пан М. Пелегріні зауважив, що нові виклики щодо забезпечення промисловості мінеральними ресурсами, які становлять предмет особливої уваги Генерального директорату підприємництва та промисловості Європейської комісії, потребують запровадження нових форм взаємодії та співробітництва ЄС та інших країн, зокрема з числа найближчих сусідів ЄС, багатих корисними копалинами. Пан М. Пелегріні повідомив, що в рамках виконання “Мінерально-сировинної ініціативи ЄС” останнім часом Єврокомісія проводить роботу щодо налагодження стратегічного партнерства з Російською Федерацією в галузі мінеральних ресурсів, та звернув увагу на те, що в цій галузі Україна також розглядається в Єврокомісії як важливий стратегічний партнер. Пан М. Пелегріні запропонував спільно вивчити можливість підготовки угоди про стратегічне партнерство в

галузі геологічного вивчення й раціонального використання надр між Єврокомісією та Урядом України.

Як уже зазначалося на початку повідомлення, щороку перша, весняна Генасамблея АГССЄ звичайно проводиться у м. Брюсселі, тоді як друга, осіння – щоразу проводиться в різних країнах Європи. На обговореному вище пленарному засіданні були затверджені “Внутрішні правила АГССЄ”; де такий порядок проведення генасамблей набув статутного виразу. При цьому осіння Генасамблея складається з пленарної частини та геологічної екскурсії, яку організовує геологічна служба відповідної країни. Отже, склалося так, що Бельгія, яка щороку приймає в себе весняну Генасамблею, практично позбавлена можливості провести в себе осінню захід, який би супроводжувався геологічною екскурсією по бельгійських теренах. З урахуванням цього, Геологічна служба Бельгії виступила з ініціативою провести коротку одноденну оглядову геологічну екскурсію в рамках чергової весняної XXXIV Генасамблеї АГССЄ.

Делегація Держгеонадр взяла участь у зазначеній геологічній екскурсії з метою ознайомлення з досвідом Геологічної служби Бельгії щодо організації національних природних парків і підготовки об’єктів геотуризму. Маршрут екскурсії було розроблено вздовж долини річки Маас (Meuse) з урахуванням специфіки геологічної будови Бельгії, зокрема розміщення на її території низки еталонних, стратотипових відслонень і спостережних пунктів, де впродовж XIX та на початку XX століть розроблялася західноєвропейська стратиграфічна шкала верхнього палеозою – девонської та кам’яновугільної систем (рис. 1). Екскурсія розпочалася з відвідин старовинного міста Намюр, поблизу якого, за 10 км на схід нижче за течією р. Маас,

було виділено намюрський ярус кам’яновугільної системи (нині в міжнародних схемах замінений на серпуховський і башкирський яруси). У самому місті панівне положення займає відома середньовічна цитадель Намюр (рис. 2), яка збудована на скельному масиві, складеному перешаруванням пісковиків, аргілітів та алевролітів намюрського віку. Ці породи, зім’яті у вузькі ізоклінальні закинута складки, в окремих місцях відслонюються на схилах масиву. Вище за течією р. Маас намюрські утворення розвинуті в складі потужної товщі перешарування сірих масивних строматопорових вапняків (за місцевою термінологією – мармурів) і доломітів, які в кар’єрі Tailfer тривалий час розроблялися на облицювальне та декоративне каміння. Ще вище за течією р. Маас кам’яновугільні відклади змінюються девонськими утвореннями, які в цьому стратотиповому районі представлені франським і фаменським ярусами. У кар’єрі Dapsens масивні, сірі до темно-сірих фаменські пісковики розробляються на блокове каміння, причому в окремих кар’єрах невеликі блоки (до 10–20 см у перетині), які найчастіше використовуються для бруківки, виготовляють ручним способом – перебування великих блоків низкою шпурів й далі розколюванням блоків молотом і клинами, що забиваються до шпурів (рис. 3). Учасники екскурсії мали можливість власноруч розколоти декілька брил на менші за розміром блоки, які вже далі оброблялися робітниками кар’єру.

Франські криноїдні вапняки відслонюються ще вище за течією р. Маас у районі Frey, а в ще одному стародавньому місті Дінант на масиві, складеному цими породами, також розміщена середньовічна фортеця-цитадель (рис. 4).

Отже, XXXIV Генасамблея АГССЄ стала черговим кроком на шляху подальшої



Рис. 1. Схема геологічної будови Бельгії та розміщення пунктів виділення окремих ярусів різних хроностратиграфічних підрозділів фанерозою



Рис. 2. Цитадель Намюр, перешарування намюрських теригенних утворень



Рис. 3. Обробка блоків фаменських пісковиків у кар'єрі Darsens



Рис. 4. Цитадель Дінант, франські вапняки

інтеграції діяльності геологічних служб Європи, при цьому її учасники мали можливість не лише обговорити нагальні питання організації геологічних досліджень та проблеми стратегічного характеру, але й фактично вперше ознайомитися з геологічною будовою Бельгії, яка, як це вже узвичаїлося, проводить на своїй території весняні сесії Генасамблеї АГСС.

ЛІТЕРАТУРА

1. Гошовський С. В., Малюк Б. І. Загальні збори Асоціації геологічних служб Європейського Союзу/Мінеральні ресурси України. 2007. № 4. С. 4–7.
2. Гошовський С. В., Малюк Б. І. XXV Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи/Мінеральні ресурси України. 2008. № 4. С. 3–7.
3. Малюк Б. І., Люта Н. Г. XXVII Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи/Мінеральні ресурси України. 2009. № 4. С. 3–6.
4. Мормуль Д. Д., Гошовський С. В., Малюк Б. І. XXIX Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи/Мінеральні ресурси України. 2010. № 4. С. 3–6.
5. Гончарук Л. М., Малюк Б. І. XXXI Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи (Польща-Україна, 19–24 вересня 2011 року)/Мінеральні ресурси України. 2011. № 4. С. 4–8.
6. Малюк Б. І., Ткаченко М. В. XXXIII Генеральна Асамблея Асоціації геологічних служб Європи/Мінеральні ресурси України. 2012. № 4. С. 3–6.

Рукопис отримано 29.04.2013.

УДК 550.812.1[553.41+549.3](477.61)

М. В. ГЕЙЧЕНКО, заступник директора Департаменту геології Держгеонадр України,
Є. С. ГЕРАСИМОВ, головний геолог,
К. В. ВСЕВОЛОДСЬКИЙ, генеральний директор (Схід ДРГП)

РОЛЬ СУЛЬФІДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ У ФОРМУВАННІ ЗОЛОТО-СРІБНИХ РУД НАГОЛЬНОГО КРЯЖА (НА ПРИКЛАДІ БОБРИКІВСЬКОЇ ЗАХІДНОЇ ПЛОЩІ)

У результаті проведених досліджень було встановлено двоетапне формування сульфідів Нагольного кряжа. Перший етап представлений конкреційними, пошаровими та іншими характерними утвореннями піриту, який мінераграфічними дослідженнями зарахований до осадових відкладів. Характерні закономірності варіацій складу сірки свідчать про редуковану, біогенну природу сульфідної сірки. Другий етап, представлений прожилковими кварц-карбонат-сульфідними утвореннями, був сформований протягом трьох періодів рудогенезу, які відрізняються за взаємозв'язками головних рудоскладаючих мінералів (пірит, сфалерит, галеніт, арсенопірит, халькопірит, бурноніт, бляклі руди, самородне золото). Відмінності визначені й по зміні вмісту в кожному з них елементів-домішок і золота. Мінералогічні дослідження дали змогу намітити певні мінеральні парагенезиси, продуктивні на золоте зруденіння.

As a result of studies found a two-stage formation of sulfides Naholnoho logs. The first stage is represented concretion, and other layers characterized by the formation of pyrite, which mineralogical studies referred to sedimentary deposits. Characteristic patterns of variation indicate reduced sulfur, sulphide sulfur biogenic nature. The second phase represented veinlet quartz-carbonate-sulfide formations were formed during three periods of ore genesis that differ in key relationships rudoskladayuchykh minerals (pyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite, chalcopyrite, burnonit, faded ores, native gold). Differences installed and to change the content of each impurity elements and gold. Mineralogical study allowed to identify specific mineral paragenesis, productive for gold mineralization.

Нагольний кряж розміщений у зоні зчленування двох великих структур Донбасу: субширотної – Головної Донецької антикліналі і субмеридіональної – Ровенецького підняття, які пов'язані з глибинними розломами того самого простягання. У районі виділяються дві рудні зони – південна й північна, протяжністю відповідно 30 і 40 км.

Золото-срібні рудопроєви локалізовані в межах Південної зони й приурочені до осі Головної Донецької антикліналі, ускладненої брахіантиклінальними складками (куполами) другого порядку. Зруденіння зв'язане головним чином з диз'юнктивними порушеннями в присклепінних і периклінальних частинах цих складок.

Брахіантиклінальна складка, до якої віднесений Бобріківський Західний рудопроєв, складена глинистими сланцями світи C_2dk^1 , C_2dk^2 з різко підвищеним умістом вуглистої речовини, які перешаровуються з малопотужними (до 5–12 м) пачками піщано-алевролітових порід. Простягання північно-західне, розмір 2×6 км.

Жильна мінералізація зв'язана із січними крутоспадними тріщинами відриву, розтягу та сколювання, пошарові жили трапляються рідко. Відзначаються системи густих жил і прожилків, які утворюють жильні і прожилково-штокові зони. Уздовж жил і прожилків уміщуючі породи окварцовані та карбонатизовані, містять метасоматичну вкрапленість сульфідів заліза й мши'яку, рідше рутилу.

Попередні дослідники (Дворніков, 1967 [4]; Белоконь, 1972 [1] та ін.) до головних мінералів у прожилкових утвореннях зараховують пірит, сфалерит, галеніт, арсенопірит. За їхніми даними, рідше трапляються халькопірит, бурноніт, бляклі руди й самородне золото.

Жильні мінерали представлені зливним, друзовим і брекчієподібним молочно-білим і напівпрозорим кварцом і відносно великокристалічним анкеритом. С. А. Юшко відзначає знахідки аргеніту, а також вторинних мінералів, певно, зони окислення: халькозину, ковеліну, англезиту і церуситу [2]. Із сульфатних мінералів у кварц-карбонатних жилах виявлений барит (Е. К. Лазаренко, 1955) [5].

Схід ДРГП вивчило різні за складом й будовою сульфідні утворення, які характеризують глибокі горизонти Бобріківської Західної ділянки, а також піритові стягнення з розрізів вугільних шахт [3]. Сюди увійшли зразки з пошаровою дисульфідизацією, масивні піритові руди і з різноманітними прожилковими текстурами, які дають змогу визначити послідовність кристалізації прожилків різного складу.

Сингенетичний пірит утворює дрібні лінзочки, гнізда, овалоподібні конкреції, що поєднуються одне з одним (фото 1, 2, 3).

Іноді в таких утвореннях піриту спостерігаються діагенетичні тріщинки (фото 1, 4), ущільнення піритових агрегатів по периферії, перетин пізнішими прожилками кварц-карбонатного складу (фото 5а, б). В останньому випадку в місцях перетину чітко проявлені явища перекристалізації піриту, утворення його у вигляді метакристалів унаслідок розчинення й перевідкладення сингенетичного піриту.

Значний інтерес становлять піритизовані прошарки, в яких відзначається густа вкрапленість сингенетичного піриту, зазвичай дрібнокристалічного, часто з реліктами коломорфної будови (фото 6, 7, 8).

У деяких зразках сингенетичний пірит іде по шаруватості сланців, унаслідок чого виникають смугасті текстури: прошарки сланців, що містять дрібновокраплені пірит, чергуються з прошарками, складеними суцільним осадовим піритом (фото 9, 10). В окремих прошарках спостерігається уламковий піритовий матеріал, який свідчить про перерву в осадоутворенні й руйнуванні піриту. У таких випадках широко проявлені діагенетичні тріщини й виділення піриту у вигляді лінзочок, що фіксують вигини прошарків.

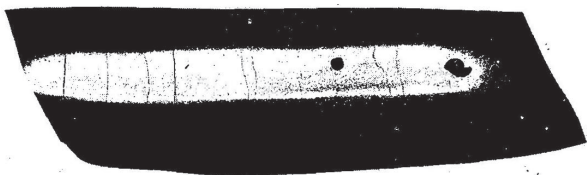


Фото 1. Конкреція осадового піриту з діагенетичними тріщинками (полірований штуф, сверд. 297, гл. 78,5 м; натуральна величина)

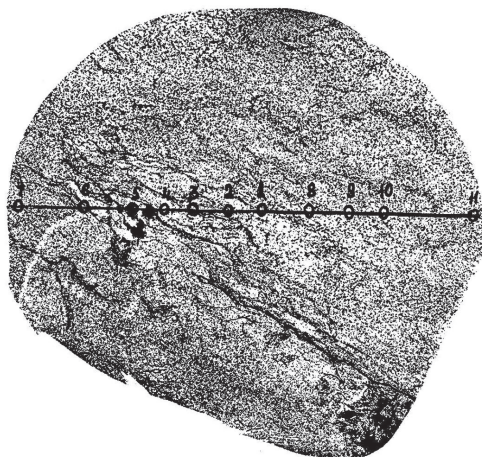


Фото 2. Суцільна осадова піритова руда (полірований штуф, шахта № 3, гл. 96,2 м; натуральна величина)

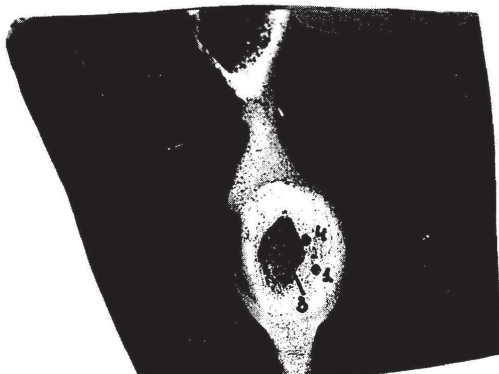


Фото 3. Конкреція осадового піриту у вуглистих сланцях (полірований штуф, шахта № 3, гл. 148,6 м; натуральна величина)

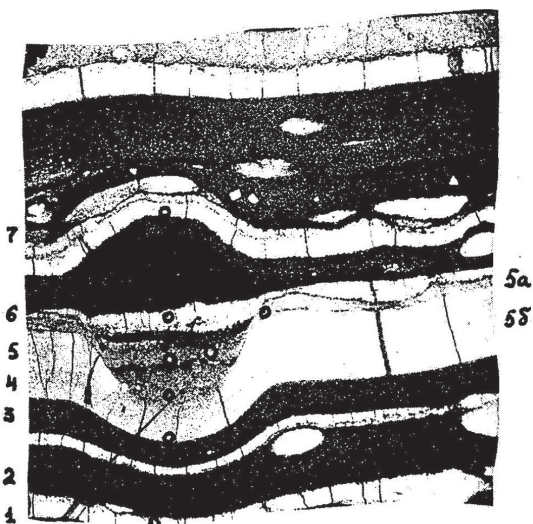


Фото 4. Пошаровий розподіл осадового піриту (полірований штуф, сверд. 303, гл. 190,5 м; натуральна величина)

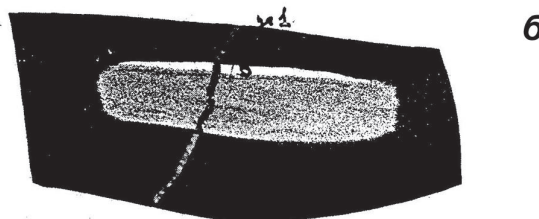
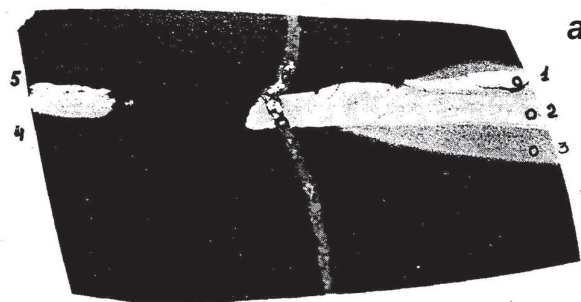


Фото 5. Перетин конкреції осадового піриту пізніми карбонатними прожилками (полірований штуф, 5а – сверд. 303, гл. 225,2 м; 5б – сверд. 303, гл. 292 м; натуральна величина)



Фото 6. Контакт піритизованих сланців з кварц-карбонатним прожилком. Характер піритизації прошарків (полірований шліф, збільшення 125, сверд. 304, гл. 297,0 м)

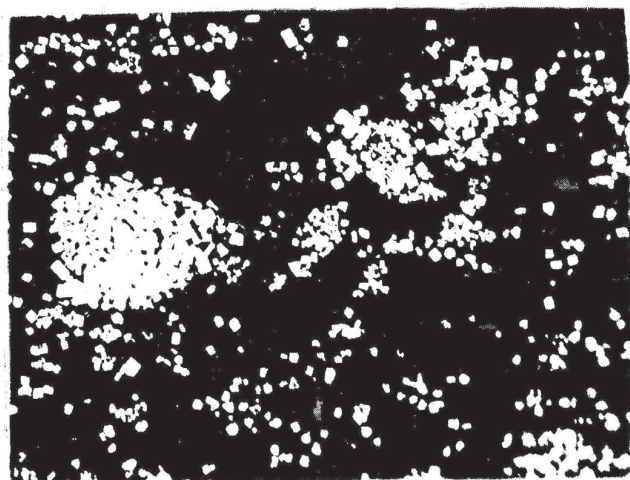


Фото 7. Форми виділення осадового піриту в піритизованих прошарках (полірований шліф, збільшення 500, шахта № 3, гл. 270,3 м)

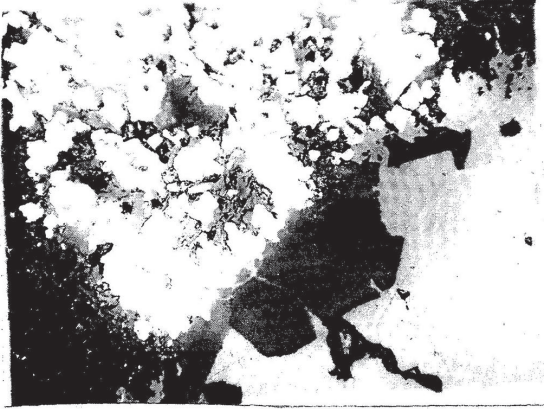


Фото 8. Неправильної форми зерна сингенетичного піриту: справа внизу – пізні кварц-карбонатні утворення (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 248, гл. 76,0 м)

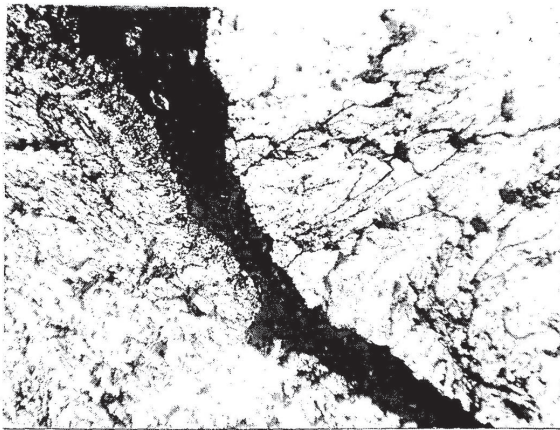


Фото 9. Променисто-шестуваті агрегати раннього піриту (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 303, гл. 290,0 м)



Фото 10. Перекристалізований пірит із численними вкрапленнями нерудних мінералів (полірований шліф, збільшення 250, шахта № 3, гл. 273,0 м)

Окрім описаних вище утворень піриту, трапляються ділянки суцільного (масивного), але такі осадові пірити місцями зберігають первинну коломорфну будову (фото 11).

У масивному піриті видно релікти сланців, проявлена мікроскладчастість.

Основна маса сульфідної мінералізації має прожилковий характер, причому прожилки різного складу: піритові, кварцові із сульфідами, карбонатні із сульфідами або кварц-карбонатні із сульфідами й без рудних мінералів.

Піритові прожилки складені зазвичай украленим

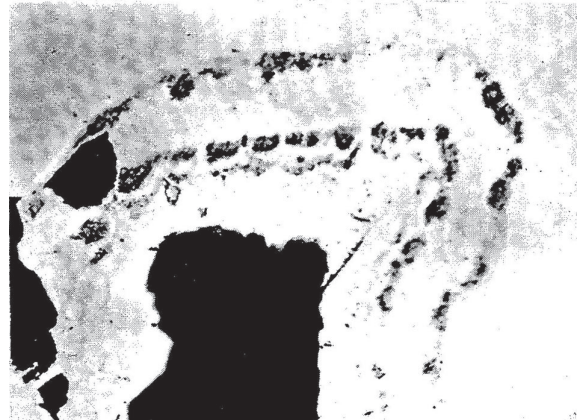


Фото 11. Релікти зонально-концентричної будови раннього піриту (полірований шліф, збільшення 150, сверд. 318, гл. 115,0 м)

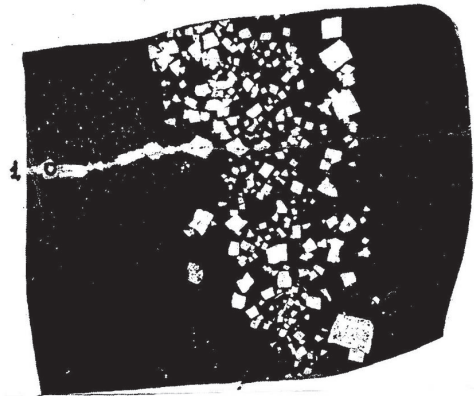


Фото 12. Форми виділення піриту по шаруватості і в пізніших тріщинках (полірований штуф, натуральна величина, сверд. 248, гл. 76,2 м)

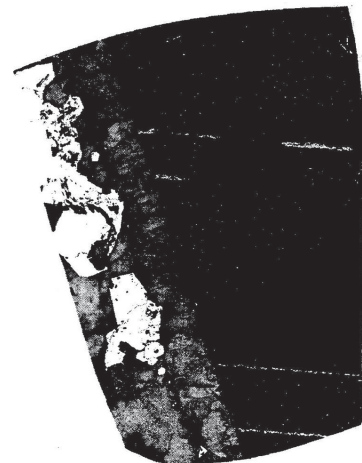


Фото 13. Переріз пошарових виділень піриту кварц-анкеритовим прожилком з метакристаллами піриту і дрібними виділеннями сфалериту й галеніту (полірований штуф, натуральна величина, сверд. 268, гл. 76,0 м)

піритом і кварцом. Пірит представлений метакристаллами різної величини, які містять укралення нерудних мінералів. Розподіл піриту і конфігурація прожилків фіксуються тріщинками й межами зміни вміщуючих порід (фото 12).

У низці випадків пізні прожилки перерізають сланці під кутом до шаруватості, яка підкреслюється пошаровим розподілом сингенетичного піриту (фото 13), а також перетинають лінзоподібні відокремлення (фото 14) або прошарки,

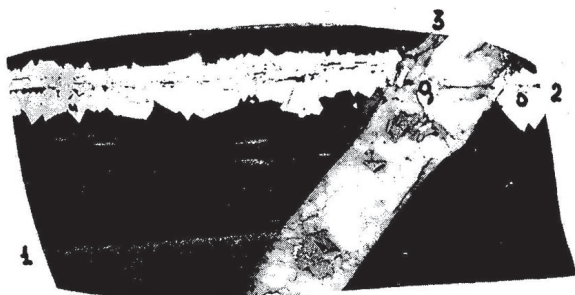


Фото 14. Співвідношення різновікових прожилків (ранній прожилок представлений головним чином арсенопіритом, пізній – кварц-анкеритового складу з перевідкладеним піритом та арсенопіритом (біле) і відокремленнями сфалериту (сіре). Помітне зміщення прошарків, збагачених піритом; полірований штауф, натуральна величина, сверд. 304, гл. 248,0 м)

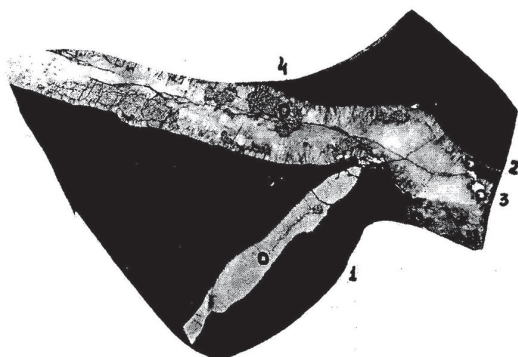


Фото 15. Переріз лінзоподібного виділення осадового піриту пізнім кварц-анкеритовим прожилком з відокремленнями сульфідів (полірований штауф, натуральна величина, сверд. 317, гл. 120,3 м)



Фото 16. Заміщення піриту (біле) галенітом (світло-сіре) (полірований шліф, збільшення 125, сверд. 317, гл. 128,7 м)

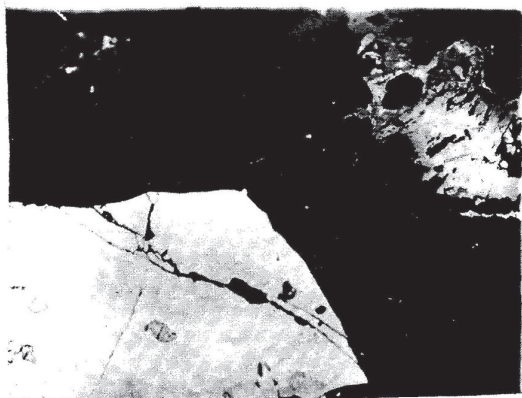


Фото 17. Метакристал піриту (біле) з украленнями галеніту в зрощеннях з карбонатом (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 318, гл. 65,0 м)

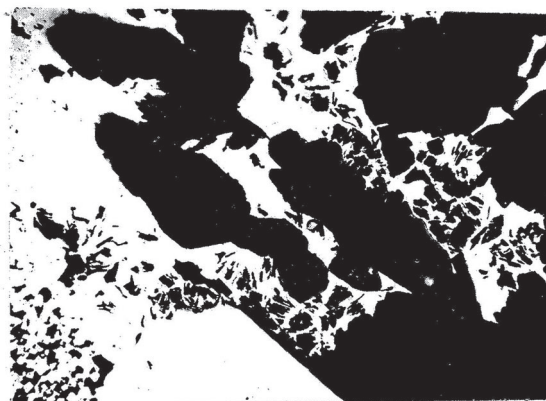


Фото 18. Зрощення пізнього піриту (біле) зі сфалеритом (сіре) й карбонатом (темно-сіре) (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 318, гл. 115,0 м)

збагачені осадовим піритом (фото 15). В останніх випадках (фото 15) помітне зміщення піритизованих прошарків, що свідчить про наявність тектонічних деформацій, які передують утворенню пізніх прожилків. Усі наведені факти вказують на гідротермальний спосіб утворення цих прожилків. Характер прожилків, їх конфігурація, будова свідчать про метасоматичне їхнє утворення або внаслідок виповнення тріщин.

Співвідношення прожилків різного складу дає змогу говорити про послідовність їх відкладення. Як правило, найбільш ранніми є кварцові прожилки, що містять пірит, арсенопірит, рідше сфалерит. Карбонатні прожилки або перерізають кварцові, або проходять по тих самих напрямках, унаслідок чого утворюються прожилки складніші за складом (кварц-карбонатні). Самостійні карбонатні прожилки представлені анкеритом, іноді з кальцитом. Співвідношення прожилків різного складу і мінералів, що їх складають, указує на те, що пірит та арсенопірит кристалізувалися раніше від інших сульфідів. Про це говорить їхня тріщинуватість, роздробленість, заміщення по тріщинах сфалеритом, галенітом, бляклою рудою, зрідка халькопіритом (фото 16), а також переріз пірит-

арсенопіритового прожилка кварц-карбонатним прожилком, який містить сфалерит (фото 14).

Зрощення зерен піриту й арсенопіриту, відсутність ознак корозії свідчать про їх одночасну кристалізацію, тому їх можна зарахувати до однієї (ранньої) парагенетичної асоціації. Іноді пірит-арсенопіритові прожилкоподібні виділення спостерігаються в масі раннього осадового піриту. У такому випадку не виключено, що відкладення прожилкового піриту відбувалося внаслідок розчинення осадового, з розчину, що містить миш'як. Пірит та арсенопірит, як правило, мають типову подібність метакристалів. Варто відзначити, що в рудах трапляються й пізніші метакристали піриту й арсенопіриту (фото 17) та їх метасоматичні утворення (фото 18). Пізній пірит містить численні вкраплення галеніту, рідко бляклої руди, а арсенопірит утворює скелетні форми серед бляклої руди й галеніту (фото 19).

У низці випадків відзначається регенерація й перекристалізація сульфідів заліза, очищення його зерен і перерозподіл у ньому мінералів-укралень (фото 20).

Сфалерит у зрощенні з халькопіритом, бляклою рудою, галенітом, який іноді містить перераховані мінерали у вигляді вкраплень,

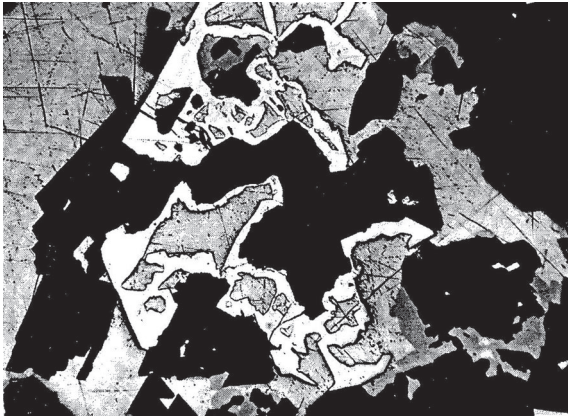


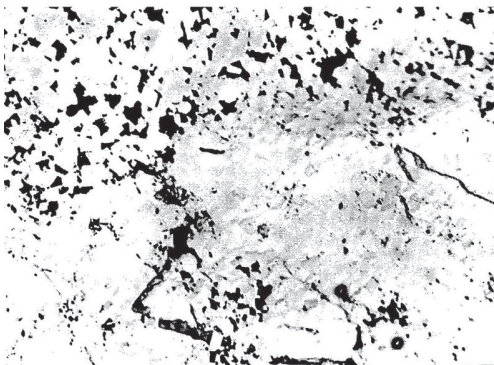
Фото 19. Скелетні форми виділень арсенопіриту (біле) серед галеніту й бляклої руди (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 318, гл. 145,0 м)



Фото 22. Форми виділення галеніту (біле) в карбонатній масі (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 318, гл. 65,0 м)



а



б

Фото 20. Перекристалізовані, очищені пірити з відокремленнями збільшених виділень галеніту (а), бляклої руди (б) і карбонату (полірований шліф, збільшення 125; а – сверд. 303, гл. 263,5; б – сверд. 286, гл. 201,7 м)

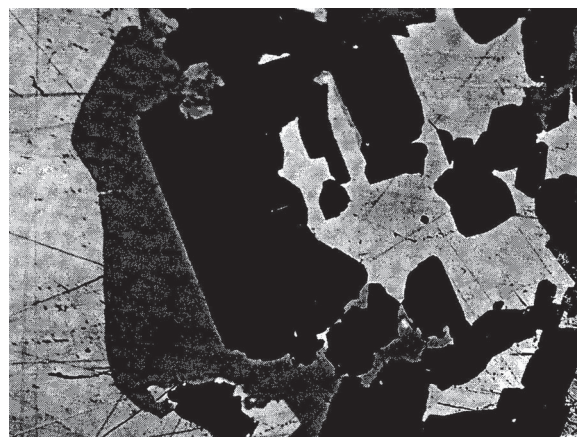


Фото 23. Зрошення кварцу (темне), бляклої руди (сіре) й галеніту (світло-сіре) (полірований шліф, збільшення 320, сверд. 318, гл. 141,0 м)

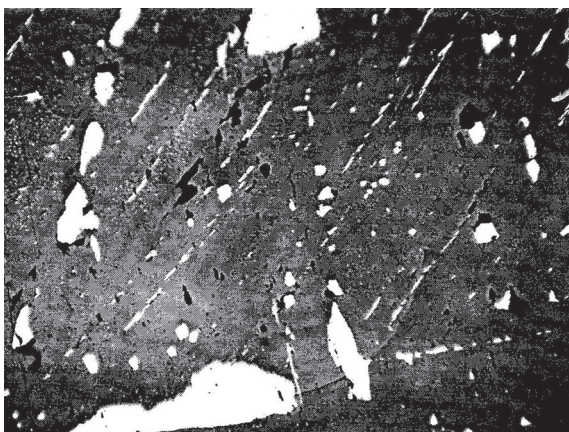


Фото 21. Характер виділення халькопіриту у сфалериті (темне) (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 304, гл. 301,2 м)

належить до пізнішої щодо піриту й арсенопіриту другої парагенетичної асоціації. Розглядаючи цей парагенезис загалом, варто зауважити, що головну роль у ньому відіграє сфалерит. Решта мінералів міститься в підпорядкованій кількості. При цьому халькопірит міститься в зернах сфалериту у вигляді емульсійної вкрапленості різної величини. Часто навколо відносно крупних крапель спостерігається тонка вкрапленість халькопіриту. Халькопірит виділяється так само і по межі зерен сфалериту й галеніту (фото 21). Самостійні виділення халькопіриту трапляються рідко.

Галеніт – менш поширений, ніж сфалерит, для нього характерні крупнозернисті агрегати, окремі зерна яких містять укралення бляклої

руди. Типова асоціація галеніту з карбонатом (фото 22) і бляклою рудою (фото 23), великі відокремлення галеніту в карбонатній масі, як правило, оточені дрібнозернистими метасоматичними виділеннями, які утворюють зрошення з карбонатом.

На фото 24 видно, що блякла руда спостерігається в помітній кількості, вона належить до одних із пізніших мінералів, заміщує ранні сульфідні: пірит, арсенопірит, сфалерит, у галеніті й халькопіриті містяться у вигляді вкраплень. Характерним є заліковування бляклою рудою численних тріщин у піриті й арсенопіриті.

В окремих випадках блякла руда в асоціації з карбонатом обростає кристали арсенопіриту (фото 25). Дуже рідко спостерігаються протилежні співвідношення,

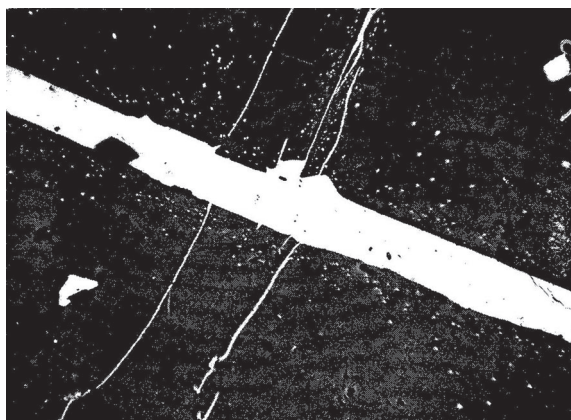


Фото 24. Прожилочок бляклої руди (світле) у сфалериті (сіре), який містить емульсієподібні вкраплення халькопіриту (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 318, гл. 115,0 м)

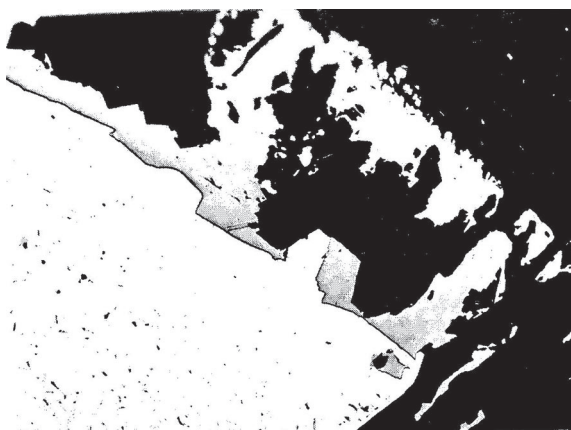


Фото 25. Обростання арсенопіриту (біле) бляклою рудою (світло-сіре) в зрощеннях з карбонатом (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 318, гл. 117,0 м)

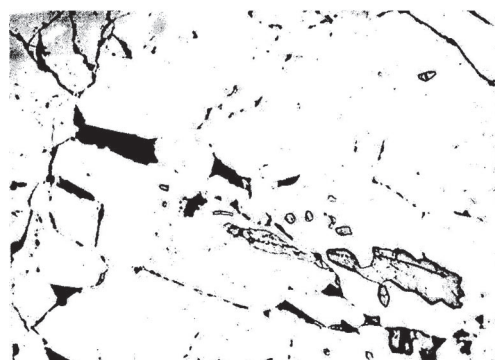


Фото 26. Метакристал піриту з украленнями галеніту (сіре) й бурноніту (світло-сіре, справа) (полірований шліф, збільшення 125, сверд. 318, гл. 132,0 м)

а саме: пізній арсенопірит обростає виділення бляклої руди або галеніту. Карбонат часто так само обростає сульфідні відокремлення (фото 25). Серед мінералів, що рідко трапляються, варто відзначити піротин (одиначні зерна в піриті), кубаніт (у

виділі зрощень з халькопіритом у вкрапленнях) і бурноніт – самостійні виділення серед кварцу (фото 26).

У перевідкладеному піриті, що асоціюється з арсенопіритом, натраплені одиначні золотинки розміром у соті частки міліметра.



а) Самородне золото в асоціації з галенітом (світло-сіре) в тріщинуватому піриті (біле) (полірований шліф, збільшення 250, сверд. 286)



б) Виділення самородного золота в асоціації зі сфалеритом і бляклою рудою по тріщинках у піриті (полірований шліф, збільшення 500, сверд. 304)

Фото 27. Форма виділення самородного золота в асоціації з різними мінералами в піриті

Дрібні виділення самородного золота з округлими контурами виявлені так само в асоціації з бляклою рудою в роздробленому перекристалізованому піриті. В останньому золотинки асоціюють з галенітом (фото 27а, б).

Вивчення текстурних особливостей сульфідних агрегатів, форм виділення головних рудоутворювальних мінералів дає змогу говорити про те, що гідротермальний рудний процес був накладений на інтенсивно піритизовані кам'яновугільні відклади. У процесі кристалізації рудної речовини відбувалися неодноразова перекристалізація й перевідкладення сульфідів, особливо піриту й арсенопіриту. Поява нових генерацій сульфідів заліза й мш'яку свідчить про зміни фізико-хімічних умов рудовідкладення. На підставі взаємовідносин різних мінеральних агрегатів, ознак корозії, пе-

ревідкладення, регенерації рудних і жильних мінералів можна намітити таку схему послідовності мінералоутворення.

Найранніші відклади гідротермального періоду представлені кварцовими або кварц-карбонатними прожилками, які містять пірит та арсенопірит. Такі самі утворення типові й для інших ділянок Нагольного кряжа. С. А. Юшко зараховує до цієї асоціації й самородне золото, яке міститься у вигляді мінеральної домішки в цих сульфідах [2]. Схід ДРГП не виявило золото в ранніх сульфідних утвореннях [3]. Можливо, це зумовлено тим, що золото міститься в субмікроскопічній або розсіяній формі.

Характерно, що ранні й наступні прожилки зміщують піритові прошарки, а в місцях перетину їх спостерігаються метакристали пере-

відкладеного піриту за рахунок осадового дисульфиду заліза. Ознаки перевідкладення останнього свідчать про активність гідротермальних розчинів.

Після деякої перерви, на що вказує брекчування сульфідів, тріщинуватість і роздробленість їх, відбувається відкладення потужніших кварцових, часто з анкеритом, прожилків, що містять значні скупчення сфалериту, галеніту і в меншій кількості бляклої руди й халькопіриту. Сфалерит цієї асоціації містить численні емульсієподібні вкраплення, кристалізація його дещо випереджає відкладення інших сульфідів, але оскільки часто всі вказані мінерали утворюють рівні границі або зернисті зрощення без ознак корозії, вони заховані до однієї асоціації. У складі цих прожилків можуть брати участь так само сульфіди заліза, оскільки прожилки в низці випадків перерізають ранні сульфідні прожилки або піритизовані прошарки. Сфалерит, галеніт, блякла руда й халькопірит кородують сульфіди заліза, а так само цементують їх уламки або заповнюють тріщинки в них. Іноді в таких роздроблених агрегатах піриту спостерігаються в тріщинах дрібні виділення самородного золота в асоціації або з бляклою рудою, або з галенітом. У вигляді вкрапель золото трапляється так само в перекристалізованому піриті, який входить до цієї асоціації.

І, нарешті, пізні кварц-карбонатні прожилки з бур-нонітом і галенітом, рідше з бляклою рудою являють собою пізню асоціацію. Галеніт цієї асоціації заміщує сфалерит і сульфіди заліза, утворює прожилки, які перерізають ранні мінерали. Наявність метакристалів піриту, насичених укралпленнями галеніту, а також арсенопіриту, що обростають виділення бляклої руди, вказує

на пізніше відкладення сульфідів заліза щодо галеніту, але відкладення їх у зв'язку з кристалізацією останнього в цій асоціації. Одиночні знахідки самородного золота і серед пізніх сульфідів вказують на можливий перерозподіл і збільшення його за рахунок ранніх сульфідних утворень, які піддалися очищенню внаслідок впливу активних розчинів.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Белоконь В. Г., Кузнецова С. В.* Гидротермальна минерализация глубоких горизонтов каменноугольных отложений Донбасса//Геология рудных месторождений. Москва. 1972. № 5. С. 35–41.
2. *Воларович Г. П., Юшко С. А.* Информационный отчет о геохимии изотопов серы Бобривского рудопоявления (Нагольный Кряж). Москва: ЦНИГРИ, 1976. 62 с.
3. *Герасимов Е. С.* Геологична база для техніко-економічних міркувань по оцінці ресурсів золота і срібла (ТЕМ) за результатами "Пошуково-оцінювальних робіт на золото-срібні руди в межах ділянки Бобривська Західна". Луганськ, 2012. 311 с.
4. *Дворников О. Г.* О зональности гидротермальной минерализации в Нагольном Кряже//Доповіді АН УРСР. 1962. № 12. С. 87–91.
5. *Лазаренко Е. К.* Находка барита в кварц-карбонатных жилах Нагольного Кряжа//Минералогический сборник Львовского геологического общества. 1955. № 9. С. 61–64.

УДК 552.3:552.4 (447.6)

Л. В. ІСАКОВ, д-р геол. наук (УкрДГРІ),

В. О. ШПИЛЬЧАК, провідний геолог (КП "Південукргеологія")

ПРОБЛЕМНІ ПИТАННЯ СТРАТИГРАФІЇ І МАГМАТИЗМУ ЗАХІДНОПРИАЗОВСЬКОЇ МЕГАСТРУКТУРИ

У статті розглянуто загальні проблеми систематизації стратиграфічних і магматичних підрозділів Західноприазовської мегаструктури. Надано схему послідовності формування стратиграфічних підрозділів і магматичних комплексів, яка базується на представлених авторами генетичних і геолого-структурних чинниках становлення мегаструктури.

General issues of systematization of stratigraphic and magmatic subdivisions of Western Pryazovia megastructure are considered. The scheme of formation of stratigraphic subdivisions and magmatic complexes is provided based on the genetic and geological-structural factors of megastructure formation as presented by the authors.

Вступ. Приазовський мегаблок є досить складним за внутрішньою будовою і штучно об'єднує в собі дві самостійні мегаструктури: Східноприазовську і Західноприазовську [5], для яких спільним є (і то під питанням) тільки древньоархейський фундамент, який, як відомо, дуже подібний для всіх основних структур Українського щита, що не може слугувати основою як для їх об'єднання, так і для роз'єднання (рис. 1). Таке штучне поєднання зазначених вище мегаструктур спотворює історію розвитку УЩ загалом і змушує дослідників удаватися до низки досить сумнівних побудов і висновків.

Накопичений на цей час великий обсяг геолого-структурних фактів і неупереджена інтерпретація глибинної

будови території Приазов'я на основі результатів дистанційних геофізичних досліджень дає можливість однозначно інтерпретувати Західне Приазов'я як самостійну мегаструктуру. Цій проблемі присвячені статті [4, 6], а тому в цій праці ми спробуємо лише узагальнити наявні матеріали і, зважаючи на прийняту концепцію розвитку мегаструктури, укласти загальну схему взаємовідношень стратиграфічних і магматичних складових мегаструктури. Тим самим ми не претендуємо на всебічне вирішення проблеми, а представлена робота спрямована на підняття дискусії з цього край важливого питання для досить детально вивченого регіону. Зрозуміло, що виконати аналіз проведених у межах регіону робіт, розроблених схем і концепцій розвитку та геолого-структурної будови мегаструктури

тури в досить обмеженій за об'ємом журнальної статті неможливо, а тому ми взагалі не будемо зупинятись на їх розгляді і лише надамо критичні зауваження до чинної хроностратиграфічної схеми, необхідність уточнення якої власне й надихнула нас до опублікування цих матеріалів.

По-перше, більшість наведених у чинній "Кореляційній хроностратиграфічній схемі"

[7] стратиграфічних підрозділів Західного Приазов'я знаходяться на рівні стратиграфічно невизначених допоміжних місцевих підрозділів – товщ (каїнкулацька, верхньотокмацька, вовчанська, новопавлівська, драгунська та ін.). При цьому структурні підрозділи, які встановлені на рівні серій, також являють собою фрагменти застарілих схем (центральноприазовська серія) або серії необгрун-

товано обмежені за площею. Наприклад, поширення осипенківської серії обмежене невеликою за масштабами троговою Сорокинською структурою, хоча подібних до неї структур налічується близько десяти і всі вони структурно, за генезисом і віком тісно взаємопов'язані. На рівні світ також присутня неоднозначність: для тієї ж осипенківської серії виділено і досить детально

обгрунтовано три світи: ольжинську, крутобалківську і сурозьку. У межах же інших структур, де, без сумніву, поширені породні комплекси тієї самої серії і здебільшого того ж речовинного наповнення, вони залишилися на рівні різних товщ (косівцевська, новогурівська, тернуватська та ін.), незважаючи на досить детальне їх розчленування. При цьому не зрозуміло, на яких підставах

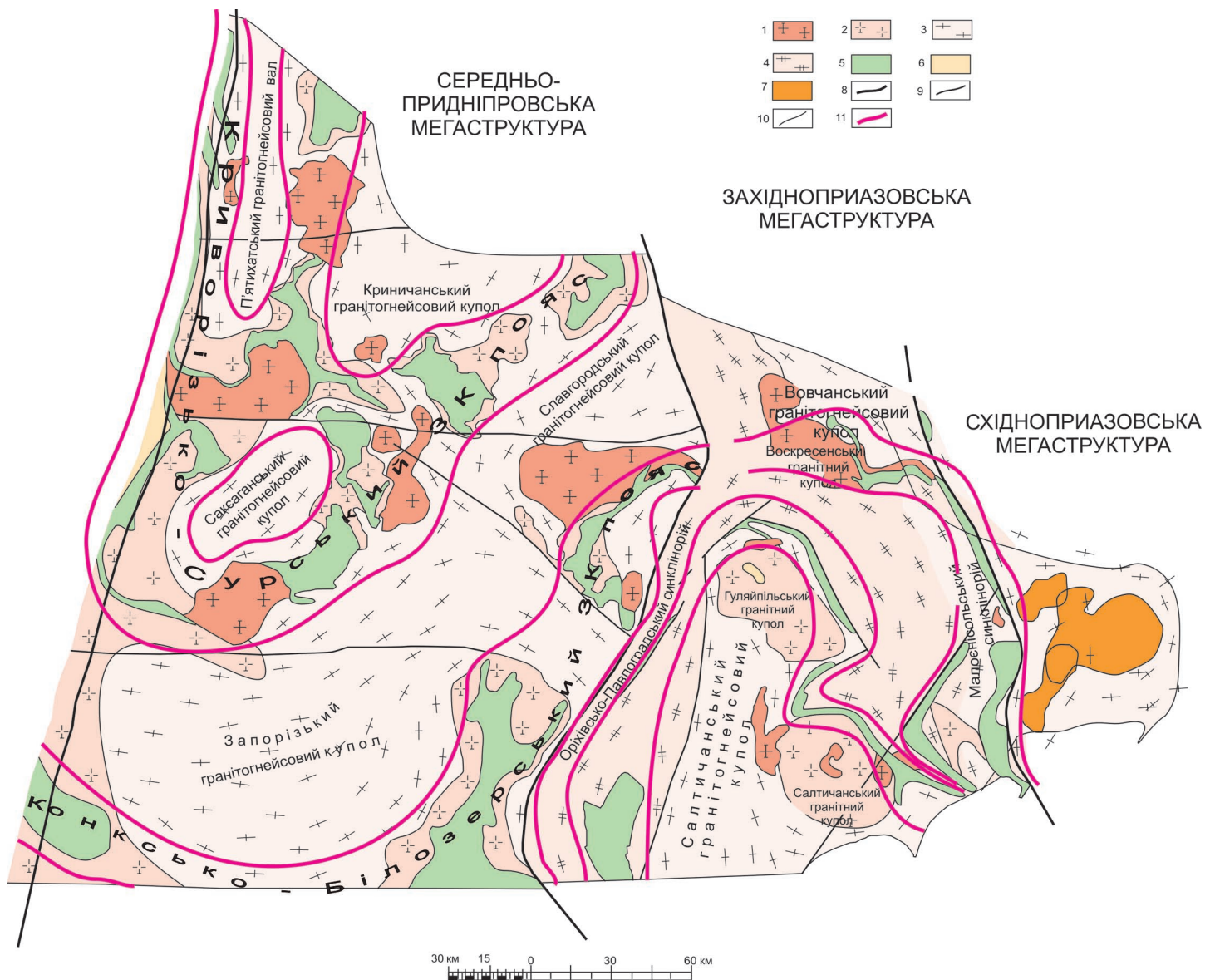


Рис. 1. Схематична геолого-структурна карта східної частини Українського щита [4]

1 – двопольовошпатові граніти демуринського, токівського, мокромосковського, добропільського, салтичанського та январського комплексів; 2 – плагіограніти, тоналіти сурського, саксаганського й шевченківського комплексів; 3 – метаморфічні серії (аульська й західноприазовська) та ультраметаморфічні комплекси (славгородський, новопавлівський і дніпропетровський) купольних структур; 4 – метаморфічні товщі (вовчанська й драгунська), центральноприазовська серія та ультраметаморфічні (ремівський і токмацький) комплекси шовних зон; 5 – метаморфізовані вулканогенно-теригенні комплекси трогових структур зеленокам'яного типу (конкська, білозерська, осипенківська серія і новогурівська, тернуватська, косівцевська товщі); 6 – теригенні комплекси прирозломних накладених структур (криворізька серія, гуляйпільська світа); 7 – габро, монзоніти, сієніти південнокальчицького та октябрського лужних інтрузивних комплексів; 8 – регіональні глибинні розломи; 9 – інші розривні порушення; 10 – геологічні границі; 11 – умовні границі зеленокам'яних поясів

у хроностратиграфічній схемі затверджується виділена й зарахована до палеопротерозою дібровська світа, яка, на наш погляд, найменш вивчена і зі спірним стратиграфічним розчленуванням. Власне кажучи, це добре, що виділена світа, але ж тоді структура, яку вона складає, набуває зовсім іншого статусу і є штучно вирваною із загального ансамблю трогових структур мезоархею. Залишається також нез'ясованим положення в межах Оріхівсько-Павлоградського синклінорію древньої новопавлівської товщі. Очевидно через це її поширення на останніх картах обмежене місцем виділення.

По-друге, майже така сама неоднозначна картина спостерігається і з ультраметаморфічно-інтрузивними комплексами. Відсутність чіткої концепції розвитку Західноприазовської мегаструктури та її штучне поєднання зі Східноприазовською призвело до досить необґрунтованого виділення і розміщення в межах першої інтрузивних комплексів, властивих лише останній. Так, майже на всій площі Західноприазовської мегаструктури гранітоїдні утворення нормального і сублужного ряду зараховані до анадольського комплексу, поширеного тільки в межах Східного Приазов'я і чужого для Західного Приазов'я, що досить обґрунтовано показано в праці [6]. Донині (вже більше 25 років) не затверджується январський гранітний комплекс, який є досить детально вивченим і, як показано в значній кількості публікацій [4–6 та ін.], має чіткий взаємозв'язок із зеленокам'яними структурами Приазов'я. Залишається незрозумілим положення древнього новопавлівського плагіогранітного комплексу, який, як і однойменний стратиграфічний підрозділ, у даний момент

обмежений місцем його поширення. Разом з тим недавно виділений ультраметаморфічний ремівський комплекс поширюється повсюдно, як у межах Західного, так і Східного Приазов'я, де бере участь у будові купольних структур, складених найстародавнішими утвореннями західноприазовської серії, а також відносно молодших структурних елементів синклінорного типу. У чинній хроностратиграфічній схемі [7] до палеоархею зараховано так само добропільський гранітний комплекс, хоча ще у 2006 році визначено його палеопротерозойський вік [2, 10]. На наші переконання нові визначення віку деяких новоутворених кристалів циркону на рівні палеопротерозою так само не дають змоги так суттєво і безпеліційно омолоджувати вік комплексу. Це також стосується молодого віку салтичанського та обіточенського комплексів, що вже частково спростовано, тому що для останнього встановлено стародавніший мезоархейський вік [12]. Незрозумілим є положення токмацького чарнокіт-ендербітового комплексу, тому що на місці його встановлення (Салтичанський купол, р. Верхній Токмак, г. Синя) визначення радіологічного віку не проводились, а в чинній схемі [7] є посилання на визначення його віку лише із чарнокітоїдних утворень, поширених серед порід центральноприазовської серії (тобто порід набагато молодших, ніж породи західноприазовської серії, серед яких і виділені чарнокітоїди комплексу).

Усі означені вище питання потребують детального дослідження та аналізу, разом з тим, на нашу думку, для вирішення більшості з них уже зараз існує достатньо фактичного матеріалу, а також можливостей точніше визначити їх вікове і структурне положення. Ми запропонували кореляційні

стратиграфічні побудови, які базуються на основі таких припущень: а) виокремлення Західного Приазов'я, як самостійної мегаструктури; б) реконструкції послідовності його формування з позиції теорії плюм-тектоніки; в) прийняття такої нижченаведеної концепції розвитку мегаструктури; г) максимального врахування даних геологознімальних і хроностратиграфічних досліджень.

Геолого-структурна будова та основні етапи розвитку мегаструктури. Західне Приазов'я належить до найстародавніших плюм-структур УЩ [4], яке має всі ознаки подібних структур за працею [11]. Цей регіон за працею [4] заслуговує на виділення як структурної одиниці першого порядку – Західноприазовської мегаструктури, а Оріхівсько-Павлоградський і Малоченісольський синклінорії (перший за працею [3] шовна зона), Вовчанський і Салтичанський середні гранітоїдно-гнейсові купольні структури і вузькі трогоподібні зеленокам'яні структури є його основними структурними складовими (рис. 1).

Купольні структури складені супракрystalльними утвореннями західноприазовської серії, а синклінорії – виповнені відповідно утвореннями вовчанської, новопавлівської і драгунської товщ. Характерною особливістю мегаструктури є розвиток в облямуванні куполів своєрідних трогів, виповнених різновіковими метавулканогенними і метатеригенними утвореннями зеленокам'яних комплексів, що складають зазначені вузькі трогоподібні структури, які незгідно залягають на утвореннях чарнокіт-грануліт-амфіболового СФК.

Трогові структури утворюють два дискретні дугоподібні пояси [1, 2, 4, 6]. Південно-західний Сорокинсько-Гайчурський

пояс простягається на відстань близько 200 км та облямовує Салтичанський гранітогнейсовий купол майже по всьому видимому периметрі у вигляді дискретно розміщених трогових структур. Північно-східний Шевченківсько-Берестівський пояс оперізує східну й північну частину мегаструктури і виразно пов'язується із зеленокам'яними структурами Середнього Придніпров'я через Конкську структуру, тобто дискретно переходить через пограничний міжмегаструктурний Оріхівсько-Павлоградський глибинний розлом, поєднуючи ці дві мегаструктури в єдину Східноукраїнську зеленокам'яну область [5].

Інтрузивні магматичні утворення Західноприазовської мегаструктури здебільшого сформувалися впродовж мезо- і частково неоархею. Представлені вони масивами плагіогранітів шевченківського комплексу, що складають значні за масштабами Єлисеївський і Гуляйпільський гранітоїдні куполи, а також інтрузивами нормальних і сублужних гранітів, чітко приуроченими до зеленокам'яних трогових структур [4, 6].

Умовно можна виділити п'ять етапів у формуванні Західноприазовської мегаструктури, зумовлених впливом розвитку глибинного плюму (рис. 2):

перший етап – підняття з глибин мантіїного магматичного плюму, який спричинив як прямий вплив, так і потужний тепловий потік на земну кору і призвів до поступового підняття протокори в районі сучасних Вовчанського і Салтичанського гранітогнейсових куполів з виокремленням та інтенсивним самостійним розвитком Західноприазовської мегаструктури;

другий етап – потужний тепловий потік зумовив інтенсивний метаморфізм гранітного шару земної кори і спричинив їх часткове плав-

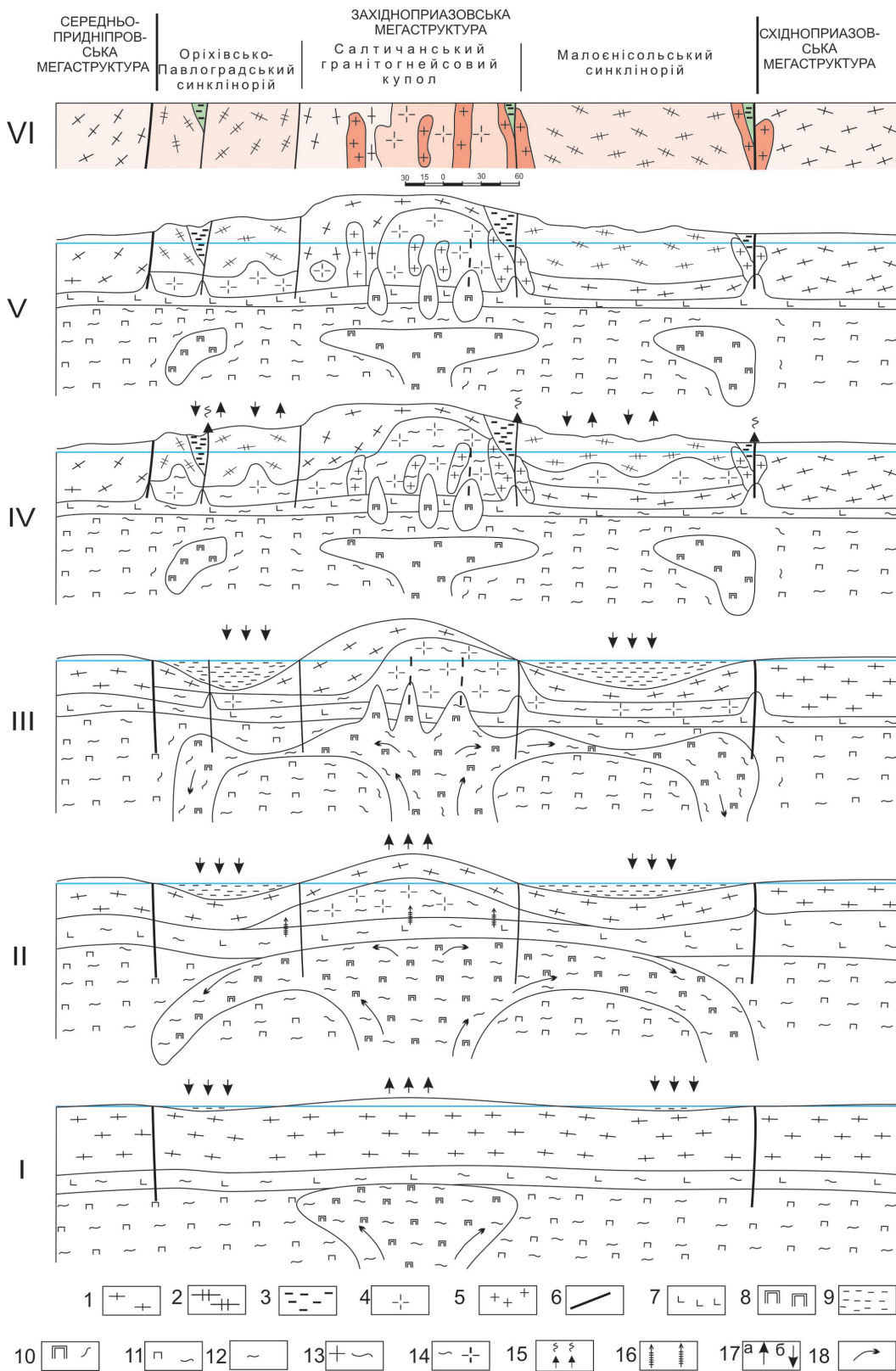


Рис. 2. Схема розвитку Західноприазовської мегаструктури [4]

1 – метаморфічні серії (західноприазовська, аульська) та ультраметаморфічні комплекси (новопавлівський, дніпропетровський) купольних структур; 2 – метаморфічні вулканогенно-теригенні товщі (вовчанська й драгунська) та ультраметаморфічні комплекси (ремівський) синклінорних зон; 3 – метаморфізовані вулканогенно-теригенні комплекси трогових структур (осипенківська серія й новогурівська, тернуватська, косівцевська товщі); 4 – плагіограніти, тоналіти шевченківського комплексу; 5 – двопольовошпатові граніти добропільського та январського комплексів; 6 – регіональні глибинні розломи; 7 – базальтовий шар (базальти, чарнокіти, двопіроксенові кристалосланці); 8 – залишкові масиви мантійного плюму; 9 – вулканогенно-теригенні відклади вовчанської, новопавлівської і драгунської товщі; 10 – мантійний пліум; 11 – астеносферний шар (напіврозплавлені, розплавлені породні комплекси основного, ультраосновного складу); 12 – розплавлений базальтовий шар; 13 – гранітна маґма; 14 – плагіогранітна маґма; 15 – вулкани основної маґми; 16 – глибинні теплові потоки; 17 – вертикальні літосферні рухи: а) висхідний, б) низхідний; 18 – напрямки переміщення мантійного плюму

лення з формуванням зазначених гранітогнейсових куполів й закладення навколо них великих компенсаційних крайових прогинів, які інтенсивно заповнювались осадовими і вулканогенними відкладами;

третій етап – формування на місці компенсаційних крайових прогинів Орхівсько-Павлоградського і Малоенісольського синкліноріїв з таким самим проявленням інтенсивного метаморфізму та ультраметаморфізму вулканогенно-осадових відкладів із перетворенням їх у гнейсово-кристалосланцеві товщі (новопавлівська, вовчанська і драгунська) та мігматити ремівського комплексу. У центральних частинах гранітогнейсових куполів з деяким часовим відривом від ремівського ультраметаморфізму відбулося інтенсивне вкорінення батолітів обіточенського і шевченківського комплексу, яке, очевидно, спровокувало ще більше підняття фундаменту. У крайових частинах куполів одночасно з їх становленням, а, ймовірно, через деякий незначний час, як результат компенсаційних процесів, що виникли під час укорінення великих батолітів, відбувалось закладення та інтенсивне заповнення вулканогенно-осадовими утвореннями вузьких трогових структур;

четвертий етап – становлення закладених на попередньому етапі трогових структур Західноприазовської мегаструктури з формуванням зеленокам'яних поясів. Завершальна стадія супроводжувалась вкоріненням багатофазних інтрузивів двопольовошпатових гра-

нітів январського, добропільського і салтичанського комплексів у крайові частини куполів і в межах трогових структур.

Геолого-генетична і стратифікованих та ультраметаморфічних і магматичних підрозділів, що формують Західноприазовську мегаструктуру. У таблиці наведені стратиграфічні співвідношення стратифікованих і нестратифікованих – ультраметаморфічних і магматичних підрозділів, які впливають із наданої концепції розвитку і становлення Західноприазовської мегаструктури. Ми навмисно, щоб не вносити плутанину, не надаємо даних радіологічних визначень [12] і порівнянь із затвердженою хроностратиграфічною схемою [7]. Разом з тим варто зазначити, що здебільшого

є повний збіг положення стратиграфічних підрозділів і магматичних комплексів. З ультраметаморфічних і магматичних комплексів, відображених у хроностратиграфічній схемі, виняток становить лише токмацький, салтичанський і добропільський комплекси, яким при віковому розміщенні ми надали перевагу генетичним і геолого-структурним критеріям. Стратиграфічні підрозділи в наданій схемі ми чітко розмістили відповідно до наданої концепції розвитку мегаструктури, максимально враховуючи фактичні дані, отримані під час ГС-50, ГГК-50, ГДП-200, і дані радіологічних визначень [12].

Чітко спостерігаються три періоди інтенсивного розвитку мегаструктури: західноприазовський, оріхівсько-павлоградсько-малоенісольський і зеленокам'яний

сорокинсько-гайчурсько-шевченківсько-берестівський. Кожен із них знаменувався накопиченням вулканогенно-осадових відкладів і подальшим формуванням відповідних серій метаморфічних порід і розвитком ультраметаморфічних і магматичних утворень, які сформували відповідні структурно-формаційні комплекси: чарнокіт-грануліт-амфіболітовий, гнейсо-кристалосланцевий і граніт-зеленокам'яний.

У західноприазовський період сформувалась відповідно однойменна західноприазовська серія (каїнкулацька і верхньотокмацька світи), в оріхівсько-павлоградсько-малоенісольський – вовчансько-драгунська серія (новопавлівська, драгунська-нижня, вовчанська, драгунська-верхня, темрюцька світи) і в зеленокам'яний со-

рокинсько-гайчурсько-шевченківсько-берестівський – янчурсько-осипенківська серія (дем'янівська, ольжинська, косівцевська, новогурівська, павлівська, крутобалківська, тернуватська, сурозька світи) і на завершення зеленокам'яного розвитку – накладені брахіструктури, виповнені гуляйпільською і садовою світами. Ці періоди завершувались інтенсивним розвитком ультраметаморфічних і магматичних процесів.

Верхньотокмацька і каїнкулацька світи західноприазовської серії утворюють гомодромний ряд накопичення вулканогенно-осадових утворень. Перша представлена асоціацією піроксен-, амфібол- і біотитовмісних кристалічних сланців і рідко гнейсів, каїнкулацьку світу в основному складають біотитовмісні гнейси з

Таблиця. Стратиграфічні підрозділи і магматичні комплекси Західноприазовської мегаструктури

СТРАТИФІКОВАНІ ПІДРОЗДІЛИ	УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ ТА ІНТРУЗИВНІ ПІДРОЗДІЛИ
	Протерозойська еонотема Р R
	Палеоархейська ератема PR₁ Кам'яномогильський гранітний комплекс Коларівський комплекс. Лампроїти, олівініти, тремолітиту Чернігівський комплекс. Лужноультраосновні породи, карбонати, нефелінові і лужні сіеніти
	Архейська еонотема А R
Неоархейська ератема AR₃ <i>Гуляйпільська світа, садова світа</i>	Салтичанський гранітний комплекс
Мезоархейська ератема AR₂ Янчурсько-осипенківська серія <i>Сурозька світа</i> <i>Крутобалківська, тернуватська світи</i> <i>Ольжинська, косівцевська, новогурівська, павлівська світи</i> <i>Дем'янівська світа</i>	Январський гранітний комплекс Добропільський гранітний комплекс Гайчурський, сорокинський комплекси основних та ультраосновних порід Мангуський комплекс ультраосновних порід
Палеоархейська ератема AR₁ Вовчансько-драгунська серія <i>Темрюцька світа</i> <i>Вовчанська світа. Драгунська верхня світа</i> <i>Новопавлівська світа. Драгунська нижня світа</i> Західноприазовська серія <i>Каїнкулацька світа</i> <i>Верхньотокмацька світа</i>	Шевченківський плагіогранітний комплекс Обіточенський габро-діоритовий комплекс Ремівський мігматитовий комплекс Новопавлівсько-токмацький плагіограніт-ендербітовий комплекс Західноприазовський мігматитовий комплекс (?)

піроксеном та амфіболом. Новопавлівська, драгунська-нижня, вовчанська, драгунська-верхня, темрюцька світи вовчансько-драгунської серії складають також гомодромний ряд. Новопавлівська і драгунська-нижня відповідно розвинуті в Орхівсько-Павлоградському і Малоєнісольському синкліноріях і складені гранат-, амфібол-біотитовими гнейсами і кристалічними сланцями і зрідка залістими кварцитами, а вовчанська й драгунська-верхня, що поширені також у тих самих синкліноріях відповідно складені біотитовими, гранат-, амфібол-, силіманіт-, графіт- і мусковіт-біотитовими гнейсами, кальцифірами, безрудними і зрідка залістими кварцитами. Темрюцька світа, яка за складом є досить подібною до драгунської-верхньої, завершує розріз вовчансько-драгунської серії в Малоєнісольському синклінорії.

Не виключено, зважаючи на близький вік [12] і синхронний вплив магматичного плюму як на породи куполів, так і синкліноріїв, високотемпературні процеси метаморфізму проходили в близький проміжок часу і сформували поширені в купольних і синклінорних структурах поля мігматитів, автохтонних гранітів і чарнокітоїдів новопавлівсько-токмацького і ремівського комплексів. Разом з тим не можна виключити можливість формування окремого мігматитового комплексу (західноприазовський мігматитовий комплекс (?) у таблиці) на завершальних стадіях становлення і метаморфізму західноприазовської серії, тому що ці породні асоціації слугували фундаментом для пізніших утворень.

Посилена дія плюму на центральні купольні частини мегаструктури призвела до формування великих резервуарів ультраосновної,

основної і кислої магми, які активізували процес підняття гранітогнейсових куполів і в завершальний період формування основних структур мегаблока проникли у верхні горизонти земної кори, сформувавши в межах куполів великі масиви гранітів, діоритів і габро шевченківського та обіточенського комплексів, а на флангах куполів, за рахунок проявлення вулканізму, частково заповнили вулканогенним матеріалом трогові прогини, поклавши початок формування ольжинської, косівцевської, новогурівської та павлівської світ і гайчурського, сорокинського та мангуського базит-ультрабазитових комплексів.

Дем'янівська, ольжинська, косівцевська, новогурівська, павлівська, крутобалківська, тернуватська і сурозька світи янчурсько-осипенківської серії чітко приурочені до трогових грабеніподібних структур, що здебільшого мають зеленокам'яний обрис. При цьому в Сорокинській структурі, як і в Гайчурській (за винятком кисловулканогенного верхнього розрізу (сурозька світа)) присутній повний зеленокам'яний розріз, притаманний подібним структурам Середнього Придніпров'я. У межах Косівцевської, Новогурівської і Павлівської структур присутня нижня базит-ультрабазитова складова розрізу, інші структури вміщують ту чи іншу частину верхнього розрізу зеленокам'яних структур. Завершується формування структур укоріненням інтрузії гранітної магми нормального й сублужного ряду, які сформували масиви гранітів добропільського, январського і салтичанського комплексів.

При затуханні впливу магматичного плюму і збільшенні літосферного тиску в межах окремих зон мегаструктури утворилися не-

значні провали, в межах яких відбувалося формування породних комплексів гуляйпільської і садової світ. Не виключено, що ці самі процеси призвели до формування в центральних частинах куполів великих розломних зон і проникнення в них глибинних магм, з яких утворились породні асоціації чернігівського і коларівського [9] комплексів.

ЛІТЕРАТУРА

1. Бобров О. Б., Сіворонів А. О., Малюк Б. І., Лисенко О. А. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2002. № 1–2. С. 46–67.
2. Бобров О. Б., Шпильчак В. О., Стефанишин О. Б., Степанюк Л. М. Нові дані про радіологічний вік гранітоїдів Добропільського масиву (Західне Приазов'я, Український щит). Стаття 2. Геологія, петрографія, петрохімія//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2006. № 4. С. 7–36.
3. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень/А. С. Дранник, М. М. Костенко, К. Ю. Єсипчук та ін./Мін. ресурси України. 2003. № 1. С. 26–29.
4. Ісаков Л. В., Бобров О. Б., Паранько І. С., Шпильчак В. О., Шурко М. М. Західне Приазов'я – самостійний мегаблок Українського щита//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2011. № 4. С. 122–133.
5. Ісаков Л. В. Геолого-структурні та магматичні чинники формування пегматитів Східноукраїнської граніт-зеленокам'яної області Українського щита//Геол.-мінерал. вісн. 2007. № 1 (17). С. 47–58.
6. Ісаков Л. В., Паранько І. С., Бобров О. Б., Шпильчак В. О., Литчук Л. В., Єлькіна І. Б., Шурко М. М. До питання виділення в межах Західноприазовського геоблока январського гранітного комплексу як складового елемента еволюції зеленокам'яних структур Західного Приазов'я//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2012. № 3. С. 11–26.
7. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. К.: УкрДГРІ, 2004. 29 с.
8. Основні типи породних комплексів докембрію Укра-

їнського щита/О. Б. Бобров, Д. С. Гурський, К. Ю. Єсипчук та ін.//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2004. № 1. С. 5–17.

9. Раздорожный В. Ф., Кривдик С. Г., Цымбал С. Н. Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья – интрузивные аналоги лампроитов//Минерал. журн. 1999. Т. 21, № 2/3. С. 79–96.

10. Степанюк Л. М., Бобров О. Б., Шпильчак В. О. та ін. Нові дані про радіологічний вік гранітоїдів Добропільського масиву (Західне Приазов'я, Український щит). Стаття 3. Результати радіологічного датування//Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2007. № 2. С. 83–89.

11. Хаин В. Е. В поисках новой модели развития Земли//Соросовский образовательный журнал. 1996. № 1. С. 66–73.

12. Шербак Н. П., Артеменко И. М., Лесная И. М., Пономаренко А. Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. К.: Наукова думка, 2005. 243 с.

УДК 551.243.8:(550.42:551.14):553.3

У. З. НАУМЕНКО, канд. геол. наук, в. о. старшого наукового співробітника (ІГН НАН України)

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ТА ОСНОВНІ ЕТАПИ РОЗВИТКУ ОСНИЦЬКО-РІВНЕНСЬКОГО БЛОКА (ЗОНИ ЗЧЛЕНУВАННЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА І ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКОЇ ПЛИТИ) В ДОКЕМБРІЇ

Викладено загальні риси геологічної будови Осницько-Рівненського блока. Виділено основні етапи формування структури блока. Показана роль епіплатформного рифтогенезу в розвитку структур і породних асоціацій фундаменту та осадового чохла в докембрії в межах вивченої блокової структури.

The general features of the geological structure and the basic stages in the structure formation of the Osnitsk-Rivne block are described. The role of the epiplatform rift genesis in the development of structures, rock associations of the basement and the sedimentary cover in the Precambrian time is characterized.

Територія району досліджень належить до таких, що мають досить складну геологічну будову. До цього часу в геологів немає єдиної думки щодо будови й розвитку Осницько-Рівненської структури. Проведені за останні роки геологорозвідувальні, пошукові і геофізичні роботи багатопільового призначення, а також додатковий аналіз геологічної інформації дали змогу детальніше охарактеризувати геологічну будову району. До 1959 р. усі геологічні дослідження Осницько-Рівненської структури мали епізодичний характер, однак вони внесли вагомий вклад у пізнання її геологічної будови і пошуків корисних копалин.

Перші науково обґрунтовані відомості щодо геологічної будови території, куди входить Осницько-Рівненський блок, з'являються в середині 30-х років. Серед дослідників того часу вирізня-

ються роботи Ст. Малковського (1936), який наводить дані про геологічну будову і склад докембрійських утворень. Ним була висловлена думка, що клесовіти мають вторинне походження і подібні до лептитів Швеції. Важливе значення для подальшого вивчення природи лептитів мали дослідження А. П. Карпінського (1928), П. А. Тутковського (1911, 1928), Г. Ф. Мірчинка (1940), А. І. Шершньова (1941).

Однак планомірне вивчення структури, стратиграфії, речовинного складу утворень на території Осницько-Рівненського блока і всієї північно-західної частини УЩ стало можливим з проведенням середньо- і великомасштабного геологічного картування, яке розпочали з 1959 р. і виконували Г. М. Козловська, Л. Г. Ткачук, М. І. Ожегова, В. П. Бухарев, Г. М. Коровниченко, І. В. Сладков, Т. Ф. Кашеєва, Н. А. Лагутін, Е. І. Поклонна, В. П. Судзи-

ловський та ін. Опрацювання величезного фактичного матеріалу дало змогу суттєво доповнити дані про геологічну будову і речовинний склад порід, що знайшло відображення в серії публікацій, до яких в першу чергу варто віднести роботи А. Я. Хатунцевої (1965, 1971, 1978). Наявний матеріал дав можливість їй зробити висновок, що будова північно-західної частини УЩ, куди входить і Осницько-Рівненський блок, відображає характер великої рухомої геосинклінальної області з відповідним для неї набором магматичних формацій.

Завдяки виконанню великомасштабної (1:50000) зйомки було складено детальніші геологічні карти, уточнено геологічну будову, а також стратиграфічну схему докембрійських утворень Осницько-Рівненського блока, що знайшло відображення в публікаціях В. Ф. Лабузного (1977), В. М. Беланова (1969), Л. С. Галецького

(1978, 1988), Н. А. Савченка (1969, 1976), О. Б. Гінтова (1978, 1987), В. С. Верем'єва (1981, 1983).

Наступний етап в дослідженні району пов'язаний з проведенням у 70-80 рр. XX століття глибинного геологічного картування (м-б 1:200 000). За його результатами було розроблено стратиграфічну схему кристалічного фундаменту, виконано детальні петрографічні, петрохімічні і геохімічні дослідження, що стало основою для виділення метаморфічних, ультраметаморфічних та інтрузивних утворень нижньо- і середньо-протерозойського віку. При цьому встановлено вирішальну роль процесів гранітизації у формуванні житомирського та осницького комплексів, одночасно накладених на різні за генезисом похідні породи (вулканогенні та осадові). Дією так само молодший вік осницького комплексу.

У 2003 р. А. С. Драник, М. М. Костенко, К. Ю. Єсипчук, М. В. Гейченко, Є. Б. Глеваський, Л. М. Шутенко уточнили стратиграфічну кореляцію докембрійських утворень і виконали геолого-структурне районування УЩ. В. А. Єнтін і Л. М. Шимків (2004) обґрунтували мегаблоковий принцип районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень. Л. Ф. Котвицький (2005 р.) на основі результатів геолого-гнізимальних робіт уточнив геологічну і структурно-тектонічну будову району, провів оцінку перспектив території на молібденове і мідно-нікелеве зруденіння та нерудні корисні копалини.

Велике значення в подальшому розвитку уявлень про тектоніку, стратиграфію, мінералогію, петрологію, рудоносність і вік утворень Осницько-Рівненського блока мали праці Н. А. Безпалько (1970), М. П. Щербак (1975), Л. С. Галецького (1976), С. В. Нечаєва (1985), О. С. Ступки (1986), В. П. Бу-

харева (1987), О. В. Зінченка (1986, 2005), В. С. Металіді (1989), М. М. Костенка (1989, 1991), В. М. Скобелева, Л. В. Шумлянського (2001), І. Б. Щербакова (2005), К. І. Деревської (2008) та ін.

Під назвою Осницько-Рівненський досліджуваний блок автор виділила вперше [10]. Це блокова структура II рангу в межах Поліського мега-

блока ВПП, яка розміщена на південно-східній окраїні рухливого поясу, в області зчленування його з Волинським блоком УЩ, що замикає на північному заході Сарматський протоконтинент. В інфраструктурі розломно-блокової тектоніки дорифейського фундаменту блок визначений у ранзі сегмента шовної зони між Сарматією і Феносканді-

єю з багаторазовими проявами тектономагматичної активізації і переробки породних комплексів гідротермально-метасоматичними процесами (рис. 1).

Територія блока включає декілька раніше виділених структур високого рангу: Осницький блок УЩ, Рівненський блок ВПП і північну частину Луцької западини.

Доступність вивчення геологічними методами кристалічної основи схилів УЩ і ВПП через її неглибоке залягання під осадовим чохлам, наявність виходів на денну поверхню утворень поліської серії і трапової формації Волині, строго витримане північно-східне простягання геологічних тіл і розривних порушень, обмежених з усіх боків розломними зонами мантіїного закладення, сприяли визначенню блока як самостійної структури.

Площа покрита аеромагнітометричною, магнітометричною, гравіметричною зйомками масштабу 1:200 000, так само проводилися електророзвідувальні роботи методом ВЕЗ, виконано декілька профілів ГСЗ. За результатами цих робіт у межах блока виділено профундамент (границя K_2) – основу консолідованої кори. Вище за розрізом на глибині 20 км лежить гранітний шар (K_3), потужність якого коливається від 15 до 30 км. На геотраверсі VI [7] Суцано-Пержанська зона простежується нижче границі Мохо до глибини 80–90 км і досягає поверхні астеносферного шару, що в районі м. Рівного розміщується на 18 км вище, ніж на південній і східній ділянках. Між Луцькою і Суцано-Пержанською зонами на глибині 5,0 км міститься пластове тіло з підвищеними швидкостями поширення пружних хвиль. Це або “протопокрів”, або гіпабісальна міжпластова інтрузія, складена породами основного складу. Інтрузію виділено на карті кристалічної основи Рівненського аркуша масштабу 1:200 000. В області перетину Бузької розломної зони з Рівненською всі сейсмічні горизонти підіймаються аж до розділу Мохо. З південного заходу сюди підходять профундамент (K_2) і гранітний шар (K_3), які так само різко підіймаються, формуючи із шарами східного й північно-

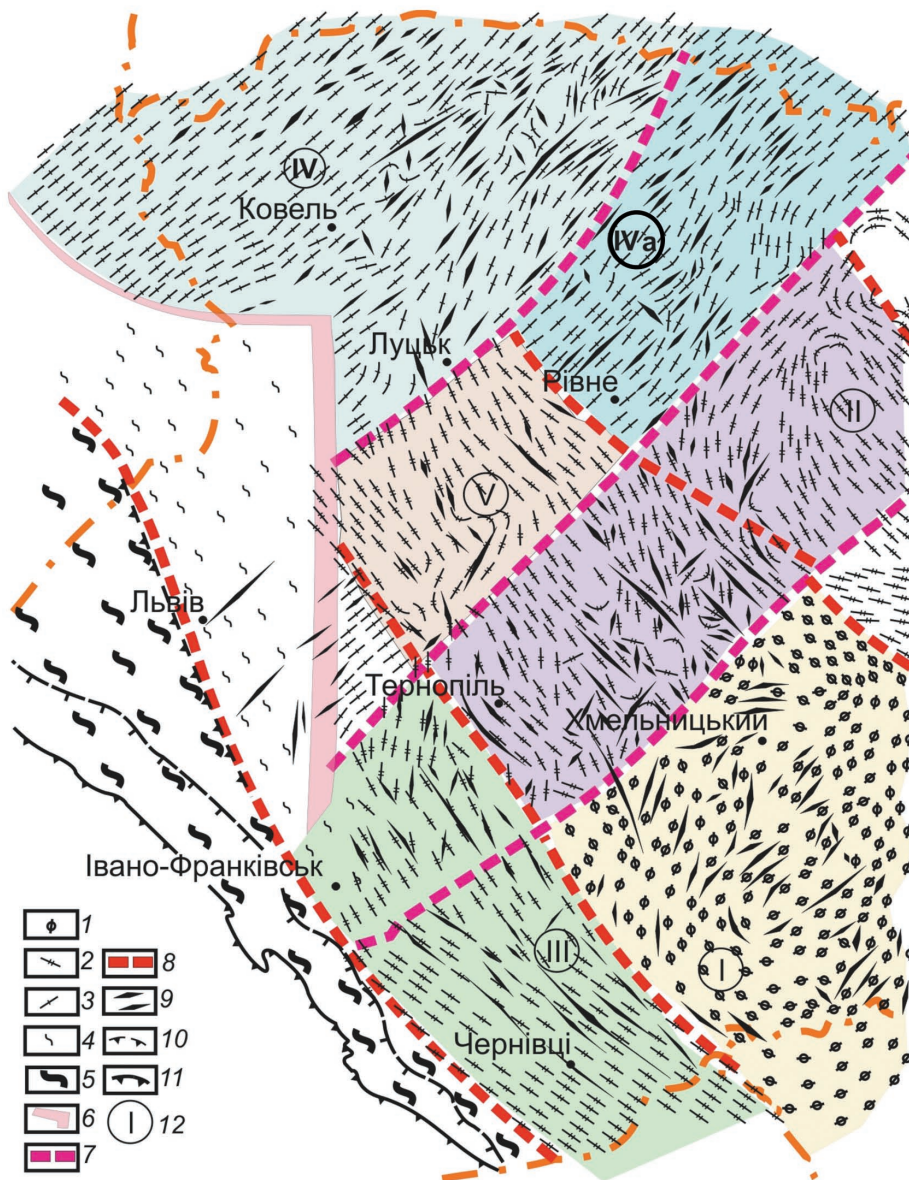


Рис 1. Положення Осницько-Рівненського блока в блоковій подільності дорифейського фундаменту заходу України за працею [6]

1 – досфекофено-карельський (архейський) масив; свекофено-карельські складчасті системи: 2 – азово-волинські, 3 – нововолинські; 4 – свекофено-карельські складчасті системи, які підлягали передрифейській деструкції і байкальській структурній переробці; 5 – область байкальської і каледонської структурної переробки; 6 – зона крайового шва Східноєвропейської платформи; 7 – міжблокові розломи; 8 – основні розломи в структурі обрамлення Східноєвропейської платформи; 9 – осі магнітних аномалій трансформованого поля, зумовлених складчастою структурою фундаменту; 10 – насув складчастості нижньопалеозойських відкладів на платформу; 11 – насув Карпат; 12 – блоки (римські цифри): I – Подільський, II – Тернопільсько-Новоград-Волинський, III – Придністровський, IV – Поліський, IV(a) – Осницько-Рівненський, V – Дубнівський

східного крила дуже велику складно побудовану антикліналь, прорвану інтрузією, вповненою основними породами. Антиклінальну структуру зафіксовано в південній половині блока. Тут же геофізичними методами визначено ряд структур досить своєрідної будови (рис. 2).

Розломні зони, що обмежують блок, закладені на ранній стадії розвитку земної кори (рис. 3). Вони фіксуються геофізичними методами нижче поверхні Мохо в шарах верхньої мантії, де відбуваються фізико-хімічні зміни підкорової речовини, що спричинюють зародження розломних зон.

У приповерхневій частині кори такі зони проявляються інтрузивним магматизмом, продуктами дислокаційного метаморфізму і метасоматозом, діафорезом порід субстрату.

Суццано-Пержанська розломна зона обмежує блок з південного сходу. Вона є найважливішою розривною структурою щита і проходить

уздовж контакту між палеопротерозойським структурно-речовинним комплексом метаморфічних і магматичних утворень та оснищею вулканоплутонічною асоціацією порід, деформуючи їх у зоні свого впливу. Азимут простягання зони 60–70°. Ширина – 6–8 км. Складається вона із серії субпаралельних розломів II порядку. Усі різновиди порід зазнали деформації і перетворені в мілоніти, катаклазити та інші тектоніти. У середній частині зони виділено і вивчено Пержанський тектонічний вузол, сформований в області перетину розломів діагонального та ортогонального напрямків. Центральну частину вузла складають тектоніти по діабазових порфіритах потужністю до 600 м. Північніше цієї зони розміщений Яструбецький масив сієнітів з рудною і рідкоземельною мінералізаціями.

Луцька розломна зона обмежує блок з північного заходу. Вона виділяється як лінеа-

мент, що розділяє блоки літосфери з різною потужністю. На початку свого розвитку зона була лівим зрушенням, а в поліський час переорієнтована в праве зрушення. Зона простежується слідами тектонічних рухів, що проявилися в осадовому чохла в байкальську і герцинську тектонічні епохи (дані геологічних зйомок, 2008). Глибинна будова: поверхня Мохо і земна кора в зоні порушена не тільки крутопадаючими коровими розломами, але й пологими внутрішньокоровими зривами. Глибина залягання розділу Мохо досягає 60 км. На глибині 110 км у мантії виявлено шар потужністю близько 50 км з підвищеною швидкістю проходження пружних хвиль, який розглядається як поверхня тектоносфери.

Бузька розломна зона обмежує блок з південного заходу. Вона має північно-західне простягання і характеризується чітко вираженим підйомом розділу Мохо. Зона трасується по

лінії Гайворон-Вінниця-Шепетівка і зрізається на північному заході в межах ВПП Стоходсько-Могилівською розломною зоною. У межах УЩ зона вивчена по виходах на денну поверхню мілонітів (пгт Брацлав), катаклазитів, альбітитів, а також дайок, складених базальтами і базальт-андезитами (сс. Широка Гребля, Раївка). Протофундамент (K₂) лежить на глибині 10–12 км, розділ Мохо – 55 км [7].

Південноприп'ятська розломна зона обмежує блок з півночі. Вона закладена протягом пізньобайкальського тектонічного циклу, коли відбувалося горизонтальне розтягнення кори, і всі розломні зони субширотного простягання в межах ВПП виявилися лівими зсуво-розсувами. Зона активізувалася в каледонську, герцинську, кімерійську тектонічної епохи і фіксується в розрізах відповідно силурійськими, девонськими, ранньокрейдовими відкладами.

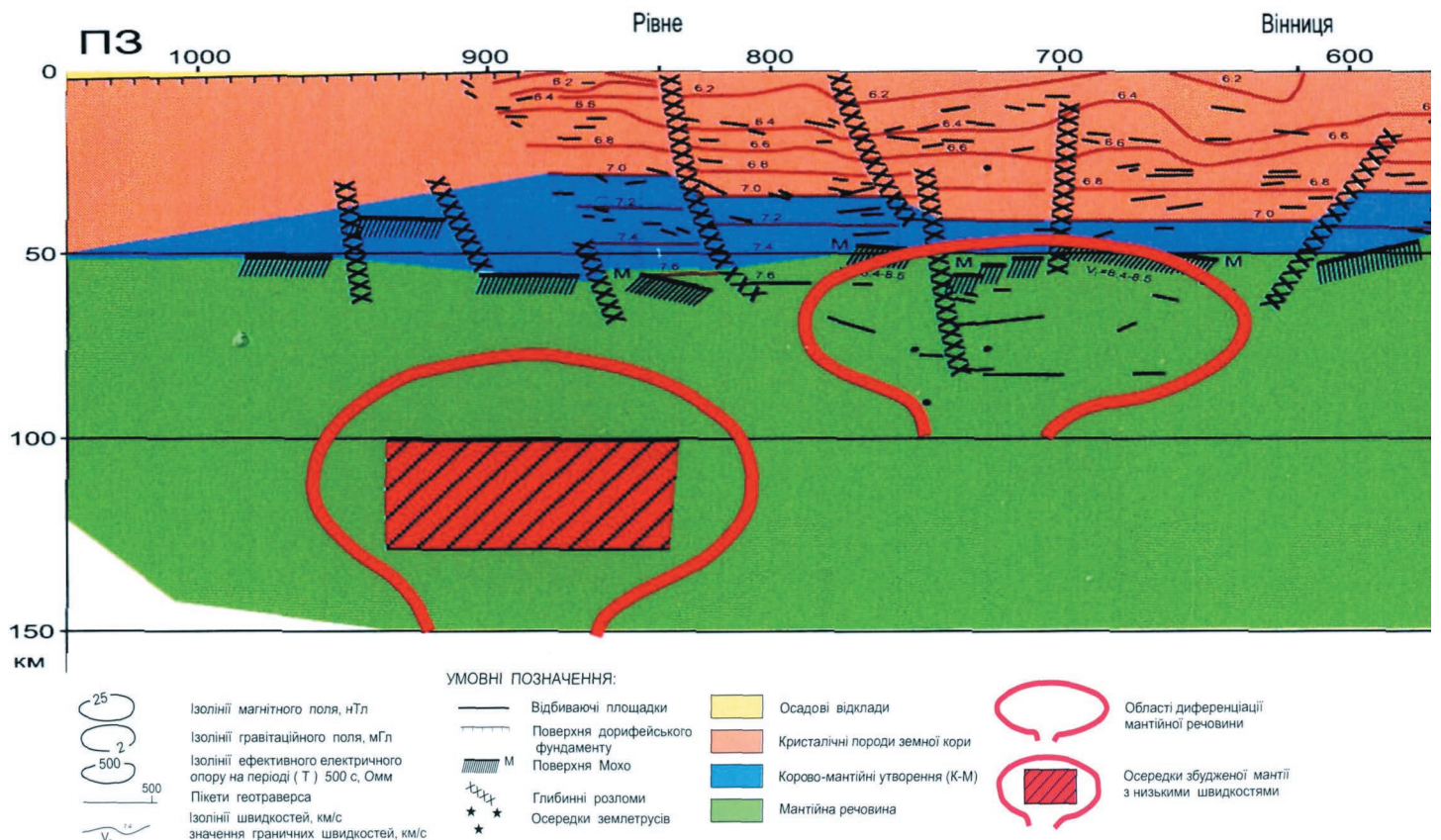


Рис. 2. Сейсмічний розріз за геотраверсом VI [7]

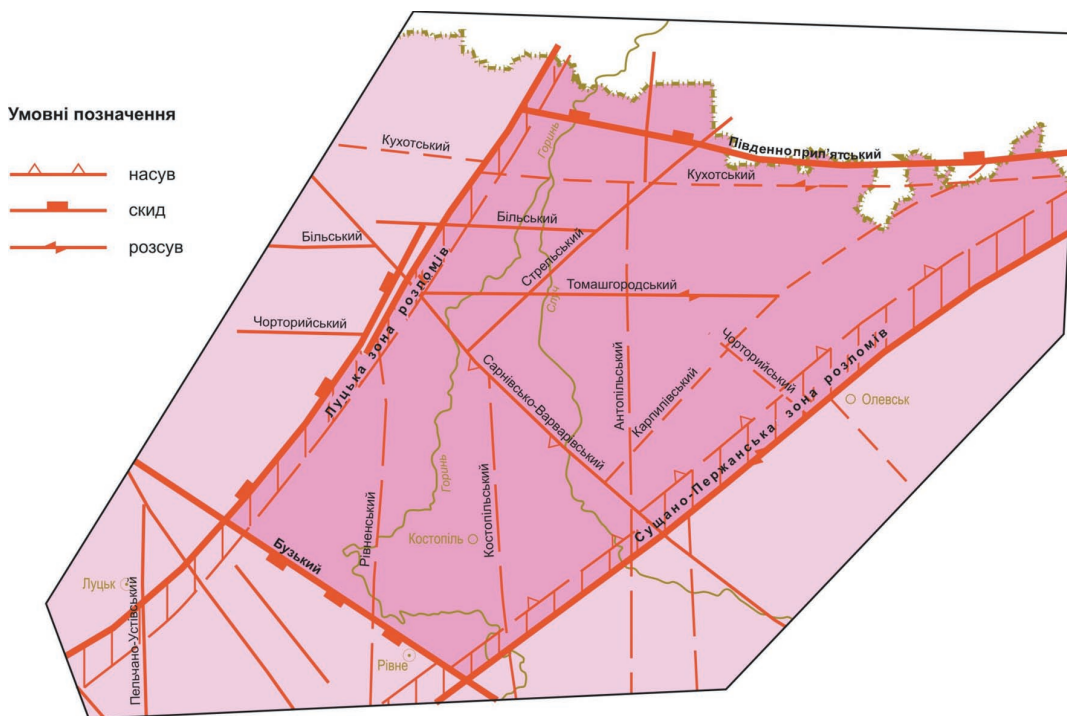


Рис. 3. Схема розломів Осницько-Рівненського блока

Нижній структурний поверх кристалічного фундаменту

Структурно-речовинні комплекси кристалічної основи.

Палеопротерозойський фундамент під породами осницької вулканоплутонічної асоціації складений гнейсово-сланцевою товщею тетерівської серії (граніти і мігматити шереметівського і житомирського ультраметаморфічних комплексів), перекритої порфіробластичними біотит-амфіболовими сланцями горохівського комплексу. У межах Осницького блока УЩ тетерівська серія займає невеликі за розмірами ділянки, складені переважно біотитовими та амфіболовмісними гнейсами і кристалосланцями василівської світи тетерівської серії, які за хімічним складом, структурними і текстурними особливостями, акцесорними мінералами зіставляються з гнейсовими утвореннями стратотипового розрізу василівського профілю.

У Рівненському блоці кристалічна основа перекрита доплитним і плитним осадовими чохлами. Під доплитним осадовим чохлами свєрдловинами розкриті пор-

фіробластичні біотит-амфіболові і біотитові сіро-зелені дуже дрібнозернисті сланці. Структура їх гранобластова, текстура смугаста. Порфіробласти складені альбітом, що замінив плагіоклаз основного складу. Сланці, достатньо збагачені акцесорними мінералами, січуться численними прожилками рожевих калішпатових гранітів. За ступенем метаморфізму охарактеризовані сланці відповідають епідот-амфіболітовій фації і низьким субфаціям амфіболітової фації. Виявлені в них реліктові структури дають змогу припустити вулканогенну природу первинних утворень. Сланці вирізняються високим умістом магнетиту (10 %) [14]. Простягання сланцевих товщ відповідає північно-східному простяганню магнітних аномалій. Склад і будова метаморфічних товщ, що лежать під доплитним чохлами, відповідають верхній частині розрізу тетерівської серії, яка в межах УЩ і його схилів повністю зденудована. У літературі товща сланців виділена в "горохівський структурно-речовинний комплекс" [6].

Поширення комплексу обмежене розмірами протопаляеорифтової долини, успадкованої від структури, що відокремлює Феноскандію від Сарматії.

Верхній структурний поверх кристалічного фундаменту

Породні комплекси осницької вулканоплутонічної асоціації. Асоціація складається з двох породних комплексів: лептит-базальт-андезитового та інтрузивного діорит-гранодіорит-гранітового. Перший складають лептитова (дацит-ріолітова) і базальт-андезито-базальтова формації.

Лептит-базальт-андезитовий комплекс залягає на сланцях горохівського комплексу і є базальним горизонтом розрізу осницької вулканоплутонічної асоціації. Ізотопний вік лептитів становить 2020 ± 15 млн років. Це кислі метавулканіти істотно кварц-польовошпатові, тонкозернисті, рожево- або жовтувато-сірого кольору, масивні, іноді нечітко смугасті, порфірової структури. Мінеральний склад: мікроклін, плагіоклаз, кварц, прит, рутил, рогова обманка,

силіманіт. За площею лептити займають близько 30 % Осницького блока УЩ. У південно-західній частині блока потужність розрізу лептитів і площа їх поширення різко збільшуються. У кар'єрах, відслоненнях і керні свердловин лептити спостерігаються у вигляді останців і ксенолітів серед лейкократових гранітів. Контакти лептитів з осницькими гранітами різкі, чіткі, падіння тіл північно-західне під кутом $10-30^\circ$. Мінералогічний і хімічний склад лептитів, їх взаємовідношення з гранітами свідчать, що лептити – це перетворені в умовах епідот-амфіболітової фації кислі вулканіти [3].

Базальт-андезито-базальтова формація представлена метаморфізованими в умовах епідот-амфіболітової фації різними за хімічним складом і структурою базитами. Породний склад формації: метабазити, метапорфірити, метагабродіти і метагабро-метадіабази. Спочатку породи цієї формації мали дуже велике поширення і більшу потужність. У кар'єрах і відслоненнях вони спостерігаються у вигляді ксенолітів і великих останців круглої або кутоватої форми, іноді великих брил або шароподібних тіл до 25 м завтовшки. У магнітному полі вони простежуються на декілька кілометрів у вигляді смугастих аномалій. Контакти метабазитів із гранітами нерівні.

Осницький інтрузивний діорит-гранодіорит-гранітовий комплекс сформувався протягом проявів декількох фаз гранітизації. Середній ізотопний вік комплексу визначений у 1,99 млрд років [13]. Усі ці породні утворення тісно пов'язані між собою просторово і мають спільність структурних, мінеральних і геохімічних особливостей. Тіла гранітоїдів у структурному плані витримані за простяганням на десятки кілометрів у північно-східному напрямку, мають шарувату будову.

Жили лейкогранітових гранітів, які січуть умісні породи, не асоціюють із мігматитами, що є їх характерною рисою.

Дайковий прототраповий комплекс. Комплекс складається з діабаз-лампрофірової і толейт-базальтової формацій.

Дайки діабаз-лампрофірової формації є наслідком, виходячи з їх ізотопного віку (1975 млн років), самого раннього прояву тектономагматичної активізації після стабілізації земної кори в межах усього Волино-Двінського вулканоплутонічного поясу. Формацію складають діабаз, конгадіабаз і лампрофіри. Найбільше скупчення дайок цього типу зосереджено в південно-східній і південній частинах блока, де вони утворюють дайкові пояси й поля. Простягання дайок північно-східне і північно-західне, довжина їх від кількох сотень метрів до 6 км, ширина від 20–30 до 500 м. Дайкові інтрузії виявляють чітку приуроченість до розривів. Вони займають січне положення до вмисних порід. Контакти дайок з вмисними породами чіткі, прямолінійні, з помітними зонами загартування і слідами ороговікування в гнейсах. Мінеральний склад лампрофірів: плагіоклазу міститься 49–58 %, гіперстену – 35–40 %, олівіну – 1–8 %, біотиту – 1–7 %, акцесорних мінералів – 4 %. Дайкові тіла лампрофірової формації закартовані і вивчені автором у кар'єрах сс. Осницьк, Томашгород, Рокитне [2].

Толейт-базальтова прототрапова формація дайок представлена долеритами і долерит-базальтами та контролюється великими і довгоіснуючими розломними зонами переважно діагональної системи. До таких зон належать Горинська, Томашгородська, Суцано-Пержанська, Жернівсько-Віленська, Городницька. За простяганням дайки простежуються на десятки кіломе-

трів. Ширина їх іноді досягає 300 м.

Нижній структурний поверх осадового чохла
Породні асоціації рифею. Доплитний осадовий чохол Волино-Поліського авлакогену представлений поліською серією, в складі якої виділяється три світи: ромейківська, полицька і жобринська. Ромейківська світа має повсюдне поширення і представлена пісковиками дрібно-середньозернистими, алевролітами й аргілітами, в основі лежать аргіліти з прошарками пісковиків і гравелітів. Потужність світи в межах блока коливається від 32,0 до 250 м. Полицька світа представлена пісковиками червоноколірними, дрібнозернистими, алевролітовими з прошарками аргілітів, в основі – аргіліти з лінзами пісковиків і гравелітів. Потужність світи сягає 90–110 м. Жобринська світа представлена пісковиками червоноколірними, дрібнозернистими, з прошарками аргілітів та алевролітів, в основі – пачка аргілітів, пісковиків різнозернистих, алевролітів, що перешаровуються. Потужність товщі змінюється від 150 до 300 м [9].

Інтрузивні гіпабісальні тіла та їх речовинний склад. Параметричними глибокими свердловинами в межах Волино-Поліського авлакогену виявлено 10 інтрузивних тіл. За морфологією та умовами стратиграфічної локалізації гіпабісальні сили розділені на три групи: формаційну, міжформаційну і групу тіл, що січуть волинську серію. Кожний сил – це згідне за простяганням порід або пологосічне інтрузивне тіло. Потужність силу іноді досягає сотні метрів. Контакти долеритів з вмисними породами нерівні, рвані, з ксенолітами пісковиків, зонами брекчування, ущільнення і перетворення пісковиків кварц-діоритових різновидів в екзоконтактах. Сили часто січуться малими

за потужністю дайками, що свідчить про багатофазність інтрузивного магматизму. Габро-долерити складені плагіоклазом (50–70 %), моноклініним піроксеном (15–35 %), рудними мінералами (магнетит, титано-магнетит) (15 %).

Верхній структурний поверх осадового чохла
Породні асоціації венду

Формування розрізу осадово-вулканогенних утворень венду не пов'язане з розвитком Волино-Двінського вулканоплутонічного поясу. Становлення останнього завершилося наприкінці середнього й початку пізнього рифею. Нижньовендський басейн седиментації і траповий вулканізм успадкували рифейський авлакоген завдяки існуванню в глибоких горизонтах літосфери магматичного осередку. Трапова формація Волині в стратиграфічній схемі виділена в ранг волинської серії і розчленована на чотири світи: горбашівську, заболотівську, бабинську і ратнівську. У межах блока серія представлена горбашівською, бабинською і ратнівською світами.

Горбашівська світа формувалася як базальний горизонт волинської серії після тривалого періоду тектонічної стабілізації земної кори. Відклади цієї світи лежать прямо на кристалічному фундаменті у вигляді грубо-теригенного шару, складеного пісковиками червоноколірними різнозернистими з гравійним, гальковим і щебнистим матеріалом. Потужність світи змінюється від перших метрів до 25 м [5, 6].

Бабинська світа представлена туфами строкати-ми, базальтовими, псамітовими, рідше псафітовими, в основі лежать туфоалевроліти і туфопісковики. Потужність світи сягає 150 м.

Ратнівська світа лежить на туфах бабинської світи. У розподілі потужності світи в межах блока важливу роль

відіграють Рівненська і Шепетівська субмеридіональні розломні зони, що контролюють поширення ефузивів у складі світи на схід. Світа складена базальтами (1–4 потоки), що розділені лавобрекчіями, туфами, туфопісковиками, туфоаргілітами, в кровлі лежать туфоконгломерати, конгломерати і брекчії. Потужність світи становить 30–190 м. Перекривається вона світами моголів-подільської серії.

Ратнівська світа формувалася на завершальному етапі становлення трапової формації Волино-Поділля, що був визначальним у закладенні Придністровського перикратонного прогину і нагромадження теригенних товщ моголів-подільської і канилівської серій верхнього венду [11].

Узагальнення і систематизація матеріалу та власні дослідження дали змогу розглядати формування структури Осницько-Рівненського блока з позицій послідовності етапів прояву епіплатформного рифтогенезу. Блок успадкував реліктову долину ранньопротерозойського протопалеорифту, який розвивався в зоні зчленування Сарматії і Феноскандії. Прояви рифтогенезу слугували основою для виділення шести етапів становлення структури блока.

Перший етап – прояв початкової стадії формування рифтогенезу. У протопалеорифтовій долині наприкінці палеопротерозою накопичилась товща вулканітів кисло-го складу – продуктів прояву магматичної активності численних корових еруптивних палеовулканів. Пізніше активізувалися і більш глибинні підкорові осередки. Вони розташовувалися на різних рівнях симатичної оболонки. Продукти їх вулканічної діяльності представлені магмами основного й середнього складу, що утворюють разом з кислими дацит-ліпаритами потужну досить велику за

площею вулканогенну товщу вулканітів із прошарками вулканокластичного матеріалу. В умовах епідот-амфіболітової фації метаморфізму різні за складом вулканіти були перетворені в лептити дацитового складу та інші породні утворення [8].

Другий етап – орогенез, формування гранітоїдного комплексу. Волино-Двінський вулканоплутонічний пояс успадкував древню міжкратонну структуру. У ній проявлявся рифтогенез з гранітоїдним інтрузивним і кислим ефузивним магматизмом, і була забезпечена проникливість теплових потоків у вищі горизонти кори. Виснаження кори і підкорових горизонтів магматичними розплавами, розширення розломних зон унаслідок деструкції фундаменту викликало опускання всієї товщі вулканітів в область вищого тиску і температури, що збільшило проникливість у них теплових потоків. Це послужило початком перетворення вулканітів у метаефузиви, по яких на ділянках прояву гранітизації формувался ряд гранітоїдів осницького комплексу, що складається з діоритів, гранітоїдів і гранітів, залежно від складу материнських порід і ступеня гранітизації. Утворення гранітоїдів і весь процес метаморфізму товщі вулканітів спричинили орогенез у межах поясу і здійснення кристалічної основи наприкінці раннього протерозою [12].

Як показали результати досліджень, гранітоїди осницького комплексу складають дуже однорідні тіла смугастої текстури, зумовленої різною зернистістю. Умісними породами є метаефузиви різного складу. Увесь ряд гранітоїдів осницького комплексу подібний за хімічним складом, залізистістю, зниженою глиноземністю біотитів. Гранітоїди мають однакову фаціальність і мінералого-геохімічну спільність з породами субстрату, що дає

можливість стверджувати, що процес метаморфізму і гранітизації вулканогенних товщ відбувався в глибинних умовах і відповідає рівню епідот-амфіболітової фації. Ізотопний вік по цирконах лейкогранітів з кар'єру в с. Осницьк – 1995 ± 15 млн років.

Третій етап – тектонічна стабілізація фундаменту, формування дайкових формацій. Подальший розвиток структури кристалічного фундаменту відбувався в субплатформних умовах. Почався процес деструкції фундаменту на блоки різного порядку із проявами локально-розсіяного рифтогенезу, що сприяв розвитку малих дайкових інтрузій переважно основного складу.

В умовах субплатформного режиму проявилися дайки двох найбільш ранніх формацій: діабаз-лампрофірової і толейт-базальтової, широко розвинутих в межах блока.

Палеотипні діабазу і лампрофіри характеризуються як дайкові утворення, що зазнали накладеного метаморфізму, а в деяких місцях навіть гранітизації. Умісними породами для дайок служать гнейси тетерівської серії, мігматити і граніти житомирського комплексу, граніти і метаефузиви осницької вулканоплутонічної асоціації з низькотемпературними виплавками гранітного та аплітпегматоїдного складу. Дайки цієї формації зосереджені в багатокілометрові пояси північно-східного простягання. У межах блока один з них простежується від пгт Шепетівка до м. Олевська і далі на північний схід у межі Мікашевицького виступу. Вивчені нами в кар'єрах сс. Віри, Осницьк, Томашгород діабазу, що складають дайкові тіла, однотипні як за складом, так і за структурними і текстурними особливостями.

Толейт-базальтова прототрапова дайкова формація сформувалась на завершальній стадії стабілізації

Осницько-Мікашевицького вулканічного поясу. Коріння дайкових тіл цієї формації виявлене під базальним горизонтом польської серії, що визначає їх допізнопротерозойський вік. Просторове розміщення долеритових дайок визначається серією розломів північно-східного, іноді широтного і меридіонального простягання. Умісними породами для дайкових тіл найчастіше служать утворення клесівської серії та осницького комплексу гранітоїдів. До найбільших дайкових поясів у межах блока належить Горинський пояс дайкових тіл толейт-базальтової формації. У межах цього поясу вивчено понад 50 дайок. Пояс асоціює з однойменною розломною зоною північно-східного простягання. Довжина вивченої частини зони досягає 90 км. Інтенсивність проявів тектонічної активізації в зоні дуже висока. Уся центральна частина зони за даними глибокого буріння складена мілонітами, бластомілонітами і діафоритами з накладеними на них альбітитами і калішпатовими новоутвореннями. Потужність мілонітової товщі в зоні перевищує 2,0 км, а вся смуга деформованих порід досягає 10,0 км.

Падіння дайкових тіл субвертикальне. Контакти з вмисними породами чіткі, інтрузивні, з явно вираженою зональністю.

До рубежу 1,7 млрд років закрилися всі протогеосинклінальні басейни седиментації, зімкнулися еократони, утворився єдиний масив континентальної кори. Це довге стояння материків в єдиному суперконтиненті було порушено початком перетворення кори, її деструкції і закладенням палеорифтів.

Четвертий етап – континентальний пізнопротерозойський рифтогенез, формування Волино-Поліського палеорифта і відкладів польської серії. Формуванням

Волино-Двінського поясу раннього протерозою, що відокремлює Сарматію від Феноскандії закінчився процес доплатформного розвитку фундаменту. Пояс успадкував значну за шириною міжкратонну зону, що розвивається як самостійний структурний елемент з початку становлення гранітного шару кори. У межах Східноєвропейської платформи палеорифти систематизовані в Центральноруську трансплатформну палеорифтову систему, а крайньою замикаючою на південному заході ланкою всієї цієї системи є Волино-Поліський палеорифт, вивонений відкладами польської серії. Центральноруська палеорифтова система успадкувала Волино-Двінський рухливий вулканоплутонічний пояс.

Нижню частину розрізу цієї серії становлять відклади ромейківської світи, які займають усю територію блока і виходять у північно-східній частині на денну поверхню, де представлені несорттованим алювієм, перекритим похованою перевідкладеною корою вивітрювання. Потужність цього шару – 200,0 м. Грубоуламковий матеріал у розрізі шару відсутній, що свідчить про існування навколо басейну седиментації рівнинної височини. Пізніше басейн почав заглиблюватися, і це поглиблення компенсувалося нагромадженням алеврито-глинистих порід. Потужність товщі цих утворень зменшується в східному і південно-східному напрямках від 136 до 70–50 м. Вище розріз світи характеризується змішаним складом порід з переважанням пісковиків та алевролітів. Відклади двох верхніх світ серії в межах блока відсутні [9].

П'ятий етап – трансформування авлакогену в ізометричну низовину і прояв трапового вулканізму венду. Трапова формація волинської серії частково успадкува-

ла рифейський басейн седиментації поліського часу. Це підтверджується поступовими переходами між породами жобринської світи поліської серії і горбашівської світи волинської серії, а також збігом максимальних значень потужностей обох серій. У ранньому венді відбулася зміна теригенного осадконагромадження вулканогенним. Геодинамічна обстановка була досить складною. Це був початок перебудови північно-східного структурного плану Волино-Поділля на північно-західний. У таких геодинамічних умовах формувалася базальний горизонт волинської серії – горбашівська світа. У межах вивченої нами території світа вивірює западину завдовжки 100 км і завширшки – 60 км. Увесь розріз світи в межах блока представлений фацією прихилового колювію. Пізніше утворилася товща пірокластичних утворень, яка в стратиграфічній схемі отримала назву бабинської світи. Відклади цієї світи в східній і північно-східній частинах низовини, включно з територією блока, складають шари потужністю до 150 м.

Пізньюволинська активізація прояву трапового вулканізму настала після значного часового перериву і пов'язана з розломними зонами північно-західного простягання, які розширили область поширення вулканітів на схід і північний схід у межі вивченого нами блока. У формуванні ратнівської світи трапової формації велику роль відіграли розломні зони субмеридіонального простягання. Як показали геологічні і геофізичні методи, вони трасуються в межах вивченого блока. Ці розломи визначають структурний план західного-північно-західного схилу УЩ і характер його зчленування з Поліським блоком ВПП. Товща базальтів на цій ділянці представлена лучичівськими шарами ритмічної будови,

зумовленої накладенням послідовно один на одного чотирьох лавових потоків, розділених прошарками вулканогенно-осадового матеріалу і пірокластикою, що свідчить про багаторазове виверження магматичних розплавів. Потужність цих утворень у межах блока коливається від 40 до 55 м [11].

Шостий етап – формування епіконтинентальних мілководних басейнів і нагромадження в них порід могилів-подільської і канилівської серій. Пізньюволинський час у вендській історії платформи був проміжною ланкою між кінцем формування структури доплитного і початком плитного осадкових чохла у межах Волино-Подільської окраїни. Плитний осадковий чохол, що сформувався на території Дністровського перикратонного опускання, представлений у межах блока верхньовендськими розрізами могилів-подільської і канилівської серій, які залягають вище порід трапової формації і нижче породних утворень балтійської серії.

Породи могилів-подільської серії розміщені переважно вздовж західної границі УЩ. Їх потужність у межах Осницько-Рівненського блока коливається від 130 до 170 м. Вони вивчені нами в долині р. Горинь від м. Острога до с. Хотина, де виходять на денну поверхню, а також у долині р. Вілії, правої притоки р. Горині. Породні утворення серії розкриті багатьма свердловинами. У розрізах свердловин і відслоненнях переважають пісковики польвошпат-кварцові, різнозерністі, озалізовані, місцями косошаруваті. У кар'єрах північніше м. Рівного вивчені глини зеленувато-сірі, тонкошаруваті, слюдисті з конкреціями фосфоритів. Потужність шару глин 8–10 м.

Канилівська серія перекидає могилів-подільську. Потужність її досягає 210 м.

Структурний план басейну седиментації та умови осадконагромадження канилівського часу зазнали істотної зміни порівняно з могилів-подільським. На це вказує високий ступінь сортування та обкатаності теригенного матеріалу. Виділені в розрізі серії світи складені досить одноманітними породами. Кожна світа починається знизу пачкою грубозернистих пісковиків, які вище переходять в аргіліти, алевроліти і тонкозерністі пісковики. У межах блока відклади канилівської серії розкриті кар'єром на правому березі р. Вілії біля с. Кам'янки.

Таким чином, основна роль у розвитку структур і породних асоціацій фундаменту та осадкового чохла в докембрії в межах вивченої блокової структури належить епіплатформному рифтогенезу. Він проявився на стратиграфічних рівнях прото-, мезо- і неопротерозою інтрузивним та ефузивним магматизмом, метаморфічним перетворенням порід асоціації в умовах епідот-зеленосланцевої фації і гідротермально-метасоматичною переробкою порід з накладенням альбітизації і калішпатизації, що визначило і металогенічну спеціалізацію всього розрізу породних комплексів кристалічного фундаменту та осадкового чохла докембрії.

ЛІТЕРАТУРА

1. Аксаментова Н. В. Магматизм и палеогеодинамика ранне-протерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск, 2002. 176 с.
2. Бухарев В. П. Диабаз-лампрофировая дайковая формация северо-западной части Украинского щита/В. П. Бухарев//Геологический журнал. 1988. № 2. С. 124–129.
3. Бухарев В. П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита/В. П. Бухарев. К.: Наукова думка, 1992. 152 с.
4. Геотектоника Вольно-Подолії//Под ред. И. И. Чебаненко. К.: Наукова думка, 1990. 142 с.

5. Коренчук Л. В. Этапы формирования вендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы/Л. В. Коренчук//Стратиграфия и формации докембрия Украины. К.: Наукова думка, 1983. С. 124–147.

6. Котик В. Л. Верхнепротерозойские отложения западных областей Украины по данным глубокого бурения/В. Л. Котик, В. М. Марковский, И. А. Марковская//Тектоника и стратиграфия. 1976. Вып. 2. С. 61–74.

7. Литосфера Украины/Под ред. В. Б. Соллогуб. К.: Наукова думка, 1986. 184 с.

8. Михницкая Т. П. Стадии развития главных структурных элементов позднего протерозоя в пределах территории Украины/Т. П. Михницкая, У. З. Науменко//Тектоника та стратиграфія. Київ, 2008. С. 10–17.

9. Рябенко В. А., Михницкая Т. П. Рифей Украины. Київ: ІГН НАНУ. 2000. 177 с.

10. Науменко У. З. Геологічна будова та основні етапи розвитку Осницько-Рівненського блоку (зони зчленування Українського щита і Волино-Подільської плити) в докембрії: Автореф. дис. ... канд. геол. наук: 04.00.01 – загальна та регіональна геологія.

11. Приходько В. Л. Перебудова структурного плану та етапи трапового вулканізму Волино-Поділля в пізньому протерозої: дис. канд. геол. наук. Київ, 2005. 205 с.

12. Рябенко В. А. Основные этапы формирования геологической структуры Осницкого блока в докембрии/В. А. Рябенко, Т. П. Михницкая, У. З. Науменко//Тектоника та стратиграфія. Київ, 2008. С. 26–34.

13. Щербак Н. П. Геологический и радиологический возраст пород клесовской серии и осницкого комплекса/Н. П. Щербак, Г. Д. Елисеева, Н. Ю. Левковская и др.//Геологический журнал. 1978. Т. 38, № 4. С. 28–43.

14. Яценко Г. Н. Новые данные о строении кристаллического основания Вольно-Подольской окраины Русской платформы/Г. Н. Яценко, В. Н. Верниковский, В. М. Марковский//Советская геология. 1969. № 2. С. 128–137.

УДК 551.3

М. В. ФОЦІЙ, канд. техн. наук, генеральний директор,
І. М. ОЛЬШАНСЬКА, головний гідрогеолог (КП "Південукргеологія"),
Ю. П. СОКОЛОВ, провідний гідрогеолог,
А. В. ГОНЧАРУК, гідрогеолог (Харківська КП КП "Південукргеологія")

ЧАСОВИЙ ПРОГНОЗ ЗСУВІВ МЕТОДОМ ПАРНОЇ І МНОЖИННОЇ КОРЕЛЯЦІЇ

КП "Південукргеологія" своїми підрозділами проводить комплексне спостереження за активністю зсувних процесів на території Лівобережжя Дніпра. Зокрема, в межах Сумської, Полтавської і Харківської областей спостереження проводяться з 1980 року. Усього на території, що розглядається, спостереження за активністю зсувних процесів проводиться на 20-ти ділянках другої категорії.

Під час обстеження території поширення зсувів виконується ревізія кадастру зсувів, складеного в попередні роки. Певний інтерес становлять зсуви, активізація яких спостерігається протягом багатьох років, що в подальшому може призвести до надзвичайних ситуацій. 30-річний ряд спостережень дає змогу використовувати математичний апарат з метою прогнозу розвитку зсувних процесів у майбутньому.

У 2008 році був виконаний гармонічний аналіз інтегральних кривих зсувної активності за весь період спостережень, що дало змогу виділити в межах інженерно-геологічних районів цикли активізації протягом 2–4 років. Тривалість "спокійних" періодів становить 4–6 років. Виділення цих "гармонік" дає можливість робити прогноз очікуваної активності зсувів на 10 років уперед. Фахівці КП "Південукргеологія" зробили спробу вивести кореляційну залежність зсувної активності від атмосферних опадів і рівнів ґрунтових вод.

Виконані розрахунки дають певні результати. Тісніший зв'язок між зсувною активністю й опадами спостерігається під час зіставлення з опадами попереднього року. Те саме простежується й під час зіставлення активності з рівнями ґрунтових вод – рівні попереднього року більшою мірою корелюються із зсувною активністю. Під час роботи з наявними фактичними матеріалами можна виконати кореляцію піків активності із сумами атмосферних опадів за кілька попередніх років, а також з періодами збільшення рівнів ґрунтових вод, що передують сплескам зсувної активності. Для коректнішої постановки завдання і його рішення треба обладнати контрольні зсувні зони опорними свердловинами для спостережень за режимом ґрунтових вод.

SE "Pivdenukrgeologiya" with own departments conducts comprehensive monitoring of the shear activity in the left bank area of Dnipro River. In particular, observations in Sumy, Poltava and Kharkiv regions are being conducted since 1980. In total, in the area under consideration, the shear activity monitoring is conducted at 20 second category sites.

In the course of shear area observation the shear cadastre is revised compiled in previous years. Some shears are of interest where activation is observed for many years which may lead to the emergencies in the future. The 30-year observation series allows certain math application in the purpose of shear prediction in the future.

The integral curve harmonic analysis of shear activity has been conducted in 2008 for entire observation period providing the ground to distinguish activation cycles for 2–4 year period in the engineering-geological areas. The "calm" period duration is estimated to 4–6 years. Identification of these "harmonics" allows expected shear activity forecast for 10 years ahead. The SE "Pivdenukrgeologiya" experts have attempted to define the correlation between shear activity and atmospheric precipitates and groundwater levels.

The calculations performed give some results. A close relationship between shear and precipitate activity is observed when compared with the previous year precipitates. The same is also observed when comparing the shear activity and groundwater levels – the previous year levels are more correlated with shear activity. Working with data available one can perform activity peak correlation with atmospheric precipitate sums over several past years, as well as periods of groundwater levels growth which precede shear activity bursts. For the more correct problem formulation and solution the control shear zones should be traced with basic wells for the groundwater regime observation.

КП "Південукргеологія" з підрозділами проводить комплексне спостереження за активністю зсувних процесів на території Лівобережжя Дніпра, зокре-

ма Харківська комплексна геологічна партія виконує роботи в межах Сумської, Полтавської і Харківської областей з 1980 року. Усього на території, що розглядається, спостереження за активністю зсувних процесів

проводяться на 20-ти ділянках другої категорії.

Під час обстеження території поширення зсувів виконується ревізія кадастру зсувів, складеного за попередні роки. Певний інтерес становлять зсуви, активізація

яких спостерігається протягом багатьох років, що в подальшому може призвести до надзвичайних ситуацій.

За кількістю зсувопроявів найбільша активність спостерігалась на контрольно-маршрутній зоні "Куп'янськ", де у 2009 році виникло сім нових зсувів (в основному внаслідок приросту тих, що раніше змістилися), сумарною площею 2,82 тис. м². У березні з'явився зсув 1-го порядку у верхів'ї ерозійної форми, в 50 м від будинку № 52 по вул. Леніна (рис. 1). Ширина зсуву 25–30 м, глибина захоплення плато – 10 м, амплітуда зміщення голови на момент обстеження (17.03.2009) становила 4–5 м. Ґрунти тіла зсуву були в м'яко-пластичному стані, з-під стінки відриву витікав невеликий струмок, створюючи в голові зсуву озерце. У стінці відриву відбувалося відслонення техногенних ґрунтів (супіщано-суглиниста порода), які використовувалися під час засипання верхів'я яру, коли виконувалось планування будівельного майданчика. До зони ймовірного посунення потрапляють приватні гаражі, що розміщені на бортах яру. Можливий подальший розвиток зсувного процесу, тому що нестійкі техногенні породи поширені й вище, в бік житлового п'ятиповерхового будинку.

На "Голубівському" зсуві (вул. Мічуріна, м. Куп'янськ) відбулися значні зміни: від плато відколовся великий блок площею близько 0,8 тис. м², просіли дві палі перенесеної опори ЛЕМ високої напруги, просів кут стіни садового будиночка (рис. 2). На час обстеження (23.09.2009) амплітуда просідання блока становила 1,0–1,5 м, що призвело до значної деформації зсувного тіла. Язик зсуву змістився вперед на 10–15 м і перекрив ґрунтового дорожнього навісу над крутим крейдяним схилом. Подальше посунення зсуву може призвести до перекриття автошля-



Рис. 1. Зсув розвивається в техногенних ґрунтах, відсипаних у верхів'ї яру (м. Куп'янськ, вул. Леніна)



Рис. 2. Зсувом зруйнований садовий будиночок (м. Куп'янськ, вул. Мічуріна)



Рис. 3. Красноградський район, 1 533 км газопроводу "Союз". Труби газопроводу проходять через язик зсуву

ху на Голубівський водозабір м. Куп'янська.

Певну цікавість становить зсув на 1533 км газопроводу "Союз", активізація якого спостерігалась у середині 80-х років XX сторіччя. Безумовним чинником зсувної активності було високе положення рівня ґрунтових вод у той період. За завданням ВО "Укргазпром" інститут "Союзгазпроект" розробив протизсувні заходи для цієї ділянки газопроводу. Для попередження негативного впливу зсуву на газопровід передбачався такий комплекс робіт:

- перехоплення і відведення ґрунтових вод;
- розвантаження схилу його загальним плануванням і терасуванням;
- протиерозійний захист
- відведення поверхневих вод;
- агролісомеліорація.

Реалізацію проекту захисту виконано не повністю (пройдено дві канали під дрени), внаслідок чого ці канали зіграли роль катализатора в процесі активізації зсувного процесу. На початковій стадії (80-ті роки) активний зсувний процес відбувався, в основному, не створюючи великого тиску на трубу газопроводу, але коли до посушень почали залучатися ділянки схилу, що раніше не були заторкнуті, то тиск крізь масив ґрунтів почав передаватися й на газопровід. Під час чергового трасування трубопроводу в 1998 році на цій ділянці був знайдений вигин і випирання труби вгору. Виміри напружено-деформованого стану труби, виконані в тому самому році спеціалістами Івано-Франківського інституту нафти та газу, показали збільшення напруги в середній і прибоєвій зонах зсувного масиву. Перенесення труби газопроводу, що передбачалося, не було здійснено. У процесі обстеження у 2009 р. (рис. 3) було виявлено свіжі наколи

плато на правому крилі зсувного схилу, які ускладнюють ситуацію. Спостереження на ділянці газопроводу треба продовжувати.

30-річний ряд спостережень, який ми маємо, дає змогу використовувати математичний апарат для прогнозу розвитку зсувних процесів у майбутньому.

У 2008 році був виконаний гармонічний аналіз інтегральних кривих зсувної активності за весь період спостережень, що дало можливість виділити в межах інженерно-геологічних районів цикли активізації протягом 2–4 років. Тривалість “спокійних” періодів становить 4–6 років. Виділення цих “гармонік” дає змогу робити прогноз очікуваної активності зсувів на 10 років уперед.

Фахівці КП “Південукргеологія” зробили спробу вивести кореляційну залежність зсувної активності від атмосферних опадів і рівнів ґрунтових вод. У таблиці наведено результати парної кореляції зсувної активності з основними зсувоутворювальними чинниками: кількістю атмосферних опадів і рівнями ґрунтових вод. Зсувна активність виражена через нормований коефіцієнт $n(Na \cdot Sa)$, що являє собою відносну активність у кожному році ряду спостережень із 1981 року по 2009 рік на репрезентативних ділянках (де Na – кількість випадків активізації процесу; Sa – площа активних форм). Для побудови суміщених графіків “зсувна активність – опади – рівні ґрунтових вод” по кожній зсувній зоні (рис. 4–6) бралися опади на найближчому до зони метеопосту, а рівні ґрунтових вод – на найближчій опорній свердловині спостережної мережі Харківської КГ партії КП “Південукргеологія”.

Для зручності побудови графіків і порівняння даних значення зсувної активності збільшувалися на 4–6 поряд-

Таблиця. Результати кореляції зсувної активності з кількістю атмосферних опадів і коливанням рівнів ґрунтових вод

№ з/п	Парна кореляція												
	активність – опади				активність – рівні ґрунтових вод				рівні ґрунтових вод – опади				
	опади поточного року		опади попереднього року		рівні поточного року		рівні попереднього року		опади поточного року		опади попереднього року		
Індекс інженерно-геологічного району, області	рівняння регресії	г – коефіцієнт	рівняння регресії	г – коефіцієнт	рівняння регресії	г – коефіцієнт	рівняння регресії	г – коефіцієнт	рівняння регресії	г – коефіцієнт	рівняння регресії	г – коефіцієнт	
1	В-5б	0,3637	Ar = 186,0+0,88P	0,09	Ar = 238+18P	-0,3756	Ar = 999,7-0,252H	-0,33	Ar = 752-0,18H	-0,123	H = 2775-0,4P	0,11	H = 2531+0,33P
2	В-5в	-0,01	Ar = 235-0,04P	-0,016	Ar = 642-0,68P	0,13	Ar = 89,6+0,08H	-0,002	Ar = 233-0,001H	-0,08	H = 2019-0,55P	0,14	H = 960+1,1P
3	В-6б	0,168	Ar = -5,6+0,49P	0,334	Ar = -2,5+0,92P	0,054	Ar = -177+0,046H	0,068	Ar = -338+0,06H	0,064	H = 9444+0,22P	-0,08	H = 9713-0,254P
4	В-6в	-0,16	Ar = 193-0,18P	0,16	Ar = -6,3+1,76P	0,34	Ar = -1104+0,113H	-0,187	Ar = 718-0,06H	-0,3	H = 10537-0,38P	-0,11	H = 10415-0,12P
5	В-7б	0,019	Ar = 187+0,08P	0,06	Ar = 94+0,25P	-0,18	Ar = 610-0,46H	-0,43	Ar = 1108-1,08H	-0,32	H = 1166-0,68P	0,1	H = 731+0,15P
6	Г-1	0,01	Ar = 141+0,038P	0,06	Ar = 53+0,2P	-0,34	Ar = 849-0,85H	-0,47	Ar = 996-1,03H	-0,185	H = 987-0,32P	0,16	H = 672+0,26P
7	Територія трьох областей	0,196	Ar = 7189-8,8P	0,12	Ar = -719+5,56P	-0,236	Ar = 6763-1,445H	-0,21	Ar = 4704-0,88H	-0,01	H = 3108-0,12P	0,054	H = 2740+0,5P

№ з/п	Множинна кореляція												
	Індекс інженерно-геологічного району, області						активність – опади – рівні ґрунтових вод						
	чинники поточного року			рівняння регресії			чинники попереднього року			рівняння регресії			
1	В-5б	0,58	Ar = 903,41+0,8162P-0,2836H	0,56	Ar = 903,41+0,8162P-0,2836H	0,133	Ar = 761,9834+0,1944P-0,2303H	0,07	Ar = 986,0539-0,2737P+0,0124H	0,38	Ar = 9203,667-2,872P-0,284H	0,435	Ar = 1357136-0,348P-1,156H
2	В-5в	0,13	Ar = 92,48057-0,00479P+0,08164H	0,133	Ar = 92,48057-0,00479P+0,08164H	0,38	Ar = 871,125-0,073P+0,094H	0,5	Ar = 969,3360+0,0444P-1,0321H	0,133	Ar = 575,3624-0,5531P+0,0022H	0,133	Ar = 575,3624-0,5531P+0,0022H
3	В-6б	0,16	Ar = 292,177+0,474P+0,031H	0,16	Ar = 292,177+0,474P+0,031H	0,38	Ar = 756,6045-0,2104P-0,5013H	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 986,0539-0,2737P+0,0124H	0,37	Ar = 986,0539-0,2737P+0,0124H
4	В-6в	0,38	Ar = 871,125-0,073P+0,094H	0,38	Ar = 871,125-0,073P+0,094H	0,38	Ar = 824,1898+0,0397P-0,8474H	0,37	Ar = 824,1898+0,0397P-0,8474H	0,37	Ar = 9203,667-2,872P-0,284H	0,37	Ar = 9203,667-2,872P-0,284H
5	В-7б	0,18	Ar = 756,6045-0,2104P-0,5013H	0,18	Ar = 756,6045-0,2104P-0,5013H	0,33	Ar = 824,1898+0,0397P-0,8474H	0,33	Ar = 824,1898+0,0397P-0,8474H	0,33	Ar = 1357136-0,348P-1,156H	0,33	Ar = 1357136-0,348P-1,156H
6	Г-1	0,33	Ar = 824,1898+0,0397P-0,8474H	0,33	Ar = 824,1898+0,0397P-0,8474H	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 969,3360+0,0444P-1,0321H	0,37	Ar = 969,3360+0,0444P-1,0321H
7	Територія трьох областей	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 12720,88-10,77P-1,45H	0,37	Ar = 556,1064+0,1162P-0,0757H	0,37	Ar = 556,1064+0,1162P-0,0757H

Примітка. Кольором виділені результати розрахунків, що відобраковуються.

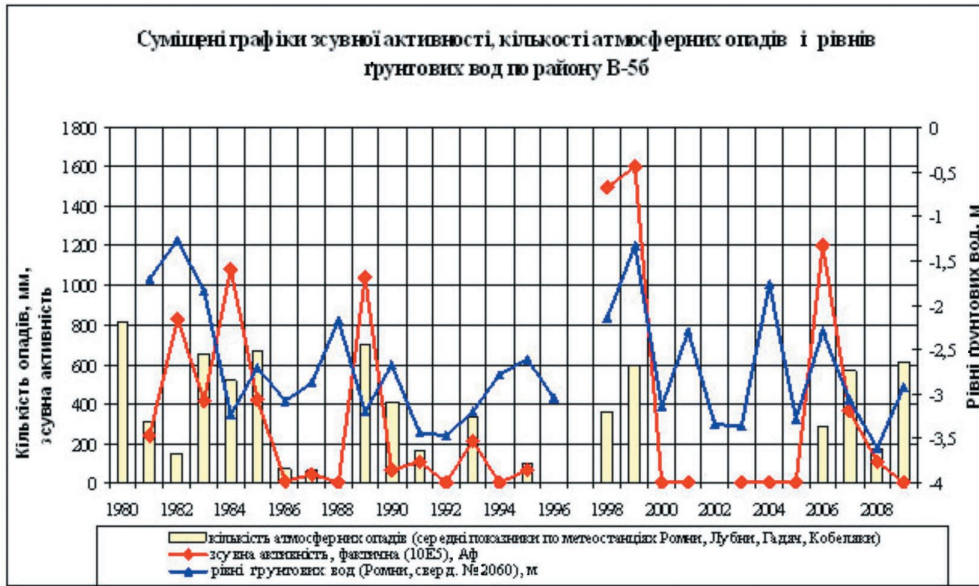


Рис. 4. Суміщені графіки зсувної активності, кількості атмосферних опадів і рівнів ґрунтових вод по району В-56

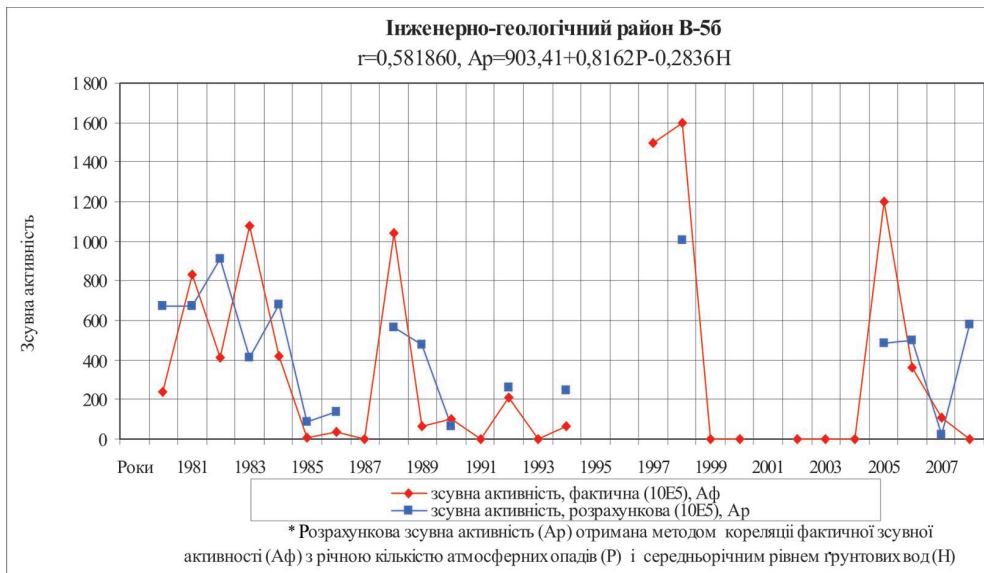


Рис. 5. Множинна кореляція: зсувна активність (А) з кількістю атмосферних опадів (Р) і рівнем ґрунтових вод (Н) (поточний рік) по інженерно-геологічному району В-56

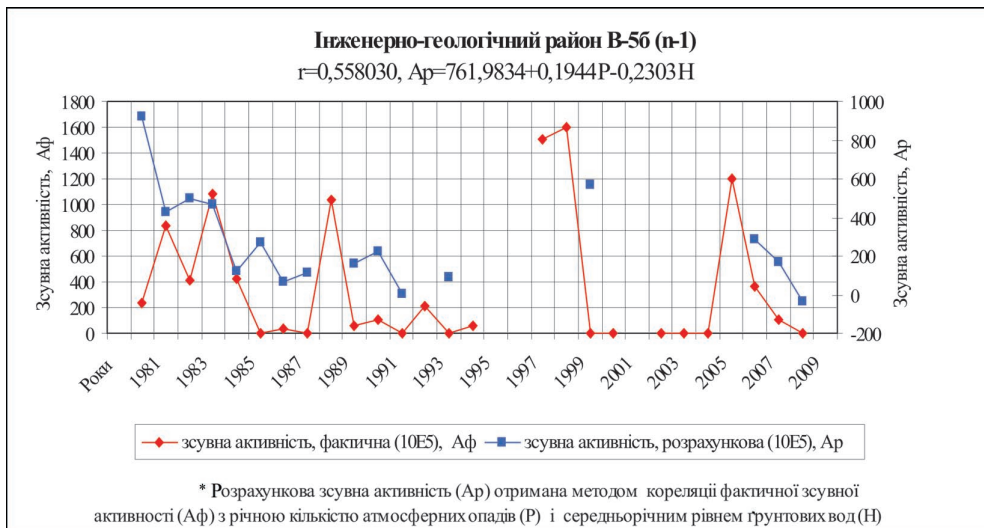


Рис. 6. Множинна кореляція: зсувна активність (А) з кількістю атмосферних опадів (Р) і рівнем ґрунтових вод (Н) (попередній рік) по інженерно-геологічному району В-56

ків, опади й рівні бралися в міліметрах. Кореляція виконувалася способом зіставлення активності зі значеннями чинників як поточного року, так і попереднього.

Аналіз результатів парної і множинної кореляції (таблиця) дає змогу зробити такі висновки:

1. Судячи з коефіцієнтів, кореляція (тіснота зв'язку між елементами кореляції) не дуже висока, а в деяких випадках відсутня зовсім. Пояснюється це: по-перше, інерційним характером розвитку зсувного процесу, для виникнення кожного нового зсуву необхідний період нагромадження напруг для зрівняння сил, що посувають, із силами опору.

У кожному конкретному випадку тривалість впливу чинників на дестабілізацію схилу різна, а після просування схил набуває певного запасу стійкості. По-друге, досить умовним є залучення кількості атмосферних опадів, що не випадають безпосередньо в зсувній зоні, це саме стосується й до рівня підземних вод у спостережній свердловині, хоча й розміщеної в подібних гідрогеологічних умовах, але цей рівень не відображає фактичний рівневий режим підземних вод цієї зони.

2. Виконані розрахунки дають певні результати. Тісніший зв'язок між зсувною активністю й опадами спостерігається під час зіставлення з опадами попереднього року. Те саме простежується й під час зіставлення активності з рівнями ґрунтових вод – рівні попереднього року більшою мірою корелюються із зсувною активністю. Що стосується середньорічних рівнів ґрунтових вод, то під час зіставлення з опадами тісніший зв'язок спостерігається з опадами поточного року, що, у свою чергу, свідчить про поповнення ґрунтового водоносного горизонту ін-

фільтраційними водами безпосередньо в рік випадання атмосферних опадів.

3. Випробуваний метод дає можливість зробити спробу вирішення прогностичних задач, зокрема прогнозування активізації зсувних процесів. Під час роботи з наявними фактичними матеріалами можна (й потрібно) виконати кореляцію піків активності із сумами атмосферних опадів за кілька попередніх років, а також з періодами підвищення рівнів ґрунтових вод, що передують сплескам зсувної активності. Для коректнішої постановки завдання і його рішення треба обладнати контрольні зсувні зони опорними свердловинами для спостережень за режимом ґрунтових вод, що й рекомендується передбачити в черговому проекті з моніторингу екзогенних геологічних процесів.

ЛІТЕРАТУРА

1. Луцик А. В., Романюк О. С., Швирло М. І. Звітні матеріали інженерно-геологічної режимної служби (екзогенні геологічні процеси). Сімферополь: КВ УкрДГРІ, 2005.
2. Педан В. В., Кудрявцев А. П. та ін. Моніторинг геологічного середовища території Сумської, Харківської та Полтавської областей. Зведений інформаційний звіт Харківської комплексної геологічної партії за 2001–2005 рр. Харків, 2006.
3. Соколов Ю. П. Інформаційний звіт з моніторингу, обліку поширення та активізації екзогенних геологічних процесів у межах території Харківської та Сумської областей за 2009 рік. Харків, 2010.

УДК 550.812:553.98(477)

М. І. ЄВДОЩУК, д-р геол. наук, завідувач відділу геології вугільних родовищ (ІГН НАН України),
Т. М. ГАЛКО, канд. геол. наук, начальник Центру проектування розробки газових і газоконденсатних родовищ УкрНДІГазу,
Б. М. ПОЛУХТОВИЧ, канд. геол.-мінерал. наук, старший науковий співробітник (УкрДГРІ),
А. М. КРИСТАЛЬ, заступник директора (ТОВ "Єврогаз України"),
Г. М. ЯКУБЕНКО, провідний інженер (ІГН НАН України)

ПЕРСПЕКТИВИ ПОШУКІВ ПОКЛАДІВ ВУГЛЕВОДНІВ У КАРБОНАТНИХ ВІДКЛАДАХ ВЕРХНЬОЇ КРЕЙДИ ПІВНІЧНОГО КРИМУ ТА ПРИЛЕГЛОЇ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ

Наведено геолого-промислову характеристику продуктивних горизонтів, яка підтверджена прямими ознаками наявності нафти й газу в карбонатних відкладах верхньої крейди Північного Криму та акваторій Чорного моря.

Як дискусійне поставлено питання можливості в межах досліджуваного району розвитку органічних акумулятивних споруд, зокрема рифтогенних різновидів.

Виявлено причини низької ефективності геологорозвідувальних робіт на верхньокрейдів карбонатні відклади.

Representation of geological characteristics of industrial productive horizons, confirmed by direct evidence of the presence of oil and gas in the carbonate sediments of the Upper Cretaceous of North Crimea and the Black Sea areas.

In order of discussion raised the possibility within the study area of organic accumulation structures, in particular, the rift species.

The reasons of low efficiency of exploration work on the Upper carbonate sediments.

Вступ. Актуальність проблеми пошуків покладів вуглеводнів у карбонатних відкладах верхньої крейди Північного Криму та прилеглої акваторії Чорного моря зумовлена тим, що в низці нафтогазоносних регіонів світу вони належать до основних об'єктів видобутку нафти й газу.

Нафтогазоносність верхньокрейдівих утворень Криму виявлена в 1962 р. на Ожтєбрській ділянці, на якій у свердловині 24 з глибини 1794 м одержано нетривалий приплив нафти дебітом 24 м³/добу після соляно-кислотної обробки сеноманських карбонатних відкладів.

У наступні роки пошуково-розвідувальні роботи здійснювалися також на Карлавській, Серебрянській, Бакальській, Міжводненській, Оленівській, Родниківській, Північній та Первомайській

площах Рівнинного Криму, в межах яких одержано припливи вуглеводнів або спостерігались інтенсивні нафтогазопрояви з горизонтів верхньої крейди у свердловинах, що бурилися на нижню крейду. У результаті відкрито й розвідано в коньяку-нижньому сантоні Серебрянське нафтове родовище з видобувними запасами 133 тис. т. На інших площах скупчення вуглеводнів не становлять промислового значення і не залучені до Державного балансу. На Каштанівській, Джанкойській та Соколинській структурах продуктивних горизонтів у верхній крейді на виявлено.

Загалом ці утворення в регіоні є недостатньо вивченими. Так, у Криму на верхню крейду пробурено 40 свердловин (серед них одна параметрична і дві експлуатаційні) на 13 площах, метраж яких становить 104 706 м (рисунок).

Крім того, верхньокрейдіві карбонатні відклади вивчалися у 134 свердловинах (у т. ч. 11 параметричних) на 61 площі, які бурилися для пошуків покладів вуглеводнів у нижній крейді. На жаль, у них, як зазвичай, з верхньокрейдівого розрізу керн не відбирався.

У Північному Причорномор'ї пошуки покладів у верхній крейді не проводились, але вона розкрита свердловинами, які бурилися на нижню крейду. Тут пробурено 37 глибоких свердловин, з них 11 параметричних на 23 площах.

На північно-західному шельфі Чорного моря пошукові роботи у верхньокрейдівій карбонатній товщі проводилися тільки на структурі Шмідта, де пробурено дві свердловини. Крім того, ці відклади розкриті в 14 свердловинах на семи площах, що бурилися на нижньокрейдіві теригени.

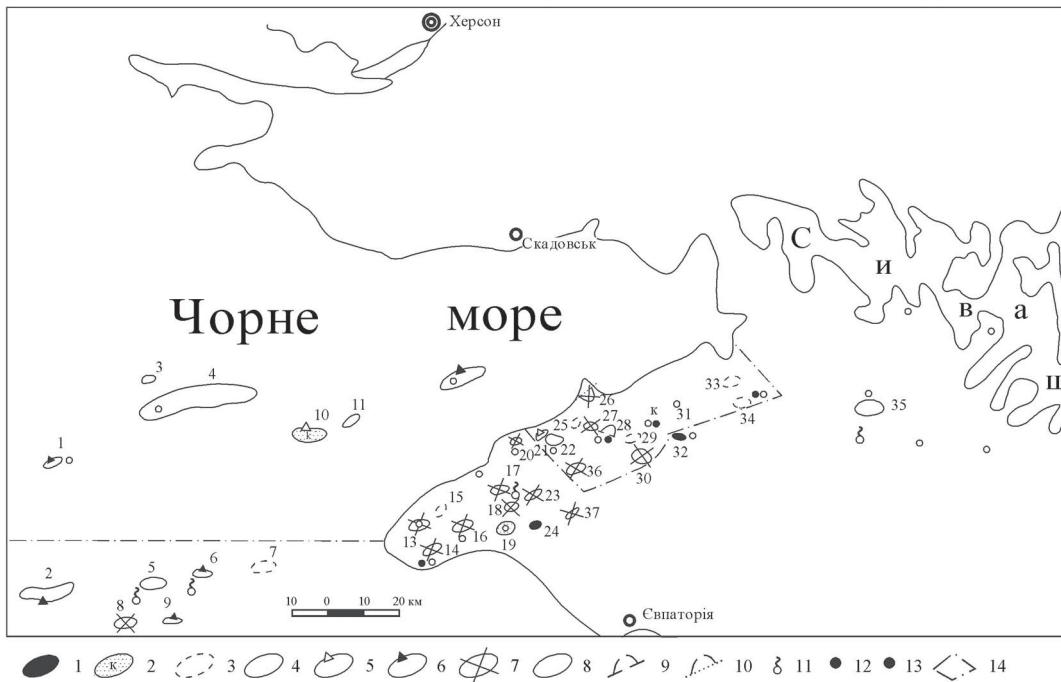


Рисунок. Оглядова карта пошукових робіт на нафту й газ у верхньокрейдових відкладах Північного Криму і прилеглої акваторії Чорного моря

Родовища: 1 – нафтові, 2 – газоконденсатні. Структури: 3 – перспективні (виявлені), 4 – підготовлені до глибокого буріння, 5 – які перебувають у пошуково-розвідувальному бурінні, 6 – у консервації, 7 – виведені з пошукового буріння з негативними результатами, 8 – антиклінальні, 9 – тектонічно екрановані, 10 – літологічно обмежені. 11 – промислові припливи газу. Прояви: 12 – нафти, 13 – газу. 14 – межі ділянок, рекомендованих для першочергових сейсморозвідувальних робіт

Локальні структури на Чорноморській акваторії: 1 – Флангова, 2 – Гамбурцева, 3 – Біостромна, 4 – Голицинська, 5 – Штормова, 6 – Штильова, 7 – Прибійна, 8 – Сельського, 9 – Федорівська, 10 – Шмідтівська, 11 – Східномідтівська, 12 – Каркінітська; у Криму: 13 – Оленівська, 14 – Мілова, 15 – Кузнецька, 16 – Родниківська, 17 – Карлавська, 18 – Глібівська, 19 – Західнооктябрська, 20 – Міжводненська, 21 – Північна, 22 – Бакальська, 23 – Кіровська, 24 – Октябрська, 25 – Славненська, 26 – Борисівська, 27 – Рилєєвська, 28 – Котовська, 29 – Північнокаштанівська, 30 – Каштанівська, 31 – Переточна, 32 – Серебрянська, 33 – Правдинська, 34 – Арбузівська, 35 – Джанкойська, 36 – Задорненська, 37 – Донузлавська

Продуктивні горизонти або інтенсивні газопрояви виявлені в сеноманських відкладах на Октябрській, Карлавській, Західнооктябрській, Родниківській, Міжводненській, Бакальській структурах, а в карбонатних коньякських утвореннях – на Серебрянській та Оленівській, у сантонських – Серебрянській, Північносеребрянській та Міжводненській, у кампанських – Первомайській, у маастрихтських – Шмідтівській, Бакальській та Північній площах.

Значні дебіти припливів вуглеводнів спостерігались із сеноману на Карлавській площі. Так, у свердловині 8 (інт. 3380–3472 м) одержано 150 тис. м³/добу газу з конденсатом. У свердловинах 14 (інт. 3360–3356 м) і 13 (інт. 3458–3358 м) дебіт газу становив відповідно 120 і 100 тис. м³/до-

бу. Під час випробування Родниківської свердловини № 4 (інт. 2198–2600 м, сеноман) одержано 24 тис. м³/добу газу і 57,9 м³/добу води. З відкладів того самого віку на Західнооктябрській площі (сверд. 27, інт. 2348–2376 м) одержано 6 тис. м³/добу газу. На Серебрянській площі з коньякських-сантонських утворень у сверд. 3 (інт. 1710–1748 м) отримано 115 м³/добу нафти через діафрагму 10,4 мм. Під час випробування об'єктів у сантоні в Міжводненській сверд. 4 приплив газу становив 23 тис. м³/добу через 14-міліметрову діафрагму.

Заслуговує на увагу те, що припливи газу з великими дебітами спостерігались переважно під час випробування об'єктів пластовипробувачем на трубах. У свердловинах Карлавській-13, Родниківсь-

кій-4 та Бакальській-10 простежувалося відкрите фонтанування. Ліквідація газопроявів проводилася способом обважнювання глинистих розчинів крейдою й гематитом з протитиском на гирлі від 2 до 8 МПа, що приводило до певної закупорки привибійної зони. Після ліквідації газопроявів під час випробування перспективних інтервалів отримували припливи від розгазованої технічної води до 150 тис. м³/добу горючого газу. Однак у подальшому, після спуску експлуатаційної колони, як завжди, з цих об'єктів промислових припливів газу не отримували. Здебільшого одержані результати не можна вважати однозначними, бо нерідко випробувалися великі інтервали (від 50 до 200 м) і під час отримання припливів газу з водою не завжди визна-

чалось її місце надходження. Якість цементування експлуатаційних колон була низькою. Контроль за тампонажем проводився несистематично.

Прямі ознаки нафти й газу в процесі буріння свердловин у товщі верхньокрейдових відкладів, зокрема й отримання промислових припливів під час випробування за допомогою випробувачів пластів на трубах і в колоні, газові викиди тощо були більше як у 50 свердловинах на 16 площах. Ці прояви охоплюють майже весь розріз від сеноманського до маастрихтського ярусів. Більшість з них пов'язані із зонами тріщинуватості та кавернозності порід. Вони переважно тяжіють до стратиграфічних незгідностей і здебільшого зосереджені в таких частинах розрізу: низах сеноману, верхах сеноману, верхах коньяку-низах сантону та верхах маастрихту. Однак отримання промислових припливів та освоєння продуктивних горизонтів пов'язане з великими труднощами різного характеру.

Після спуску експлуатаційних колон припливи нафти й газу різко зменшувались або припинялись. Були випадки, коли разом з вуглеводнями надходила пластова вода. Якщо при цьому врахувати велику диференціацію пластових тисків (від знижених до аномально високих), різну мінералізацію пластових вод, гідродинамічну взаємодію свердловин, технологію їх проводки, зокрема цементаж обсадних колон, та інші чинники, стає очевидним, що велика кількість нафтогазопроявів не може бути випадковою, а отримання промислових припливів та освоєння пластів-колекторів, приурочених до верхньокрейдової товщі, заслуговують на велику увагу та потребують спеціальних клопітких досліджень.

Наведені вище значення дебітів припливів вуглеводнів, а також явища поглинання промивальної рідини

та часом значні водопрояви свідчать про наявність у товщі верхньої крейди природних резервуарів [1].

Карбонатні та глинисто-карбонатні породи зазвичай щільні, низькопористі та майже непроникні. Вони стають колекторами за умови розвитку тріщинуватості (можливо, також густої сітки сутур і стилолітів) та підвищеного вмісту органогенного та (або) піщано-алевритового матеріалу (площі Шмідта на чорноморській акваторії, Північна, Серебрянська та інші на суходолі).

Тріщини трапляються по всьому розрізу карбонатної товщі. Проте розвиток порід-колекторів, що мають задовільні ємнісні та фільтраційні властивості (пористістю понад 8–10 %, проникністю понад $1 \cdot 10^{-3}$ мкм²), відбувається спорадично. Колекторські властивості відкладів змінюються як по розрізу, так і по латералі часто в межах однієї площі. Так, наприклад, на Серебрянській площі лише в одній точці (сверд. 3 і 13) натрапили на колектор, природа якого, на жаль, залишилася нез'ясованою. Більшість дослідників пов'язує поліпшення пористості та проникності з розвитком збагачених органікою вапняків (органогенних або органогенно-детритових). Такі різновиди карбонатних порід слабко вивчені через майже повну відсутність кернів з продуктивних горизонтів верхньої крейди. За лабораторними даними пористість вапняків коливається від 0,3 до 18,9 %. Щільність відкритих тріщин у них від 0,01 до 4,68 см/см². Зумовлена ними пористість звичайно не перевищує 1 %, а проникність сягає $130\text{--}860 \cdot 10^{-3}$ мкм². За покриття тут служать пачки мергелів і глинистих вапняків, а в сеноманській частині розрізу також прошарки вапнистих аргілітів [1, 2].

За матеріалами буріння, сейсмозв'язки та тематичних досліджень можна стверджувати, що у верхній крейди

розвинуті пастки різних типів. Зокрема поклад нафти Серебрянського родовища та газопрояви на Північносеребрянській площі пов'язані з пастками літологічно обмеженого типу, очевидно, лінзоподібними тілами органогенно-детритових вапняків підвищеної тріщинуватості та стилолітизації. Імовірно, що подібні пастки в органогенно-детритових і піщано-алевритових вапняках є на Бакальській і Північній структурах. На схилах Олексіївського й Первомайського палеовулканів спостерігається стратиграфічне виклиновання окремих горизонтів. Тектонічно екрановані пастки виявлені на Октябрській, можливо, Шмідтівській та Західнооктябрській структурах. Газопрояви із сантону на Міжводненській ділянці пов'язують зі склепінною частиною складки.

Загальні невирішені проблеми. Перегляд промислово-геофізичних і геологічних матеріалів, здійснений у 70-х роках співробітниками об'єднання "Кримгеологія", по Карлавській, Північносеребрянській, Серебрянській, Бакальській, Міжводненській, Родниківській площах показав, що для вивчення геологічної будови й нафтогазоносності карбонатної товщі верхньої крейди потрібна методика проведення сейсмозв'язки та ГДС, відмінна від такої, що застосовується під час дослідження нижньої крейди. Вона має забезпечити не лише картування по відбиваючих сейсмічних горизонтах, але і виявлення літологічних неоднорідностей (фаціальних змін), зон виклиновання й тріщинуватості та малоамплітудних порушень.

Обґрунтування науково-практичних результатів досліджень. Наявні геолого-геофізичні матеріали недостатньо інформативні, бо відбір і внос кернів не забезпечує визначення природних колекторів і петрографічної їх характеристики, а результати випробування

свердловин часто неоднозначні (випробувалися великі інтервали розрізу, спостерігалось перетікання води, відсутній досконалий контроль за якістю цементування й перфорації обсадних колон тощо). Загалом, на наш погляд, головними причинами негативних результатів пошукових робіт на карбонатні відклади верхньої крейди регіону є:

1. Локальний характер розвитку кондиційних (для умов Криму) колекторів і невизначеність їх природи.

2. Недосконала методика проведення сейсмічних робіт і ГДС, яка не забезпечує успішні пошуки та вивчення нафтогазоносності неантиклінальних пасток верхньої крейди.

3. Недосконала технологія розкриття й випробування продуктивних горизонтів.

Прорахунки в прогнозах колекторів і пасток на окремих площах, низький ступінь достовірності виявлених пасток, недостатня вивченість закономірностей розвитку літофацій і зон тріщинуватості, неоднозначність результатів випробування перспективних горизонтів верхньої крейди – все це є переважно наслідками названих чинників.

Дискусійними є питання можливості в межах досліджуваного району розвитку органогенних акумулятивних споруд, зокрема рифогенних різновидів, які зазвичай характеризуються високими колекторськими властивостями. Остаточо не виявлені співвідношення колекторів та екранів у цій товщі, роль тріщинуватості в акумуляції та збереженні скупчень вуглеводнів, типи можливих пасток.

Висновки. Однією з причин низької ефективності геологорозвідувальних робіт на верхньокрейдіві карбонатні відклади є складна будова пасток і природних резервуарів. Відсутня чітка границя між колекторами та екранами, які залежать передусім від наявності або відсутності тріщинуватості та пустот вилуговування.

Низка різних ускладнень у процесі проводки глибоких свердловин спричинена бурінням в неізольованих глинистих (майкопська серія) і карбонатних (верхня крейда-палеоцен) відкладах. Зокрема нерідко спостерігаються непередбачувані поглинання бурового розчину, порушення стійкості стінок свердловин, прихоплення бурильного інструменту, що призводять до неякісних проводки свердловин і розкриття продуктивних горизонтів, аварій, збільшення часу та витрат на буріння. При великих репресіях на пласт часто утворюються глибокі зони проникнення фільтрату бурового розчину. При цьому сильно забруднюються колектори, що негативно впливає на інтерпретацію промислово-геофізичних досліджень і подальше освоєння об'єктів.

Протиріччя між прогнозованою оцінкою нафтогазоносного потенціалу верхньокрейдівих утворень (9,4 % від початкових сумарних ресурсів вуглеводнів Каркінітсько-Північнокримського прогину) і розвіданими запасами (0,6 % від таких) прогину свідчать про невирішеність проблеми перспектив нафтогазоносності потужної (понад 2 км) карбонатної товщі та її актуальність.

ЛІТЕРАТУРА

1. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. и др. Газовые факелы на дне Черного моря. Киев, 1999. 134 с.
2. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Теоретичне і практичне обґрунтування пошуків нафти і газу в акваторіях України/П. Ф. Гожик, І. І. Чебаненко, В. П. Ключко, М. І. Євдошук, В. А. Краюшкін, В. Г. Франчук, Б. Л. Крупський, В. В. Гладун, П. Я. Максимчук, Т. М. Галко, А. М. Кришталь, Б. М. Полухтович, С. М. Захарчук, П. М. Мельничук, І. Д. Багрий, Н. С. Довбиш, О. В. Седлєрова, І. В. Смірнов, Г. М. Якубенко. К.: ЕКМО, 2010. 200 с.

УДК 622.245.142

Ю. І. ВОЙТЕНКО, д-р техн. наук, завідувач відділу,
О. І. ПРОЖОГІНА, провідний інженер-геофізик,
І. В. ЛОБАНОВА, провідний інженер (УкрДГРІ)

ЕФЕКТИВНІСТЬ СУЧАСНИХ ПЕРФОРАЦІЙНИХ СИСТЕМ І ЗАРЯДІВ ПІД ЧАС ЗАКІНЧЕННЯ СВЕРДЛОВИН

Проаналізовано ефективність кумулятивної перфорації продуктивних горизонтів родовищ газу й нафти в Україні. Показано, що найважливішими чинниками впливу на неї є внутрішня енергія пласта, величина репресії на пласт під час буріння, глибина залягання, колекторські властивості пласта, вид перфорації (репресія чи депресія на пласт).

Analyzed the efficiency jet perforation productive horizons for oil and gas fields in Ukraine. It is shown that the most important factors of influence it has on the internal energy of the reservoir, the magnitude of repression by the formation during drilling, depth, reservoir properties, type of perforation (repression or depression on the reservoir).

Роботи з вторинного розкриття продуктивних горизонтів є одними з основних технологічних процесів під час закінчення свердловин на нафту й газ, а також у процесі експлуатації свердловини. Ефективність цього процесу забезпечує достовірний геологічний результат у разі пошуково-розвідувального буріння, а також забезпечує рентабельність виробництва в разі експлуатаційного буріння.

Його ефективність пов'язують переважно з глибиною каналу перфорації і кількістю перфораційних отворів [1, 2].

Останнім часом глибина перфораційного каналу стала предметом ажіотажного попиту і зневажливого ставлення до зарядів, які продукують середні за розмірами канали. Фірми-виробники пропонують заряди з глибиною 500, 900, 1 200 м, а інколи й вище. Глибина каналу є найважливішим чинником у технологіях закінчення свердловин без інтенсифікації припливу [1, 2], проте й вони часто не забезпечують бажаного геологічного результату. Справа в тому,

що приведені вище глибини каналів, отримані на мішені з міцністю на одноосове стиснення 35 МПа для того, щоб вигідно піднести один з параметрів каналу – довжину. Для реальних порід-колекторів з більшою міцністю в умовах, наближених до всебічного стиснення, глибина каналу менша в середньому у 2–2,5 раза [1, 3].

Крім того, завищені значення репресій у процесі первинного розкриття, особливо в інтервалах аномально низького пластового тиску (АНПТ), призводять до погіршення колекторських властивостей порід навколо свердловини в радіусі, який перевищує максимальні глибини перфораційних каналів, тому часто проектні дебіти свердловин не досягаються. Водночас у разі достатньо високої пластової енергії і збалансованих параметрів буріння (репресії на пласт) більшість продуктивних горизонтів успішно розкриваються будь-якими типами перфораторів і зарядів, зокрема зарядами, розробленими в СРСР.

Гарною ілюстрацією цьому може слугувати Юліївське родовище, де продук-

тивні пласти башкирського, серпуховського, візейського горизонтів, а також кори вивітрювання фундаменту були перфоровані різнокаліберними системами перфорації: ПКО-89, ПКСУЛ-80, ПРК-42, ПКО-73, ПР-65, ПНКТ-89, ПБ2-42Н, ПР-43, Strip RDX 1 11/16". Цей приклад можна доповнити результатами застосування найгірших по глибині каналу l_k перфораторів ПР-43, "ВНИПИВзривгеофизика" (розроблено в СРСР) і ПБ2-42 (УкрДГРІ, Україна), 2002 р. (табл. 1). Ці перфоратори показали добрі результати у сверд. № 6 Безлюдівського родовища, сверд. № 24 Коломацького родовища, кількох свердловинах Скворцівського родовища і багатьох інших.

Водночас у численних випадках згідно з нашими далеко не повними даними отримані негативні або маловиразні результати з використанням усіх без винятку зарядів.

Перше, що варто відзначити за результатами аналізу Скворцівського та Юліївського (сверд. № 63), а також Безлюдівського родовищ (сверд. № 6), ефективність

малогабаритних перфораційних систем ПР-43, ПРК-42 (Росія), Strip 1 11/16" (Німеччина) і ПБ2-42 (заряди ЗКМ-38, ЗГ2-42) (Україна) приблизно однакова і мало залежить від глибини каналу (табл. 1). Це добре ілюструють результати перфорації горизонту В-16 (В-16в, В-16н) у сверд. № 30, 44, 50, 60, 64, 65 (табл. 2; d – діаметр штуцера, K_p – пористість, $K_{нг}$ – коефіцієнт нафтогазонасиченості). Це пояснюється особливостями технології (депресія на пласт), достатньо високим пластовим тиском ($P \sim 30\text{--}31$ МПа) для цього горизонту і, напевно, помірними репресіями на пласт під час буріння. Тому глибина каналу, яка у 2 рази менша в ЗГ2-42, в 3 рази менша в ЗПР-43, ніж у заряду Strip RDX 1 11/16" у цьому випадку не має особливого значення. Після перфорації відбувається самоочищення пласта і свердловина виходить на промисловий режим експлуатації. Навіть на глибинах $\sim 5\ 300, 5\ 700$ м (у сверд. № 2 Рудівська, № 396 Золотихінська, № 361 Савинківська) отримані промислові припливи газу і конденсату малогабаритними перфораторами і зарядами [3, 4].

Треба зазначити, що в багатьох свердловинах використовувались заряди глибокого проникнення "DP" (deep penetration) і перфоратори зарубіжного виробництва: Strip 1 11/16" (Німеччина), ПКО-89 із зарядами SDP RDX (22,7 г), Owen 1 11/16", Owen 2 1/8", Conex 1 1/16", ПКМ-43-02-DN, ЗКПО-89-DN-01, ПРК-42 (Росія), SDP RDX Strip 3 3/8", Dinamit Nobel 1 11/16", Link 1 11/16", Dinamit Nobel 3 3/8" (сучасна назва "Dina Energetics"), які дали від'ємні результати.

Від'ємний результат формулюється так: "сухо"; інтервал непроникний, "збільшення припливу не отримано" або "слабке виділення газу" (найчастіше).

Тобто навіть німецька та американська якість і глибина каналів перфорації не змогли перемогти зони забруднення українських свердловин після буріння або капітальних ремонтів.

Аналіз проводився по та-

ких родовищах і площах: Анастасіївське, Андріяшівське, Артюхівське, Безлюдівське, Васищівське, Валюхівське,

Волошківське, Довгалівська, Олімпійська, Північноорільська, Північнорешетняківська, Північноказантипська, Рябушинська, Сахалінська, Скворцівська, Східнорешетняківська, Тарасівське, Коломацьке, Коржівське, Комишуваська, Мар'янівська, Західностаровирівське, Юліївське і деякі ін.

Крім того, для аналізу використано результати робіт за 2009 рік із вторинного розкриттямалогабаритнимиперфораторами українського виробництва ПКМ-38, ПКМ-54 у свердловинах ДК "Укргазвидобування", а також деякі результати випробувань перфораторів ПБ2-42Н, ПКСУЛ-80, ПКО-89, ПКО-73 із зарядами українського ви-

Таблиця 1. Розміри каналів у сталевій мішені

№ з/п	Назва заряду	l_k , мм	d_k , мм
1	ЗГ2-42	40	10-11
	ЗГ2-42-01	62	9-10
2	ЗПР-43	33	8
	ЗПР-54	50	10
3	ЗКМ-43	72,5	8,8
4	ЗКМ-54*	125	9,8
5	Strip 8g DP TTG	100	7
6	STP-1687-RDX-401	130	6,8
7	ЗПКС-80	75	16
8	ЗКМ-38	90-100	8
9	ЗКМ-54-У**	140	11
10	ЗП2-67	152	21
11	STP-2125-RDX-401	156	9

* Заряд виробництва "Промперфоратор", Росія.

** Заряд виробництва УкрДГРІ, ІЕЗ ім. Є. О. Патона, Україна.

Таблиця 2. Результати перфорації деяких продуктивних горизонтів Скворцівського родовища

№ сверд.	Горизонт	Інтервал перфорації, м	Тип перфоратора	d шт., мм	Р (МПа) приведений до інт. випробування глибина	Депресія, МПа	Результат випробування			К _п , %	К _{нп} , %
							Газ, тис. м ³ /добу	Конденсат, тис. м ³ /добу	Нафта, м ³ /добу		
1	В-20	3080-3084	ПКО-89 (72 отв.)	5	$\frac{31,31}{3082}$	2,69	75,1	9,2	-	13,9	81
	В-19 + В-16	3054-3056 3030-3036	ПКС-80 (144 отв.)	5	$\frac{31,67}{3043}$	0,66	102,1	12,5	-	16,1 16	83 80
	В-16	3038-3046	ПКС-80 (144 отв.)	4	$\frac{32,33}{3042}$	0,32	67	8	-	16	80
	В-16	3005-3017 2993-2998	ПКО-89 (315 отв.)	5	$\frac{31,09}{3005}$	3,38	82,3	14,5	-	16	80
30	В-16	3138-3142 3154-3160	Strip RDX 1 11/16"	8	-	-	185	-	-	15,5 12,5	91 86,5
42	В-16	3079-3083	ПКС-80 (12 отв./м)	7	$P_{ст.тр.} = P_{ст.зр.} = 23,3$	-	75	-	-	8,5	84
44 50	В-16	3109-3121 3103-3095	Strip RDX 1 11/16" (20 отв./м)	8	$\frac{29,95}{3108}$	-	253,1	-	-	17 20,5	87 83
	В-16	3150-3139 3130-3123	ПБ-2-42 ЗГ-42 (10 отв./м)	8	$\frac{30,56}{3144,5}$	1,5	281,9	-	-	16,9	90
	В-16	3166-3161	ПР-42 (10 отв./м)	8	$\frac{29,81}{3163}$	10,1	158,7	-	-	16,9	90
60	В-16н	3134-3128 3124-3120	ПБ2-42 ЗГ-42 (12 отв./м)	11	$\frac{27,03}{3127}$	3,6	432,9	-	-	16	80
62 64	В-16в Б-3	3177-3174 2531-2538	Strip RDX 1 11/16" (16 отв./м)	5	$\frac{27,22}{3175,5}$	14,4	36,9	0,6	-	19 12	84 72
			ПБ-2-42 (12 отв./м) дотріл	3	$\frac{25,56}{2540,5}$	13,8	15,2	2,54	-		
				3	$\frac{24,35}{2534,5}$	17,25	6,5	2,37			
65	В-20	3357-3355	Strip RDX 1 11/16" (18 отв./м)	3	-	-	2,66	-	-	6,5	70,5

робництва у свердловинах родовищ ДДЗ і західного регіону. Окрема увага приділялась результатам перфорації свердловин на великих глибинах ($H \geq 4,5-5,0$ км) [3, 4].

Звертає на себе увагу те, що основні виразні результати, отримані ДК “Укргазвидобування” у 2009 році, були реалізовані у свердловинах, де роботи проводились при депресії на пласт. Тобто технологія перфорації при депресії на пласт має перевагу завдяки здатності пласта до самоочищення під дією внутрішньої енергії пласта.

Підтверджується відомий факт, що перфорація при депресії зарядами з меншою глибиною каналу дає кращі результати, ніж перфорація при репресії зарядами ЗПКС-80 (табл. 2, горизонт В16, сверд. № 30, 42, 44, 50). Те саме спостерігалось під час розкриття сарматських відкладів Більче-Волицької зони.

Водночас на глибинах понад $\sim 4200-4500$ м кількість невдач з використанням малогабаритних систем перфорації збільшується. Це пояснюється кількома причинами: зменшенням пористості і відповідно збільшенням щільності і міцності порід-колекторів, зменшенням глибини каналу, а також впливом фільтратів бурових розчинів (Коломацьке ГКР, Комишуваська площа, Артемівська № 1 і низка свердловин, які розкривались різноманітними перфораторами на глибинах понад 5 км [4].

Наведемо приклади від’ємних результатів і непромислових припливів вуглеводнів.

1. Микитська площа, сверд. № 11. Проведено перестрілювання після ПБ2-42Н перспективних інтервалів у московському горизонті 29-31–2936, 2928–2930, 2922–2924 м зарядами Strip 1 11/16". Результат відсутній.

2. Колмацьке ГКР. Перфорація зарядами Strip 1 11/16" в інтервалах серпуховського ярусу: 5520–5529; 5498–

5510 м; повторно зарядами Link 1 11/16". Результат: 3,3 тис. м³ газу після першої перфорації; 5,5 тис. м³ газу після повторної перфорації. Інтервал 5400–5408 м проперфорований зарядами ЗПКМ-73 і Link 1 11/16", результат відсутній. Інтервал 5560–5576 м – зарядами ПНКТ-89 і Strip 1 11/16". Об’єкт – “слабогазоносний”.

3. Тарасівська площа, сверд. № 200 закладена в підвищеній частині південної приштокової зони. Інтервали перфорації в горизонтах К-1, Г-13, Г-12н, Г-10, Г-9н, А-8в, А-7н, D₃. Усього 13 інтервалів. Заряди від RDX 1 11/16" до RDX 3 3/8", а також ПКО-89-DN-01, ПКМ-43-02-DN (позначення зі справи свердловини і звіту по ГРР, прийнятого ДГП “Геоінформ”). Тобто калібр зарядів і системи перфорації від 42 (1 11/16") до 89 мм (3 3/8"). Виробник: Німеччина і Росія, за ліцензійною технологією.

Результат перфорації – “непроникний” – 11 інтервалів, “незначне виділення газу” – один інтервал.

Цей перелік можна доповнити прикладами в Рябухінській площі сверд. № 208, Мар’янівській, сверд. № 5а, Артемівська № 1, Північно-орільська, № 1, Скворцівське родовище, сверд. № 46, інтервал 3088–3083, 3142–3146 м, сверд. № 47, 48, 64, 65 (результати випробувань в табл. 2 не наведено), Волошківське, сверд. № 3, 51. У цих свердловинах використовувались зарубіжні системи перфорації.

Кількість неякісних результатів, непромислових припливів нафти і конденсату збільшується з глибиною для всіх систем перфорації.

Не виключено, що в деяких випадках від’ємні результати пов’язані з істинним геологічним результатом, а в деяких – з недостатністю систем перфорації і недосконалістю технологій первинного і вторинного розкриття

продуктивних горизонтів.

Інколи успішність і кінцевий результат забезпечувала повторна перфорація в цьому самому інтервалі. Наприклад, Васищівське родовище, сверд. № 1, інтервал 3270–3278 м виявився газоконденсатним після кількох перфорацій спочатку зарядами ПР-43, ПРК-54, Strip 1 11/16" і потім знову Strip 1 11/16" (декілька разів), а також інтенсифікуючих обробок фізично і хімічно активними рідинами.

Аналогічний позитивний результат отримано у сверд. № 3 у візейських горизонтах В-18, В-20, в інтервалах 3244–3252, 3277–3285 м.

Позитивний результат отримано після подвійної перфорації зарядами OWEN 1 11/16" та INNICOR 3 3/8". Водночас декілька негативних результатів отримано після відстрілів аналогічними системами Strip 1 11/16" і 3 3/8" в інтервалах 3278–3270 і 2904–2902 м.

Інколи перфорація проводилася декілька разів в одному інтервалі.

Приклад. Волошківське родовище, сверд. 32, горизонт В-21в. Перфорацію проводили зарядами RDX 3 3/8" з таким перестрілюванням ПБ2-42Н: тричі протягом дев’яти місяців. При цьому дебіт свердловини безперервно підвищувався. Фактично повторна перфорація інтенсифікує нафтогазовидобуток. При цьому з глибиною залягання пласта кількість і глибину перфораційних отворів треба збільшувати [3].

Варто відзначити, що при всій повазі до зарубіжної техніки, зарядами українського, радянського, нині російського виробництва було успішно розкрито десятки сотні об’єктів у свердловинах таких родовищ і площ, як Анастасівське, Андріяшевське, Артюхівське, Богданівське, Гнидинцівське, Валюхівське, Волошківське, Загорянська, Західностаровирівське, Золотихінська, Ком-

панська, Кобзівське, Коржівське, Липоводолінська, Мехедівське, Південнопанасівське, Перекопівське, Сахалінське, Скворцівське, Юлівське і багато інших.

Найбільш вживані системи перфорації в заглушених свердловинах – ПКО-89, ПКО-73, ПКСУЛ-80, ПНКТ-89, рідше – ПКС-105. Перфоратори ПРК-54, ПРК-42, ПБ2-42, ПКМ-38, ПКМ-54 використовувались як в умовах репресії, так і в умовах депресії на пласт.

Кількість невизначених результатів типу “незначне виділення газу і газоконденсату” для зарядів і перфораторів СРСР (Росія до 1995 р.), України та зарубіжних зарядів і систем перфорації співвідноситься приблизно як 1:1:2, за нашими, звичайно не повними даними.

На наш погляд, заряди понадглибокого проникнення потрібні в разі розкриття продуктивних пластів у малодебітних свердловинах після їх капітального ремонту, в разі консервації свердловини, а також у разі розкриття пластів з низькою пластовою енергією (АНПТ) після буріння, особливо на глибинах понад 4000–4500 м. Крім того, в разі перфорації через дві або три колони.

Треба зазначити, що в погоні за глибиною каналу фірми-розробники нехтують іншим важливим параметром – діаметром каналу d_k . Так, у номенклатурі виробів компанії OWEN є заряди SDP-1687-402NT3 і SDP-2125-402NT3, які пробивають у бетонній мішені канали завглибки відповідно 309 і 492 мм з діаметром 4 і 6 мм. Зменшення діаметра каналу призводить до зменшення розміру тріщин навколо каналу в крихких колекторах, наприклад, у чистих пісковицях з кварцевим цементом. В умовах гірського тиску ці тріщини поступово закриваються. Так само зменшує свої

розміри сам канал у пластичних колекторах (глинистих пісковиках, алевролітах, аргілітах тощо). У результаті ефект може бути короткотерміновий і треба буде проводити наступні перфорації та інтенсифікацію припливу газоконденсату чи нафти.

Висновки

1. У разі високої пластової енергії та помірних репресій на пласт під час буріння промислові припливи газу, нафти і конденсату забезпечують заряди із середніми глибинами каналів, а в умовах депресії на пласт – до глибин 3–3,5 км усі малогабаритні заряди, зокрема з невеликими розмірами каналів.

2. При збільшенні глибини залягання продуктивних пластів, зменшенні пластової енергії, збільшенні кількості обсадних труб глибину каналів перфорації необхідно збільшувати, збільшувати кількість перфораційних отворів, проводячи повторні перфорації, а інколи – інтенсифікуючі обробки при вибійних зонах з метою збільшення глибини дренажних каналів.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Гайворонский И. Н.* Обеспечение эффективной гидродинамической связи скважины с пластом при вторичном вскрытии//И. Н. Гайворонский, А. А. Меркулов, А. В. Балдин, Ю. Г. Улунцев//Каротажник.2006. № 10–11 (151–152). С. 153–159.

2. *Чарли Косад.* Выбор стратегии перфорирования//Нефтегазовое обозрение. Шлюмберже. 1998. В. 3. С. 3–52.

3. *Гошовський С. В.* Ефективність сучасних технологій вторинного розкриття продуктивних горизонтів і шляхи її підвищення//С. В. Гошовський, Ю. І. Войтенко, П. О. Сорокін//Нафтова і газова промисловість. 2013. № 2. С. 12–15.

4. *Лукин А. Е.* Нефтегазонасыщенные коллекторы глубоководных комплексов центральной части Днепровско-Донецкой впадины//А. Е. Лукин, Н. В. Шукин, О. И. Лукина, М. Пригарина//Геофизический журнал. 2011. Т. 33. № 1. С. 3–27.

Рукопис отримано 29.04.2013.

УДК 550.361

С. В. ГОШОВСКИЙ, д-р техн. наук, профессор, директор,
А. В. ЗУРЬЯН, заведующий лаборатории инновационных технологий (УкрГГРИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СИСТЕМЕ “ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ ТЕПЛООБМЕННИК (ЗОНД) – ГРУНТОВОЙ МАССИВ” С ЦЕЛЬЮ ИЗУЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ОТБОРА НИЗКОПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ГЕОТЕРМАЛЬНЫМИ СИСТЕМАМИ ЗАКРЫТОГО ТИПА НА РЕГЕНЕРАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ЗЕМЛИ

СТАТЬЯ 1. АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУР В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ЗЕМЛИ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГРУНТОВОГО АККУМУЛИРОВАНИЯ И ИЗВЛЕЧЕНИЯ ТЕПЛОТЫ ГЕОТЕРМАЛЬНЫМИ СИСТЕМАМИ ЗАКРЫТОГО ТИПА

(Матеріал друкується мовою оригіналу)

Проведены исследования и установлены зависимости сезонного изменения температур в верхних слоях Земли. Выполнен анализ и сделаны выводы о необходимости учета изменений температур грунта на протяжении года при решении задач аккумуляции и извлечения теплоты геотермальными системами закрытого типа.

В Украинском государственном геологоразведочном институте была разработана методика исследований сезонных изменений температур нетронутого грунтового массива. Создана экспериментальная геотермальная установка, позволяющая в автоматическом режиме снимать показания с приборов, установленных как в наземной, так и подземной частях комплекса, с заданной частотой дискретизации производить измерения температур грунта на глубинах до 50 м, получать показания приборов в реальном времени, создать архив полученных данных для дальнейшей их интерпретации.

There have been researches made and relations to seasonal changes in temperature of upper layers of the Earth have been determined. The analysis has been performed and the following summary states that need to take account of soil temperature change over the year in the performance of a task of energy-storage and recovery warm by geothermal systems enclosed-type.

In the Ukrainian State Geological Research Institute has developed a research technique of seasonal changes of temperature unmined soil mass. The experimental geothermal positioning has been created, that allows in automatic to read from tools are installed in the ground and the underground part of the complex. To the specified discretization interval to make measurements of ground temperature at depths up to 50 m. Tool response to receive, both in real time and create an archive of resulting data for further interpretation.

Современная энергетика вынуждена учитывать глобальные кризисы, ставшие перед человеческим сообще-

ством. Переход к безотходным и низкотемпературным технологиям, как показывает практика, невозможен без широкого использования возобновляемых источников энер-

гии. Основным источником всех видов возобновляемой энергетики является Солнце. Если говорить о тепловой форме солнечной энергии, то возможны различные ва-

рианты ее использования, например, посредством специальных устройств – солнечных коллекторов или путем извлечения непосредственно из верхних слоев грунта. В первом случае происходит прямое действие излучения на приемник, а во втором – интегральное действие радиации в форме аккумулированной в грунте энергии.

В почвенно-климатических условиях Украины одними из наиболее перспективных источников возобновляемой энергии являются геотермальные системы открытого (ГСОТ) и закрытого типов (ГСЗТ), использующие в качестве тепла низкого потенциала повсеместно доступный грунт поверхностных слоев Земли.

При выполнении научно-исследовательских работ изучались закономерности влияния отбора низкопотенциальной возобновляемой энергии геотермальными системами закрытого типа на регенерационные процессы в верхних слоях Земли. **Первым этапом в решении поставленной задачи является установление закономерностей сезонного изменения температур в нетронутом грунтовом массиве.**

Разработанная в Украинском государственном геологоразведочном институте методика исследований сезонных изменений температур нетронутого грунтового массива и сконструированная экспериментальная геотермальная установка позволили в автоматическом режиме снимать показания с приборов, установленных в наземной и подземной частях комплекса. На этой установке проводились измерения температуры грунта на глубинах до 50 м с заданной частотой дискретизации. Конструкция установки позволяет визуализировать показания приборов в реальном времени (рис. 1), а также создать архив полученных данных для дальнейшей их интерпретации и обработки различными программами.

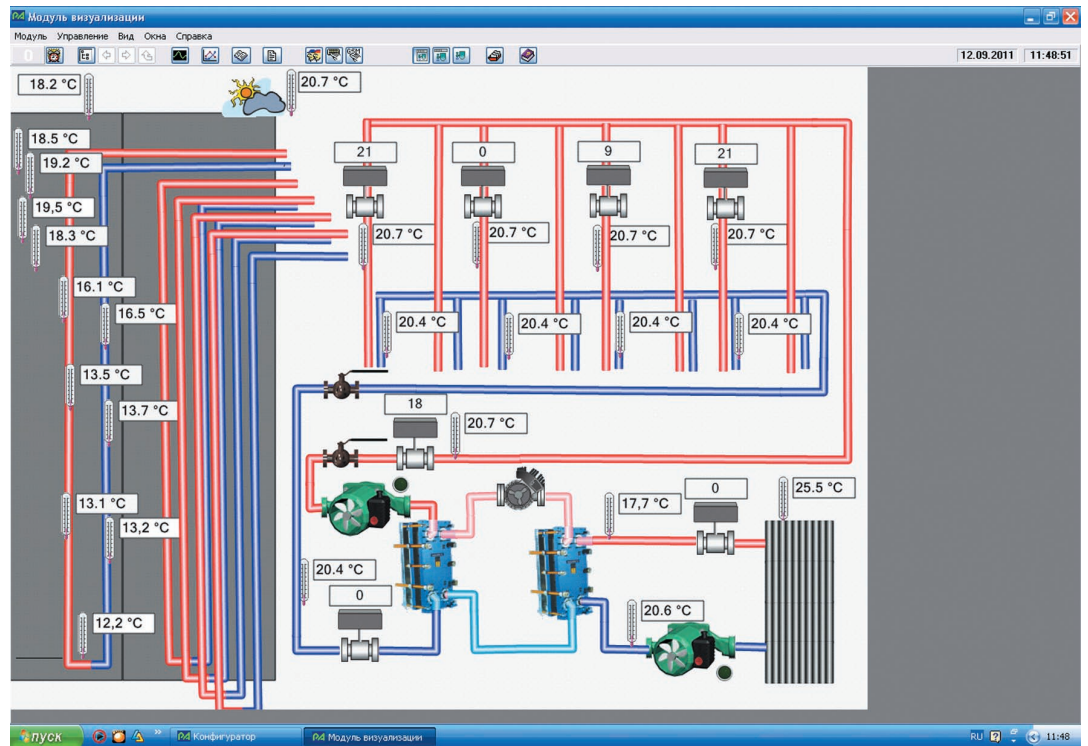


Рис. 1. Программно-аппаратный модуль визуализации и архивации данных



Рис. 2. Наземная часть геотермальной системы закрытого типа УкрГГРИ

Геотермальная система УкрГГРИ состоит из двух частей: подземной и наземной.

Подземная часть представляет собой восемь U-образных вертикальных зондов, установленных попарно в четыре скважины глубиной 50 м каждая. Все вместе они входят в состав низкотемпе-

ратурного контура отбора теплоты из грунтового массива геотермальной системы. Низкотемпературный контур геотермальной системы также может выполнять функцию грунтового аккумулирования теплоты.

Наземная часть состоит из высокотемпературного

контура, в состав которого входит накопитель тепла и элементы системы отопления здания, и промежуточного (фреонового) контура, который состоит из двух теплообменников (испарителя и конденсатора) низкотемпературного и высокотемпературного контуров, а также

компрессорной группы с системой автоматики (рис. 2).

В ходе решения задач грунтового аккумулирования и извлечения теплоты возникает необходимость получения информации о глубине годовых изменений температур в грунте h , которая определяет слой земной поверхности, активно взаимодействующий с околосредной атмосферой. В холодное время года температура в ней падает, а в теплое повышается. Изменение этих температур ΔT на незначительном интервале времени может колебаться от нескольких единиц до десятков $^{\circ}\text{C}$, иногда с резкими скачками от положительного до отрицательного знака ΔT . Ниже глубины h температурный режим стабильный и определяется исключительно геологическими процессами. Следовательно, во избежание потерь аккумулированной теплоты в холодный период года верхняя отметка системы отбора тепла ГСЗТ должна быть ниже глубины h_g .

Грунт поверхностных слоев Земли фактически представляет собой тепловой аккумулятор неограниченной емкости, тепловой режим которого формируется под действием многочисленного количества факторов, среди которых важнейшими являются: солнечная радиация, радиогенное тепло, поступающее из глубин Земли, а также теплофизические характеристики грунтового массива: теплопроводность, теплоёмкость, влажность и пористость грунта. Главный источник тепловой энергии, поступающей в грунт, – солнечная радиация. Тепловой режим грунта определяется теплообменом в системе: приземный слой воздуха-растения-поверхностные слои грунта-подстилающие горные породы. Тепловая энергия, аккумулированная в грунте, принимает участие в фазовых переходах грунтовой влаги, выделяясь при льдообразовании и конденсации

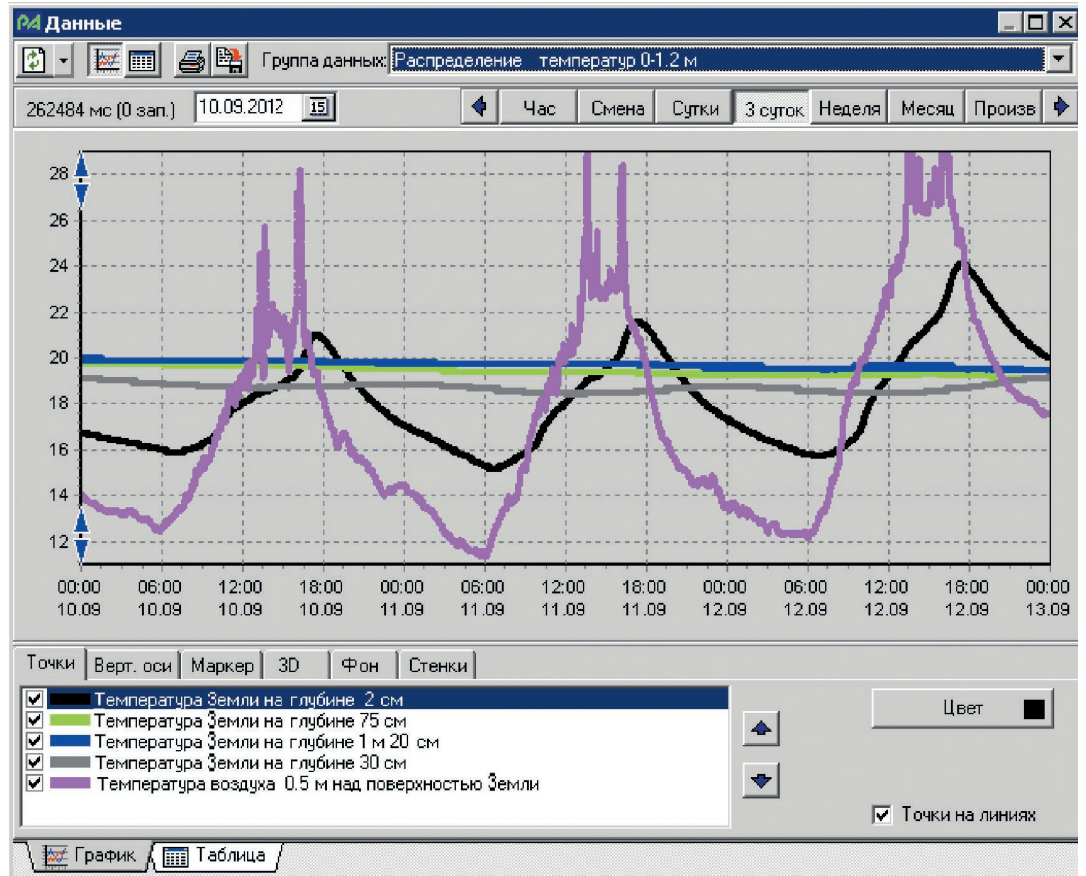


Рис. 3. График изменения температур грунта на глубинах 0,02; 0,35; 0,70; 1,20 м на протяжении двух суток сентября месяца

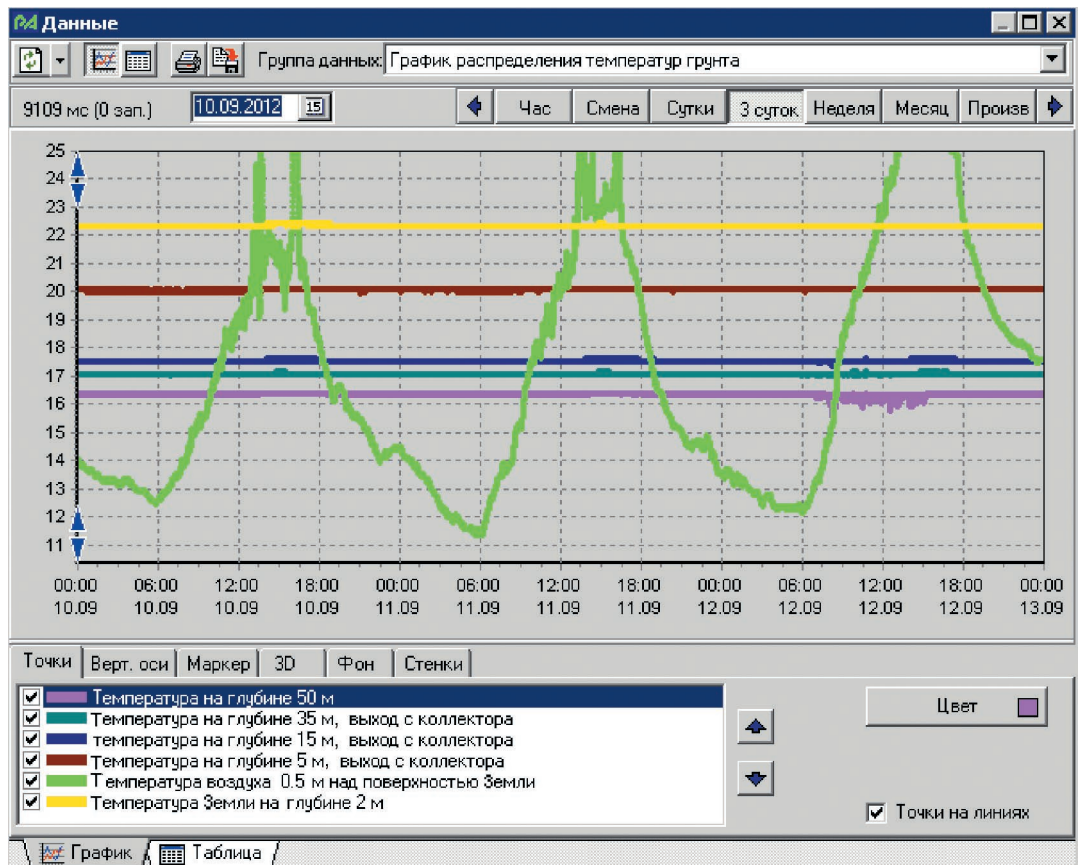


Рис. 4. График изменения температур грунта на глубинах 50,0; 35,0; 15,0 м на протяжении двух суток сентября месяца

влаги и расходуясь при таянии льда и испарении. Поступление солнечной радиации на поверхность грунта ослабляется растительностью, а охлаждение грунта зимой – снежным покровом.

Тепловой режим грунта поверхностных слоев Земли обладает вековой, многолетней, годовой и суточной цикличностью, сопряженной со сменой режимов инсоляции и излучения [4].

С целью установления закономерностей сезонного изменения температур в верхних слоях Земли и определения глубины годовых изменений температур в грунте при проведении исследований применялся экспериментальный метод исследований, в процессе которого проводились измерения температур нетронутого грунта на протяжении двенадцати месяцев – с октября 2011 по сентябрь 2012 года. Датчики температуры, установленные в скважине, позволяли во время проведения эксперимента измерять температуру грунта на стандартных глубинах: 0,02; 0,30; 0,70; 1,2; 2,0; 5,0; 15,0; 35,0; 50,0 м. Информация с датчиков снималась автоматически с временным интервалом в 5 сек. Измерения температуры почвы были выполнены на геотермальном полигоне УкрГРИ. Для чистоты эксперимента отбор тепла с геотермального поля, на котором проводились исследования, до указанного периода и во время проведения эксперимента не осуществлялся.

В ходе проведения исследования были получены данные, позволяющие проанализировать промежуточные результаты зависимости изменения температур от глубины грунта на разных временных участках от суток до года и вывести зависимость среднемесячных температур T по глубине h для конкретного грунтового массива г. Киева.

На рис. 3 и 4 приведены графики изменения темпе-

ратуры грунта на протяжении суток.

На приведенных графиках (рис. 3, 4), видно, что

суточные колебания температуры воздуха, вызванные изменением интенсивности солнечного излучения, су-

щественно влияют на температуру грунта, который находится на глубине до 0,30 м. Уже начиная с глуби-

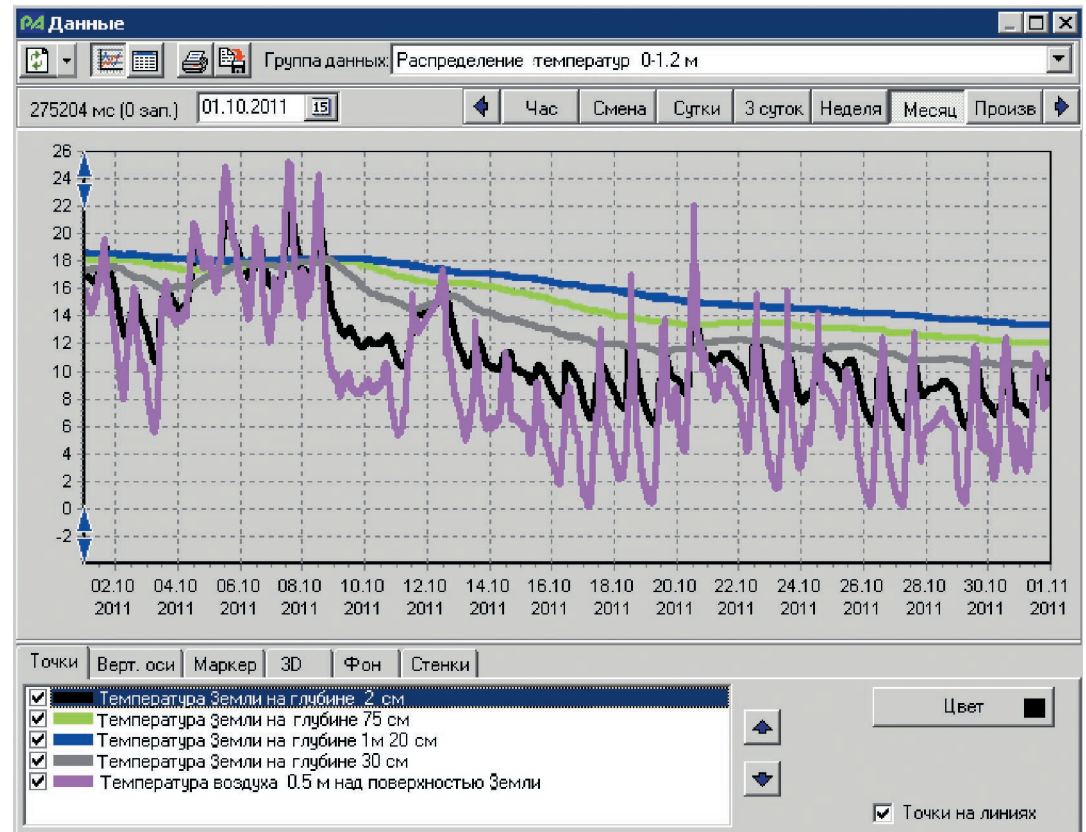


Рис. 5. График изменения температур грунта на глубинах 0,02; 0,35; 0,70; 1,20 м на протяжении месяца

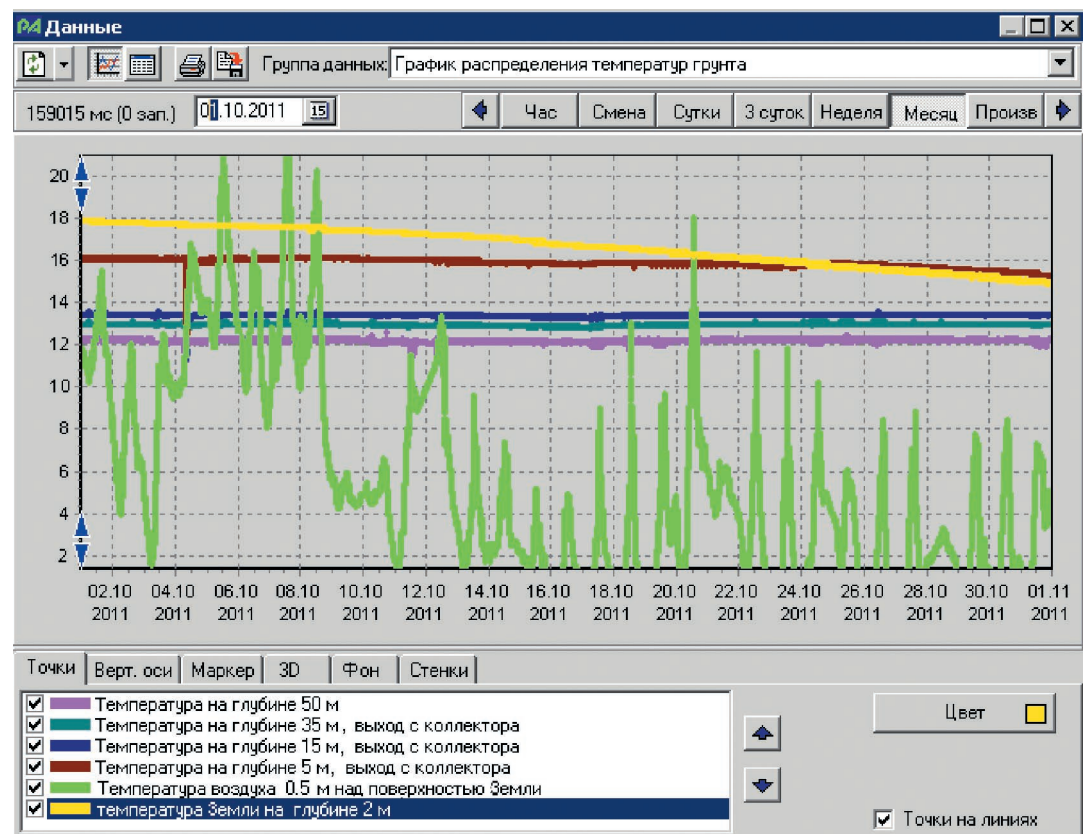


Рис. 6. График изменения температур грунта на глубинах 50,0; 35,0; 15,0 м на протяжении месяца

ны 0,70 м и глубже суточные колебания температуры воздуха не влияют на изменение температуры грунта. Однако если на графике рис. 3 мы наблюдаем снижение температуры грунта на отметке 0,70 и 1,2 м, то на графике рис. 4 значительных изменения температур на отметках 15,0; 35,0 и 50,0 м при принятом масштабе измерения не наблюдается.

На рис. 5. и 6 приведены графики изменения температур грунта на протяжении октября месяца. На них наблюдаем, что температура грунта на глубине до 2 м на протяжении месяца имеет тенденцию к постоянному снижению при общей динамике снижения температуры воздуха. При этом на графике рис. 5 отмечается существенная зависимость изменения температуры грунта на глубине до 0,70 м от температуры воздуха, в то время как на графике рис. 6 видно, что температура воздуха не влияет на температуру грунта на глубине более 5 м на протяжении месяца.

При этом можно наблюдать момент, когда температура грунта на глубине 2 м, падая от отметки в начале месяца 18 °С до отметки 15 °С в конце месяца, 24 октября пересекает изотерму грунта на глубине 5 м (рис. 6). Таким образом, можно предположить, что отмеченные изменения температур грунта есть результат термодинамических процессов, зависящих как от солнечной радиации, так и радиогенного тепла, поступающего из недр Земли.

Эффект уменьшения воздействия солнечного излучения и повышения влияния радиогенного тепла, поступающего из недр Земли на приповерхностный грунт, мы наблюдаем и в зимнее время на незначительных глубинах грунта. Так, на графике (рис. 7) можем наблюдать картину, когда с середины января месяца (с 14.01 по 01.02), несмотря на снижение интенсивности солнечного излуче-

ния и существенное понижение температуры воздуха на поверхности, температура грунта даже на глубине 0,02 м перестает динамично реагировать на ее изменение, как это было с 01.01 по 14.01. Мы можем предположить, что этот эффект обусловлен тем, что тепловым барьером становится снежный покров.

Результаты научно-исследовательского эксперимента по измерению температур грунтового массива, выполненного на экспериментальном полигоне УкрГГРИ в течение года, были сведены в таблицу. Выборка из экспериментально полученных данных представлена в таблице.

На основании табличных

данных построен график (рис. 8) изменений среднемесячных температур T по глубине h для г. Киева.

На графике отчетливо видна тенденция снижения разности экстремальных значений температур ΔT с увеличением глубины h , что вполне соответствует алгоритму выбранной нами гипотезы.

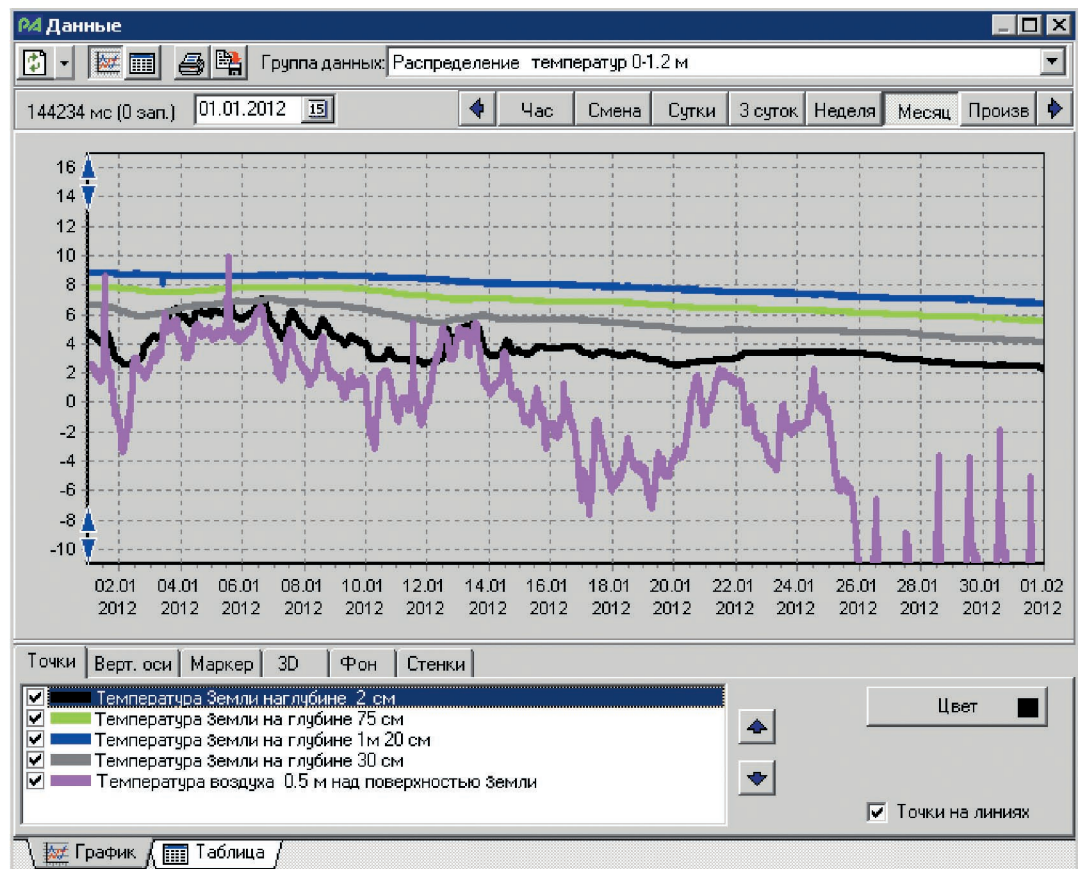


Рис. 7. График изменения температур грунта на глубинах 0,02; 0,35; 0,70; 1,20 м на протяжении месяца

Таблица. Температура грунтового массива

Месяц	Глубина (h, м)								
	0,02	0,30	0,75	1,20	2,00	5,00	15,00	35,00	50,00
Октябрь	8,0	13,0	15,0	16,5	17,0	16,8	13,2	12,8	12,0
Ноябрь	5,0	9,0	11,0	12,5	13,8	14,2	13,2	13,0	12,0
Декабрь	4,5	8,0	9,0	10,5	11,8	13,0	13,2	13,0	12,0
Январь	3,0	5,5	7,0	8,0	9,8	11,8	13,2	13,0	12,0
Февраль	2,0	3,5	5,5	6,5	8,0	10,0	13,0	12,8	12,0
Март	5,0	4,0	4,0	6,0	7,0	6,5	13,0	12,8	12,0
Апрель	14,0	11,5	9,5	8,0	7,0	7,4	13,0	12,8	12,0
Май	19,0	16,0	15,0	14,5	13,0	11,0	13,2	13,0	12,2
Июнь	21,0	18,0	17,0	16,0	13,8	11,0	13,2	13,0	12,2
Июль	24,0	22,0	21,0	19,0	17,0	13,0	13,8	13,2	12,3
Август	23,0	23,0	22,0	20,0	18,0	16,0	13,9	13,3	12,4
Сентябрь	20,0	18,0	19,0	19,0	18,0	17,0	13,2	13,0	12,2
(T) (в °C):	12,4	12,6	12,9	13,0	12,9	12,3	13,3	13,0	12,1
(ΔT) (в °C):	22,0	19,5	18,0	14,0	11,0	10,5	0,9	0,5	0,4

Помимо отмеченной устойчивой тенденции “сжатия” пучка температурных линий, анализ приведенных на графике (рис. 8) данных позволил сделать вывод о независимости среднегодовых температур (T) от глубины h для каждого массива измерений. Так для указанных в таблице данных изменений температур мы имеем по мере принятого нами увеличения глубин такие значения (T) (в °C): 12,38; 12,63; 12,92; 13,04; 12,85; 12,31; 13,26; 12,98; 12,11.

Следовательно, для решения поставленной задачи, состоящей в определении hr и соответствующей температуры $T(hr)$, последнюю можно находить как среднеарифметическое значение среднегодовых температур (T).

Искомое значение hr удовлетворяет условию $(\Delta T)(hr)=0$.

Из данных, приведенных на графике (рис. 8), и таблицы видно, что значение hr , удовлетворяющее условию $(\Delta T)(hr)=0$, находится в пределах 15 м.

Теоретически можно предположить, что это значение может быть завышено, учитывая возможные неточности в измерениях. Это обусловлено установленной в ходе проведения исследования зоной наибольших экстремальных перепадов температур (ЗЭПТ) между соседними дискретными точками измерений на глубине 5 и 15 м.

Экспериментально обусловлена необходимость повышения частоты дискретизации измерений на глубине от 5 до 15 м, в связи с тем, что анализ любой отдельно взятой изотермической температурной линии (рис. 8), полученной в результате подомимого эксперимента на данных глубинах, может быть неточен. Таким образом, более корректным будет заключение, что величина hr в данном грунтовом массиве находится в пределах от 5 до 15 м.

Возникает вопрос в необходимости чисто статистического подхода как к

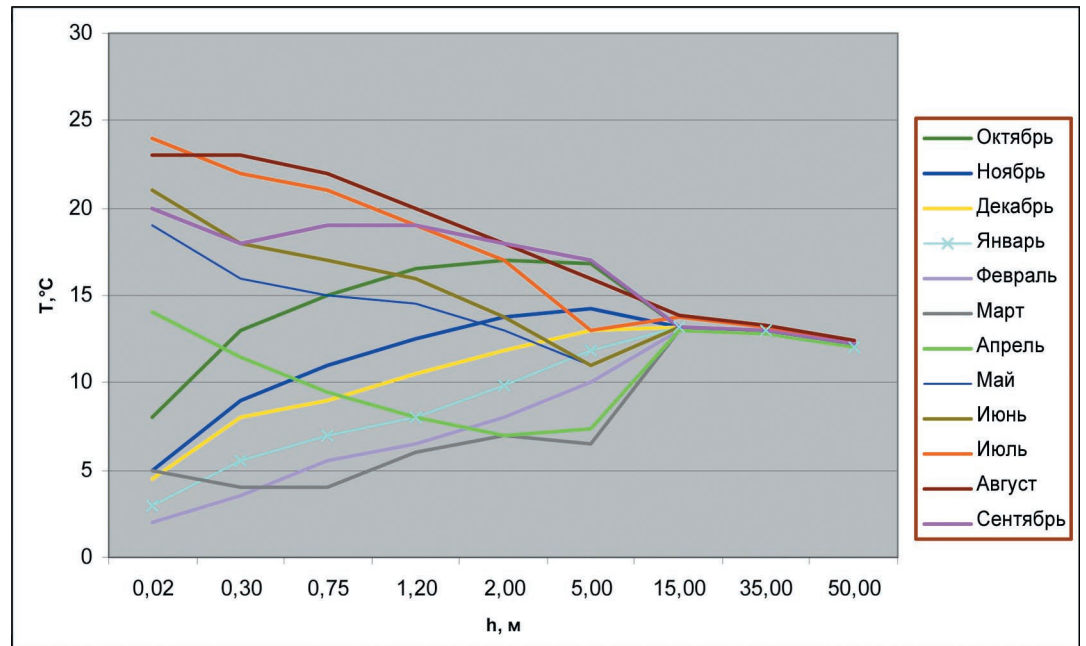


Рис. 8. Зависимость изменений среднемесячных температур T по глубине h для г. Киева

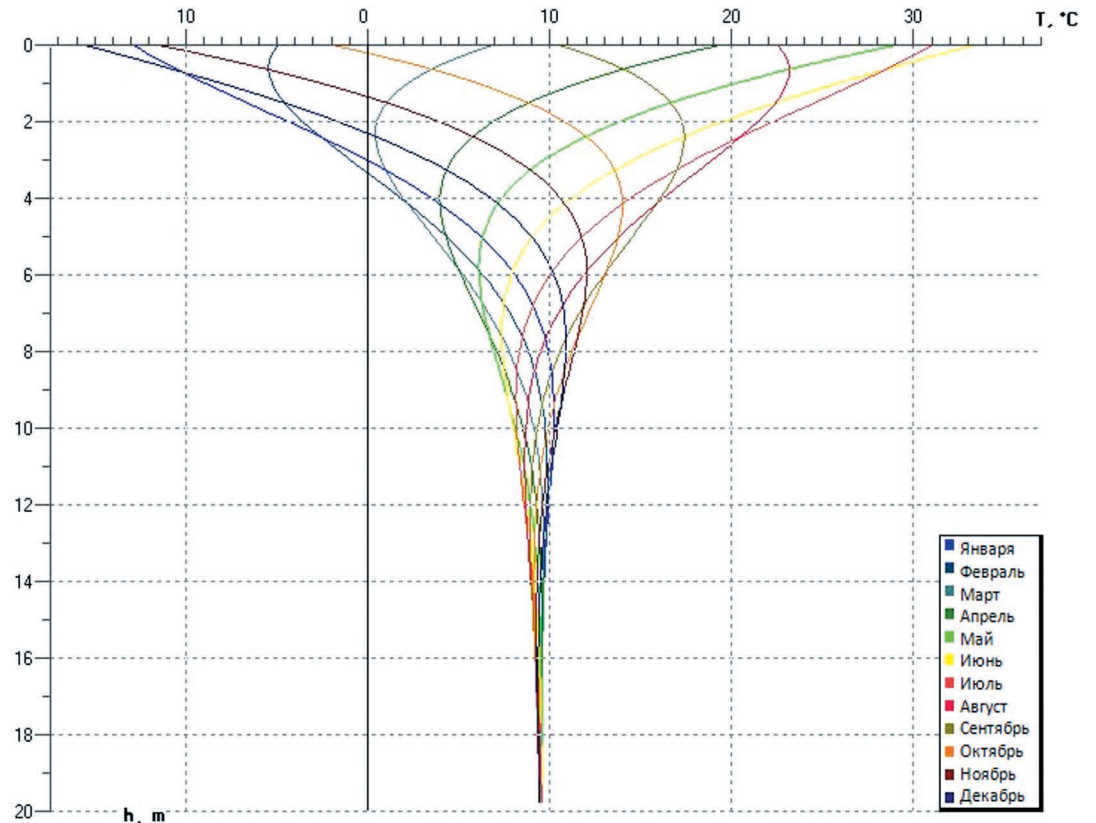


Рис. 9. Изменения среднемесячных температур, полученные путем математического моделирования

интерпретации полученных данных, так и их расчета путем математического моделирования для проверки полученных результатов. При изучении этого вопроса мы проанализировали ряд научных статей различных авторов [1, 2, 3]. Наиболее приемлемым для исследуемого

объекта есть математический аппарат [4], где температурное поле в грунте вокруг коллектора можно описать дифференциальным уравнением теплопроводности в цилиндрических координатах

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \left(\frac{L_0}{R}\right)^2 \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r} r \frac{\partial \theta}{\partial r} = 0,$$

где θ – безразмерная температура грунта,

$$\theta = \frac{T(x, r) - T_z}{T_0 - T_z},$$

$T(x, r)$ – температура в грунте с координатами (x, r) грунтового массива, причем $r > R$ или $f > 1$, °C;

T_z – температура на поверхности почвы, °С, равная температуре окружающей среды для конкретного периода года.

Граничные условия для решения дифференциальным уравнением теплопроводности включают заданные значения начальных температур на поверхности почвы, значения температур нетронутого грунта по всей глубине, а также условия сопряжения.

Температура на поверхности почвы, что соответствует торцевым поверхностям цилиндрического массива грунта, равна в безразмерном виде

$$\begin{cases} \theta(x_{=-1}, r > 1) = 0 \\ \theta(x_{=1}, r > 1) = 0 \end{cases}$$

Под поверхностью при $r \rightarrow \infty$ температура грунта приближается к $T_{gp}(x)$ или

$$\theta(x, r \rightarrow \infty) = \theta_{gp}$$

где θ_{gp} – безразмерная температура нетронутого грунта, полученная при подстановке $T(x, r) = T_{gp}(x)$.

Определить температуру нетронутого грунта для определенной глубины и день года можно по зависимости

$$T'_{gp}(X_z, t) = \bar{T}_{gp} - A_z e^{-X_z \sqrt{\frac{\pi}{365a}}} \cos\left(\frac{2\pi}{365}\left[t - t_0 - \frac{X_z}{2} \sqrt{\frac{365}{\pi \cdot a}}\right]\right)$$

На основании данной зависимости в системе Neo-HeatingPro была введена процедура, которая позволяет моделировать температурное поле нетронутого грунта для выбранного региона, учитывая заданные свойства почвы. На графике (рис. 9) по оси абсцисс отложена температура, а в отрицательном направлении оси ординат – глубина. Разными цветами изображены кривые, отражающие зависимость между глубиной и температурой для каждого из месяцев года. Моделирование проводилось для объекта, который находится на широте Киева.

Анализ приведенного на рис. 9 графика свидетельствует о том, что практически полученные в результате научно-исследовательской работы данные о температурном режиме грунта на геотермальном полигоне УкрДГРИ соответствуют результатам, полученным при математическом моделировании.

Глубина годовых изменений температур в грунте h , которая определяет слой

земной поверхности, активно взаимодействующий с атмосферой Земли, в обоих случаях находится на отметке 15 °С.

Боковые огибающие температурных линий на обоих графиках (рис. 9) соответствуют условиям однонаправленного теплового потока, поскольку фактически отражают случаи наибольшей интенсивности нагрева почвы и ее охлаждения. Но на графике (рис. 8) имеются отклонения от однонаправленности потока. Это могло быть вызвано заморозками ранней осенью или резким повышением температуры поверхности почвы ранней весной. В этом случае слои грунта выполняют в первом случае функцию источников тепла для слоев, лежащих выше и ниже, а во втором случае – функцию накопителя тепла. Интересным является тот факт, что на обоих графиках не наблюдается явление промерзания грунта ниже 0 °С, что имеет существенное значение при построении геотермальных систем “промежуточным” теплоносителем, в которых есть не растворы пропиленгликоля, а вода.

В ходе выполнения научно-исследовательской работы были установлены закономерности сезонного изменения температур в верхних

слоях Земли. Анализ полученных данных позволил сделать вывод о необходимости учета изменений температур грунта на протяжении года при решении задач аккумулирования и извлечения теплоты закрытыми геотермальными системами. Полученные теоретические и практические результаты позволяют оптимизировать построение геотермальных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мхитарян М. М. Энергосберегающие технологии в жилищном и гражданском строительстве. К.: Наукова думка, 2000. 420 с.
2. Laloui L., Nuth M., Vulliet L. Experimental and numerical investigations of the behavior of a heat exchanger pile//Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech. 2006. V. 30. P. 763–781.
3. Васильев Г. П. Теплохладоснабжение зданий и сооружений с использованием низкопотенциальной тепловой энергии поверхностных слоев Земли: монография/Г. П. Васильев. М.: Издательский дом “Граница”, 2006. 176 с., ил. с. 62–66.
4. Кидрук М. И. Моделирование и оптимизация систем теплоснабжения зданий с использованием возобновляемых источников энергии//Журнал “Нова тема”, № 4, 2007. С. 13–16.
5. Шульгин А. М. Температурный режим почвы. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 242 с.

Рукопис отримано 22.04.2013.

УкрДГРІ

НООСФЕРА

СЕЙСМО - 2013

Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложно построенных структур (Сейсмо-2013)

4-я Международная научно-практическая конференция Украина, АР Крым, г. Феодосия, пгт Курортное 15–21 сентября 2013 года

Подробную информацию о форме предоставления заявки и тезисов докладов, а также семинарах в рамках конференции, культурной программе, организационном взносе и истории проведения мероприятия можно найти на сайте www.ukrdgri.gov.ua (раздел **Актуально**).



Завідувач редакції — С. О. НЕКРАСОВА
Літературні редактори-коректори —
Р. В. КОРНІЄНКО, Л. Г. МОРГУН
Комп'ютерна верстка — Б. І. ВОЛИНЕЦЬ
Художній редактор — Б. І. ВОЛИНЕЦЬ

Реєстраційне свідоцтво – серія КВ № 4530
Здано до набору 15.04.2013
Підписано до друку 27.06.2013
Формат 60x90 1/8
Папір крейдовий
Друк офсетний. Ум.-друк. арк. 6.
Обл.-вид. арк. 9,8. Тираж 500 прим.
Зам. 116

Друк: ВПЦ “Експрес”, 01057, Київ-57, вул. Є. Потьє, 16а
Адреса редакції: Київ-114, вул. Автозаводська, 78
Тел. редакції: 206-35-18, 206-35-20
E-mail: mru@ukrdgri.gov.ua