

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

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

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

Режим перетворення гранітів мав пульсаційний характер на фоні загального пониження температури з утворенням на кожному етапі тектонічної активізації мінерального парагенезису, що відповідав епідот-амфіболітовий та зеленосланцевий фаціям метаморфізму.

Безпосереднім джерелом енергії процесу та метасоматизуючих інфільтраційних розчинів могли бути флюїди

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

1. Петрологія, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / К.Е. Есипчук, Е.М. Шеремет, О.В. Зинченко и др., Украинского щита / И.Б. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. – К., 1990. 2. Каталог изотопных дат пород под ред. И.Б. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. – К., Украинского щита / Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. – К., 1978. 3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію 1978. 4. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Л.М. Степанюк та ін. – К., 2004. 5. Минералогия и генезис камерных пегматитов В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. – Львов, 1973. 6. Ткачук Л.Г. Петрография північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). – Львів, 1948. 7. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартицкий и др. – К., 1989. 8. Щербак И.Б. Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 9. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. – 1996.

Надійшла до редколегії 26.09.06

УДК 551.71(72) + 552.21(31) + 552.321.5.(477)

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

ТИТАНОНОСНІ ГАБРОЇДИ ПЕНІЗЕВИЦЬКОГО РУДОПРОЯВУ ІЛЬМЕНІТУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

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

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

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Відомо, що більшість корінних родовищ ільменіту та титаномagnetиту, пов'язаних з габроїдами анортозит-рапаківігранітної фомації Українського щита, представлені бідними та середньовкрапленими рудами зі звичайним вмістом Fe-Ti оксидних мінералів 5–15 % [3; 9]. При цьому вміст TiO₂ у титаносисних габроїдах рідко досягає відмітки 13 %, прийнятої [7] для виокремлення багатих руд. Так, у трокотлітах Стремігородського, габроперидотитах Кропив'янського та габро-норитах Торчинського родовищ середній вміст TiO₂ коливається в межах 5–10 % [1; 5; 6]. Лише в окремих рудопроявах Корсунь-Новомиргородського плутону [6] виявлено рідкісні рудні норити із вмістом ільменіту 20–70 %, що відповідає 10–35 % TiO₂. Саме ці руди є близькими аналогами ільменітових норитів Телнес (Норвегія) – титанового родовища світового класу [8], і тому потребують особливої уваги з боку геологів. Унікальне тіло метаморфізованих титаносисних габроїдів розкрито у щебеневому кар'єрі № 6–2 біля селищ Гранітне – Пенізевиці Малинського району Житомирської області. Незважаючи на те, що Пенізевицький рудопрояв досліджувався виробничниками, у науковій геологічній літературі відсутня будь-яка інформація про його геологічну будову та склад руд.

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

приуроченості, умов залягання та речовинного складу титаносисних габроїдів рудопрояву.

Структурне положення Пенізевицького рудопрояву в будові Коростенського плутону. Пенізевицький рудопрояв представлений ендегенним ільменітовим зруденінням, пов'язаним з габроїдами Федорівського масиву коростенського комплексу (PR₁ks). Федорівський габро-анортозитовий масив розташований у східній частині Коростенського плутону. Масив складений типовою асоціацією анортозитових порід автономного типу: анортозитами, габро-анортозитами, габро-норитами та монцогабро. Найбільш поширені помірно лейкократові відміни габроїдів – габро-анортозити [4]. Федорівський масив характеризується неправильною серпоподібною у плані формою, витягнутою в меридіальному напрямку. У південній частині, згідно з даними буріння, масив контактує з більш древніми метаморфічними породами тетерівської серії (PR₁tt). На півночі, заході та сході він обмежується виходами рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу (PR₁ks). Тектонічні порушення північно-західного, північно-східного та широтного простягання розділяють масив на ряд блоків зі значними амплітудами зсуву по вертикалі. Найбільш великим тектонічним порушенням є Пенізевицький розлом, що простягається в північно-західному напрямку від ст. Ірша до с. Українка. За геофізичними даними, на північ від Пенізевицького розлому північна й центральна частини Федорівського масиву являють пластиноподібне тіло незначної потужності, що

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

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

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

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

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

Таблиця 1. Мінеральний склад титаносних габроїдів Пенізевицького рудопояву ільменіту

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

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

гіперстенівій матриці $Wo_{2-3}En_{47-49}Fs_{48-51}$. Рідкісно зустрічаються невеликі самостійні зерна авгіту $Wo_{40-44}En_{34-35}Fs_{21-25}$, що включені у плагіоклаз. По піроксенах звичайно розвивається безбарвний амфібол кумінгтонітового типу та блідо-зелений актиноліт. Плагіоклаз характеризується найменшим ступенем ідіоморфізму і, звичайно, вивопнює міжзерновий простір у проміжках мафічних мінералів. Також зустрічаються неправильні ойокристалі з включеннями піроксенів та ільменіту. Склад плагіоклазу відповідає андезину An_{43-48} , при цьому найбільші значення основності властиві для центра-

льних частин зерен. Місцями у проміжках плагіоклазів присутні неправильні виокремлення пелітизованого калішпату. У метаморфізованих відмінах рудних норитів плагіоклаз заміщується агрегатом серициту, клиноцоїзиту та преніту. Ільменіт представлений правильними таблитчастими кристалами розміром 0,5–1,5 мм, які утворюють включення у плагіоклазі та піроксенах, а також розвиваються вздовж меж зерен. Орієнтація виокремлень ільменіту в окремих зразках підкреслює директивну плано-паралельну текстуру. Хімічний склад ільменіту $\text{Ilm}_{95-96}\text{Hem}_{2-3}\text{Py}_{1-2}\text{Gk}_{0.5-1}$ характеризується малим вмістом окисного заліза, що відрізняє його від гемоільменітів норвезьких родовищ. Лейкоксенізація не властива; лише у найбільш змінених відмінах за рахунок ільменіту з'являється сфен. Червоно-коричневий титанистий біотит присутній навіть у найменш змінених відмінах рудних норитів у вигляді крупних 5–6 мм скелетних кристалів, а також переривчастих облямівок навколо ільменіту та піроксенів. Крім нього розвивається вторинний дрібнолускуватий зеленуватий слюдоподібний мінерал, який утворює суцільні вінцеві облямівки навколо мафічних мінералів на межі з плагіоклазом, а також виповнює каткlastичні тріщини, що пересікають породу.

Хімічний склад титаносисних габроїдів Пенізевицького рудопрояву суттєво відрізняється від типових норитів помітно меншим вмістом SiO_2 , Al_2O_3 та CaO за рахунок більшого вмісту TiO_2 , Fe_2O_3 та FeO , що пояснюється збагаченням мафічними мінералами і збідненістю плагіоклазом. Вміст кремнезему коливається в межах 32–35 %, що відповідає ультраосновним породам, але на відміну від останніх, у рудних норитах більше глинозему та лугів. Сумарний вміст лугів наближується до властивого для норитів, але в досліджуваних відмінах більше K_2O і менше Na_2O . Концентрації TiO_2 сягають 15–17 % і є найвищими серед встановлених для габроїдів коростенського комплексу. Характерною особливістю титаносисних габроїдів Пенізевицького рудопрояву, що споріднює їх з базитами анортозит-рапаківігранітної формації, є малі значення коефіцієнтів магнезійності ($\text{MgO} / \text{MgO} + \text{FeO}^*$), ступеня окиснення ($\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$) та вапнистості нормативного плагіоклазу ($\text{An} / \text{An} + \text{Ab}$). Привертає увагу те, що вміст головних петрогенних компонентів, перш за все FeO^*

та TiO_2 , не залежить від ступеня постмагматичного перетворення порід, яке виявляється за збільшенням втрат при прокалюванні. Цей факт припускає ізохімічний характер метаморфізму.

Висновки. Викладений матеріал дозволяє зробити ряд висновків стосовно локалізації та петрогенезису Пенізевицького рудопрояву ільменіту, а саме: 1) багаті ільменітові руди Пенізевицького рудопрояву із вмістом TiO_2 до 15–17 % приурочені до дайкоподібного тіла метаморфізованих габроїдів, що прориває Візненську брилу – відторженець Федорівського габро-анортозитового масиву. Залягання титаносисного тіла контролюється Коростенською тектонічною зоною меридіонального простягання; 2) первісний склад руд відповідає меланократовим рудним норитам, подібним до ільменітових норитів родовища Телнес (Норвегія). На відміну від останніх, ільменітові норити Пенізевицького рудопрояву зазнали накладених постмагматичних перетворень – амфіболізації та соціоритизації, які, однак, не вплинули на перерозподіл рудної речовини; 3) накопичення ільменіту, імовірно, відбувалося ще на магматичній стадії формування Пенізевицького рудопрояву як наслідок диференціації залишкового базальтового розплаву збагаченого на Fe та Ti.

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

Надійшла до редколегії 21.09.06

УДК 553.981:551.462[(260+262.5-16)

С. Половка, канд. геол. наук

ПЕРСПЕКТИВИ ВИДОБУТКУ НЕТРАДИЦІЙНИХ ВИДІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН У МЕЖАХ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРУ ЧОРНОГО МОРЯ (НА ПРИКЛАДІ ГАЗОГІДРАТІВ)

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

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

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

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

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