

УДК 55(477)+552.4

О. Митрохин, канд. геол. наук, доц.
О. Білан, інж., О. Грущинська, асп.

ПРОЯВИ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФІЗМУ В ПОРОДАХ ДАВНЬОЇ "РАМИ" КОРОСТЕНЬСЬКОГО ПЛУТОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.І. Павлишиним)

Досліджено характер поширення, умов залягання та петрографічні особливості контактово-метаморфічних порід в оточенні Коростенського плутону анортозит-рапаківігранітної формації Українського щита. Виявлено, що в екоконтактних ореолах базитових інтрузій коростенського комплексу розповсюджені контактово-метаморфічні породи високо-температурної піроксен-роговикової фації, які попередниками помилково приймалися за піроксенові гнейси та кристало-сланці давнього гранулітового фундаменту. Контактна дія гранітоїдних інтрузій головної фази вкорінення коростенського комплексу на вміщуючі гнейси та сланці проявилася, переважно, у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фації.

The character of distribution, the mode of occurrence and the petrographic features of the contact-metamorphic rocks in the framework of Korosten anorthosite-rapakivigranite complex of the Ukrainian Shield are studied. It is established that the exocontact of Korosten complex basic intrusions are formed by high-temperature contact-thermal rocks of pyroxene-hornfels facies which wrongly were accepted by predecessors for pyroxene gneisses of ancient granulite base. Contact influence of the main phase granite intrusions of Korosten complex on surrounding gneisses was showed, mainly, in formation of contact-thermal rocks of amphibol-hornfels and pyroxen-hornfels facies.

Постановка проблеми. Визначення петрогенетичних умов формування складних інтрузивних комплексів анортозит-рапаківігранітної формації (АРГФ) досі лишається багатоаспектною науковою проблемою сучасної петрології. Зважаючи на магматичне походження комплексів АРГФ, яке приймається більшістю спеціалістів у цій галузі, постає питання вивчення контактового впливу інтрузій на вміщуючі породи. Вирішення цього питання не лише поставить крапку у суперечці прибічників магматичної та метаморфічної (метасоматичної) гіпотез походження гранітів рапаківі та асоціюючих анортозитів автономного типу, а й дозволить незалежним способом кількісно оцінити фізико-хімічні умови кристалізації цих порід – температуру, тиск, флюїдний режим, тощо. Маючи на увазі геохімічну спеціалізацію гранітів рапаківі у відношенні Sn, W, Mo, Nb, Ta, Be та Zn, у контактово-метасоматичних ореолах інтрузій слід очікувати прояви відповідної рудної мінералізації. Добрим модельним об'єктом для вирішення окреслених наукових та прикладних питань є контактово-метаморфічні породи коростенського комплексу – класичного представника АРГФ Українського щита. Слід зазначити, що, незважаючи на тривалу історію вивчення, дослідженню контактового метаморфізму в оточенні Коростенського плутону приділялося недостатньо уваги. Розрізнені наукові роботи у цій галузі, які виконані у 40–70 роки минулого сторіччя, базуються на обмеженому фактичному матеріалі і не відповідають сучасним уявленням про геологію цього регіону.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. Перші свідчення про явища контактового метаморфізму у породах "рами" Коростенського плутону містяться у роботах А. Полканова [23], в яких згадується "гранітизація" давніх пісковиків с. Пугачівка під дією коростенських гранітів. Про вплив інтрузії коростенських гранітів на ксеноліти пісковиків в районі сс. Стара Вікторівка та Яменця пише також Т. Лапчик [13]. Природно, що подальші петрографічні дослідження були зосереджені, переважно, на проявах контактового метаморфізму у пісковиках субплатформеної пугачівської серії, що, на думку більшості дослідників, складала давню покрівлю Коростенського плутону. Так, В. Бухарев описує пісковики та сланці виділеної їм пугачівської світи, ерозійні останці та ксеноліти якої поширені в південно-західній частині Коростенського плутону в районі селищ Пугачівка, Заріччя, Ушомир, Дашенка, Торчин, Березівка, Рудня-Шляхова та ін. Він вказує, що досліджувані породи біля контактів з коростенськими гранітами несуть сліди кон-

тактового метаморфізму, який проявляється у появі новоутворених польових шпатів, біотиту та мусковіту, а також розвитку бластосамітових та гранобластових структур [3]. У ксенолітах пісковиків з основних порід коростенського комплексу згадується новоутворення амфіболу та біотиту. Відмічається також, що поряд з пугачівськими пісковиками у породах коростенського комплексу трапляються ксеноліти справжніх роговиків, серед яких виділяються епідот-шпінель-кордієрит-плагіоклазові, шпінель-біотит-плагіоклазові, біотит-магнетит-плагіоклазові та ін. відміни. Докладний петрографічний опис ксенолітів пісковиків, поширених в районі західного контакту Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву з коростенськими гранітами, наведений у роботі [12]. Авторами вказується, що під дією гранітної магми первинні пісковики місцями сильно гранітизовані та перетворені на кварцитовидні пісковики, кварцити та кварцито-гнейси. Відмічається розвиток новоутвореного польового шпату у цементній масі метапісковиків. Крім кварцитовидних пісковиків серед коростенських гранітів в районі с. Торчин описані ксеноліти хлорит-мусковітових сланців, по яким розвиваються роговики біотит-гіперстен-плагіоклаз-кордієритового та кордієрит-шпінель-силікатного складу. Серед ксенолітів у габроїдах коростенського комплексу описані біотитові, піроксен-біотитові та піроксенові кварцити, а також біотит-польовошпатові, піроксен-роговообманково-польовошпатові, піроксен-польовошпатові та шпінель-польовошпатові роговики.

Контактний вплив інтрузій Коростенського плутону на метаморфічні та ультраметаморфічні породи складчастого фундаменту вивчений гірше. В. Бухарев, досліджуючи контактні співвідношення гранітоїдів коростенського комплексу з гнейсо-мігматитами давньої "рами", розвинутими вздовж західної межі Коростенського плутону, описує у вміщуючих породах лише біляконтактної зони дроблення, облугування та окварцювання [4]. Натомість, вздовж південної межі Коростенського плутону в екоконтактній зоні Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву відмічається інтенсивний контактний метаморфізм, проявлений у появі своєрідних "гібридних" порід, що являють "суміш габроїдів з гнейсами". Про контактні роговики, скарни та лужні метасоматити у породах Ушомирського блоку складчастого фундаменту, розташованого в західній частині Коростенського плутону, пише Е. Піскорська [22]. Серед контактово-термальних порід описані піроксен-плагіоклазові, піроксен-гранат-воластонітові та гранат-

воластоніт-кальцитові роговики. Скарни представлені просуляр-везувіановими різновидами, лужні метасомати – піроксеновими мікроклінітами та егірин-рибекіт-кварцовими відмінами. Контактів роговики в зоні південно-східного контакту Коростенського плутону з породами тетерівської серії досліджено у роботі [10]. В екоконтактовому ореолі рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу описані кордієрит-гіперстен-плагіоклазові, гіперстен-діопсид-плагіоклазові, вапнисто-силікатні та плагіоклаз-кварцові роговики. Останні роки вивченням проявів контактового метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону займалися співробітники кафедри мінералогії, геохімії та петрографії геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Узагальнено результати цих досліджень й присвячена ця робота.

Метою досліджень є виявлення особливостей поширення контактово-метаморфічних порід серед утворень складчастого фундаменту Коростенського плутону, а також визначення умов їх залягання, структурно-текстурних ознак та особливостей мінерального складу.

Геологічна будова та вік інтрузій Коростенського плутону. Згідно сучасним уявленням [5; 11; 19; 27], Коростенський плутон являє собою багатофазний магматичний комплекс, складений анорогенними інтрузіями гранітів рапаківі, анортозитів "massif type", титаноносних габроїдів і гібридних порід мангерит-монзонітового складу. Породи коростенського комплексу займають площу 10400 км². Це найбільшій серед плутонів АРГФ Українського щита. Близько 75 % від загальної площі складають рапаківі та рапаківіподібні граніти. На долю анортозитів, габро-анортозитів та лейкократових габроїдів припадає близько 16 %. Мезократові габроїди разом з підпорядкованими їм меланократовими габроїдами та ультрамафітами займають не більше 7 %, а гібридні породи – не більше 2 %. Граніти рапаківі, а також численні різновиди сублужних біотит-амфіболових рапаківіподібних гранітів утворюють чотири великих нечітко-відособлених масиви: Малинський, Червоноармійський, Народицький і Сидоровицький. Згідно геолого-геофізичним даним [2; 25; 28], вищезгадані гранітоїдні масиви являють собою полого-залягаючі композитні інтрузії, пластино-подібної форми потужністю 1–5 км. Масиви рапаківі ускладнені невеликими штокообразними інтрузіями більш диференційованих сублужних біотитових лейкогранітів та граніт-порфірів. Найбільш відомі серед них Лізниківська, Омелянівська та Рихтинська гранітоїдні інтрузії. Підлегли гранітоїдам базити формують три великих габро-анортозитових масиви – Володарськ-Волинський, Чоповицький і Федорівський, а також ряд більш дрібних масивів, як у межах Коростенського плутону, так і в його найближчому обрамленні. Габро-анортозитові масиви мають форму субгоризонтальних пластин потужністю 0.5–3 км, що у крайових частинах ускладнені субвертикальними інтрузіями габроїдів, які простираються до глибин 5–10 км. Найбільші габро-анортозитові масиви – це поліфазні композитні інтрузії, у будові яких беруть участь різновікові асоціації анортозитових порід [17]. Власне габро-анортозитові масиви прориваються невеликими диференційованими інтрузіями титаноносних габроїдів [5], що складені олівіновими габро, норитами, габро-норитами, троктолітами, а також різко підпорядкованими перидотитами та піроксенітами. Гібридні породи – габро-монзоніти, монцодіорити, монзоніти та сініти розвинені, переважно, в області контактів базитів з гранітоїдами коростенського комплексу. Коростенський плутон є одним з найбільш древніх серед світових комплексів АРГФ. Польові геологічні спостереження та дані ізотопного датування свід-

чать про наявність кількох фаз магматичної активності Коростенського плутону. U-Pb ізотопний вік цирконів і бадделеїтів з різноманітних порід коростенського комплексу дискретно змінюється в діапазоні 1737–1800 млн р. Згідно даним [6; 17], найбільш древні утворення коростенського комплексу представлені ксенолітами анортозитів з віком 1800–1784 млн р. Вони детально описані в межах Федорівського, Чоповицького та Пугачівського масивів як рання анортозитова серія (A₁) коростенського комплексу. Формування більш пізніх інтрузій анортозитів і титаноносних габроїдів Володарськ-Волинського масиву відбувалося 1763–1758 млн р. назад. Польові геологічні спостереження та детальні петрографічні дослідження дозволили виділити серед них головну анортозитову (A₂), ранню габроїдну (G₃) і пізню габроїдну (G₄) серії [17]. Гранітоїди коростенського комплексу також вкорінювалися у кілька інтрузивних фаз [1; 11]. Геологічно обґрунтовано наявність трьох фаз гранітоїдного магматизму: g₁ – головної фази вкорінення рапаківі та біотит-амфіболових рапаківіподібних гранітів, g₂ – малих інтрузій сублужних біотитових лейкогранітів і граніт-порфірів, g₃ – жильної фази альбіт-мікроклінових рідкіснометалевих мікрогранітів і граніт-порфірів. Геологічні дані частково підтверджуються ізотопним датуванням. Так, становлення гранітоїдів головної фази вкорінення Малинського масиву рапаківі, згідно з [6], мало місце 1767±5 млн р. назад. Трохи пізніше, 1752±16 млн р. назад, формувалися сублужні біотитові лейкограніти Лізниківської інтрузії. Найбільш молоді ізотопні датування гранітоїдів коростенського комплексу, 1737±54 млн р., належать так званим дивлінським граніт-порфірам с. Рудня-Жеревецька. Однак, їх значна контамінованість, а також занадто великий довірчий інтервал визначення ізотопного віку дають привід розглядати отримані цифри лише як попередні. Таким чином, достовірно встановлюється два великих етапи інтрузивної активності коростенського комплексу. Більше древній етап, 1,80–1,78 млрд р., представлений винятково базитовим магматизмом. В межах етапу 1,77–1,75 млрд р. встановлюється не менш трьох інтрузивних фаз базитового магматизму та не менш трьох гранітоїдних фаз, що чергуються в часі.

Геологічне оточення Коростенського плутону. Інтрузії коростенського комплексу проривають палеопротерозойський складчастий фундамент у східній частині Волинського мегаблоку на межі з Росинсько-Тикицьким мегаблоком, складеним кристалічними породами архейського віку [27]. Біотитові, гранат-біотитові, графіт-біотитові, амфібол-біотитові гнейси та кристалосланці тетерівської серії (PR_{1tt}) разом з мікрокліновими гранітами та мігматитами житомирського комплексу (PR_{1zt}) складають "раму" Коростенського плутону в його західному та, частково, південному обрамленні. Вони також входять до складу Ушомирського, Бехінського та Недашківського внутрішніх блоків складчастого фундаменту Коростенського плутону. Вздовж південно-східної межі Коростенського плутону петрографічний склад тетерівської серії змінюється на метакоробонатний й широкий розвитку набувають мармури, кальцифірати та карбонатні сланці кочерівської світи. Супракрустальні утворення тетерівської серії підлягали складчастості, мігматизації та метаморфізму амфіболітової (T=607–657°C; P=3,0–5,0 кбар) та епідот-амфіболітової (T=547–617°C; P=2,0–2,5 кбар) фацій >2000 млн р. назад [16; 26]. Формування автохтонних і параавтохтонних гранітоїдів житомирського комплексу мало місце 1990–2000 млн р. назад, тобто також задовго до вкорінення інтрузій коростенського комплексу. На окремих ділянках в "рамі" Коростенського плутону, а також в межах внутрішніх блоків складчато-

го фундаменту локально розвинені піроксенові гнейси та кристалосланці, які на опублікованих геологічних картах позначаються як нерозчленовані утворення дністерсько-бузької серії архею (AR₁db). Підставою для цього слугує лише більш високий ступінь метаморфізму, порівняно з іншими кристалічними породами регіону. Авторами монографії [16] він визначається як гранулітовий. Кількісні дані по P-T умовам метаморфізму, а також ізотопні датування для цих порід відсутні.

В центральній частині Коростенського плутону гнейсо-мігматити Бехінського блоку складчатого фундаменту прориваються гранітоїдами однойменного інтрузивного масиву [18]. Бехінський інтрузивний масив складений досить різноманітною гамою плутонічних порід від сублужних гранітів до гранодіоритів, монцодіоритів та діоритів. Серед них найбільш розповсюджені порфіровидні мікроклінові граніти бехінського типу. В породах масиву проявлені ознаки прототектонічних рухів та регіонального метаморфізму епідот-амфіболітової фації (T=577°C). U-Pb ізотопний вік гранітів Бехінського масиву, згідно [15], складає 1980 млн р. Більшість дослідників вони відносять до осницького комплексу (PR₁os). Гранітоїди Бехінського масиву контаміновані значною кількістю ксенолітів метадіоритів, метадіабазів та метапорфіритів. Метадіабази й метапорфірити за комплексом петрографічних ознак нагадують метаморфізовані вулканіти плесівської серії, розвиненої в межах Осницького блоку на захід від Коростенського плутону.

На північний-захід від Коростенського плутону розташована Білоторовицька грабен-синкліналь, в межах якої гнейсо-мігматити "рами" Плутону перекриваються вулканогенно-теригеними відкладами топільнянської серії (PR₁tp). Геологічний вік останньої визначається як докоростенський. Гравеліти, пісковики, алевроліти, аргіліти та сублужні базальти топільнянської серії слабо-метаморфізовані в умовах зеленосланцевої фації і місцями перетворені у хлорит-серіцит-кварцові та серіцит-хлорит-альбітові сланці. У породах Коростенського плутону зустрічаються ксеноліти та останці субплатформених кварцитовидних пісковиків і хлорит-слюдицистих сланців пугачівської товщі. Вважається, що первісний рівень регіонального метаморфізму в цих породах не перевищував зеленосланцевої фації. Але, саме в них достовірно встановлені ознаки більш високотемпературного контактового метаморфізму під дією магматичних розплавів коростенського комплексу. Окремими дослідниками корелюють породи пугачівської товщі з білоторовицькою світою топільнянської серії.

У північній частині Плутону, в межах Овруцької і Вільчанської грабен-синкліналей, над гранітоїдами коростенського комплексу залягають вулканогенно-теригенні відклади овруцької серії (PR₁₋₂ov). Палеотипні трахіроліти вільчанської (PR₁vch) і збранківської (PR₁zb) свит, які приурочені до нижньої частини розрізу овруцької серії, датовані [7] у 1770±10 і 1745±20 млн р., відповідно, і окремими дослідниками [8; 19; 21] розглядаються як вулканічні аналоги коростенського комплексу. Вінчають розріз овруцької серії кварцитовидні пісковики та пірофілітові сланці товчачівської свити, метаморфізовані в умовах не вище зеленосланцевої фації. Стратиграфічне положення овруцької серії досі дискутується. Більшість геологів дотримується традиційної точки зору, згідно якої відклади овруцької серії накопичувалися після значного періоду ерозії на корі вивітрювання коростенських гранітів. Разом з тим, ряд відомих дослідників цього регіону, спростовуючи наявність кори вивітрювання коростенських гранітів під відкладами Овруцької западини, відстоюють більш давній докоростенський або синкоростенський вік овруцької серії

[8; 14]. На північ від Овруцької грабен-синкліналі розвинені утворення пержанського інтрузивно-метасоматичного комплексу, представлені сублужними до лужних лейкогранітами, а також апогранітними катаклазитами та метасоматитами. Ізотопне датування пержанських гранітів дає цифру 1760±5 млн р. [7]. Існує думка [24], що вихідним субстратом для метасоматитів пержанського комплексу, крім інших порід, могли слугувати гранітоїди коростенського комплексу.

Контактово-метаморфічні утворення в породах давньої "рами" Коростенського плутону. Незаперечні свідчення контактово-термального впливу магматичних розплавів на утворення давньої "рами" встановлюються при вивченні ксенолітів у породах коростенського комплексу. Чисельні ксеноліти гнейсів та кристалосланців тетерівської серії, а також ксеноліти гранітів житомирського комплексу виявлені авторами у гранітоїдах Малинського масиву рапаківі, відслонених у великих щебеневих кар'єрах № 3, 6 та 31 біля населених пунктів Малин та Гранітне. Досліджені ксеноліти залягають, переважно, у амфіболових, біотит-амфіболових та фаяліт-піроксен-амфіболових рапаківіподібних гранітах головної інтрузивної фази Малинського масиву. Детальна петрографічна характеристика гранітоїдів Малинського масиву наведена у роботі [20]. Звичайно ксеноліти поширюються групами, насичуючі певні ділянки у гранітах. В межах таких ділянок вловлюється субпаралельна орієнтація окремих сплоснених ксенолітів, яка дає змогу визначити орієнтацію площинних текстур течії у вміщувачих гранітах. Так у кар'єрі № 31 Пенізевицького щебзаводу площина течії у рапаківіподібних гранітах має південне падіння під кутами 40–50°. Хоча, інколи, й зустрічаються ксеноліти розміром у перші метри або, навіть, у перші десятки метрів, розміри більшості ксенолітів коливаються від перших сантиметрів до 30–40 см, що у подальшому дає змогу дослідити зональність у розподілі новоутворених мінеральних парагенезисів. Серед вивчених ксенолітів широким поширенням користуються біотит-польовошпатові кристалосланці. Форма ксенолітів кристалосланців, звичайно, сплюснена з гострокутними контурами без видимих ознак оплавлення. Деякі облямовані тоненькою, 1–3 мм, переривчастою меланократовою оболонкою, у складі якої мікроскопічно діагностовані рогова обманка, фаяліт та клинопіроксен. Розпочинаючись з приконтактової частини ксеноліту зерна мафічних мінералів в межах таких меланократових оболонок розростаються у бік вміщувачого граніту. Досліджені кристалосланці – це темно-сірі, майже чорні, дрібнозернисті до тонкозернистих породи з більш менш проявленою сланцюватою текстурою. Остання обумовлена план-паралельною орієнтацією мікроскопічних лусочок та скупчень біотиту та виявляється завдяки плитчастій формі ксенолітів. В деяких ксенолітах спостерігається також дрібно-шарувата текстура з чергуванням прошарків відмінних за ступенем меланократовості. Слід зазначити, що макроскопічно у зразках приконтактової зміни ксенолітів майже не проявляються. Під мікроскопом же, звичайно, спостерігається більш-менш закономірна концентрично-зональна зміна високотемпературних мінеральних парагенезисів – більш низькотемпературними у напрямку від краю до центра ксенолітів. В окремих випадках встановлюється неузгоджене накладання новоутворених зон на первісні текстурні елементи кристалосланців, що не лишає сумніву у контактово-метаморфічній природі цієї зональності. Кількість таких локальних контактово-метаморфічних зон може коливатися від двох до чотирьох-п'яти. У найбільш повному випадку, у напрямку від краю до центру ксеноліту, маємо наступні зони з поступовими перехо-

дами між ними: 1) піроксен-польовошпатовий роговик; 2) піроксен-роговообманково-польовошпатовий роговик; 3) роговообманково-польовошпатовий роговик; 4) роговообманково-біотит-польовошпатовий роговик; 5) біотит-польовошпатовий роговик; 6) незмінений кристалосланець. Потужності окремих зон досить невитримані. Звичайно це перші міліметри, інколи – сантиметри. Для роговиків характерні мікротакситові текстури з плямистим розподілом мінеральних агрегатів, а також мікрогранобластові, пойкилобластові та діабластові структури. Незмінений кристалосланець центральної частини ксеноліту зберігає первісну лепідогранобластову мікросструктуру. Зональні ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців з новоутвореними контактово-метаморфічними парагенезисами, подібними до описаних, виявлені також у рапаківподібних гранітах с. Пугачівка, тобто біля західної межі Коростенського плутону.

Контактово-вплив базитових магм Коростенського плутону на ксеноліти порід давньої "рами" проявляється дещо інакше. В іризуючих лабрадоритах Слобідського родовища, розташованого у найбільш південній приконтактової частині Володарськ-Волинського масиву, авторами виявлені ксеноліти кристалосланців з біотит-гіперстен-польовошпатовими парагенезисами. Вміщуючі лабрадорити представлені звичайною для цього району темно-сірою гігантозернистою відміною з яскравою іризацією у жовтувато-зелених та синіх тонах. Вміст лабрадоритового плагіоклазу в них дещо менший значень притаманних справжнім анортозитам, але це є звичайною річчю у анортозитових породах коростенського комплексу. У другорядних кількостях лабрадорити містять гіперстен з пластинчастими вrostками клинопіроксену, авгіт, олівін та ільменіт. Ендоконтактові зміни лабрадоритів на межі з ксенолітами проявляються у дроблені кристалів плагіоклазу та появі міжзернового кварцу. Досліджені ксеноліти кристалосланців залягають сумісно з давно відомими і описаними у геологічній літературі ксенолітами кварцитовидних пісковиків, тяжіючи до південної частини кар'єру. На одній ділянці, навіть, видно, що кристалосланець формує своєрідний "припай" під крупним ксенолітом (можливо ерозійним останцем) кварцитовидного пісковика, який, у свою чергу, підстеляється лабрадоритом. У свіжому стані кристалосланці, з першого погляду, можна сплутати з габроїдами. Це темно-сірі породи з нечіткою дрібно-такситовою текстурою, в якій на тлі середньозернистої загальної маси розрізняються неправильні розпливчасті ділянки з більш дрібнозернистою структурою. При вивітрюванні кристалосланці світлішають, виявляючи дрібношарувату текстуру. Склад прошарків може змінюватись від мезократового до лейкократового гнейсового. Під мікроскопом структура варіює від нерівномірної дрібно-середньозернистої гранобластової у загальній тканині до рівномірно-дрібнозернистої – в межах такситових плям. У плагіоклазах проявлена грануляція з перетворенням крупних зерен на агрегат більш дрібних полігональних кристалів, які незначно "розвернуті" один відносно одного. Підпорядковані гіперстен та кварц виокремлюються у проміжках полігонізованих плагіоклазів у вигляді розгалужених скелетних зерен, що згасають групами, формуючи діабластову структуру породи. Гіперстен помітно плеохроює від блідо-зеленого по Ng до рожевого по Nr. Червоно-коричневий біотит поширюється вкрай неоднорідно, утворюючи вінцеві облямівки навколо зерен ільменіту. В межах такситових плям структура типова роговикува, з дрібними ізометричними зернами усіх породоутворюючих мінералів.

Ознаки контактово-термального впливу базитів коростенського комплексу на породи давньої "рами" вста-

новлюються при вивченні внутрішніх блоків складчастого фундаменту Коростенського плутону. Так, в східній частині Бехінського блоку вздовж межі з Чоповицьким габро-анортозитовим масивом простежується доволі вузька смуга специфічних біотит-гіперстен-кварц-польовошпатових та біотит-гіперстен-плагіоклазових порід, які на останній геологічній карті 1:200000 [9] віднесені до нерозчленованих утворень дністерсько-бузької серії архею. Петрографічно ці породи дійсно дещо схожі на піроксенові гнейси та кристалосланці Побужжя, особливо з огляду на начебто "гранулітові" мінеральні парагенезиси. У відслоненнях вони демонструють структурно-текстурні ознаки мігматитів, охоплюючи усе їх морфологічне різноманіття. Для них властиві дрібно-смугасті текстури, обумовлені червоганітним середньозернистим лейкократовим прошарків з підлеглими дрібнозернистими меланократовими. Помірно проявлена кристалізаційна сланцюватість, яка, звичайно, співпадає зі смугастістю. Первинна смугастість порушена дрібною складчатістю та гранітоїдними ін'єкціями, серед яких розрізняються пошарові та січні прожилкові. Місцями останні формують справжню агматову брекчію. Петрографічний склад жильного матеріалу представлений біотитовими та біотит-піроксеновими гранітами. Не дивно, що попередниками ці складні кристалічні утворення визначалися як "чарнокіт-мігматити". Але проведене вивчення характеру поширення та умов залягання дозволяє стверджувати приналежність їх до контактово-метаморфічних утворень піроксен-роговикуватої фації. Перш за все звертає увагу локальність поширення піроксен-польовошпатових парагенезисів та приуроченість їх до контакту з габро-анортозитовим масивом. Досліджувані породи простягаються у північному та північно-західному напрямку на відстані біля 10 км у вигляді вигнутої смуги, яка грубо повторює контури Чоповицького масиву занурюючись на захід під кутами 65–85°. При цьому ширина цієї смуги не перевищує 1 км. Габроїди Чоповицького масиву занурюються під смугу піроксен-польовошпатових порід у західному напрямку. Тобто східна частина Бехінського блоку займає більш високий стратиграфічний рівень по відношенню до Чоповицького масиву, що само по собі є дивним як для утворень глибинного гранулітового фундаменту, до яких відносять породи дністерсько-бузької серії. Далі на захід, при віддаленні від контакту з Чоповицьким масивом, піроксен-польовошпатові парагенезиси змінюються на біотит-амфібол-польовошпатові, притаманні гнейсам та кристалосланцям тетерівської серії. Серед чисельних ксенолітів у гранітоїдах Бехінського інтрузивного масиву, який прориває досліджувані породи у центральній частині Бехінського блоку, піроксен-польовошпатові мінеральні парагенезиси досі не виявлені.

Виходи кристалічних порід з біотит-піроксен-польовошпатовими та піроксен-польовошпатовими парагенезисами досліджені авторами в районі сс. Березнево–Пугачівка на площі Ушомирського блоку складчастого фундаменту Коростенського плутону. Виконані петрографічні дослідження доводять цілковиту подібність цих порід описаним в межах Бехінського блоку. Схожість підкріплюється тим фактом, що в даному районі породи з "гранулітовими" парагенезисами залягають лише у безпосередній близькості від Пугачівського габро-анортозитового масиву. На віддаленні від нього, в районі селища Ушомір поширені звичайні біотитові гнейси тетерівської серії та мігматити житомирського комплексу. Вивчення кернового матеріалу по Недашківському блоку складчастого фундаменту, розташованому у найменш відслоненій північно-східній частині Коростенського плутону, також виявило біотит-піроксен-

польовошпатові парагенезиси в полі розвитку переважачих мігматитів житомирського комплексу. Авторами встановлено, що свердловини з "гранулітовими" парагенезисами пробурені у приконтактних зонах Рудня-Базарської базитової інтрузії коростенського комплексу. Серед інших відомих ділянок поширення таких порід слід згадати південне облямування Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву де в зоні широтного Черняхівського розлому на усіх геологічних картах здавна малюється вузька смуга так званих "ендербітів", розбурена виробничниками Житомирської ГРЕ під час виконання геолого-з'ємочних робіт 1:50000. Крім того, гнейси та кристалосланці з "гранулітовими" парагенезисами розбурені в зоні зчленування Володарськ-Волинського масиву з Чоповицьким, а також вздовж південно-західного екзоконтакту Кривотинського габро-анортозитового масиву.

Висновки. Узагальнюючи отримані результати, можна зробити наступні висновки. Незважаючи на високий ступінь попереднього регіонального метаморфізму, в породах давньої "рами" Коростенського плутону достатньо широко розповсюдженні контактово-метаморфічні утворення. Їх формування пов'язано з термальною та флюїдною дією магматичних розплавів на супракрустальні породи тетерівської серії та мігматити житомирського комплексу. Петрографічний склад та характер прояву контактово-метаморфічних утворень залежить від складу магматичних розплавів та взаємодіючих з ними порід "рами". У контактному ореолі базитових інтрузій коростенського комплексу розповсюджені контактово-метаморфічні породи високотемпературної піроксен-роговикової фації, які попередниками помилково приймалися за піроксенові гнейси та кристалосланці давнього гранулітового фундаменту. Контактво-метаморфічна дія гранітоїдних інтрузій головної інтрузивної фази вкорінення коростенського комплексу на вміщуючі гнейси та кристалосланці проявилася переважно у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. Виникнення контактово-метасоматичних порід, в тому числі з рудною мінералізацією Sn, W, Mo, Nb, Ta, Be та Zr слід очікувати у контактних ореолах найбільш пізніх інтрузивних фаз гранітоїдного магматизму коростенського комплексу – другої фази сублужних біотитових лейкогранітів та граніт-порфірів, а також третьої фази альбіт-мікроклінових мікрогранітів та граніт-порфірів. Особливо сприятливими повинні бути їх контакти з метакоронатними породами кочерівської світи. Додаткових дослі-

джень потребують визначення фізико-хімічних умов контактвого метаморфізму у виявлених об'єктах.

1. Анортозит-рапакивігранітна формація Восточно-Європейської платформи / Д.А. Великославинский, А.П. Биркис, О.А. Богатики и др. – Л., 1978. 2. *Болубах К.А.* Некоторые элементы внутреннего строения земной коры Коростенского плутона // Геофиз. сб. АН УССР. – 1973. – N 53. – С. 73–81. 3. *Бухарев В.П.* О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1969. – Т. 29. – Вып. 3. – С. 97–100. 4. *Бухарев В.П.* О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой // Геол. журн. – 1970. – Т. 30, Вып. 5. – С. 82–86. 5. *Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К., 1992. 6. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 34–47. 7. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартицкий и др. – К., 1989. 8. *Деревицька Л.О., Зінченко О.В., Малякко В.Г.* До питання про співвідношення порід овруцького кряжу Коростенського плутону // Збірн. наук. праць геол. ін-ту Київ. у-ту. – 1995. – № 1. – С. 55–64. 9. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. – К., 2001. 10. *Забляка Л.И., Кислюк В.В.* Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – Т. 46, Вып. 5. – С. 82–86. 11. Зінченко О.В., Скобелев В.М., Есипчук К.Е., Щербак Е.М., Верхогляд В.М. Коростенский комплекс // Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К., 1990. 12. *Калюжная К.М., Колдин Б.Д.* О ксенолитах кварцитовидных песчаников и литологических особенностях кровли Коростенского плутона // Вопросы литологии и петрографии. Из-во Львовск. ун-та. – 1969. – Т. 1. – С. 155–164. 13. *Лалчик Т.Ю.* Про ксеноліти пісковиків серед гранітів коростенського типу // Геол. журн. – 1950. – Т. 10, Вып. 3. – С. 64–67. 14. *Личак І.Л.* Овруцька ефузивно-теригенна товща // Стратиграфія УРСР. – 1972. – Т. 1. – С. 279–287. 15. *Личак І.Л.* Петрологія Коростенського плутона. – К., 1983. 16. *Метаморфізм Українського щита / І.С. Усенко, І.Б. Щербаков, Р.И. Сироштан и др. – К., 1982.* 17. *Митрохин О.В.* Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону: Автореф. дис. канд. геол. наук. – К., 2001. 18. *Митрохин О.В., Омельченко А.М., Овчарук К.М.* Стратиграфія та магматизм Бехінського блоку складчастого фундаменту Коростенського плутону // Проблеми стратиграфії кам'яновугільної системи: 36. наук. праць / За ред. П.Ф. Гожика, С.А. Вишви. – 2008. 19. *Митрохин О.В.* Анортозит-рапакивігранітна формація Східно-Європейської платформи // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2008. – Вып. 44. – С. 53–57. 20. *Митрохин А.В., Богданова С.В., Булан Е.В.* Петрологія Малинського масива рапакиви (Український щит) // Мінералог. журн. – 2008. – С. 35–56. 21. *Павло Г.Г., Малякко В.Г., Зінченко О.В., Шумлянський Л.В., Деревицька Л.О.* Базитові магматичні формації етапу стабілізації Українського щита: Матер. конф. проф-випл. складу геол. ф-ту Київ. ун-ту, Київ, 1995. – К., 1995. 22. *Пискорская Е.К.* О пироксене из скарнов побережья р.Уж на Волыни // Мин. сб. Львовск. ун-та. – 1965. – Вып. 1, № 19. – С. 98–101. 23. *Полканов А.А.* Плутон габбро-лабордоритов Волыни УССР. – Л., 1948. 24. *Скобелев В.М.* Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. – К., 1987. 25. *Соболев В.С.* Петрология восточной части сложного Коростенского Плутона. – Л., 1947. 26. *Щербак Н.П., Бартицкий Е.П.* Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 3–24. 27. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 28. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Buryanov V.B., Makarenko I.B., Orlyuk M.I., Skobelev V.M., Starostenko V.I., Legostaeva O.V.* The 1.80–1.74–Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of the deep structure // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 381. – P. 5–27.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 552.11

О. Бубнова, інж., О. Андрєсв, зав. лаб.,
Г. Павлов, канд. геол.-мінералог. наук, проф.

ВНУТРІШНЯ БУДОВА ТА ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПОРОДИТНОУТВОРЮВАЛИНИХ МІНЕРАЛІВ МУХАРІВСЬКОГО ГРАНІТНОГО МАСИВУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.І. Павлишиним)

Проаналізовано зміни хімічного складу мегакристалів польових шпатів та біотиту мухарівського граніту (північно-західної частини Українського щита). Встановлено багатостадійність процесу постмагматичного перетворення породотворних мінералів, що відбувався в широкому температурному діапазоні від амфіболітової до епідот-амфіболітової фації.

The variation of chemical composition of feldspars' megacrystals and biotite from Mukhariv granite (north-western part of the Ukrainian shield) has been analyzed. Multistage nature of post-magmatic processes has been recognized during mineral transformations of rock-forming minerals, which took place in a wide temperature range from amphibolite facies to epidote-amphibolite ones.

Вступ. Постановка проблеми у загальному вигляді та її зв'язок з важливими практичними завданнями. Дослідженню гранітоїдів Мухарівського масиву

приділялась належна увага, але питання походження, генетичної належності та стратиграфічного положення цих порід досі залишаються остаточно не вирішеними.

© Бубнова О., Андрєсв О., Павлов Г., 2011