

Подяки. Автори дякують О.К. Щеголеву та Ю.А. Тимченко за обговорення цієї роботи і М.П. Долуденко за можливість ознайомитися із роботою [3].

1. Арсеньєва Т.В., Чавчавадзе Е.С. Эколого-анатомические аспекты изменчивости древесины сосновых из промышленных районов европейского Севера. – СПб., 2001. 2. Блохина Н.И. Эволюционный анализ анатомических признаков хвойных // Эволюционные исследования. Макроэволюция. – Владивосток, 1984. – С. 82-101. 3. Долуденко М.П.,

Костина Е.И., Шилкина И.А. Позднеальбская флора Канева. – М., 1992. 4. Пименова Н.В. Ценоманская флора окрестностей г. Канева // Геол. журн. – 1939. – Т. 6, Вып. 1-2. – С. 229-243. 5. Чавчавадзе Е.С. Древесина хвойных. Морфологические особенности, диагностическое значение. – Л., 1979. 6. Шевчук О.А. Палеогеографические условия на восточном склоне Украинского щита в келловейский та раннеокрейдский час (за палеонтологическими данными) // Биостратиграфические основы построения стратиграфических схем фанерозоя Украины. – К., 2008. – С. 101-106.

Надійшла до редколегії 21.09.09

УДК 551.243

І. Михальченко, асп.

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ФОРМАЦІЇ ЛУЖНИХ НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТІВ НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. В.А. Михайловим)

Обґрунтовано доцільність виділення самостійної формації лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою в межах району

The expediency of separation of independent alkaline sodium metasomatite formation of paleoproterozoic within the region is proved.

Вступ. Урановорудні родовища формації ураноносних натрієвих метасоматитів [12] (ФУНМ) у зонах глибинних довгоживучих розломів фундаменту становлять основу мінерально-сировинної бази урану України. Родовища цієї формації (Жовторічнеське, Первомайське (Криворізько-Кременчуцький ураново-рудний район (Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом), Мічуринське, Ватутинське, та ін. (Центрально-Український урановорудний район (ЦУУРР) (південна частина Корсунь-Новоукраїнського склепінно-брилового підняття)) [12]) виявлені в Інгульському (Кіровоградському) мегаблоці Українського щита. Зараз існує велика кількість вікових визначень порід фундаменту, вивчені взаємовідносини між основними типами метаморфічних, ультраметаморфічних і магматичних утворень та лужними натрієвими метасоматитами [3, 17]. Це дозволяє відбудувати часову послідовність виникнення геологічних порід, які складають родовища ФУНМ. Зауважимо - формація лужних натрієвих метасоматитів не виділена як самостійне геологічне утворення в Хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита 2004 р.

Результати багаторічних геологічних досліджень, виконаних по об'єктах ЦУУРР, викладені в [3, 15, 17]. Сучасним підсумком регіональних геологічних досліджень району стало видання Державних геологічних карт масштабу 1:200 000 [8, 9], в яких "альбітити, мікроклін-альбітові, альбіт-мікроклінові метасоматити" віднесені до кіровоградського ультраметаморфічного комплексу палеопротерозою (комплекс не молодше 2 000 млн років [8, 9]). Відповідно, формація ураноносних натрієвих метасоматитів віднесена до складу кіровоградського комплексу палеопротерозою [8, 9], що, приймаючи до уваги накопичену інформацію за геологічними дослідженнями району, не враховує всі обставини, необхідні для такого ствердження.

Метою досліджень є уточнення на основі комплексу геологічних даних місця в часовій послідовності утворення порід південної частини Корсунь-Новоукраїнського склепінно-брилового підняття формації лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою (формація натрієвих метасоматитів [16, 17], лужні натрієві метасоматити (О.М. Сухінін, 1984)).

Геологічна будова району. Земна кора району має типову для УЩ двоповерхову будову: нижній поверх – AR-PR структурні яруси, які складені метаморфічними, ультраметаморфічними та інтрузивними породами кри-

сталічного фундаменту; верхній – представлений кайнозойськими породами чохла.

Серед порід фундаменту району найдавніші – утворення дністровсько-бузької серії, віком понад 3 400 млн років [14], а наймолодші – субвулканічні породи (рівненскіти), віком 289-260 млн років [1].

В тектонічному плані південна частина Корсунь-Новоукраїнського склепінно-брилового підняття знаходиться в зоні перетину трансрегіонального, мантіяного, субмеридіонального шва Херсон-Смоленськ з широтною Центрально-Українською лінеamentною зоною. Крім згаданих, найкрупніших, тут є чисельні тектонічні порушення, різні за масштабом і напрямками, та пов'язані з ними тектоно-метасоматичні зони [3].

З заходу на схід на території виділяються регіональні структурні елементи: Братський синклінорій, Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття, Інгульський синклінорій, які межують між собою, відповідно, по Звенигородсько-Ганнівській зоні розломів (Новопавлівському та Помічнеському глибинним розломам) та Кіровоградському глибинному розлому [8, 9].

Братський і Інгульський синклінорії. В їхній будові вирізняють два докембрійські структурні яруси: AR – нижній і PR – верхній. Нижній ярус складений метаморфічними та інтрузивними породами палеоархею, ультраметаморфічними – неоархею. Верхній ярус, який поширений значно більше, складений метаморфічними породами інгуло-інгулецької серії палеопротерозою (PR₁) зім'ятими в лінійні складки північно-західного та північного простягання, які прорвані штоками габроїдів (габро, габро-норити) райпільського комплексу (PR₁), гранітоїдами побузького (2510 млн років), новоукраїнського (2 250-2 100 млн років), кіровоградського (2 060-2 026 млн років) та корсунь-новомиргородського (1 750 млн років) комплексів [8, 9].

Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття. Домінуючим утворенням цієї структури (в межах території ЦУУРР) є складний Новоукраїнський інтрузивний масив, складений породами новоукраїнського комплексу. На півночі Новоукраїнський масив межує з Корсунь-Новомиргородським інтрузивним масивом (падіння контакту, ймовірно, орієнтоване на південь), складеним утвореннями корсунь-новомиргородського комплексу та ультраметаморфічними гранітоїдами кіровоградського комплексу, які утворюють тут невеликі масиви, між якими спостерігаються залишки синклінальних утворень, складених

метаморфічними породами інгуло-інгулецької серії. На сході та південному сході Новоукраїнський масив межує з Кіровоградським та Бобринецьким масивами гранітоїдів кіровоградського комплексу.

За геологічними даними на території досліджень виділяються принаймні чотири етапи докембрійських тектоно-магматичних протоактивізацій: палеоархейський, неоархейський, палеопротерозойський, мезопротерозойський і один етап фанерозойських активізацій - карбон-пермський. Палеопротерозойський етап тектоно-магматичної протоактивізації відбувався в дві стадії: I – 2500-2000 млн років, II – 1800-1700 млн років [4, з уточненнями].

Структурні елементи першої стадії палеопротерозойського етапу протоактивізації представлені послідовно сформованими значними зонами мігматизації, зім'яття, утворення гранітних тіл, жил апліт-пегматоїдних і аплітоїдних гранітів побузького, новоукраїнського і кіровоградського комплексів, а також тектонічними порушеннями, які представлені швами бластокатаклазитів і бластомілонітів. Тектонічні рухи цього часу відбувалися в умовах переважання пластичних деформацій і перекристалізації порід в умовах амфіболітової фації метаморфізму (літостатичний тиск ≈ 5 кБар, температура $\geq 560^\circ\text{C}$). Більшість крупних розривних порушень району за віком закладання відноситься саме до першої стадії протоактивізації палеопротерозою. Розломи цього віку "зрізуються" інтрузивними утвореннями Корсунь-Новомиргородського масиву [3, 4].

За наступної стадії тектоно-магматичної протоактивізації розломні зони розвивалися в умовах епідот-хлоритової фації регіонального метаморфізму. Переважали крихкі деформації у вигляді швів мілонітів і ультрамілонітів, іноді з глиною тертя, та дещо ширших зон катаклазу, брекчування, а також тріщин сколювання і відриву. В тріщинах вкорінювались дайки субвулканічних порід основного та ультраосновного складу (діабазові порфірити, діабаз, пікрити, пікритові порфірити), які утворили дайковий комплекс палеопротерозою, січний щодо усіх більш вікових ультраметаморфічних, метаморфічних та інтрузивних порід.

В Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита 2004 р. виділяються два дайкові комплекси, які розповсюджені в Інгульському мегаблоці УЩ: більш давній має вік утворення близько 1 700 млн років, більш молодий – 1 600 млн років. Аналізуючи дані про вік субвулканічних порід району [7, 8, 9, 18] можна скласти висновок про те, що на досліджуваній території зустрічаються дайки основних та ультраосновних субвулканічних порід двох вікових груп: перша – віком від 1 800 до 1 700 млн років, друга – від 1 400 до 1 200 млн років, які утворили, відповідно, северинівський PR₁ та долинський PR₂ комплекси (О.М. Сухінін, 1984 р.).

З другою стадією тектоно-магматичної протоактивізації палеопротерозою пов'язано утворення лужних натрієвих метасоматитів, центральні зони яких складені альбітитами різноманітного складу. Контакти альбітитів з вмшуючими породами поступові; типовою метасоматичною колонкою району є: ореоли епідот-хлоритового змінення ("діафторити") [11], потім – сінітоподібні метасоматити (альбіт-мікроклінові, кварц-мікроклін-альбітові породи, мікроклініти ("сініти")) та альбітити, які складають центральні частини колонок [3, 17].

Переважає кількість тіл альбітитів і "сінітів" ЦУУР-Ру виявлені: в зоні динамічного впливу Кіровоградського глибинного розлому, в північно-західній частині Новоукраїнського масиву, а також в межах Ватутинського деструктивного поля Новопавлівського розлому (Звенигородсько-Ганнівська зона розломів). Структурна приуроченість натрієвих метасоматитів не відрізняється від

структурної позиції гідротермальних утворень, відомих у інших регіонах світу. В результаті тектонічних зрушень за протоактивізацій розломних зон створювалися локальні умови підвищеної проникності в флексурних вигинах, зонах примикання оперяючих розломів, ділянках перетину розломів, вигинах тектонічних швів, структурах "кінського хвоста" в ділянках "затухання" розривів, зонах катаклазу і брекчування між паралельними розривами [6], які представляють собою "структурно-парагенетичні елементи переважно зсувних ансамблів регіональних розломних зон" [10].

Текстурно-структурні властивості альбітитів повністю залежать від типу материнських порід. Це виключно однопольовошпатові породи (альбіту декількох генерацій – до 90 %). У групі кольорових мінералів переважають хлорит, епідот, актиноліт, рібекіт, егірин-діопсид, егірин. Вміст їх у апогранітових різновидах – 5-10 %, у апогнейсових – 20-30 %. Андрадит, біотит наявні, як правило, у кількостях 1-6 %. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, ортит, монацит; рудні: магнетит, гематит, гідрослюди заліза, зрідка пірит. Крім урану в альбітитах накопичується ванадій, берилій, цирконій, ітрій [3].

Вік утворення альбітитів визначений як $1\,820 \pm 50$ і $1\,780 \pm 30$ млн років за валовими пробами [18]. Загальноприйнятий вік урановорудної мінералізації в альбітитах – $1\,800 \pm 50$ та $1\,750 \pm 40$ млн років [3]. На деяких родовищах цієї формації уранові руди утворились внаслідок двох фаз рудоутворення: давньої – 1800 млн років і більш молоді – 1 500-1 200 млн років (В.Ф. Лапуста, 1986); утворення рудних мінералів відбувалось не синхронно з утворенням альбітитів, а дещо пізніше [3, 17].

Лужний натрієвий метасоматоз проходив по метаморфічних, ультраметаморфічних, інтрузивних утвореннях палеопротерозою, окрім порід Корсунь-Новомиргородського плутону.

Завершенням другої стадії протоактивізації палеопротерозою слід вважати утворення гіпабісального багатопазного Корсунь-Новомиргородського масиву, складеного породами корсунь-новомиргородського комплексу. Граніти аплітоїдні, пегматити, пегматоїдні граніти корсунь-новомиргородського комплексу утворюють жильні фації.

Мезопротерозойський етап тектоно-магматичної протоактивізації представлений дайками діабазів та пікритів.

Карбон-пермський етап проявлений дуже локально, в поодиноких розломах, і представлений малопотужними субвулканічними дайками і штоком, які складені формацією рівненскітів (289-260 млн років), яку деякі дослідники співвідносять з лампроїтами [1].

Взаємовідношення лужних натрієвих метасоматитів з породами дайкових комплексів.

В тілах натрієвих метасоматитів зустрічаються дайки основних і ультраосновних порід, дані про які наведено вище. У літературі є суперечливі відомості про перетин дайками базитів та пікритів тіл натрієвих метасоматитів, причому характер контактів визначено як чіткий, що вказує на більш молодий вік перших, але задокументовані також структури перетину та змінення (хлоритизація, актинолітизація, рібекитизація, альбітизація) лужними гідротермальними розчинами діабазів, діабазових порфіритів, пікритів, пікритових порфіритів [3, 19] і навіть утворення аподіабазових альбітитів (А.П. Бояршина). Нами також виявлені як структури перетину альбітитів з діабазами, змінені на контактах діабазу, так і їх чіткі контакти. Це є свідченням більш молодого віку альбітитів і супутніх з ними "сінітів" відносно порід дайкового комплексу палеопротерозою (северинівський комплекс), а прояви мезопротерозой-

ського етапу тектоно-магматичної активізації присутні у вигляді базитових і ультрабазитових дайок (долинський комплекс), які січуть тіла альбітитів.

На Державних геологічних картах України масштабу 1:200 000 [8, 9] "альбітити, мікроклін-альбітові, альбіт-мікроклінові метасоматити" віднесені до складу кіровоградського комплексу палеопротерозою. Враховуючи визначення терміну "інтрузивний комплекс" [5], умови, згідно з якими можливо віднесення лужних натрієвих метасоматитів до цього комплексу не враховані при роботі над виданням Карт. Становлення кіровоградського комплексу і альбітитів з супутніми породами відбувалось не одночасно (віковий розрив – близько 200 млн років [3, 4, 13], між ними сформувався дайковий комплекс палеопротерозою), породи кіровоградського і новоукраїнського комплексів металогенічно не спеціалізовані на уран [2] (тоді як альбітити спеціалізовані на уран [3]) – в сукупності це свідчить про недоцільність включення альбітитів з супутніми породами до кіровоградського, а тим більше до новоукраїнського, комплексів. Враховуючи невизначеність терміну "комплекс метасоматичний" доцільно виділити самостійну формацію [15, 16] лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів. Імовірно, до неї також слід відносити прояви лужного натрієвого метасоматозу Криворізько-Кременчуцької зони розломів. Верхнім віковим інтервалом утворення формації лужних натрієвих метасоматитів, імовірно, є утворення Корсунь-Новомиргородського масиву (альбітитів в ньому до цього часу не виявлено).

Висновки:

1. Утворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів відбулось у другу стадію палеопротерозойського етапу протоактивізації УЩ;
2. Виникнення лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою відокремлено у часі від утворення гранітоїдів кіровоградського комплексу віковим інтервалом близько 200 млн років;
3. Між часом формування гранітоїдів кіровоградського комплексу і часом утворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів відбулося вкорінення дайкового комплексу основних і ультраосновних субвулканічних порід палеопротерозою;

4. Зважаючи на перелічені факти доцільно виділення самостійної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів палеопротерозою.

1. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, Д.С. Гурский, Е.М. Слишко и др. – К., 2002. – С. 114-133. 2. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов Центральной части Украинского щита. // Геологический журнал - 1974. - Т. 34, Вып. 1. – С. 16-33. 3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль, А.Х. Бакаржиев и др. – К., 1995. 4. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений / В.А. Крупеников, А.Е. Толкунов, Л.В. Хорошило. – М., 1986. 5. Геологический словарь / Т.Н. Алихова, Л.И. Боровиков, П.П. Боровиков и др. – М., 1973. 6. Грецишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А., Тохтуев Г.В. Влияние структуры и состава пород на локализацию рудного вещества при метаморфизме // Метаморфогенное рудообразование. – М., 1977. – С. 89-96. 7. Грецишников Н.П., Корженева Е.П., Крамар О.А. и др. О возрасте дайковых пород Суботско-Мошоринской зоны // Геол. журнал. - 1980. - № 5. – С. 139-143. 8. Державна геологічна карта України. М 1:200 000. Аркуш М-36-XXII: Новоукраїнка / Відп. виконавець В.М. Клочков. – К., 2001. 9. Державна геологічна карта України. М 1:200000. Аркуш М-36-XXIII: Кіровоград / В.Ф. Недомолкін, Л.Е. Кравченко, Л.П. Нікітас та ін. – 2007. 10. Занкевич Б.А., Ноженко А.В., Шафранская Н.В. Тектономагматическая протоактивизация и структурные факторы локализации урана Кіровоградского блока Украинского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанные с ними полезные ископаемые в связи с энергетикой Земли и этапами её тектоно-магматической активизации. – К., 2008. – С. 183-190. 11. Иванов Б.Н. Минерало-геохимические особенности метасоматитов диафорит-альбитового ряда и вопросы их генетической связи на примере Новокозюлинского рудного узла и Ватутинского рудного поля // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных элементов. – М., 1990. – С. 16-23. 12. Інструкція із застосування Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до родовищ уранових руд. – К., 1998. 13. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. – Л., 1972. 14. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк и др. – К., 2004. 15. Металлические полезные ископаемые Украины // Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. / Д.С. Гурский, К.Е. Єсипчук, В.И. Калинин. – Львов, 2005. – С. 666-668. 16. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, В.Л. Русинов, А.А. Маракушев и др. – М., 1998. 17. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М., 1978. 18. Савицкий А.В., Казанский В.И. Результаты петрофизических исследований рудоносных разломов кристаллического фундамента // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. – М., 1985. – С. 48-73. 19. Тарасов Н.Н. Геотектоническая позиция и структура Новоукраинского урановорудного поля (Украинский щит) // Геология рудных месторождений – М. - 2004. – С. 275-291.

Надійшла до редколегії 24.02.09

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(477)+552.4

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

ПЕТРОГРАФІЯ КСЕНОЛІТІВ З ГРАНІТОЇДІВ МАЛИНСЬКОГО МАСИВУ РАПАКІВІ

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

Авторами досліджені ксеноліти з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі, розташованого в південно-східній частині складного Коростенського плутону. Встановлено, що біотит-амфіболі та фаяліт-піроксен-амфіболі граніти головної інтрузивної фази Малинського масиву містять численні ксеноліти біотитових гнейсів та кристалосланців. Менш розповсюджені ксеноліти графіт-біотитових та амфібол-біотитових гнейсів. Контактна дія гранітоїдної магми на ксеноліти проявилася у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. Зроблено висновок про приналежність досліджуваних ксенолітів до утворень тетерівської серії (PR, tt), що, імовірно, слугували давньою покрівлею Малинського масиву рапаківі.

Authors investigated xenoliths within granitoids of Malin rapakivi massif located in south-east parts of multiple Korosten Pluton. It is established that biotite-amphibole and fayalite-pyroxene-amphibole granites of the main intrusive phases in Malin area contain numerous xenoliths of biotite gneisses and shales. The xenoliths of graphite-biotite gneisses and amphibole-biotite gneisses are less spread. Contact influence of granitoid magmas on xenoliths were displayed in formation of contact-thermal rocks of amphibole to pyroxene hornfels facies. It is concluded that investigated xenoliths belong to Teteriv group (PR, tt) which, possibly, were an old roof of Malin rapakivi massif.

Вступ. Малинський масив рапаківі (ММР) входить до складу коростенського інтрузивного комплексу анор-

тозит-рапаківігранітоїдної формації Українського щита. Це один з чотирьох головних масивів рапаківі, що виділя-