

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'яомочних 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 Zn 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. Богатиков 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. *Забіяка 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 /* И.С. Усенко, И.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-викл. 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, инж., О. Андреев, зав. лаб.,
Г. Павлов, канд. геол.-минералог. наук, проф.

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

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-минералог. 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., Андреев О., Павлов Г., 2011

У різні часи мухарівські граніти відносили до різних стратиграфічних комплексів, а саме до кіровоградсько-житомирського [5; 7], кишинського та осницького [1]. За останньою стратиграфічною схемою НСК України ці гранітоїди об'єднані у мухарівський комплекс [2]. Це можна пояснити неоднозначністю інтерпретації їх ізотопного віку та перехідним характером петрографічних і геохімічних ознак мухарівських гранітоїдів. Детальне вивчення внутрішньої будови та хімічного складу головних породотворних мінералів цих гранітоїдів повинні допомогти з'ясувати ці важливі петрологічні питання.

Вихідні передумови. Не зважаючи на тривалу історію вивчення петрографії гранітів Мухарівського масиву досі залишається не визначеними критерії віднесення мегакристалів калієвого польового шпату та плагіоклазу гранітів, що вивчаються, до продуктів кристалізації із розплавів, або до порфіробластів, що утворилися у результаті метасоматичного перерозподілу K, Na та Ca. Не до кінця визначені вік формування біотиту і його співвідношення з іншими породотворними мінералами, тощо. Залишається відкритим питання щодо впливу автометасоматичних та накладених тектонометаморфічних перетворень на склад мінералів та взаємовідносини між ними.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. Серед породотворних мінералів, що формують головну масу породи, ключове місце у визначенні генезису гранітоїдів займає калієвий польовий шпат, плагіоклаз та біотит. Дослідженню загального хімічного складу, оптичних, термолюмінісцентних та багатьох інших властивостей польових шпатів гранітоїдів Мухарівського масиву Українського щита приділялась належна увага [6]. Проте відсутність раніше відповідної аналітичної апаратури (електронних мікроскопів, мікроаналізаторів, тощо) не давала змогу дослідити на мікрорівні зміни хімічного складу мінералів в межах окремих зерен.

Метою роботи явилася спроба за допомогою визначення на мікрорівні складу та будови породотворних мінералів мухарівського граніту вирішити питання не тільки утворення, але й перетворення цих порід под час діафорезу.

Об'єкт та методи досліджень. Об'єктом дослідження є гранітоїди Мухарівського масиву (кар'єр с. Мухарів, що розташований на південь від м. Корець Рівненської області), які являють собою рожеві порфіроподібні середньо- та крупнозернисті з гіпідіоморфнозернистою, часто катакластичною структурою породи [8]. Петрографічні дослідження з'ясували, що окрім первинно сформованих магматичних мінеральних парагенезисів на кожному етапі тектонічної активізації формуються накладені мінеральні парагенезиси, які фіксують загальне пониження температури від умов амфіболітової, епідот-амфіболітової, зеленосланцевої фації метаморфізму до гідротермальних змін [3; 4].

Дослідження проводились в НДЛ мінералого-геохімічних досліджень геологічного факультету Київського Національного університету імені Тараса Шевченка на модифікованому растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЭММА-202М.

Виклад основного матеріалу. Мегакристали плагіоклазу та мікрокліну досліджувалися, відповідно, у польорованих зразках 1 та 2 (рис. 1) точковими вимірами вздовж поперечних та повздовжних профілів з кроком 0,01 мм (1089 точок) із визначенням вмісту SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO . За отриманими даними розраховані кристалохімічні формули цих мінералів та побудовані діаграми зміни хімічного складу салічних мінералів вздовж профілів.

Дослідження плагіоклазу. На приведеному графіку розподілу хімічних елементів (рис. 2а) чітко розпізнаються два типи зерен плагіоклазу: Пл1 – олігоклаз ($\text{Ab}_{80}\text{An}_{19}\text{Or}_1$), та Пл2 – альбіт-олігоклаз ($\text{Ab}_{89}\text{An}_{10}\text{Or}_1$). Зіставляючи ці дані з результатами попередніх петрографічних досліджень [3; 4], можна зробити висновок про існування в породи двох індивідуалізованих генерацій плагіоклазу, більш ранньої та більш пізньої, що відрізняються між собою середнім вмістом анортитової молекули. Деякі флуктуації вмісту кальцію при негативній кореляції його із натрієм, свідчать про наявність невеличких ділянок деанортитизації плагіоклазів і першого, і другого типів. При цьому в обох випадках проявляється незначне зниження вмісту анортитового міналу від центральних до крайових частин зерен, що досліджувалися. Поява високої концентрації кальцію в середині плагіоклазу Пл1 можлива за рахунок захоплення зондом зерна клиноцоїзиту. Окрім цього, дослідження виявили в тілі плагіоклазів включення зерен кварцу, мусковіту, калієвого польового шпату. Контакт між плагіоклазами різної генерації відбувається через зерна кварцу та мікрокліну.

Дослідження мікрокліну. При детальному дослідженні зразка № 2 ще під біноклюром, були виявлені пертитові проростання двох типів: діагональні та повздовжні (рис. 1). Повздовжний аналітичний профіль зафіксував лише діагональні пертити (рис. 2б), в той час як поперечний – і діагональні і повздовжні (рис. 2в). Склад пертитів дещо відрізняється між собою – діагональні представлені плагіоклазом із вмістом анортитової компоненти 1–3 %, а повздовжні – 5–6 %.

За даними мікрозондових досліджень за обома напрямками аналітичних профілів в тілі самого мегакристалу мікрокліну спостерігаються дві чіткі зони – зовнішня та внутрішня, що відрізняються поміж себе складом. Калієвий польовий шпат внутрішньої зони (КПШ 1) характеризується вмістом ортоклазової компоненти 97–99 % ($\text{Or}_{97-99}\text{Ab}_{1-3}\text{An}_0$). Калішпат зовнішньої зони (КПШ 2) має вміст ортоклазової компоненти 87–90 % ($\text{Or}_{87-90}\text{Ab}_{3-7}\text{An}_{5-7}$) (рис. 2 б,в) з дещо підвищеним вмістом Ca і Na.

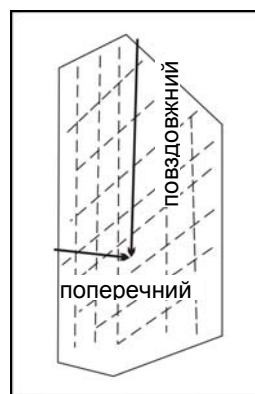


Рис. 1. Схематичне зображення зразка 2
(стрілки вказують орієнтування профілів, вздовж яких проводилися дослідження. Преривними лініями вказані напрямки розвитку повздовжних та діагональних пертитів. Розмір мегакриста 0,7x1,4 см)

Таке зональне збагачення кальцієм та натрієм крайових оболонок порфіроподібних вкрапленників калієвого польового шпату може бути пояснене метаморфічним "самоочищенням" первинних мегакристалів при тривалому остиганні (автометаморфізмі), або при діафорезі з упорядкуванням внутрішньої структури та складу. Проте поява відповідної зональності може бути викликана також особливостями кристалізаційного росту

мегакристалів із магматичного розплаву, збагаченого калієм. Так, при винесенні точки середнього хімічного складу мухарівських гранітів на потрійну діаграму гранітної евтектики в системі альбит – калієвий польовий шпат – кварц, яка дає можливість відтворити послідовність кристалізації лейкократових мінералів із гранітного розплаву за тиском 500 МПа (за І. Лугу, Р. Джансу, О. Тулу), вона потрапляє в поле кристалізації надревтектотійного калієвого польового шпату, який повинен кристалізуватися з розплаву в першу чергу, формуючи центральні частини мегакристалів, а за складом відповідати чистому ортоклазу. При досягненні точки котектики разом із калієвим польовим шпатом починає кристалізуватися плагіоклаз. З цього моменту відбувається їх одночасна рівноважна кристалізація, можливо із захоп-

ленням в структуру мікрокліну фрагментів плагіоклазової компоненти ("забруднювача"). Пізніше, у точці евтектики до цієї пари приєднується також кварц. Виходячи із цієї позиції, зовнішні оболонки калієвого польового шпату з вмістом ортоклазової компоненти 87–90% ($Or_{87-90}Ab_{3-7}An_{5-7}$) (КПШ 2 зона 1,2) та зерна олігоклазу ($Ab_{80}An_{19}Or_1$) (Пл1) повинні відповідати складу співіснуючої пари польових шпатів мухарівського граніту, що одночасно кристалізувалися із єдиного розплаву. Саме склад цих польових шпатів був використаний (табл. 1) для визначення температури утворення рівноважної пари польових шпатів методом двопольовошпатової геотермометрії [9]. Розрахунки проведено з допомогою програми SOLVCALK 2.0 [11] з використанням термодинамічної моделі змішування.

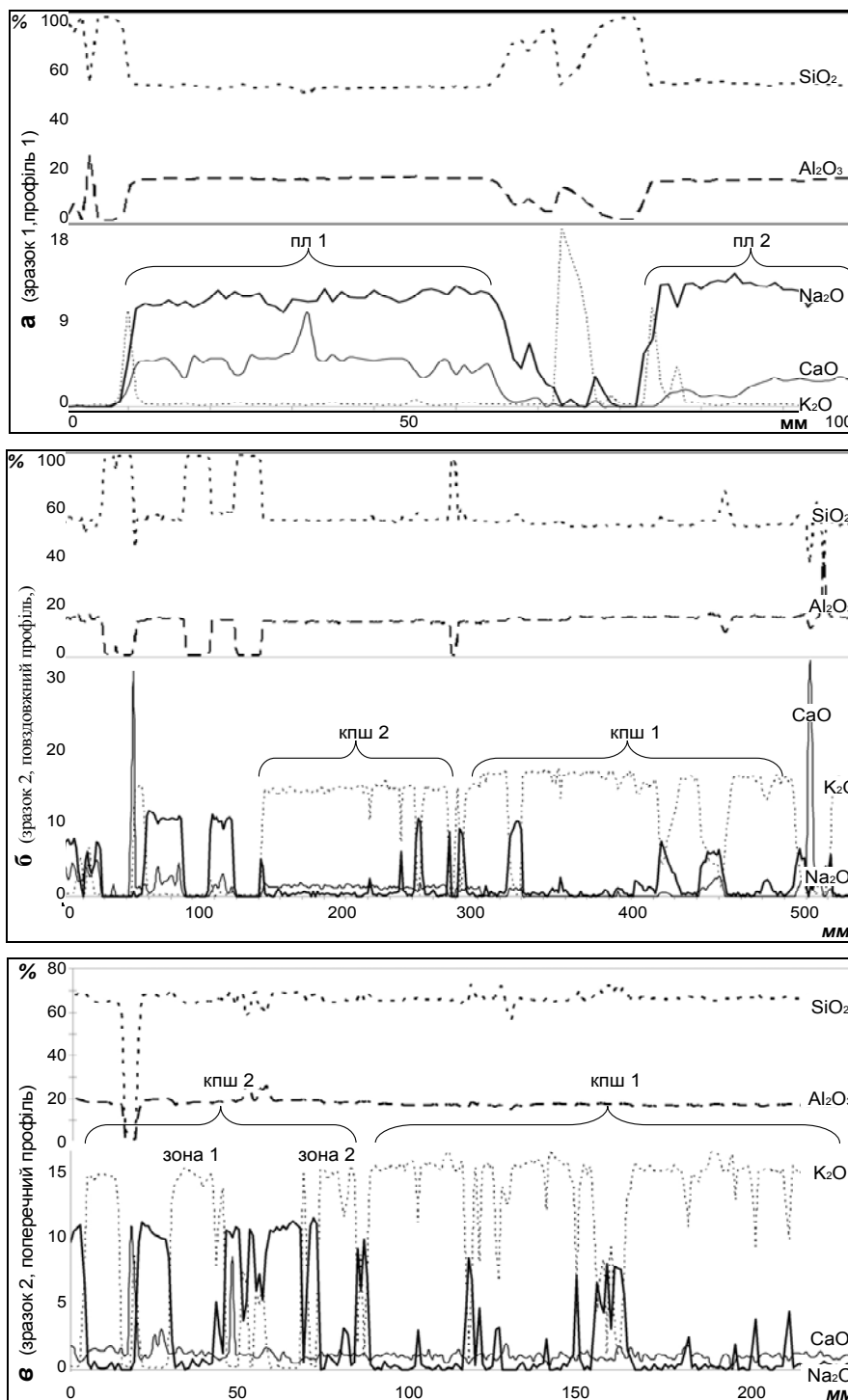


Рис. 2. Діаграми хімічного складу салічних породотвірних мінералів мухарівського граніту

Отримані значення можливої температури кристалізації рівноважної пари відповідного складу калієвого польового шпату та плагіоклазу навіть при тисках 500 МПа не перевищують 500 °С (табл. 1), що власне протирічить магматичній схемі їх утворення. Проте і геологічне положення масиву, і особливості його будови, а також всі структурні показники свідчать, що гранітоїди мухарівського комплексу являють собою інтрузивні утворення [8] і, відповідно, кристалізувались з магматичного

розплаву значно вищої температури. Це підтверджується й особливостями кварцу гранітів. Останній має характерну опалесценцію в блакитних кольорах, яка спостерігається у деяких високотемпературних гранітах. Таке забарвлення кварцу обумовлене субмікроскопічними включеннями ільменіту та рутилу, утворення яких обумовлено автолізією кристалів кварцу від домішок, що захоплені в результаті кристалізації з високотемпературного, відносно збагаченого титаном, розплаву [8].

Рівноважні значення температур (за двопольовошпатовим геотермометром [9;10])

Пари мінералів		Тиск, МПа	Температура, °С
Плагіоклаз (Пл1)	Калієвий польовий шпат (КПШ 2,зона 1)	300–500	463–487
Плагіоклаз (Пл1)	Калієвий польовий шпат (КПШ 2,зона 2)	300–500	481–499

Дослідження біотиту. Поряд із мегакристаллами польових шпатів в зразку № 2 були проаналізовані також 4 зерна біотиту із визначенням вмісту SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O (табл. 2). Узагальнююча кристалохімічна формула біотиту K_{1,06} (Fe_{1,35}Mg_{0,82}Al_{0,66}Ti_{0,1})^{VI} [(Al_{0,71}Si_{3,29})^{IV}O₁₀] (OH,F)₂.

Отримані результати досліджень показують коливання вмісту практично всіх породотворних елементів при витриманому коефіцієнті залізистості як в межах окремих зерен біотиту, так і неоднаковість складу окремих пластинок слюди між собою, в породі одночасно можуть бути присутні зерна з підвищеним, або пониже-

ним вмістом титану, кремнезему, а відповідно і широким коливанням алюмінію у шестерній координації. Сам факт хімічної неоднорідності біотиту свідчить про значні метасоматичні перетворення і цього породотворного первинномагматогенного мінералу.

Отримані результати щодо визначення температури утворення пари плагіоклаз–калієвий польовий шпат можуть свідчити про наявність постмагматичного накладеного процесу зміни складу польових шпатів, що також підтверджується й петрографічними спостереженнями авторів.

Таблиця 1

Таблиця 2

Хімічний склад біотиту мухарівського граніту

№ зерна	№ виміру	Вміст окислів у біотиті мухарівських гранітів						Сума	Fe/(Fe+Mg)	T, °C [10]
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O			
1	1	42,32	1,93	14,92	22,20	6,98	11,65	100,00	0,61	604
	2	42,72	2,07	15,22	20,96	7,51	11,53	100,01	0,64	614
	3	42,39	2,33	14,65	21,97	6,80	11,88	100,02	0,64	620
2	4	46,13	1,76	15,54	19,98	5,82	10,77	100,00	0,69	605
	5	43,28	1,97	15,15	22,20	5,49	11,91	100,00	0,66	605
3	6	42,18	1,70	15,76	19,72	9,42	11,22	100,00	0,54	603
	7	42,83	1,76	15,16	19,72	8,53	11,99	99,99	0,56	606
	8	43,74	1,76	14,78	19,79	8,51	11,43	100,01	0,57	606
4	9	42,98	0,80	15,10	22,97	8,30	9,86	100,01	0,62	563
	10	44,18	1,56	15,77	21,07	7,11	10,31	100,00	0,67	593
	11	43,93	2,02	16,11	20,75	5,76	11,43	100,00	0,61	613

Окрім цього, іноді в тріщинах зерен біотиту кристалізуються мікрозерна сфену, тому узагальнений хімічний аналіз цих зерен може дати вищий вміст титану і, як слідство, підвищити розрахункову температуру за геотермометром "Ti in biotite" [10].

Висновки. У результаті дослідження хімічного складу головних породотворних мінералів мухарівських гранітів можна зробити такі висновки:

- мегакристали калієвих польових шпатів гранітів є первинномагматичними, що, швидше за все, говорить про кристалізацію із розплаву збагаченого надевтектоїдною ортоклазовою компонентою;
- як мегакристали калішпату, так і всі інші породотворні мінерали піддавалися процесам перекристалізації та внутрішньокристалічного упорядкування складу із формуванням відповідної зональності та перетворенням мегакристалів у порфіробласти;
- неоднорідність складу біотиту також свідчить про нерівноважність процесу його перекристалізації в умовах динамічного діафорезу;
- вплив процесу перекристалізації мінералів магматичних порід в умовах динамічного діафорезу унеможливає використання відомих геотермометрів та гебарометрів для магматичних порід навіть при наявності

первинно рівноважних та парагенетично пов'язаних між собою мінералів.

1. Єсіпчук К.Е., Перемет Е.М., Зинченко О.В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К., 1990. 2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсіпчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – К., 2004. 3. Павлов Г., Павлова О., Бубнова О. Еволюція мінерального складу та структури Мухарівських гранітоїдів північно-західної частини Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2007. – № 40. – С. 14–18. 4. Павлов Г., Павлова О., Бубнова О., Філіпов С. Мікротектонічний аналіз порфіроподібних гранітів північно-західної частини Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – № 37. – С. 29–39. 5. Ткачук Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). – Льв., 1948. 6. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита / И.С. Усенко, Т.А. Рокачук, Н.К. Крамаренко и др. – К., 1980. 7. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита – К., 1989. 8. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Льв., 2005. 9. Green N.L., Usdansky S.I., Ternary feldspar mixing relations and thermobarometry // American Mineral. – 1986. – Vol. 71, № 1–2. – P. 1100–1108. 10. Luhr J.F., Carmichael I.E.E., Varekamp J.C. The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1984. – Vol. 23. – P. 69–108. 11. Wen S., Nekvasil H. SOLVCALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two feldspar geothermometry // Computers & Geosciences. – 1994. – Vol. 20, № 6. – P. 1025–1040.

Надійшла до редколегії 28.05.09