ISSN 2078-6220. Мінералогічний збірник. 2014. № 64. Випуск 2. С. 95–103
Mineralogical Review. 2014. N 64. Issue 2. P. 95–103

УДК 549.623.54(477.7)

БІОТИТ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД НОВОПОЛТАВСЬКОЇ ДІЛЯНКИ ЧЕРНІГІВСЬКОЇ ЗОНИ РОЗЛОМУ (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я)

М. Таран[1], Н. Юрченко[1], С. Шнюков[2]

[1]*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, просп. акад. Палладіна, 34, 03142 м. Київ, Україна*
E-mail: igmr@igmof.gov.ua
[2]*Київський національний університет імені Тараса Шевченка, вул. Васильківська, 90, 03022 м. Київ, Україна*
E-mail: mgp@univ.kiev.ua

Проаналізовано склад, температуру кристалізації та поляризовані оптичні спектри біотиту із кристалічних порід рами Новополтавської ділянки Чернігівської зони розлому Західного Приазов'я. У мінералі виявлено два типи оптичних спектрів. Перший – тільки зі смугами електронних дозволених за спіном *dd*-переходів та входженням Fe^{2+} і Fe^{3+} в октаедричні позиції структур, що притаманні слюдам ранніх етапів мігматизації. Другий – також із частковим входженням частини Fe^{3+} у тетраедричні позиції слюд у ділянках інфільтрації метасоматизувальних розчинів, пов'язаних із карбонатитами, однак ще з прямою схемою абсорбції, на відміну від тетраферифлогопіту.

Ключові слова: біотит, оптична спектроскопія, умови кристалізації, карбонатити, Чернігівська зона розлому, Західне Приазов'я, Український щит.

З метою вирішення завдань генетичного, геохімічного та розшуково-геологічного спрямування досліджено біотит із біотитових та біотитовмісних порід рами Чернігівської зони розлому Західного Приазов'я, розкритих свердловинами 741, 966 і 968 у межах Новополтавської ділянки розвитку чернігівського інтрузивного комплексу. Такий біотит із тектонічно перетворених метаморфічних, ультраметаморічних та інтрузивних порід безумовно зазнавав впливу метасоматичних процесів та контактово-метаморфічних перетворень під час формування Чернігівського карбонатитового масиву.

Слюди досліджували в петрографічних шліфах, які попередньо ретельно вивчено з погляду петрографічного складу порід, мікротектонічного, мінерально-парагенетичного та структурно-генетичного аналізів [7, 9]. Також проведено мікрозондові дослідження слюд щодо однорідності зерен та визначено температуру утворення за мономінеральним геотермометром [6].

Оптичні спектри поглинання вивченого біотиту вимірювали в поляризаціях $E \perp c$ і $E \| c$ у діапазоні довжини хвиль 350–1 800 нм (близько 28 570–5 556 см$^{-1}$) за допомогою оригінального однопроменевого мікроспектрофотометра, конструкція якого, як і процедура вимірювання спектрів за однопроменевою схемою, детально описані, наприклад, у працях [1–5].

© Таран М., Юрченко Н., Шнюков С., 2014

За мікротектонічними ознаками під час петрографічних досліджень виявлено мінімум три–чотири послідовні тектонічні події, що позначилися на формуванні мінерального складу порід рами, які утворюють зовнішній лежачий (св. 968) та внутрішні (свердловини 966, 741) блоки Новополтавської ділянки Чернігівської зони розлому. Зокрема, найменше змінені метасоматизувальними розчинами біотитовмісні породи, що формують лежачий блок зони, – по-різному дислоковані, розсланцьовані та мікроклінізовані внаслідок проникнення в тектоногнейси та розгнейсовані діоритоїди і гранітоїди кремнієво-калієвих пневматолітів з утворенням мігматитоподібних діоритоїдів, мікроклінізованих плагіогранодіоритів (тоналітів) і чарнокітоїдів, що вміщують реліктові пачки піроксенових, амфібол-піроксенових та біотит-амфіболових кристалічних сланців, просякнутих кварц-мікрокліновими жилками. Макроскопічно для порід характерна смугастість, рожево-сіре забарвлення різної інтенсивності, на тлі якого наявні світлі зерна олігоклазу, що іризують у світо-блакитних тонах. У ході мікроскопічних досліджень у цих породах виявлено первинний магматичний граніт-плагіогранодіорит-діоритовий парагенезис кислого-середнього плагіоклазу з моноклінним піроксеном. По міжзернових контактових тріщинках простежуються імпрегнаційний ґратчастий мікроклін і карбонат. Піроксен та зелена рогова обманка заміщені синювато-зеленим і безбарвним амфіболом ситоподібної будови та бурувато-зеленим біотитом з торочкуватими доростаннями по контуру зерен.

Біотит розвинутий по тріщинах зерен плагіоклазу та в міжзерновому просторі, у деяких різновидах замістив рогову обманку. Його формування почалося ще наприкінці ранніх фаз тектогенезу діоритоїдів і плагіогранітоїдів. Ця рання й головна генерація представлена окремими лусками, міжзерновими ланцюжками або пакетами дрібних статично рекристалізованих лусок. У поляризованому світлі забарвлення біотиту в породах св. 968 неоднакове і в поляризації $E \perp c$ змінюється від червонувато-коричневого в мікроклінізованих діоритах до темного зелено-бурого в гранодіоритах. У поляризації $E \| c$ усі зерна біотиту мають світло-солом'яне забарвлення трохи різної інтенсивності. Більші зерна деформовані поперечними розривами на пізніх етапах тектогенезу.

Друга (метасоматична або діафторитова) генерація біотиту відрізняється від першої морфологією кристалів, що виявляється у мірмекітоподібному зростанні з червоподібним кварцом і кальцитом або у доростанні торочкуватої облямівки навколо кристалів ранньої генерації. У разі подальшого діафторитового перетворення в окремих ділянках простежується неповна пошарова хлоритизація зерен. У всіх розглянутих різновидах порід залізистість біотиту практично однакова. За співвідношенням формульних коефіцієнтів магнію й заліза його можна зачислити до перехідного різновиду між біотитом і флогопітом (K_{Fe} = 0,30–0,35). За мономінеральним геотермометром Ж. Лура [6] температуру кристалізації оцінено діапазоном 640–560 °С зі зниженням у хлоритизованих зернах до 540 °С. У межах конкретних зерен коливання температури кристалізації не перевищує 5–10 °С.

На рис. 1 показано поляризований оптичний спектр поглинання біотиту зі св. 966 (глибина 556 м). Зазначимо, що спектри подібного типу мають усі вивчені зерна біотиту зі свердловин 966 та 968 і, частково, зі св. № 741. В $E \| c$-поляризації вони складені з порівняно малоінтенсивного короткохвильового краю поглинання, що сягає видимої і ближньої ІЧ-ділянок і на тлі якого виявлені дві широкі порівняно слабкі смуги поглинання з нечітко вираженими максимумами в ближній ІЧ-ділянці спектра, за ~ 8 700 і ~ 10 800 см$^{-1}$ (позначені на рис. 1 як смуги *a* і *b*), а також вузька лінія з максимумом

~ 7 140 см$^{-1}$, що, зазвичай, інтенсивніша в поляризації $E||c$ ($E||c \geq E\perp c$). Ця вузька лінія, без сумніву, є першим обертоном валентних коливань O–H-зв'язків у гідроксильних групах OH^-, тоді як смуги *a* і *b* зумовлені дозволеними за спіном електронними *dd*-переходами $^5T_{2g}\rightarrow{}^5E_g$ в іонах Fe^{2+} в октаедричних позиціях структури. Розщеплення на дві компоненти, *a* і *b*, очевидно, спричинене низькою симетрією (Mg, Fe^{2+})$O_4(OH)_2$-октаедрів у структурі біотиту, у тім числі внаслідок різного типу лігандів, що оточують Fe^{2+}-іони, $4O^{2-}$ і $2(OH)^-$ [2, 4]. Як бачимо з рис. 1, інтенсивність короткохвильового краю поглинання та смуг *a* і *b* є значно вищою в поляризації $E\perp c$ порівняно з $E||c$. Для смуг *a* і *b* більшість дослідників пояснюють це підсиленням дозволених за спіном електронних *dd*-переходів $^{VI}Fe^{2+}$ унаслідок обмінно-зв'язаної взаємодії з іонами Fe^{3+}, які входять у сусідні суміжні з $^{VI}Fe^{2+}$ октаедри, утворюючи Fe^{2+}–Fe^{2+}-пари, напрями M–M яких орієнтовані переважно в площині (001) [2, 5].

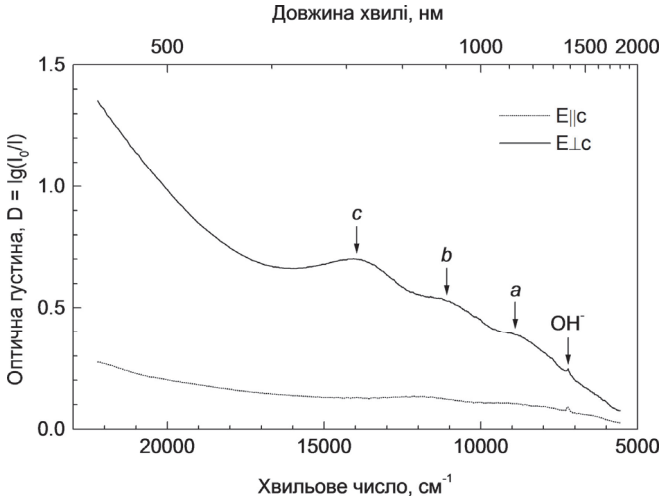

Рис. 1. Поляризований оптичний спектр поглинання біотиту зі св. 66 (глибина 556 м).
Тут і на рис. 2 смуги *a* і *b* – це смуги кристалічного поля йонів $^{VI}Fe^{2+}$, а смуга *c* – СПЗ $Fe^{2+}+Fe^{3+}\rightarrow Fe^{3+}+Fe^{2+}$. Як видно з порівняння кривих поглинання в двох поляризаціях $E||c$ і $E\perp c$, усі три смуги *a*, *b* і *c* виявлені переважно в поляризації $E\perp c$.

Крім смуг кристалічного поля *a* і *b*, у поляризації $E\perp c$ наявна широка інтенсивна строго поляризована ($E||c = 0$) смуга поглинання *c*, яка, згідно з результатами розкладення $E\perp c$-поляризованного спектра на компонентні гаусіани (рис. 2), має енергію близько 13 700 см$^{-1}$ і є значно ширшою, ніж смуги *b* і *a* (напівширина (ширина на половині висоти) $\nu_{1/2}$ = ~ 4 300, ~1 900 і ~ 2 700 см$^{-1}$, відповідно). Згідно з загальноприйнятою інтерпретацією, смуга *c* зумовлена електронними переходами з перенесенням заряду (СПЗ) $Fe^{2+}+Fe^{3+} \rightarrow Fe^{3+}+Fe^{2+}$ між різновалентними йонами заліза Fe^{2+} і Fe^{3+}, що займають суміжні катіонні позиції в октаедричних шарах структури слюди. Оскільки, на відміну від інфрачервоних смуг *a* і *b*, СПЗ *c* міститься у видимій частині спектра, то саме вона разом з краєм короткохвильового поглинання (УФ-смуги поглинання L→M, див. вище) найсуттєвіше впливає на забарвлення і характер плеохроїзму вивчених слюд з таким типом спектрів поглинання. Зазначимо, що зв'язок інтенсивності $E\perp c$-поляризованих смуг поглинання *a*, *b* і *c* з наявністю в структурі біотиту йонів Fe^{3+} однозначно доведений

Г. Смітом зі співавт. [8] під час вивчення впливу високотемпературного прожарювання в окисних і відновних середовищах на оптичні та мессбауерівські спектри біотиту.

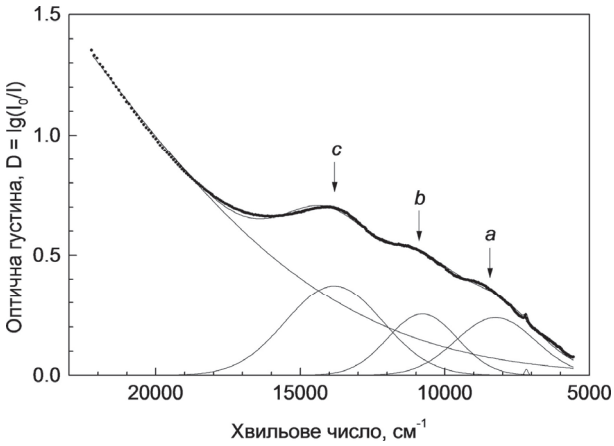

Рис. 2. Результати розкладення $E\perp c$-поляризованого спектра біотиту на компонентні гаусіани. Край короткохвильового поглинання апроксимований кривою, що є комбінацією кривих Гауса і Лоренца. Точками зображено результати покрокового вимірювання оптичної густини за однопроменевою схемою.

Інший тип спектра має значна частина вивчених зерен біотиту зі св. 741 (рис. 3). Головною їхньою відмінністю є те, що в $E||c$-поляризації в них чітко виявлена система смуг поглинання в ділянці 19 000–23 000 см$^{-1}$, зумовлена забороненими за спіном електронними переходами в іонах Fe^{3+} в тетраедричних позиціях структури біотиту [2]. Характерною особливістю цих смуг є їхня строга поляризація в $E||c$, що в випадку входження значної кількості заліза у вигляді $^{IV}Fe^{3+}$ приводить до появи в $^{IV}Fe^{3+}$-вмісних слюдах оберненої схеми плеохроїзму. Однак у вивчених взірцях оберненої схеми не простежено, оскільки, незважаючи на наявність смуг кристалічного поля йонів $^{IV}Fe^{3+}$ в $E||c$-поляризації, у спектрі цього біотиту загальне поглинання в поляризації $E\perp c$ значно більше, ніж у поляризації $E||c$, а на тлі інтенсивного краю поглинання чітко виявлені смуги *a*, *b* і *c*, і біотит має пряму схему плеохроїзму $E\perp c >> E||c$. У спектрі біотиту на рис. 3, *б* смуги *a*, *b* і *c* виявлені дуже слабко, проте внаслідок інтенсивнішого короткохвильового краю поглинання ($E\perp c >> E||c$) цей взірець теж має пряму схему плеохроїзму, незважаючи на наявність у його структурі, як це видно зі спектра в $E||c$-поляризації, іонів $^{IV}Fe^{3+}$.

Зазначимо, що хоча за вмістом заліза вивчені взірці біотиту належать до низькозалізистих відмін слюд з K_{Fe} = 0,30–0,35, за загальною інтенсивністю поглинання в $E\perp c$-поляризації, а отже, і за інтенсивністю забарвлення та характером плеохроїзму в деяких випадках вивчені взірці суттєво відрізняються між собою. Причому те, що спектри біотиту найбільше відрізняються саме в цій поляризації, свідчить, очевидно, про суттєвий вплив ступеня окиснення заліза на його спектроскопічні властивості, оскільки смуга перенесення заряду між іонами Fe^{2+} і Fe^{3+} (смуга *c*) виявлена лише в цій поляризації, а смуги кристалічного поля $^{VI}Fe^{2+}$ (смуги *a* і *b*) у сильно анізотропній, шаруватій структурі слюди підсилюються на декілька порядків завдяки обмінно-зв'язаній взаємодії з іонами Fe^{3+} в суміжних октаедричних структурних позиціях теж у поляризації $E\perp c$.

Найсуттєвіший внесок в оптичне поглинання, а отже, і в забарвлення біотиту, робить сильно плеохроїчний ($E\perp c >> E\|c$) короткохвильовий край поглинання. Тому візуально, під поляризаційним мікроскопом, вивчений біотит у петрографічних шліфах суттєво відрізняється між собою переважно саме варіаціями його інтенсивності. Особливо це добре видно в $E\perp c$-поляризованому світлі: зростання інтенсивності поглинання краю й основних смуг (*a*, *b* і *c*) зумовлює появу інтенсивнішого й темнішого забарвлення і буруватих відтінків у ньому.

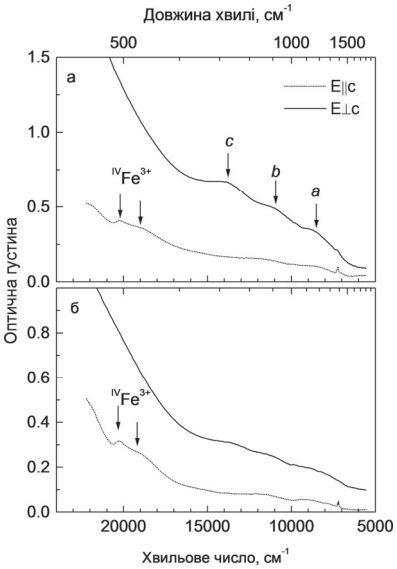

Рис. 3. Поляризовані спектри поглинання двох взірців біотиту зі свердловини 741, у яких виявлені $E\|c$-поляризовані смуги поглинання йонів $^{IV}Fe^{3+}$.

Для кількісної оцінки кольору матеріалів зазвичай використовують методи розрахунку колориметричних координат в одній із колориметричних систем. Щодо мінералів результати таких обчислень часто застосовують для їхнього розділення за родовищами, комплексами, парагенезисами, типоморфними ознаками тощо [4]. Та оскільки колір за природою є тривимірною величиною, а кольори в різних колориметричних системах описують трьома параметрами (координатами), то досить непросто відобразити варіації в забарвленні тих же взірців біотиту (як і інших мінералів та матеріалів загалом) на плоских двовимірних графіках. Наприклад, на графіку кольоровості (колірному трикутнику) в колориметричній системі *XYZ* точки, що відповідають кольоровості вивчених зерен у $E\perp c$-поляризації у разі освітлення стандартним джерелом С, яке імітує розсіяне денне світло, розташовані так, як показано на рис. 4.

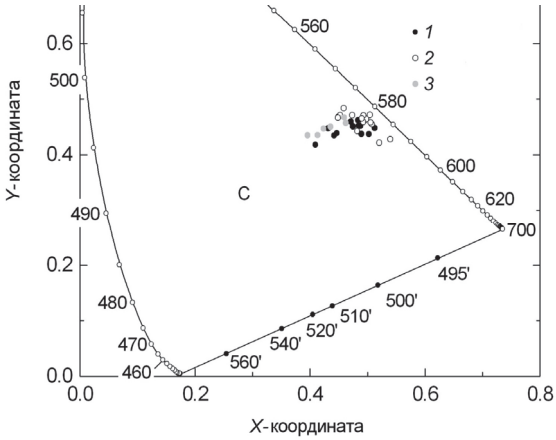

Рис. 4. Фрагмент колірного трикутника в колориметричній системі *XYZ* з нанесеними точками кольоровості вивчених взірців біотиту (обчислено за оптичними спектрами поглинання в поляризації $E\perp c$). Номер свердловини: *1* – 741; *2* – 966; *3* – 968.

Як бачимо, точки кольоровості біотиту із трьох свердловин (741, 966 і 968) суттєво перемішані між собою, і окреслити якісь більш-менш чіткі поля кольоровості для взірців з тієї чи іншої свердловини практично неможливо. Зазначимо, що довжина хвилі переважного колірного тону λ_k вивчених взірців коливається в межах від 572 до 587 нм, що відображає зміни в тональності забарвлення зерен біотиту в шліфах у поляризації $E \perp c$.

Якщо вслід за авторами праць [1, 2, 4] для оцінки забарвлення біотиту в поляризації $E \perp c$ знову скористатися колориметричною системою *XYZ* і одержані параметри нанести на діаграму λ_k–*Y*, де λ_k – довжина хвилі переважного колірного тону, а *Y* – яскравість забарвлення (колориметрична координата *Y*, %), визначені з $E \perp c$-поляризованих оптичних спектрів поглинання, то фігуративні точки взірців біотиту із трьох вивчених свердловин уже можна виокремити в поля, які, однак, знову досить суттєво перекриваються між собою (рис. 5). Зокрема, з діаграми бачимо, що більшість взірців біотиту зі св. 966 є темнозабарвленими, з низькими значеннями *Y* і найширшим діапазоном λ_k переважного колірного тону. З іншого боку, забарвлення більшої частина біотиту зі св. 968 значно вище за яскравістю, а значення λ_k варіюють у значно вужчих межах.

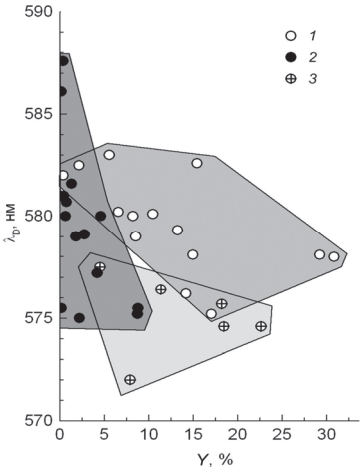

Рис. 5. Фігуративні точки і поля розташування вивчених взірців біотиту на діаграмі λ_k–*Y*, де λ_k – довжина хвилі переважного колірного тону, *Y* – яскравість забарвлення (колориметрична координата *Y*, %). Номер свердловини: *1* – 741; *2* – 966; *3* – 968.

Інтенсивність короткохвильового краю поглинання, який суттєво впливає на конфігурацію спектрів поглинання, а отже, і на забарвлення біотиту, особливо в $E \perp c$-поляризації, крім іонів заліза, може ще залежати від вмісту інших іонів-хромофорів, зокрема, від домішки Ti, який, як відомо, значно сприяє зростанню короткохвильового поглинання в цій поляризації завдяки інтенсивним УФ-смугам поглинання, зумовленим електронними переходами з перенесенням заряду $O^{2-} \rightarrow Ti^{4+}$, $Fe^{2+}+Ti^{4+} \rightarrow Fe^{3+}+Ti^{3+}$ і внаслідок так званого титан-ефекту [2].

Однак розкладенням спектрів на компонентні криві, як це показано на рис. 2, можна певною мірою абстрагуватися від впливу на оптико-спектроскопічні параметри вивчених взірців короткохвильового краю поглинання.

Одержані таким способом у "чистому" вигляді СПЗ $Fe^{2+}+Fe^{3+} \rightarrow Fe^{3+}+Fe^{2+}$ (смуга *c*) і смуги кристалічного поля йонів $^{VI}Fe^{2+}$ *a* і *b*, інтенсивність яких у поляризації $E \perp c$ залежать від концентрації йонів Fe^{3+} (див. вище), можуть слугувати індикатором ступеня окиснення заліза в октаедричному шарі структури вивчених взірців.

На рис. 6, *а*, *б* показано залежність інтенсивності *a*-, *b*- і *c*-смуг поглинання в $E \perp c$-поляризованих спектрах взірців біотиту зі свердловин 741 і 968, відповідно, залежно від глибини залягання. Як бачимо, оцінений таким способом ступінь окиснення домішки заліза в св. 741 виявляє певну ритмічність, причому в обох свердловинах інтенсивність смуги *c*, що зумовлена перенесенням заряду $Fe^{2+}+Fe^{3+} \rightarrow Fe^{3+}+Fe^{2+}$, загалом повторює ритмічність зміни інтенсивностей смуг *a* і *b* (що є смугами кристалічного поля йонів Fe^{2+}), підсилені електронно-обмінною взаємодією з сусідніми йонами $^{VI}Fe^{3+}$. Це спосте-

реження загалом узгоджується з інтерпретацією цих смуг, а саме – з тим, що і в тому, і в іншому випадку інтенсивність смуг визначена спільним чинником – концентрацією йонів Fe^{2+} і Fe^{3+} в суміжних октаедричних позиціях структури, а отже, – ступенем окиснення домішки заліза у взірці.

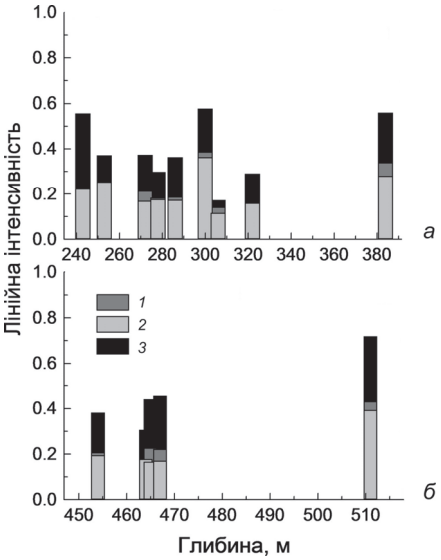

Рис. 6. Залежність інтенсивності смуг поглинання *a* (*1*), *b* (*2*) і *c* (*3*) в $E \perp c$-поляризованих спектрах біотиту від глибини відбирання взірців, свердловини 741 (*а*) та 968 (*б*).

Оцінений подібним способом ступінь окиснення заліза в межах вивченої колекції взірців біотиту зі св. 968 виявляє не таку чітку ритмічність, як у першому випадку (див. вище), і має певну тенденцію до збільшення зі зростанням глибини (віддаленням від активної зони розлому), чим, очевидно, окисно-відновні умови кристалізації біотиту з цих двох свердловин відрізняються між собою. Зазначимо також, що більшість взірців біотиту зі св. 966 мають настільки інтенсивний край короткохвильового поглинання, що на його тлі точність оцінки інтенсивності смуг поглинання *a*, *b* й особливо *c* унаслідок розкладення на компоненти (гаусіани) виявилась настільки низькою, що її результати тут не обговорюємо.

Загалом за типом оптичних спектрів поглинання можна припустити, що $^{IV}Fe^{3+}$ мають взірці біотиту з порід св. 741, що кристалізувався за умов певного дефіциту кремнезему порівняно із взірцями з двох інших свердловин 966 і 968. У цьому такий біотит близький до біотиту з карбонатитових порід комплексу, зокрема, з альвікітів [5]. Наголосимо, що умови кристалізації, за яких іони $^{IV}Fe^{3+}$ входили до структури, були не по всій товщі вивчених порід, а окремими смугами і виявлялись у спектрах біотиту з різним ступенем інтенсивності у вигляді $E \| c$-поляризованих смуг поглинання йонів $^{IV}Fe^{3+}$ (див. рис. 3), фіксуючи за розміщенням у розрізах свердловин канали проникнення метасоматизувальних розчинів, пов'язаних з карбонатитами. На інших ділянках свердловини в спектрах біотиту, відібраного, наприклад, із глибини 322 м, вони вже ледве виявлені, а з глибини 384 м їх нема, а сам спектр за конфігурацією дуже близький до спектра першого типу (див. рис. 1) з добре виявленими смугами *a*, *b* і *c* в $E \perp c$-поляризації.

Отже, унаслідок дослідження оптичних спектрів біотиту з кристалічних порід північної ділянки Чернігівської зони розлому можна зробити висновок, що серед вивчених взірців біотиту за оптичними спектрами наявні мінімум дві групи. Перша – "нормальні", притаманні процесам ранньої гранітизації кристалічного фундаменту за умов амфіболітової й епідот-амфіболітової стадій діафторитових перетворень гранулітових плагіопорід; друга – "перехідні до тетраферифлогопіту" з нормальною схемою абсорбції, притаманні процесу кристалізації в ділянках інфільтрації метасоматизувальних розчинів, пов'язаних з карбонатитами. Як з'ясовано, оптичні характеристики мінералу є чутливими індикаторами умов кристалізації, що реагують на загальний склад субстрату, у якому відбувається його кристалізація, на лужність та залізистість інфільтрувальних розчинів, з яких кристалізується мінерал, а також на окисно-відновний потенціал середовища кристалізації. Виявлені особливості слюд є надійними розшуковими критеріями наявності карбонатитів серед кристалічних порід.

Список використаної літератури

1. Окраска биотита как показатель фациального режима метаморфизма / В. М. Хоменко, А. Н. Платонов, И. Б. Щербаков [и др.] // Минерал. журн. – 1989. – Т. 11, № 5. – С. 36–44.
2. Платонов А. Н. Природа окраски минералов / А. Н. Платонов. – Киев : Наук. думка, 1976. – 264 с.
3. Платонов А. Н. Оптическая спектроскопия и люминесценция породообразующих слюд и хлоритов / А. Н. Платонов, В. М. Хоменко, А. Н. Таращан. – Киев : Наук. думка, 2013. – 297 с.
4. Природа и типоморфное значение окраски биотита (на примере северо-запада Украинского щита) / В. М. Хоменко, В. Ф. Гринченко, А. Н. Платонов, О. В. Зинченко // Минерал. журн. – 1988. – Т. 10, № 4. – С. 23–31.
5. Таран М. М. Оптико-спетрографічне вивчення магнезіально-залізистих слюд із карбонатитів та ультраосновних порід чернігівського комплексу Північно-Західного Приазов'я / М. М. Таран, С. Г. Кривдік, Н. Г. Павлова // Мінерал. журн. – 2013. – Т. 35, № 1. – С. 60–71.
6. Luhr J. The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices / J. Luhr, I. Carmichael and J. Varekamp // J. Volcanol. Geotherm. Res. – 1984. – Vol. 23. – P. 69–108.
7. Passchier C. Microtectonics / C. Passchier, R. Trouw. – Berlin; Heidelberg; New York : Springer-Verlag, 1996. – 290 p.
8. Smith G. Mössbauer and optical spectra of biotite: a case for Fe^{2+}–Fe^{3+} interactions / G. Smith, B. Howes, Z. Hasan // Physica Status Solidi. – 1980. – Vol. 57, N 2. – P. K187–K192.
9. Vernon R. H. Principles of Metamorphic Petrology / R. H. Vernon. – Cambridge University Press, 2008. – 478 p.

Стаття: надійшла до редакції 01.09.2014
прийнята до друку 02.12.2014

BIOTITE FROM CRYSTALLINE ROCKS OF NOVOPOLTAVSKYI AREA (CHERNIHIV FAULT ZONE, WEST PRE-AZOV REGION)

M. Taran[1], N. Yurchenko[1], S. Shnyukov[2]

[1]*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,*
34, Palladin Av.,03680 Kyiv, Ukraine
E-mail: igmr@igmof.gov.ua
[2]*Taras Shevchenko National University of Kyiv,*
90, Vasylkivska St., 03022 Kyiv, Ukraine
E-mail: mgp@univ.kiev.ua

Composition, crystallization temperature and polarized optical spectra of biotite from the crystalline rocks of Novopoltavskyi area (Chernihiv fault zone, West Pre-Azov Region) have been analyzed. Two types of optical spectra have been found in biotite. The first one is characterized only by the bands of electronic spin-allowed *dd*-transitions and by entry of Fe^{2+} and Fe^{3+} into octahedral structure positions that are peculiar to micas of migmatization early stages. The second one is also characterized by partial entry of a portion of Fe^{3+} into micas tetrahedral positions in infiltration parts of metasomatizing solutions that are associated with carbonatites, but with direct absorption scheme yet in contrast to tetraferriphlogopite.

Key words: biotite, optical spectroscopy, crystallization conditions, carbonatites, Chernihiv fault zone, West Pre-Azov region, Ukrainian Shield.

БИОТИТ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД НОВОПОЛТАВСКОГО УЧАСТКА ЧЕРНИГОВСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМА (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

М. Таран[1], Н. Юрченко[1], С. Шнюков[2]

[1]*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАНУ,*
просп. акад. Палладина, 34, 03142 г. Киев, Украина
E-mail: igmr@igmof.gov.ua
[2]*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,*
ул. Васильковская, 90, 03022 г. Киев, Украина
E-mail: mgp@univ.kiev.ua

Проанализировано состав, температуру кристаллизации и поляризованные оптические спектры биотита кристаллических пород рамы Новополтавского участка Черниговской зоны разлома в Западном Приазовье. В биотите выявлено два типа оптических спектров. Первый – только с полосами электронных разрешенных по спину *dd*-переходов и вхождением Fe^{2+} и Fe^{3+} в октаэдрические позиции структур, которые присущи слюдам ранних этапов мигматизации. Второй – тоже с частичным вхождением части Fe^{3+} в тетраэдрические позиции слюд в участках инфильтрации метасоматизирующих растворов, связанных с карбонатитами, но еще с прямой схемой абсорбции, в отличие от тетраферрифлогопита.

Ключевые слова: биотит, оптическая спектроскопия, условия кристаллизации, карбонатиты, Черниговская зона разлома, Западное Приазовье, Украинский щит.