

УДК 553.065.2(477.87)

ВИНИКНЕННЯ І РОЗВИТОК ФЛЮОРИТУ Й БАРИТУ У КВАРЦОВИХ ЖИЛАХ МУЖІЄВСЬКОГО РОДОВИЩА

Н. Словотенко, Л. Скакун, Б. Кіник

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Онтогенічним методом з використанням катодолюмінесцентного аналізу визначена послідовність мінералоутворення флюориту, бариту і кварцу в агрегатах жил Мужієвського родовища. Методами гомогенізації та кріометрії флюїдних включень виявлено температурні межі утворення досліджуваного парагенезису (170–230°C) за низької солоності флюїдів (0–12,5 мас. % NaCl-екв.). Доведено, що передумовою виникнення флюориту і бариту в кварцових жилах було утворення гелю кремнезему.

Ключові слова: епітермальна мінералізація, кварцові жили, барит, флюорит, золото, катодолюмінесцентний аналіз, флюїдні включення, Закарпаття.

Мужієвське золотополіметалеve епітермальне родовище належить до адуляр-серицитового типу [21]. Це близькоповерхнєве утворення, мінералізація якого формувалася за низьких значень температури і тиску. Рудні тіла родовища представлені сульфідними та сульфід-кварцовими жилами, мінеральний склад яких досить простий. З'ясовано [21], що флюорит, барит і кварц утворені під час другої барит-кварцової стадії, з якою пов'язаний основний етап формування золоторудної мінералізації [20]. Актуальність цього дослідження зумовлена потребою розшифрування послідовності утворення складних флюорит-баритових агрегатів у кварцових жилах на підставі онтогенічного аналізу для виявлення особливостей процесу мінералоутворення.

За достатньо значного поширення флюориту, бариту і кварцу в жильних тілах таких епітермальних родовищ, як Кавнік, Бая Маре (Румунія) [40], Банська Штявниці (Словаччина) [41], Берта (Іспанія) [34], Галлінас Маунтейнс (Нью-Мексико), Крід (Колорадо) [45], Сант-Лоренс (Ньюфаундленд, Канада) [38], Майн Анджела (Чубут, Аргентина) [35], Гал-Хая, Пологоє (Росія) [23] та інших, зовсім не вивчено механізму та причин одночасного утворення флюориту й бариту.

Мінеральні агрегати дають цінну генетичну інформацію стосовно особливостей процесів мінералоутворення досліджуваних об'єктів. Розшифрування онтогенічних характеристик, виявлених у структурно-текстурних особливостях кварцових жил, допомагає з'ясувати умови їхнього утворення. Наша мета – визначити послідовність та причини відкладення флюорит-баритової мінералізації кварцових жил.

Це дослідження не лише має прикладне значення для з'ясування послідовності формування мінералізації жил, а й стосується низки загальних питань гідротермального мінералоутворення епітермальних систем.

Геологічна позиція. Мужівське золото-поліметалеве родовище розташоване в межах Берегівського рудного поля (зона зчленування Закарпатського внутрішнього прогину і Панонського серединного масиву) в бортовій частині великої неогенової кальдери. Воно міститься в зовнішній прибортовій частині Берегівської вибухової кальдери над східним похилим її бортом.

Стратиграфічний розріз рудного поля і родовища представлений відкладами триас-юрського складчастого фундаменту і неогенового вулканогенно-осадового структурного комплексу. Міоценова вулканогенно-осадова товща складена трьома горизонтами ріолітових туфів (нижнього, середнього, верхнього), які перешаровані двома теригенними товщами (нижньою, верхньою). На верхніх горизонтах родовища розвинена аргілізація вмісних порід. На нижніх горизонтах породи зазнали метасоматичної переробки (альбітизація, калішпатизація).

Рудні тіла Мужівського родовища локалізовані у тріщинах відриву та сколювання, що сконцентровані у вигляді розломних зон північно-східного (розломна зона VI) або субширотного західного і північно-західного (розломні зони VIII, X, XII, XV, XVI, XIX, XXIII) простягання. Часто розломні зони контрольовані речовинними неоднорідностями в товщі та розміщені вздовж тіл туфізитів (розломи VIII, X та XII). З субширотними розломами пов'язані сульфідні, кварц-сульфідні, кварц-баритові, кварц-гетитові і кварцові жили та прожилково-вкраплені зони. Потужність жил коливається від 0,01 до 3,0 м.

Методика досліджень. У разі вибору методів дослідження головну увагу приділяли онтогенетичному методу мінералогії, зміст якого полягає в аналізі анатомії мінеральних індивідів та вікових взаємовідношень між індивідами для з'ясування кристалізаційної історії мінеральних агрегатів і мінеральних тіл [29]. Онтогенічний аналіз виконували в декілька послідовних етапів. Досліджували просторові взаємовідношення між складовими мінералами, морфологію, анатомію індивідів, межі між ними. Просторово-часові взаємовідношення індивідів мінералів у агрегатах вивчали на підставі критеріїв одночасного і послідовного росту, розроблених у працях Д.П. Григор'єва [6] та Б.В. Чеснокова [28]. Головна ознака одночасного росту – наявність індукційних меж між мінеральними індивідами [28]. Критерії послідовного росту ґрунтуються на аналізі розподілу центрів зародження індивідів у просторі та аналізі меж між ними, до яких застосовують головний принцип стратиграфії: кожен перекривний шар молодший від попереднього [29].

Конституцію індивідів, мікроструктуру агрегатів вивчали за допомогою електронної мікроскопії та катодолюмінесцентного аналізу. Катодолюмінесцентний аналіз проводили електронним сканувальним мікроскопом JEOL JSM-T220A з використанням катодолюмінесцентного детектора з довжиною хвиль від 400 до 650 нм (аналітики Р.Я. Серкіз, Б.А. Кіник). Взірці у вигляді полірованих пластинок напилували вуглецем для запобігання накопиченню електричного заряду протягом дослідження. Швидкість сканування променю – 20 с з роздільною здатністю 1024×860 пікселів, 256 відтінків сірого. Напряг електронного променя – 30 кВ і 200 нА.

Цей метод використовують для дослідження складу і структури мінералів, їхніх генетичних характеристик і типоморфних властивостей, він допомагає реконструювати хід мінералоутворювальних процесів. Його застосовують як інструмент для виявлення ростової зональності або відмінностей у будові кристалів різних генерацій, непомітних під оптичним мікроскопом.

Під час дослідження флюїдних включень у кварці, бариті та флюориті для з'ясування хімічного складу формувальних розчинів і температури утворення парагенезису використовували методи гомогенізації та кріометрії. Перед початком експериментів пластинки, відполіровані з двох боків, детально вивчали під петрографічним мікроскопом. Флюїдні включення спочатку виявляли зі збільшенням, реєстрували їхнє розміщення, походження, розмір, тип, виявляли просторові, часові, текстурні та фазові співвідношення. Критерії первинності-вторинності включень визначали за [7].

Кріометричний аналіз виконували у кріокамері, сконструйованій А.А. Томіленком і Н.Ю. Осоргіним [14]. Точність визначення температури евтектики, кінцевої температури плавлення льоду $\pm 0,2^\circ\text{C}$. Кріокамера оснащена подвійною термопарою мідь-константанового складу, нульову точку фіксували за температурою плавлення льоду.

Методика кріометричного аналізу ґрунтується на визначенні параметрів розчинів, законсервованих у включеннях, під час охолодження для з'ясування їхнього складу і концентрації [2]. В нашому випадку вимірювали температуру евтектики і температуру відтаювання розчинів. Температура евтектики індивідуальна для кожної водно-сольової системи. Розчини однакового компонентного складу, але різної концентрації мають однакову температуру евтектики, на підставі чого їх можна відрізнити від розчинів іншого складу. Ця властивість розчинів дає змогу використовувати температуру кристалізації евтектики для визначення типу водно-сольової системи [2].

Солоність розчинів розрахована за температурою танення кристалів льоду за допомогою рівняння [33]

$$C = 0,00 + 1,78 \cdot T_{\text{пл}} - 0,0442 \cdot T_{\text{пл}}^2 + 0,000557 \cdot T_{\text{пл}}^3, \quad (1)$$

вона виражена у масових відсотках NaCl еквівалент (мас. % NaCl-екв.); $T_{\text{пл}}$ – температура плавлення.

Для спостереження за гомогенізацією газопо-рідинних включень використовували такі прилади: мікроскоп Біолам ЛОМО, термокамеру, розроблену за [12], блок регулювання температури ЛАТРТ-1М, реєструвальний прилад КВП-501. Точність визначення температури гомогенізації $\pm 5,0^\circ\text{C}$.

Будова флюорит-барит-кварцових агрегатів. Структури і текстури складених кварцом агрегатів представлені такими головними групами: масивні приховано-кристалічні; масивні, кавернозні або тичкуваті середньо-, крупнокристалічні; тичкуваті, крустифікаційні, друзові, смугасті. Найхарактернішими та поширеними для жильних агрегатів є зональні, смугасті текстури з окремими зонами відмінної будови. Переходи між текстурними різновидами кварцу неконтрастні, поступові. Серед смугастих текстур поширені ритмічно-смугасті. Кварц у жилах відкладався з гелю кремнезему [22], який заміщав карбонатні агрегати шляхом гелевого метасоматозу.

Барит у кварцових агрегатах формує смуги, складені індивідами, повернутими під різним кутом один до одного. Зонам поширення бариту притаманна однорідна розмірність його індивідів. Розмір індивідів бариту змінюється від часток міліметра до перших сантиметрів. Барит розміщений в основній масі кварцу і тяжіє, головню, до центральних частин жил.

Флюорит локалізований у зальбандах жил і прожилків у вигляді дрібно-, середньокристалічних агрегатів. Потужність зон флюориту – міліметри, може досягати перших сантиметрів. Агрегати флюориту зальбандів жил бувають ізометричного

або тичкуватого обрису. В ізометричних агрегатах флюорит слабкого зеленого відтінку або безбарвний, у тичкуватих – ясно-голубий. Напря́м росту агрегатів флюориту – від стінок до центра прожилку. Окрім названих різновидів флюориту, видимих неозброєним оком, в основній масі жильного кварцу трапляються його окремі дрібні ізометричні зерна, їхні скупчення та октаедричні мікрочастинки. З віддаленням від зальбандів жил простежується ритмічна зональність у прояві зароджень дрібних індивідів флюориту, представлених ізометричними зернами розміром 1–3 мм: кварцові зони без флюориту чергуються з зонами, в яких є дрібні зерна флюориту.

Напря́м росту індивідів фіксують завдяки наявності зони прикріплення флюориту на кварці та ростової зональності індивідів, виявленій катодолюмінесцентним методом. Ці індивіди флюориту мають власні грані лише з одного боку, ростова зональність розвинута саме під цими гранями. Флюоритові зерна ростуть у напрямі до центра жили і мають зону прикріплення, яка слугує орієнтиром початку росту зерна.

Матеріал жильного кварцу зовнішньо більш-менш однорідний, а під час катодолюмінесцентних досліджень виявлено неоднорідну будову його агрегатів. Перші зародження кварцу не мають катодолюмінесцентних властивостей (рис. 1).

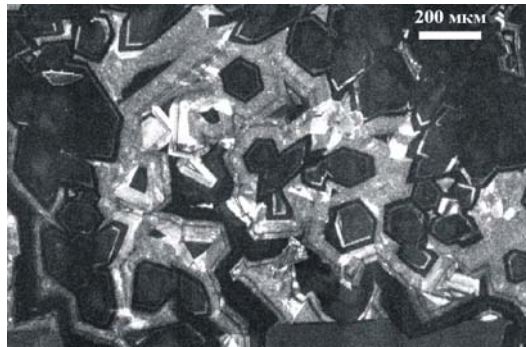


Рис. 1. Катодолюмінесцентне зображення кварцового агрегату зональних індивідів (рудне тіло XIX). У центральних ядерних частинах індивідів нема або слабо виявлена катодолюмінесценція, периферійні зони мають інтенсивне катодолюмінесцентне свічення.

З рис. 1 бачимо, що в центральних зонах індивідів агрегату кварцу катодолюмінесценції нема або вона виявлена слабо. У межах індивіда ростові зони відрізняються за потужністю, яку вимірюють десятками мікронів, активність свічення у зонах відмінна. В індивідах простежено однакову ритмічність у чергуванні ростових зон, їхня потужність стала. Це свідчить про синхронність процесу утворення індивідів у цьому агрегаті та одночасне захоплення домішок одноіоновими індивідами.

Наявність катодолюмінесцентного свічення – належність периферійних ростових зон індивідів та пізніх зароджень кварцу. В об'ємі індивідів кварцу виявлена тонка осциляційна зональність (рис. 2) та зональна секторіальність (рис. 3). Товщина зон в індивідах змінюється від перших до сотень мікронів.

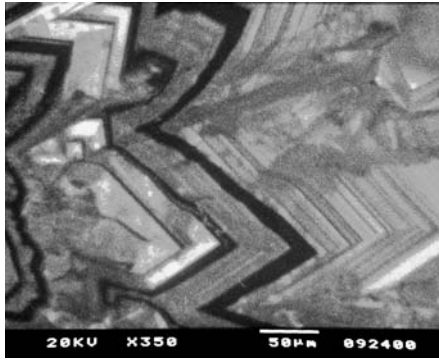


Рис. 2. Катодолумінесцентне зображення агрегату кварцу з тонкою осциляційною зональністю (рудне тіло XIX).



Рис. 3. Катодолумінесцентне зображення кварцового агрегату (рудне тіло XIX). Справа розміщений прихованокристалічний агрегат кварцу, на який наростав дрібнозернистий агрегат секторіально неоднорідних індивідів кварцу.

Барит у кварці зароджувався і ріс у підвищеному стані (рис. 4). Навколо індивідів бариту виявили [22] обростання індивідами кварцу та метричний відбір [11] індивідів кварцу, а в деяких випадках і облямівки халцедону. Окрім наростань кварцу на грані бариту наявні інші варіанти взаємовідношень бариту з кварцом. Катодолумінесцентними дослідженнями барит-кварцових агрегатів виявлено ділянки контакту тих мінералів, у яких кварц не наростає на грані бариту.

Ростова зональність кварцових індивідів, видима завдяки катодолумінесценції, відображає “самостійність” зароджень кварцу: ядра кварцових індивідів розташовані на відстані сотень мікронів від грані бариту (рис. 5). Окремі індивіди кварцу, які безпосередньо контактують з баритом, вриваються у нього.

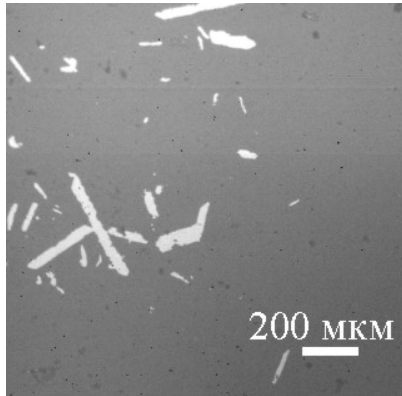


Рис. 4. Індивіди бариту в кварцовій масі (рудне тіло XVI). BSE-зображення: барит світлий, кварц темний.

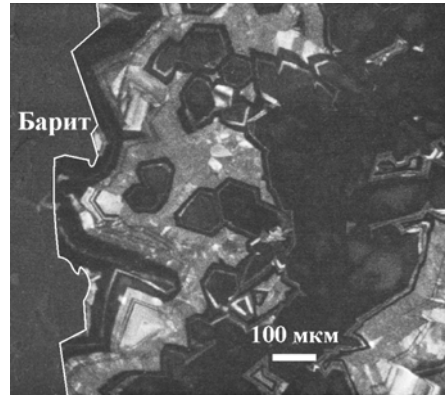


Рис. 5. Катодолумінесцентне зображення барит-кварцових агрегатів (рудне тіло XIX). Межі між кварцом і баритом (обведені білою лінією) є індукційними поверхнями.

З рис. 5 видно, що ростові зони індивідів кварцу з боку граней бариту частково зрізані. Зрозуміло, що барит не дав змоги розвинути саме периферійним молодшим зонам кварцу. Він обмежив формування зональності кварцу й утворив невеликі обростання навколо індивідів кварцу, що прилягали безпосередньо до його грані. На межі двох мінералів є невелике обростання баритом частини індивіда кварцу, що контактує з ним. Нерівна зигзагоподібна межа між індивідами кварцу та індивідом бариту – ніщо інше, як індукційна ростова поверхня. Наявність індукційних поверхонь відображає “змагання” мінералів за об’ємний простір за умов одночасного росту [6].

У кварц-баритових агрегатах привертають увагу своєрідні структури бариту. Вони представлені зірчастими й каркасними утвореннями, що складені індивідами бариту. Баритові “зірки” (рис. 6) – це променисті угруповання дрібного бариту, орієнтовані радіально навколо окремого індивіда бариту. Каркасні структури – це побудови бариту з трьома переважними осьовими напрямками орієнтації індивідів (рис. 7). Обидва типи структур бариту простежуються у дрібнозернистих барит-кварцових агрегатах.

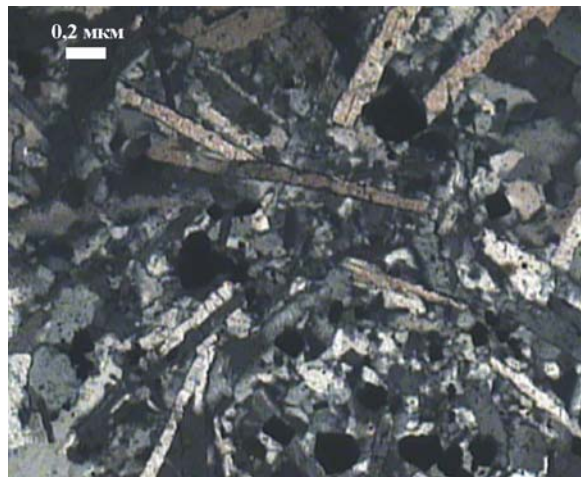


Рис. 6. Зірчасте скупчення кристалів бариту в агрегаті кварцу (рудне тіло XIX). Ніколі \times .

Індивіди бариту у зірчастих скупченнях та каркасних утвореннях поєднані між собою точковими контактами. Поверхнями граней вони між собою не контактують. Каркасні й зірчасті радіальні текстури бариту формувалися в умовах вільного росту індивідів у підвішеному стані – у в’язкій масі гелю кремнезему. Подібні каркасні утворення, як і зірчасті скупчення, не виявлені у крупнокристалічних агрегатах кварцу. Очевидно, вони формувалися там, де початково виникла велика кількість зародків бариту. Індивіди бариту, розташовані у гелевому матриксі, взаємодіяли між собою й орієнтувалися у просторі з урахуванням близькості багатьох сусідніх індивідів. Вони відштовхувалися гранями і будували об’ємну структуру, в якій кількість контактів між індивідами була би мінімальною.



Рис. 7. Каркасна текстура дрібнозернистого агрегату бариту з трьома осьовими напрямками орієнтації бариту (рудне тіло XIX). Ніколі \times .

Наявність зони прикріплення – визначна риса виділень флюориту, на відміну від бариту, в агрегатах якого її нема. Флюоритові ізометричні зерна наростають на кварц, навколо них утворюються обростання прозорих індивідів кварцу. Розмір дрібного агрегату кварцу з віддаленням від грані флюориту збільшується. Подібно до взаємовідношення бариту і кварцу, у флюорит-кварцових агрегатах навколо флюориту також простежується метричний відбір індивідів кварцу [11]. Поверхні контакту зерен флюориту з кварцом індукційні. Як у барит-, так і у флюорит-кварцових агрегатах зафіксовано кварцові обростання навколо індивідів бариту і флюориту та індукційні межі між цими мінералами. Деколи флюорит на своєму шляху захоплював індивіди бариту, частково або повністю заповнюючи проміжки між ними (рис. 8). В останньому випадку він, очевидно, формувався пізніше від бариту, але випереджував кварц за швидкістю кристалізації.

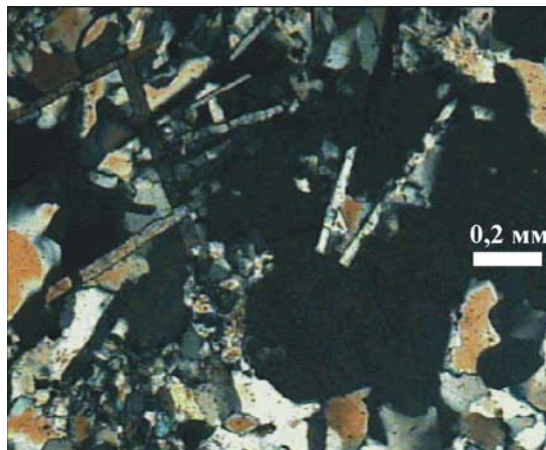


Рис. 8. Флюорит обростає індивіди бариту (рудне тіло XXIII). Ніколі \times .

Вірогідно, невеликі ізометричні зерна флюориту зароджувались і росли початково у вигляді октаєдрів. Ця гіпотеза ґрунтується на мікроскопічних спостереженнях. Усередині одного з флюоритових зерен знайдено октаєдричний фантом (рис. 9). Можливо, він помітний завдяки зміні показника заломлення флюориту – флюорит часто має аномальне слабке двозаломлення з $N_{p\perp}(001)$ [24]. Не виключено, що фантом помітний унаслідок припинення росту октаєдричного індивіда та наступної заміни гранного росту на розщеплений.

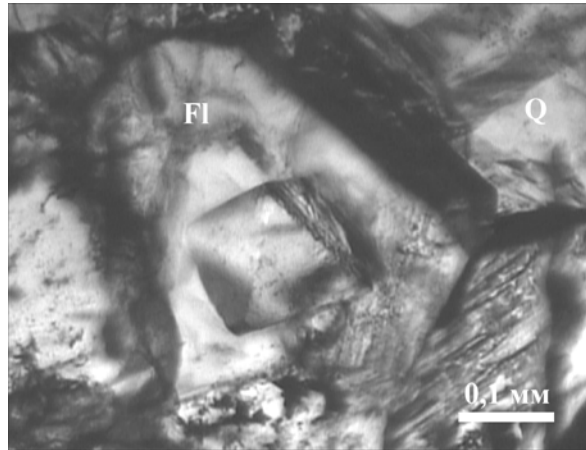


Рис. 9. Октаєдричний фантом у зерні флюориту, оточеному кварцом (рудне тіло XXIII).

Внутрішню будову дрібних індивідів флюориту досліджували катодолюмінесцентним методом (рис. 10). Індивід флюориту має зональну будову; фрагменти розщепленого і пошарового росту, виявлені з допомогою катодолюмінесцентного аналізу, чергуються між собою. Індивід виглядає (див. рис. 10) як взаємно проросле утворення монокристалічної матриці з осциляційною зональністю та розгалужених скелетів. Ділянки розщепленого росту складаються з численних дрібних субіндивідів, які починали ріст від колишньої поверхні індивіда. Кристалізація флюориту відбувалась шляхом збірної роботи його власної фазової межі. Процес починався з сорбції поверхнею індивіда необхідних компонентів з гелю. Домішкові елементи, які в умовах дифузійного росту грані початково відштовхувалися, але не відводилися від поверхні індивіда, входили в структуру флюориту та ставали зародками численних субіндивідів. Новоутворені субіндивіди, локалізуючи несумісні домішкові елементи, формували видовжені відростки та розгалуження, які утворюють зони розщепленого росту. Вони поховані монотонними шарами вільнішої від домішок кристалічної фази. І скелетні розгалуження, і пошарова матриця з осциляційною зональністю є ознаками помітного дифузійного впливу середовища.

Причини виникнення ростової зональності індивідів. Ростова неоднорідність зональних індивідів досить широко виявлена в природних ростових системах. Моделі, які пояснюють формування ростової зональності, ґрунтуються на уявленні про переважне поглинання (адсорбцію) домішкового елемента гранями кристалів і **конкуренцію** швидкостей росту грані та дифузії домішки [44]. Швидкість росту

грані кристала в таких моделях визначає лише, чи встигає зберігатись у процесі росту неоднорідність, створена селективним поверхневим збагаченням грані. Іншими словами, швидкість росту відіграє консервативну роль, зберігає неоднорідності, але не бере участі безпосередньо в їхній генерації.

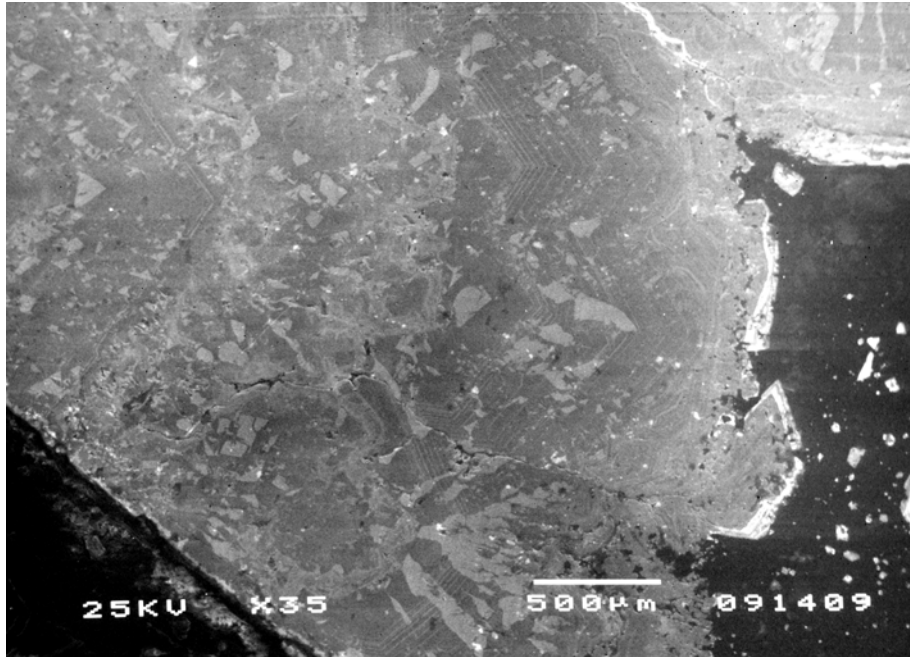


Рис. 10. Катодолюмінесцентне зображення зерна флюориту. Внутрішня будова має тонку осциляційну зональність та ділянки розщепленого росту (рудне тіло XXIII).

Під час росту кристала хронологічно різні шари або зони часто мають відмінний склад, унаслідок чого утворюються кристали з концентричним розподілом концентрацій компонентів. Входження домішкових елементів у структуру кристалічної ґратки мінералу контролюване коефіцієнтом фракціонування [5]. Головні чинники, які приводять до нерівноважного розподілу компонентів у разі кристалізації, – повільна дифузія до поверхні кристала, кінетичний “відбір” частинок на поверхні, відмінність термодинамічних властивостей поверхні та об’єму кристала [23]. У випадку дифузійного механізму росту швидкість росту зерна визначена швидкістю дифузії в системі. Якщо низька швидкість масоперенесення приводить до “голодування” грані, то поверхня кристала може захоплювати всю речовину, яку доставляє дифузія [5]. Оскільки ширина дифузійної зони мала, то дифузійні процеси здатні привести до формування зонального розподілу компонентів лише в порівняно вузьких зонах (шириною в сотні мікронів).

Унаслідок різної швидкості росту граней концентрації домішок є відмінними у різних секторах росту. Окремі сектори завдяки вибіркової адсорбції по-різному захоплюють домішки. Значення коефіцієнта фракціонування між розчином і поверх-

невою сіткою атомів для граней різних кристалографічних індексів відмінні, тому різною є кількість домішок, захоплена цими гранями [23]. Ділянки кристалів, сформовані різними гранями, утворюють сектори або піраміди росту.

Катодолюмінесценція жильного кварцу є свідченням накопичення домішок у системі кристалізації під час росту індивідів. Наймолодші зони індивідів кварцу та агрегати, які формувались останніми, мають найактивніше катодолюмінесцентне свічення. Те, що саме пізні зони індивідів збагачені домішковими елементами, є ознакою кристалізації кварцу в закритій системі, звідки речовина не виводилась. На завершальних стадіях росту індивіди були вимушені захоплювати домішки, які утримувались у середовищі. Збагачені домішками зони спричинювали концентраційні напруження, які компенсувались дислокаціями кристалічної ґратки. Внаслідок цього в індивідах кварцу простежено розвиток розщепленої і блокової будови периферійних зон кварцових агрегатів.

У мінералах катодолюмінесценцію зумовлюють центри свічення, якими, зокрема, можуть бути точкові дефекти кристалічної ґратки, що виникають під час входження в структуру сторонніх іонів. Найчастіше катодолюмінесценція кварцу зумовлена центрами, що містять атоми Al^{3+} , Fe^{3+} , Ge^{4+} , Ti^{4+} , де компенсаторами заряду є H^+ , Li^+ , Na^+ [40]. Спектральні кількісні аналізи жильного кварцу Берегівського рудного поля [18] дали змогу виявити в ньому домішки Au, Ba, Be, As, Sb, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Zn, Mn, Ag, Ni, Fe, Ti, Co, Ga, Al, Mg, Ca, V, Li, Na; серед них є хімічні елементи, що приводять до катодолюмінесценції у кварці [40]. Спектральним аналізом [8] у флюориті виявлено La, Y, Yb.

Дослідження флюїдних включень. Флюїдні включення мінералів Берегівського рудного поля в різні роки вивчали В.М. Брандибура [3], Б.В. Заціха [8], З.І. Ковалишин, М.Д. Братусь [9], З.І. Ковалишин зі співавт. [10], Е.Л. Платонова зі співавт. [17], М.О. Вітик [44], Б.Г. Ремешило [18], Л.З. Скакун [18, 21, 44]. Ми зосередили увагу лише на дослідженні флюїдних включень кварцу, бариту і флюориту.

Мікротермометричні дослідження флюїдних включень виконували у прозорих різновидах дрібно-, середньо- та крупнокристалічного кварцу, в індивідах бариту і флюориту, розміщених у жильній масі кварцу, у флюориті зальбандових облямівок і тичкуватих радіальних агрегатів.

За результатами термометричних досліджень загальний діапазон коливань температури гомогенізації флюїдних включень кварцу становить 170–230°C. Найпоширеніший інтервал замірів у цьому діапазоні – 190–220°C, максимальний пік частоти замірів на гістограмі розподілу значень температури гомогенізації кварцу (рис. 11) припадає на 200–210°C. Незначна кількість включень у кварці гомогенізувалась за $T = 170\text{--}180$ та $220\text{--}230^\circ\text{C}$. Солоність флюїдів включень кварцу змінюється у межах 0–6,5 мас. % NaCl-екв. Гострий максимум частоти замірів зафіксовано в інтервалі 4 мас. % NaCl-екв. (рис. 12), приблизно однакова частота замірів солоності флюїду припадає на значення 0 та 6 мас. % NaCl-екв. Температура евтектики відтаювання флюїдів включень кварцу коливається від (–38,0) до (–10,6)°C, максимальна кількість заміряних значень цього інтервалу вкладається у проміжок (–21)–(–22)°C (рис. 13). Іонний склад розчину за визначеними температурами евтектики відповідає наявності катіонів Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ та аніонів Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} [2].

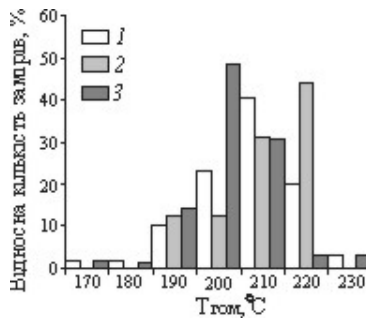


Рис. 11. Варіації температури гомогенізації флюїдних включень у кварці (1), бариті (2) і флюориті (3).

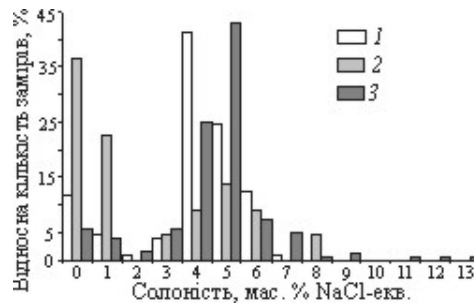


Рис. 12. Варіації солоності флюїдів включень у кварці (1), бариті (2) і флюориті (3).

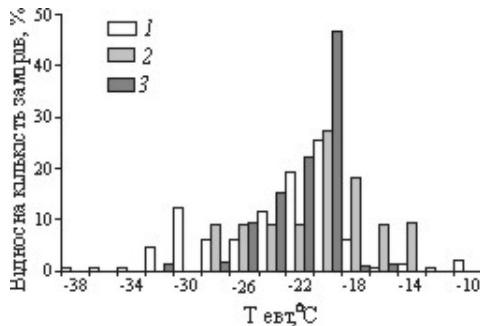


Рис. 13. Варіації температури евтектики флюїдних включень у кварці (1), бариті (2) і флюориті (3).

Включення бариту гомогенізувалися за температури 183–220°C. Найпоширеніший інтервал замірів температури гомогенізації в цьому діапазоні становить 210–220°C (див. рис. 11). Солоність флюїдів включень коливається від 0 до 8 мас. % NaCl-екв. На гістограмі розподілу значень солоності (див. рис. 12) привертають увагу два максимуми: найбільший у проміжку 0–1 мас. % NaCl-екв., менший – в інтервалі 4–6 мас. % NaCl-екв. Температура евтектики включень бариту змінюється в межах від (-29,0) до (-15,5)°C, що відповідає наявності катіонів Na^+ , K^+ , NH_4^+ та аніонів Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} у складі розчинів флюїдних включень [2]. На гістограмі розподілу значень температури евтектики (див. рис. 13) максимум частоти замірів простежено у межах від (-22) до (-20)°C.

Флюїдні включення флюориту гомогенізувалися за температури 170–230°C. Діапазон найпоширеніших значень температури гомогенізації становить 200–210°C (див. рис. 11). Солоність розчинів флюїдів включень флюориту коливається у межах 0–12,4 мас. % NaCl-екв. Інтервал найпоширеніших замірів у цьому діапазоні – 4–5 мас. % NaCl-екв. (див. рис. 12). Температура евтектики флюїдних включень флюориту коливається від (-33,6) до (-17,2)°C. На гістограмі розподілу значень температури евтектики видно гострий максимум, що відповідає значенню температури (-20)°C (див. рис. 13). За температурою евтектики компонентний склад водно-сольових систем розчинів включень флюориту має катіони Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ та аніони Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} [2].

Як бачимо, флюїдні включення кварцу, бариту і флюориту гомогенізувалися у близьких температурних інтервалах – 1700–230°C. Найпоширеніші інтервали зна-

чень температури гомогенізації цих мінералів також збігаються і відповідають проміжку 180–220°C (див. рис. 11). За гістограмою розподілу температури гомогенізації досліджуваних мінералів (див. рис. 11), максимальна частота замірів у кварці відповідає температурі 210°C, у бариті – 220, у флюориті – 200°C.

Головна кількість заміряних значень солоності розчинів флюїдів включень кварцу, бариту і флюориту є в межах 0–8 мас. % NaCl-екв. та не виходить за цей інтервал, лише у флюориту солоність окремих включень досягає 12,4 мас. % NaCl-екв. На гістограмі розподілу солоності флюїдів усіх трьох мінералів виразно видно два максимуми: 0–1 та 4–6 мас. % NaCl-екв. (див. рис. 12), між якими є депресія, обмежена інтервалом у 2–3 мас. % NaCl-екв. У кварцу максимум солоності відповідає значенню 4 мас. % NaCl-екв., другий максимум, пов'язаний з солоністю 0 мас. % NaCl-екв., у нього виявлений слабше. Натомість у бариту простежено виразний крутий максимум в інтервалі 0–1 мас. % NaCl-екв., а пологий максимум відповідає значенню солоності 5 мас. % NaCl-екв. Розподіл частоти замірів солоності флюїдів включень флюориту, подібно до кварцу, має малий пік у межах 0–1 мас. % NaCl-екв. та гострий пік у 5 мас. % NaCl-екв. Найменша кількість замірів значень солоності флюїдних включень флюориту відповідає проміжку у 8,0–12,4 мас. % NaCl-екв.

Загальний інтервал температури евтектики кварцу, бариту, флюориту коливається в межах від (–28) до (–16)°C (див. рис. 13). Відхилення в бік вищої температури простежено у кварцу (до –11°C) і бариту (до –14), у бік нижчих – у кварцу (–38) і флюориту (–32°C). Найбільший розкид значень температури евтектики виявлено у кварцу. Максимум кількості замірів усіх трьох мінералів збігається і має значення від (–22) до (–20)°C. Такий інтервал температури евтектики відповідає наявності катіона Na^+ та аніонів Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} [2].

Залежність температури гомогенізації від солоності флюїдних включень кварцу показана на рис. 14,а. Результати замірів вкладаються у поле, горизонтально видовжене по осі абсцис, обмежене відрізком у 178–226 °C. Поле замірів не поширюється вище значень солоності 6,5 мас. % NaCl-екв. по осі ординат.

Включення бариту в тих самих координатах має подібну залежність (див. рис. 14,б). Загалом, обидві діаграми, побудовані за даними вимірювань температури гомогенізації і солоності, подібні. Відмінність полягає лише у кількості замірів та переважанні нульових значень солоності у включеннях бариту.

Поле замірів температури гомогенізації залежно від солоності флюїдних включень флюориту (див. рис. 14,в) має відмінну конфігурацію. Видно, що найбільша щільність розташування заміряних значень є в межах 185–210°C. Інтервал зміни солоності флюїду включень флюориту зростає вдвічі, хоча найпоширеніший інтервал значень солоності такий, як у кварцу й бариту, і становить 3–6 мас. % NaCl-екв. Подібно до кварцу й бариту у флюориті зафіксовано включення зі значеннями солоності, близькими й такими, що дорівнюють 0 мас. % NaCl-екв.

Діаграма залежності температури евтектики від солоності флюїдних включень досліджуваних мінералів показана на рис. 15.

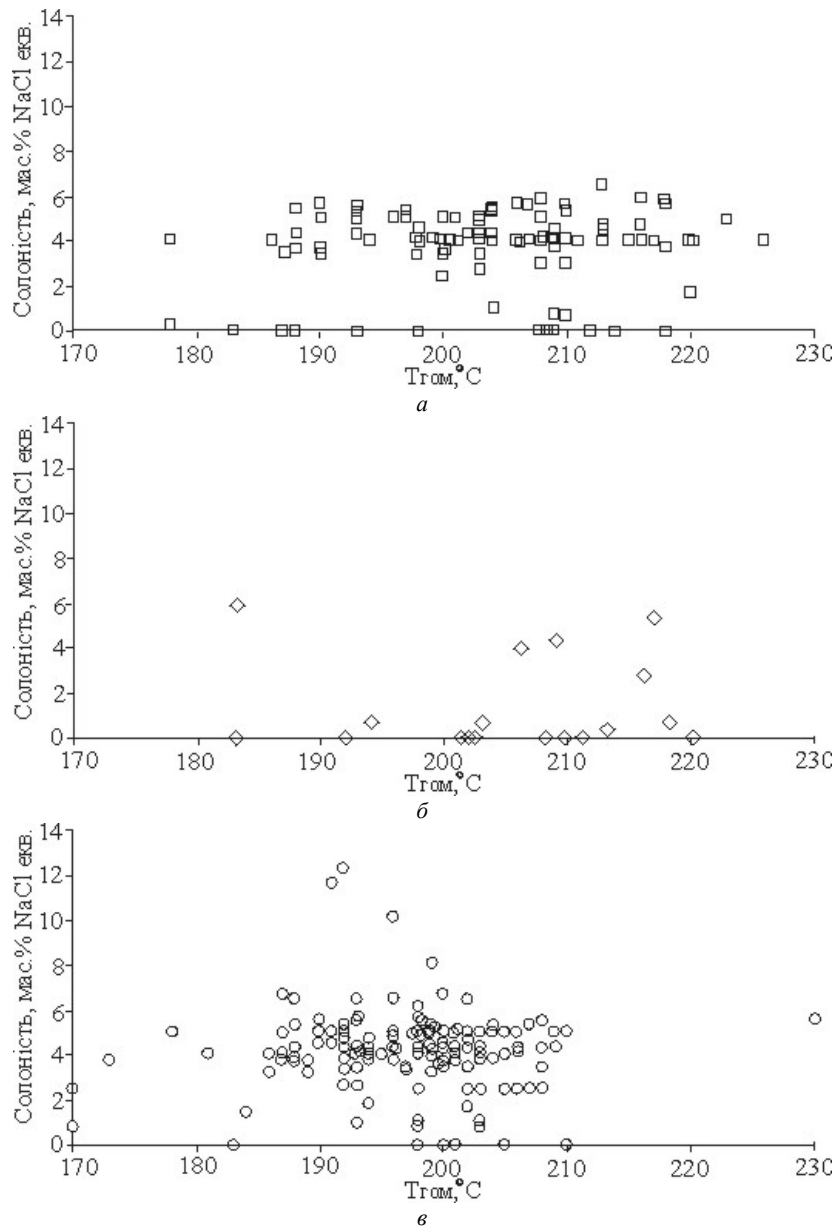


Рис. 14. Залежність температури гомогенізації від солоності флюїдних включень у:
a – кварці, *б* – бариті, *в* – флюориті.

У кварцу діапазон коливань температури евтектики (див. рис. 15,*a*) більший, ніж у бариту і флюориту, – поле замірів кварцу розтягується вздовж осі абсцис. У бариту розкид заміряних значень (див. рис. 15,*б*) майже вдвічі менший по осі абсцис, ніж у кварцу. Включення флюориту (див. рис. 15,*в*) порівняно з кварцом

мають вужчі межі значень температури евтектики. Характерні відмінності цієї діаграми від попередніх – зростання солоності флюориту до 12,4 мас. % NaCl-екв. та найбільша сконцентрованість замірів температури евтектики в інтервалі від (-28) до (-20)°C.

Ці результати характеризують просторову залежність параметрів флюїдних включень не вздовж простягання рудних тіл, а впоперек жили. На підставі аналізу наведених даних стосовно флюїдних включень флюорит-барит-кварцових агрегатів виявилось, що головну масу включень характеризує подібність визначених параметрів, які є результатом одночасного утворення їхніх мінералів-господарів у спільній системі мінералоутворення. За визначеними температурами гомогенізації (див. рис. 11) першим кристалізувався барит (220°C). Далі утворювався кварц (210°C). Максимум кількості замірів $T_{\text{гом}}$ флюориту припадає на 200°C, що свідчить про пізніше його утворення. Однак головну кількість замірів зроблено саме в індивідах флюориту, які наростали на вже сформовані агрегати кварцу. Повністю характеризувати флюїди системи за допомогою термометрії включень важко, оскільки включення кварцу вимірювали у дрібнозернистих до крупнозернистих його агрегатах, а прихованокристалічні різновиди кварцу залишилися поза увагою.

Виникнення та розвиток флюориту і бариту. Барит і флюорит – два мінерали, що взаємно виключають один одного. Вони мають низьку розчинність і не можуть відкладатися з одного розчину. Одночасне утворення бариту і флюориту можливе лише в разі змішування розчинів різного складу: розчину, який містив іони Ba^{2+} і F^- , і розчину, збагаченого Ca^{2+} і SO_4^{2-} [26, 28, 33, 43].

Смугасти розподіл флюориту і бариту в масі жильного кварцу відображає появу центрів кристалізації мінералів у лінійних зонах. Центри кристалізації бариту і флюориту по вузьких паралельних лінійних зонах могли виникнути у масі гелю кремнезему внаслідок дифузійного руху та взаємодії іонів Ca^{2+} з F^- та Ba^{2+} з SO_4^{2-} . Хімічна реакція відбувалась на межі поділу, коли просторово розділені реагенти контактували (рис. 16). Така зона реакції буде вузькою, якщо швидкості реакцій дуже великі [16]. Поверхні, на яких розміщуються зони активності іонів, можуть рухатися по системі, як хвилі [16], що власне відображене періодичною появою зон флюориту і бариту в жильній масі кварцу.

Мінерал є продуктом еволюції мінералогенетичного середовища і відображає у структурі всі її параметри, будь-які зміни середовища зумовлюють певні зміни мінералу, і відповідно, будь-яка зміна мінералу відображається зміною в мінералогенетичному середовищі [31].

Що змушує флюорит змінювати морфологію кристалів від октаєдрів до зернистих ізометричних зерен? Як відомо, зміна фізико-хімічних особливостей розчину приводить до зміни питомої поверхневої енергії кожної простої форми кристала, мінімум вільної енергії кристала в розчині досягається вже іншою комбінацією форм, що веде до зміни огранювання кристала [30, 32]. Тоді постає закономірне питання: як змінювались фізико-хімічні властивості розчину?

За результатами катодолімінесцентних досліджень дрібнозернистого флюориту видно, що його агрегатам притаманні розщеплений ріст і ритмічна зональність (див. рис. 10). Розщеплені агрегати дрібнокристалічного флюориту утворювались у разі зростання в'язкості гелю. Чим більше перенасичення, тим за менших розмірів кристалів відбуваються переходи до скелетних форм [5]. Ми пропонуємо таку схему розвитку флюориту: октаєдричний габітус початкових зароджень, швидкий

розчеплений ріст як відповідь на збільшення густини гелю кремнезему і формування ізометричних зональних виділень.

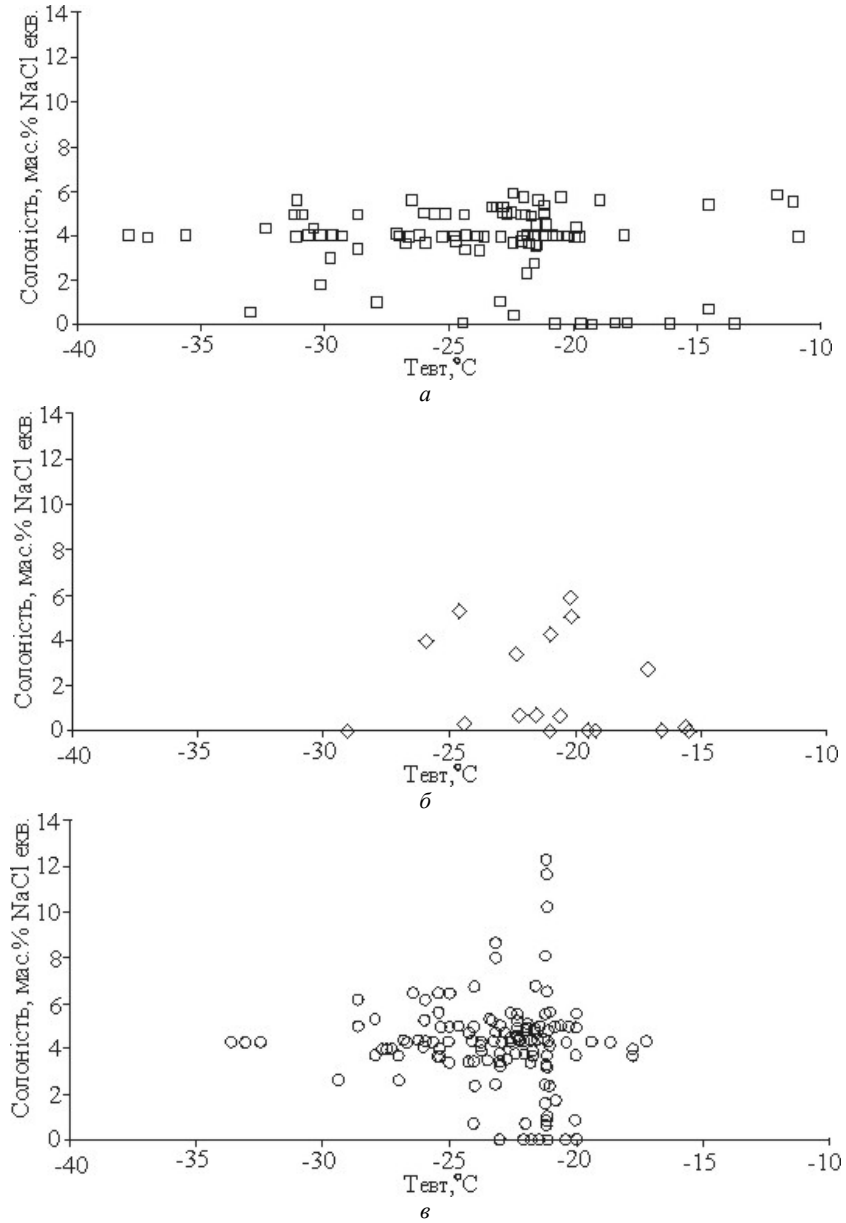


Рис. 15. Залежність температури евтектики від солоності флюїдних включень у:
а – кварці, б – бариті, в – флюориті.

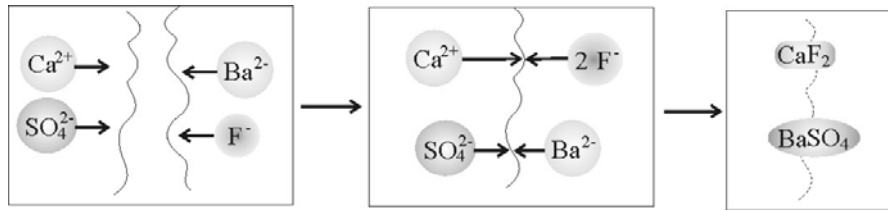


Рис. 16. Схема зустрічної взаємодії іонів, відповідальних за відкладення бариту і флюориту.

У в'язкому середовищі індивіди можуть з'являтися за малих значень перенасичення, оскільки виникнення градієнта перенасичення вздовж поверхні грані найлегше досягати збільшенням в'язкості середовища [13]. До виникнення індивідів приводить відповідне співвідношення швидкостей росту кристалів та швидкостей дифузії розчину в інертному оточенні (у гелі) [13]. Для утворення індивідів бариту і флюориту не потрібно значного перенасичення щодо BaSO₄ і CaF₂, відповідно. Збільшення інтенсивності полімеризації кремнеземової кислоти у середовищі, а саме: досягнення колоїдним розчином консистенції гелю та збільшення його в'язкості й густини, було необхідною передумовою виникнення і росту бариту та флюориту.

З нашого припущення випливає, що флюорит формується у вигляді октаєдрів за умов меншого перенасичення, ніж у випадку ізометричних індивідів. Цей висновок підтверджений спостереженнями текстурних особливостей агрегатів флюорит-кварцових жил. Октаєдри флюориту містяться у більш-менш прозорих агрегатах кварцу на певному рівні росту тичкуватого кварцу. Прозорі індивіди кварцу друзового агрегату сформовані, скоріше, з істинних розчинів, ніж з колоїдних, оскільки кристалізація гелю приводить до формування дрібнозернистого агрегату ізометричних зерен. Як пояснити це явище?

Відомо [37, 38], що Ba²⁺, Na⁺, F⁻ позитивно впливають на розчинення кварцу, а катіони Al³⁺, Fe²⁺, Fe³⁺ сприяють полімеризації та осадженню SiO₂. Наявність Fe²⁺, Fe³⁺ зафіксована у флюїдних включеннях кварцу за температурою евтектичного плавлення FeCl₂-H₂O (-36,5°C) та FeCl₃-H₂O (-35,5; -35,0°C) (див. рис. 15, а). Початково жильна система кристалізації була замкнена і складалася з гелю кремнезему. У динамічній палеогідротермальній системі Берегова надходження глибинного гідротермального флюїду, збагаченого фтором, приводило до процесу, зворотного полімеризації кремнезему, – до розчинення кремнеземового гелю, утворення розведеного колоїду. Саме в той момент, за умов наявності (зустрічного руху) кальцієвісних розчинів, з'являлись октаєдричні кристали флюориту. З припиненням надходження глибинного фторовмісного флюїду зростає ступінь полімеризації H₂SiO₃, формувалася колоїд, який перетворювався в гель. В'язкість середовища, в якому були октаєдричні кристали флюориту, збільшувалась. Флюорит відповідав на це швидким розщепленням, блоковим ростом, який надалі перетворювався на зональний. Як наслідок, у кварцових жилах містяться зернисті, більш-менш ізометричні зерна флюориту. Наступна хвиля фторовмісного розчину знову приводила до розчинення гелю та повторення ритму осадження октаєдрів флюориту, тому виділення флюориту в жилах розподілені зонально. Надходження солоних концентрованих Ba²⁺ і F⁻-вмісних флюїдів спричиняло інтенсивне розчинення кремнеземових фаз і приводило, в кінцевому підсумку, до росту крупнокристалічних агрегатів кварцу.

Надходження в неоднорідну систему, яка частково вже почала кристалізуватись, флюїдів та їхня міграція відбувалися в умовах градієнтів хімічних потенціалів. У гелі існували зустрічні взаємодійні потоки Ba^{2+} та F^- , Ca^{2+} та SO_4^{2-} . Потоки розчинів, які несли ці елементи, розчиняли гель, різко знижували ступінь його в'язкості. Розведений гель далі кристалізувався з формуванням прозорих різновидів кварцу. За умов взаємодії іонів Ba^{2+} та SO_4^{2-} , Ca^{2+} та F^- на тлі посиленого охолодження флюїдів та перенасичення щодо BaSO_4 і CaF_2 відбувалась кристалізація бариту і флюориту. Єдиний спосіб зменшення перенасичення – осадження розчиненої речовини [1]. Відкладення мінералів, відповідно, зумовлювало зміну хімічних потенціалів системи [5] та виникнення нових зустрічних потоків елементів, з яких кристалізувались барит і флюорит. Розчинення гелю та кристалізація кварцу повторювались. За достатнього для кристалізації перенасичення осаджувались флюорит і барит. Ритмічна кристалізація кварцу, бариту та флюориту приводила до утворення ритмічної зональності в жилах.

Зірчасті утворення бариту відображають виникнення точкових центрів кристалізації мінералу у в'язкій масі незакристалізованого гелю кремнезему. Каркасні побудови відображають дифузійні явища у гелі кремнезему. Дифузія (катодний потік) і протидифузія (анодний протипотік) іонів були спровоковані на ділянці стрибка потенціалів і призводили до перетворення матричного субстрату [5, 27]. Різниця потенціалів виникала на поверхні поділу між двома розчинами, які відрізнялись за складом розчинених речовин [19]. Розчини, що мали іони Ba^{2+} і SO_4^{2-} , рухались назустріч один одному в гелевому субстраті кремнезему; барит утворювався в зоні нейтралізації зарядів, що їх переносили іони. Чудові баритові каркаси є своєрідним свідченням дифузійного процесу змішування мінералоутворювальних розчинів у кварцово-жильній системі рудного поля.

Кристалізація бариту сприяла розкристалізації кремнеземового гелю, привела до кристалізації кварцу. Це, зокрема, підтверджене утворенням напрямлених обростань кварцу навколо індивідів бариту. Зародження флюориту дещо запізнювалось щодо бариту, але через деякий момент усі три мінерали росли разом і змагались за простір, формуючи індукційні поверхні.

Отже, зіставлення досліджуваних структур мінеральних агрегатів дає змогу зробити такі висновки:

передумовою виникнення зароджень флюориту і бариту в кварцових жилах було утворення гелю кремнезему;

флюорит і барит формувались у середовищі гелю внаслідок зустрічної дифузії іонів Ba^{2+} та SO_4^{2-} , Ca^{2+} та F^- ;

періодичне надходження мінералоутворювальних флюїдів призвело до утворення повторних зон ритмічних виділень цих мінералів;

утворення індивідів прозорого кварцу контрольоване надходженням розчинів, які містили іони Ba^{2+} , Na^+ , F^- та розчиняли гель кремнезему.

1. *Азимов П.Я.* Формирование ростовой зональности в метаморфических гранатах (роль *PT*-условий и флюидного режима): Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2000.

2. *Борисенко А.С.* Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С. 37–47.
3. *Брандыбура В.М.* Температурный режим минералообразующих растворов неогеновых месторождений на примере Береговского и Беганьского месторождений // Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Львов, 1966. С. 60–61.
4. *Воробьев Ю.К.* Неоднородности минералов как индикаторы условий их образования // Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. М., 1987. С. 148–178.
5. Выращивание кристаллов из растворов / Т.Г. Петров, Е.Б. Трейвус, Ю.О. Пунин, А.П. Касаткин. Л., 1983.
6. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогенез минералов: Индивиды. М., 1975.
7. *Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. М., 1979.
8. *Зацеха Б.В.* Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденений Украины. К., 1989.
9. *Ковалишин З.И., Братусь М.Д.* Флюидный режим гидротермальных процессов Закарпатья. К., 1984.
10. *Ковалишин З.И., Грибанов Б.В., Братусь М.Д., Жовтуля Б.Д.* Состав и температура минералообразующих растворов полиметаллического оруденения Береговского холмогорья // Термобарогеохимия минералообразования. Ростов, 1976. С. 103–109.
11. *Кораго А.А., Козлов А.В.* Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л., 1988.
12. *Кормушин В.А.* Метод гомогенизации газовой-жидких включений в минералах. Алма-Ата, 1982.
13. *Краснова Н.И., Петров Т.Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб., 1995.
14. Криокамера. А. с. № 1592678. СССР. / Н.Ю. Осоргин., А.А. Томиленко (СССР) // Бюлл. изобрет. Опубл. 15.5.1990.
15. *Матковский О.И., Ремешило Б.Г.* Минералого-петрографическое и геохимическое изучение золотого, полиметаллического и медноколчеданного оруденения в Закарпатье для целей его поисков и прогнозирования (Береговский район): Отчет. Львов, 1985.
16. *Ортолева П., Шмидт С.* Разнообразие и свойства химических волн // Колебания и бегущие волны в химических системах. М., 1988. С. 365–450.
17. *Платонова Э.Л., Ковалишин З.И., Сасин Г.Г., Братусь М.Д.* Условия образования баритового оруденения в Закарпатье // Теория и практика термобарогеохимии. М., 1978. С. 152–157.
18. *Ремешило Б.Г., Скакун Л.З.* Минералогическое картирование рудных тел Береговского рудного района в масштабе 1:1 000: Отчет. Львов, 1991.
19. *Семиохин И.А.* Физическая химия: Учебник. М., 2001.
20. *Скакун Л.З.* Механізми накопичення золота в рудах Березівського рудного поля // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота: Матеріали міжнар. наук. конф. Львів, 1999. С. 129–130.
21. *Скакун Л.З.* Мінералого-генетична модель Мужієвського золото-поліметалічного родовища (Закарпаття): Дис. ... канд. геол.-мін. наук. Львів, 1994.

22. *Словотенко Н., Скакун Л.* Ознаки формування кварцових жил Мужієвського родовища з гелю кремнезему // *Мінерал. зб.* 2005. № 55. Вип. 1–2. С. 66–78.
23. *Современная кристаллография, т. 3: Образование кристаллов / Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С. и др. М., 1980.*
24. *Суплецов В.М.* Селенняхская металлогеническая зона: Au-Hg, Au-Sb-Hg, Hg и Au-Ag эпitherмальные месторождения // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* М., 2001. С. 384–388.
25. *Треггер В.Е.* Таблицы для оптического определения порообразующих минералов. М., 1958.
26. *Учамейшвили Н.Е., Малинин С.А., Хитаров Н.И.* Геохимические данные к процессам формирования баритовых месторождений. М., 1980.
27. *Хайретдинов И.А.* Основы электро-геохимии литогенеза и гидротермального процесса. М., 1982.
28. *Холланд Г.Д., Малинин С.Д.* Растворимость и распространение нерудных минералов // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений.* М., 1982. С. 370–404.
29. *Чесноков Б.В.* Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., 1974.
30. *Юшкин Н.П.* Теория микроблочного роста кристаллов в природных гетерогенных растворах. Сыктывкар, 1971.
31. *Юшкин Н.П.* Теория и методы минералогии. Л., 1977.
32. *Юшкин Н.П.* Генетические методы минералогии и онтогенеза минералов // *Проблемы онтогенеза минералов.* Л., 1985. С. 3–9.
33. *Blount C.W.* Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars // *Amer. Mineral.* 1977. Vol. 62. N 9–10. P. 942–957.
34. *Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusion // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications.* Pontignano–Siena, 1994. P. 117–130.
35. *Cardellach E., Canals À., Grandia F.* Recurrent hydrothermal activity induced by successive extensional episodes: the case of Berta F–(Pb–Zn) vein system (NE Spain) // *Ore Geology Rev.* 2002. Vol. 22. P. 133–141.
36. *Dejonghe L., Darras B., Hughes G. et al.* Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia // *Mineral. Deposita.* 2002. Vol. 37. N 2. P. 158–172.
37. *Dove P.M., Nix C.J.* The influence of alkaline earth cations, magnesium, calcium, and barium on the dissolution kinetics of quartz // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1997. Vol. 61. P. 3329–3340.
38. *Dove P.M., Rimstidt J.D.* Silica-water interactions // *MSA Reviews in Mineralogy.* 1994. Vol. 29. P. 259–308.
39. *Gagnon J.E., Samson I.M., Fryer B.J. et al.* Compositional heterogeneity in fluorite and the genesis of fluorite deposits: insights from LA–ICP–MS analysis // *Canadian Mineralogist.* 2003. Vol. 41. N 2. P. 365–382.
40. *Götze J., Plötze M., Habermann D.* Origin, spectral characteristics and practical application of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review // *Mineral. and Petrol.* 2001. N 71. P. 225–250.
41. *Grancea L., Bailly L., Leroy J. et al.* Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians, Romania // *Mineral. Deposita.* 2002. Vol. 37. N 6–7. P. 630–647.

42. *Lexa J., Štohl J., Konečný V.* The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of stratovolcano // *Mineral. Deposita*. 1999. Vol. 34. P. 639–654.
43. *Richardson C.K., Holland H.D.* The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1979. Vol. 43. P. 1313–1325.
44. *Vityk M.O., Krouse H.R., Skakun L.Z.* Fluid evolution and mineral formation in the Beregovo gold-base metal deposit, Transcarpathia, Ukraine // *Econ. Geol.* 1994. Vol. 89. P. 547–565.
45. *Watson E.B.* Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1996. Vol. 60. N 24. P. 5013–5020.
46. *White N.C., Leake M.J., McCaughey S.N.* et al. Epithermal gold deposits of the southwest Pacific // *J. of Geochem. Explor.* 1995. Vol. 54. P. 87–136.

ORIGIN AND DEVELOPMENT OF THE FLUORITE AND BARITE IN QUARTZ VEINS OF THE MUZHIYEVE DEPOSIT

N. Slovotenko, L. Skakun, B. Kinyk

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

The sequence of fluorite, barite and quartz formation in units of veins of the Muzhiyev deposit was determined with the help of the cathodoluminescence analysis. Fluid inclusions microthermometry indicates that minerals in the quartz veins formed from low salinity (0–12.5 eq. wt. % NaCl) fluid at temperatures between 170–230°C. It is proved, that formation of fluorite and barite in quartz veins was preceded with formation of the silica gel.

Key words: epithermal mineralization, quartz veins, barite, fluorite, gold, cathodoluminescence, fluid inclusions, Transcarpathians.

Стаття надійшла до редколегії 11.09.2006

Прийнята до друку 01.11.2006