

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ім. М.П. СЕМЕНЕНКА

Карли Захар Вадимович

УДК 550.42:[553.493.6+553.495](477)

**ГЕОХІМІЯ РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНО-УРАН-ТОРІЄВИХ РУДОПРОЯВІВ
ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Спеціальність 04.00.02 – геохімія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Київ-2016

Зміст

Вступ	3
Розділ I. Геолого-структурні умови локалізації та речовинний склад рідкісноземельно-уран-торієвихrudoproyaviv megastrukturakh Ukrayns'kogo shchita.....	8
1.1. Волинський мегаблок	10
1.1.1. «Безіменний»rudoproyav.....	10
1.2. Дністровсько-Бузький мегаблок.....	15
1.2.1. Хмільницькийrudoproyav.....	15
1.2.2. Заваллівськийrudoproyav.....	19
1.3. Росинсько-Тікицький мегаблок.....	25
1.3.1. Гайворонськийrudoproyav.....	25
1.4. Голованівська шовна зона.....	29
1.4.1. Калинівське родовище	29
1.4.2. Остапівське («Балка Корабельна») родовище	38
Розділ II. Геохімічні особливостірудоносних метасоматитів та вмішуючих порід.....	43
2.1. Геохімічна характеристика порід Безіменногоrudoproyavu	44
2.2. Геохімічна характеристика порід Хмільницькогоrudoproyavu	47
2.3. Геохімічна характеристика порід Гайворонськогоrudoproyavu	50
2.4. Геохімічна характеристика порід Заваллівськогоrudoproyavu	54
Розділ III. Мінерали-концентратори урану, торію, рідкісноземельних елементів та супутні рудні мінерали	63
3.1. Рудно-мінералогічна характеристика Безіменногоrudoproyavu	63
3.2. Рудно-мінералогічна характеристика Хмільницькогоrudoproyavu	78
3.3. Рудно-мінералогічна характеристика Гайворонськогоrudoproyavu	88
3.4. Рудно-мінералогічна характеристика Заваллівськогоrudoproyavu	99
3.5. Рудно-мінералогічна характеристика Калинівського родовища	118
3.6. Рудно-мінералогічна характеристика Остапівського родовища	129
Розділ IV. Ізотопно-геохімічні дослідження віку та генезису апліто-пегматоїдних гранітів та пов'язаних з ними рідкісноземельно-уран-торієвих метасоматитів.....	133
4.1. Рубідій-стронцієва ізотопна система порід, що вміщують рідкісноземельно-уран-торієву мінералізацію	133
4.2. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Безіменногоrudoproyavu.....	135
4.3. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Хмільницькогоrudoproyavu	137
4.4. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Заваллівськогоrudoproyavu	139
4.5. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Гайворонськогоrudoproyavu	140
4.6. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Калинівського родовища	142
4.7. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Остапівського родовища	143
Висновки	145
Список використаних джерел.....	146

Вступ

Актуальність теми. Рідкісноземельні елементи, уран та торій мають надзвичайно велике значення в розвитку сучасних технологій. Вони відносяться до стратегічних металів, без яких неможливо уявити стрімкий розвиток майже всіх галузей промисловості.

Головними галузями споживання цих металів є металургічна, хімічна, електротехнічна, військова та ядерно-енергетична промисловості. В Україні ці галузі стрімко розвиваються і потреби в цих металах задовольняються за рахунок імпорту, за винятком урану. Головним промисловим типом уранових родовищ України є натрій-урановий альбітитовий тип, з яким пов'язані середні та крупні родовища, частина з яких знаходяться в експлуатації. На Українському щиті (УЩ) розвідані чотири родовища калій-уранової формaciї, які представлені постмагматичним рідкісноземельно-уран-торієвим (REE-U-Th) промисловим типом. Для цих родовищ характерне комплексне зруденіння і відносно невеликі запаси. Промислове значення в цих родовищах мають U, REE, Th, Mo і Bi.

За останні десятиріччя роботами виробничих організацій КП «Кіровгеологія» в західній частині УЩ відкриті декілька новихrudoproyaviv kалій-уранової формaciї, що значно розширює масштаби проявiv REE-U-Th зруденіння в докембрії УЩ.

Необхідність надійного прогнозу для виявлення найбільш перспективних геологічних ділянок на пошуки та розвідку REE-U-Th зруденіння в докембрії УЩ зумовлює актуальність вивчення геохімічних, ізотопно-геохімічних та рудномінералогічних особливостей формуванняrudoproyaviv kалій-уранової формaciї в західній частині УЩ.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами і темами. В основу роботи покладено результати досліджень автора під час виконання тематичних планів ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України: «Геохімія, мінералогія та вік торій-уранового зруденіння докембрію Українського щита» (2006–2010 pp., ДР № 0106U000681); «Генезис уранових родовищ із центральної частини Українського щита» (2011–2015 pp., ДР № 0111U001015).

Мета та завдання дослідження.

Мета – геохімічне, ізотопно-геохімічне та рудно-мінералогічне дослідження речовинного складу REE-U-Th метасоматитів та з'ясування головних закономірностей їх утворення в докембрійських комплексах західної частини УЩ.

Основні завдання дослідження: 1) виконати геохімічні дослідження характеру розподілу U, REE, Th, Mo і Ві у вміщуючих породах та рудоносних метасоматитах; 2) виявити типоморфні ознаки головних мінералів-концентраторів U, REE, Th, Mo і Ві; 3) визначити вікові межі формування рудоносних апліто-пегматоїдних гранітів, та пов'язаних з ними кремнієво-калієвих метасоматитів.

Об'єкт дослідження: Безіменний, Хмільницький, Заваллівський, Гайворонський REE-U-Th рудопрояви, а також Калинівське і Остапівське родовища у західній частині УЩ.

Предмет дослідження: геохімія REE-U-Th метасоматитів західної частини УЩ.

Методи дослідження: петрографічні, геохімічні, ізотопно-геохімічні та хімічний, спектральний, мікрозондовий і електронно-мікроскопічний аналізи.

Фактичний матеріал. В основу роботи покладено оригінальний кам'яний матеріал, зібраний автором в процесі виконання бюджетних тем та результати його дослідження. Використовувались також фондові та опубліковані іншими дослідниками матеріали, на які наводяться посилання у відповідних розділах тексту.

Наукова новизна отриманих результатів.

1. Первинним джерелом рідкісноземельно-уран-торієвої мінералізації були первинні-осадові протерозойські та архейські породи, збагачені ураном, торієм, рідкісними землями, молібденом та вісмутом. Свідченням цього є підвищений вміст цих елементів в графітвміщуючих гнейсах. В ході гранітизації супракrustальніх порід утворились апліто-пегматоїдні граніти, та пов'язані з ними кремнієво-калієві метасоматити. На генетичний зв'язок між апліто-пегматоїдними гранітами і кремнієво-калієвими метасоматитами вказують просторовий зв'язок (приуроченість до одних і тих же інтрузивних тіл) та близькі значення первинних відношень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

2. Головними мінералами-концентраторами REE, U і Th в кремнієво-калієвих метасоматитах є апатит, циркон, монацит, торит, ксенотим, уранініт, настуран, кофініт, уранова чернь, отеніт і скупіт. Процес формування рудної мінералізації в кремнієво-калієвих метасоматитах був багатостадійним (від високо-, середньо- до низькотемпературних рудних мінеральних асоціацій).

3. В західній частині УЩ рудоносні апліто-пегматоїдні граніти та пов'язані з ними рідкісноземельно-уран-торієві метасоматити кремнієво-калієвої формациї були сформовані в широкому віковому інтервалі – 2080-1980 млн років. Волинський мегаблок – 2078 ± 2 млн р. (Безіменний рудопрояв); Росинсько-Тікицький мегаблок – $2035,4 \pm 3,8$ млн р. (Гайворонський рудопрояв); Дністровсько-Бузький мегаблок – $2038,8 \pm 8,2$ млн р. (Хмільницький рудопрояв) і $1981,2 \pm 8,4$ млн р. (Заваллівський рудопрояв); Голованівська шовна зона – $2047 \pm 3,4$ млн р. (родовище «Балка Корабельна») і $2029 \pm 6,2$ млн р. (Калинівське родовище).

4. Вперше в докембрії УЩ виявлено епігенетичну урановорудну мінералізацію в зонах тріщинуватості гранітоїдів, яка по тектонічних розломах розповсюджується до глибини понад 300 м. Уран тут відкладається у вигляді низькотемпературних оксидів і гідрооксидів по тріщинках, в яких утворюються гідрослюди, карбонати, оксиди заліза, оксиди манганду. В складі епігенетичної мінералізації виявлено такі мінерали, як – коронадит та скупіт, вони рідко згадуються для порід докембрію УЩ. Останній є характерним мінералом уранових родовищ інфільтраційного типу.

Практичне значення отриманих результатів.

Геохімічні, рудно-мінералогічні, та геохронологічні дослідження автора використовувались в процесі проведення геолого-розвідувальних робіт виробничими організаціями КП «Кіровгеологія» на Безіменному (Волинський мегаблок), на Гайворонському (Росинсько-Тікицький мегаблок), та Хмільницькому і Заваллівському (Дністровсько-Бузький мегаблок) рідкісноземельно-уран-торієвих рудопроявах. Досліджено, що рудна мінералізація на цих рудопроявах має комплексний характер, про що свідчать промислові вмісти в рудах не тільки REE, U, Th, а також Mo і Bi.

Особистий внесок автора.

Робота виконана у відділі геології та геохімії рудних родовищ ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України під час навчання в аспірантурі з відривом від виробництва. Формулювання ідеї, мети та завдань, розкритих у дисертації, виконано особисто здобувачем. Польові роботи на рудоносних об'єктах та дослідження речовинного складу рідкісноземельно-уран-торієвих метасоматитів виконані автором самостійно. Автором дисертації самостійно сформульовані висновки дисертаційної роботи та розроблені рекомендації щодо практичного застосування отриманих результатів. Здобутки автора за темою дисертації відображені у нижче зазначених публікаціях у фахових виданнях та матеріалах доповідей на наукових конференціях.

Апробація результатів дисертації.

Матеріали дисертаційної роботи на окремих етапах її виконання доповідались на наступних наукових конференціях: «Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України та Світу», Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, 18-22 квітня 2011 р., м. Київ; Наукова конференція «Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд» (до 70-річчя В.С. Монахова), 14-16 березня 2012 р. м. Київ; XII Всеукраїнська науково-практична конференція «Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців», Криворізький національний університет, 24-26 березня 2016 р., м. Кривий Ріг; Міжнародна науково-технічна конференція «Розвиток промисловості та суспільства», Криворізький національний університет, 25-28 травня 2016 р., м. Кривий Ріг.

Публікації.

Результати дослідження та висновки дисертаційної роботи опубліковані в 12 наукових працях, в яких повністю відображені головні результати роботи, зокрема, в 6-ти статтях у наукових фахових виданнях України, з яких 2 статті у науковому виданні України, яке включене до міжнародних наукометрических баз; 4-х матеріалах тез доповідей наукових міжнародних та вітчизняних конференцій

та 2 інших журналах які додатково відображають наукові результати дисертаційної роботи.

Структура та об'єм дисертації.

Дисертація складається із вступу, 4 розділів, висновків та списку використаної літератури. Повний обсяг дисертації складає 150 сторінок, в тому числі 42 рисунків, 57 таблиць і 36 найменувань джерел використаної літератури.

Робота виконана завдяки повсякчасній підтримці та незамінним порадам мого наукового керівника – доктора геол. наук В. О. Сьомки, якому автор висловлює щиру подяку.

Автор вважає також своїм обов'язком висловити подяку директору ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України, акад. НАН України О. М. Пономаренку за постійну увагу та дійову допомогу під час виконання роботи. Хочу також широко подякувати чл.-кор. НАН України Л. М. Степанюку, доктору геол.-мін. наук, професору С. Г. Кривдіку, доктору геол. наук, професору Г. В. Артеменку, кандидатам геол. наук С. М. Бондаренку, М. О. Донському, В. В. Сукачу та С. І. Курилу за вагомі наукові консультації.

Автор також дуже вдячний геологам-виробничникам, кандидатам геологомінералогічних наук: Б. Н. Іванову, М. Є. Пatalасі, а також В. Е. Карли, В. М. Сергієнку, В. І. Погукаю та іншим за допомогу під час збирання геологічного, кам'яного та фондового матеріалів.

Розділ I. Геолого-структурні умови локалізації та речовинний склад рідкісноземельно-уран-торієвих рудопроявів в мегаструктурах Українського щита

В межах центральної частини Українського щита (УЩ) роботами виробничих організацій КП «Кіровгеологія» виявлено крупна урановорудна провінція з ведучим для УЩ метасоматичним натрій-урановим та калій-урановими генетичними типами. Головним промисловим типом є натрій-урановий альбітитовий тип, з яким пов'язані середні та крупні родовища, багато з яких знаходяться в експлуатації.

Родовища та рудопрояви калій-уранової формациї представлені рідкісноземельно-уран-торієвим (REE-U-Th) генетичним типом. Ці родовища мають відносно невеликі запаси, але цікаві з наукової точки зору. Вивченням цих родовищ тривалий час займались провідні вчені НАН України – Я. М. Бєлєвцев, В. Б. Коваль, О. М. Комаров, Н. Г. Корнєва, В. Г. Кушев, С. В. Нечаєв, Ю. В. Кононов та геологи-виробничники КП «Кіровгеологія» – А.Х. Бакаржієв, М.Ф. Сиродоєв, Ю.П. Єгоров, А.І. Сухінін, А.В. Кузьмін, В.А. Анісімов та ін.

Найбільш поширені такі родовища (Калинівське, Лозуватське, Південне, Остапівське) в Голованівській шовній зоні УЩ [5]. Останніми роками в західній частині УЩ роботами виробничих організацій КП «Кіровгеологія» відкриті REE-U-Th рудопрояви у Волинському, Росинсько-Тікицькому та Дністровсько-Бузькому мегаблоках (Рис. 1.1.). Спільною рисою цих родовищ і рудопроявів є просторовий зв'язок з апліто-пегматоїдними гранітами зон палеопротерозойської тектономагматичної активізації і прожилково-вкраплений (штокверковий) характер багатьох руд, представлених мінералами U, Th, REE, Zr, Mo, Ві. Типовими рудними мінералами є уранініт (брегерит), циркон, апатит, монацит, торит, ксенотим, молібденіт, вісмутин і самородний вісмут. Промислове значення в цих родовищах мають REE, U, Th, Mo і Ві.

В даній роботі виконане геохімічне, ізотопно-геохімічне та рудномінералогічне дослідження речовинного складу нових рудопроявів калій-уранової формациї західної частини УЩ з метою з'ясування головних закономірностей їх генезису.

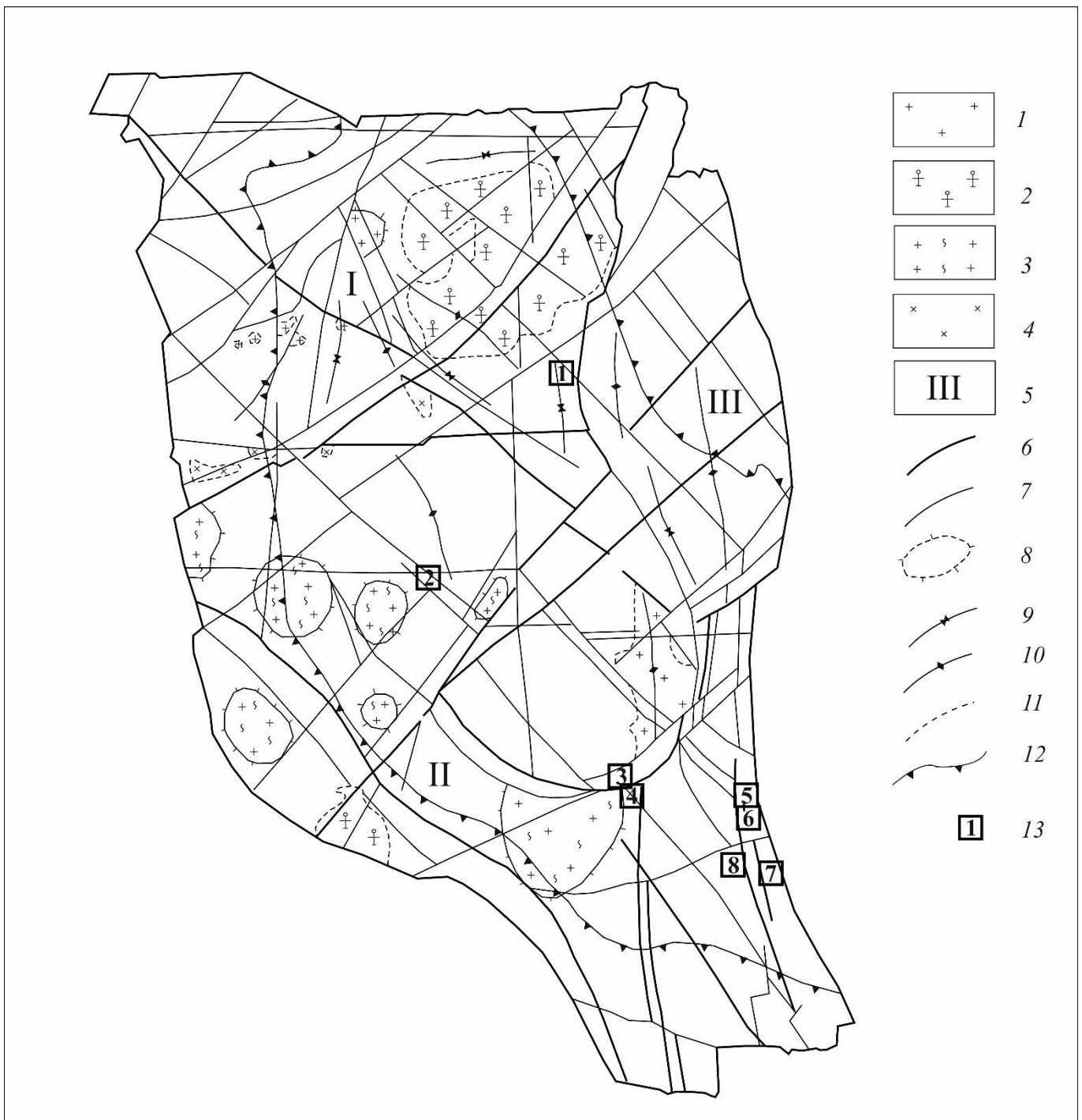


Рис. 1.1. Геолого-структурна схема УЩ масштабу 1:2 500 000 [31]. Умовні позначення: 1 – граніти; 2 – граніти-рапаківі; 3 – граніто-гнейси; 4 – габро-діорити; 5 – мегаблоки (I – Волинський, II – Дністровсько-Бузький, III – Росинсько-Тікицький); 6 – зони розломів I порядку; 7 – зони розломів II порядку; 8 – граніто-гнейсові куполи; 9 – синкліналі; 10 – антикліналі; 11 – геологічні межі; 12 – межі щита; 13 –rudопрояви: 1 – Безіменний, 2 – Хмільницький, 3 – Гайворонський; родовища – 5 – Калинівське, 6 – Лозуватське, 7 – Південне, 8 – «Балка Корабельна» (Остапівське).

1.1. Волинський мегаблок

Волинський мегаблок (Рис. 1.1.) обмежується наступними глибинними розломами: з півночі – Прип'ятським крайовим скидом, із заходу – Рівненським крайовим скидом, зі сходу – Немирівсько-Кочерівською шовною зоною, з півдня – Андрушівським розломом.

Єдиний в мегаблоці «Безіменний» рудопрояв калій-уранової формaciї розбурений ПЗЕ-49 КП «Кіровгеологія» в південно-східній частині мегаблоку [8,16,23].

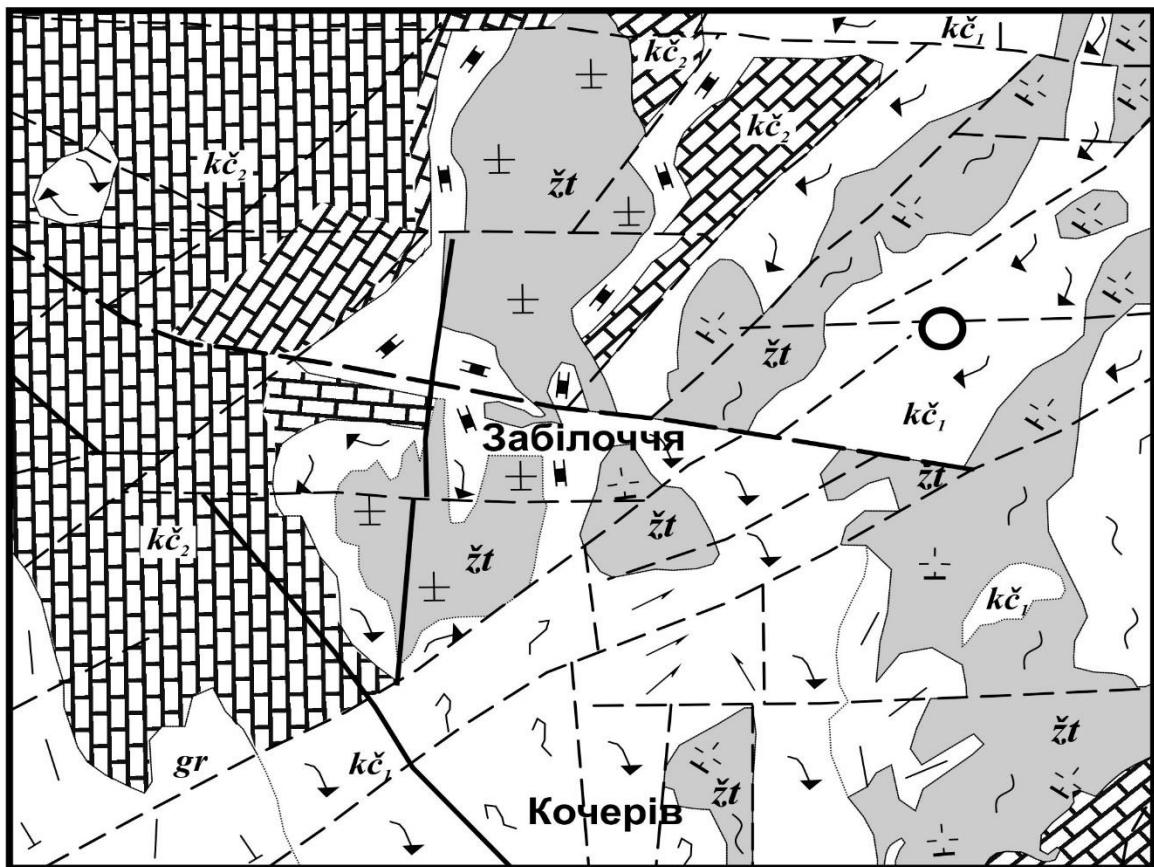
1.1.1. «Безіменний» рудопрояв.

Геологічна будова. Просторово рудопрояв «Безіменний» розташований у південно-східній частині Кочерівської западини (Рис. 1.2.).

Згідно з металогенічним районуванням Українського щита, Кочерівська западина є основною структурою однійменної металогенічної зони Волинської субпровінції архей-ранньопротерозойського формування. Зона спеціалізована на Та, Nb, Li, Rb, W, Sn, U, Ag, Au, які широко представлені на площі геохімічними ореолами, точками мінералізації та рудопроявами.

Домінуючою розривною структурою досліджуваної площині є Кочерівська зона розломів, яка субмеридіонально перетинає Кочерівську западину в її центральній частині. Породи в межах структури дуже тектонізовані з розвитком усього різноманіття тектонітів – від тріщинуватих порід до мілонітів. З порушеннями Кочерівської зони пов’язані прояви кремнієво-калієвого метасоматозу, до них тяжіє велика кількість радіоактивних аномалій у фундаменті й корах вивітрювання. Тут розташований рудопрояв «Безіменний», що знаходиться у східній частині Кочерівської тектонічної зони (Рис. 1.2.).

У складі кристалічного фундаменту району рудопрояву переважають гранітоїди житомирського комплексу палеопротерозою, серед яких виділяються мігматити, граніти бистріївські (надалі просто граніти), апліти та пегматити. Останні сформувались на заключних стадіях кристалізації гранітів із залишкових пневматоліто-гідротермальних розчинів, що характеризуються підвищеним вмістом



- | | | | | | | | | | |
|-----|--------------|-----|-----------------------|-----|-----------------------|-----|------------|-----|-----------|
| 1. | <i>gr</i> | 2. | <i>kč₁</i> | 3. | <i>kč₂</i> | 4. | <i>žt</i> | 5. | 6. |
| 7. | <i>\ \ \</i> | 8. | <i>??</i> | 9. | <i>■ ■</i> | 10. | <i>~ ~</i> | 11. | |
| 12. | <i>±</i> | 13. | <i>— —</i> | 14. | <i>/ /</i> | 15. | <i>○</i> | 16. | <i>==</i> |
| 17. | <i>O</i> | | | | | | | | |

Рис. 1.2. Схематична геологічна карта центральної частини Кочерівської западини (М 1:200 000) [8]: 1 – городська світа, 2 – нижня підсвіта кочерівської світи, 3 – середня підсвіта кочерівської світи, 4 – житомирський комплекс, 5 – амфіболові кристалосланці, 6 – біотитові гнейси, 7 – графіт-біотитові гнейси, 8 – діопсидові кристалосланці, 9 – кальцифіри, 10 – біотитові кристалосланці, 11 – доломітові мармури і скарноїди; 12 – граніти бистріївського типу, 13 – мігматити біотитові, 14 – амфіболіти, 15 – геологічні граници, 16 – головні та другорядні розломи достовірні та ймовірні, 17 – Безіменний рудопрояв.

U, Ce, La, Nb, Ta, W, Mo, Be, Bi. У структурно-тектонічному плані це південно-східне крило окремої горст-антикліналі, ядро якої складено амфіболітами, кристалосланцями та гнейсами нижньої підсвіти кочерівської світи (Рис. 1.3.). Крило ускладнене складчастістю більш високих порядків, що формуються вздовж окремих швів Жолобсько-Шнурівської зони розломів північно-східного напряму.

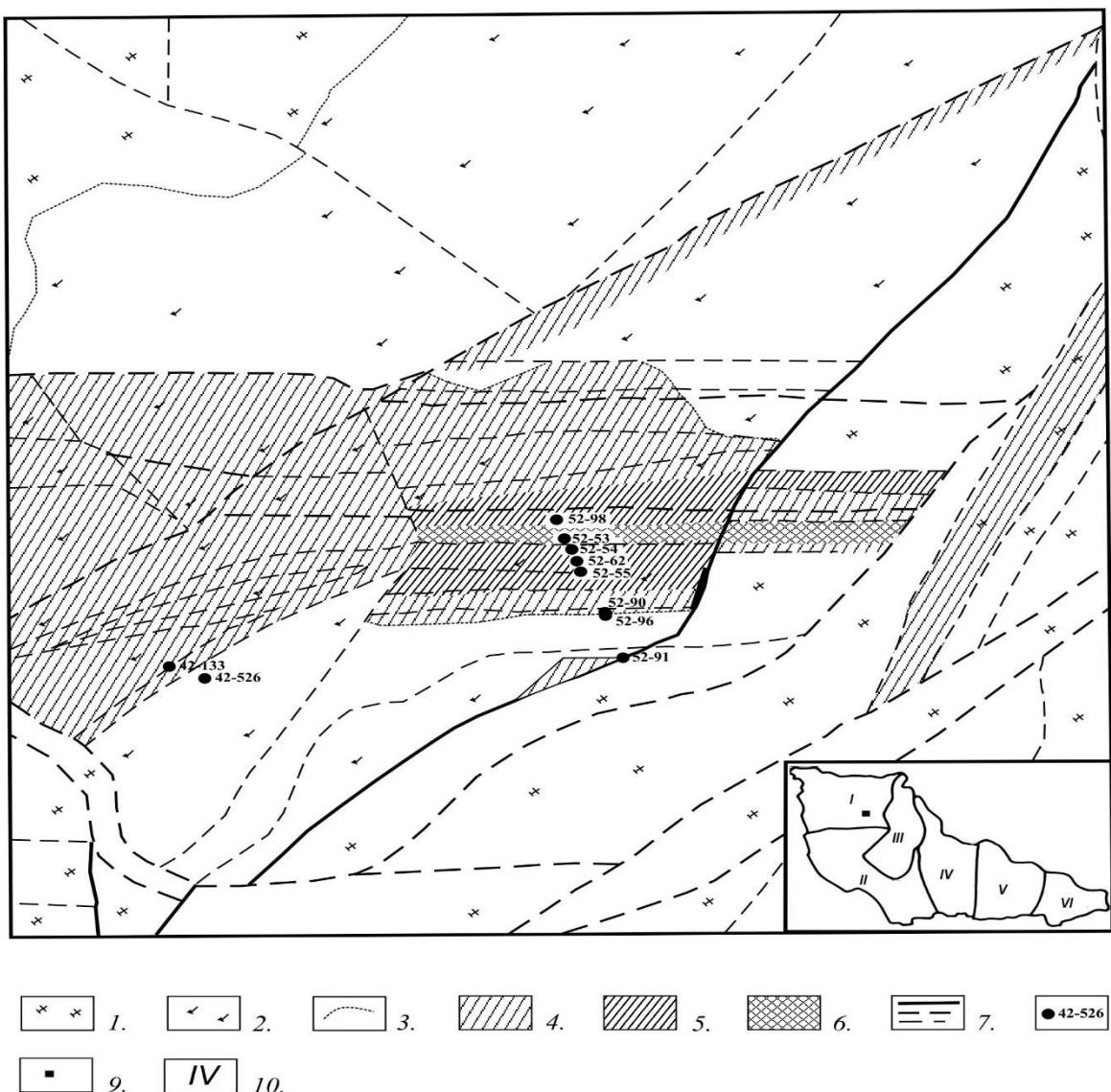


Рис. 1.3. Геологічна карта Безіменного рудопрояву (М 1:1000) [8]: 1 – граніти; 2 – кристалосланці; 3 – геологічні границі; 4 – зони кремнієво-калієвого метасоматозу; узагальнені проекції зруденіння на горизонтальну площину за вмістом: 5 – $U \geq 0,01\%$, 6 – $U \geq 0,02\%$; 7 – головні та другорядні розломи достовірні та ймовірні; 8 – свердловина та номер; 9 – положення рудопрояву на схемі УЩ; 10 – номер мегаблоку УЩ.

В даній структурі зона розломів перетинається з розривними структурами інших систем північно-західних, субмеридіональних та субширотних напрямів. Існування цього вузла перетину і визначило прожилково-штокверковий тип прояву кремнієво-калієвого метасоматозу і пов'язаної з ним U-Mo-Bi-Th-REE мінералізації. Для жил та прожилків метасоматитів, потужністю від кількох міліметрів до перших сантиметрів, характерне часте чергування з різноплановим орієнтуванням. Штокверкам властива чітко виражена субвертикальна направленість текстурних

ознак (зенітний кут в межах 0-10°) і певна зональність – внутрішня частина кварцова, а зовнішня кварц-біотит-мікроклінова. Простежена бурінням площа проявлених кремній-калієвого метасоматозу має розміри 1,5 x 0,65 км. Максимальний прояв суцільних штокверкових тіл спостерігається в межах середньої частини крила горст-антикліналі у вигляді смуги ширину близько 250 м. В межах цієї смуги крило антикліналі сильно ускладнене складками високих порядків. Саме тут і виявлено найбільш інтенсивна рудна мінералізація. Встановлено, що молібденова і вісмутова мінералізація приурочені до прошарків та горизонтів змінених амфіболітів, кристалосланців і гнейсів, а уран менш пов'язаний з певними літологічними типами порід, і найбільша його концентрація локалізована в замках дрібних складок. Взагалі, рудні тіла узгоджуються із заляганням вміщуючих порід іпадають у південно-східному напрямі. Нижче вивченого рудного тіла вміст Ві і Мо помітно зменшується, а уран формує бідні руди до глибини 295 м нижче денної поверхні. В межах вивченого розрізу фундаменту кристалічних порід зафіксовано підвищений вміст Со, Ni, Cu, Zn, Pb, Ba, що поширені над Mo-Bi-REE-U-Th рівнями вертикальної геохімічної зональності.

Петрографічна характеристика порід. При вивчені петрографічних особливостей рудоносних метасоматитів спостерігається певна мікрозональність будови жил та прожилків. Як правило центральні їх частини складені кварцом і мікрокліном, а периферія кварц-польовошпат-слюдистого складу. Вміщуючі породи граніти бистрійські, пегматити, гнейси та кристалосланці сильно катаклазовані, біотитизовані, окварцовани, калішпатизовані і також містять Mo-Bi-REE-U-Th мінералізацію. Найбільш типовими для «Безіменного» рудопрояву є кварц-мікроклінові метасоматити і катаклазовані граніти, пегматити, гнейси і кристалосланці.

Кварц-мікроклінові метасоматити зустрічаються у вигляді жил і прожилків, що виповнюють зони тріщинуватості в гранітах, пегматитах, гнейсах і кристалосланцях. Для них характерна наступна мікрозональність: гранітоїд – хлорит+серицит+альбіт+мікроклін-I+кварц-I – мікроклін-II+кварц-II – кварц III. Метасоматичні перетворення гранітоїдів проявляються у чітко вираженій

мікроклінізації та окварцовани. При цьому відзначається три генерації кварцу: перша дрібнозерниста характерна для вміщуючих порід; друга середньозерниста заміщує мікроклін-І і альбіт-олігоклаз; третя крупнозерниста, свіжа і найменш тріщинувата перетинає у вигляді жил і прожилків всі раніше утворені мінеральні асоціації. Новоутворений мікроклін-ІІ відрізняється від мікрокліну-І гранітоїдів безгратковою структурою, відсутністю пертитів та свіжим виглядом.

Пегматити характеризуються гранобластовою структурою і катаclaстичною текстурою. Для них характерний наступний мінеральний склад (%): кальцит – 0.3., хлорит – 0.3., мусковіт – 0.3., альбіт – 0.3., біотит – 5-8, кварц – 5-10, мікроклін-пертит – 80-90.

Апліто-пегматоїдні граніти мають катаclaстичну текстуру та динамофлюїдальну структуру. В їхньому мінеральному складі присутні (%): клиноцоїзит – 0.3., біотит – 1-2, мусковіт – 4-6, кварц – 25-30, мікроклін – 30-35, плагіоклаз – 35-40.

Окварцовані та калішпатизовані біотитові кристалосланці є одним із характерних типів порід, що в значній мірі контролюють поширення Mo-Vi зруденіння. Характеризуються дрібно смугастою текстурою і гетерогранобластовою структурою. Мають наступний мінеральний склад (%): сидерит – 0.3., мусковіт – 0.3., біотит – 1, хлорит – 5, плагіоклаз – 10, мікроклін – 40, кварц – 40; акцесорні – апатит і циркон.

Описані вище кварц-мікроклінові метасоматити та продукти кремнієво-калієвого метасоматозу необхідно розглядати як самостійний генетичний тип середньотемпературних метасоматитів, що характеризуються специфічним геологічним положенням, мінеральним складом та рудоносністю. Утворення метасоматичних зон є результат взаємодії різних за складом порід з середньотемпературними розчинами з високою активністю калію, причому процес відбувався на фоні зменшення pH та активності калію в напрямі від внутрішніх зон до зовнішніх. Середньотемпературний характер гідротермальних розчинів підтверджується присутністю в середніх зонах колонок хлориту та серициту. На

порівняно високу лужність таких розчинів та значний потенціал в них калію показує стійкість у внутрішніх зонах калішпату і біотиту [35].

Рудна мінералізація локалізована в інтенсивно катаклазованих метаморфічних метабазитах нижньої підсвіти кочерівської світи і ультраметаморфічних гранітоїдах (пегматитах, аплітах і гранітах). З процесами катаклазу цих порід пов'язані інтенсивні процеси окварцовування, калішпатизації і біотитизації. Максимально контрастне зруденіння встановлено в штокверкових жилах і прожилках, що складені дрібнозернистими агрегатами кварцу, біотиту та безперитового мікрокліну.

1.2. Дністровсько-Бузький мегаблок

Дністровсько-Бузький мегаблок (Рис. 1.1.). Мегаблок розташований на південні від Волинського, межа з яким простежується по Андрушівському розломі. Західна та південна межа мегаблоку співпадають з крайовими скидами, що обмежують схили щита. На сході мегаблок по Брусиловському, Немирівському, Ободновському та Тальнівському глибинним розломам межує з Росинсько-Тікицьким, а по Голованівській шовній зоні – з Інгульським мегаблоками.

Роботами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеология» в західній частині Дністровсько-Бузького мегаблоку розбурені Хмільницький і Заваллівський рудопрояви калій-уранової формaciї.

1.2.1. Хмільницький рудопрояв [34].

Геологічна будова. Хмільницький рудопрояв розташований у північно-західному обрамленні Літинського граніто-гнейсового купола, а саме на перетині Хмільницького північно-західного і Літинського північно-східного розломів другого порядку (Рис. 1.4.). В геологічній будові кристалічного фундаменту наявні магматичні, ультраметаморфічні та метаморфічні породи різних структурно-формаційних комплексів.

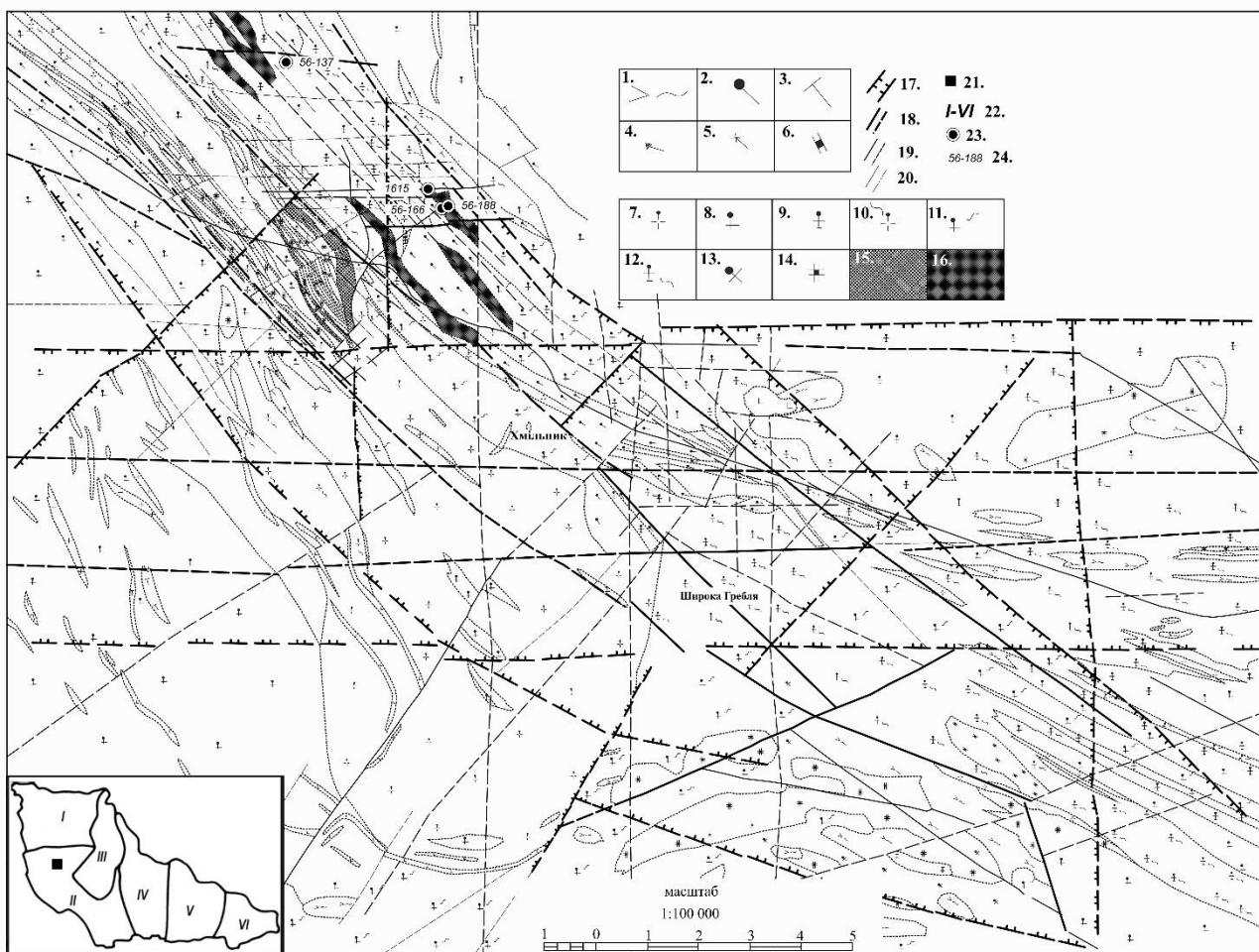


Рис. 1.4. Геологічна схема кристалічного фундаменту Хмільницького рудопрояву за матеріалами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» [34]. Умовні позначення: кристалосланці та гнейси: ортопіроксенові (1), гранат-біотитові (2), графіт-біотитові (3), роговообманково-двопіроксенові (4), гіперстенові (5); кальцифіри (6); граніти: лейкократові (7), плагіограніти (8), двупольовошпатові (9); мігматити: лейкократові (10), плагіомігматити (11), двупольовошпатові (12), вінницити (13), ендербіти (14); площа локальних різновікових суміщених гідротермальних змінень: калішпатизація, апатитизація, карбонатизація, монтморилонітізація, гематитизація, хлоритизація, окварцовування (15); площа розвитку кварц-калішпатових метасоматитів(16); Розривні порушення: граници зон тектонічних порушень (17), достовірні та ймовірні: головні (18), другорядні (19), локальні та оперяючі (20); місце розташування Хмільницького рудопрояву в межах УЩ (21); I-IV – номери мегаблоків (22); свердловини (23); номер свердловин (24).

Рудопрояв безпосередньо пов'язаний з масивом апліто-пегматоїдних гранітів, що знаходиться в районі м. Хмільника. В розрізі, що розкритий свердловинами переважають апліто-пегматоїдні двупольовошпатові граніти, апліти і пегматити мікроклінові. Останні в зонах катаклазу заміщаються кремнієво-калієвими метасоматитами. За даними С.М. Цимбала та ін. [13] вміст урану в метасоматитах варіює від 0,073 до 0,087 %, а в окремих зразках до 0,26 %, а торію до 0,01 %. За нашими даними вміст урану в окремих штуфах у св. 56-166 змінюється від 0,03 до

0,2 %. Вік ураноносних метасоматитів, визначений U-Pb методом за сингенетичним цирконом і монацитом становить 2008-2031 млн рр [13].

В підпорядкованій кількості в розрізах свердловин відзначаються плагіограніти та плагіоапліти. Релікти палеоархейської дністровсько-бузької серії представлені графітвміщуючими гранат-біотитовими і силіманіт-гранат-біотитовими гнейсами, амфібол-біотитовими плагіогнейсами та tremolіt-dіопсидовими екзоскарнами.

Перетинається весь комплекс порід молодими дайками діабазових порфіритів. Вік дайок, визначений K-Ar методом по породі змінюється від 1200 до 1440 млн рр [17]. Більш надійні геохронологічні дані отримані Л. В. Шумлянськими, за якими вік діабазового порфіриту із кар'єру с. Широка Гребля, визначений U-Pb методом по баделейту становить 1722 ± 12 млн р. [36].

Петрографічна характеристика порід. Серед метаморфічних порід, що зустрічаються у вигляді реліктів серед гранітоїдів виділяються гранат-біотитові гнейси, силіманіт-гранат-біотитові гнейси і амфібол-біотитові плагіогнейси.

Гранат-біотитові гнейси графітвміщуючі макроскопічно представлені темно-сірими дрібно- та середньозернистими породами з бузковим відтінком, що зумовлений наявністю блідо-рожевого гранату, зерна якого (розміром 0,5-5,0 мм) рівномірно розсіяні по всій породі або утворюють порфіробластові скupчення до 10 мм в поперечнику. Часто навколо гранату утворюються облямівки дрібнозернистого біотиту. Текстура сланцевата, структура – гетерогранобластова і лепідогранобластова. Мінеральний склад, %: біотит – 5-20, гранат – 10-30, калішпат – 1-10, плагіоклаз (№25-30) – 20-35, кварц – 20-40; другорядні мінерали – графіт, силіманіт; вторинні мінерали – хлорит, серицит, каолініт, кальцит, графіт, гідроокисли заліза.

Силіманіт-гранат-біотитові гнейси макроскопічно представлені світло-сірими дрібно- та середньозернистими породами з лінзовидно-смугастою та вузлуватою текстурою. Відрізняється від попередньої породи більшою кількістю силіманіту. Вузлувата текстура обумовлена наявністю крупних (1-5 мм) порфіробластів гранату, які плавно облямовуються біотитовими лусками та снопоподібними агрегатами

силіманіту. Структура породи лепідогранобластова та порфіробластова, місцями катахластична. Мінеральний склад, %: силіманіт – 1-10, гранат – 15-60, біотит – 15-45, плагіоклаз (№25-30) – 10-20, калішпат – 10-30, кварц – 10-40; вторинні мінерали – хлорит, серицит, лейкоксен; акцесорні – апатит, монацит, рутил.

Амфібол-біотитові плагіогнейси – дрібнозернисті (0,3-1,0 мм) зеленувато-сірі породи із смугастою текстурою. Структура породи лепідо- і нематогранобластова. Мінеральний склад, %: кварц – 30-50, плагіоклаз – 20-30, амфібол – 5-10, біотит – 20-30; вторинні – карбонат, хлорит, клиноцоїзит; акцесорні – апатит; рудні – пірит.

Магматичні породи в розрізі представлені апліто-пегматоїдними двопольовошпатовими гранітами, мікрокліновими пегматитами та аплітами, плагіогранітами та плагіопегматитами і діабазовими порфіритами.

Двопольовошпатові апліто-пегматоїдні граніти – сірі дрібно- та середньозернисті лейкоократові породи з масивною текстурою. Відзначаються локальні ділянки розсланцювання та катахазу породи по яких спостерігаються процеси окварцовування і мікроклінізації. Структура – порфіробластова, катахластична і гетеробластова. Мінеральний склад породи, %: гранат – 1-5, біотит – 1-5, калішпат – 15-40, плагіоклаз – 15-60, кварц – 10-40; вторинні – серицит, силіманіт, кальцит, каолініт; акцесорні – апатит, циркон, монацит, уранініт.

Пегматити і апліти складають 80-90% розрізу і за своїм складом аналогічні пегматитам і аплітам, що зазнали кремнієво-калієвого метасоматозу (окварцовування, мікроклінізація) і які описані нижче на Заваллівськомуrudопрояві [14].

Істотною відмінністю їх від двопольовошпатових гранітів є підвищений вміст кремнію та калію і наявність в них рідкісноземельно-торій-уранової мінералізації. Уранова мінералізація значно переважає над торієвою.

Макроскопічно вони представлені світло-сірими лейкоократовими середньозернистими породами з масивною текстурою, плямистим і струменеподібним розташуванням в них темнокольорових мінералів. Мікроскопічно структура породи гетерогранобластова, порфіробластова та катахластична. Мінеральний склад, %: кварц – 20-30, калішпат – 70-80; другорядні мінерали – гранат, кордієрит, біотит, силіманіт, шпінель; вторинні мінерали – хлорит, мусковіт,

кальцит; рідкісноземельні мінерали – циркон, монацит; уранові мінерали – уранініт, отеніт; оксиди – ільменіт, рутил; сульфіди – пірит, халькопірит, галеніт і молібденіт.

Плагіограніти і plagioapліти представлені світло-сірими дрібно- та середньозернистими породами і за своїм складом аналогічні plagіогранітам та plagіопегматитам Заваллівського рудопрояву [14]. Текстура породи масивна, смугаста, очкова з елементами катаклазу. Структура – порфіробластова, гломеробластова, гетерогранобластова і катаклистична. Мінеральний склад, %: гранат – 1-10, біотит – 1-5, мусковіт – 1-2, мікроклін – од.з.-5, plagіоклаз – 35-80, кварц – 15-60; вторинні: серицит, кальцит; акцесорні – апатит, монацит, уранініт.

Серед метасоматичних порід в розрізі зустрічаються релікти tremolіt-dіопсидових екзоскарнів, які також широко розповсюжені на Заваллівському рудопрояві і мають аналогічний петрографічний склад [14].

Тремоліт-діопсидові екзоскарни – світло-сірі породи з масивною текстурою. Структура породи нематогранобластова і порфіробластова. Розміри зерен мінералів в породі змінюються в межах від 0,2 до 5,0 мм Мінеральний склад, %: флогопіт – 1-2, tremolіt – 5-10, діопсид – 85-90; вторинні – хлорит, графіт; акцесорні – апатит.

Діабазові порфірити є найбільш молодими гіпабісальними породами на Хмільницькій ділянці. Вони широко поширені на північний захід від м. Хмільник, де утворюють Хмільницьке дайкове поле.

Макроскопічно це чорні дрібнозернисті породи з масивною текстурою. Структура породи офтова. Мінеральний склад, %: plagіоклаз (андезин) 60, піроксен (авгіт) 40. Піроксен на 30% заміщений біотитом. Останній заміщується магнетитом і гідрооксидами заліза.

Найбільш контрастна REE-U-Th мінералізація встановлена в зонах катаклазу пегматитів і аплітів, в яких широко проявлені процеси окварцовування і мікроклінізації.

1.2.2. Заваллівський рудопрояв [14].

Геологічна будова. За геолого-структурною позицією Заваллівський рудопрояв, відноситься до ділянки вигину Одесько-Тальнівського регіонального розлому в місці сполучення Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тікицького

мегаблоків з Голованівською шовною зоною, що обумовлює її виключно складний геолого-тектонічний стан. Роботами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» розбурені два рудопрояви Заваллівський-1 і Заваллівський-2, які розташовані в межах однойменного глибоко еродованого антиклінального блоку. Останній обмежений Заваллівським розломом з півночі, розгалуженими гілками Одесько-Тальнівського регіонального розлому зі сходу та Бузьким розломом з півдня (Рис. 1.5.). Цей тектонічний вузол в північно-західному напрямку поділяється Андріївським розломом, в зоні перетину якого із Заваллівським розломом північно-східного простягання і локалізуються два рудопрояви рідкісноземельно-уран-торієвої мінералізації.

Ці рудопрояви знаходяться в північно-східній частині одногоменного родовища графіту на лівому березі р. Південний Буг і приурочені до тіл апліто-пегматоїдних гранітів, які проривають метаморфічні породи хащувато-заваллівської світи. Граніти лейкократові, вони мають середньозернисту структуру та двопольовошпатовий склад. Характерно, що в межах декількох метрів розрізу вони переходят в жильні січні тіла пегматитів та аплітів, що характеризуються суттєво мікрокліновим складом. При цьому апліти знаходяться в підпорядкованій кількості порівняно з пегматитами. В зонах дроблення та катаklазу апліто-пегматоїдних гранітів, пегматитів та аплітів розвиваються магнезіально-залізисто-глиноземисті метасоматити гранат-біотит-силіманітового складу, в яких виявлена рідкісноземельно-уран-торієва (REE-U-Th) мінералізація.

Петрографічна характеристика порід. В розрізах свердловин, що розкрили найбільш контрастну рудну мінералізацію виділяються такі петрографічні різновидипорід: метаморфічні, ультраметаморфічні, магматичні та метасоматичні. До найбільш давніх утворень відносяться породи хащувато-заваллівської світи, які представлені метапелітами, метабазитами та скарнованими доломітовими мармурами. Хащувато-заваллівська світа відноситься до неоархейської бузької серії [29]. Бузька серія формує вузькі синклінальні структури: Савранську, Заваллівську, Чемерпільську, Таужнянську, Хащуватську, Могильнянську та ряд ін.. Породи серії прогресивно метаморфізовані в умовах гранулітової фазії і в подальшому зазнали

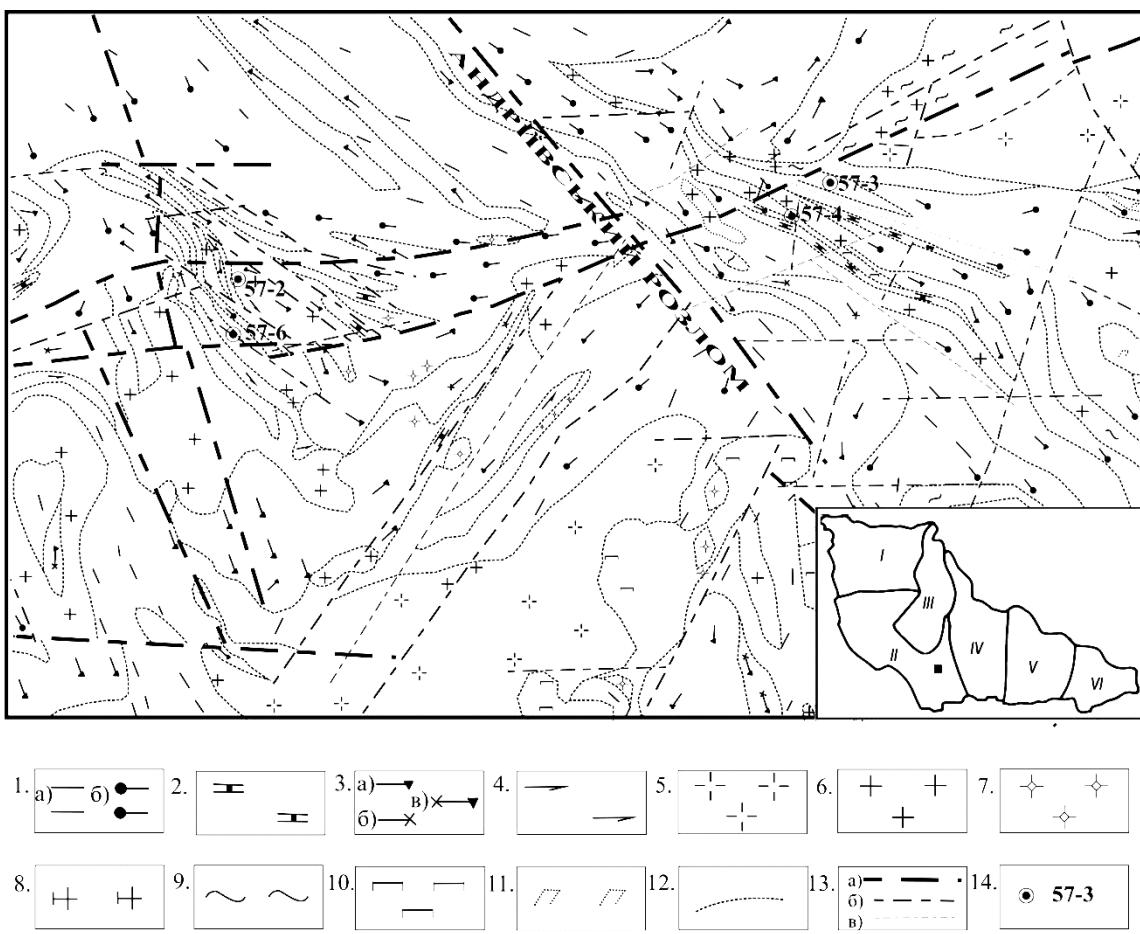


Рис. 1.5. Схематична геологічна карта кристалічного фундаменту північної частини Заваллівського рудопрояву (рудопрояв №1 – св. 57-3, 57-4; рудопрояв №2 - св. 57-2, 57-6) за матеріалами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія». М 1:25000 [14]. Умовні позначення: 1- біотитові (а) і гранат-біотитові (б) гнейси та сланці; 2 – кальцифіри, мармури і скарни; 3 – піроксен-амфібол-біотитові (а) і графітовомісні (б) гнейси та сланці; 4 – амфіболіти; 5 – апліто-пегматоїдні граніти; 6 – пегматити; 7 – апліти; 8 – біотитові двопольовошпатові граніти; 9 – мігматити; 10 – піроксеніти; 11 – серпентиніти; 12 – геологічні межі; 13 – розривні порушення: а) головні, б) другорядні, в) локальні, оперяючі; 14 – свердловина та її номер. Справа внизу положення Заваллівського рудопрояву в межах УЩ.

інтенсивного діафторезу під впливом палеопротерозойських гранітоїдів побузького комплексу.

Метабазити представлені амфіболітами і актиноліт-плагіокласовими кристалосланцями, для яких типовими акцесорними мінералами є апатит і ільменіт.

Аподоломітові метасоматити відзначаються у вигляді магнезіальних скарнів, які утворюються при гранітизаційному заміщенні доломітових мармурів у контакті з амфіболітами і актиноліт-плагіокласовими кристалосланцями. Серед скарнів виділяються ендоскарни (апоалюмосилікатні утворення) і екзоскарни (аподоломітові утворення). Ендоскарни представлені актиноліт-діопсид-

плагіоклазовими, актиноліт-флогопіт-плагіоклазовими, актиноліт-флогопіт-діопсид-плагіоклазовими, актинолітовими, діопсид-плагіоклазовими і гранатовими відмінами. Екзоскарни складені діопсидовими, флогопіт-тремоліт-діопсидовими, форстерит-діопсид-кальцитовими, флогопіт-форстерит-кальцитовими, форстерит-кальцитовими відмінами. Характерними акцесорними мінералами скарнів є апатит і сфен.

Монацит, циркон і уранініт є типовими акцесорними мінералами гранітоїдів Заваллівського рудопрояву, тому виникає необхідність в більш детальній петрографічній характеристиці цих порід. Серед гранітоїдів виділяються ультраметаморфічні (автохтонні) та магматичні (алохтонні) утворення.

Ультраметаморфічні породи утворюються при гранітизації гнейсів, амфіболітів та кристалосланців. Серед них виділяються апогнейсові мігматити, які розвиваються по метапелітах і плагіомігматити – відповідно по метабазитах.

Апогнейсові мігматити представлені дрібнозернистою смугастою породою. Текстура сланцевата, структура гетерогранобластова і катакластична. Мінеральний склад %: гранат – од.з., біотит – 10-40, кварц – 20, мікроклін – 5-25, плагіоклаз – 30-40; вторинні: графіт – 1-5, серицит – 1-5, карбонат – од.з., хлорит – од.з.; акцесорні – монацит – од.з., циркон – од.з.

Плагіомігматити це світло-сірі дрібно- та середньозернисті породи, які часто чергаються з плагіоаплітами і плагіопегматитами. Просторово приурочені до основних кристалосланців та амфіболітів. Текстура породи масивна, смугаста, очкова з елементами катаклазу. Структура – порфіробластова, гломеробластова, гетерогранобластова і катакластична. Мінеральний склад %: гранат – 1-10, біотит – 1-5, мусковіт – 1-2, мікроклін – од.з.-5, плагіоклаз – 35-80, кварц – 15-60; вторинні – серицит – 1-2, карбонат – 1-2; акцесорні – апатит – од.з.-2, монацит – од.з.-2, уранініт – од.з.

Магматичні породи представлені апліто-пегматоїдними гранітами, які в розрізах чергаються з пегматитами і аплітами.

Двопольовошпатові апліто-пегматоїдні граніти – сірі дрібно- та середньозернисті лейкоократові породи з масивною текстурою. Відзначаються

локальні ділянки розсланцювання та катаклазу породи. Структура – порфіроподібна, а в зонах катаклазу катаclaстична і гетеробластова. Мінеральний склад породи %: гранат – 1-10, біотит – 1-10, калішпат – 15-40, плагіоклаз – 15-60, кварц – 10-40; вторинні – мусковіт – од.з.-2, серицит – 0,5-10, силіманіт – од.з.-2, карбонат – од.з., каолініт – од.з., графіт – од.з., хлорит – од.з.; акцесорні – апатит – од.з.-2, циркон – од.з., монацит – од.з., уранініт – од.з.; рудні – пірит, молібденіт, галеніт і рутил.

Пегматити і апліти окварцювані та калішпатизовані складають 80-90% розрізу, розкритого свердловинами на Заваллівській ділянці. Від вищеописаних порід вони відрізняються кремнієво-калієвим характером хімічного складу і REE-U-Th геохімічною спеціалізацією. Макроскопічно це світло-рожеві дрібно- і грубозернисті породи з червонувато-бурим відтінком, що зумовлений присутністю гідрооксидів заліза в польових шпатах. Для них характерна масивна текстура і порфіровидна місцями катаclaстична структура. Мінеральний склад %: гранат – од.з.-10, біотит – од.з.-10, мусковіт – од.з.-8, кварц – 10-50, плагіоклаз – 0-20, кварц – 10-50, калішпат – 40-95; вторинні – силіманіт – од.з.-2, серицит – од.з.-1, клиноцоїзит – од.з., карбонат – од.з., хлорит – од.з., каолініт – од.з.; акцесорні – апатит – од.з., циркон – од.з., монацит – од.з., уранініт – од.з.; рудні – пірит, халькопірит, галеніт, мінерали вісмуту, рутил, ільменіт і лимоніт. Середній мінеральний склад (80 шліфів) пегматитів наступний %: гранат – 0,6, біотит – 3, мусковіт – 0,4, олігоклаз – 11, кварц – 25 і калішпат – 60.

Апогранітні метасоматити є найпізнішими утвореннями і представлені безрудними кварцитами та гранат-біотит-силіманітовими метасоматитами. Вони утворюються в зонах бластезу, катаклазу та тріщинуватості апліто-пегматоїдних гранітів. Саме в останніх і відзначається найбагатша уранова мінералізація.

Гранат-біотит-силіманітові метасоматити не є реліктами глиноземистих гнейсів (метапелітів), а відносяться до типових магнезіально-залізисто-глиноземистих метасоматитів, які генетично пов'язані з апліто-пегматоїдними гранітоїдами. В більшості випадків вони зустрічаються в зонах розgneйсування та катаклазу аплітів та пегматитів, хоча відзначаються і в двопольовошпатових гранітах та плагіомігматитах. Як правило, гранат-біотит-силіманітові метасоматити

утворюють мікропрожилки (потужністю 0,1-0,5 мм), а також очкоподібні скupчення навколо порфіробластів ортоклаз-пертиту та гранату. В розгнейсованих гранітах містяться мікропрожилки силіманіту і зонки тріщинуватості (0,05-0,5 мм потужністю), що надає породі смугастий вигляд. Мікроскопічно структура цих порід катакластична, лепідобластова та порфіробластова. Мінеральний склад залежить від складу порід, по яких розвиваються гранат-біотит-силіманітові метасоматити. Середній мінеральний склад магнезіально-залізисто-глиноземистих метасоматитів, що розвиваються по апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітах, %: гранат – 1,5, біотит – 4, силіманіт – 9, калішпат – 22, плагіоклаз – 28, кварц – 35; вторинні – серицит – 0,5-3, графіт – од.з.-5; акцесорні – монацит – од.з.; рудні – пірит, лімоніт. По аплітах і пегматитах – гранат – 4, біотит – 6, мусковіт – од.з., кордієрит – од.з., ставроліт – од.з., силіманіт – 9, плагіоклаз – 8, калішпат – 47, кварц – 25; вторинні – серицит – 0,5-5, хлорит – од.з., каолініт – од.з.-3, графіт – од.з.-10; акцесорні – апатит – од.з., циркон – од.з., монацит – од.з.; рудні – уранініт, настуран, уранова чернь, пірит, халькопірит, сфалерит, галеніт, молібденіт, самородний вісмут, вісмутин, оксиди вісмуту, анатаз-брекіт, арсенопірит, лімоніт.

Характерною особливістю цих метасоматитів є високий вміст урану. Уранова мінералізація відзначається в мікропрожилках і гніздоподібних скupченнях феримусковіт-гранат-біотит-силіманітового складу. Більш висока магнезіальність гранату та біотиту і натровість плагіоклазу ніж в первинних гранітах є типовою ознакою ураноносності цих метасоматитів [14]. Таким чином, уранова мінералізація формується в дві стадії. Перша – акцесорна мінералізація, представлена цирконом, монацитом і уранінітом, яка формується на магматичній стадії кристалізації гранітного розплаву. Друга стадія пов'язана з процесами кислотного вилуговування на постмагматичному етапі. При руйнуванні акцесорних мінералів в зонах тектонічних деформацій уран виноситься у вигляді оксидів і осідає в магнезіально-залізисто-глиноземистих метасоматитах, які є геохімічним бар'єром для рудовідкладення.

1.3. Росинсько-Тікицький мегаблок

Росинсько-Тікицький мегаблок (Рис. 1.1.). розташований в західній частині УЩ. Від Волинського та Дністровсько-Бузького мегаблоків на заході та півдні він відокремлюється Брусилівським, Ободнівським, Немирівським та Тальнівським глибинними розломами, а на сході він межує по Первомайсько-Трактемирівському глибинному розломі з Інгулецьким мегаблоком. На півночі межа мегаблоку співпадає з межею УЩ.

Єдиний в мегаблоці Гайворонський рудопрояв калій-уранової формaciї розбурений ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» в південно-східному обрамленні однойменного граніто-гнейсового куполу [4].

1.3.1. Гайворонський рудопрояв.

Геологічна будова. Гайворонський рудопрояв розташований у південному обрамленні Уманського гранітного масиву, а саме на межі Росинсько-Тікицького та Дністровсько-Бузького масиву (Рис. 1.6.). В геологічній будові кристалічного фундаменту наявні магматичні, ультраметаморфічні та метаморфічні породи різних структурно-формаційних комплексів. До найбільш давніх утворень відносяться породи хащувато-заваллівської світи, які представлені амфіболітами, біотитовими, гранат-біотитовими, амфібол-біотитовими гнейсами і кристалосланцями. Хащувато-заваллівська світа відноситься до неоархейської бузької серії [9].

Найбільш поширеними ультраметаморфічними утвореннями на Гайворонському рудопрояві є plagiomigmatiti гайсинського комплексу, які у вигляді реліктів локалізуються в гранітоїдах уманського комплексу. В західній частині рудопрояву поширені гранат-біотитові мігматити бердичівського комплексу. За радіогеохронологічним датуванням вік становлення комплексу складає 2000–2060 млн років [10].

Магматичні породи на Гайворонському рудопрояві представлені біотит-двопольовошпатовими гранітами уманського комплексу, віком 2050 млн років [9], та апліто-пегматоїдними гранітами побузького комплексу, які найбільш поширені в північно-західній частині рудопрояву. Найбільш цікавими, з точки зору рудоносності, є апліто-пегматоїдні граніти, пегматити та апліти побузького

комплексу, в зона тріщинуватості та катаклазу яких локалізується рідкісноземельно-уран-торієва мінералізація. Вік цих гранітів згідно [10] оцінюється в межах 2380–2500 млн років, що суперечить наявним геологічним даним.

Апліто-пегматоїдні граніти є типовими алохтонними утвореннями, які перетинають всі більш давні геологічні комплекси порід, вік яких, як зазначалося вище, не перевищує 2060 млн років. Нарешті, ізохронна дата для рожевого лейкограніту Середнього Побужжя (Чаусівський кар'єр, північно-західніше м. Первомайськ) складає 2036 ± 70 млн років [21], що цілком підтверджує реальну геологічну позицію цих гранітів.

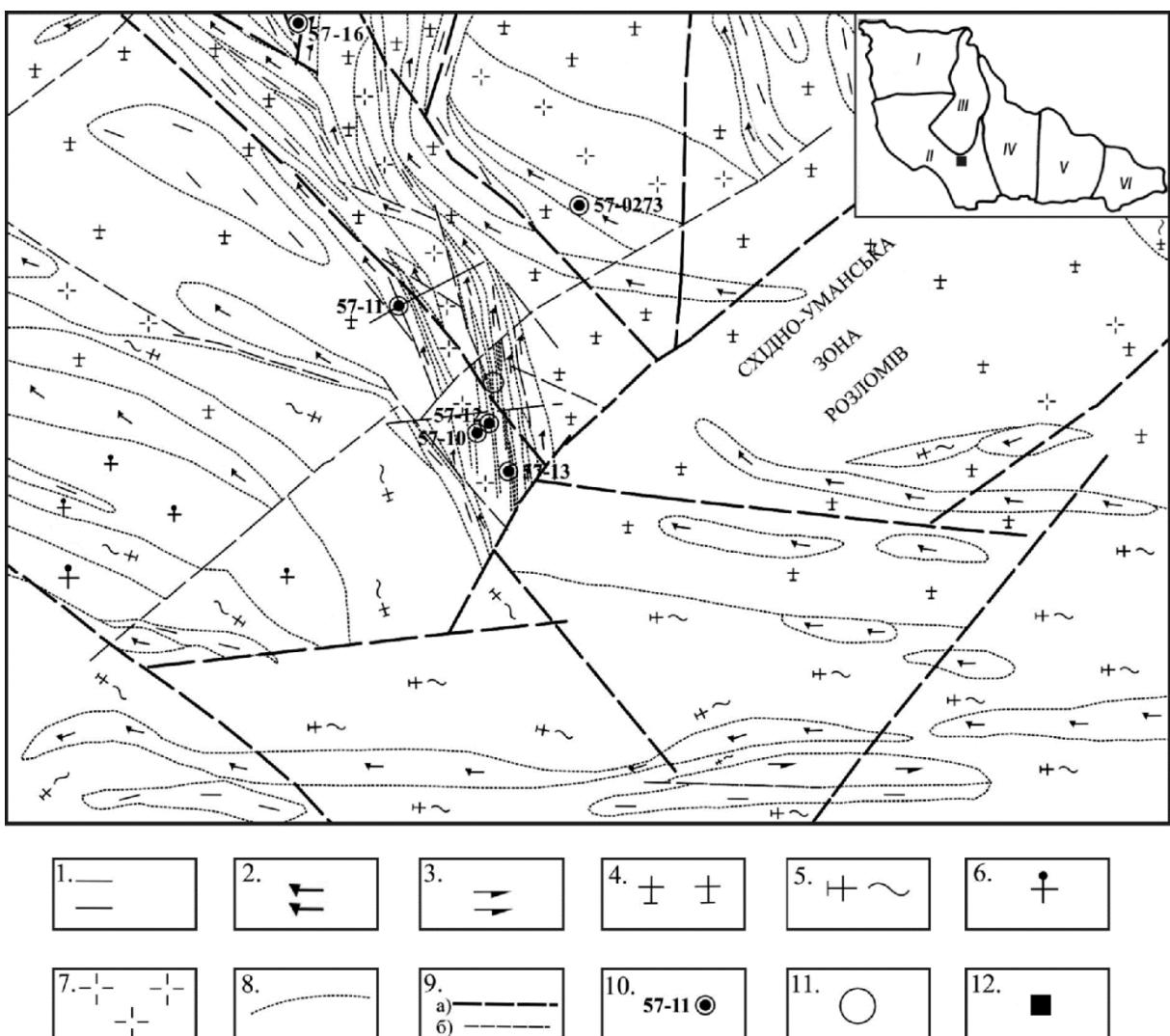


Рис. 1.6. Схематична геолого-структурна карта кристалічного фундаменту центральної частини Гайворонського рудопрояву за матеріалами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» [4]. Умовні позначення: 1 – біотитові і гранат-біотитові гнейси; 2 – амфібол-біотитові гнейси і кристалосланці; 3 – амфіболіти; 4 – граніти гранат-біотит-двопольовошпатові порфіроподібні; 5 – плагіомігматити; 6 – гранат-біотитові мігматити; 7 – апліто-пегматоїдні граніти, апліти і пегматити; 8 – геологічні межі; 9 – розривні порушення: а) головні, б) другорядні; 10 – свердловина та номер; 11 – рудопрояв; 12 – місце розташування Гайворонського рудопрояву в межах УЩ; I–VI – номери мегаблоків.

В межах Гайворонського рудопрояву найвищий вміст урану і торію зафікований в катаклазованих апліто-пегматоїдних гранітах, пегматитах, аплітах та апогранітних кварцитах.

Петрографічна характеристика порід. Апліто-пегматоїдні граніти – сірі дрібно- та середньозернисті лейкократові породи з масивною текстурою. Відзначаються локальні ділянки розсланцювання та катаклазу породи. Структура – порфіробластова, катакластична. Мінеральний склад породи %: гранат – 1-5, біотит – 1-10, калішпат – 10-40, плагіоклаз – 20-40, кварц – 20-40; вторинні: мусковіт – 1-10, серицит – 0,5-1,0, карбонат – од.з., хлорит – од.з., каолініт – од.з.; акцесорні – монацит, циркон, апатит; рудні – гідроокиси заліза та урану.

В зонках розвальцовування та дроблення широко розвинуті гіпергенні зміни породи у вигляді пелітизації, серицитизації, хлоритизації, карбонатизації, лімонітизації і каолінітизації. До таких ділянок як правило і приурочена низькотемпературна уранова мінералізація.

Пегматити – грубозерниста світло-рожева порода з масивною пегматоїдною текстурою. Структура породи порфіробластова. Порода складається на 50 % з крупних (до 10 мм) порфіробласт мікроклін-пертиту та дрібнозернистої кварц-польовошпатової основної маси з катакластичною структурою. Відмінною рисою цієї породи є різке переважання калішпату над плагіоклазом.

Мінеральний склад породи (%): мікроклін-пертит – 50-85, плагіоклаз – 1-20, кварц – 5-35, біотит – 1-10, мусковіт – 1-5, гранат – од.з.-1; вторинні: серицит – од.з., карбонат – од.з., хлорит – од.з., каолініт – од.з.; акцесорні – монацит, апатит, циркон; рудні – гідроокиси заліза і урану.

В породі відзначаються зонки розвальцовування (потужністю 1,0 мм), що складені кварц-мусковіт-біотитовими агрегатами, до яких приурочені підвищена концентрація монациту.

Апліти. Породи за мінеральним складом аналогічні попереднім і відрізняються тільки більш дрібнозернистою структурою (0,1–5,0 мм). Структура породи порфіробластова із дрібнозернистою (0,01–0,1 мм) основною масою. Для неї характерний смугастий вигляд, зумовлений елементами розвальцовування і

орієнтування бластичного кварцу. Відрізняються від пегматитів тим, що порфіробласти представлені безперитовим мікрокліном і рідше олігоклазом, мають низький вміст біотиту та мусковіту, окрім того в аплітах відсутній гранат.

Мінеральний склад породи (%): мікроклін – 40-80, олігоклаз – 10-20, кварц – 10-20, біотит – од.з.-0,5, мусковіт – од.з.-1; вторинні: серицит – од.з., карбонат – од.з., хлорит – од.з., каолініт – од.з.; акцесорні – монацит, циркон, апатит;rudні – гідроокиси заліза та урану.

В зонках розвальцовування та дроблення породи широко розвинуті низькотемпературні зміни у вигляді пелітизації, серицитизації, хлоритизації, карбонатизації, лімонітизації та каолінітизації.

Плагіопегматити. Породи грубозернисті світло-сірі з пегматоїдним виглядом. Текстура породи масивна. Структура – порфіробластова і катаclaстична. Мінеральний склад (%): біотит – 1-5, мусковіт – 1-4, мікроклін – 1-10, плагіоклаз – 50-70, кварц – 10-50; вторинні: серицит – 1-2, хлорит – од.з., карбонат (манганіт) – од.з., гідроокиси заліза (лімоніт); акцесорні: апатит – од.з.-1, монацит – од.з.-1, циркон – од.з.

Характерною особливістю плагіопегматитів є тісний просторовий зв'язок з метабазитами. Для них характерний низький вміст темноколірних мінералів та калішпату і високий (до 70 %) вміст олігоклазу, а також підвищений вміст апатиту і монациту.

В зонках дроблення та катаclазу плагіопегматитів по тріщинках сколів розвивається уранова чернь в асоціації із серицитом, каолінітом, лімонітом, мanganітом та коронадитом (св. 57–10, гл. 326,9 м.)

Кварцити апогранітні є найпізнішими метасоматичними утвореннями, що генетично пов'язані з апліто-пегматоїдними гранітами. Вони розвиваються по різних породах в зонах тектонічних розломів, але переважне розповсюдження мають серед апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітів. Для них характерна масивна, смугаста та сланцевата текстура. Структура породи реліктова порфіробластова, а основної маси – гетерогранобластова.

Мінеральний склад породи (%): олігоклаз – 20-25, калішпат – 5-10, кварц – 70-80; вторинні: біотит – од.з.-1, мусковіт – од.з.-1, каолініт – од.з., карбонат – од.з.

Кварцити на 70–80 % складені лінзовидними агрегатами кварцу, які підкреслюють напрям тектонічних деформацій в породі. В кварці відзначаються релікти польових шпатів і гранату. Спостерігаються мікропрожилки, що виповнені глинистими продуктами (каолінітом) та карбонатом.

1.4. Голованівська шовна зона.

Представлена субмеридіональною структурою, яка відокремлює західну та центральну частини УЩ. На заході вона відділяється від Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків Тальнівською, а на сході Яdlівсько-Трактеміровською зонами розломів. Характерно особливістю південної частини цієї зони є наявність відомих рідкісноземельно-уран-торієвих родовищ, таких як Калинівське, Лозуватське, «Балка Корабельна» (Остапівське) та Південне. Зупинимся на характеристиці Калинівського і Остапівського родовищ, якими автор роботи безпосередньо займався.

1.4.1. Калинівське родовище.

Геологічна будова [5]. Структурне положення родовища визначається приуроченістю до Садовської тектоно-метасоматичної зони в межах Лисогірської брахіантікліналі (Рис. 1.7.). Зона складається з двох субпаралельних гілок, з яких одна (Південно-Західна) проходить по західному крилі брахіскладки, а друга (Північно-Східна) – по східному. Вказані гілки являються рудними зонами на родовищі. Обидві залягають узгоджено з простяганням породами мігматит-гнейової товщі і мають відповідно південно-західне та північно-східне падіння. Крила складки розбиті на серію припіднятих та опущених блоків розривними порушеннями північно-східного простягання, що перетинають Садовську тектоно-метасоматичну зону та значно ускладнюють складчасту структуру родовища. В будові останнього приймають участь гранат-кордієрит-біотитові (з піроксеном) гнейси, мігматити і апліто-пегматоїдні граніти. Гнейсами складені крила брахіантікліналі, а гранітами і мігматитами її ядерна частина. Як відзначалось вище на родовищі встановлені дві рудні зони. З них Південно-Західна прослідкована

розвідувальними роботами по простяганню на 2,5 км, на північній відгалуженню з'являється субширотним насувом. На півночі не оконтурена і можливо простягається ще на декілька кілометрів. Рудна зона являє собою полосу змінання і розшарування, в межах якої розвинені мікроплойчаті та очково-сланцеві породи, тіла апліто-пегматоїдних гранітів і пегматитів, а також бластомілонітів та межах якої розвинені

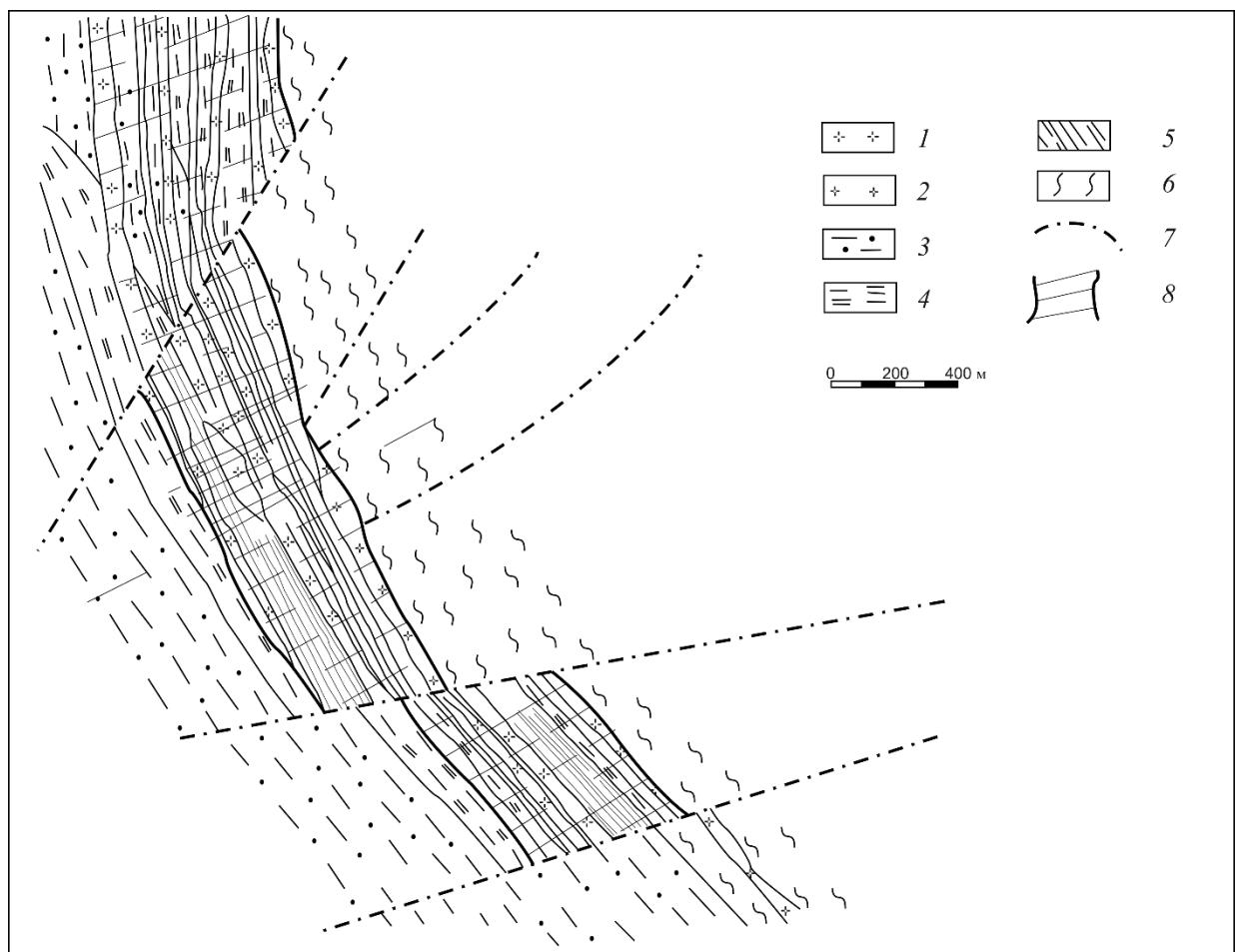


Рис. 1.7. Схематична геолого-структурна карта кристалічного фундаменту Калинівського родовища за матеріалами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» [5].

Умовні позначення: 1 – граніти пегматоїдні; 2 – граніти апліт-пегматоїдні; 3 – гнейси гранат-кордієрит-біотитові; 4 – гнейси графіт-біотитові, іноді з амфіболом та піроксеном; 5 – перешаровання гнейсів та апліт-пегматоїдних гранітів; 6 – мігматити; 7 – розломи; 8 – рудні зони.

мікроплойчаті та очково-сланцеві породи, тіла апліто-пегматоїдних гранітів і пегматитів, а також бластомілонітів та бластокатахлазитів по пегматитах. Всі тектоніти і тіла пегматоїдів залягають в більшості випадків субузгоджено з гнейсами, що їх підстеляють. В них з різною інтенсивністю проявлені катахлаз та

мілонітизація, а також кремнієво-калієвий метасоматоз з утворенням біотитизованих і мікроклінзованих порід та кварц-біотит-мікроклінових метасоматитів. Просторове розміщення останніх чітко контролюється швами тектонітів. Уранове зруденіння частіше за все локалізується в крайових частинах кварц-біотит-мікроклінових метасоматитів, при чому найбільша кількість рудних тіл зосереджена в їх контактах з графіт-біотитовими гнейсами, присутність яких зумовила сприятливу геохімічну обстановку для рудовідкладення.

Північно-Східна рудна зона простягається близько 12,5 км по азимуту 310-330° і на півночі обмежується розломом північно-східного простягання. На південь вона затухає в межах контакту масиву апліто-пегматоїдних гранітів з товщею гнейсів. Зона представляє собою широку полосу мікроплойчатих і очково-сланцевих порід в товщі гнейсів, що насичені тілами кварц-біотит-мікроклінових метасоматитів. Просторове розміщення їх контролюється швами бластомілонітів. Урановорудні мікроклінізовані пегматоїди утворюють два рудні поклади порівняно простої морфології, розташовані паралельно одна одній і також залягають субзгідно з гнейсами.

Петрографічна характеристика порід. Породи, що складають розріз св. № 0424 поділяються на три групи: перша – метаморфічні породи (біотитові, амфібол-біотитові, кумінгтоніт-біотитові, графіт-амфібол-біотитові плагіогнейси та кристалосланці) рощахівської світи палеопротерозойської інгуло-інгулецької серії; друга – магматичні породи представлені апліто-пегматоїдними гранітами та мікроклінізованими пегматитами; третя – вапнисті інфільтраційні ендоскарни та магнезіально-залізисто-калієві метасоматити. Останні спостерігаються в безпосередньому kontaktі із мікроклінізованими пегматитами.

Біотит-плагіоклазові кристалосланці мікроклінізовані. Ці породи зустрічаються в безпосередньому kontaktі з пегматитами і, вірогідно, є первинними біотитовими плагіогнейсами. Під впливом постмагматичних розчинів, що виділялись з пегматитів, біотитові плагіогнейси зазнали метасоматичних перетворень у вигляді біотитизації та мікроклінізації. Текстура порід сланцевата. Структура – порфіробластова з дрібнозернистою лепідогранобластовою мікроклін-

плагіоклаз-біотитовою основною масою. Мінеральний склад (%): кварц – 0,5-1, плагіоклаз – 15-20, мікроклін – 35-40, біотит – 45-50; акцесорні – циркон, апатит, монацит.

Графіт-амфібол-біотитові plagio-gneissi. Залягають у вміщуючих товщах у вигляді малопотужних (0,2-0,8 мм) прошарків. Їхній мінеральний склад досить витриманий: біотит, плагіоклаз, кварц, амфібол, графіт. Вміст кожного мінералу в різних тілах і в їх окремих ділянках змінюється у відносно невеликих межах (%): графіт – 1-5, амфібол – 1-5, кварц – 6-12, біотит – 30-40, плагіоклаз – 45-55, середній розмір зерен складає 0,3-0,4 мм і лише окремі виділення амфіболу досягають 1-2 мм. Структура порід лепідонематогранобластова. Текстура сланцевата і часто плойчата.

Кумінгтоніт-біотитові plagio-gneissi. За своїми структурно-текстурними ознаками подібний до вище описаних порід і є результатом більш високотемпературних метасоматичних змін графіт-амфібол-біотитових plagio-gneissів в контакті з пегматитами. Відрізняється лише складом амфіболу, більш високим вмістом кварцу і більш широкими варіаціями кількісних співвідношень породоутворюючих мінералів (%): плагіоклаз – 25-70, біотит – 20-45, кварц – 15-55, кумінгтоніт – 1-10. Відмінною особливістю кумінгтоніт-біотитових plagio-gneissів порівняно з іншими різновидами гнейсів є високий вміст піротину, що досягає 1-2 %. В розрізі свердловини кумінгтоніт-біотитові plagio-gneissi, як правило, фіксуються між зонами метасоматичного перетворення порід: скарнування або калішпатизації. Структура породи лепідогранобластова, ділянками порфіробластова. Текстура сланцевата.

Апліто-пегматоїдні граніти – утворюють жильні тіла, які мають субзгідне залягання з вміщуючими гнейсами та кристалосланцями. Просторово з апліто-пегматоїдними гранітами пов'язані суттєво мікроклінові пегматити. Граніти мають масивну крупнозернисту текстуру і пегматоїдну структуру. Розмір мінералів в них коливається в межах 0,2-3,5 см, а в межах однієї жили повсюдно спостерігаються окремі ділянки з переважним розвитком одного з головних породоутворюючих мінералів: мікрокліну, олігоклазу або кварцу. Узагальнений мінеральний склад гранітів наступний (%): мусковіт – 0,5-1, біотит – 1-3, олігоклаз – 20-25, кварц – 25-

30, міроклін – 45-50. Структура породи переважно панідіоморфнозерниста, місцями при появі включень кварцу в мірокліні, переходить в пегматитову. Часто зустрічаються ділянки з бластокатастичною, гетеробластовою і пойкілобластовою структурами.

Міроклінізовані пегматити найбільш інтенсивно проявлена у контакті з рудоносними магнезіально-залізисто-калієвими метасоматитами. Макроскопічно це грубозернисті порфіробластові породи біотит-плагіоклаз-кварц-міроклінового складу з пегматоїдною структурою, місцями катастичною. Дроблені уламки плагіоклазу і кварцу в основному виповнюють інтерстиції між порфіробластами мірокліну. З відібраних нами зразків пегматитів практично не зустрічаються такі, де б в тій чи іншій мірі не спостерігалася накладена міроклінізація. В інтенсивно калішпатизованих ділянках вміст мірокліну досягає 60-90 % об'єму породи.

Міроклін представлений як самостійними виділеннями розміром до 1,5 см, так і у вигляді антипертитових включень (розміром 0,08-0,3 мм) в плагіоклазі. Самостійні кристали мірокліну наповнені тонкими і короткими черв'якоподібними пертитовими включеннями альбіту, і часто містять круглі порфіробластичні включення олігоклазу (розміром 0,1-0,5 мм) з тонкою облямівкою альбіту по периферії зерен. В хімічному складі мірокліну вміст Na_2O складає 0,48-0,85 %, а також міститься домішка MnO від 0,02 до 0,04 %.

Плагіоклаз має склад олігоклазу (№ 21-22). Представлений олігоклаз кородованими табличками, сумірними з виділеннями мірокліну, але переважають дрібні (0,6-1,3 мм) ксеноморфні зерна в інтерстиціях крупних виділень калішпату. Зустрічаються також відособлення до 1,0 см в поперечнику, в яких дрібний плагіоклаз знаходиться в асоціації з сумірними табличками біотиту та кварцу. При цьому в них зберігається гнейсова структура, що свідчить про контамінацію. На контакті з мірокліном в олігоклазі утворюються мірмекітові виділення кварцу.

Біотит іноді зустрічається у вигляді окремих дрібних резорбованих листочків, як правило, утворює пластинчаті агрегати до 2,0 см в поперечнику, в яких окремі індивіди часто деформовані. Із усіх проаналізованих біотитів він є самим залізистим (f до 71 %). Для нього характерні симплектитові зростання з кварцом.

Кварц в мікроклінових пегматитах спостерігається чотири генерації кварцу. Кварц першої генерації не пов'язаний з процесом мікроклінізації і знаходиться в основній масі дрібних реліктів гнейсів. До другої генерації відносяться орієнтовані (одночасно згасаючі) вrostки кварцу в мікрокліні. Більш пізній кварц третьої генерації розвинутий найбільш широко і ніби «просочує» породу. Утворює неправильні зерна від 1,0 до 5,0 мм, часто із зубчатими краями. Згасає хвилясто. Нерідко нагромаджується в лінзах і гніздах розміром до перших сантиметрів. Інтенсивно кородує польові шпати. До цієї ж генерації відноситься і кварц, що знаходиться в симплектитовому зрошенні з біотитом. Кварц четвертої генерації утворює, мікрозернисті прожилки на контактах зерен кварцу третьої генерації і виповнює тріщини в польових шпатах.

Магнезіально-залізисто-калієві метасоматити. В процесі формування пегматитових тіл відбувається інтенсивне перетворення порід в приконтактових частинах жил з утворенням метасоматитів, що збагачені рідкісноземельно-уранторієвою мінералізацією.

Такі метасоматити приурочені до зон катаклазу і дроблення як самих пегматитів так і вміщуючих приконтактових порід, що описані вище як мікроклінізовані біотит-плагіокласові кристалосланці.

Найбільш цікавими з точки зору рудоносності є магнезіально-залізисто-калієві метасоматити, які утворюються при асиміляції пегматитовими розплавами графіт-амфібол-біотитових плагіогнейсів в приконтактових зонах.

Магнезіально-залізисто-калієві метасоматити на різних рівнях розрізу св. № 0424 простежується в напрямі від контакту пегматитових тіл, з вміщуючими породами до їх осьової частини на відстані від 0,1 до 0,8 м. Вони характеризуються надзвичайно мінливим кількісним складом породоутворюючих мінералів. З одного боку це зумовлено зменшенням вмісту фемічних мінералів по мірі віддалення від контакту з вміщуючими гнейсами і кристалосланцями, а з другого боку – накладенням більш пізніх процесів мікроклінізації та окварцовування. З останніми пов'язані процеси розвитку сульфідної мінералізації. В шліфах, відібраних з різних ділянок приконтактових метасоматитів, вміст мінералів змінюється у дуже широких

межах (%): гіперстен – 5-60, кумінгтоніт – 5-60, біотит – 2-20, мікроклін – 5-80, олігоклаз – 2-70, кварц – 3-70. Відповідно до цього можна виділити метасоматити з такими асоціаціями в шліфах (в кожному випадку мінерали розташовані в порядку зростання їх кількості):

Графітвміщуючі гнейси і кристалосланці

1. Біотит+олігоклаз+кварц+мікроклін+ферогіперстен+кумінгтоніт
2. Біотит+олігоклаз+мікроклін+кумінгтоніт+кварц
3. Кварц+біотит+олігоклаз+ферогіперстен
4. Біотит+кумінгтоніт+ферогіперстен+мікроклін+кварц
5. Біотит+ферогіперстен+олігоклаз+кварц
6. Кумінгтоніт+кварц+ферогіперстен+біотит+олігоклаз
7. Біотит+кварц+кумінгтоніт+мікроклін
8. Біотит+ферогіперстен+кумінгтоніт+кварц+мікроклін+олігоклаз
9. Біотит+олігоклаз+кумінгтоніт+кварц+мікроклін

Мікроклінізовані пегматити. Структура приконтактових метасоматитів, що збагачені темнокольоровими мінералами на 60-85 %, порфіробласта. Максимальні розміри порфіробластів фемічних мінералів досягають 1,5-2,0 см, а їх інтерстиції заповнені більш дрібнозернистою кварц-польовошпатовою основною масою з гранобластою структурою. При зменшенні кількості порфіробласт фемічних мінералів в напрямі від контакту з гнейсами, інтерстиційні мікроклін та кварц часто розростаються до розмірів порфіробласт і ніби «занурюються» в більш дрібнозернисту основну масу породи. При цьому плагіоклаз в даній ситуації зменшується в розмірі і має реліктовий вигляд. Структура такої породи стає гетерогранобластою, тобто метасоматичною. При подальшому дослідженні углиб пегматитової жили фемічні порфіробласти або повністю зникають, або у вигляді реліктів спорадично зустрічаються в пегматитах.

Малопотужні (0,1-0,2 м) магнезіально-залізисті метасоматити мають різкі контакти з вміщаючими гнейсами та кристалосланцями. В ендоконтактах пегматитів вони подані середньо-, грубозернистою біотит-ферогіперстен-кварц-плагіоклазовою асоціацією мінералів, а в екзоконтактовій зоні контактиують з дрібнозернистими

гіперстен-біотитовими плагіогнейсами та кристалосланцями. Причому, мінеральний склад гнейсів та метасоматитів подібний. Різниця полягає лише в розмірах та кількості мінералів: збільшується вміст гіперстену та зменшується кількість біотиту в метасоматитах. Варто відзначити, що гіперстен-біотитові плагіогнейси малопотужні (перші сантиметри і десятки сантиметрів) і швидко змінюються кумінгтоніт-біотитовими гнейсами. Темнокольорові мінерали приконтактових метасоматитів представлені ферогіперстеном, кумінгтонітом та біотитом.

Ферогіперстен в «свіжому вигляді» досить рідкісний. Він інтенсивно заміщується кумінгтонітом. Частіше за все зберігається тільки центральна частина порфіробластів ортопіроксену. Незмінені кристали спостерігаються тільки у вузькій (0,1 м) приконтактовій зоні. Форма виділень ромбічного піроксену найчастіше – таблитчасті кристали. В поодиноких випадках в шліфах зустрічаються чіткі гексагональні розрізи, паралельні [100]. Ферогіперстен в приконтактових зонах в гнейсах утворює ксеноморфні зерна та їх скупчення з пойкілобластами плагіоклазу. Для ортопіроксену характерний помітний плеохроїзм від безбарвного, рідше слабко зеленувато-блакитного кольору по Ng до ніжно-рожевого по Nr. За хімічним складом піроксен відноситься до ферогіперстену ($f=63-65$).

Кумінгтоніт є найпоширенішим темнокольоровим мінералом в метасоматитах. Утворюється виключно за рахунок ферогіперстену і заміщує його, розпочинаючи з периферії кристалів. При частковому заміщенні окремих порфіробластів кумінгтоніту він утворює вузькі (0,3-0,4 мм) периферичні облямівки з шестуватих і видовженопризматичних кристалів. В круглих і еліпсоподібних виділеннях таке поєднання ферогіперстену та кумінгтоніту зовні нагадує оцелярову структуру. Для ділянок масового скупчення ферогіперстену характерний найінтенсивніший прояв процесу його заміщення аж до утворення суцільних кумінгтонітових тонковолокнистих сплутановолокнистих агрегатів з більш рідкісними дрібними виділеннями у вигляді снопів і розеток. В переважній більшості випадків процес заміщення відбувається в межах одного зерна. По кумінгтоніту часто розвивається біотит, а в зонах катаклазу ортопіроксен піддається заміщенню дрібнозернистими агрегатами кварцу та карбонату.

Біотит представлений пластинками та лусочками розміром від 0,1 до 3,0 мм в довжину; більш крупні індивіди часто інтенсивно деформовані. В лейкократових зонках біотит утворює мономінеральні гломеробластові скupчення до 8,0 мм в поперечнику. Часто знаходитьться в симплектитовому зрошенні з кварцом. Вміст мінералу в середньому не перевищує 2-3 % об'єму породи. Біотит заміщує кумінгтоніт і розвивається у вигляді найтонших облямівок з периферії повністю кумінгтонізованих порфіробластів ферогіперстену.

По характеру плеохроїзму можна виділити два різновиди біотитів. Перший з них плеохроює від світло-коричневого до чорно-бурого кольору, і приурочений до ділянок породи, де світлі мінерали, в основному, представлені кварцом і плагіоклазом. Біотит другого різновиду плеохроює від блідо-солом'яного до темно-зеленого кольору. Він розвивається по кумінгтоніту, а також утворює облямівки навколо його агрегатів в ділянках, де салічна складова метасоматитів представлена кварцом та мікрокліном.

В еволюційному ряді вміщуючі плагіогнейси, кристалосланці – приконтактові магнезіально-залізисто-калієві метасоматити – пегматити послідовно збільшується коефіцієнт залізистості біотитів і в тому ж порядку має наступні значення: (47,2-47,8), (60,3-66,8), (67,6-71,1). Біотит з метасоматитів по цьому показнику займає проміжне положення і фіксує певний етап у формуванні редкісноземельно-торій-уранового зруденіння.

Плагіоклаз представлений дрібно- та середньозернистими різновидами. Його більш менш ізометричні зерна (розміром від 0,5 до 1,5 мм) складають основну масу метасоматитів безпосередньо в приконтактовій зоні і за складом відповідає олігоклазу ($An=26-30\%$). По мірі віддалення від контакту розміри плагіоклазу збільшуються до 2,5-7,0 мм, а вміст анортитової складової знижується до 19 %, форма кристалів стає короткотаблитчастою з кородованими кварцом контурами. Нерідко плагіоклаз руйнується під впливом катаклазу на більш дрібні уламки.

Нашиими дослідженнями на Калинівському родовищі встановлене комплексне молібден-рідкісноземельно-торій-уранове зруденіння, яке генетично і просторово пов'язано з магнезіально-залізисто-калієвими метасоматитами та суттєво

мікроклінізованими пегматитами. Найбагатші за вмістом корисних компонентів і спектру мінеральних різновидів є зони, де відбувається накладення процесів приконтактової збірної перекристалізації графітвміщуючих гнейсів, магнезіально-залізисто-калієвого метасоматозу та окварцовування.

1.4.2. Остапівське («Балка Корабельна») родовище [28].

Геологічна будова. Родовище «Балка Корабельна» (Остапівське) було відкрите геологами ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» і вперше описане Ю. В. Кононовим і С. В. Нечаєвим [19,20]. В структурному плані родовище рідкісних земель та ітрію «Балка Корабельна» розташоване на південному схилі Українського кристалічного щита (Рис. 1.8.). Родовище приурочене до поля розвитку давніх докембрійських формаций – гнейсів, амфіболітів та гранітоїдів. Комплекс докембрійських метаморфічних і ультраметаморфічних порід району повсюдно перекритий корою вивітрювання мезозойського віку, вище якої залягають осадові відклади палеогену, неогену та четвертинні утворення. Метаморфічні породи в районі родовища відносяться до палеопротерозойської інгуло-інгулецької серії та розчленовуються на три світи: нижню – вулканогенно-осадову, середню – вуглисто-терригенну та верхню – вулканогенно-осадову. Нижня вулканогенно-осадова представлена мікроклінізованими біотит-плагіоклазовими, піроксен-біотитовими та графітовими гнейсами. Серед останніх відзначаються лінзи кварцитів. Середня вуглисто-терригенна подана графітовими, графіт-біотитовими, графіт-піроксен-біотитовими та гранат-кордієрит-біотитовими гнейсами, які містять лінзи кальцифірів та кварцитоподібних порід. Нижня вулканогенно-осадова складена амфібол-біотитовими гнейсами і амфіболітами. Серед порід кристалічного фундаменту широко розповсюджені мігматити і граніти кіровоградського комплексу, які утворились в процесі гранітизації гнейсовых товщ.

В геологічному плані (Рис. 1.8.) родовище приурочено до поля розвитку гранітоїдів. На захід від рудопрояву проходить Олексіївська региональна зона розломів субмеридіонального простягання, яка обрамляє цю зону більш дрібними розривними порушеннями, що представлені на окремих ділянках зонами

дроблення, катахазу та мілонітизації. На ділянках, прилеглих до зони розломів із заходу і сходу, геолого-пошуковими роботами ПЗЕ-46 КП Кіровгеологія виявлено

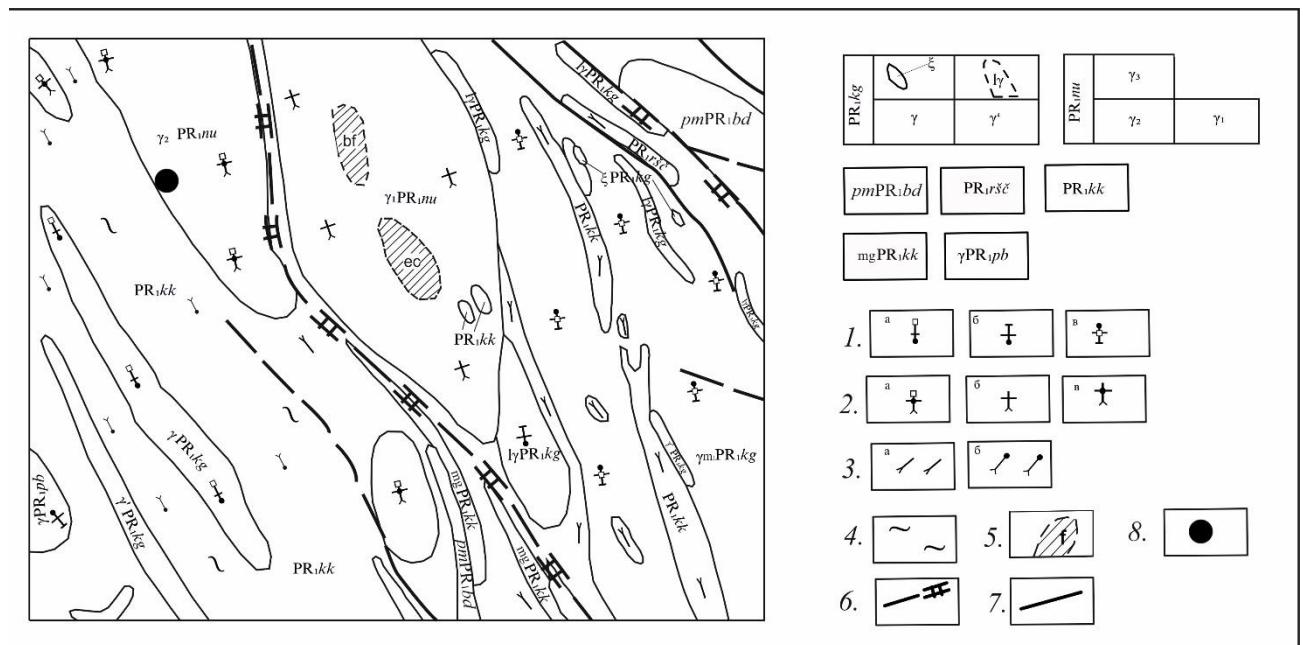


Рис. 1.8. Схематична геологічна карта кристалічного фундаменту родовища «Балка Корабельна» (Остапівське) за матеріалами Державної геологічної карти України М 1:200000. Центральноукраїнська серія. [11] PR₁kg – Кіровоградський комплекс. Сініти (ξ), граніти лейкократові, середньо-дрібнозернисти, які вміщують мусковіт (ly), граніти середньо- і крупно порфіробластові кордієрит-гранат-біотитові, гранат-біотитові (γ), граніти крупно-рівномірнозернисти (γ'), граніти (чарнокіти) порфіробластові гіперстен-гранат-біотитові (γ_2), граніти (чарнокіти) порфіробластові і крупнозернисти з рідкими порфіробластами калішпата, гіперстенові і гіперстен-гранат-біотитові (γ_1). pmPR₁bd – Бердичівський комплекс. Плагіогранати гранат-біотитові, ендебіти гіперстен-гранат-біотитові (вінніцити) і гіперстен-біотитові. PR₁ršč – Рощаївська світа. Гнейси гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, силіманіт-кордієрит-гранат-біотитові, прошарки біотитових, гіперстен-гранат-біотитових, гіперстен-біотитових гнейсів. PR₁kk – Кам'яно-костуванська світа. Гнейси гіперстен-гранат-біотитові, гіперстен-біотитові, гіперстен -кордієрит-біотитові, гіперстен -кордієрит-гранат-біотитові; прошарки амфіболітів, амфібол-гіперстен-біотитових, графіт-піроксен-біотитових і графіт-біотитових гнейсів; гіперстен-біотитових і турмалін- гіперстен -кордієрит-біотитових кристалосланців; малопотужні будиновані прошарки діопсидових, гіперстенових гнейсів і кристалосланців. Горизонт (mgPR₁kk) гіперстен-біотитових гнейсів які вміщують магнетит, ділянками з прошарками гранат-біотитових, гранат-кордієрит-біотитових, шпінель-силіманіт- кордієрит-біотитових гнейсів (більше 1500 м). γPR₁pb – Побузький комплекс. Граніти гнейсовидні, гранат-біотитові, кордієрит-гранат-біотитові, піроксен-біотитові. 1. Граніти: гранат-біотитові (а), гранат-мусковіт-біотитові (б), мігматити порфіробластові гранат-біотитові (в); 2. Граніти (чарнокіти): гіперстен-гранат-біотитові немагнітні (а), крупнозернисти з рідкими зернами калішпата, гіперстен-біотитові магнітні (б) та гранат-гіперстен-біотитові слабомагнітні та немагнітні (в); 3. Гнейси: гіперстен-біотитові (а), гіперстен-гранат-біотитові (б); 4. Мігматити та мігматитизовані породи; 5. Метасоматити та метасоматично змінені породи: біотит-польовошпатові (bf), епідот-хлоритові та альбіт-епідот-хлоритові (ec); 6. Насуви; 7. Розломи; 8. родовище «Балка Корабельна» (Остапівське).

цілий ряд радіоактивних аномалій, які пов'язані з підвищеними концентраціями монациту, циркону і ксенотиту в гранітоїдах.

Рудна зона залягає серед гранітоїдів, має потужність від 20 до 40 м, простежена свердовинами по сітці 10x10 м на 70 м. Простягання зони північне, падіння – в південній частині 35-45° і до горизонтального в північній, глибина залягання від денної поверхні до 50 м.

Рудні тіла представлені інтенсивно катаклазованими гранітами і пегматитами. окремими ділянками породи представлені бластокатаклазитами до брекчій з кутастими уламками вміщуючих порід, які зцементовані біотитом. Контакти рудних тіл з вміщуючими породами, в основному, різкі, але іноді спостерігаються і поступові. Для рудних тіл характерна підвищена радіоактивність, а також висока магнітна сприйнятливість. В тектонічному відношенні родовище має досить складну будову. Тут спостерігається ціла система порушень субширотного і субмеридіонального простягання. Потужність окремих рудних тіл змінюється від 3.5 до 20.2 м.

Петрографічна характеристика порід. На родовищі найбільш поширені гранат-біотитові граніти (лівий берег р. Вел. Корабельна) і безпосередньо в рудних тілах плагіограніти та пегматити (правий берег р. Вел. Корабельна).

Найбільш контрастна уран-рідкісноземельно-торієва мінералізація на родовищі пов'язана з метасоматично-zmіненими пегматитами, які перетинають вмішуючі плагіограніти [19,20].

Пегматити «заліковують» найбільш пізні розломи і представлені жилами, потужністю від декількох сантиметрів до декількох метрів. На них і на вмішуючі граніти накладений кварц-біотит-мікрокліновий метасоматоз, який пов'язаний із залишковими постпегматитовими розчинами.

Колір пегматитів рожево-сірий, рідше – сірий. Структура грубозерниста часто порфіроподібна, аллотріоморфнозерниста, гіпідіоморфнозерниста, в зонах катаклазу – катаклистична. Текстура масивна, плямиста. Мінеральний склад, %: гранат – 1-2, біотит – 1-5, кварц – 5-10, олігоклаз – 15-20, мікроклін – 60-70; рудні – магнетит; вторинні – хлорит і гідрослюда.

На окремих ділянках пегматити катаклазовані і тріщинуваті. В зонах катаклазу порода інтенсивно біотитизована. Просторово до цих зон приурочене ітрій-

рідкісноземельне зруденіння і уран-торієва мінералізація. Рідкоземельні мінерали найчастіше приурочені до біотиту. В межах рудних зон він утворює декілька генерацій. Біотит ранньої генерації дрібнолускуватий (розміром 0,1-0,5 мм) і є породоутворюючим мінералом гранітів і пегматитів. Колір його буро-коричневий, в породі розподілений більш-менш рівномірно. Біотит рудної генерації крупнолускуватий, величина окремих лусок досягає 1,5 см. Колір його темно-коричневий, утворює крупні виділення у вигляді кубел, лінз та прожилків. В рудній масі біотит розподілений нерівномірно, а іноді утворює тіла суцільних слюдитів, де його кількість досягає 80-90 %.

Головними носіями ітрій-рідкісноземельно-торієвої мінералізації є фосфати: монацит і ксенотит; другорядними – апатит, циркон і уранініт. Уранініт і ураноторит трапляються в рудах зрідка. Вони виявлені в полірованих і прозорих шліфах у вигляді дрібних вкраплень в біотиті, зрідка – в апатиті, ксенотиті, монациті, плагіоклазі, мікрокліні і кварці. Фосфати утворюють дрібні вкраплення в основних породоутворюючих мінералах – біотиті і польових шпатах і асоціюють з цирконом і уран-торієвими мінералами. За даними Г. А. Шварца та ін. [11] середній вміст в рудних тілах головних концентраторів ітрій-рідкісноземельного зруденіння коливається в таких межах (кг/т): ксенотиту – 1,8-4,7; монациту – 5,6-10,0; апатиту – 19,4-177,6; циркону – 3,1-19,0. Ксенотит є основним концентратором ітрію та тербію, крім того характеризується високим вмістом тулію, гадолінію і самарію, а монацит церію і рідкісних земель церієвої групи. Вміст $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в рудних тілах змінюється від 0,226 до 1,513 %; Y_2O_3 – від 0,037 до 0,214 %; середній вміст рідкісних земель становить (%): ітербію – 0,092, ітрію – 0,945, церію – 0,485, лантану – 0,177, гадолінію – 0,065, диспрозію – 0,12, празеодиму – 0,055, неодиму – 0,197, европію – 0,1, самарію – 0,046.

Рідкісноземельне зруденіння родовища «Балка Корабельна» сформовано в результаті процесів магнезіально-залізисто-калієвого метасоматозу по пегматитам і вміщуючим їх плагіогранітам [19,20]. Калієвий метасоматоз (мікроклінізація) як високотемпературний процес широко поширений на Українському щиті. Його прояви пов'язані із завершальними процесами гранітизації. З калієвим

метасоматозом пов'язано формування уранового зруденіння кремній-калієвої формациї. На уранових родовищах цієї формaciї (Південне, Калинівське, Лозуватське і ряд рудопроявів) метасоматичні зміни відбувалися у декілька етапів або стадій – мікроклінізації, біотитизації та окварцовування, яким і завершується етап постпегматитового гідротермального мінералоутворення, коли відкладалися сульфіди і уранові мінерали.

Особливість даного родовища полягає в тому, що первинний метасоматичний процес мікроклінізації завершується магнезіально-залізисто-калієвим метасоматозом, головним типовим мінералом якого, є біотит. Відповідно до такої схеми порядок відкладення мінералів наступний. Спочатку відбувається відкладання значної кількості мікрокліну, що заміщує, головним чином, плагіоклази як вміщуючих плагіогранітів так і січних пегматитів.

Продуктивна фаза мінералоутворення характеризується відкладанням в локальних ділянках (зонах тріщинуватості і катаклазу) мінерального комплексу, що складається з біотиту, рідкісноземельних мінералів, апатиту, циркону, магнетиту і титаномагнетиту. В цю фазу разом з калієм привносилися магній, залізо, фосфор, рідкісноземельні елементи, торій і уран. В ділянках найбільшої інтенсивності метасоматозу формуються слюдити з рясним вкрапленням рідкісноземельних мінералів. Завершується процес рудоутворення кристалізацією незначних кількостей уранових мінералів. Ознака найбільш пізнього гідротермального мінералоутворення (окварцовування), який широко проявлений на відомих уранових родовищах кремній-калієвої формaciї на даному родовищі не виявлено.

За результатами уран-свинцевого ізотопного датування цирконів і монацитів із метасоматиту (проба БК-2) правого берега р. Вел. Корабельна та монацитів гранітів (проба БК-1) лівий берег р. Вел. Корабельна, виявлено їх синхронне формування, що може бути непрямим свідченням генетичного зв'язку між процесами формування гранітоїдів кіровоградського комплексу та ітрій-рідкісноземельно-торієвої мінералізації родовища «Балка Корабельна».

Розділ II. Геохімічні особливості рудоносних метасоматитів та вміщуючих порід

Формування REE-U-Th метасоматитів відбувалось під впливомrudогенеруючих гранітних інтрузій, які утворились на орогенному етапі розвитку геологічних комплексів УЩ. Ці інтрузії складені лейкократовими апліто-пегматоїдними гранітами, пегматитами і пов'язаними з ними кремнієво-калієвими метасоматитами, які формувались в палеопротерозойський (центральна і західна частина УЩ) етап тектоно-магматичної активізації щита. Спільною рисою цих інтрузій є невеликі розміри, куполо- і штокоподібна форма, а також різкий січний характер контакту з вміщуючими породами. Ці граніти, на відміну від інших («безрудних»), відрізняються високим ступенем кремнекислотності, агпаїтості та низьким ступенем окиснення заліза. Okрім того, вони збагачені фтором і бором. Характерною рисою хімізму цих гранітів є переважання калію над натрієм (Таблиця 2.1). С.С. Абрамовим та С.С. Борисовським [1] ці граніти віднесені до відновного типу. Для цих гранітів характерні широко проявлені процеси мікроклінізації та альбітизації. Кремнієво-калієві метасоматити відрізняються від апліто-пегматоїдних гранітів високим вмістом калію і значними варіаціями вмісту кремнію, що пов'язано із зональним характером метасоматичних процесів в контакті пегматитів і аплітів із вміщуючими графітовими гнейсами і кристалосланцями.

Процеси формування рудоносних кремнієво-калієвих метасоматитів, за даними термобарогеохімічних досліджень, відбувались в інтервалі температур 500–210°C і максимально проявились за 410–210°C [18]. Тиск флюїду дорівнював 1–1,2 кбар [2]. За хімічним складом розчини були калій-кремнієві і хлоридно-гідрокарбонатні. Мінералоутворення низькотемпературної стадії було багатостадійним, мала місце деяка температурна інверсія в інтервалі 240–120°C. Склад розчинів при цьому був багатокомпонентним. Серед катіонів переважали Si, K, Na і Mg, а серед аніонів – гідрокарбонати, галогени і сульфати. Розчини також містили CO₂, H₂S і вуглеводні [18].

Таблиця 2.1. Середній хімічний склад рудоносних кремнієво-калієвих метасоматитів (1,4) та апліто-пегматоїдних гранітів (2,3).

Компоненти	1(9)	2(6)	3(11)	4(9)
SiO_2	71,99	72,71	71,13	67,58
TiO_2	0,07	0,12	0,12	0,18
Al_2O_3	13,56	14,32	15,07	15,09
Fe_2O_3	0,02	0,14	0,29	0,54
FeO	1,56	2,74	1,98	2,83
MnO	0,02	0,04	0,05	0,02
MgO	0,43	0,60	0,45	0,29
CaO	0,88	0,76	0,78	0,17
Na_2O	2,81	2,59	2,71	2,30
K_2O	7,39	5,15	6,57	8,08
P_2O_5	0,19	0,11	0,08	0,33
$\text{S}_{\text{заг.}}$	—	0,11	0,12	0,56
CO_2	—	0,05	0,07	—
$\text{H}_2\text{O}^{\circ}$	0,23	0,01	0,09	0,25
В.п.п.	0,54	0,60	0,39	1,49
Сума	99,69	100,05	99,90	99,74*

Примітка: в дужках кількість аналізів; 1 – Безіменний рудопрояв; 2 – Хмільницький рудопрояв; 3 – Завалівський рудопрояв; 4 – Дібровське родовище, *в суму входить F 0,01 % і Cl 0,02 %.

2.1. Геохімічна характеристика порід «Безіменного» рудопрояву [8].

Середній вміст елементів-домішок в породах центральної частини Кочерівської западини наведений в Таблиця 2.2. На основі отриманих даних побудована кореляційна матриця (Таблиця 2.3). Розподіл елементів на досліджуваній території в кристалічних породах підпорядкований логнормальному закону. Всі породи мають підвищений вміст Th, U, Bi, Mo, Pb у порівнянні з кларком для УЩ, що ілюструє графік (Рис. 2.1). Порівняння мультиплікативного показника, який розрахований як сума середнього вмісту Th, U, Bi, Mo, Pb, дляожної породи окремо, по відношенню до суми кларків цих елементів для УЩ - більш контрастно підкреслює спеціалізацію на ці елементи біотитових гранітів, апліто-пегматоїдних гранітів, мігматитів, для яких коефіцієнт концентрації перевищує 2; щодо кварц-біотит-мікроклінових метасоматитів (рудних) він складає 11,9. З отриманих даних аналізу парних кореляційних зв'язків, для кристалічних порід центральної частини Кочерівської западини характерні два типи геохімічних

асоціацій (Таблиця 2.2). Ці асоціації притаманні для двох окремих формаций порід. Перша – Th, U, Bi, Mo, Pb,

Таблиця 2.2. Середній вміст елементів-домішок в головних петротипах порід центральної частини Кочерівської западини за АЕСА. Аналізи виконані в ЦАЛ КП «Кіровгеологія», (г/т).

№ п.п.	Th/U	Th	U	Sc	Cr	Pb	Ni	Bi	Mo	V	Cu	Zn	Co
1	5,6	14	2,2	8	77	20	33	0,009	0,8	34	28	44	13
2 (29)	0,02	10,00	30,00	21,45	41,93	11,03	36,88	0,58	4,36	59,48	67,93	86,55	15,52
3 (719)	0,33	10,00	30,17	9,69	91,66	15,00	43,34	1,07	2,87	149,37	43,24	86,84	19,87
4 (635)	0,33	10,00	30,00	7,90	49,55	15,85	24,42	0,95	2,90	94,37	35,16	67,12	11,45
5 (46)	0,33	10,00	30,00	9,04	102,83	15,93	51,98	1,74	3,48	115,98	39,78	87,72	14,41
6 (910)	0,34	15,10	44,14	4,29	10,03	22,31	6,04	1,10	1,59	18,32	16,94	45,33	3,81
7 (203)	0,26	10,00	39,01	4,46	11,68	20,65	7,71	2,01	2,26	21,72	21,82	38,40	4,24
8 (196)	0,26	10,00	39,18	5,38	23,68	24,47	13,30	1,22	1,99	38,47	22,28	57,46	6,08
9 (277)	0,33	9,98	30,38	4,56	32,91	7,79	17,13	0,55	0,66	26,24	18,04	20,96	6,11
10 (14)	0,33	10,00	3,00	3,79	30,00	8,34	18,39	0,21	0,52	19,64	16,00	21,79	5,50
11 (393)	0,32	10,00	30,92	7,77	43,05	12,80	25,16	0,81	1,38	62,13	32,37	39,33	15,65
12 (48)	0,26	10,00	38,75	4,93	19,43	7,71	14,07	1,32	1,37	26,56	30,99	34,03	6,26
13 (161)	0,10	18,51	187,89	5,71	25,41	55,74	13,51	118,26	59,19	43,88	21,15	23,84	3,77

Примітка: в дужках – кількість аналізів. 1 – кларк для кристалічних порід УШ [3,12]; 2 – амфіболіт; 3 - гнейс біотит-амфіболовий; 4 – гнейс біотитовий; 5 – кристалосланець; 6 – граніт біотитовий; 7 – апліт-пегматоїдний граніт; 8 – мігматит; 9 – кальцифір; 10 – мармур; 11 – скарноїд; 12 – кварцит метасоматичний, 13 – кварц-біотит-мікрокліновий метасоматит.

Таблиця 2.3. Кореляційна матриця для порід центральної частини Кочерівської западини за даними АЕСА.

	Th	U	Sc	Cr	Pb	Ni	Bi	Mo	V	Cu	Zn	Co
Th	1	0,7284	-0,1885	-0,1844	0,8367	-0,2904	0,7795	0,7671	-0,2636	-0,3277	-0,3363	-0,3668
U	0,7284	1	-0,1632	-0,3034	0,8784	-0,3175	0,9769	0,9748	-0,1050	-0,2235	-0,3221	-0,4113
Sc	-0,1885	-0,1632	1	0,3698	-0,1701	0,6170	-0,1164	-0,0585	0,4062	0,9513	0,6984	0,6632
Cr	-0,1844	-0,3034	0,3698	1	-0,1668	0,9439	-0,1783	-0,1508	0,8087	0,4722	0,6519	0,8129
Pb	0,8367	0,8784	-0,1701	-0,1668	1	-0,2595	0,8989	0,8986	-0,0721	-0,2630	-0,1861	-0,3412
Ni	-0,2904	-0,3175	0,6170	0,9439	-0,2595	1	-0,2133	-0,1725	0,8007	0,7014	0,7550	0,8776
Bi	0,7795	0,9769	-0,1164	-0,1783	0,8989	-0,2133	1	0,9978	-0,0746	-0,1918	-0,3162	-0,3241
Mo	0,7671	0,9748	-0,0585	-0,1508	0,8986	-0,1725	0,9978	1	-0,0331	-0,1325	-0,2579	-0,2849
V	-0,2636	-0,1050	0,4062	0,8087	-0,0721	0,8007	-0,0746	-0,0331	1	0,5738	0,7900	0,8027
Cu	-0,3277	-0,2235	0,9513	0,4722	-0,2630	0,7014	-0,1918	-0,1325	0,5738	1	0,7934	0,7592
Zn	-0,3363	-0,3221	0,6984	0,6519	-0,1861	0,7550	-0,3162	-0,2579	0,7900	0,7934	1	0,7389
Co	-0,3668	-0,4113	0,6632	0,8129	-0,3412	0,8776	-0,3241	-0,2849	0,8027	0,7592	0,7389	1

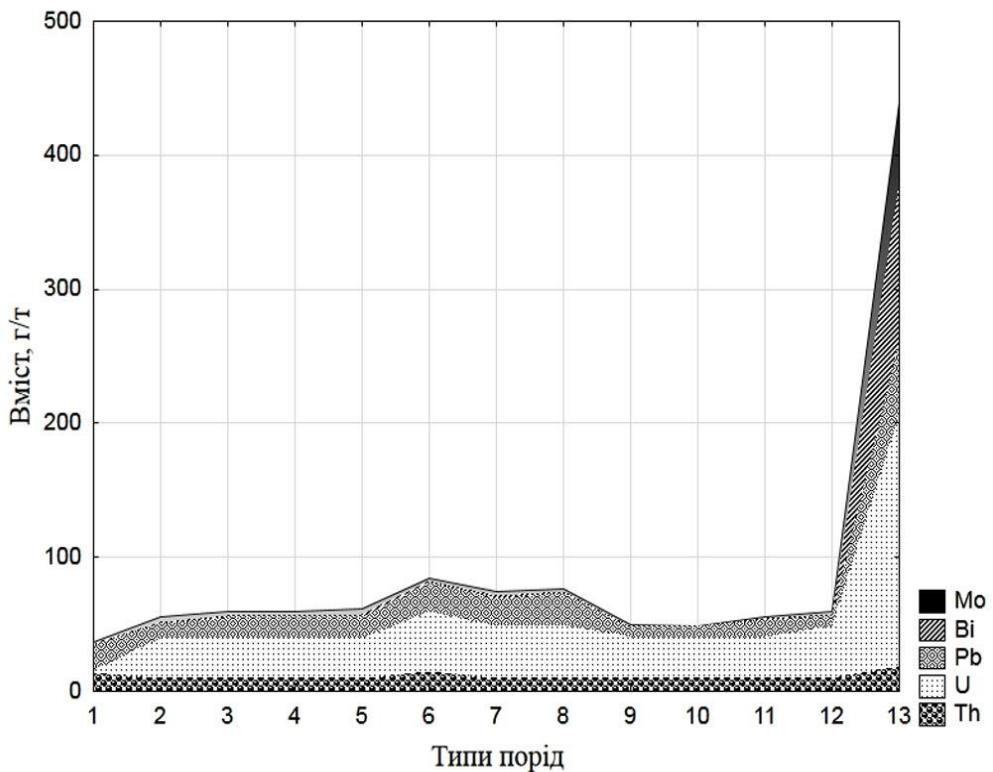


Рис. 2.1. Діаграма розподілу середнього вмісту Th, U, Bi, Mo, Pb в породах центральної частини Кочерівської западини. 1 – кларк для кристалічних порід УЩ [3,12]; 2 – амфіболіт; 3 - гнейс біотит-амфіоловий; 4 – гнейс біотитовий; 5 – кристалосланець; 6 – граніт біотитовий; 7 – апліт-пегматоїдний граніт; 8 – мігматит; 9 – кальцифір; 10 – доломітовий мармур; 11 – скарноїд; 12 – кварцит метасоматичний, 13 – кварц-біотит-мікрокліновий метасоматит.

що характерна для уранових родовищ калій-уранової формaciї. Друга – Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc, характерна для метабазитів.

Найбільші коефіцієнти концентрації характерні для апліто-пегматоїдних гранітів, графітвміщуючих біотитових гнейсів, та знову таки найбільша концентрація притаманна кварц-біотит-мікрокліновим метасоматитам Безіменного рудопрояву, де цей показник становить 15,3. Підвищений вміст в кристалічних породах центральної частини Кочерівської западини таких елементів, як Th та U, цілком зрозумілий з погляду на постійну присутність в породах підвищеної концентрації таких акцесорних мінералів, як монацит та циркон. В кварц-мікроклінових метасоматитах Безіменного рудопрояву, окрім означених акцесоріїв, фіксується поява відірваного від торію урану, який концентрується у власних уранових мінералах, а також супроводжуюча рудна мінералізація у вигляді молібденіту, самородного вісмуту, вісмутину, а також інших сульфідів (пірит, піротин, халькопірит, сфалерит, арсенопірит, галеніт).

Таким чином, за геохімічними даними в розрізі центральної частини Кочерівської западини присутні два типи порід. Перший – це магматичні утворення: палеопротерозойські апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти, пегматити, апліти, мігматити, біотитові граніти. Другий – це метапеліти (графітвміщуючі біотитові гнейси) і метабазити (амфібол-біотитові кристалосланці та амфіболіти). Mo-Bi-REE-U-Th мінералізація Безіменного рудопрояву є характерною для суттєво мікроклінових пегматитів, аплітів та найбільш пізніх кварц-біотит-мікроклінових метасоматитів і за характером геохімічної спеціалізації відноситься до калій-уранового генетичного типу [23].

2.2. Геохімічна характеристика порід Хмільницького рудопрояву [34].

Для геохімічної характеристики порід Хмільницького рудопрояву нами розглянуті два типи елементів-індикаторів формацийної належності порід. Перший – Th, U, Bi, Mo, Pb, що характерний для уранових родовищ калій-уранової формациї. Другий – Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc, що характерний для метабазитів. В Таблиця 2.4 наведені середні вмісті елементів-домішок в породах, а на Рис. 2.2, Рис. 2.3 показаний характер їх розподілу в різних петротипах. Розглянемо більш детально характеристику вмісту першого типу елементів-індикаторів.

Торій. Вміст торію у всіх петротипах порід значно нижчий кларку УЩ. Виняток складають пегматити і апліти, де їх вміст (13 г/т) наближається до кларку УЩ. Це зумовлено присутністю в пегматитах та аплітах акцесорного монациту.

Уран. У кількостях в десятки раз перевищуючих кларк для УЩ уран встановлений в апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітах (12,2 г/т) та пегматитах і аплітах (82,4 г/т). На Рис. 2.2 відображеній характерний пік U, Bi, Mo, Pb, хоча вміст торію знаходиться на рівні кларку УЩ. В обох цих петротипах характерним акцесорним мінералом є уранініт, а в зонах катаклазу порід появляються і інші, більш низькотемпературні, уранові мінерали. Варто відзначити, що в графітвміщуючих гранат-біотитових гнейсах вміст урану перевищує кларк УЩ майже в два рази. Аналогічна картина нами спостерігалась в графітвміщуючих гнейсах і кристалосланцях Заваллівського рудопрояву [14]. В інших петротипах порід концентрація урану знаходиться на рівні кларку УЩ.

Таблиця 2.4. Середній вміст елементів-домішок в головних петротипах порід Хмільницького рудопрояву (в г/т). Аналізи виконані в ЦАЛ КП «Кіровгеологія».

Елемен-ти	1	2 (16)	3 (60)	4 (2)	5 (21)	6 (3)	7 (2)	8 (2)
Th/U	5,6	1,5	0,5	4,2	2,9	2	1	1
Th	14	8	13	10	10	4	2	2
U	2,2	12,2	82,4	2,5	3,9	2	2	2
Ba	420	500	202	270	508	100	200	100
Sr	340	300	212	200	283	200	200	200
Li	16	30	37	30	35	100	50	40
Ce	50	100	100	100	100	100	100	20
La	27	30	30	32	30	30	30	10
Y	15	10	22	8	8	7	7	3
Yb	1,2	1	2,2	0,8	1	1,5	0,7	0,5
Ga	12	15	18	19	22	20	15	10
Ge	1,4	0,7	0,7	0,7	1	1	0,7	0,7
Cr	77	6	15	33	141	80	20	300
Ni	33	6	10	20	57	80	30	300
Co	13	4	5	15	37	20	4	50
Cu	28	30	28	34	43	7	10	80
Zn	44	20	37	45	88	80	60	50
V	34	10	16	40	178	200	20	300
Sc	8	3	5	9	6	8	3	20
P	490	800	788	530	650	600	500	500
Ti	1500	1000	1247	1750	4500	3000	1000	3000
Mn	294	80	120	540	458	600	200	800
Mo	0,8	1,5	1,6	0,9	2	0,7	0,7	0,7
Pb	20	20	38	26	11	8	30	8
Bi	0,009	0,7	0,7	0,7	1	0,7	0,7	0,7
Sn	1,5	1	1	1,3	1	4	1	1
As	1,7	70	70	70	70	70	70	70
Ag	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Zr	70	100	99	96	180	200	100	50
Nb	20	15	14	8	13	10	10	3
Be	2	3	3	3	4	3	3	1

Примітка: в дужках – кількість аналізів. 1 – кларк для кристалічних порід УЩ [3,12]; 2 – апліт-пегматоїдні двупольовошпатові граніти; 3- пегматити і апліти мікроклінові; 4 – плагіограніти і плагіопегматити; 5 – гранат-біотитові гнейси графітвміщуючі; 6 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 7 – tremolit-dіопсидові екзоскарни; 8 – діабазові порфірити.

Вісмут. Вміст вісмуту в породах не показує значних коливань і знаходиться в межах 0,7 г/т. Виняток знову ж складають графітвміщуючі гранат-біотитові гнейси, в яких концентрація вісмуту досягає 1 г/т.

Молібден. В підвищених кількостях молібден відзначений в двопольовошпатових гранітах (1,5 г/т), пегматитах і аплітах (1,6 г/т) і плагіопегматитах

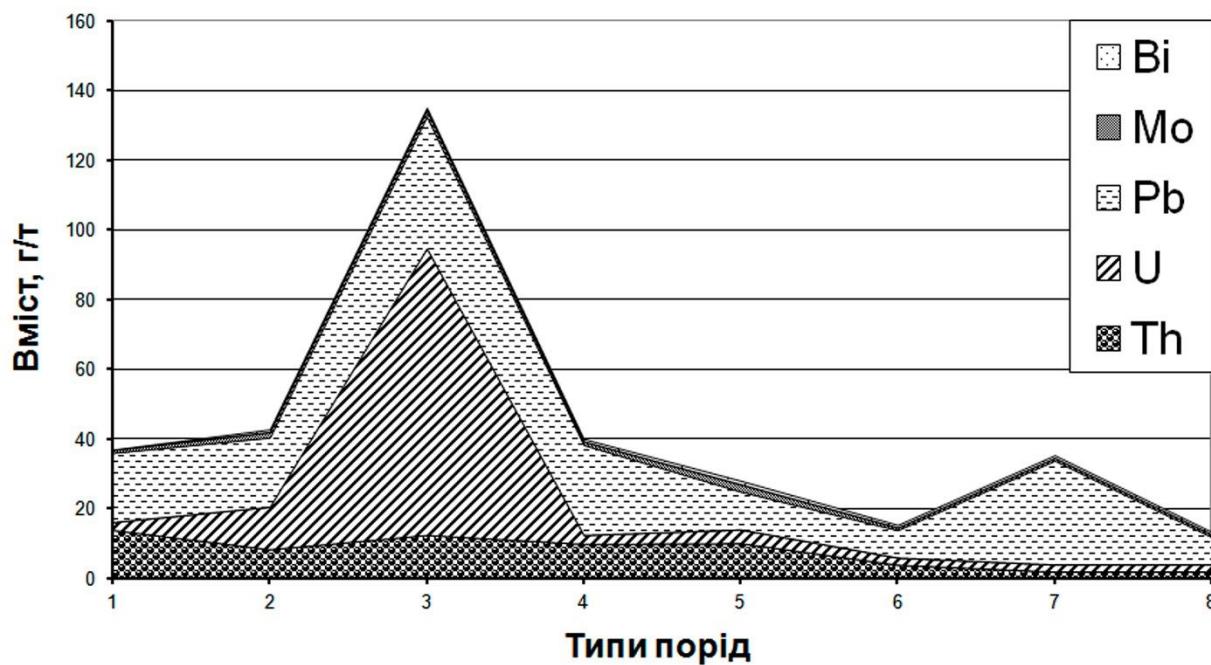


Рис. 2.2. Діаграма розподілу значень середнього вмісту Th, U, Pb, Mo, Bi в породах Хмільницького рудопрояву. Типи порід: 1 – кларк для кристалічних порід УЩ [3,12]; 2 – апліт-пегматоїдні двупольовошпатові граніти; 3- пегматити і апліти мікроклінові; 4 – плагіограніти і плагіопегматити; 5 – гранат-біотитові гнейси графітвміщуючі; 6 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 7 – тремоліт-діопсидові екзоскарни; 8 – діабазові порфірити.

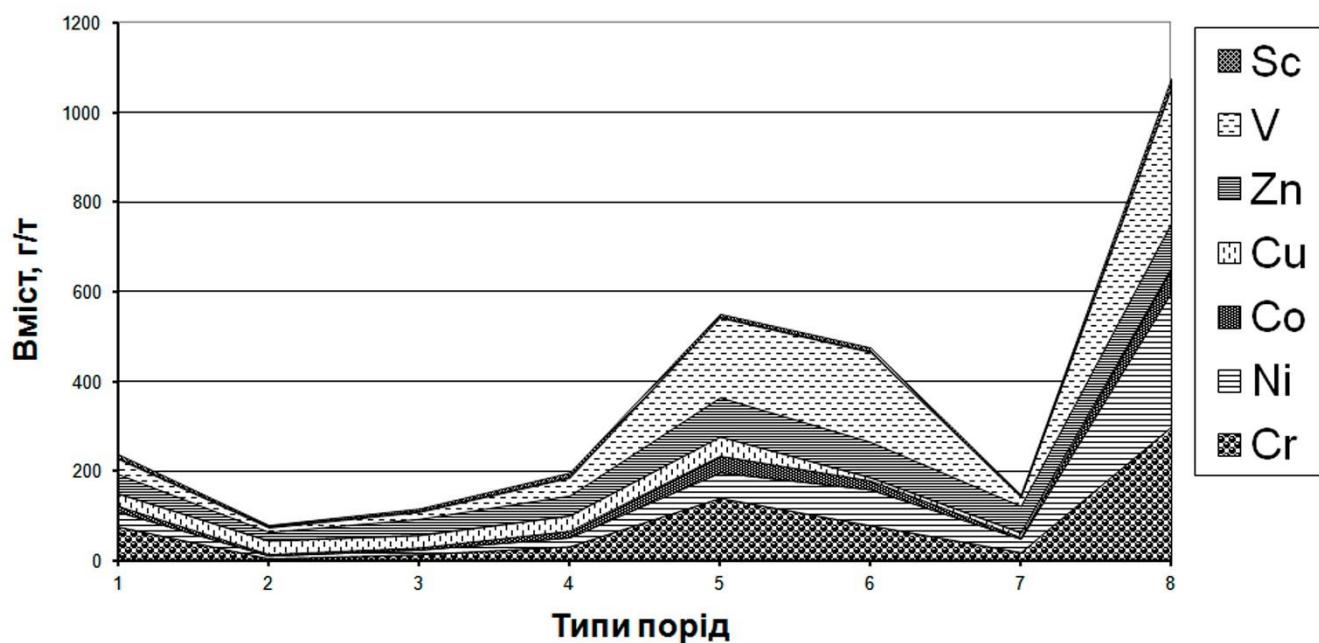


Рис. 2.3. Діаграма розподілу значень середнього вмісту Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc в породах Хмільницького рудопрояву. Типи порід: 1 – кларк для кристалічних порід УЩ [3,12]; 2 – апліт-пегматоїдні двупольовошпатові граніти; 3- пегматити і апліти мікроклінові; 4 – плагіограніти і плагіопегматити; 5 – гранат-біотитові гнейси графітвміщуючі; 6 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 7 – тремоліт-діопсидові екзоскарни; 8 – діабазові порфірити.

(0,9 г/т). Найбільш високий вміст молібдену зафікований в графітвміщуючих гранат-біотитових гнейсах (2 г/т).

Свинець. Для свинцю характерна радіогенна природа, про що свідчить його тісний кореляційний зв'язок свинцю з ураном. Адже максимальні вмісти урану і свинцю зафіковані в пегматитах та аплітах. Підвищені вмісти свинцю відзначаються також в плагіопегматитах (26 г/т) та tremolіt-dіопсидових ендоскарнах (30 г/т). В останніх свинець має метасоматичну природу (утворення галеніту), що пов'язано з процесами грейзенізації скарнів під впливом постмагматичних гідротермальних розчинів.

Характер розподілу Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc в породах має однозначну інтерпретацію (Рис. 2.3). Тут спостерігається два піка. Перший характерний для графітвміщуючих гранат-біотитових гнейсів та амфібол-біотитових гнейсів які утворились за рахунок ерозії древніх метабазитів. Другий характеризує мезопротерозойські дайки діабазових порфіритів.

Таким чином за геохімічними даними в розрізі Хмільницької ділянки виділяють два типи порід. Перший це магматичні утворення – палеопротерозойські апліто-пегматоїдні двупольовошпатові граніти, пегматити, апліти, плагіограніти і плагіопегматити а також мезопротерозойські дайки діабазових порфіритів. Другий це метапеліти (графітвміщуючі гранат-біотитові гнейси і амфібол-біотитові плагіогнейси), що утворились за рахунок еrozії древніх основних порід.

REE-U-Th мінералізація є характерною для пегматитів і аплітів, які зазнали кремнієво-калієвого метасоматозу, і за характером геохімічної мінералізації відноситься до калій-уранового генетичного типу, що широко розповсюджений в межах Дністровсько-Бузького та Інгульського мегаблоків УЩ.

2.3. Геохімічна характеристика порід Гайворонськогоrudoproyavu [4].

Найбільший інтерес для Гайворонської ділянки представляє вміст Th і U в різних петрографічних різновидах порід. В Таблиця 2.5 наведений середній вміст Th і U та інших елементів-домішок в гранітоїдах та метаморфічних породах.

Торій. Вміст Th в гранітоїдах не перевищує кларк для УЩ. При цьому найбільший вміст (10–14 г/т) мають пегматити та апліти істотно мікроклінові. Саме

в цих породах відмічається підвищений вміст акцесорного монациту. Необхідно також відзначити підвищений (10–15 г/т) вміст Th в біотитових та гранат-біотитових гнейсах, вірогідно за рахунок гранітизації яких утворилися апліто-пегматоїдні граніти.

Уран. U міститься у всіх петротипах порід в підвищенні кількості. Найбільший (21,9–29,4 г/т) вміст урану, що в 10 разів перевищує кларк для УЩ, мають апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти, апліти та пегматити.

Таблиця 2.5. Середній вміст елементів-домішок в головних петротипах порід Гайворонського рудопрояву (в г/т).

Елементи	1	2 (50)	3 (34)	4 (6)	5 (4)	6 (5)	7 (2)	8 (9)	9 (8)	10 (6)
Th/U	5,6	0,9	0,9	0,9	0,7	1,9	1,5	1,7	2,2	1,8
Th	14	9	14	10	4	10	15	9	7	4
U	2,2	21,9	29,4	14,2	17,5	5,2	11	11,8	4,9	16,3
Ba	420	291	277	107	93	460	250	222	250	128
Sr	340	200	200	200	200	200	200	211	225	200
Li	16	46	42	60	40	60	55	97	115	97
Ce	50	100	100	100	100	100	100	100	100	100
La	27	30	30	30	30	30	30	30	30	30
Y	15	18	18	24	16	13	10	11	8	11
Yb	1,2	1,9	2,1	2,3	1,7	1,6	1	1,8	1,7	1,7
Ga	12	19	18	18	15	20	20	20	19	18
Ge	1,4	0,8	1	0,8	1,1	0,7	0,7	0,8	0,9	1,1
Cr	77	22	21	48	19	26	18	94	118	167
Ni	33	10	10	32	13	11	9	72	98	192
Co	13	2	3	7	6	4	2	16	22	37
Cu	28	18	17	18	15	17	20	47	21	23
Zn	44	31	34	57	65	52	35	73	73	105
V	34	6	8	30	12	26	7	88	148	158
Sc	8	4	4	4	5	3	5	7	8	13
P	490	674	656	633	575	760	800	611	675	567
Ti	1500	700	672	1167	575	2040	1750	2889	3125	3000
Mn	294	347	363	283	675	380	200	500	638	767
Mo	0,8	1,4	1,1	1,7	1,8	0,8	0,7	1,2	0,8	1,3
Pb	20	52	47	32	35	40	40	19	9	9
Bi	0,009	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8
Sn	1,5	2,9	2,9	2,8	3,3	3,8	3,5	4	3,1	3,7
As	1,7	70	70	70	70	70	70	70	70	70
Ag	0,07	0,1	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,07
Zr	70	130	118	127	113	150	150	161	175	167
Nb	20	14	14	12	9	17	20	14	9	11
Be	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Примітка: в дужках – кількість аналізів. 1 – кларк для порід УЩ; Th [3,12]; 2 – апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти; 3 – пегматити і апліти мікроклінові; 4 – плагіограніти і плагіопегматити; 5 – кварцити апогранітні; 6 – біотитові гнейси; 7 – гранат-біотитові гнейси; 8 – біотитові плагіогнейси; 9 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 10 – амфіболіти. Спектральні дослідження виконано в ЦАЛ КП «Кіровгеологія», аналітик К.В. Перебийніс.

В зонах тріщинуватості та катаклазу цих порід встановлена уранова мінералізація гіпергенного характеру. В метаморфічних породах підвищений вміст урану встановлений також в гранат-біотитових гнейсах і біотитових плагіогнейсах. Дещо несподіваним є досить високий (16,3 г/т) вміст урану в амфіболітах, що, мабуть, пояснюється приконтактовими процесами мігматизації.

Молібден. Вміст Mo, який є характерним елементом для родовищ калій-уранової формaciї, в гранітоїдах змінюється в межах від 1,1 до 1,8 г/т і трохи перевищує кларк для УЩ. В метаморфічних породах його вміст значно нижчий – 0,7-1,3 г/т. Найбільшим вмістом характеризуються біотитові плагіогнейси (1,2 г/т) та амфіболіти (1,3 г/т).

Вісмут. Ві також є характерним елементом-домішкою родовищ калій-уранової формaciї, хоча в породах ділянки, що вивчається, він не утворює аномальної концентрації. Його вміст знаходиться в межах 0,7–0,8 г/т і практично одинаковий для всіх різновидів порід. Це пояснюється тим, що в породах не проявилися постмагматичні гідротермально-метасоматичні процеси.

Вміст Pb в породах чітко корелюється із вмістом урану, що пояснюється радіоактивним розпадом ізотопів урану і торію в акцесорних мінералах. На Рис. 2.4 показана діаграма розподілу середнього вмісту елементів домішок (Th, U, Pb, Mo, Bi), характерних для родовищ калій-уранової формaciї, в різних типах порід. На цій діаграмі видно два піки аномального вмісту цих елементів. Перший пік характерний для апліто-пегматоїдних гранітів (№ 2) та пегматитів (№ 3). Другий пік відзначений для гранат-біотитових гнейсів (№ 7).

Характер розподілу середнього вмісту Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc, що характерні для метабазитів, показаний на Рис. 2.5. Як видно з цієї діаграми, вміст цих елементів різко зростає в метабазитах – біотитових плагіогнейсах (№ 8), амфібол-біотитових плагіогнейсах (№ 9) і досягає максимальних значень в амфіболітах. Необхідно відзначити невеликий пік в плагіопегматитах, які утворюються при гранітизації метабазитового субстрату.

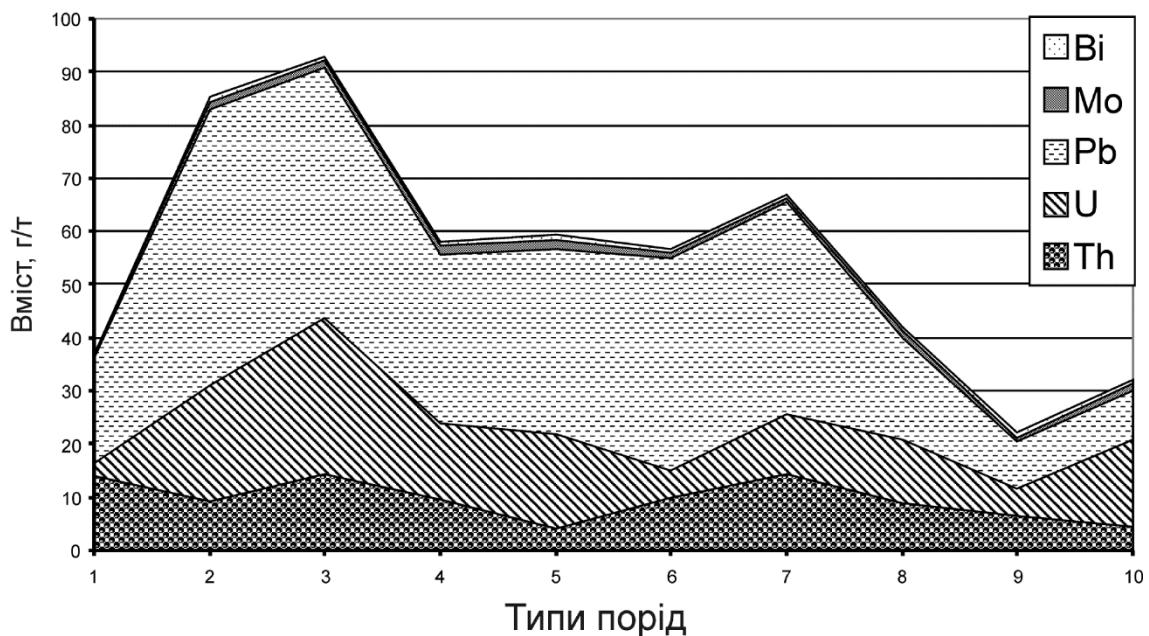


Рис. 2.4. Діаграма розподілу значень середнього вмісту Th, U, Pb, Mo, Bi в породах Гайворонськогоrudопрояву. Типи порід: 1 – кларк для порід УЩ [3,12]; 2 – апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти; 3 – пегматити і апліти мікроклінові; 4 – плагіограніти і плагіопегматити; 5 – кварцити апогранітні; 6 – біотитові гнейси; 7 – гранат-біотитові гнейси графітовмісні; 8 – біотитові плагіогнейси; 9 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 10 – амфіболіти.

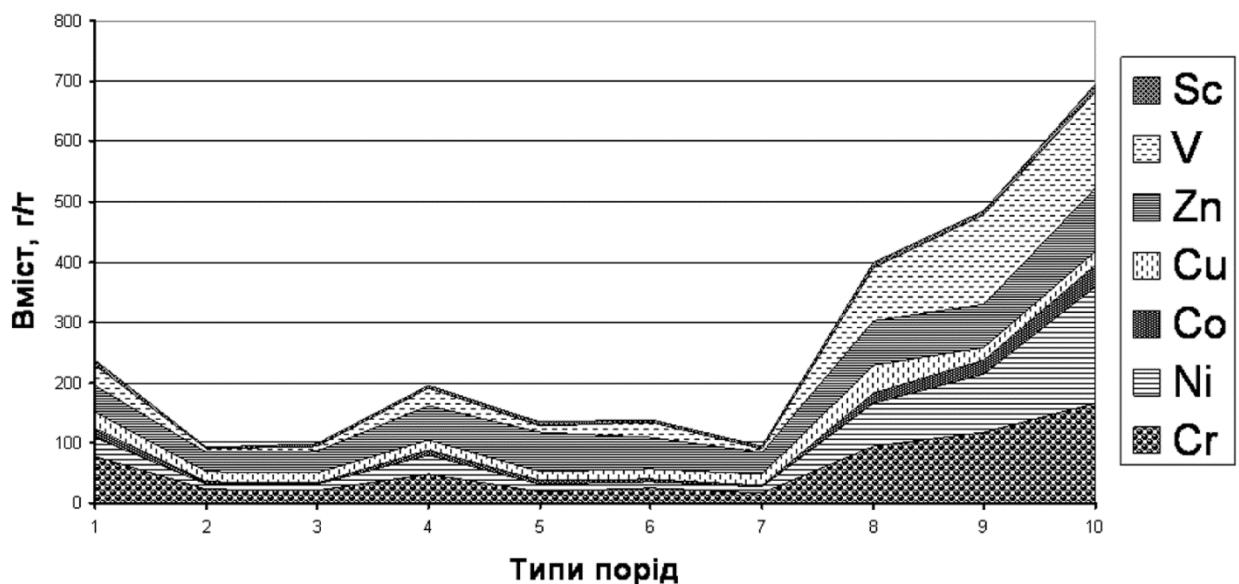


Рис. 2.5. Діаграма розподілу значень середнього вмісту Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc в породах Гайворонськогоrudопрояву. Типи порід: 1 – кларк для порід УЩ [3,12]; 2 – апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти; 3 – пегматити і апліти мікроклінові; 4 – плагіограніти і плагіопегматити; 5 – кварцити апогранітні; 6 – біотитові гнейси; 7 – гранат-біотитові гнейси графітовмісні; 8 – біотитові плагіогнейси; 9 – амфібол-біотитові плагіогнейси; 10 – амфіболіти.

2.4. Геохімічна характеристика порід Заваллівського рудопрояву [14].

В Таблиця 2.6 наведені середні вмісті елементів-домішок в різноманітних породах Заваллівської ділянки. Для генетичних особливостей цих порід нами виділяється дві групи елементів: 1 – Th, U, Bi, Mo, Pb; і 2 – Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc.

Таблиця 2.6. Середній вміст елементів-домішок в головних петротипах порід Заваллівського рудопрояву (в г,т).

Еле- менти	1	2 (30)	3 (61)	4 (42)	5 (4)	6 (7)	7 (2)	8 (6)	9 (7)	10 (5)	11 (5)	12 (16)	13 (13)	14 (2)	15 (4)
Th/U	5,6	2	2	0,3	5	3	1,3	0,9	2,7	6,4	1,6	0,9	1	0,7	1
Th	14	13	28	14	26	12	5	1	21	15	10	1	3	1	2
U	2,2	10,9	14,1	77	8	6,1	4	1,2	11,3	4,2	7,6	2,4	2,4	2	1,8
Ba	420	249	174	180	425	271	85	267	571	620	248	351	354	300	260
Sr	340	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200
Li	16	32	33	35	38	31	35	20	36	28	40	21	22	20	28
Ce	50	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
La	27	33	36	37	30	33	30	30	36	30	30	30	30	30	30
Y	15	14	19	22	11	9	11	12	17	13	18	12	9	10	14
Yb	1,2	1,1	1,4	1,8	0,9	0,9	1	1,3	1,4	1,2	1,4	1,1	0,8	0,7	1,7
Ga	12	20	19	19	18	19	15	15	19	19	19	16	11	7	11
Ge	1,4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,1	0,7	0,7	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7	1,7
Cr	77	19	17	14	44	32	18	65	43	64	55	56	24	5	131
Ni	33	16	13	11	29	19	9	78	50	74	84	48	22	10	127
Co	13	7	5	5	18	14	15	48	33	38	24	39	12	3	61
Cu	28	32	30	24	46	33	25	32	46	46	68	40	24	1	16
Zn	44	41	29	32	48	43	175	92	109	58	102	64	34	20	70
V	34	18	13	10	43	39	34	103	46	68	96	111	43	9	96
Sc	8	4	5	6	5	8	6	25	8	10	9	19	6	3	5
P	490	580	613	590	400	529	700	333	529	460	500	369	362	300	400
Ti	1500	1317	1011	760	2025	1700	3000	2667	2643	2400	3600	2375	1569	350	1629
Mn	294	309	366	367	300	536	500	883	600	2340	660	1175	992	600	5525
Mo	0,8	1,3	1,5	1,3	1,2	1	0,9	0,7	2,1	1,6	0,8	0,9	0,8	0,7	1
Pb	20	34	29	29	31	27	8	6	14	23	12	5	7	3	9
Bi	0,009	2,81	3,88	4,19	2,6	7,69	4,35	0,7	1,34	9,8	2,62	1,11	0,82	0,7	0,7
Sn	1,5	1,4	1,5	1,3	1	1,4	3	1	1,5	1,3	2,9	1,5	1,6	0,7	1,4
As	1,7	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	78
Ag	0,07	0,08	0,11	0,09	0,07	0,07	0,14	0,07	0,1	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,1
Zr	70	122	126	165	158	96	105	125	190	210	150	146	93	55	220
Nb	20	9	9	10	9	8	9	8	9	9	17	7	7	7	8
Be	2	3	3	3	4	4	3	3	4	4	3	3	3	3	3

Примітка: в дужках – кількість аналізів. 1 – кларк для порід УЩ [3,12]; 2 – апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти; 3- пегматити і апліти мікроклінові; 4 – гранат-біотит-силіманітові метасоматити; 5 – мігматити апогнейсові; 6 – плагіограніти і плагіопегматити; 7 – кварцити апогранітні; 8 – амфіболіти і актиноліт-плагіоклазові кристалосланці; 9 – графіт-біотитові плагіогнейси; 10 – графіт-гранат-біотитові кристалосланці; 11 – гранат-біотитові плагіогнейси; 12 – актиноліт-діопсид-плагіоклазові ендоскарни; 13 – форстерит-діопсид-кальцитові екзоскарни; 14 – серпентин-доломітові мармури; 15 – залізисті магнетит-амфібол-гранатові скарни. Спектральні дослідження виконано в ЦАЛ КП «Кіровгеологія», аналітик К.В. Перебийніс.

Перша, це елементи-індикатори REE-U-Th родовищ калій-уранової формациї. Друга є характерною для метабазитів, що дуже поширені серед метаморфічних порід і з

якими знаходяться в тісній асоціації плагіограніти. Обидві групи елементів виразно демонструють генетичні особливості всього комплексу порід (Рис. 2.6, Рис. 2.7). Розглянемо більш детально характер розподілу середніх вмістів Th, U, Bi, Mo, Pb в різних породах.

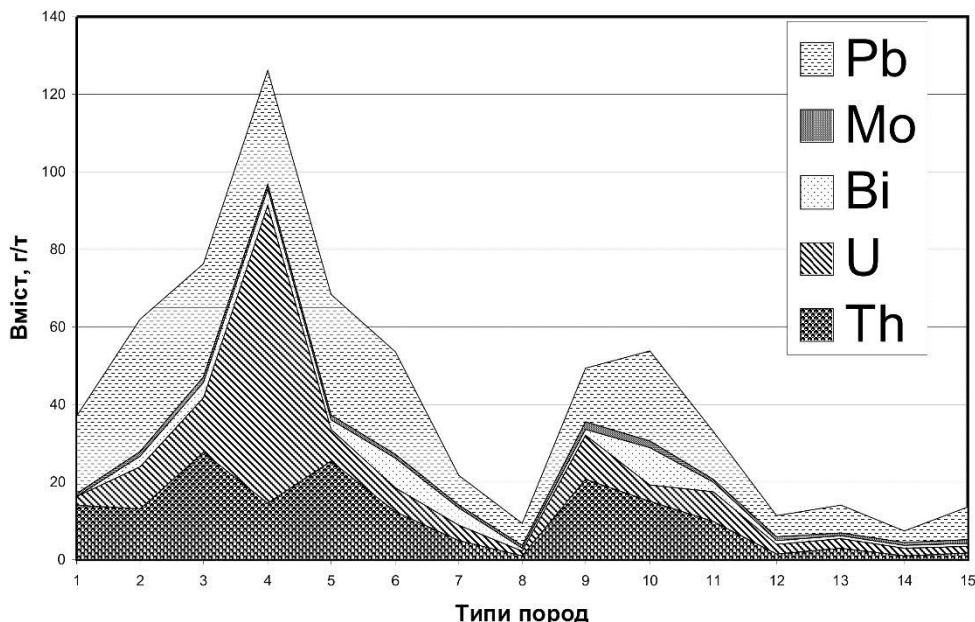


Рис. 2.6. Діаграма розподілу середніх вмістів Th, U, Bi, Mo, Pb породах Заваллівського рудопрояву. Типи порід: 1 – кларк для порід УЩ [3,12]; 2 – апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти; 3- пегматити і апліти мікроклінові; 4 – гранат-біотит-силіманітові метасоматити; 5 – мігматити апогнейсові; 6 – плагіограніти і плагіопегматити; 7 – кварцити апогранітні; 8 – амфіболіти і актиноліт-плагіоклазові кристалосланці; 9 – графіт-біотитові плагіогнейси; 10 – графіт-гранат-біотитові кристалосланці; 11 – гранат-біотитові плагіогнейси; 12 – актиноліт-діопсид-плагіоклазові ендоскарни; 13 – форстерит-діопсид-кальцитові екзоскарни; 14 – серпентин-доломітові мармури; 15 – залізисті магнетит-амфібол-гранатові скарни.

Торій. Найбільший вміст торію, що перевищує кларк УЩ в два рази, мають апліти та пегматити (№ 3) та апогнейсові мігматити (№ 5).

В метаморфічних породах підвищений вміст торію (15-21 г/т) встановлені в графіт-біотитових плагіогнейсах (№ 9) та графіт-гранат-біотитових кристалосланцях. Вміст торію на рівні кларку відзначається в двопольовошпатових гранітах (№ 2) та плагіогранітах і плагіопегматитах (№ 6). В інших типах порід вміст торію значно нижче кларку.

Уран. В гранітоїдах, гранат-біотит-силіманітових метасоматитах та метапелітах встановлені високі концентрації урану. В амфіболітах вміст урану значно нижчий кларку, а в скарнах знаходиться в межах кларку. При цьому

максимальні вмісти урану, що перевищують кларк УЩ в 35 раз встановлено в гранат-біотит-силіманітових метасоматитах, що розвиваються по пегматитам та аплітам істотно мікроклінового складу.

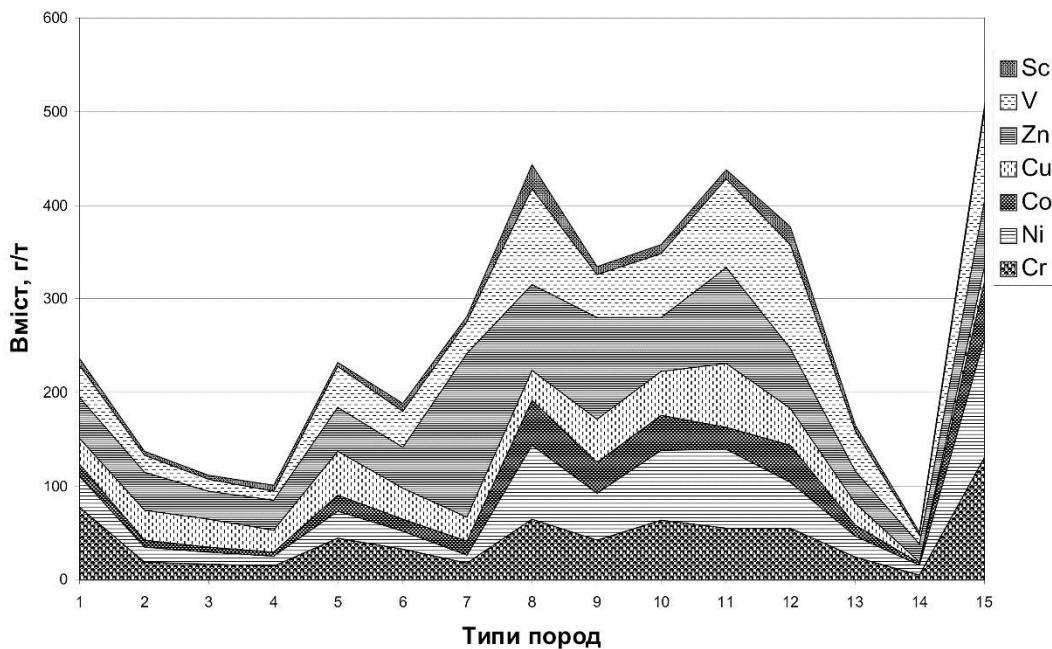


Рис. 2.7. Діаграма розподілу середніх вмістів Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc породах Завалівського рудопрояву. Типи порід: 1 – кларк для порід УЩ [3,12]; 2 – апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти; 3- пегматити і апліти мікроклінові; 4 – гранат-біотит-силіманітові метасоматити; 5 – мігматити апогнейсові; 6 – плагіограніти і плагіопегматити; 7 – кварцити апогранітні; 8 – амфіболіти і актиноліт-плагіоклазові кристалосланці; 9 – графіт-біотитові плагіогнейси; 10 – графіт-гранат-біотитові кристалосланці; 11 – гранат-біотитові плагіогнейси; 12 – актиноліт-діопсид-плагіоклазові ендоскарни; 13 – форстерит-діопсид-кальцитові екзоскарни; 14 – серпентин-доломітові мармури; 15 – залізисті магнетит-амфібол-гранатові скарни.

Високі вмісти урану, що перевищують кларк УЩ в 2-5 раз, зафіковані в графітвміщуючих гнейсах та кристалосланцях, які первинно були вулканогенно-осадовими породами із значним вмістом органіки.

Вісмут є характерним елементом для REE-U-Th родовищ калій-уранової формациї. У всіх різновидах порід зустрічається в підвищених кількостях порівняно з кларком для земної кори по А.П. Виноградову [3]. Найбільші концентрації вісмуту встановлені в гранітоїдах та апогранітних кварцитах, в яких його вміст коливається в межах від 2,6 до 7,69 г/т. Серед вміщуючих порід вісмутом збагачені метапеліти (1,34-9,8 г/т). Але найбільший вміст вісмуту встановлений в графіт-гранат-

біотитових кристалосланцях (9,8 г/т). В амфіболітах, магнезіальних та залізистих скарнах відзначаються самі низькі концентрації вісмуту (0,7-1,11 г/т).

Молібден так як і вісмут є елементом-індикатором REE-U-Th зруденіння в гранітоїдах. В кількостях, що перевищують кларк УЩ, він відзначений в гранітоїдах та метапелітах. В амфіболітах, магнезіальних та залізистих скарнах його кількість знаходитьться на рівні кларку. Але найбільші вмісті молібдену (1,5 г/т) встановлені в пегматитах та аплітах істотно мікроклінових. Необхідно відзначити, що найбільш високий вміст молібдену (1,6-2,1 г/т) відзначений в графітвміщуючих гнейсах та кристалосланцях. Як відомо [30], найбільш високі вмісті молібдену характерні для осадових порід, які мають значний домішок органогенного матеріалу. В сучасних умовах молібден накопичується в листях різноманітних дерев.

Свинець. У вищекларкових концентраціях відзначений в гранітоїдах та графіт-гранат-біотитових кристалосланцях. Вміст свинцю в породах тісно пов'язаний з вмістом торію і урану і, як правило, має радіогенну природу.

На Рис. 2.6 показаний характер розподілу U, Th, Bi, Mo, Pb в породах Заваллівської ділянки. Породи №№ 2-6 (гранітоїди) утворюють характерні аномальні піки з однаковим типом розподілу U, Th, Bi, Mo, Pb. Винятком є гранат-біотит-силіманітові метасоматити (№ 4). В останніх на фоні різкого підвищення концентрацій U, Bi, Mo, Pb спостерігається понижений вміст торію до рівня кларку УЩ. Цей факт пояснюється тими обставинами, що уранова мінералізація в гранат-біотит-силіманітових метасоматитах утворюється за рахунок руйнування первинного акцесорного монациту пегматитів та аплітів і вилуговування з нього урану, що звичайно і приводить до зменшення в них кількості торію.

Для характеристики геохімічних особливостей метаморфічних та метасоматичних порід показовим є Рис. 2.7, на якому зображені характер розподілу Cr, Ni, Co, Cu, Zn, V, Sc – елементів-індикаторів метабазитів. На цьому рисунку відзначається значне збільшення цих елементів порівняно з кларком УЩ не тільки в амфіболітах (№ 8), але і в гранат-біотитових плагіогнейсах (№ 11) та залізистих скарнах (№ 15). Вірогідно, що гранат-біотитові плагіогнейси утворилися за рахунок давньої кори вивітрювання архейських ендербітів гайворонського комплексу. Що

стосується залізистих скарнів, то вони є типовими глибинними метасоматичними породами, що утворились в контакті метабазитів та доломітів в умовах гранулітової фації метаморфізму.

За петрохімічними особливостями (Таблиця 2.7) торієносні апліто-пегматоїдні двопольовошпатові граніти і плагіомігматити відрізняються від ураноносних окварцьованих і мікроклінізованих аплітів і пегматитів нижчим вмістом SiO_2 і K_2O , і більш високими – Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O .

Для ураноносних гранат-біотит-силіманітових метасоматитів, що розвиваються по аплітам та пегматитам, виявлені такі мінералогічні закономірності (Таблиця 2.8–Таблиця 2.10):

- 1) збільшення анітового та істонітового компонентів в біотиті ($f_{\text{cp.}}=59,28\%$, $a_{\text{cp.}}=26,61\%$);
- 2) збільшення піропового та спессартинового компонентів в альмандині;
- 3) пониження основності плагіоклазу з № 20-23 (пегматити) до № 11 (в ураноносних метасоматитах);
- 4) присутність більш пізнього гратчастого мікрокліну, що заміщує олігоклаз;
- 5) наявність феримусковіту в ураноносних гранат-біотит-силіманітових мікропрожилках;
- 6) високий вміст ThO_2 (16,85 %), UO_2 (4,23 %) і низький Ce_2O_3 (18,86 %) в монациті і відсутність свинцю;
- 7) присутність уранініту II з низьким вмістом ThO_2 (1,15-1,83 %), а також настурану і молодої уранової черні;
- 8) наявність піриту II та сфалериту.

Таблиця 2.7. Хімічний склад гранітоїдів Завалівського рудопрояву.

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,93	72,11	64,88	71,48	73,59	74,95	70,34
TiO ₂	1,31	0,03	0,25	0,10	0,14	0,01	0,17
Al ₂ O ₃	16,85	14,76	18,66	14,56	13,48	13,66	15,10
Fe ₂ O ₃	1,05	0,08	0,32	0,09	0,38	0,35	0,48
FeO	8,84	1,72	2,30	2,15	1,80	1,36	2,30
MnO	0,12	0,04	0,02	0,06	0,05	0,05	0,07
MgO	5,32	0,20	0,81	0,26	0,40	0,36	0,61
CaO	2,18	0,56	1,97	1,21	0,56	1,13	0,84
Na ₂ O	2,21	2,20	4,10	2,27	2,60	2,67	2,43
K ₂ O	4,87	7,50	5,88	6,88	6,26	4,58	7,20
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,10	0,05	0,09	0,04	0,06
CO ₂	0,05	0,11	0,05	0,14	0,05	<0,05	0,11
S _{общ}	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
H ₂ O ⁻	0,11	0,11	0,10	0,14	0,02	0,10	0,12
П.п.п.	1,89	0,31	0,37	0,43	0,43	0,35	0,59
Сума	99,87	99,91	99,91	99,92	99,95	99,76	100,52
U г/т	32	65	17	120	не виз.	72	20
Th г/т	185	8	208	26	не виз.	24	47

Примітка: 1 – гранат-біотитовий кристалосланець, що збагачений монацитом, св. 57-2, гл. 71,3 м; 2 – апліт, св. 57-2, гл. 119,4 м; 3 – апліто-пегматоїдний граніт двопольовошпатовий, св. 57-2, гл. 181,1 м; 4 – пегматит, св. 57-2, гл. 186,7 м; 5 – те ж саме, св. 57-2, гл. 188,5 м; 6 – те ж саме, св. 57-2, гл. 190,6 м; 7 – те ж саме, св. 57-2, гл. 191,4 м. Аналізи №№ 1-14 виконані в ЦЛ КП «Кіровгеологія», аналітик С.П. Модленко.

Продовження таблиці 2.7

Компоненти	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	63,96	59,20	77,54	70,18	72,84	75,41	70,59
TiO ₂	0,37	0,13	0,03	0,11	0,09	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	18,20	20,41	12,02	15,24	14,38	12,00	15,72
Fe ₂ O ₃	0,39	1,09	0,16	0,35	0,29	0,28	0,28
FeO	2,44	7,90	0,83	3,52	1,22	0,91	2,15
MnO	0,02	0,46	0,02	0,11	0,03	0,02	0,07
MgO	0,76	1,77	0,10	0,86	0,25	0,30	0,30
CaO	0,77	3,45	0,42	0,35	0,35	0,41	0,42
Na ₂ O	2,50	4,15	2,27	2,75	2,92	2,67	3,12
K ₂ O	9,62	0,71	5,72	5,34	6,90	6,85	6,36
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,09	0,09	0,11	0,08	0,12
CO ₂	0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05
S _{общ}	<0,1	<0,1	0,13	<0,1	0,26	<0,1	<0,1
H ₂ O ⁻	0,09	0,09	0,10	0,02	0,10	0,10	0,10
П.п.п.	0,41	1,06	0,20	0,65	0,28	0,67	0,32
Сума	99,74	100,65	99,68	99,72	100,07	99,90	99,75
U г/т	54	50	285	337	196	290	27
Th г/т	60	189	12	29	10	12	27

Примітка: 8 – апліт, св. 57-2, гл. 198,0 м; 9 – монацитоносний гранатвміщуючий плагіомігматит, св. 57-2, гл. 199,1 м; 10 – пегматит з урановою мінералізацією в мусковіт-біотит-силіманітових прожилках, св. 57-3, гл. 83,9 м; 11 – те ж саме, св. 57-3, гл. 93,7 м; 12 – катаклазований пегматит з урановою мінералізацією, св. 57-3, гл. 131,3 м; 13 – те ж саме, св. 57-3, гл. 138,9 м; 14 – пегматит з акцесорною Th-TR-U мінералізацією, св. 57-3, гл. 154,5 м.

Таблиця 2.8. Хімічний склад слюд

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35,86	34,67	34,12	35,67	36,38	36,51	36,84	39,18
TiO ₂	2,78	1,98	3,08	3,92	3,56	1,62	1,24	1,69
Cr ₂ O ₃	-	-	0,04	0,01	0,02	-	0,01	-
Al ₂ O ₃	16,81	17,24	19,29	17,87	18,72	18,47	18,16	20,17
FeO	20,16	19,26	17,28	17,90	19,31	17,78	17,40	16,97
MnO	0,19	0,07	0,04	0,08	0,12	0,07	0,05	0,08
MgO	9,58	9,14	5,16	6,11	7,70	8,22	8,67	10,03
CaO	-	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,07
Na ₂ O	0,14	0,25	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	9,46	9,28	9,10	9,40	9,95	9,69	9,70	10,19
Si	2,811	2,812	2,934	2,986	2,865	2,948	2,975	2,929
Al	1,189	1,188	1,066	1,014	1,135	1,052	1,025	1,071
Ti	0,164	0,121	0,199	0,246	0,211	0,098	0,075	0,097
Al	0,364	0,460	0,890	0,740	0,603	0,706	0,704	0,753
Fe ²⁺	1,339	1,306	1,243	1,247	1,272	1,201	1,175	1,041
Mn	0,013	0,005	0,003	0,005	0,008	0,005	0,003	0,005
Mg	1,120	1,106	0,662	0,759	0,904	0,989	1,044	1,099
Ca	-	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	-	0,005
Na	0,021	0,039	-	-	-	-	-	-
K	0,997	0,959	0,998	0,998	1,000	0,998	0,999	0,997
F	54,45	54,14	65,25	62,16	58,45	54,84	52,95	48,64
<i>aℓ</i>	22,76	23,98	28,78	26,00	25,64	25,49	24,97	26,46

Примітка: тире - не виявлено. 1,2 – біотит з пегматиту, св. 57-2, гл. 127,5 м; 3-5 – біотит із розгнайсованого пегматиту, св. 57-3, гл. 93,7 м; 6-8 – біотит мусковіт-силіманіт-гранат-біотитових прожилків розгнайсованого пегматиту (із TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 93, 7 м. Аналізи в таблицях 2.8-2.10 виконані на мікрорентгеноспектральному аналізаторі JCXA-5 в ІГМР ім. М.П.Семененко НАН України, аналітик І.М. Бондаренко.

Продовження таблиці 2.8.

Компоненти	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	40,99	34,56	35,67	35,12	35,82	42,03	40,95
TiO ₂	1,05	2,67	2,89	3,11	3,00	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	30,64	20,01	18,43	18,76	18,57	18,86	19,18
Fe ₂ O ₃	4,41	-	-	-	-	-	-
FeO	-	17,65	18,80	17,72	19,40	1,83	1,81
MnO	0,03	0,03	0,03	0,01	0,05	0,08	0,06
MgO	0,49	5,02	6,49	6,44	6,79	22,13	20,84
CaO	0,01	0,02	0,02	-	0,01	0,02	0,05
Na ₂ O	-	0,01	0,07	0,02	0,18	-	-
K ₂ O	10,70	9,09	9,43	9,38	9,40	11,05	10,74
Si	3,000	2,939	2,933	2,926	2,903	2,976	2,978
Al	1,000	1,061	1,067	1,074	1,097	1,024	1,022
Ti	0,058	0,171	0,179	0,195	0,183	-	-
Al	1,643	0,946	0,719	0,769	0,677	0,550	0,623
Fe ³⁺	0,243	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	1,255	1,292	1,235	1,315	0,108	0,110
Mn	0,002	0,002	0,002	-	0,003	0,005	0,003
Mg	0,053	0,636	0,796	0,800	0,820	2,336	2,260
Ca	0,001	0,001	0,002	-	0,001	0,001	0,004
Na	-	0,001	0,011	0,003	0,028	-	-
K	0,998	0,986	0,989	0,997	0,972	0,998	0,997
f	-	66,37	61,88	60,69	61,59	4,42	4,64
<i>aℓ</i>	-	29,35	26,24	27,09	26,04	22,50	23,52

Примітка: 9 – феромусковіт із мусковіт-силіманіт-гранат-біотитового прожилку (із TR-Th-U мінералізацією) в розгнайсованому пегматиті, св. 57-3, гл. 93,7 м; 10-13 – біотит із катаклазованого пегматиту (із TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 131,3 м; 14-15 – флогопіт із діопсид-плагіокласового ендоскарну, св. 57-3, гл. 320,6 м.

Таблиця 2.9. Хімічний склад польових шпатів

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64,86	65,22	64,77	65,95	65,40	65,61	65,29
Al ₂ O ₃	18,35	18,37	18,31	18,65	18,48	18,52	18,46
Na ₂ O	0,96	-	0,02	0,01	0,06	0,07	0,03
K ₂ O	15,48	17,00	16,86	17,22	16,99	17,05	17,01
CaO	0,06	-	0,04	-	-	0,01	-
FeO	0,02	-	0,01	-	-	-	-
Si	3,000	3,001	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Al	1,001	0,997	1,000	1,000	1,000	0,998	1,000
Na	0,086	-	0,002	0,001	0,005	0,006	0,003
K	0,914	0,998	0,997	0,999	0,995	0,994	0,997
Ca	0,003	-	0,002	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-	-	-

Примітка: тире - не виявлено. 1 – ортоклаз із пегматиту, св. 52-2, гл. 127,5 м; 2-3 – мікроклін із розгнійованого пегматиту (із TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 93,7 м; 5-6 – мікроклін із катаклазованого пегматиту (із TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 131,3 м; 7 – мікроклін із катаклазованого пегматиту (із TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 155,5 м.

Продовження таблиці 2.9

Компоненти	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	65,05	62,83	62,02	64,99	46,59	46,98
Al ₂ O ₃	18,43	23,15	22,37	21,85	33,73	33,98
Na ₂ O	0,02	8,84	9,08	10,32	2,19	1,68
K ₂ O	16,95	0,16	0,05	0,03	-	0,01
CaO	0,06	4,85	4,12	2,41	16,18	17,26
FeO	0,01	-	0,07	-	-	-
Si	3,000	2,789	2,807	2,866	2,158	2,159
Al	1,002	1,211	1,193	1,136	1,842	1,841
Na	0,002	0,761	0,797	0,882	0,197	0,150
K	0,998	0,009	0,003	0,001	-	-
Ca	0,003	0,230	0,200	0,114	0,803	0,850
Fe	-	-	0,002	-	-	-

Примітка: 8 – мікроклін із ураноносної зони біотитизації у контакті граніту з діопсид-плагіокласовим ендоскарном, св. 57-3, гл. 320,6 м; 9-10 – олігоклаз із пегматиту, св. 57-2, гл. 127,5 м; 11 – олігоклаз (№ 11) в безпосередньому kontaktі з урановою чернью (розгнійований пегматит із TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 93,7 м; 12-13 – бітовніт із діопсид-плагіокласового ендоскарну, св. 57-3, гл. 320,6 м.

Таблиця 2.10. Хімічний склад гранатів

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,98	36,13	36,49	35,81	36,39	35,72	35,93
TiO ₂	-	0,01	0,02	0,01	-	0,01	-
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0,01	0,01	-	-	0,04
Al ₂ O ₃	20,35	20,41	20,63	20,28	20,60	20,23	20,29
FeO	32,49	34,39	32,52	33,00	32,56	33,00	31,94
MnO	2,06	2,25	3,39	4,12	4,02	3,83	4,37
MgO	4,29	3,15	3,78	2,89	3,27	3,12	3,45
CaO	0,64	0,72	0,63	0,41	0,84	0,26	0,37
Si	3,000	3,000	3,000	2,998	2,998	2,997	2,998
Al	-	-	-	-	-	-	-
Al	2,000	1,998	2,000	2,001	2,001	2,001	1,996
Ti	-	-	0,001	-	-	-	-
Cr	-	0,001	-	-	-	-	0,002
Fe ²⁺	2,265	2,388	2,236	2,310	2,244	2,315	2,229
Mn	0,145	0,158	0,236	0,292	0,281	0,272	0,309
Mg	0,533	0,390	0,463	0,361	0,401	0,390	0,429
Ca	0,057	0,064	0,055	0,037	0,074	0,023	0,033
Пир	17,7	13,0	15,4	12,0	13,4	13,0	14,3
Алм	75,5	79,6	74,5	77,0	74,8	77,2	74,3
Гросс	1,9	2,1	1,8	1,3	2,5	0,7	10,3
Спес	4,8	5,3	7,9	9,7	9,4	9,1	1,1

Примітка: тире - не виявлено. 1-3 – альмандин із кордієрит-силіманіт-гранатового метасоматиту, св. 57-3/15; 4-7 – альмандин із розгнайсованого пегматиту з TR-Th-U мінералізацією, св. 57-3, гл. 93,7 м.

Продовження таблиці 2.10.

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	35,47	37,23	36,90	37,22	37,97	37,96	38,47
TiO ₂	-	0,02	0,01	-	0,03	0,01	0,04
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,03	0,03	-
Al ₂ O ₃	20,04	21,04	20,88	21,02	21,45	21,45	21,72
FeO	31,86	31,98	35,03	28,95	18,31	18,80	16,74
MnO	3,71	4,40	3,41	11,41	13,38	12,97	15,24
MgO	3,72	4,08	2,70	1,90	3,94	4,09	3,86
CaO	0,14	0,63	0,67	0,47	5,12	4,86	5,41
Si	2,998	3,001	2,998	3,001	2,998	2,997	3,001
Al	-	-	-	-	-	-	-
Al	1,997	1,999	2,000	1,998	1,996	1,997	1,998
Ti	-	-	-	-	0,002	-	0,002
Cr	-	-	-	-	0,002	0,002	-
Fe ²⁺	2,252	2,156	2,380	1,952	1,209	1,241	1,092
Mn	0,266	0,300	0,235	0,779	0,895	0,867	1,007
Mg	0,469	0,490	0,327	0,228	0,463	0,481	0,449
Ca	0,013	0,054	0,058	0,041	0,433	0,411	0,452
Пир	15,6	16,3	10,9	7,6	15,4	16,0	15,0
Алм	75,1	71,9	79,3	65,1	40,3	41,4	36,4
Гросс	0,4	1,8	1,9	1,4	14,4	13,7	15,0
Спес	8,9	10,0	7,8	26,0	29,8	28,9	33,6

Примітка: 8,9 – альмандин в безпосередньому контакті з урановою черню (розгнайсований пегматит з TR-Th-U мінералізацією), св. 57-3, гл. 93,7 м; 10 – альмандин із катаклазованого пегматиту з TR-Th-U мінералізацією, св. 57-3, гл. 131,3 м; 11 – альмандин із ураноносної зони біотитизації в kontaktі граніту з діопсид-плагіокласовим ендоскарном, св. 57-3, гл. 320,6 м; 12-14 – піральспесартиновий гранат з високим вмістом гросулярового компоненту (гранатовий скарн), св. 57-6, гл. 175,2 м.

Розділ III. Мінерали-концентратори урану, торію, рідкісноземельних елементів та супутні рудні мінерали

3.1. Рудно-мінералогічна характеристика Безіменного рудопрояву [8,16,23].

На Безіменному рудопрояві виявлено три типи рудної мінералізації – оксидна, молібден-вісмутова та рідкісноземельно-уран-торієва. Перший тип пов’язаний з процесами метаморфізму та ультраметаморфізму осадово-вулканогенних порід кочерівської світи. Другий і третій зумовлені структурно-тектонічними умовами утворення кремнієво-калієвих метасоматитів під впливом рудоносних постмагматичних розчинів.

Оксидна (акцесорна) мінералізація подана магнетитом, ільменітом, ганітом, рутилом та гетитом і приурочена переважно до гранітизованих метабазитів і значно рідше зустрічається в гранітоїдах.

Магнетит утворює наступні мінеральні асоціації: магнетит+ільменіт+гетит в мігматизованих амфіболітах та магнетит+ільменіт+ганіт+рутил в катаклазованих пегматитах. Магнетит зустрічається як у вигляді самостійних відокремлень, так і у тісному зростанні з ільменітом (продукт розпаду твердих розчинів). В більшості випадків магнетитом збагачені зони мігматизації та кремнієво-калієвого метасоматозу. Регіональною особливістю порід Кочерівської тектонічної зони є відсутність магнетиту в метаморфічних породах – гнейсах та кристалосланцях. В гранітоїдах магнетит утворює лінзовидні, та вузловаті виділення, волосоподібні прожилки, алотріоморфнозернисті агрегати та гломеропорфіробластові скупчення. Іноді зустрічаються жовноподібні виокремлення в кварц-мікроклінових метасоматитах значних розмірів (до 2-3 см в поперечнику). У відбитому свіtlі в магнетиті спостерігається декілька систем тріщин окремості, що зачеплені процесами окислення. В хімічному складі магнетиту відзначені домішки марганцю, хрому і ванадію (табл. 3.1).

Ганіт в єдиному випадку зустрінутий в катаклазованих пегматитах (Таблиця 3.1). Спостерігається у вигляді субмікроскопічних (0,005-0,03 мм) вrostkів (продукт розпаду твердих розчинів) в магнетиті (Рис. 3.1-3).

Таблиця 3.1 - Хімічний склад оксидів, %.

№ ан.	FeO	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	MgO	ZnO	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Сума
1	99,09	-	0,19	сл.	-		-	-			99,28
2	98,55	-	0,16	0,13	-		-	0,16			99,00
3	97,60	0,06	0,09	-	сл.		0,32	-			98,07
4	97,84	0,02	0,29	-	сл.		0,30	-			98,45
5	97,84	0,02	0,03	-	-		-	-			97,89
6	1,72	1,10	0,12	0,08	0,07	40,12	0,89	54,16			98,20
7	1,66	1,03	0,10	0,14	0,04	39,85	0,76	54,33			97,91
8	36,37	52,74	9,38	-	-		0,29	-			98,78
9	36,23	52,95	9,12	-	-		0,31	-			98,61
10	44,20	51,52	2,23	сл.	-		-	-			97,95
11	3,34	95,66	-	-	-		0,54	-			99,54
12	5,08	93,92	-	-	-		0,35	-			99,35
13	62,14	2,27	8,09	-	0,93		-	-			73,43
14	1,09	40,26	0,36		-			-	30,59	27,69	99,99

Примітка. Порожньо – не визначалось, тире – не виявлено, сл. – сліди. Аналізи наведені в табл. 3.1 – 3.38 виконані на приладі JCXA-5, аналітик І.М.Бондаренко, ІГМР НАН України. 1-4 – крупнозернисті виділення магнетиту; 5 – включення магнетиту в ільменіті; 6-7 – включення ганіту в магнетиті; 8-9 – зростки ільменіту з магнетитом; 10 – голкоподібні виділення ільменіту разом з біотитом; 11-12 – рутил, що заміщує ільменіт; 13 – прожилкоподібні виділення гетиту в магнетиті; 14 – облямівка сфену навколо ільменіту. 1-4, 6-9, 11,12 – св. 52-84, гл. 82,5 м, катаклазований пегматит; 5, 10, 13, 14 – св. 52-84, гл. 80,0 м, мігматизований і окварцьований амфіболіт.

Ільменіт найбільш поширений мінерал графітвміщуючих гнейсів кочерівської світи, де зустрічається в стійкій асоціації з піротином. На даному рудопрояві він зустрічається в мігматизованих амфіболітах і кварц-мікроклінових метасоматитах. В останніх він, іноді, утворює концентрації до 3-4 % від загального об'єму породи. В залежності від типу порід виділяється два морфологічних типи ільменітів: видовжені пластинчаті агрегати, що заміщаються сфером в мігматизованих амфіболітах; заокруглені та радіально-променеві агрегати в кварц-мікроклінових метасоматитах. Характерною особливістю останнього є високі (9,12-9,38 %) вмісти в ньому марганцю (Таблиця 3.1).

Рутил типовий гіпогенний мінерал, що спостерігається по периферії зерен ільменіту у вигляді скупчень голкоподібних агрегатів. В хімічному складі (Таблиця 3.1) присутні домішки ванадію, що характерно для рутилів із основних порід.

Гетит це вторинний мінерал, що утворився при заміщенні магнетиту по тріщинам окремості. Утворює тут тонкі прожилки та коломорфні агрегати.

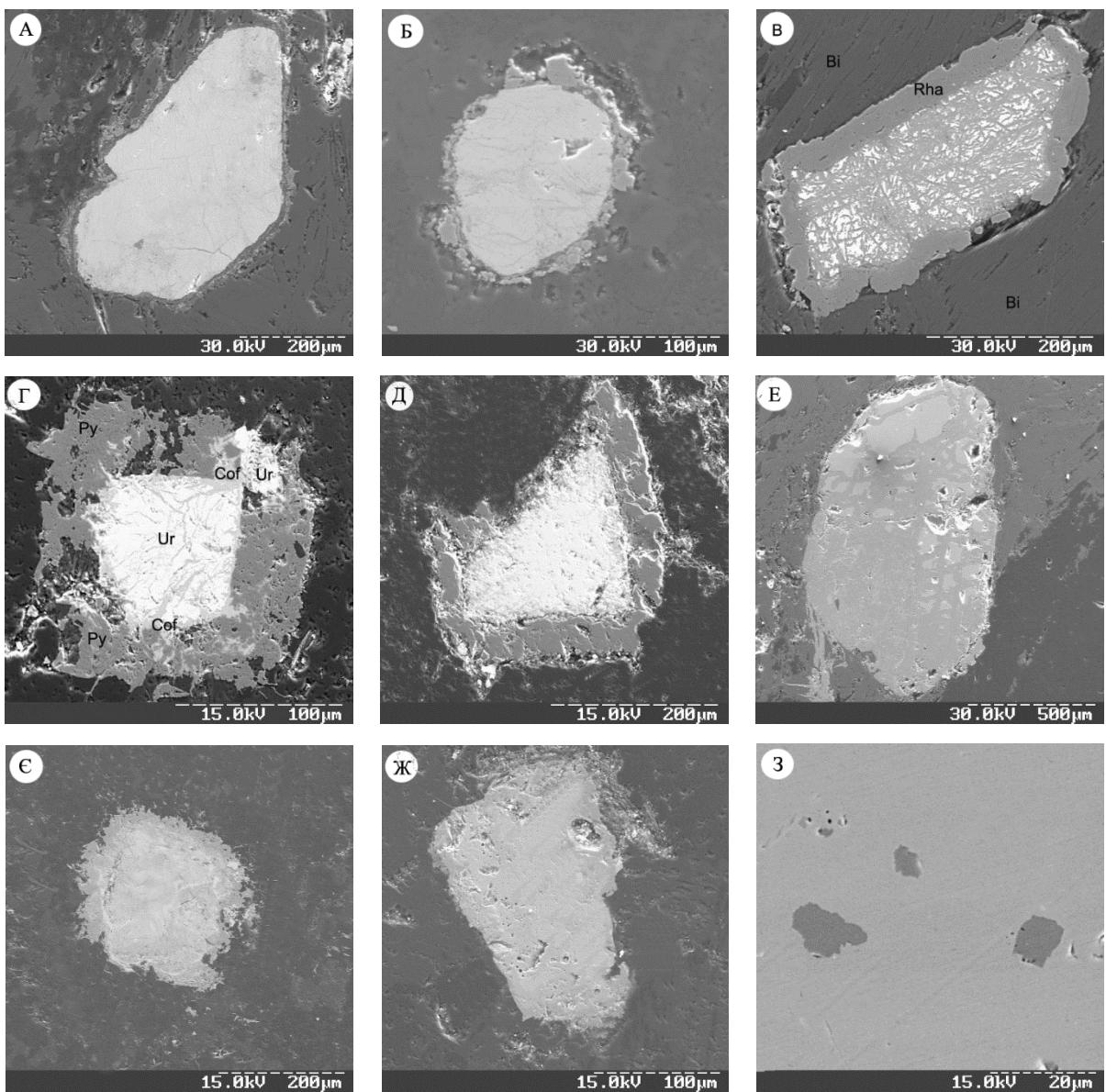


Рис. 3.1. Електронно-мікроскопічні знімки на рис. 3.1 – 3.21 виконані на приладі JSM-6700F (аналітик О.А. Вишневський) в ІГМР НАН України. А - крупне зерно монациту, електрон. знімок, св.52-55, гл.79,9 м; Б - кругле зерно монациту з облямівкою піриту, електрон. знімок, св. 52-55, гл. 79,9 м; В - проростання монациту з отенітом (біле) та облямівкою рабдофантіту (світло-сіре), електрон. знімок, св. 52-55, гл. 79,9 м; Г - уранініт-I (Ur) інтенсивно заміщується кофінітом (Cof) і обростає піритом (Py), електрон. знімок, св. 52-96, гл. 99,2 м; Д - уранініт з облямівкою піриту (сіре), електрон. знімок, св.52-96, гл.88,6 м; Е – псевдоморфоза більш пізнього циркону-II (сіре) по циркону-I (світло-сіре), електрон. знімок, св. 52-55, гл. 79,9 м; Є – заокруглене зерно ториту, електрон. знімок. св.52-55, гл.104,5 м; Ж - кородоване зерно ліндокіту електрон. знімок. св. 52-81, гл. 22,5 м; З - включення ганіту (темні зерна) в магнетиті (світло-сіре) електрон. знімок. св. 52-84, гл.82,5 м.

Сфен – типовий мінерал піроксен-плагіоклазових ендоскарнів, що утворюються в контакті амфіболітів з карбонатними породами. На рудопрояві зустрічається в прожилках плагіоаплітів, що перетинають амфіболіти. Тут він

утворює облямівки навколо зерен акцесорного ільменіту. В хімічному складі його зафіксовані незначні домішки марганцю та заліза (Таблиця 3.1).

Графіт не відноситься до оксидів, але генетично (особливо в графітових гнейсах) тісно пов'язаний з ільменітом, рутилом та піротином. На рудопрояві зустрічається в катаклазованих гранітах в асоціації з марказитом.

Молібден-вісмутова мінералізація на даному рудопрояві подана двома головними рудоутворюючими мінералами – молібденітом та самородним вісмутом. Ці два мінерали відзначаються в тісній асоціації з вісмутином, халькопіритом, сфалеритом, арсенопіритом, галенітом, піротином, піритом (марказитом).

Молібденіт разом з самородним вісмутом та уран-рідкісноземельними мінералами є головним рудним мінералом на «Безіменному» рудопрояві. Він утворює розсіяне вкраплення листуватих та лускуватих агрегатів, що розташовуються субзгідно загальній сланцеватості порід у вигляді переривчастих ланцюжків, шлірів та лінзочок. Досить часто спостерігаються характерні текстири обтікання молібденітом порфіробласт мікрокліну. В більшості випадків лусочки молібденіту структурно пов'язані з виділеннями біотиту, хоча і значна частина цього мінералу спостерігається безпосередньо в кварці. Виділяється три морфологічних типи молібденітів.

Перший – груболускуватий зустрічається рідко в зонах брекчування та дроблення гранітів (Рис. 3.2-А). Максимальні розміри лусок в ньому досягають 0,5-1,0 см в довжину. В структурі груболускуватих агрегатів молібденіту часто виявляється складнодислокована двійникова будова. До характерної ознаки мінералу необхідно віднести незвичну блакитність його кольору, що спостерігається у відбитому світлі. Другий – середньолускуватий (0,02-1,0 мм в довжину) тип видіlenь молібденіту найбільш поширений на рудопрояві. Для нього характерні зігнуті та зім'яті лусочки (Рис. 3.2-Б), що мають фібролітоподібні обриси, або часткову розщепленість. Третій – дріблолускуватий (<0,02 мм в довжину) зустрічається у вигляді примазок та окремих листочків, що розсіяні безладно біля середньолускуватих агрегатів. За просторово-часовими ознаками всі три модифікації молібденітів утворились одночасово із постмагматичних розчинів на

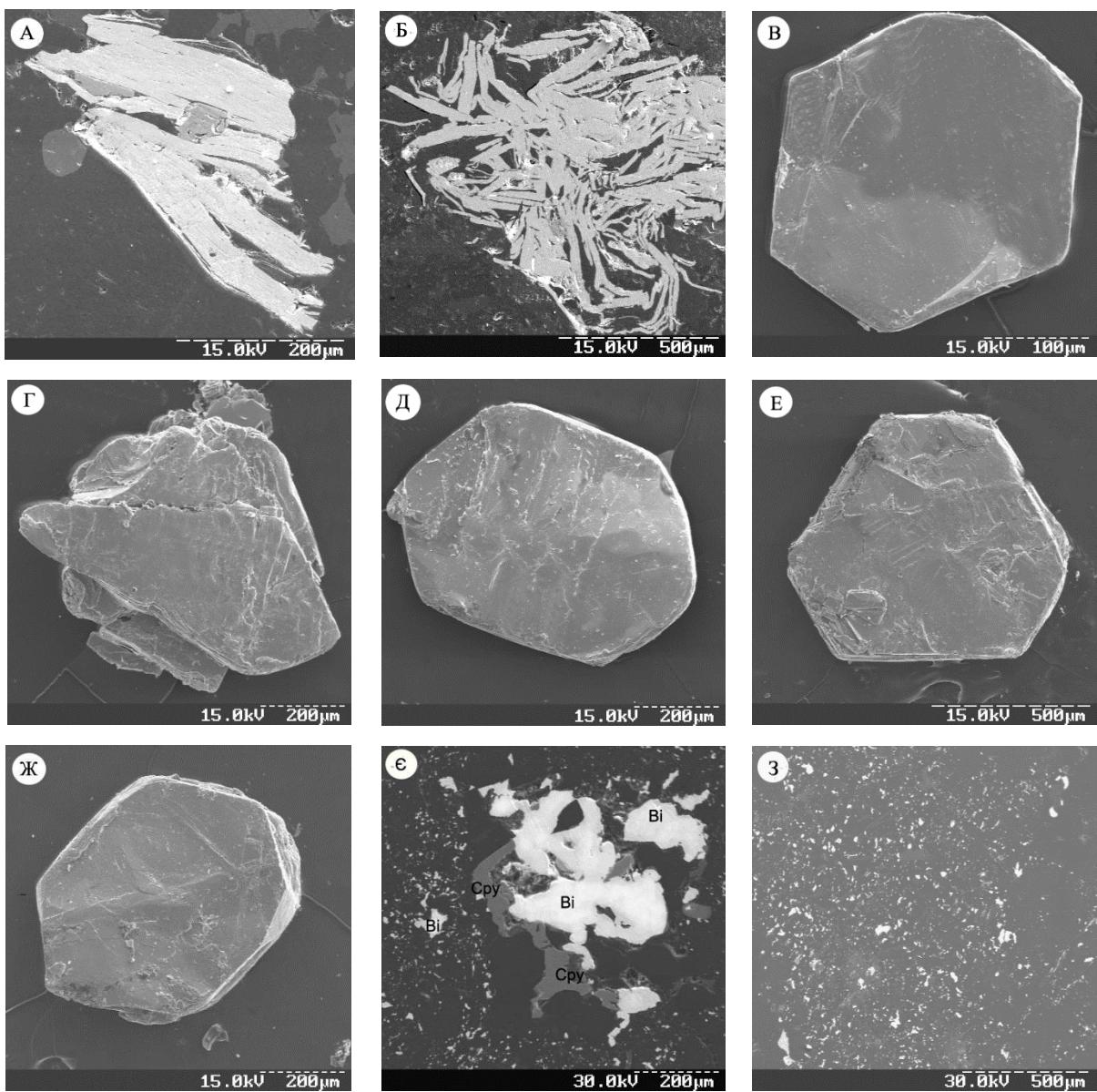


Рис. 3.2 - А - листуваті агрегати молібденіту з включеннями циркону (сірі круглі зерна), електрон. знімок, св. 52-55, гл. 89,3м. Б - скупчення зігнутих лусочок молібденіту, електрон. знімок, св.52-81, гл. 22,5 м; кристаломорфологічні особливості молібденітів Безіменного рудопрояву: В - пінакоїdalний (ізометричний в плані) кристал молібденіту; Г - незакономірні (0001) зростання пінакоїdalних кристалів молібденіту; Д - споторовений кристал молібденіту з видовженням вздовж {1011}; Е - поліцентричний кристал тригонального вигляду з аномальним розвитком гранів призми {1010}; Ж – споторовений кристал молібденіту з видовженням вздовж {1120}; Є – відносно крупні агрегати самородного вісмуту (Bi) в асоціації з халькопіритом (Cpy) та дрібнозернистим самородним вісмутом, електрон. снимок, св. 52-55, гл. 89,3 м; З - субмікроскопічні скупчення самородного вісмуту у кварці, ел. снимок, св.52-55, гл.89,4 м.

заключній стадії пегматитоутворення. За даними гоніометричних досліджень, що проведени В.М. Кvasницею (ІГМР НАН України) серед молібденітів переважають пластинчаті, пінакоїdalні та гексагонально-пінакоїdalні кристали та їх агрегати. Ізометричні кристали зустрічаються рідко (Рис. 3.2-В), а більш звичними є

спотворені кристали з видовженням вздовж [1011] або [1120] (Рис. 3.2-Д, Ж). Іноді аномальний розвиток отримують грані призми {1010} і кристали набувають тригонального вигляду (Рис. 3.2-Е). В окремих випадках спостерігаються незакономірні (0001) зростки лускуватих агрегатів (Рис. 3.2-Г).

Мікрозондові дослідження хімічного складу молібденітів (Таблиця 3.2) показують на незначну (0-0,30 %) присутність в їхньому складі ренію і вольфраму.

Самородний вісмут є основним концентратором вісмуту в рудних зонах. Він зустрічається в асоціації з вісмутином, молібденітом, піритом та халькопіритом. Найбільші його концентрації відзначенні в зонах окварцованих пегматитів і аплітів. Виділення самородного вісмуту характеризуються чіткою зернистістю і зазубреністю обрисів його зерен. Розміри його зерен змінюються в значних межах від субмікропічних (<0,01 мм) до 2-4 мм в поперечнику (Рис. 3.2-Є, З) і в середньому дорівнюють 0,04 мм. Зустрічаються як розсіяно-вкраплені, так і густо-вкраплені скupчення зерен самородного вісмуту. Іноді спостерігаються його шліроподібні виділення з характерною аллотріоморфнозернистою структурою. По периферії цих виділень відзначенні волосиноподібні прожилки самородного вісмуту, що виповнюють субмікропічні тріщини в кварці та біотиті. В хімічного складі мінералу відзначенні -срібло, свинець, мідь, реній та золото (Таблиця 3.3).

Вісмутин утворює облямівки навколо зерен самородного вісмуту. В хімічному складі мінералу відзначенні постійні домішки свинцю і срібла (Таблиця 3.3). Окрім того він зустрічається в аналогічних породах на Поташнянському та Білківському золоторудних проявах [7].

Халькопірит досить поширений сульфід міді в різноманітних породах Кочерівської зони (Таблиця 3.4). Виділяються два генетичні типи - халькопірит-I і халькопірит-II. Халькопірит-I характерний для метаморфічних порід і є продуктом розпаду твердих розчинів. Він відзначається у вигляді лінзо- і клиноподібних виділень в піротині. Халькопірит-II утворює аллотріоморфнозернисті скupчення та прожилки в мігматизованих амфіболітах, кристалосланцях, гнейсах, кальцифірах та скарнах. Найбільш багата (до 6 % на породу) мідно-цинкова мінералізація виявлена нами в окварцованому скарноїді Білківського золоторудного прояву. Тут

Таблиця 3.2 - Хімічний склад молібденітів, %

№ ан.	Mo	S	Re	Os	Te	Ru	Se	W	Сума
1	60,28	39,08	-	-	-	-	-		99,36
2	59,89	39,96	-	-					99,85
3	60,78	39,99	-	-					100,77
4	60,44	40,15	-	-	-	-	-		100,59
5	59,81	40,32	-	-	-	-	-		100,13
6	59,74	40,23	-	-	-	-	-		99,97
7	60,04	40,18	-	-	-	-	-		100,22
8	59,83	39,55	-	-	-	-	-		99,38
9	60,20	38,78	-	-	сл.	-	-		98,98
10	59,81	38,94	-	-	сл.	-	-		98,75
11	60,18	39,35	0,1	-	-	-	-		99,53
12	60,21	39,12	сл.	-	сл.	-	-		99,33
13	59,76	40,12	-	-	-	-	-		99,88
14	60,02	39,47	-	-	-				99,49
15	59,55	40,97	-	-				-	100,52
16	60,25	39,57	-	-				-	99,82
17	60,21	38,87	-	-				-	99,08
18	59,62	40,00	0,22	-				-	99,84
19	59,77	39,98	-	-				0,06	99,81
20	60,38	39,71	-	-				-	100,09
21	60,13	39,36	-	-				-	99,49
22	60,06	38,95	-	-				-	99,01
23	59,87	39,64	-	-				-	98,51
24	59,74	39,85	-	-				-	99,59
25	60,19	39,58	-	-				0,03	99,80
26	58,99	40,28	-	-				-	99,27
27	58,85	40,12	0,04	-			-		99,01
28	58,42	40,52	0,02						98,96
29	59,07	40,90	0,02						99,99
30	59,72	40,06	сл.				-		99,78
31	59,38	40,61				-			99,99
32	60,38	39,25				-	-		99,63
33	59,72	39,77							99,49
34	59,93	40,24							100,17
35	59,22	40,05							99,27
36	60,17	39,36							99,53
37	59,64	40,07					-		99,71
38	59,47	40,28							99,75
39	59,86	40,21	-						100,07
40	60,59	39,43							100,02
41	59,67	39,49	-	-	-	-	-	-	99,16
42	59,73	39,27	-	-	-	-	-	0,30	99,30
43	60,11	39,15	-	-				0,07	99,33
44	59,69	39,32	-	-			-	0,13	99,14
45	60,27	40,07	-	-				-	100,34
46	59,62	39,44							99,06
47	60,21	40,08					-		100,29
48	60,39	39,86				-			100,25
49	59,41	39,96			-				99,37
50	58,96	40,30	-						99,26
51	60,00	39,79							99,79
52	59,52	40,25							99,77

Примітка до таб. 3.2. Порожньо – не визначалось, тире – не виявлено, сл. – сліди. 1-3 – дрібні лусочки молібденіту у кварці; 4-5 – зігнуті листочки молібденіту в асоціації з біотитом; 6-10 – грубі лусочки (2-4 мм в довжину) молібденіту; 11 – центральна частина листуватих агрегатів молібденіту; 12-14 – молібденіти із скопичень навколо зерен мікрокліну; 15 – те ж саме; 16 – дрібні включення молібденіту в біотіті; 17-18 – лусочки молибденіту середніх розмірів (0,5-1,0 мм) у кварці; 19-26 – окремі зерна молібденіту із скопичень орієнтованих вздовж тріщинуватості лусочек. 1-3, 6-10 – св. 52-55, гл. 88,0 м, катаклазований і біотитизований граніт; 4-5 - св. 52-55, гл. 87,0 м, катаклазований і окварцований граніт; 11-14 - св. 52-55, гл. 89,2 м, катаклазований і біотитизований граніт; 15-18 - св. 52-55, гл. 107,7 м, катаклазований пегматит; 19-26 - св. 52-55, гл. 108,3 м, катаклазований і біотитизований граніт; 27-30 – ідіоморфне зерно молібденіту в кварці (край-центр-край зерна); 31-36 – дрібні зерна молібденіту в асоціації з самородним вісмутом та вісмутином; 37-38 – центр та край агрегату, що складається з пінакоїдальних кристалів молібденіту; 39-42 – проростання лусок молібденіту з біотитом; 43-48 – дрібнолускуваті агрегати молібденіту в кварці; 49-52 – одиничні лусочки молібденіту, що рівномірно розпорошенні в кварці. 27-30 – св. 52-55, гл. 87,6 м, катаклазований і біотитизований граніт; 31-36 - св. 52-55, гл. 89,3 м, катаклазований і окварцований гранат-біотитовий гнейс; 37-38 - св. 52-55, гл. 101,0 м, катаклазований і окварцований граніт; 39-42 - св. 52-55, гл. 104,5 м, катаклазований пегматит; 43-48 - св. 52-96, гл. 199,2 м, катаклазований і окварцований пегматит; 49-52 - св. 52-96, гл. 188,4 м, катаклазований і окварцований пегматит.

встановлена рудна асоціація: халькопірит-II+сфалерит+піротин+самородний вісмут+молібденіт. Перші два мінерали складають 80 % всього складу рудних мінералів.

В рудних зонах Безіменного рудопрояву халькопірит-I досить рідко зустрічається разом з піротином і характерний для вміщуючих метаморфічних порід. А халькопірит-II є типовим мінералом рудних зон, в яких відзначається разом з молібденітом, самородним вісмутом, вісмутином, монацитом, уранінітом, сфалеритом, арсенопіритом, галенітом і піритом. Характерним для халькопіриту-II є присутність в його хімічному складі домішок срібла, нікелю та кобальту (Таблиця 3.4).

Сфалерит завжди зустрічається в парагенетичній асоціації з халькопіритом в різноманітних породах Кочерівської зони. Найбільш типовими для нього є наступні рудні асоціації: сфалерит+халькопірит+пірит+піротин в апоскарнових флюоритових грейзенах; сфалерит+халькопірит+пірит+піротин в окварцюваних кальцифірах і сфалерит+халькопірит+пірит+піротин+магнетит+ільменіт в мігматизованих амфіболітах.

Для Безіменного рудопрояву виявлені дві генерації сфалериту. Перша (рання) характерна для парагенезисів з піротином та халькопіритом-I в мігматизованих

метаморфічних породах. Друга в асоціації з галенітом та халькопіритом-II характерна для катаклазованих пегматитів і гранітів. Для хімічного складу сфалериту-II типовим є низький вміст заліза та домішки індію (Таблиця 3.4).

Таблиця 3.3 - Хімічний склад вісмутину (ан. 1-5), самородного вісмуту (ан.6-17) та галеніту (18-25), %.

№ ан.	Bi	Pb	Au	Ag	Re	Os	Cu	Fe	S	Сума
1	82,80	1,73	-	-			0,69		16,50	101,72
2	82,90	-	-	0,18	0,01	-			17,83	100,22
3	82,06	-	-	0,12	-	-			16,28	98,46
4	83,92	0,68	сл.	0,15	-	-			17,31	102,06
5	84,77	0,31		0,19	-	-			14,43	99,70
6	97,80	-	сл.	-			-		-	97,80
7	99,21	-	0,04	-			0,01		-	99,26
8	99,31	-	-	-	-	-			-	99,31
9	98,67	-	-	-	-	-			-	98,67
10	99,37	-	-	0,15	-	-			-	99,52
11	99,01	-	-	сл.	-	-			-	99,01
12	99,28	-	0,04	0,13	-	-			-	99,45
13	99,61	-	-	0,23	-	-			-	99,84
14	99,91	-		0,02	-	-			-	99,93
15	99,71	-		сл.	-	-			-	99,71
16	99,28	0,45		0,03	-	-			-	99,76
17	98,69	-		сл.	0,01	-			-	98,70
18	-	85,94		-			-	Сл.	12,95	98,89
19	-	86,96		0,33			0,06	0,03	12,22	99,66
20	Не визн.	87,26							12,73	99,99
21	0,48	84,64		0,06					12,57	97,75
22	0,41	85,16		0,12					12,45	98,14
23	0,47	83,94		0,85					13,37	98,63
24	0,25	86,16		0,20					13,11	99,72
25	0,15	86,42		0,04					12,74	99,35

Примітка. Порожньо – не визначалось, тире – не виявлено, сл. – сліди. 1, 6, 18 – Білківський рудопрояв золота; 7 – Поташнянський рудопрояв золота; 19 – Межиріцький рудопрояв золота; 2-5, 8-17, 20-25 – Безіменний Mo-Bi-REE-U-Th рудопрояв.

1 – окреме зерно вісмутину; 2 – облямівка вісмутину навколо зерна самородного вісмуту; 3 – вісмутин, що заміщує самородний вісмут; 4 – дрібні зерна вісмутину в зростанні з самородним вісмутом; 5 – псевдоморфоза вісмутину по самородному вісмуту; 6 – окреме зерно самородного вісмуту; 7 – дрібні зерна самородного вісмуту; 8-17 – окремі зерна самородного вісмуту ксеноморфного обрису; 8,9 – дрібні зерна самородного вісмуту в кварці; 10 – крупні зерна самородного вісмуту; 11 – дрібні зерна самородного вісмута ксеноморфного обрису в асоціації з вісмутином; 12 – самородний вісмут краплеподібної форми у кварці; 13 – самородний вісмут ксеноморфного обрису; 14-17 – субмікроскопічні виділення самородного висмута; 18 – окреме зерно галеніту ксеноморфного обрису; 19 – галеніт в тісному зростанні з сфалеритом, халькопіритом і піритом; 20,21 – ідиоморфні зерна галеніту в асоціації з самородним вісмутом; 22-25 – галеніти в зростанні з сфалеритами. 1 – св. 520, гл. 294,8 м, окварцований пегматит; 2, 3,10,11 - св. 52-55, гл. 106,8 м, катаклазований і окварцований апліт; 4,5,13-17,20-21 - св. 52-55, гл. 89,3 м, катаклазований і окварцований гранат-біотитовий гнейс; 6, 18 – св. 519, гл. 199,6 м, окварцований апліт; 7 - св. 521, гл. 59,0 м, окварцований пегматит; 8, 9 - св. 52-55, гл. 87,0 м, катаклазований і окварцюваний граніт; 12 - св. 52-55, гл. 104,8 м, катаклазований і окварцюваний апліт; 19 – св. 362, гл. 68,3 м, окварцюваний і карбонатизований графіт-хлоріт-мусковіт-біотитовий гнейс; 22-25 - св. 52-55, гл. 79,9 м, катаклазований і окварцюваний пегматит.

Таблиця 3.4 - Хімічний склад халькопіриту (ан. 1-14), сфалериту (ан. 16-24) та арсенопіриту (ан. 15), %

№ ан.	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Ni	Co	Cd	In	S	Сума
1	30,97	34,80		0,12	0,08	-	-			33,02	98,99
2	30,61	33,91		-	-	-	-			34,83	99,35
3	32,24	33,45			-	0,01	0,09			33,45	99,24
4	32,81	32,60			-	0,03	0,21			33,64	99,29
5	33,66	33,92			-	0,01	0,02			33,24	100,85
6	33,89	31,67			-	-	Сл.			34,18	99,74
7	30,49	34,46			0,10	-	-			34,63	99,68
8	30,18	34,15			0,08	-	-			34,89	99,30
9	31,88	31,95		-	-	0,02	0,02			33,78	97,65
10	30,97	32,19			0,12					33,54	96,82
11	31,52	34,09			-					33,94	99,55
12	31,72	33,58			-	-	0,05			34,27	99,62
13	30,97	33,42			0,01					33,47	97,87
14	30,77	34,72		-	-	0,02	0,04			34,39	99,94
15	34,64			41,14	сл.	0,03	6,18			18,84	100,83
16	26,40	-	40,50	-	-	-	-	0,80		32,20	99,90
17	13,20	-	52,20	-	-	-	-	1,60		33,20	100,20
18	8,80	сл.	58,90	-	-	-	-	0,40		31,70	99,80
19	10,64		57,09		-			0,15	0,02	33,45	101,35
20	10,50		57,53		-			-	0,01	32,60	100,64
21	3,98		64,85						0,03	30,64	99,50
22	4,47		61,88						0,04	31,25	97,64
23	3,13		61,76					0,50		31,05	96,44
24	8,60		60,02					0,12	0,07	30,09	98,90

Примітка. Порожньо – не визначалось, тире – не виявлено, сл. – сліди. 1-5, 18-20 – Межиріцький рудопрояв золота; 6-15, 21-24 – Безіменний Mo-Bi-REE-U-Th рудопрояв; 16-17 – Кочерівський рудопрояв вольфраму. 1, 2 – халькопірит в зростках із сфалеритом; 3 – включення халькопіриту в піротині; 4 – халькопірит в зростанні із сфалеритом; 5 – прожилки халькопіриту у кварці; 6 – видовжений агрегат халькопіриту в асоціації з піритом; 7, 8 – включення халькопіриту в піриті; 9-13 – халькопірити із збагаченого молібденом и вісмутом рудоносного метасоматиту; 14 – ксеноморфне зерно халькопіриту; 15 - ідиоморфне зерно арсенопіриту в рудній зоні; 16, 17 – сфалерит в зростанні з халькопіритом і в асоціації з шеєлітом; 18, 19 – сфалерит в зростанні з халькопіритом; 20 – включення сфалериту в піротині; 21 – сфалерит в зростках з галенітом; 22,23 - окремі зерна сфалериту в кварці; 24 – сфалерит в зростках з халькопіритом і галенітом. 1, 2, 18 – св. 362, гл. 68,3 м, окварцюваний і карбонатизований графіт-хлоріт-мусковіт-біотитовий гнейс; 3, 4, 19, 20 – св. 42-698, гл. 174,6 м, окварцюваний гранат-піроксен-епідотовий ендоскарн; 5 – св. 42-699, гл. 159,0 м, турмалінвміщуючий епідот-біотитовий кристалосланець; 6-8 – св. 52-84, гл. 80,0 м, мігматизований і окварцюваний амфіболіт; 9-13, 15, 22, 23 - св. 52-55, гл. 89,3 м, катаклазований і окварцюваний гранат-біотитовий гнейс; 14 – св. 52-84, гл. 80,8 м, роговообманковий ендоскарн; 16, 17 – св. 140, гл. 146,5 м, шеєлітоносний кварц-альбітовий метасоматит; 21 - св. 52-55, гл. 79,9 м, катаклазований і окварцюваний пегматит; 24 - св. 52-96, гл. 188,4 м, катаклазований і окварцюваний пегматит.

Арсенопірит дуже рідкісний мінерал в породах Кочерівської зони. В єдиному випадку встановлений в рудоносних метасоматитах Безіменного рудопрояву. Спостерігається у вигляді субідіоморфних зерен (розміром 0,05-0,20 мм в

поперечнику) в асоціації з самородним вісмутом та вісмутином. За даними мікрозондових досліджень (Таблиця 3.4) поданий кобальтовим різновидом – данаїтом. Данаїт в асоціації з сафлоритом та льолінгітом зустрічається в залізорудних скарнах Алмаликського родовища (Західний Сибір) і утворюється на самих пізніх етапах його формування [27].

Галеніт є типовим мінералом Білківського та Межиріцького золоторудних проявів (Таблиця 3.3), де зустрічається в аплітах і хлорит-мусковіт-біотитових гнейсах, що зазнали сильного окварцовування. На Безіменному рудопрояві він зустрічається у вигляді дрібних (0,1-0,5 мм) зерен ксеноморфного та ідіоморфного обрисів в зростанні із сфалеритом і самородним вісмутом і є типовим мінералом рудних зон. В хімічного складі галеніту встановлені домішки срібла і вісмуту. Іноді відзначається радіогенний галеніт, що утворює включення в уранініті, або поблизу нього.

Піротин найбільш поширений мінерал геологічних комплексів Кочерівської зони (Таблиця 3.5). Він утворює наступні рудні асоціації: піротин+пентландит+пірит+халькопірит+магнетит+ільменіт+сфалерит в мігматизованих амфіболітах; піротин+халькопірит в біотитових і біотит-амфіболових гнейсах; піротин+пірит в пегматитах; піротин+пірит+халькопірит+молібденіт в окварцізованих гнейсах; піротин+пірит+халькопірит+сфалерит+самородний вісмут в апоскарнових флюоритових грейзенах; піротин+пірит+халькопірит+сфалерит+графіт в хлорит-мусковіт-біотитових гнейсах. Піротин спостерігається у вигляді зерен, що утворюють аллотріоморфнозернисті, лінзоподібні та прожилкові агрегати. Максимальні розміри відокремлень піротину досягають 1 см в поперечнику. А найвищі вмісти його (5-10 % в породі) відзначенні в графітвміщуючих гнейсах Межиріцького золоторудного прояву.

Для Безіменного рудопрояву піротин не характерний і зустрічається тільки у вигляді реліктів в зернах піриту.

Пірит є другим сульфідом після піротину за поширеністю в породах Кочерівської зони (Таблиця 3.5). В акцесорних кількостях зустрічається у всіх

Таблиця 3.5 - Хімічний склад піротину (ан. 1-8) і піриту (ан. 9-32), %

№ ан.	Fe	Ni	Co	Cu	Ag	Au	As	S	Сума
1	61,82	сл.	-	-	-	-	сл.	37,44	99,26
2	59,50	0,30	0,10	0,30	-	-	-	40,40	100,60
3	61,01	0,08	0,11					38,56	99,76
4	60,15	сл.	0,01	-	-	-	-	38,46	98,62
5	60,65	-	0,03	-	-	-	-	38,40	99,08
6	59,98	-	0,02	-	-	-	-	39,14	99,14
7	60,31	-	-	0,03	-	-	-	39,05	99,39
8	60,70	-	0,03	-	-	-	-	40,01	100,74
9	46,04	0,25	-	0,70	-	-	0,20	52,51	99,70
10	47,00	0,37	0,20	-	-	-	0,05	52,75	100,37
11	46,60	-	-	-	-	-	-	53,40	100,00
12	45,33	0,38	0,05	1,16	0,03	0,04	0,20	54,13	101,32
13	46,84	0,03	0,15	0,03	-	-	-	53,13	100,18
14	46,50	0,02	0,08	-	-	-	-	53,25	99,85
15	45,26	-	0,08				0,14	53,45	98,93
16	46,32	0,11	0,12					53,35	99,90
17	42,27	0,04	0,03					53,40	95,74
18	46,51	0,02	0,11					53,36	100,00
19	47,91	0,02	0,01					52,72	100,69
20	47,05	0,02	0,06				-	52,57	99,70
21	46,19	0,20	0,09					53,09	99,57
22	43,47	-	0,02				-	49,75	93,24
23	45,84	0,23	0,03					51,90	98,00
24	46,11	-	0,06				-	53,26	99,43
25	46,47	-	сл.					52,84	99,31
26	46,24			-				53,06	99,30
27	45,37	0,20	0,06					53,73	99,36
28	46,15	0,09	0,10					53,38	99,72
29	45,43	-	1,02				-	53,57	100,02
30	46,08	-	0,04				-	53,77	99,89
31	46,60	-	-				-	53,40	100,00
32	46,54	0,68	0,07				-	53,52	100,81

Примітка. Порожньо – не визначалось, тире – не виявлено, сл. – сліди. 1,9,10 – Білківський рудопрояв золота; 2,11 – Кочерівський рудопрояв вольфраму; 3,15-32 – Безім'янний Mo-Bi-REE-U-Th рудопрояв; 4-8, 12-14 - Межиріцький рудопрояв золота. 1 – піротин, що замішується піритом; 2 – зростання піротину з піритом в асоціації з халькопіритом, сфалеритом і шеєлітом; 3 – піротин у вигляді реліктів в піриті; 4 – крупне зерно піротину (центр) у кварці; 5 – те саме (край зерна); 6 – дрібне витягнуте зерно піротину в зростках з халькопіритом; 7 – піротин у зростках з графітом і біотитом; 8 – аллотріоморфне зерно піротину в кварці; 9,10 – окремі ідиоморфні зерна піриту у кварці; 11 – зростання піриту з піротином в асоціації з халькопіритом, сфалеритом і шеєлітом; 12 – пірит в тісному зростанні з піротином; 13 – ксеноморфні зерна піриту у кварцовому прожилку; 14 – ідиоморфное зерно піриту; 15 – пірит аллотріоморфнозернистої форми; 16,17 – ідиоморфні зерна піриту; 18 – ксеноморфні зерна піриту; 19,20 – тонкі прожилки піриту у кварці; 21 – пірит в асоціації з молібденітом і самородним вісмутом; 22 – пірит із плеохроїчної облямівки навколо уранініту; 23 – пірит із зростків з халькопіритом; 24 – включення піриту в халькопіриті; 25,26 – ідиоморфні зерна піриту в асоціації з молібденітом; 27,28 – ксеноморфні зерна піриту в асоціації з біотитом; 29 – пірит першої генерації із роговообманкового ендоскарну; 30 – пірит другої генерації; 31 – кайма піриту навколо плеохроїчної облямівки; 32 – марказит навколо уранініту. 1 – св. 518, гл. 118,5 м, мігматизований амфіболіт; 2,11 – св. 140, гл. 146, 5 м, шеєлітоносний кварц-альбітовий метасоматит; 3,21 – св. 52-55, гл. 89,3 м, катаклазований і окварцюваний гранат-біотитовий гнейс; 4-6 – св. 42-698, гл. 174,6 м, окварцюваний гранат-піроксен-епідотовий ендоскарн; 7,8 – св. 42-699, гл. 278,7 м, графіт-біотитовий гнейс; 9,10 – св. 519, гл. 165,0 м, окварцюваний апліт, що перетинає біотит-амфібол-польовошпатовий скарноїд; 12 – св. 362, гл. 68,3 м, окварцюваний і карбонатизований графіт-хлоріт-мусковіт-біотитовий гнейс; 13,14 – св. 42-699, гл. 163,3 м, кварцовий прожилок, що перетинає біотитовий плагіогнейс; 15-18 – св. 52-84, гл. 80,0 м, мігматизований і окварцюваний амфіболіт; 19,20,24 – св. 52-55, гл. 87,0 м, катаклазований граніт; 22,23 – св. 52-55, гл. 56,3 м, мігматизований і окварцюваний амфіболіт; 25,26 – св. 52-55, гл. 88,0 м, катаклазований і біотитизований граніт; 27,28 – св. 52-55, гл. 104,5 м, катаклазований пегматит; 29,30 – св. 52-84, гл. 80,8 м, роговообманковий ендоскарн; 31 – св. 52-96, гл. 199,2 м, катаклазований і окварцюваний пегматит; 32 – св. 52-92, гл. 88,6 м, катаклазований і окварцюваний пегматит.

різновидах порід, але найбільш характерний для зон діафторезу, що пов'язані з розломною тектонікою.

На Безіменному рудопрояві пірит є найбільш поширеним сульфідом як вміщуючих порід та і рудоносних метасоматитів. Спостерігається тут у вигляді нерівномірного вкраплення окремих зерен (розміром 0,1-2,0 мм в поперечнику) і тонких мономінеральних прожилків. Найбільш характерними елементами-домішками для піриту є нікель і кобальт, причому максимальний вміст нікелю зафікований в пірит-марказитовому агрегаті, що облямовує зерно уранініту (Таблиця 3.5).

Рідкісноземельно-уран-торієва мінералізація на Безіменному рудопрояві подана трьома генетичними типами – ранньою (високотемпературною), пізньою (середньотемпературною) та епігенетичною. Високотемпературна мінералізація представлена асоціацією – апатит+циркон+монацит+торит+уранініт-I, середньотемпературна – уранініт-II+кофініт+настуран+ ліндокіт, а епігенетична – отеніт+рабдофаніт.

Апатит – типовий акцесорний мінерал аплітів та пегматитів. Спостерігається у вигляді зерен із заокругленими обрисами (розміром 0,09-0,31 мм в поперечнику), які часто просторово тяжіють до скupчень та прожилків біотиту. В катаклазованих пегматитах іноді відзначаються лінзоподібні скupчення дроблених зерен апатиту довжиною до 4,20 мм.

Циркон – відзначається в аплітах та пегматитах у вигляді овально-ізометричних та короткостовпчатих зерен з характерною двофазною зональною будовою. Спостерігається комірчаста структура заміщення раннього циркону більш пізнім (Рис. 3.1-E).

Монацит – характерний рідкісноземельний мінерал рудоносних кварц-мікроклінових метасоматитів та катаклазованих пегматитів і аплітів, де зустрічається в тісній асоціації з уранінітом. Утворює розсіяне вкраплення ідіоморфних зерен (Рис. 3.1-А,Б,), що розташовані в місцях гломеробластових скupчень лусочок біотиту. Розміри найбільших зерен монациту змінюються в межах 0,3-0,8 мм в поперечнику. В зонах катаклазу монацит інтенсивно заміщується

рабдофанітом. В його хімічному складі (Таблиця 3.6) встановлені підвищені вмісті Th, La, Nd, Pr і U. Більшість аналізів мають неповну суму із-за інтенсивних заміщень монациту рабдофанітом.

Таблиця 3.6. Хімічний склад уранініту (ан. 1-7) та монациту (ан. 8-15), %. Безіменний рудопрояв.

№ ан.	UO ₂	PbO	ThO ₂	P ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO	Сума
1	83,68	2,13	5,11	-					0,92	3,52	1,63	2,31	99,30
2	76,63	12,52	3,14	0,02					0,24	2,21	1,41	0,78	96,95
3	72,03	15,95	2,77	0,25						0,96	0,76	1,29	94,01
4	79,30	15,00	3,05	0,02					0,46	0,45	0,56	0,16	99,00
5	76,84	15,36	5,61	0,10					0,63	0,17	0,47	0,40	99,58
6	75,81	15,64	5,09						0,54	0,82	1,20	0,08	99,18
7	79,01	14,53	4,86						0,08	0,77	0,31	0,19	99,75
8	0,62		8,43	24,75	18,86	9,39	5,43	3,16			0,73	0,65	72,02
9	0,54		7,28	22,78	19,02	9,08	4,85	4,90			1,44	1,12	71,01
10	0,70		11,56	25,33	19,10	8,13	4,92	3,24			0,84	0,36	74,18
11	0,81		9,30	19,98	21,31	7,56	3,06	2,11			0,76	0,42	65,31
12	0,47		9,07	26,48	22,18	10,28	5,35	4,17			0,52	0,81	79,33
13	0,83		11,65	23,15	22,71	10,68	4,80	4,39			0,61	0,90	79,72
14	0,55		10,16	24,62	21,60	9,52	4,43	4,55			2,50	0,16	78,09
15	0,67		12,03	23,86	21,75	9,47	4,29	3,94			0,93	0,45	77,39

Примітка. Порожньо – не визначалось, тире – не виявлено. 1 – уранініт-І із мігматизованого і окварцюваного амфіболіту (св.52-55, гл.56,3 м); 2-7 – уранініт-ІІ із кварц-мікроклінових метасоматитів (скв.52-55, інтервал 58-68 м); 8,9 – круглі зерна монациту в катаклазованому і окварцюваному пегматиті (скв.52-55, гл. 79,9 м); 10 – крупне зерно монациту, те саме; 11 – неоднорідний агрегат, що складається із монациту та рабдофаніту в кварц-мікрокліновому метасоматиті (скв.52-55, гл.82,0 м); 12-15 – дрібні ідиоморфні зерна із кварц-мікроклінового метасоматиту (скв.52-55, гл.71,2 м).

Торит – досить рідкісний мінерал гранітоїдів. Зустрічається у вигляді заокруглених зерен складної неоднорідної будови в асоціації з монацитом. У відбитому світлі характеризується присутністю коричнево-червоних внутрішніх ефектів. У вигляді вростків в ториті відзначаються сульфіди (Рис. 3.1-Є).

Уранініт є головним носієм урану на рудопрояві, де відзначається в катаклазованих гранітах, пегматитах, аплітах та кварц-мікроклінових метасоматитах. Він спостерігається у вигляді дрібних (0,04-0,10 мм в поперечнику) ідиоморфних октаедрических кристалів, що оточені характерними плеохроїчними облямівками та ореолами радіально-променевого розтріскування. Часто ці облямівки складені пірит-марказитом (Рис. 3.1-Г, Д), або кофінітом. Окрім того у вигляді включень в уранініті виявлений галеніт, що утворився за рахунок

радіогенного свинцю. За хімічним складом (Таблиця 3.6) встановлено дві генерації уранініту. Уранініт-I, який зустрічається в акцесорних кількостях в мігматизованих амфіболітах, гранітах і пегматитах, містить UO_2 в межах 72,03-79,01 %, а також домішки торію, ітрію, свинцю і заліза. Уранініт-II типовий мінерал кварц-мікроклінових метасоматитів і відрізняється від уранініту-I більш високими вмістами урану ($\text{UO}_2 = 83,68\%$), торію, ітрію, заліза і значно меншими – радіогенного свинцю.

Кофініт зустрічається рідко і утворюється переважно за рахунок уранініту-I (Рис. 3.1-Г) в зонах тріщинуватості і катаклазу гранітоїдів. Іноді утворює дрібнозернистий цемент між дробленими обломками кварцу.

Настуран утворює гніздоподібні прихованокристалічні агрегати в мікротріщинках кварцу. За даними мікрозондових напівкількісних досліджень в ньому відсутній торій.

Отеніт $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ виявлений у вигляді дрібних зеленувато-жовтих лусочок в монациті, що заміщується рабдофанітом (Рис. 3.1-В). Мікрозондовим аналізом в його хімічному складі встановлено (%): $\text{FeO} = 1,12$; $\text{CaO} = 4,82$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 12,36$; $\text{UO}_2 = 51,08$.

Ліндокіт $(\text{Y,Ce,Th,Ca})(\text{Nb,Ti,Ta})_2(\text{O,OH})$ – ніобат із групи евксеніта виявлений в мігматизованих та окварцюваних кристалосланцях у вигляді субідіоморфних пластинчатоподібних зерен, розміром 0,08-0,2 мм в поперечнику (Рис. 3.1-Ж). Мікрозондовим аналізом в його хімічному складі встановлено (%): $\text{ThO}_2 = 0,97$; $\text{UO}_2 = 4,43$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,03$; $\text{CaO} = 3,56$; $\text{FeO} = 0,61$; $\text{Y}_2\text{O}_3 = 13,87$; $\text{Dy}_2\text{O}_3 = 3,14$; $\text{Er}_2\text{O}_3 = 2,21$; $\text{Yb}_2\text{O}_3 = 1,33$; $\text{WO}_3 = 1,41$; $\text{TiO}_2 = 2,27$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 29,60$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 17,94$.

Mo-Bi-REE-U-Th мінералізація Безіменного рудопрояву локалізована в інтенсивно катаклазованих метаморфічних метабазитах нижньої підсвіти кочерівської світи і ультраметаморфічних гранітоїдах (пегматитах, аплітах і гранітах). З процесами катаклазу цих порід пов'язані інтенсивні процеси окварцовування, калішпатизації і біотитизації. Максимально контрастне зруденіння встановлено в штокверкових жилах і прожилках, що складені дрібнозернистими

агрегатами кварцу, біотиту та безперитового мікрокліну, і подане чотирма генетичними типами:

- 1) високотемпературна – апатит+циркон+монацит+уранініт-I. Найбільш характерна для гранітоїдів (катаклазовані апліти, пегматити і граніти);
- 2) середньотемпературна – уранініт-II+кофініт+настуран+ліндокіт. Локалізується в зонах біотитизації і мікроклінізації як гранітоїдів так і метаморфічних порід;
- 3) низькотемпературна Mo-Vі мінералізація, що накладена на всі попередні і представлена молібденітом і самородним вісмутом, що концентруються в зонах окварцовування.
- 4) епігенетична – отеніт +рабдофаніт

3.2. Рудно-мінералогічна характеристика Хмільницького рудопрояву [34].

Акцесорна мінералізація в апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітах Хмільницького рудопрояву представлена апатитом, цирконом, монацитом і уранінітом. Гідротермально-метасоматична мінералізація в метасоматично змінених пегматитах і аплітах (кремнієво-калієвих метасоматитах) представлена оксидною (ільменіт+анатаз+рутіл+гідрооксиди заліза), рідкісноземельно-уран-торієвою (апатит+циркон+монацит+уранініт+отеніт), та сульфідною (піротин+пірит+халькопірит+галеніт+молібденіт).

Ільменіт є одним із найраніших за часом виділення акцесорних мінералів і відносно широко поширений. Особливо рясна вкрапленість спостерігається в глиноземистих гнейсах. Переважаюча маса мінералу заміщена анатаз-брекітом. При чому, ільменіт без залишку переходить в оксиди при збереженні структури. Часто спостерігається повне перетворення ільменіту в оксиди титана з утворенням на кінцевих стадіях лейкоксену (Рис. 3.3-Е). Мікрозондові аналізи ільменіту наведені в Таблиця 3.7

Рутіл (включаючи анатаз-брекіт) розвивається у вигляді плоских сітчастих двійників (подібних на сагеніт) по ільменіту. В деяких випадках утворення пластинчатих кристалів відбувається на периферії зерен (Рис. 3.3-Е). Кристалічні

агрегати, як правило призматичного вигляду. Розміри агрегатів досягають 5 мм по видовженню і 0,7 мм в поперечнику. Хімічні склади рутилу і анатаз-брукіту наведені в Таблиця 3.7.

Таблиця 3.7 - Хімічний склад оксидів заліза, титану та марганцю, ваг, %

№ ан.	TiO ₂	FeO	UO ₂	ThO ₂	PbO	MnO	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Сума
1	51,35	47,14				0,18	0,01	-	0,03	0,08	-	98,79
2	50,86	48,01				0,25	-	0,03	0,02	0,14	-	99,31
3	56,04	43,25				0,15	1,00			0,11	-	100,55
4	96,24	0,54	-	-								96,78
5	99,01	0,01	-	0,08								99,10
6	82,59	3,94	0,26	-								86,79
7	96,47	0,32				0,07	0,02	0,01	0,01	0,47	-	97,37
8	85,38	10,53				0,06	0,45	0,01				96,43
9	-	67,84	2,16	-	0,37							70,37
10	-	63,37	2,94	-	0,39							66,7
11	-	65,41	2,82	-	0,32							68,55
12	-	62,18	1,05	-	0,23							64,46
13	-	66,11	2,70	-	0,40							69,21
14	-	60,90	2,56	-	0,34							63,8
15		74,95	0,12	-	0,09							75,16
16						64,89	0,35					65,24
17						59,48	1,35					60,83

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. Ільменіти: ан. 1-3 – зерно 0,3 мм в поперечнику в оточенні біотиту, св. 56-166, гл. 51,3 м; 4,5 – рутил, окремі зерна, св. 56-188, гл. 33,05 м; 6 – дрібне (0,01-0,03 мм в поперечнику) ідіоморфне зерно рутилу, там же; 7 – анатаз – брукіт зростки двох фаз (темна), св. 56-166, гл. 51,3 м; 8 – світла фаза, там же; 9-15 – облямівки гідрооксидів заліза навколо піриту, св. 56-188, гл. 33,05 м. 16,17 – гідрооксиди марганцю (псиломелан), св. 56-188, гл. 33,05 м.

Гідрооксиди заліза утворюють скупчення, що складаються з двох або декількох зерен (св. 56-166, гл. 66,7 м), які є самостійними виділеннями або ж у вигляді облямівки заміщують сульфіди заліза та міді, У відображеному світлі забарвлення мінералу голубувато-сіре. В св. 56-188, гл. 33,05 м в хімічному складі мінералу відзначаються підвищені концентрації урану до 2,94 % (Таблиця 3.7). В даній ситуації уранвміщуючий гетит зустрічається із зміненим цирконом, рабдофанітом, псиломеланом та сидеритом. Часткова сорбція урану гідрооксидами заліза досить поширена в ураноносних кремнієво-калієвих метасоматитах.

Апатит зустрічається у вигляді дрібних (0,01-0,5 мм) ксеноморфних зерен жовтого і червоно-бурого кольору. В хімічному складі апатиту встановлені незначні

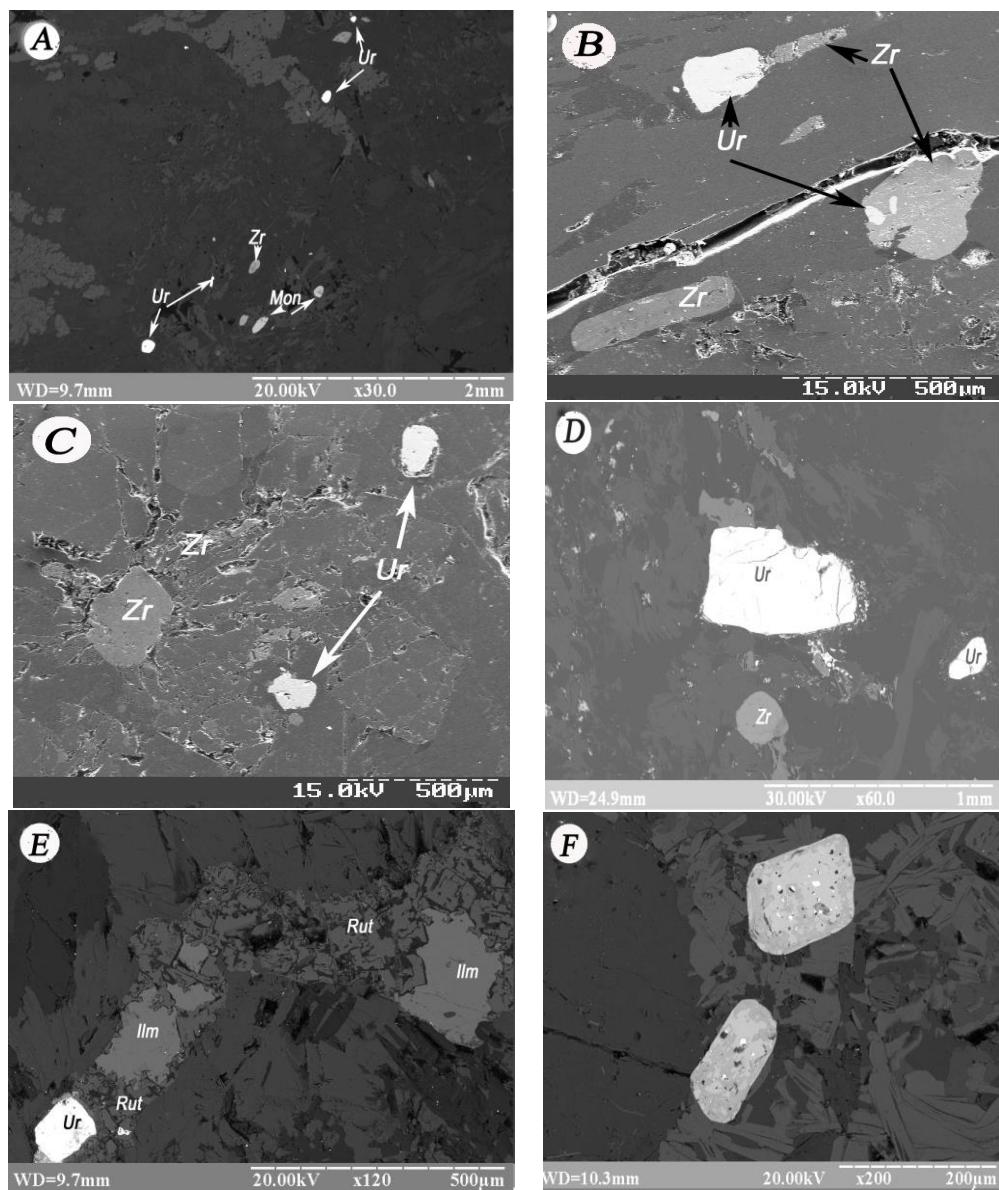


Рис. 3.3 - Електронні знімки уранових та акцесорних мінералів у рудних зонах Хмільницькогоrudopрояву: А, В, С, Д, Е – фрагменти типових рудних асоціацій (Ur –уранініт; Zr – циркон; Mon – монацит; Ilm – ільменіт; Rut- рутил). Св. 56-166, гл. 51,3 м; св.1615, гл.78 м; F – включення уранініту в цирконі, св. 56-166, гл. 51,3 м.

(0,02-0,03 %) домішки урану (Таблиця 3.8). Найбільш часто зустрічається в ортоклаз-пертиті і олігоклазі гранітоїдів.

Циркон найпоширеніший акцесорний мінерал і зустрічається практично у всіх різновидах порід. Найвищі концентрації мінералу відзначаються в пегматитах і аплітах, що збагачені ураном та рідкісноземельними елементами (Рис. 3.3-А, С). Залежно від геологічних обставин циркони відрізняються морфологічними особливостями зерен та внутрішньою будовою окремих кристалів. В основному характерні заокруглені зерна із слідами метаміктизації (Рис. 3.3-Ф) і включеннями

уранових мінералів. В рудних зонах зустрічаються видовжені кристали (Рис. 3.3-В). За даними мікрозондового аналізу концентрації урану в цирконі коливаються в межах від 0,34 до 0,62 %. (Таблиця 3.8).

Монацит відрізняється значно рідше за циркон. Встановлено, що виділення його зерен приурочені в більшості випадків до скupчень біотиту (Рис. 3.3-А). Поодинокі зерна округлої форми відрізняються і в польовому шпаті. Добре ограновані кристали зустрічаються украй рідко. В монациті пегматитів виявляються сліди корозійної дії, викликаної процесами заміщення його вторинними мінералами, серед яких діагностовано рабдофаніт. Розміри зерен монациту в середньому досягають 0,02-0,1 мм в поперечнику, лише окремі кристали досягають 0,3 мм Як видно з Таблиця 3.8 монацит з апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітів (ан.1) високоторієвий і низькоурановий, а в пегматитах (ан. 2,3) зворотна залежність.

Уранініт спостерігається у вигляді розсіяного вкраплення в асоціації з цирконом і монацитом (Рис. 3.3, Рис. 3.4). Як правило, поодинокі зерна, зрідка зростки декількох кристалів тяжіють до виділень біотиту, кордієриту, гранату, а іноді знаходяться безпосередньо серед польових шпатів. Найбільш ранній уранініт зустрічається в цирконі у вигляді дрібних включень. У більшості випадків виділення уранініту оточені «плеохроїчними ореолами». В окремих випадках по уранініту розвивається кофініт. Значна частина зерен уранініту була роздроблена, і складається з декількох частин (Рис. 3.4-Е). В аншліфах також спостерігається внутрішня тріщинуватість багатьох агрегатів. Мікротріщини цементуються вторинними мінералами, серед яких переважають сульфіди свинцю, заліза і міді. Кристалічні агрегати уранініту часто мають прямокутні перетини з округлими ребрами (зріз паралельно грані куба), інші – у вигляді трикутників (зріз паралельно грані октаедра) (Рис. 3.3, Рис. 3.4). Розміри окремих зерен уранініту досягають 0,08-0,2 мм в поперечнику, а найкрупніші індивіди – 1-1,5 мм. Хімічний склад уранінітів наведений в Таблиця 3.9. Як видно з наведеної таблиці виділяється два генетичних типи уранінітів. Перший – акцесорний і характерний для апліто-пегматоїдних гранітів. Для нього типові ідіоморфні контури і низький вміст $\text{ThO}_2=0,06-0,80 \%$. Другий – накладений в метасоматично змінених пегматитах. Він характеризується

Таблиця 3.8 - Хімічний склад монацитів, апатитів та цирконів (ваг. %)

Компо-ненти	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0,89	0,01	0,08	0,75	1,52	0,91	31,29	31,60	30,18	17,56	18,42
Al ₂ O ₃	0,02						1,49	1,24	1,26		
FeO	0,62	0,04	0,05	2,64	0,83	1,75	1,12	0,92	1,62	1,64	3,90
CaO	2,56	1,56	1,47	2,33	2,04	1,79	1,84	1,30	1,52	2,99	6,85
TiO ₂		0,07	0,01	0,26	0,09	0,27			0,07	0,18	
ThO ₂	10,14	5,30	4,79	5,00	4,56	4,12	0,08	0,16	0,05	0,24	0,89
UO ₂	0,95	1,62	1,45	6,49	4,72	5,15	0,41	0,62	0,34	1,35	7,81
PbO	1,18	0,52	0,67			-	0,01	-			
Ce ₂ O ₃	24,59	28,51	28,05	18,84	19,53	18,63				0,03	0,24
La ₂ O ₃	10,71	15,24	15,39								
Nd ₂ O ₃		14,18	15,01								
Pr ₂ O ₃		3,20	3,52								
Y ₂ O ₃	0,09	0,17	0,12	2,30	1,26	11,98				4,41	2,59
ZrO ₂	0,07	-	-	-	-	-	63,54	64,24	63,15	39,73	37,26
P ₂ O ₅	27,46	28,62	27,94	28,57	29,84	29,47				7,63	8,01
Sc ₂ O ₃				0,02	0,03	0,01				1,32	0,68
Сума	79,28	99,04	98,55	67,20	64,42	74,08	99,77	100,09	98,12	76,97	86,83

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1 – монацит у вигляді видовженого та катаklазованого зерна, св. 56-166, гл. 93,7 м; 2,3 – відносно крупне зерно монациту світло-зеленого кольору, св. 56-137, гл. 57,2 м. 4-6 – рабдофаніт (?), св. 56-188, гл. 33,05 м, 7-9 – циркони, св. 56-166, гл. 51,3 м; 10,11 - змінений циркон, св. 56-188, гл. 33,05 м.

Продовження таблиці 3.8

Компо-ненти	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	21,15	19,34	0,41	0,98	0,64	1,15	26,92	27,54	28,05	26,99
Al ₂ O ₃										
FeO	1,73	3,52	0,17	0,01	0,28	0,32	0,26	0,13	0,18	0,04
CaO	1,92	4,43	1,74	1,46	50,70	48,83	0,08	0,07	0,02	0,01
TiO ₂	0,03	0,08								
ThO ₂	0,17	0,25	7,57	6,28	-	-	0,59	0,55	0,06	0,27
UO ₂	2,29	3,74	1,66	2,76	0,02	0,03	0,09	0,68	0,39	0,40
PbO	0,02	0,16	0,92		-	-				
Ce ₂ O ₃	0,13	0,06	22,90	20,04	0,10	0,11	-	-	-	-
La ₂ O ₃			12,26	12,55	-	0,01				
Nd ₂ O ₃										
Pr ₂ O ₃										
Y ₂ O ₃	1,36	2,00	1,27	2,08	0,07	0,01	0,12	0,08	0,10	0,05
ZrO ₂	40,28	41,84					62,57	63,14	64,28	61,86
P ₂ O ₅	6,14	8,71	28,16	26,25	44,38	47,64				
Sc ₂ O ₃	1,79	0,83								
Сума	77,01	84,96	77,06	72,41	96,20	98,16	90,63	92,19	93,08	89,62

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 12,13 – змінений циркон, св. 56-188, гл. 33,05 м; 14,15 – зерна монациту, св. 1615, гл. 78 м; 16,17 – апатити, там же; 18-21 – циркони, св. 1615, гл. 78 м.

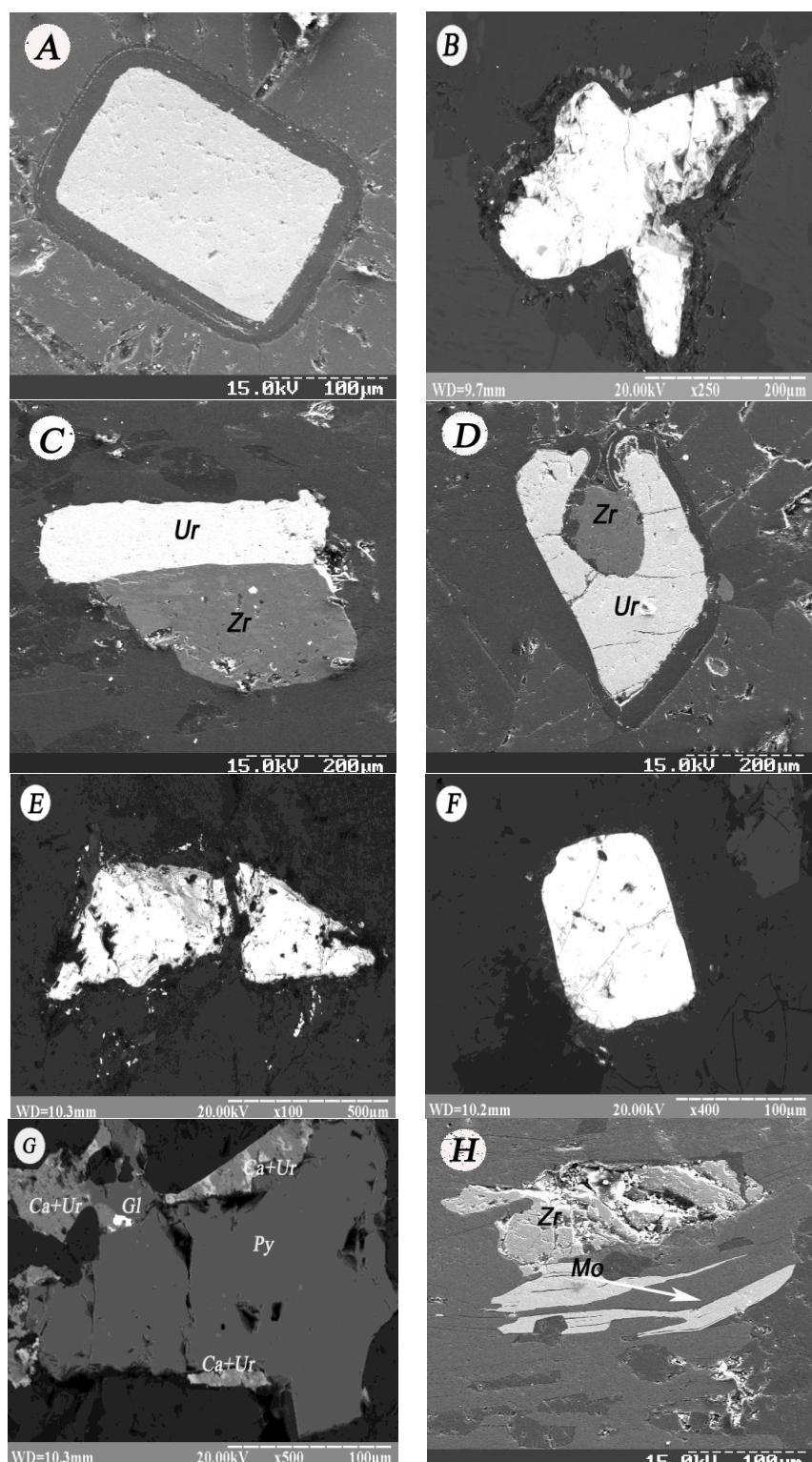


Рис. 3.4 - Електронні знімки уранініту (Ur), циркону (Zr), вторинних уранових мінералів та сульфідів із Хмільницького рудопрояву: А, В, С, Д, Е, Ф – морфологія виділень уранініту з плеохроїчними двориками; Г – облямівки навколо піриту (Py), що складаються з уранової слюдки (Ur), карбонату (Ca), галеніту (Gl); Н – молібденіт (Mo) в асоціації з цирконом. Св. 56-166, гл. 51,3 м; св.1615, гл.78 м.

Таблиця 3.9 - Хімічний склад уранінітів, (ваг.%)

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,78	0,28	0,06	0,07	0,03	0,31	0,26	0,10	0,17	0,49
PbO	13,84	13,04	16,23	13,98	12,15	12,89	11,15	13,05	12,63	13,16
UO ₂	80,00	84,12	78,54	81,53	82,01	81,47	84,21	82,82	83,56	83,90
ThO ₂	0,61	0,77	0,59	0,92	0,45	0,64	0,06	0,09	0,19	0,06
CaO	1,45	1,65	0,80	1,64	1,52	1,79	2,13	1,47	1,73	1,58
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,03	0,12	0,02	0,16				
Ce ₂ O ₃	-	-	-							
Y ₂ O ₃	0,08	0,21	0,18							
BaO										
Al ₂ O ₃										
MgO										
SO ₃	0,09	0,14	0,32	0,17	0,24	0,19				
MnO										
ZrO ₂	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,01
FeO	0,27	0,58	0,21	0,42	0,11	0,30	0,77	0,29	0,54	0,33
Сума	97,18	100,82	96,96	98,87	96,53	97,75	98,58	97,82	98,82	99,53

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1 – ідіоморфне зерно (0,2 мм в поперечнику), центр, св.56-166, гл.51,3 м; 2 – край того ж зерна; 3 – дрібне (0,02 мм в поперечнику) зерно округлої форми, там же; 4-6 – профілізація щодо крупного зерна, відповідно край-центр-край, там же; 7-10 – фрагменти катаклазованого зерна в асоціації з цирконом, св.56-166, гл.51,3 м.

Продовження таблиці 3.9

Компоненти	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	0,26	0,19	1,24	0,76	0,05	0,09	0,47	0,02	0,26	0,12
PbO	15,06	12,63	14,27	13,62	15,23	12,50	10,01	14,00	14,92	12,43
UO ₂	81,42	78,42	80,55	81,00	84,01	76,34	83,22	74,27	76,32	77,91
ThO ₂	0,80	0,36	0,23	0,19	0,73	1,82	3,01	3,87	2,59	2,65
CaO	0,92	0,27	1,29	1,36	0,53	0,56	0,36	0,31	0,44	0,70
P ₂ O ₅					-					
Ce ₂ O ₃						-	0,01	0,21	0,14	0,04
Y ₂ O ₃					0,24	0,76	0,49	0,26	0,45	0,52
BaO										
Al ₂ O ₃	-	-								
MgO										
SO ₃										
MnO										
ZrO ₂										
FeO	-	-	0,17	0,23	0,37	0,71	0,63	0,08	0,15	0,54
Сума	98,46	91,87	97,75	97,16	101,16	92,78	98,38	93,02	95,27	94,91

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 11,12 – неоднорідне зерно, що складається з декількох частин, св. 56-166, гл.51,3 м; 13,14 – зерно округлої форми в мікрокліні, св.56-166, гл.66,7; 15 – ізометричної форми зерно, св. 56-137, гл.57,2; 16 – округле зерно, що окремо розташоване в біотиті, св.1615, гл.78 м; 17 – видовжене зерно в зрошенні із цирконом, там же 18,19 – дрібні включення в цирконі, там же; 20 – ідіоморфне зерно, там же.

ксеноморфними контурами, кородованими зернами та підвищеним вмістом $\text{ThO}_2=1,82\text{-}3,87\%$.

Уранові слюдки встановлені у вигляді облямівок навколо виділень піриту (Рис. 3.4-G). Реальну кількість мінералу в аншліфах визначити практично неможливо через його низьку відбивну здатність. Мікрозондовими аналізами встановлено, що мінерал за складом найбільш близький до отеніту (Таблиця 3.10).

Таблиця 3.10 - Хімічний склад уранових слюдок, (ваг. %)

Компоненти	1	2	3	4	5
SiO_2	2,48	0,94	6,42	3,61	2,14
PbO	-	0,04	0,32	0,09	0,16
UO_2	49,87	50,15	47,83	50,65	43,98
ThO_2	-	-	0,02	0,01	0,01
CaO	8,06	6,51	6,43	5,36	6,12
P_2O_5	20,37	18,16	16,76	18,48	18,00
Ce_2O_3			0,01	-	-
Y_2O_3			-	-	-
BaO					
Al_2O_3					
MgO					
SO_3	0,23	0,42			
MnO					
ZrO_2					
FeO	1,56	2,73	5,32	3,92	4,10
Сума	82,57	78,95	83,11	82,12	74,51

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1,2 – уранові слюдки навколо піриту, св. 56-166, гл.51,3 м, 3-5 -уранові слюдки в асоціації з піритом, св. 56-188, гл.33, 0,5 м.

Піротин спостерігається виключно в зонах біотитизації гнейсів у контакті з апліто-пегматоїдними гранітами. В процесі дисульфідізації мінерал заміщується пірит-марказитовими агрегатами. Іноді піротин виповнює міжзерновий простір серед темнокольорових мінералів спільно з халькопіритом та сфалеритом.

Пірит утворює алотріоморфнозернисті агрегати, прожилки, скучення субідіоморфних виділень. В значних кількостях сульфід відзначається украй рідко. В більшості випадків він розвивається в основному за рахунок залізовміщуючих мінералів. Тонкозернистий пірит зустрічається в радіоактивних ореолах навколо зерен уранініту та монациту. Пірит як сульфідний геохімічний бар'єр (відновник)

сприяє осадженню урану і на низькотемпературних стадіях рудогенезу. Нами зафіксовані чисельні факти обростання піриту урановою слюдкою (Рис. 3.4-G) та уранвміщуючим лімонітом в кварц-калішпатових метасоматитах. В тісних зростаннях з піритом зустрічається марказит. Часто пірит заміщується халькопіритом. Хімічний склад піриту характеризується значними коливаннями основних компонентів (Таблиця 3.11). Різновид піриту з високим вмістом кобальту, що характерний для пегматитів, містить уранініт і отеніт.

Таблиця 3.11 - Хімічний склад піритів (ваг. %)

№ ан.	Fe	Ni	Co	Cu	Ag	As	S	Se	Mn	Pb	Сума
1	46,35	0,11	0,05	-	0,03	0,10	53,02	-			99,66
2	45,91	0,16	0,03	0,01	0,01	0,07	53,27	-			99,46
3	44,37	-	2,08	0,02		-	53,48			-	99,95
4	46,57	0,01	0,05	-		-	53,32			-	99,95
5	44,30	0,01	2,19	-		-	53,06		0,02	-	99,58
6	44,26	0,01	1,87	-		-	53,12			-	99,26
7	46,87	0,25	0,07			-	52,46				99,65
8	45,99	0,19	0,09			-	52,70				98,97
9	45,78	0,35	0,07	-		0,21	52,21				98,62
10	44,97	0,28	0,02	-		0,26	53,04				98,57

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1,2 – окремі зерна навколо уранініту, св. 56-166, гл.51,3м; 3-6 – реліктові відособлення серед лімоніту, св. 188/4, гл.33,05м; 7,8 – пірит прямокутної форми, серед халькопіриту, св. 56-137, гл. 57,2., 9,10 – пірит в асоціації з урановими слюдками, св. 188/4, гл.33,05м.

Халькопірит відзначається в зростанні з галенітом і у вигляді самостійних дрібних агрегатів (0,1-0,4мм) в пегматитах. Мікрозондовим аналізом у складі мінералу встановлені незначні (соті частки %) домішки нікелю та срібла (Таблиця 3.12).

Галеніт зустрічається в зростанні з халькопіритом, а також утворює облямівки навколо піриту (Рис. 3.4-G) в асоціації з кальцитом і отенітом. Мікрозондовим аналізом у складі мінералу встановлені незначні (соті частки %) домішки вісмуту (Таблиця 3.12).

Молібденіт (Таблиця 3.13) в асоціації з піритом, халькопіритом і галенітом відзначається в пегматитах. Тут він утворює ізоструктурні зрошення з біотитом,

Таблиця 3.12 - Хімічний склад сульфідів міді і свинцю (ваг %)

№ ан.	Fe	Ni	Bi	Cu	Ag	Pb	Mn	S	Сума
1	30,41	0,07	-	34,66	0,02	-	-	34,61	99,77
2	31,02	0,02	-	34,82	0,01	-	-	33,92	99,79
3	30,15	0,09	-	33,47	0,04	-	-	34,05	97,8
4	30,69	0,17	-	34,12	0,03	-	-	34,30	99,31
5	30,12	0,10	-	33,97	0,01	-	-	33,17	97,37
6	-	-	0,01	-	0,04	86,82	-	12,74	99,61
7	-	-	0,03	-	0,05	87,13	-	12,60	99,81
8			0,01	-	0,04	86,82		12,74	99,61
9			0,03	-	0,05	87,13		12,60	99,81

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1-5 – халькопірити в асоціації з галенітом, св. 56-166, гл. 51,3м; 6-9 – галеніт там же.

Таблиця 3.13 - Хімічний склад молібденітів (ваг.%)

№ ан.	Mo	W	Re	Fe	Te	S	Сума
1	59,36	-	-	0,01	-	39,61	98,98
2	60,05	0,01	-	0,02	-	39,37	99,45
3	59,12	-	-	0,02	-	40,01	99,15
4	59,51	0,01	-			39,87	99,39
5	60,04	0,04	-			40,12	100,20
6	60,42	0,01	-			39,36	99,79

Примітка. порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1-3 – дрібні луски серед біотиту, св. 56-166, гл. 51,3 м, 4-6 – тонкі включення в біотиті, св.1615, гл.78 м.

тобто спостерігається чергування лусок біотиту та молібденіту (0,01-0,02 мм) по площинах окремості. Рідше відзначаються більш крупні (0,02-0,1 мм) луски молібденіту в асоціації з цирконом (Рис. 3.4-Н). В хімічному складі молібденіту відзначенні незначні домішки вольфраму (Таблиця 3.13).

Графіт спостерігається досить рідко. Як правило, мінерал приурочений до виділень біотиту в гранат-біотитових гнейсах, де утворює тонколускуваті, розеткоподібні агрегати.

Таким чином на Хмільницькому рудопрояві виділяються три головних типи рудних асоціацій. Перший - акцесорна мінералізація в апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітах представлена апатитом, цирконом, монацитом і

уранінітом I. Друга - накладена гідротермально-метасоматична мінералізація в зонах катаклазу пегматитів і аплітів, яка представлена редкісноземельно-торій-урановою (циркон+монацит+уранініт+), оксидною (ільменіт+анатаз+рутіл+гідроокисли заліза) та сульфідною (піротин+пірит+халькопірит+галеніт+молібденіт) а також епігенетичною отеніт+рабдофаніт. Встановлено, що ранній акцесорний уранініт I характеризується заниженим вмістом торію і відзначається в апліто-пегматоїдних гранітах. Більш пізній уранініт II, з підвищеним вмістом торію, є типовим мінералом для кремнієво-калієвих метасоматитів.

3.3. Рудно-мінералогічна характеристика Гайворонського рудопрояву [4].

Рудна мінералізація на Гайворонському рудопрояві представлена двома генетичними типами: 1) акцесорна мінералізація, що представлена цирконом, монацитом, магнетитом, ільменітом і шпінеллю; 2) епігенетична урановорудна мінералізація, що представлена асоціацією оксиди урану – оксиди заліза – оксиди марганцю. Акцесорна мінералізація поширене у вигляді розсіяного вкраплення у всіх петротипах порід і не утворює значних скупчень. Епігенетична урановорудна мінералізація зустрічається тільки в зонах катаклазу та дроблення гранітів і пегматитів, де під впливом метеорних вод відбувалися процеси гіпергенних змін монациту, вилуговування урану і відкладення його у вигляді низькотемпературних оксидів і гідроксидів по тріщинках, в яких поширені гідрослюдисто-карбонатні агрегати та оксиди заліза.

Циркон зустрічається у вигляді поодиноких овально-ізометричних і діпіраміdalьних зерен (0,01–0,06 мм) в гранітоїдах і гнейсах. Мінерал має двофазну будову, що викликана більш пізніми процесами малаконізації.

Монацит часто зустрічається в асоціації з магнетитом і ільменітом в зонах біотитизації пегматитів. Мінерал утворює розсіяне вкраплення ідіоморфних слабо заокруглених зерен (Рис. 3.5-Б), які в більшості випадків приурочені до видіlenь біотиту.

Монацити за формою мають два типи кристалів – пампушкоподібні (майже 60 %) і дископодібні, з добре розвиненим пінакоїдом (біля 40 %). Контури зерен заокруглені, поверхня, окрім світло-жовтих, шагренева. За кольором трапляються

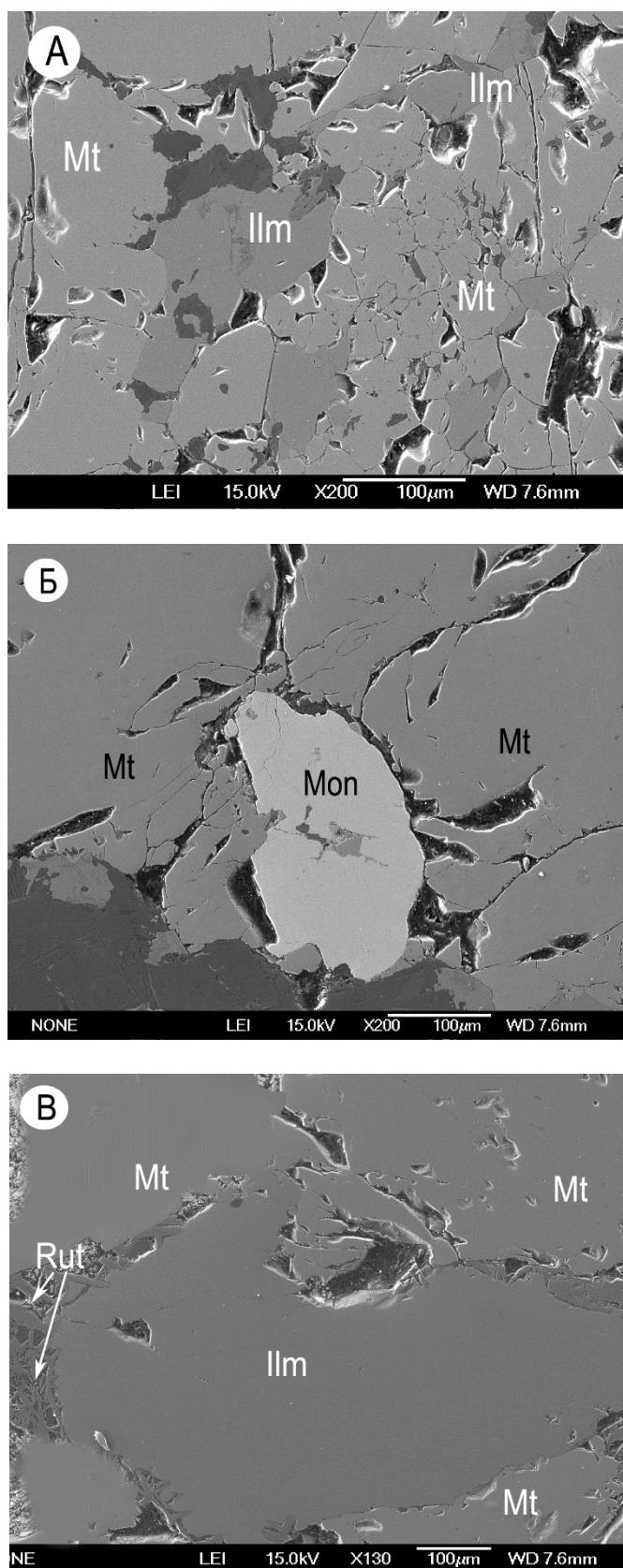


Рис. 3.5. А – тонкі проростання ільменіту (Ilm) з магнетитом (Mt) в зоні катаклазу пегматитів, св. 570273, гл. 53,6 м; Б – монацит серед агрегатів магнетиту (Mt), там же; В – включення ільменіту (Ilm) в магнетиті (Mt), що заміщується з країв рутилом (Rut), там же.

світло-жовті, червонувато-жовті до червонувато-бурих (майже 80 %) та зеленкувато-бури до буро-сірих та смоляно-чорних (близько 20 %). Світло-жовті – прозорі, зеленкувато-бури – напівпрозорі, буро-сірі і темніші – непрозорі. Зазначимо, що смоляно-чорні кристали є найкрупнішими (часто $>0,1$ мм). Розміри окремих найкрупніших агрегатів змінюються в межах від 0,2 до 0,5 мм в поперечнику.

В хімічному складі мінералу встановлено домішки хаттонітового і чералітового компонентів, приблизно в рівній кількості. Частково монацит заміщується рабдофанітом, через що аналізи (Таблиця 3.14) мають неповну суму.

Таблиця 3.14 - Хімічний склад монациту (ваг. %)

Компоненти	1	2
SiO ₂	1,13	1,23
PbO	0,60	0,64
UO ₂	0,27	0,19
ThO ₂	8,28	8,53
CaO	1,57	1,42
P ₂ O ₅	29,90	29,35
Ce ₂ O ₃	24,33	25,02
Y ₂ O ₃	0,01	0,01
FeO	0,30	0,32
La ₂ O ₃	10,28	11,01
Nd ₂ O ₃	8,73	9,14
Pr ₂ O ₃	3,57	3,29
Sm ₂ O ₃		
GdO		
ZrO ₂		
HfO ₂		
Сума	88,97	90,15

Примітка. Порожньо – не визначалось. 1–2 – монацити заокругленої форми в асоціації з магнетитом в пегматиті, св. 570273, гл.53,6 м.

Магнетит є типовим акцесорним і рудним мінералом в породах Гайворонської ділянки. Мінерал характеризується нерівномірним розподілом: від поодиноких дрібних виділень до досить крупних скупчень у вигляді складної морфології жильних, вузловато-прожилкових, лінзоподібних, аллотріоморфнозернистих агрегатів та гломеропорфіробластових скупчень (розміром до 1-2 см в поперечнику). В асоціації з магнетитом зустрічається ільменіт, ганіт, гематит (Рис. 3.5-А, В). Хімічний склад магнетиту наведений в Таблиця 3.15.

Таблиця 3.15 - Хімічний склад магнетиту (ваг. %)

Компоненти	1	2	3
TiO ₂	0,03	0,01	0,01
FeO	95,42	93,54	94,76
MnO	0,01	0,02	0,01
MgO	–	–	–
Al ₂ O ₃	0,08	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0	0,01
V ₂ O ₅	0,09	0,12	0,07
ZnO	0,04	0,02	0,02
Сума	95,68	93,73	94,91

Примітка. Тире – не виявлено. 1–3 – грубозернисті агрегати магнетиту в пегматиті, св. 570273, гл. 53,6 м.

Ільменіт відноситься до числа поширених акцесорних мінералів і зустрічається головним чином в метабазитах, де його кількість в окремих зразках може досягати 1-2 % загального об'єму породи. В метабазитах мінерал представлений дрібнозернистим різновидом і розподілений в породі відносно рівномірно. В пегматитах рутил відмічається в зростках з прожилковим магнетитом (Рис. 3.5-А, В), де в ньому фіксуються продукти «окислюваного розпаду гематиту». Гематит розташований в ільменіті паралельно (0001) у вигляді тонких лінзочок (Рис. 3.6-Г). На окремих ділянках кількість гематиту може навіть перевищувати кількість ільменіту. Мікрозондові аналізи ільменіту з різних порід наведено в .

Характерною особливістю ільменіту, що асоціює з магнетитом в пегматитах, є високий вміст марганцю і цинку (Таблиця 3.16, ан.12, 13). В ільменіті із амфіболітів встановлено низьку концентрацію марганцю і більш високий вміст магнію, ванадію і хрому (Таблиця 3.16).

Ганіт (Таблиця 3.17) – цинкова шпінель, яка систематично фіксується у вигляді найдрібніших (0,005–0,03 мм) включень в магнетиті з пегматиту (Рис. 3.6-Д, Е). Характер виділень показує, що мінерал є продуктом розпаду твердого розчину. Мінерал характеризується досить стійким хімічним складом і наявністю стандартних елементів-домішок (Таблиця 3.17).

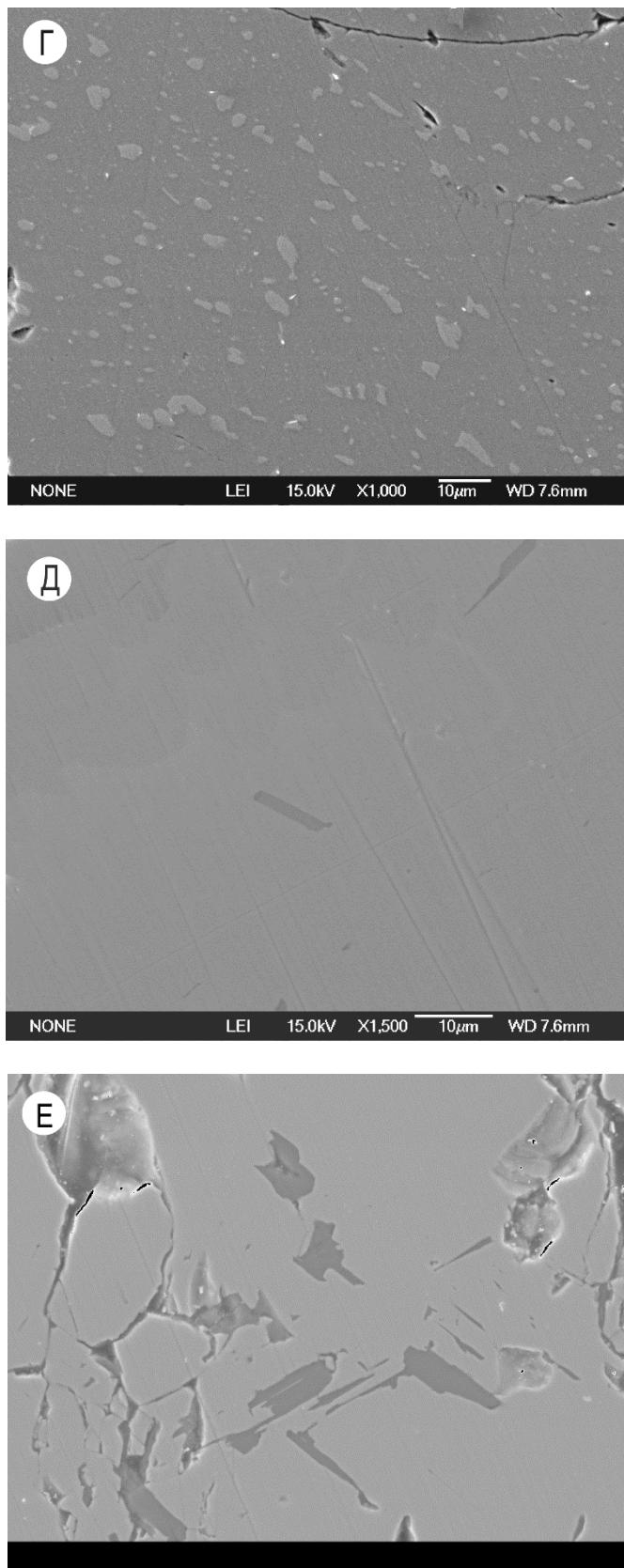


Рис. 3.6. Г – продукти розпаду гематиту в ільменіті (більш темна матриця), св. 570273, гл.53,6 м; Д – пластинки ганіту (більш темне) в магнетиті, там же; Е – скупчення агрегатів ганіту в магнетиті, там же.

Таблиця 3.16 - Хімічний склад ільменіту (ваг. %)

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	52,72	53,54	51,95	51,63	52,47	51,56	51,61
FeO	30,81	31,61	45,33	46,80	48,63	49,01	46,80
MnO	15,76	14,24	1,60	1,96	1,78	1,74	1,99
MgO	0,28	0,21	0,66	0,34	0,31	0,27	0,30
Al ₂ O ₃	0,14	0,12	0,09	0,12	0,04	0,07	0,14
Cr ₂ O ₃	–	–	0,15	–	0,04	0,02	–
V ₂ O ₅	–	–	0,13	0,59	0,42	0,64	0,49
ZnO	0,17	0,09					
Σ	99,88	99,81	99,91	101,44	103,69	101,33	102,38

Примітка. порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1–2 – зростки ільменіту з магнетитом в пегматиті, св. 570273, гл. 53,6 м; 3 – видовжене субідіоморфне зерно із амфіболіту, св. 57–13, гл. 279,2 м; 4–6 – із амфіболіту, св. 57–11, гл. 280,8 м; 7 – із амфіболіту, св. 57–12, гл. 178,8 м.

Таблиця 3.17 - Хімічний склад ганіту (ваг. %)

Компоненти	1	2	3
TiO ₂	0,02	0,04	0
FeO	4,64	3,87	5,12
MnO	0,16	0,07	0,02
MgO	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	52,82	54,00	53,98
Cr ₂ O ₃	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	–
ZnO	42,25	41,13	42,00
Сума	99,90	99,12	101,13

Примітка. Тире – не виявлено. 1–3 – пластинки ганіту в магнетиті із пегматиту, св. 570273, гл. 53,6 м.

Оксиди урану. Значні скupчення тонкодисперсних оксидів урану приурочені до виділень гідрослюд та гідроксидів заліза, що розвиваються по них. Уранові мінерали розташовуються навколо скupчень слюди та гідроксидів заліза (Рис. 3.7-Б), а іноді проникають по тріщинках спайності в слюдах (Рис. 3.7-В). За оптичними властивостями мінерал близче до уранової черні. Візуально колір мінералу чорний, у відбитому світлі темно сірий, досить часто неоднорідний. Відбивна здатність варіє від 5 до 10 %, через що він погано діагностується під рудним мікроскопом і мало відрізняється від породоутворюючих мінералів. Мінерал утворює агрегати складної (губчастої, ніздрюватої) будови, суцільні маси зустрічаються рідко. Окремі агрегати досягають 0,1–0,4 мм в поперечнику. В деяких випадках видно, що кристалізація мінералу приурочена до мікротріщин. Часто проявлені коломорфні

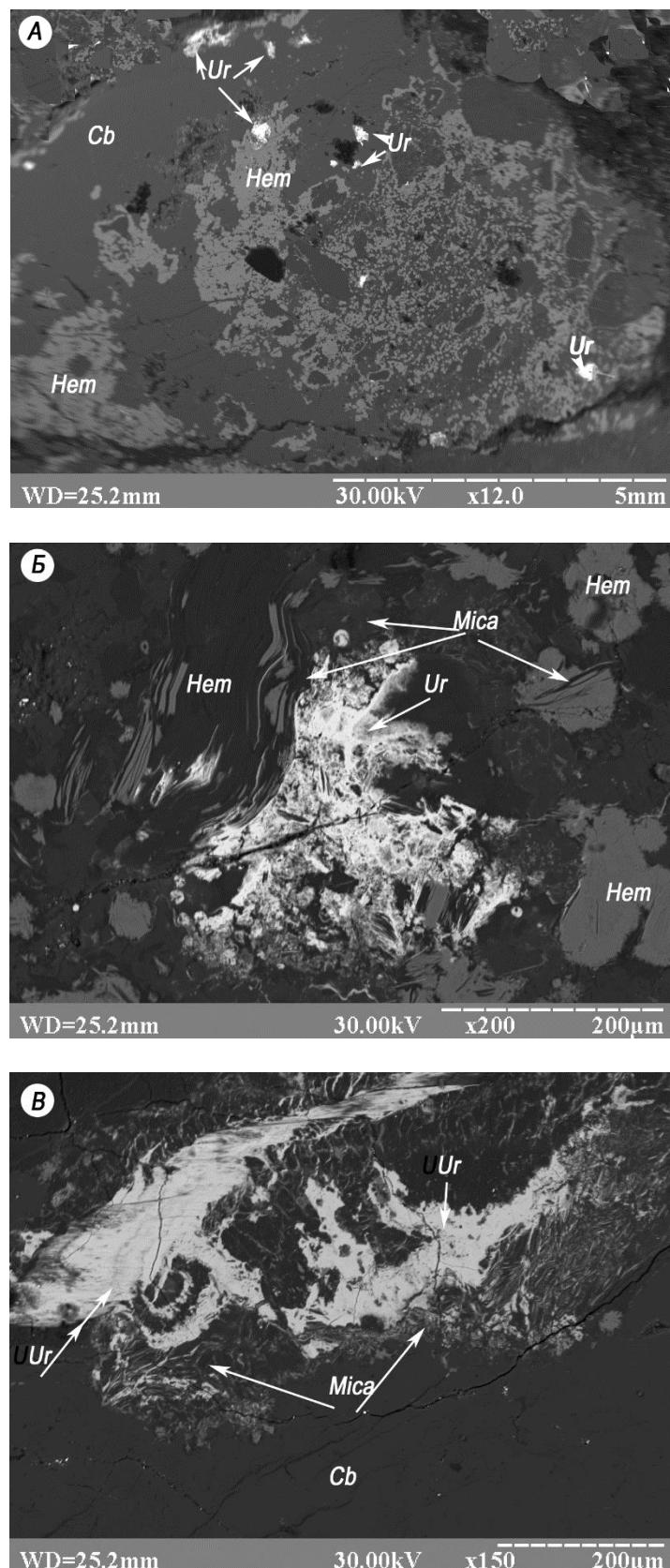


Рис. 3.7 - А – уранова чернь (Ur) в тріщинках слюдяно (Mica)-карбонатних (Cb) гідротермалітах з гетитом (лімонітом?) (Hem). Б – тонкі волокнисті проростання уранової черні із слюдою і гетитом, В – складні проростання слюди і уранової черні. Св. 57–12, гл. 217,4 м, розгнайсований та роздрібнений апліто-пегматоїдний граніт.

зональні структури (Рис. 3.8-Е), що дозволяє проводити деякі аналогії з будовою агрегатів настурану (гідронастурану).

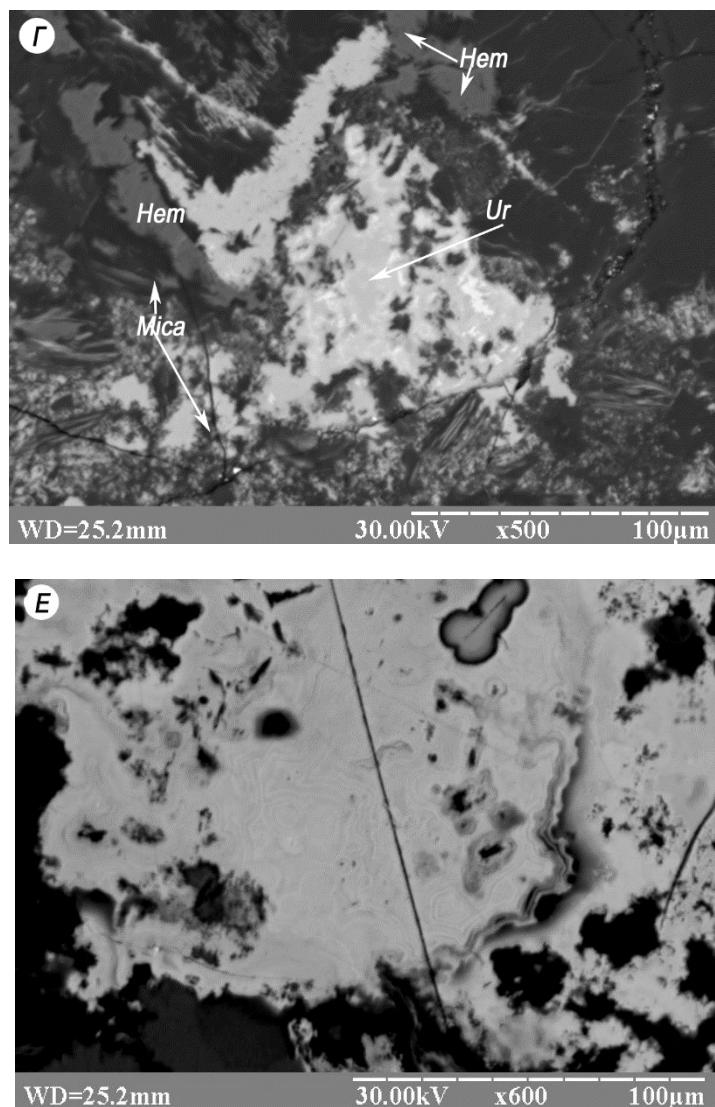


Рис. 3.8 - Г – неоднорідний агрегат уранової черні (Ur) – біла фаза і світло-сіра фаза в асоціації із слюдою і гетитом, там же; Е – складний агрегат уранової черні з фрагментами коломорфно-концентричних структур. Св. 57-12, гл. 217,4 м, розgneйсований та роздрібнений апліто-пегматоїдний граніт.

За даними мікрозондового аналізу у складі оксидів урану фіксується в одних випадках підвищений вміст свинцю і торію (Таблиця 3.18, ан. 1–5), а в інших ці елементи відсутні (Таблиця 3.18, ан. 8–11).

Гідроксид урану зустрічається значно рідше. Мінерал представлений окремими кристалічними агрегатами, лусками в кальциті. На поверхні мінералу спостерігаються тріщини, схожі на явища усихання. Мінерал прозорий, з блідо-

Таблиця 3.18 - Хімічний склад уранових мінералів (ваг. %)

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	3,56	2,16	2,65	6,78	5,02	3,62	2,90	6,95	7,09	7,65	7,02
PbO	2,78	2,59	2,95	2,28	2,46	-	-	0,09	0,28	0,07	0,76
UO ₂	82,83	81,43	81,74	74,23	71,81	82,46	83,78	84,05	79,74	81,45	82,32
ThO ₂	1,34	1,65	1,41	0,01	-	-	-	-	-	-	-
CaO	3,08	3,60	2,77	2,29	2,75	2,21	2,72	1,76	2,34	1,90	1,97
P ₂ O ₅	-	-	-								
Ce ₂ O ₃	1,99	3,23	2,78	0,64	0,59	0,44	0,09				
Y ₂ O ₃	1,45	1,70	1,36	0,42	0,50	0,12	0,14				
SO ₃	-	-	-								
MnO	1,54	1,39	1,43	0,37	0,26	-	-	0,64	1,43	0,85	0,93
ZrO ₂	-	0,01	-								
FeO	1,38	1,19	1,15	0,26	0,48	0,53	0,69	0,23	0,34	0,18	0,28
Сума	99,95	98,95	98,24	87,28	83,87	89,38	90,32	93,72	91,22	92,10	93,28

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1–3 – уранова чернь в розgneйсованому апліто-пегматоїдному граніті, св. 57–12, гл. 217,4 м; 4,5 – гідронастуран з коломорфними структурами, там же; 6, 7 – поодинокі включення скupіту в кальциті, там же; 8–11 – уранова чернь в асоціації з мінералами урану в розgneйсованому плагіопегматиті, св. 57–10, гл. 326,9 м.

жовтим відтінком. В рудному мікроскопі має внутрішні рефлекси в світло жовтих тонах. Відбивна здатність мінералу дуже близька до карбонатної матриці. На підставі отриманих аналітичних даних (Таблиця 3.18, ан. 6, 7) можна припускати, що мінерал відноситься до групи гідроксидів урану або уранілу. За своїми фізичними та хімічними властивостями дуже близький до мінералів групи скupіту **UO₂(OH)·H₂O**. Сингонія мінералу ймовірно ромбічна, виходячи з принципів ізоструктурності до вміщуючої матриці – карбонату.

Скупіт – мінерал, характерний для зон цементації, і виникає за рахунок руйнування закисно-окисних форм урану – настурану, уранової черні.

Гідроксиди заліза широко представлені в асоціації з урановими мінералами (Рис. 3.7-А, Б; Рис. 3.8-Г). Спостерігаються у вигляді тонкозернистих, близьких до колоїдних агрегатів з чисельними включеннями гідрослюд. Через це вони мають ніздрювату, пористу структуру із складними візерунками. Склад мінералу досліджений за допомогою рентгенівського мікроаналізатора (Таблиця 3.19). За хімічним складом і формами виділень оксиди заліза представлені групою гетита-лімоніта.

Оксиди марганцю – дуже рідкісні мінерали, і в мінералізованих зонах

Таблиця 3.19 - Хімічний склад гідроксидів заліза (ваг. %).

Компоненти	1	2	3	4
TiO ₂	0,03	0,02	0,04	0,01
FeO	76,42	75,73	76,89	78,19
MnO	0,07	0,13	0,09	0,02
MgO	1,47	3,17	1,29	1,08
Al ₂ O ₃	1,64	1,37	1,52	1,71
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	–	–
Сума	79,63	80,42	79,83	81,01

Примітка. Тире – не виявлено. 1–4 – окремі зерна і мікропрожилки в катаклазованому і розgneйсованому апліто-пегматоїдному граніті, св. 57–12, гл. 217,4 м.

спостерігаються в зростках з іншими мінералами марганцю і урану (Рис. 3.9-А). Виконані мікрозондові дослідження мінералів показують, що їх склад близький до мanganіту MnO(OH) (MnO = 76,92–80,67 %; FeO = 0,78–1,45 %).

Коронадит PbMn₈O₁₆ зустрічається у вигляді ажурних заокруглених агрегатів навколо виділень слюдяних мінералів і виповнює мікротріщинки (Рис. 3.9-Б, В). Часто знаходитьться в зростках з оксидами марганцю і заміщується Fe-Mn-карбонатами. Аналізи мінералу представлені в Таблиця 3.20. Коронадит відноситься до низькотемпературних утворень зон окиснення.

Таким чином на Гайворонському рудопрояві вперше для докембрію УЩ встановлена епігенетична урановорудна мінералізація в зонах тріщинуватості апліто-пегматоїдних гранітоїдів, яка по тектонічних розломах розповсюджується глибше 330 м. Цей факт свідчить про те, що процеси гіпергенних змін порід відбуваються не тільки на поверхні кристалічного фундаменту, але і на великих глибинах в зонах тектонічних порушень. Тут під впливом як постмагматичних розчинів, так і метеорних вод, що поступають по розломах у вміщуючі гранітоїди, які збагачені монацитом, відбуваються тривалі процеси хімічного руйнування монациту і вилуговування з нього урану. Уран відкладається у вигляді низькотемпературних оксидів і гідроксидів, по тріщинках в яких поширені гідрослюдисто-карбонатні агрегати, оксиди заліза, оксиди марганцю. Окрім того, тут же виявлений раніше невідомий в докембрії УЩ дуже рідкісний мінерал коронадит. Коронадит в Україні знайдений тільки в ліпаритових туфах

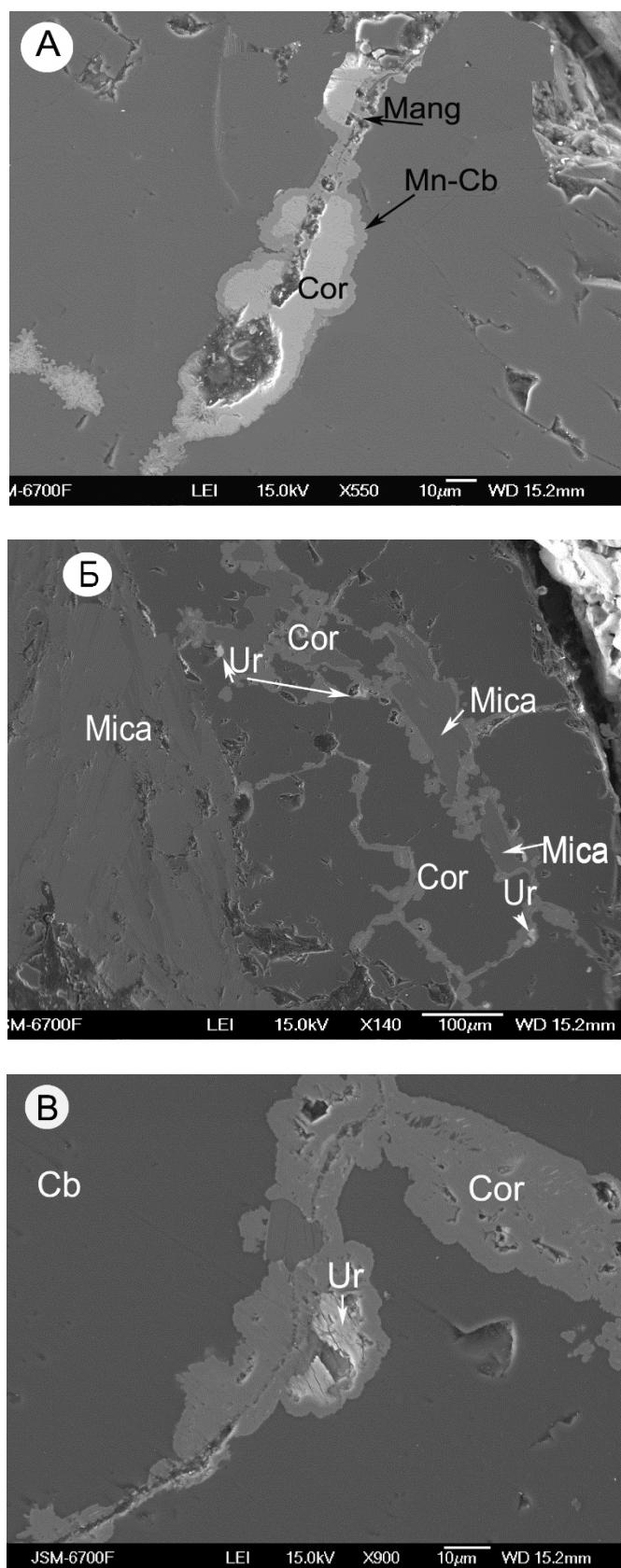


Рис. 3.9 - А – складні проростання манганіту (Mang), коронадиту (Cor) і карбонатів марганцю (Mn-Cb) в катаклазованому плагіопегматиті, св. 57–10, гл. 326,9 м; Б – складні проростання коронадиту (Cor), уранових мінералів (Ur) із слюдяними мінералами (Mica), там же; В – уранові гідроксиди (Ur) в коронадиті (Cor), там же.

Таблиця 3.20 - Хімічний склад коронадиту (ваг. %)

Компоненти	1	2	3
FeO	4,76	2,56	3,98
TiO ₂	0,59	0,01	0,05
MnO	56,64	58,42	59,19
PbO	21,75	24,27	23,00
MgO	–		
BaO	3,80	2,96	3,54
V ₂ O ₅	0,02		
Al ₂ O ₃	0,79		
SiO ₂	1,56		
CaO	0,23		
Сума	90,14	88,22	89,76

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1–3 – окремі зерна і мікропрожилки в катаклазованому і розгнійованому апліто-пегматоїдному граніті, св. 57–12, гл. 217,4 м.

Берегівського району в Закарпатті [22]. У складі уранової мінералізації мінерал скупіт, який виникає за рахунок руйнування настурану і уранової черні.

Такі факти мають величезне значення при пошуках уранових родовищ інфільтраційного типу не тільки в зонах стратиграфічних неузгоджень, але і в межах тектонічних порушень, в яких широко розвинута лінійна кора вивітрювання, що поширина на значні глибини.

3.4. Рудно-мінералогічна характеристика Заваллівського рудопрояву [14].

Рудна мінералізація в породах Заваллівського рудопрояву представлена такими генетичними типами: 1) оксидна (ільменіт, рутил, сфен, лімоніт); 2) сульфідна (пірит, піротин, пентландит, халькопірит, кубаніт, галеніт, сфалерит, молібденіт); 3) арсенідна (нікелін, герсдорфіт, арсенопірит); 4) вісмутова (самородний вісмут, вісмутин, оксиди вісмуту); 5) рідкісноземельно-уран-торієва (монацит, циркон, уранініт, настуран, уранова чернь).

Оксидна мінералізація представлена оксидами титану – ільменітом, рутилом, сфеном і найпізнішим низькотемпературним лімонітом.

Ільменіт зустрічається в незміненому вигляді в амфіболітах та актиноліт-плагіокласових кристалосланцях. У вигляді реліктів відзначається в апліто-пегматоїдних гранітах та актиноліт-діопсид-плагіокласових ендоскарнах. В гранітах ільменіт представлений дрібнозернистими (0,05-0,1 мм) агрегатами, пластинчатої і

голчatoї форм, які частково або повністю заміщені рутилом. В метабазитах ільменіт утворює рівномірне вкраплення ксеноморфних зерен, що приурочене до зон біотитизації (Рис. 3.10). В деяких випадках спостерігаються симплектитові зрошення ільменіту з породоутворюючими мінералами. В актиноліт-діопсид-плагіокласових ендоскарнах ільменіт заміщується сфером (Таблиця 3.21) і зустрічається тільки у вигляді реліктів.

Лімоніт найтипівіший мінерал в зонах катаклазу та тріщинуватості самих різноманітних порід. Він, переважно, заміщує пірит, піротин та халькопірит аж до утворення повних псевдоморфоз. В зонах розвитку лімоніту порода набуває бурочервоного відтінку. Лімоніт утворюється лише в гіпергенних процесах, перш за все, як продукт окислення сульфідів, оксидів, карбонатів та силікатів заліза.

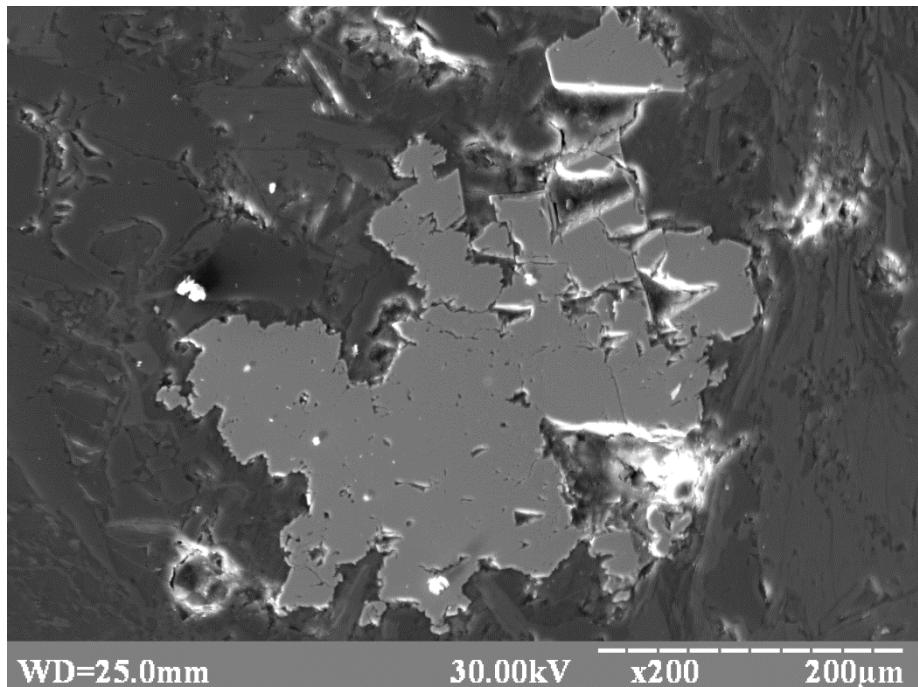


Рис. 3.10. Зерно ільменіту в зоні біотитизації. Електронний мікроскоп, режим відбитих електронів. Скв.52-3.

Сульфідна мінералізація зустрічається у всіх різновидах метаморфічних, магматичних і метасоматичних порід. Представлені сульфіди наступними мінералами: пірит, піротин, пентландит, халькопірит, кубаніт, галеніт, сфалерит та молібденіт.

Таблиця 3.21. Хімічний склад сfenів (1, 2) із діопсид-плагіокласового ендоскарну (св. 57-3, гл. 320,6 м)

Компонент	1	2
SiO ₂	30,51	29,94
CaO	26,94	30,05
Al ₂ O ₃	4,17	1,23
MgO	-	-
MnO	0,12	0,17
FeO	0,23	0,19
TiO ₂	29,08	27,86
Сума	91,05	89,44

Примітка. Тире - не виявлено.

Пірит (Таблиця 3.22) є найпоширенішим мінералом, що приурочений до зон катаклазу та тріщинуватості порід. Мікроскопічно він спостерігається у вигляді ксеноморфних зерен і їх скupчень, що приурочені до виділень темнокольорових мінералів. Рідше пірит відзначається у вигляді ідіоморфних кристалів та коломорфних марказит-піритових агрегатів. Результати мікрозондового вивчення хімічного складу піритів (Таблиця 3.22) дають можливість виділити п'ять генерацій:

- 1) пірит 1 (ан. 13) в асоціації з халькопіритом, вісмутином і лімонітом зустрічається в графіт-гранат-біотитових кристалосланцях і характеризується високим вмістом Ni (0,87%) і Co (0,19%);
- 2) пірит 2 (ан. 14-16) відзначається в магнезіальних скарнах і характеризується високим вмістом Co (3,6-5,96%). Він утворює субідіоморфні виділення в піротині;
- 3) пірит 3 (ан. 8-12) зустрічається в розгнайсованих апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітах в асоціації з халькопіритом, сфалеритом, самородним вісмутом, вісмутином та оксидами вісмуту. Для нього характерний підвищений вміст Ni (0,01-0,12%) і Co (0,01-0,07%), що зумовлено складом гранітизованих гнейсів та кристалосланців;
- 4) пірит 4 (ан. 1-3) аплітів та пегматитів характеризується найнижчим вмістом елементів-домішок. Тут спостерігаються марказит-піритові агрегати, що заміщають більш ранній піротин;

5) пірит 5 (ан. 4-7) характерний для гранат-біотит-силіманітових метасоматитів, де відзначається в зростках з урановими чернями. Для нього характерна неоднорідна структура і підвищений вміст As (0,20-0,34%). Входження As в хімічний склад піриту підсилює його сорбційні властивості щодо урану.

Таблиця 3.22. Хімічний склад піритів

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	45,29	46,08	45,40	40,96	39,83	46,19	46,52	46,24
Ni	0,01	-	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Co	0,04	0,02	0,03	0,06	0,05	0,06	0,02	0,02
Cu	-	-	-	-	0,01	0,01	0,02	
Ag	0,01	-	0,06	-	0,01	0,01	-	
As	0,01	0,01	-	0,29	0,34	0,20	0,27	
S	52,68	53,14	53,71	41,54	40,24	53,49	52,94	53,17
Se	-	-	-	-	-			
Mn	0,01	0,01	-	-	-			
Pb	-	-	0,02	-	-			
Сума	98,05	99,26	99,23	82,87	80,49	99,97	99,78	99,44

Примітка. Порожньо - не визначалося, тире - не виявлено. 1-3 – розгнайсований пегматит (пірит I в асоціації з піротином), св. 57-3, гл. 93,7 м; 4-7 – гранат-біотит-силіманітовий метасоматит (пірит II в асоціації з урановою чернью), св. 57-3, гл. 93,7 м; 8 – розгнайсований апліто-пегматоїдний граніт, св. 57-3-78.

Продовження таблиці 3.22

Компоненти	9	10	11	12	13	14	15	16
Fe	46,50	45,90	46,13	46,12	46,51	43,90	44,04	43,52
Ni	0,04	0,07	0,03	0,12	0,87	0,12	0,34	-
Co	0,03	0,02	0,01	0,07	0,19	5,96	4,78	3,60
Cu		-	0,02	0,02	-	0,02	0,08	-
Ag			-	-	0,02	0,01	-	
As			-	-	-	-	-	
S	53,34	52,99	53,16	52,29	53,02	51,00	50,68	52,93
Se							-	
Mn								
Pb								
Сума	99,91	98,98	99,35	98,62	100,61	101,01	99,92	100,05

Примітка: 9-11 – розгнайсований апліто-пегматоїдний граніт, скв. 57-3-78; 12 – розгнайсований апліто-пегматоїдний граніт, скв. 57-2, гл. 235,4 м; 13 – графіт-гранат-біотитовий кристалосланець (лімонітизований пірит з включеннями халькопіриту і вісмутину), скв. 57-6, гл. 166,5 м; 14-16 – форстерит-діопсид-кальцитовий екзоскарн (14,15 – субідиоморфні включення піриту в троїліті), скв. 57-3, гл. 323,9 м.

Таким чином, кількісний і якісний склад елементів-домішок в піриті зумовлений хімічним складом вміщуючих порід.

Піротин (Таблиця 3.23) найхарактерніший мінерал магнезіальних скарнів, де його кількість іноді досягає 8-12%. Зустрічаються дві генерації піротину. Більш рання (піротин 1, ан. 1, 2) спостерігається у вигляді дрібних включень в піротині 2 (ан. 3, 4). Для піротину 1 характерні домішки Cu (0,24-3,32%) і Co (0,08%). Піротин 2 утворює розсіяне, гніздоподібне та прожилкове вкраплення в породі. В найбільш сульфідованих ділянках магнезіальних скарнів окремі гнізда піротину досягають розмірів 1 см в поперечнику. В хімічному складі піротину 2 встановлений низький вміст Ni, Co і Cu.

Пентландит (Таблиця 3.23) зустрічається виключно в ендо- і екзоскарнових зонах магнезіальних скарнів в асоціації з піротином. Спостерігається у вигляді полум'яноподібних включень в піротині 2. Відзначаються дві генерації пентландиту. Пентландит 1 (ранній) характеризується істотно нікелевим складом і низьким вмістом кобальту (3,44-3,50%, ан. 6, 7). Пентландит 2 (пізній) розвивається по пентландиту 1 і характеризується чисто кобальтистим складом (ан. 5) і низьким вмістом Ni (3,00%).

Халькопірит (Таблиця 3.24) досить рідкісний мінерал в породах Заваллівського рудопрояву. Виразно встановлено дві генерації халькопіриту. Більш рання, халькопірит 1, в асоціації з піротином характерна для магнезіальних скарнів. В хімічному складі халькопіриту 1 встановлені домішки Ni (0,06%) і Co (0,02%). Більш пізній халькопірит 2 характерний для пегматитів і характеризується стійкою домішкою срібла (0,02-0,03%). Він зустрічається в асоціації з піритом, сфалеритом і вісмутином.

Кубаніт (Таблиця 3.24) рідкісний мінерал в докембрійських породах УЩ. В Дністровсько-Бузькому районі раніше описаний в магнезіальних скарнах Капітанівської тектонічної зони [15]. На Заваллівському рудопрояві кубаніт встановлений у форстерит-діопсид-кальцитових екзоскарнах у вигляді тонких пластинок в халькопіриті. Утворення кубаніту пов'язано з розпадом твердого розчину халькопірит-кубаніт при $T=300-250^{\circ}\text{C}$.

Таблиця 3.23. Хімічний склад піротину (1-4) і пентландиту (5-7) із форстерит-діопсид-кальцитового екзоскарну, св. 57-3, гл. 323,9 м

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Fe	63,15	60,01	62,06	62,74	10,13	31,26	30,42
Ni	0,03	0,02	-	0,04	3,00	32,35	33,10
Co	0,08	0,08	0,01	0,05	53,87	3,50	3,44
Cu	0,24	3,32	0,01	0,01	0,16	0,16	-
S	36,21	36,87	37,03	36,99	33,06	32,90	32,19
Сума	99,71	100,30	99,11	99,83	100,22	100,17	99,15

Примітка. Тире – не виявлено. 1,2 – релікти піротину-1 серед піротину-2; 3,4 – піротин-2; 5 – Со-пентландит у вигляді включення в піротин-1; 6,7 – пентландит у вигляді включення в піротин-2.

Таблиця 3.24 - Хімічний склад халькопіриту (1-4) і кубаніту (5)

Компонент	1	2	3	4	5
Fe	31,27	31,14	30,45	31,07	40,30
Ni	-	0,01	0,01	0,06	0,04
Co	-	-	0,01	0,02	0,04
Cu	34,14	34,35	34,80	34,93	23,78
Ag	0,03	0,02	0,02		
As	-	-	-		
S	33,98	34,24	34,37	34,20	35,22
Сума	99,42	99,76	99,66	100,28	99,38

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1 – апліт-пегматоїдний двопольовошпатовий граніт, св. 57-2, гл. 235,4 м; 2,3 – пегматит (дрібні включення халькопіриту в піриті), св. 57-6, гл. 166,5 м; 4 – форстеріт-діопсид-кальцитовий екзоскарн (халькопірит на контакті піротину-1 із піротином-2), св. 57-3, гл. 323,9 м; 5 – те ж саме (кубаніт у вигляді пластинчатого включення в халькопіриті), св. 57-3, гл. 323,9 м.

Галеніт (Таблиця 3.25) зустрічається виключно в аплітах і пегматитах з REE-U-Th мінералізацією. Спостерігається у вигляді емульсієподібного вкраплення (розміром 0,02-0,08 мм) в уранініті 2. Утворюється за рахунок радіогенного свинцю при розпаді ізотопів урану і торію в акцесорних мінералах.

Сфалерит (Таблиця 3.25) приурочений до наймолодшої уранової мінералізації, представленої урановою чернью в розгнайсованих пегматитах. Відзначається у вигляді найдрібніших (0,02-0,08 мм) округлих включень в урановій черні. Хімічний склад мінералу характеризується відсутністю елементів-домішок.

Таблиця 3.25 - Хімічний склад сфалериту (1,2) і галеніту (3-7)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Fe	0,19	0,28	-	-			
Zn	61,26	60,15					
Pb			86,02	85,67	85,56	87,23	86,90
Cd	-	-	0,01	-			
In	-	-					
Mn	0,10	0,03					
Bi					-	-	-
S	34,97	35,31	14,45	13,57	13,62	12,23	13,45
Сума	96,52	95,77	100,48	99,24	99,18	99,46	100,35

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1,2 – розgneйсований пегматит із REE-U-Th мінералізацією (сфалерит в асоціації з урановою чернью), св. 57-3, гл. 93,7 м; 3,4 – катаklазований пегматит із REE-U-Th мінералізацією (одиничні зерна галеніту в асоціації з халькопіритом), св. 57-3, гл. 155,5 м; 5-7 – катаklазований пегматит із REE-U-Th мінералізацією (скупчення дрібних зерен галеніту навколо уранініту), св. 57-3, гл. 131,3 м.

Молібденіт (Таблиця 3.26) встановлений в біотитизованному двопольовошпатовому граніті (св. № 57-2, гл. 167,6 м) та актиноліт-флогопіт-діопсид-плагіокласовому ендоскарні (св. № 57-2, гл. 203,9 м). Зустрічається в асоціації з піритом і халькопіритом в лускоподібних агрегатах біотиту та флогопіту. Найкрупніші луски молібденіту мають розміри 0,4-0,9 мм по видовженню. В хімічному складі молібденіту встановлена незначна домішка заліза і відсутність ренію.

Таблиця 3.26 - Хімічний склад молібденіту із біотитизованого апліто-пегматоїного двопольовошпатового граніту, св. № 57-2, гл. 167,6 м

№ п/п	Mo	W	Re	Fe	Te	S	Сума
1	59,61	-	-	0,02	-	39,30	98,93
2	60,03	0,01	-	-	-	40,23	100,27
3	59,52	-	-	0,01	-	39,64	99,17
4	59,88	-	-	0,08	-	39,75	99,71

Примітка. Тире – не виявлено.

Арсенідна мінералізація в породах Заваллівського рудопрояву представлена ніkelіном, герсдорфітом та арсенопіритом.

Нікелін (Таблиця 3.27) характерний мінерал марганцевих (гранатових) скарнів. Зустрічається у вигляді окремих субідіоморфних зерен і зростків з піротином і герсдорфітом. Розміри зерен мінералу не перевищують 0,1-0,3 мм в поперечнику. В хімічному складі нікеліну встановлені домішки Fe (0,08-0,76%) і Co (0,31-2,35%).

Герсдорфіт (Таблиця 3.27) зустрічається тільки в асоціації з нікеліном і утворює тонкі (0,005-0,02 мм) облямівки навколо більш раннього нікеліну.

Арсенопірит (Таблиця 3.27) відзначається в розгнайсованих апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітах у вигляді найдрібніших включень в самородному вісмуті.

Таблиця 3.27. Хімічний склад нікеліну (1-3), герсдорфіту (4) та арсенопіриту (5,6)

Компонент	1	2	3	4	5	6
Fe	0,42	0,76	0,08	3,84	38,08	37,26
Ni	43,84	43,02	45,11	25,02	0,34	0,41
Co	0,31	0,42	2,35	7,83	0,08	0,10
Cu	0,02	0,01				
As	55,43	54,87	52,36	45,72	45,44	47,00
S	0,02	0,01		17,10	19,62	18,14
Sb			-	-		
Сума	100,04	99,09	99,90	99,51	103,56	102,91

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1-4 – гранатовий скарн, св. 57-6, гл. 175,2 м; 5-6 – кордієрит-силіманіт-гранатовий метасоматит (по розгнайсованому пегматиту), св. 57-3/15; св. 57-3/15.

Вісмутова мінералізація представлена самородним вісмутом, вісмутином та оксидами вісмуту. Приурочена до розгнайсованих двопольовошпатових апліто-пегматоїдних гранітів.

Самородний вісмут (Таблиця 3.28) характеризується нерівномірним розподілом в породах і зустрічається у вигляді скupчень, гнізд в контакті графітвміщуючих гнейсів і гранітоїдів. Найконтрастніша вісмутова мінералізація встановлена у св. № 57-6, гл. 230-250 м. Тут разом з тонкодисперсними зернами зустрічаються відносно крупні (0,2-0,5 мм в поперечнику) зерна з характерними зазубреними контурами (Рис. 3.11-Б, В).

Іноді самородний вісмут заміщується оксидами вісмуту. В хімічному складі самородного вісмуту встановлені домішки Ag (0,09-0,37%).

Вісмутин (Таблиця 3.28) заміщує самородний вісмут у вигляді облямівок та сіткоподібних утворень. Іноді спостерігаються голкоподібні утворення вісмутину в лімоніті (Рис. 3.11-А). За співвідношеннями між мінералами видно, що сульфід вісмуту утворився пізніше лімоніту.

Таблиця 3.28 - Хімічний склад самородного вісмуту (1-5) і вісмутину (6-8)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe							0,46	0,25
Ni							-	-
Bi	98,41	99,24	99,39	99,05	99,51	75,83	74,33	83,02
Ag	0,37	0,16	0,10	0,09	0,12	0,01	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	0,04	-
S						22,16	21,97	18,15
Сума	98,78	99,40	99,49	99,14	99,63	98,00	96,80	101,42

Примітка. Тире – не виявлено, пусто – не визначалося 1 – кордієрит-силіманіт-гранатовий метасоматит (по розгнійованому пегматиту), св. 57-3/15; 2-5 – графіт-гранат-силіманітовий метасоматит (по розгнійованому пегматиту), св. 57-6, гл. 234,0 м; 6 – кордієрит-силіманіт-гранатовий метасоматит (по розгнійованому пегматиту). Вісмутин замішує самородний вісмут. св. 57-3/15. 7 – пегматит (пластина вісмутину в лімоніті), св. 57-6, гл. 166,5 м; 8 – гранат-біотит-силіманітовий метасоматит (по розгнійованому плагіограніту). Вісмутин – у вигляді реліктів серед оксидів вісмуту. Св. 57-6, гл. 244,2 м.

Оксиди вісмуту (Таблиця 3.29) є типовими вторинними мінералами, що утворюються навколо зерен вісмутину і самородного вісмуту (св. 57-6, гл. 244,2 м). У відображеному свіtlі забарвлення мінералу темно сіре і близьке до забарвлення кальциту, який часто супроводжує оксиди вісмуту. Зустрічаються оксиди вісмуту в гранат-біотит-силіманітових метасоматитах.

Рідкісноземельно-уран-торієва мінералізація на Заваллівському рудопрояві формувалася як під впливом ендогенних процесів, що пов'язані з гранітизацією метаморфізованих вулканогенно-осадових товщ і утворення ранньої (акцесорної) рідкісноземельно-торієвої мінералізації. Найбільш пізня уранова мінералізація відзначається в магнезіально-залізисто-глиноземистих метасоматитах, які приурочені до зон тріщинуватості і катаклазу апліто-пегматоїдних

двопольовошпатових гранітів, пегматитів та аплітів. Рання рідкісноземельно-торієва мінералізація (монацит 1 + циркон 1) характерна для гранат-біотитових гнейсів, апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітів та плагіогранітів. Пізніша REE-U-Th мінералізація (монацит 2+циркон 2+уранініт 1) приурочена до пегматитів та аплітів.

Наймолодша REE-U-Th мінералізація (монацит 3+ураниніт 2+настуран+уранова чернь) утворюється в зонах розгнійсування та тріщинуватості апліто-пегматоїдних гранітоїдів, пегматитів і аплітів.

Монацит (Таблиця 3.30) є характерним рідкісноземельним мінералом як гранітоїдів, так і метаморфічних утворень. Виділяються три генерації монациту. Монацит 1 (Таблиця 3.30, ан. 1-4) зустрічається в метапелітах і ультраметаморфічних двупольовошпатових гранітах як акцесорний мінерал. Середній вміст (з 4-х аналізів) в ньому ThO_2 складає 7,09%, а UO_2 відповідно 1,12%. Монацит 1 відзначається в асоціації з цирконом 1. Монацит 2 (Таблиця 3.30, ан. 6, 7) зустрічається в аплітах та пегматитах, які характеризуються суттєво калієвим хімізмом (Рис. 3.12). Тут він відзначається в асоціації з цирконом 2 і уранінітом 1. За хімічним складом він відрізняється від ранньої генерації (монацит 1) більш високим вмістом (середнє з 2-х аналізів) ThO_2 – 8,03% і низьким вмістом UO_2 – 0,69%. Наймолодша генерація – монацит 3 (Таблиця 3.30, ан. 5) характеризується найвищим вмістом ThO_2 – 16,85%, UO_2 – 4,23% і низьким Ce_2O_3 – 18,86%. Монацит 3 асоціює з уранінітом 2, настураном та урановими чернями і зустрічається в зонах катаклазу і тріщинуватості аплітів і пегматитів. Монацит спостерігається у вигляді заокруглених та ідіоморфних зерен, приурочених до виділень біотиту, рідше зустрічається в польових шпатах. Розміри найкрупніших зерен монациту досягають 0,8-1,5 мм в поперечнику.

Циркон (Таблиця 3.31), як акцесорний мінерал, відзначається у всіх різновидах порід – метаморфічних, ультраметаморфічних, магматичних та метасоматичних.

Залежно від типу породи, циркони відрізняються морфологічними особливостями та внутрішньою будовою окремих зерен. За хімічним складом

виділяється циркон 1 і циркон 2. Ранній циркон характерний для ультраметаморфічних апліто-пегматоїдних двопольовошпатових гранітів, а більш пізній – для січних тіл аплітів та пегматитів.

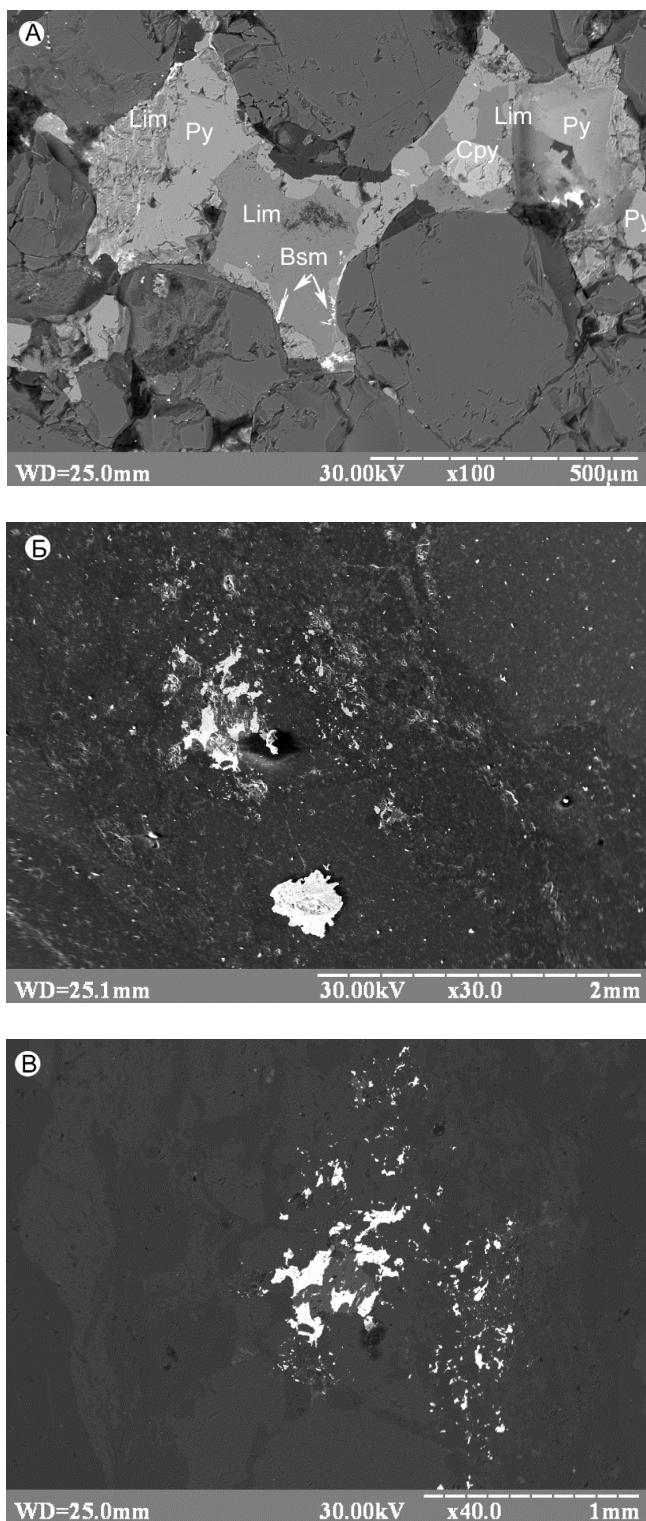


Рис. 3.11. А – Виділення голчастого вісмутину (Bsm) серед лимоніт (Lim)-сульфідних агрегатів. Пірит – Py. Халькопіріт – Сру. Електронний мікроскоп, режим відбитих електронів. Св.57-3, гл. 131,3 м.; Б, В – скупчення самородного вісмуту серед породоутворюючих мінералів. Св. 57-6, гл. 234,0 м.

Таблиця 3.29 - Хімічний склад оксидів вісмуту (1-4), що містять релікти вісмутину. Гранат-біотит-силіманітовий метасоматит (по розгнайсованому плагіограніту), св. 57-6, гл. 244,2 м

Компоненти	1	2	3	4
Bi_2O_3	92,97	93,12	92,80	89,64
FeO	0,57	0,60	1,23	3,04
MgO	0,03	0,03	0,02	0,09
MnO	0,01	-	-	0,02
SO_3	0,12	0,08	0,09	0,74
TeO_2	0,02	0,01	0,02	-
PbO	-	-	-	-
Ag_2O	0,01	-	0,01	-
UO_2	-	-	-	-
Cl_2O	1,76	2,06	1,53	2,37
Сума	95,49	95,90	96,70	95,90

Таблиця 3.30. Хімічний склад монациту

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	1,43	0,95	0,98	0,48	1,62	2,71	0,92
PbO	0,56	0,49	0,71	1,04		0,24	0,40
UO_2	0,89	0,93	1,09	1,57	4,23	0,73	0,65
ThO_2	7,46	8,14	7,92	4,86	16,85	7,63	8,44
CaO	1,37	1,24	1,51	1,39	4,23	2,43	1,17
P_2O_5	29,76	30,18	28,93	28,43	28,76	28,96	27,62
Ce_2O_3	24,95	25,28	25,00	26,62	18,86	25,07	26,29
Y_2O_3	1,47	1,21	1,35		3,95	1,86	1,32
Al_2O_3						0,08	0,04
MnO					0,03	0,04	0,05
FeO	-	0,62	0,07	0,31	0,28	0,25	0,61
TiO_2						0,01	0,01
Gd_2O_3	11,23	11,48	12,16	15,11	5,74	11,56	11,84
Nd_2O_3	11,04	10,83	11,12		8,59		
Pr_2O_3	2,95	3,06	3,10				
Sm_2O_3	2,32	2,45	2,19		2,70		
GdO					3,07	-	-
Сума	95,43	96,86	96,13	79,81	98,91	81,57	79,36

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено. 1-3 – апліто-пегматоїдний двопольовошпатовий граніт, св. 57-2, гл. 235,4 м; 4 – те ж саме, св. 57-6, гл. 227,0 м; 5 – розгнайсований і катаклазований пегматит з TR-Th-U мінералізацією, св. 57-3, гл. 131,3 м; 6,7 – те ж саме, св. 57-3, гл. 93,7 м.

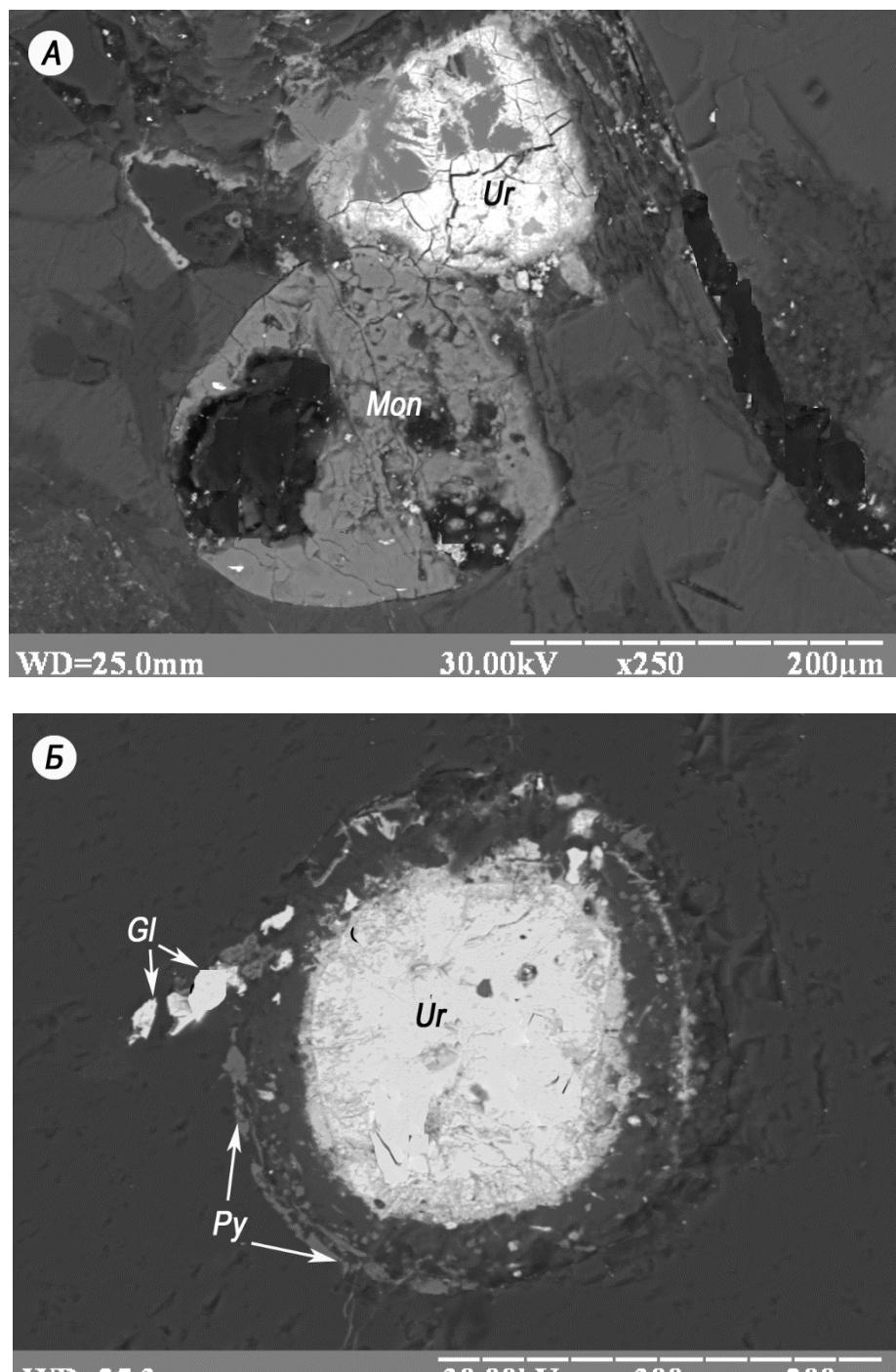


Рис. 3.12. Мікрофотографії уранініт 1+монацит 2: А – зростки заокруглених тріщинуватих агрегатів монациту (Mon) та уранініту (Ur), св. 57-3, гл. 93,7 м. Б – уранініт 1 (Ur) з характерними облямівками, в яких присутній галеніт (Gl) і пірит (Py), св. 57-3, гл. 93,7м.
Електронний мікроскоп, режим відбитих електронів.

В ранньому цирконі встановлений більш високий вміст Th, тоді як інші елементи-домішки (Pb, U, Ca, P, Mn, Hf, Fe) присутні в пізньому циркону в більш високих концентраціях. Циркон 1 зустрічається в асоціації з монацитом 1, а циркон 2 – з монацитом 2 і уранінітом 1.

Таблиця 3.31 - Хімічний склад циркону

Компоненти	1	2
SiO ₂	31,60	32,86
PbO	0,02	
UO ₂	0,27	0,12
ThO ₂	0,23	0,60
CaO	0,56	0,01
P ₂ O ₅	0,08	0,04
MnO	0,02	
ZrO ₂	65,73	64,19
HfO ₂	1,64	1,24
FeO	0,92	0,41
TiO ₂	0,06	0,08
Сума	101,13	99,55

Примітка. Порожньо – не визначалося. 1 – розгнайсований пегматит із REE-U-Th мінералізацією, св. 57-3, гл. 93,7 м; 2 – мусковіт-гранат-силіманітовий метасоматит (по двопольовошпатовому граніту) із REE-U-Th мінералізацією, св. 57-6, гл. 227,0 м.

Уранініт (Таблиця 3.32) зустрічається у вигляді двох генерацій. Уранініт 1 є характерним акцесорним мінералом аплітів та пегматитів, де зустрічається в асоціації з цирконом 2 і монацитом 2. Уранініт 2 утворюється в зонах розгнайсування та катаклазу гранітів і пегматитів в асоціації з монацитом 3, настуроном і урановою чернью.

Уранініт 1 найраніша генерація відзначається у вигляді реліктів (Рис. 3.12, Рис. 3.13). Спостерігається у вигляді дрібних (0,04-0,1 мм) округлих зерен, що оточені характерними плеохроїчними двориками. В безпосередньому контакті з уранінітом змінюється забарвлення породоутворюючих мінералів і спостерігаються структури радіального розтріскування. В ореолах радіоактивної дії інтенсивно розвивається пірит. В хімічному складі уранініту 1 (Таблиця 3.32, ан. 1-3, 6, 7) відзначається високий вміст ThO₂ (6,36%, середнє із 5-ти аналізів).

Уранініт 2 пов'язаний з більш пізніми процесами магнезіально-залізисто-гиноземистого метасоматозу гранітоїдів. В зонах катаклазу та тріщинуватості гранітів і пегматитів утворюються хлорит-мусковіт-силіманіт-біотитові та кордієрит-силіманіт-гранатові метасоматити з контрастною REE-U-Th мінералізацією. Уранініт утворює тут субідіоморфні зерна, що містять дрібну

вкрапленість галеніту. Уранініт 2 (Рис. 3.14), вірогідно, утворився при перекристалізації більш раннього уранініту 1, з якого деяка частина винесеного радіогенного свинцю зафіксувалася у вигляді галеніту. Встановлено чисельні факти заміщення уранініту 2 не ідентифікованими фосфатами торію і рідкісних земель типу рабдофаніту. На Рис. 3.13 проілюстрована динаміка зростаючої інтенсивності заміщення уранініту в різних ситуаціях. В деяких зернах кількість фосфатів може досягати 30-40% від уранової матриці. Причому зустрічаються як відносно крупні включення (30-55 мкм в поперечнику) так і дрібні – аж до субмікроскопічних.

Таблиця 3.32 - Хімічний склад уранініту

Компоненти	1	2	3	4	5
SiO ₂	1,01	0,76	2,37	0,04	0,03
PbO	11,95	11,40	12,10	13,43	14,29
UO ₂	73,97	74,34	72,63	82,61	82,06
ThO ₂	7,60	8,52	8,07	1,83	1,15
CaO	1,42	2,76	2,55	1,25	0,47
P ₂ O ₅				0,49	0,24
Ce ₂ O ₃	0,69	2,76	2,55		0,20
Y ₂ O ₃	1,41	1,12	1,34		0,23
MnO	0,30	0,23	0,52		
FeO	0,64	0,53	0,68	0,35	
Сума	98,99	102,42	102,81	100,00	98,67

Примітка. порожньо – не визначалося. 1-3 – катаклазований пегматит із REE-U-Th мінералізацією, св. 57-3, гл. 131,3 м (релікти серед фосфатів); 4 – розгнейсований пегматит із REE-U-Th мінералізацією, св. 57-3, гл. 93,7 м (уранініт заміщується настуріаном); 5 – катаклазит по пегматиту з хлорит-мусковіт-силіманіт-біотитовими прожилками, що містять уранову мінералізацію, св. 57-6, гл. 233,9 м.

Продовження таблиці 3.32

Компонент	6	7	8	9	10
SiO ₂	-	-	0,03	0,04	0,38
PbO	14,59	14,32	13,74	15,42	14,16
UO ₂	77,89	78,95	81,77	80,65	82,01
ThO ₂	4,36	3,26	2,83	3,52	3,39
CaO	1,30	1,61	1,23	1,64	1,08
P ₂ O ₅			0,03	0,24	0,42
Ce ₂ O ₃					
Y ₂ O ₃					
MnO					
FeO			0,26	0,05	0,06
Сума	98,14	98,14	99,89	101,56	101,50

Примітка. 6,7 – розгнейсований пегматит, св. 57-2, гл. 127,5 м (уранініт з включеннями галеніту); 8-10 – кордієрит-силіманіт-гранатовий метасоматит (по пегматиту), св. 57-3/15.

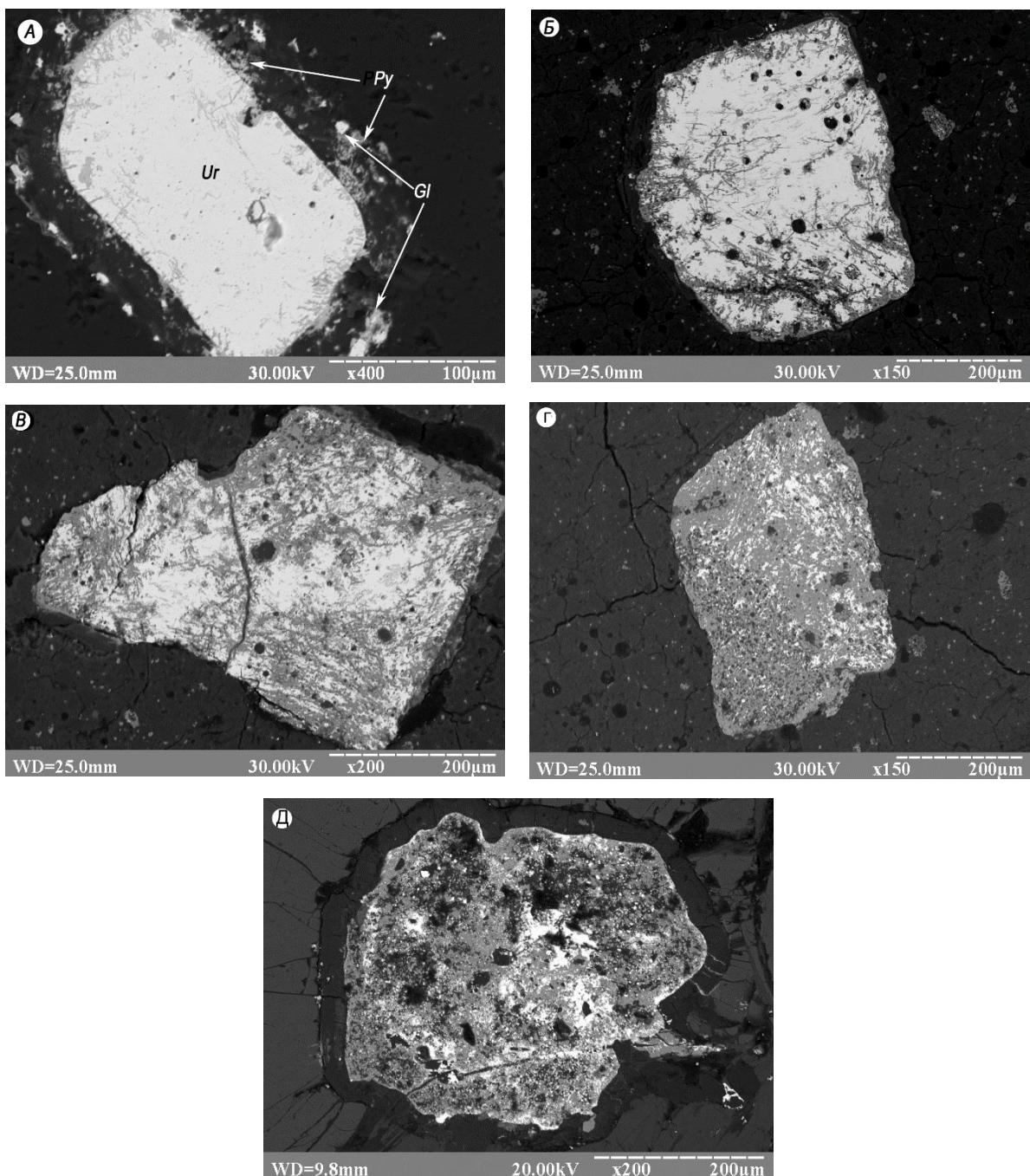


Рис. 3.13. Уранініти в різній стадії заміщення. А – уранініт 1, св. 57-2, гл. 127, 5 м. Ur – уранініт, Gl – галеніт і Py – пірит; Б – частково заміщений вторинними мінералами уранініт 1, св. 57-2, гл. 139,2 м.; В – інтенсивний розвиток вторинних мінералів по уранініту 1, св. 57-2, гл. 127, 5 м.; Г – сильно кородований уранініт 1, св. 57-3, гл. 131,3 м.; Д – релікти раннього уранініту 1 (яскраво біле) у фосфаті (світло-сіре), чорне-кварц, темно-сіре – гранат. Св. 57-3, гл. 131,3 м.

Зазначимо, що уранініт 2 містить значно менше ThO_2 (2,54%, середнє із 5-ти аналізів).

Настуран (Таблиця 3.33) встановлений в складних зростках з уранінітом 2 та урановою чернью (Рис. 3.14). За інтенсивності забарвлення настуран у відображеному

світлі займає проміжне положення між уранінітом і урановою чернью. В мінералі спостерігається характерний елемент внутрішньої будови – тріщинуватість усихання. В хімічному складі мінералу встановлені характерні для нього елементи-домішки PbO (2,76-3,17%), ThO₂ (0,49-0,93%), CaO (2,42-2,86%), P₂O₅ (0,19-0,30%), ZrO₂ (0,87-1,11%) і FeO (0,64-0,78%).

Таблиця 3.33 - Хімічний склад настурану із розгнайсованого пегматиту із REE-U-Th мінералізацією, св. 57-3, гл. 93,7 м

Компоненти	1	2
SiO ₂	0,00	0,08
PbO	2,76	3,17
UO ₂	90,02	88,95
ThO ₂	0,49	0,93
CaO	2,86	2,42
P ₂ O ₅	0,19	0,30
ZrO ₂	0,87	1,11
FeO	0,64	0,78
Сума	97,83	97,74

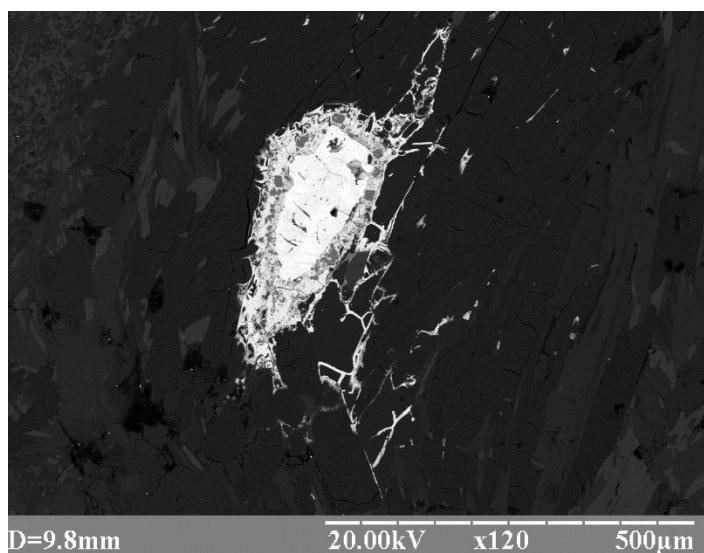


Рис. 3.14. Сітчато-прожилкове виділення уранової черні навколо уранініт 2-настуранових агрегатів (світла центральна частина), св. 57-3, гл.93,7м.

Уранова чернь (Таблиця 3.34) утворюється в зонах катаклазу і тріщинуватості апліто-пегматоїдних гранітів в гіпергенних умовах. Епігенетична ураново-чернієва мінералізація має форму прожилково-тріщиних виділень – тонкі прожилково-сітчасті утворення і мікропрожилки (Рис. 3.15, Рис. 3.16).

Таблиця 3.34. Хімічний склад уранової черні із розгнейсованого пегматиту із REE-U-Th мінералізацією, св. 57-3, гл. 93,7 м

Компоненти	1	2	3	4
SiO ₂	0,16	1,42	2,08	1,81
PbO	0,01	-	0,01	-
UO ₂	89,74	82,42	86,15	81,05
ThO ₂	0,23	0,46	0,38	0,32
CaO	2,76	1,64	1,97	2,08
P ₂ O ₅	1,75	2,45	2,19	1,83
Ce ₂ O ₃		-	-	-
Y ₂ O ₃		0,06	0,12	0,10
BaO		-	-	-
Al ₂ O ₃		0,01	0,01	-
SO ₃		0,08	-	0,05
MnO		0,36	0,29	0,33
ZrO ₂	1,86	0,29	0,21	0,40
FeO	1,23	0,72	0,96	0,27
Сума	97,74	89,91	94,37	88,24

Примітка. Порожньо – не визначалося, тире – не виявлено.

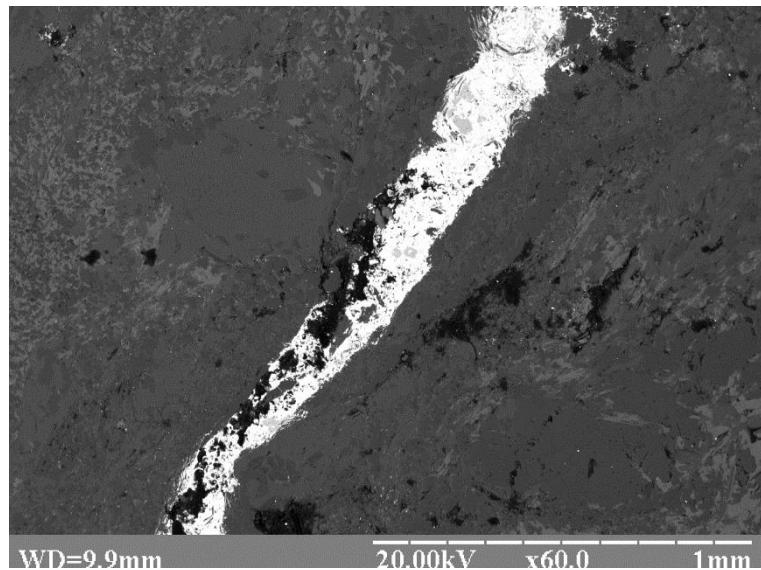


Рис. 3.15. Прожилкове виділення уранової черні в зоні біотитизації. Електронний знімок. св. 57-3, гл.93,7 м.

Часто зустрічаються складні виповнення міжзернового простору, цемент уламків кварцу та польових шпатів та плівки в дзеркалах ковзання. Уранова чернь відзначається у вигляді складних зрощень з мусковітом, хлоритом, силіманітом, гідрослюдами, сульфідами та каолінітом. Рідше спостерігається гніздоподібний

характер виділень в пустотах вилуговування породи. Протяжність прожилків уранової черні досягає декількох сантиметрів (Рис. 3.15) при товщині не більше 1 мм. Часто встановлюється просторовий зв'язок уранової черні з піритом, рідше зі сфалеритом. Співвідношення між оксидами урану і дисульфідом заліза, що спостерігаються у відображеному світлі, найрізноманітніші від переважання тієї або іншої фази до їх кількісної рівності. Сфалерит зустрічається рідко, ще рідше галеніт і халькопірит. В полірованих шліфах колір оксиду урану сірий, часто неоднорідний з низькою відбивною здатністю (5-10%), що робить його практично невиразним на фоні породоутворюючих мінералів. Розсіяна тонкодисперсна мінералізація урану не завжди точно діагностується навіть мікрозондовим аналізом. Найбільш ефективно застосування електронної мікроскопії, що дозволяє одержувати найбільш достовірну інформацію.

Рудно-мінералогічні дослідження REE-U-Th мінералізації вказують на полістадійний і регенераційний характер її формування. Перша стадія – утворення ультраметаморфічних порід (плагіомігматитів та двопольовошпатових гранітів), які збагачені монацитом за рахунок гранітизації торісносних метапелітів. Друга стадія – утворення січних тіл аплітів та пегматитів кремнієво-калієвої формaciї, для яких характерними акцесорними мінералами є циркон, монацит і уранініт. Третя стадія, власне уранова, утворюється в зонах розgneйсування, катаклазу та тріщинуватості аплітів та пегматитів та оточуючих їх двопольовошпатових гранітів. В цих зонах відбувається руйнування акцесорних мінералів під впливом постмагматичних розчинів, що виділяються при охолодженні інтрузивних аплітів та пегматитів, і винесення з них урану, який фіксується в гранат-біотит-силіманітових метасоматитах, що мають високий окисно-відновний потенціал. Уранова мінералізація тут представлена уранінітом 2, настураном і урановою чернью. Останні характерні для зон катаклазу та тріщинуватості апліто-пегматоїдних гранітів і є найпізнішими утвореннями, пов'язаними з процесами гіпергенних змін в приповерхневих умовах. Відсутність у складі уранової черні домішок радіогенного свинцю, слабкий ступінь їх розкристалізації та присутність каолініту вказує на дуже молодий вік урановочернієвої мінералізації.

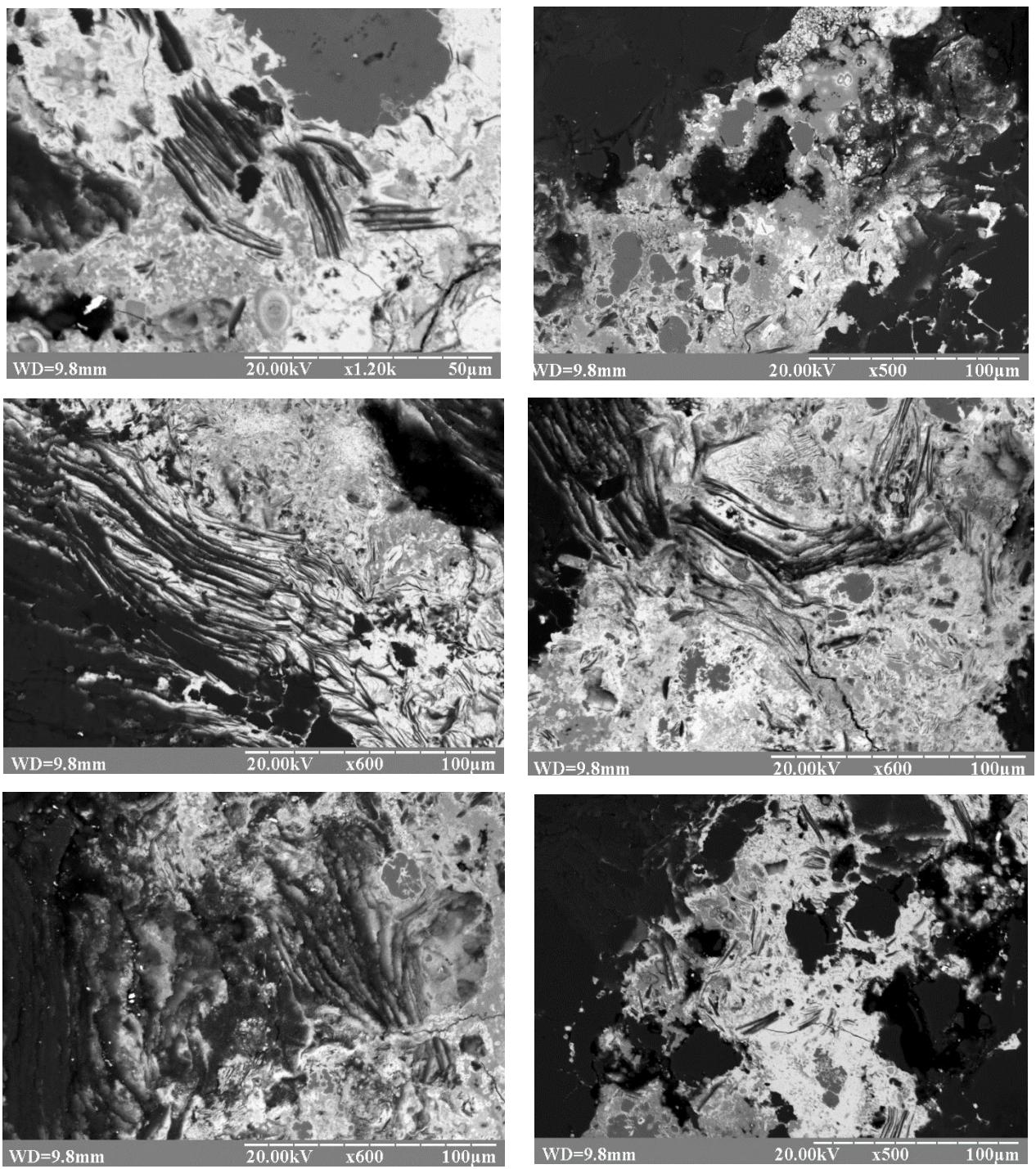


Рис. 3.16. Уранова чернь (яскраво біле) складні проростання із сульфідно-гідрослюдистими агрегатами. Ел.снімок. Св.57-3, гл. 93,7 м.

3.5. Рудно-мінералогічна характеристика Калинівського родовища [24].

На Калинівському родовищі комплексне рідкісноземельно-торій-уранове зруденіння (з цирконами, молібденітом) генетично і просторово пов'язано з магнезіально-залізисто-калієвими метасоматитами та суттєво мікрокліновими пегматитами. Найбагатші за вмістом корисних компонентів і спектру мінеральних

різновидів є зони, де відбувається накладення процесів приконтактової збірної перекристалізації графітвміщуючих гнейсів, калієвого метасоматозу та окварцовування.

Мінералогічні дослідження рудних мінералів показали існування зональної послідовності зміни рудних мінеральних асоціацій, а також внутрішньо мінеральних фазових перетворень від ранніх до пізніх.

Серед рудної мінералізації виділяється три генетичних типи: 1) оксидна (магнетит+ільменіт); 2) рідкісноземельно-торій-уранова (апатит+циркон+монацит+торит+ксенотим+уранініт+кофініт); 3) сульфідна (молібденіт+вісмутин+пірит+піротин+халькопірит+сфалерит+герсдорфіт+галеніт).

Магнетит і ільменіт. Магнетит зустрічається у вигляді дрібнозернистих (0,01-0,03 мм) включень в кумінгтоніті та ферогіперстені.

Ільменіт найбільш широко поширений в скарнах. Виділяються два його різновиди: аллотріоморфозернисте вкраплення та пластинчаті виділення в асоціації з сференом.

Апатит – типовий мінерал приконтактових магнезіально-залізистих метасоматитів. Представлений безбарвними короткокристалічними, переважно з нечітко вираженим ідіоморфізмом, кристалами, розміром 0,05-0,8 мм. Локалізується переважно в інтерстиціях порфіробласт заміщеного кумінгтонітом ферогіперстену. Значно рідше присутній в пойкілітових включеннях кумінгтоніту та біотиту. В пегматиті утворюється скupчення дрібних зерен і ідіоморфних (коротко- і видовженопризматичних) кристалів по периферії реліктів біотиту та амфіболу, рідше утворює окремі кристали серед польових шпатів. Найвищі концентрації апатиту приурочені до максимально меланократових приконтактових магнезіально-залізистих метасоматитів. В шліфах вміст мінералів досягає 3-4%. Мікрозондовим аналізом в апатиті встановлені домішки рідкісних земель (Таблиця 3.35), серед яких найвищі значення належать оксиду ітрію (0,5%).

Циркон є одним з самих ранніх рудних мінералів, і присутній у всіх типах порід св. № 0424. Виділяються три генерації циркону.

Циркон I характеризується зональною будовою і зустрічається у вигляді реліктів в складних агрегатах, що складаються з різновікових цирконів (Рис. 3.17). Він запозичений з вміщуючих гнейсів в процесі їх гідротермально-метасоматичного перетворення.

Циркон II по своїй поширеності переважає і має досить однорідну внутрішню будову. Утворює як власні еліпсоподібні та округлі виділення розміром 0,8-1,5 мм, так і обростає у вигляді периферичних облямівок (Рис. 3.17) циркон I. Розвиток циркону другої генерації відповідає початковій стадії пегматитоутворення.

Циркон III з'являється в результаті метасоматичного заміщення циркону II. Для цього циркону характерні дендритоподібні виділення розміром 0,02-0,08 мм із заокругленими контурами, які облямовують циркон II або виповнюють в останньому своєрідні прожилки.

В цирконі третьої генерації відбувається підвищення ролі рідкісноземельних елементів церієвої групи паралельно із збільшенням вмісту кальцію, заліза і марганцю, при цьому кількість цирконію і кремнію зменшується (Таблиця 3.35).

Таблиця 3.35 - Хімічний склад циркону і апатиту із біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту (св. № 0424, гл. 174,3 м) Калинівського родовища

Копоненти	Циркон		Апатит		
	1	2	3	4	5
SiO ₂	33,18	30,43	0,36	0,51	1,13
ZrO ₂	63,31	51,62	-	-	-
HfO ₂	1,70	1,39	0,09	-	-
Ce ₂ O ₃	-	1,00	0,11	0,26	3,42
ThO ₂	0,02	-	0,06	0,03	-
Pr ₂ O ₃	-	0,14	0,13	0,07	0,42
La ₂ O ₃	-	0,46	-	-	1,32
Y ₂ O ₃	0,11	0,27	0,50	0,28	0,11
Gd ₂ O ₃	0,08	0,93	0,16	-	0,22
UO ₂	0,62	0,45	0,02	0,01	-
PbO	-	0,12	-	1,38	0,51
CaO	-	4,28	54,79	52,84	46,78
P ₂ O ₅	-	-	40,62	37,55	32,50
FeO	0,05	0,44	0,07	0,19	6,38
MnO	-	0,33	0,05	0,02	0,01
F	-	-	0,74	0,77	0,70
Сума	99,07	91,86	97,70	93,91	93,50

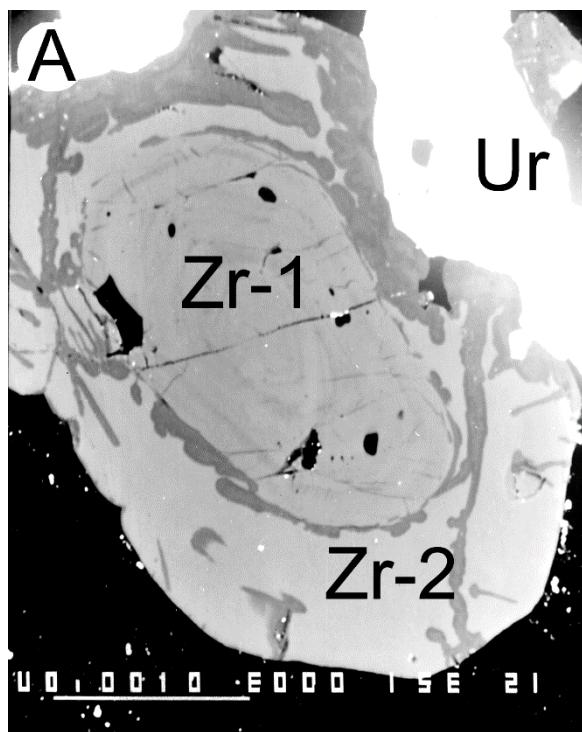


Рис. 3.17. Релікти первинного зонального циркону (Zr-I) в новоутвореному (Zr-II) з характерними структурами метасоматичних змін. Ur – уранініт. Електронний знімок. Св. 0424, гл. 126,0 м.

Низьке значення суми компонентного складу за даними мікрозондового аналізу свідчить про входження в структуру мінералу істотної кількості води. В динаміці зміни хімічного складу циркону такий процес інтерпретується як малаконізація. Цікаво, що при відзначених змінах в цирконах зберігається постійне цирконій-гафнієве співвідношення на рівні 37.

Монацит асоціює з цирконом III, кварцом третьої генерації і мінералами урану. Спостерігається зрошення монациту із цирконом, що свідчить про їх синхронне утворення. В рудних зонах монацит розподіляється нерівномірно. Найбільші концентрації мінералу встановлені на глибинах 63,4; 66,7; 69,8 і 255,0 м. Тут монацит концентрується у крупнокристалічних біотит-, рідше кумінгтонітвміщуючих пегматитах з приблизно рівним вмістом мікрокліну та плагіоклазу або з переважанням останнього. Локалізується монацит переважно в місцях гломеробластових скupчень біотиту і у вигляді порфірових включень в плагіоклазі. Досить часто монацит фіксується на контактах антипертитових включень з плагіоклазом і по тріщинках у кварці. В окремих шліфах кількість монациту досягає 0,5-1%. Під мікроскопом спостерігається як ідіоморфні, так і

овальні (Рис. 3.18), округлі і ксеноморфні із згладженими гранями форми зерен розміром 0,2-1,3 мм. Більш дрібні (0,02-0,1 мм) виділення асоціюють з піротином та самородним вісмутом (Рис. 3.19).

За даними мікрорентгеноспектрального аналізу виділяються декілька різновидів монациту. Так, в біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікрокліновому метасоматиті з глибини 174,3 м для досліджуваного фосфату характерні незначні домішки торію, кремнію і кальцію (Таблиця 3.36). В біотит-олігоклаз-кварц-мікрокліновому пегматиті на глибині 56,3 м в монацитах стійко спостерігається неоднорідність їх внутрішньої будови. Для них властивий двофазовий склад. Одна з фаз є сумішшю монацита і хаттоніта з переважанням першого (Таблиця 3.36, ан. 3), а в другій (більш пізній фазі) присутній і чералітовий компонент (Таблиця 3.36, ан. 4). Наявність хаттонітового мінералу фіксується і в монациті з двопольовошпатових біотит-амфіболових пегматоїдах (метасоматитах) (Таблиця 3.36, ан. 6).



Рис. 3.18. Виділення монациту з включеннями кумінгтоніта і біотита (чорне). Електронний знімок. Св. 0424, гл. 255,0 м.

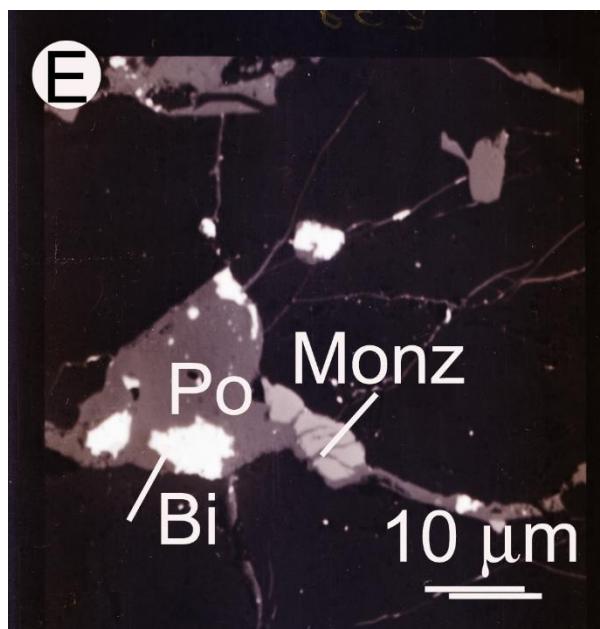


Рис. 3.19. Взаємовідношення між монацитом (Monz) з піротином (Po) та самородним вісмутом (Bi). Електронний знімок. Св. 0424, гл. 174,3 м.

Таблиця 3.36 – Хімічний склад рідкісноземельних мінералів з метасоматитів Калинівського родовища

Компоненти	1	2	3	4	5	6
SiO_2	2,87	4,85	1,33	0,44	0,51	0,66
HfO_2	0,06	0,01	0,09	0,07	0,17	0,15
Ce_2O_3	27,63	24,92	31,23	35,36	0,02	-
ThO_2	21,51	22,37	14,60	14,04	0,02	-
Pr_2O_3	3,79	3,47	4,42	5,23	-	0,13
La_2O_3	11,60	12,23	12,41	10,14	0,09	-
Y_2O_3	1,35	0,83	1,39	1,64	36,80	39,71
Gd_2O_3	2,92	2,72	3,28	3,43	2,04	3,25
UO_2	0,89	1,39	0,84	0,13	0,33	0,29
PbO	1,14	-	1,37	-	0,73	0,63
CaO	0,93	3,26	0,95	0,17	1,30	2,03
P_2O_5	23,87	19,58	27,28	26,93	28,90	29,29
FeO	-	0,71	-	0,25	2,27	-
F	0,12	0,32	0,21	0,10	0,10	-
Сума	98,68	96,66	99,40	97,93	73,28	76,14

Примітка.1 – монацит із пегматоїдного граніту, св. 0424 гл. 56,3 м; 2 – те саме, там же; 3 – те ж саме з біотит-ферогіперстен-кумінгтоніт-мікроклін-кварц-олігоклазового метасоматиту, св. 0424 гл. 255,0 м; 4 – те ж саме з біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту, св. 0424 гл. 174,3 м; 5 – ксенотим, там же; 6 – те ж саме із мікроклін-олігоклаз-кварц-ферогіперстен-кумінгтонітового метасоматиту, св. 0424 гл. 126,0 м.

Ксенотим надзвичайно рідкісний мінерал у вивчених породах.

Субмікроскопічні його виділення (продукт розпаду твердого розчину) фіксується в

апатиті з мікроклін-олігоклаз-кварц-ферогіпестен-кумінгтонітового метасоматиту. Наведені аналізи ксенотимів (Таблиця 3.36, ан. 7, 8) є неповними із-за субмікроскопічних його розмірів.

Торит відрізняється неоднорідною внутрішньою будовою і складається з двох фаз (Рис. 3.20). Перша фаза (темна на малюнку) і за хімічним складом відповідає ториту з досить високим вмістом елементів ітрієвої групи (до 10% оксидів TR) і низьким урану та заліза (Таблиця 3.37). Друга фаза (світла) в порівнянні з першою має більш значні концентрації урану і заліза, що дозволяє з урахуванням повного хімічного складу віднести її до фериураноториту (Таблиця 3.37). В магнезіально-залізисто-калієвих метасоматитах встановлений ураноторит ($\text{UO}_2=23,63\%$) з низьким вмістом рідкісних земель ($\text{TR}_2\text{O}_3=2\%$) і підвищеним вмістом свинцю і кальцію (Таблиця 3.37, ан. 4). Складний за складом ортосилікат торію знайдений в біотит-олігоклаз-кварц-мікрокліновому пегматиті на глибині 56,3 м. по класифікації А. С. Поваренних [25] він відноситься до проміжного члену ряду клиноторит-церофосфорхаттоніт (Таблиця 3.37, ан. 5).

Уранініт (Рис. 3.21, Рис. 3.22). – найбільш поширений мінерал в зоні приконтактових магнезіально-залізистих метасоматитів і в окремих ділянках його вмісти досягають промислових концентрацій.

Для мінералу характерні ідіоморфні виділення кубічного габітусу і дрібні суцільні агрегати, що досягають розміру 1,2 мм (Рис. 3.21). В асоціації з уранінітом найчастіше відзначаються апатит, циркон, торит, молібденіт та піротин (Рис. 3.22). Найбільш ранні виділення уранініту встановлені в екзоконтакті пегматитів з частково заміщеними графітвміщуючими гнейсами. Основна маса мінералу концентрується в ендоконтактовій магнезіально-залізистих метасоматитах по периферії кумінгтонізованих і біотитизованих порфіробластів ферогіперстену, а також безпосередньо в основній масі кумінгтоніту, а також по периферії і на стиках пластинок біотиту. Ділянки, що збагачені уранінітом відзначаються і в окварцізованих пегматитах. Під рудним мікроскопом уранініт має неоднорідну поверхню, зумовлену чисельними включеннями сульфідів заліза, міді та свинцю.

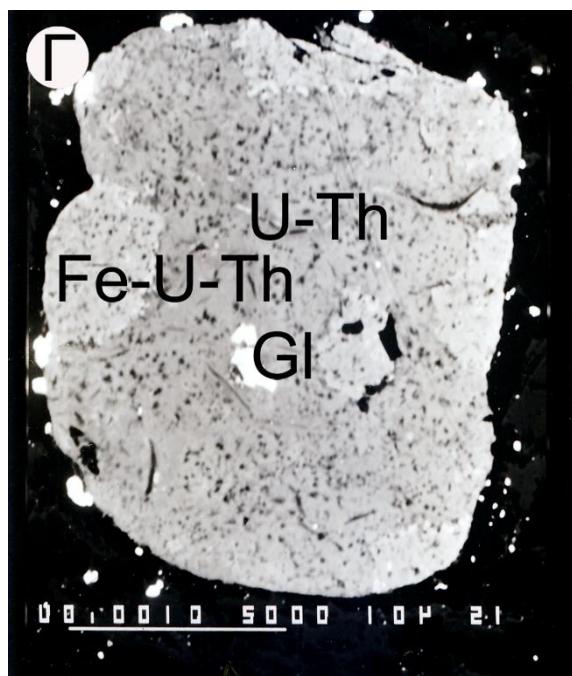


Рис. 3.20. Торит (U-Th) з відособленнями більш пізнього фериураноториту (Fe-U-Th) і включеннями галеніту (Gl). Електронний знімок. Св. 0424, гл. 174,3 м.

Таблиця 3.37 - Хімічний склад мінералів торія і урану з порід Калинівського родовища (св. 0424)

Компоненти	1	2	3	4	5
SiO_2	23,32	21,14	22,36	22,17	14,99
ZrO_2	0,66	0,60	0,30	0,11	0,22
HfO_2	-	-	0,03	-	0,08
Ce_2O_3	2,23	1,45	1,53	0,11	4,09
ThO_2	41,70	38,87	44,69	42,25	67,72
Pr_2O_3	0,43	0,15	0,20	-	0,96
La_2O_3	0,62	0,36	0,30	0,16	0,87
Y_2O_3	8,65	6,36	6,85	1,54	2,05
Gd_2O_3	1,15	0,52	0,85	0,11	1,10
UO_2	2,00	7,82	5,52	23,65	1,34
PbO	0,02	-	0,12	3,13	-
CaO	2,08	1,62	1,56	4,65	1,27
P_2O_5	-	-	-	0,61	3,43
FeO	2,79	6,27	4,11	1,07	1,65
MnO	0,26	0,18	0,43	0,14	0,01
F	0,10	-	0,09	0,04	0,07
Сума	86,01	85,34	88,94	99,74	99,85

Примітка. 1 – торит з біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту, гл. 174,3 м; 2,3 – фериураноторіт, там же; 4 – ураноторіт з мікроклін-олігоклаз-кварц-ферогіперстен-кумінгтонітового метасоматиту, гл. 126,0 м; 5 – клиноторіт з біотит-олігоклаз-кварц-мікроклінового пегматоїдного граніту, гл. 56,3 м.

Відзначається також прожилкове виповнення тріщин мінералів, що по складу близьке до кофініту (Таблиця 3.37). За хімічним складом уранініт представлений торієвим різновидом – брегеритом. Вміст торію в ньому коливається від 2,55 до

10,75 % при варіаціях двоокису урану в межах 62,44 – 69,5 % і оксиду свинцю від 25,86 до 23,75 %. Сума рідкоземельних оксидів в ньому складає 1,05-2,5 % з переважанням елементів ітрієвої групи. Серед інших елементів-домішок в уранініті присутні кальцій, залізо, кремній, іноді фтор (Таблиця 3.37).

Продовження таблиці 3.37

Компоненти	6	7	8	9	10
SiO_2	15,20	0,06	0,14	0,07	16,84
ZrO_2	1,93	-	-	-	-
HfO_2	-	-	0,07	-	-
Ce_2O_3	3,19	0,18	0,52	0,30	3,07
ThO_2	69,13	8,03	10,07	9,04	6,08
Pr_2O_3	0,53	0,06	0,17	0,17	0,53
La_2O_3	0,56	-	0,08	-	0,59
Y_2O_3	1,53	1,78	1,13	0,98	0,98
Gd_2O_3	0,94	0,40	0,55	0,24	0,47
UO_2	1,48	67,28	69,54	62,01	43,54
PbO	-	19,88	15,86	23,75	14,05
CaO	1,32	0,53	0,84	0,40	1,49
P_2O_5	2,77	-	-	-	-
FeO	1,82	0,42	0,23	0,58	0,04
MnO	0,07	0,55	0,74	0,19	0,03
F	-	0,13	-	-	-
Сума	100,47	99,30	99,94	97,73	87,71

Примітка. 6 – клиноторит з біотит-олігоклаз-кварц-мікроклінового пегматоїдного граніту, гл. 56,3 м; 7,8 – уранініт з біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту, гл. 174,3 м; 9 – те саме, з мікроклін-олігоклаз-кварц-ферогіперстен-кумінгтонітового метасоматиту, гл. 126,0 м; 10 – кофініт з біотит-кумінгтоніт-олігоклаз-кварц-мікроклінового метасоматиту, гл. 174,3 м.

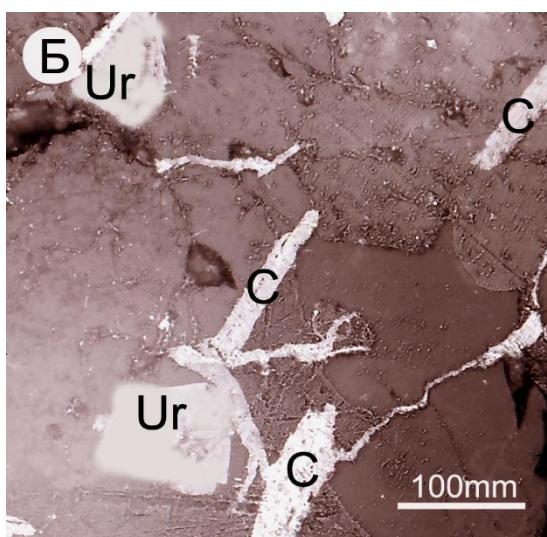


Рис. 3.21. Ідіоморфні кристали уранініту (Ur) в асоціації з графітом (C). Електронний знімок. Св. 0424, гл. 174,3 м.

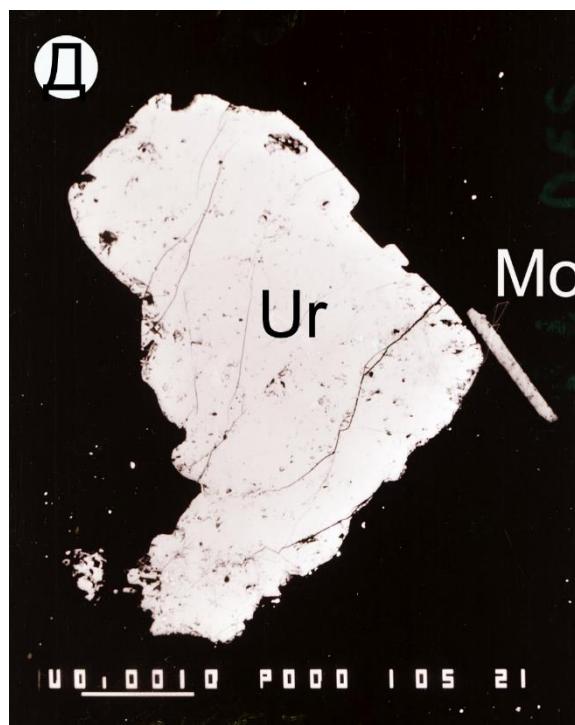


Рис. 3.22. Форми виділення уранініту (Ur) і молібденіту (Mo). Електронний знімок. Св. 0424, гл.126,0 м.

Молібденіт займає проміжне положення в процесі рудоутворення. З одного боку, спостерігається просторовий та генетичний зв'язок молібденіту з рідкісноземельно-торій-урановою мінералізацією, а з іншою – з сульфідами. Основні концентрації молібденіту пов'язані з виділеннями темнокольорових мінералів. Найбільш часто скupчення сульфіду зустрічаються по периферії виділень біотиту, який утворився в результаті метасоматичних перетворень в регресивній послідовності – ферогіперстен – кумінгтоніт – біотит. В окремих випадках фіксуються своєрідні облямівки молібденіту навколо біотиту. Морфологічно молібденіт представлений лусковими агрегатами. Розміри окремих індивідів по довгій осі досягають 1-2 мм. Часто мінерал утворює пластинчаті кристали, що виповнюють мікротріщинки, а також знаходиться в зрощенні з уранінітом, піротином та графітом (Рис. 3.22). Хімічний аналіз мінералу наведений в Таблиця 3.38, ан. 4.

Піротин займає домінуюче положення серед рудних мінералів. Він утворився після основної маси оксидів. В рудних зонах в асоціації з піротином відзначений

молібденіт, самородний вісмут та графіт. Піротином в значній мірі збагачені і скарни, де спільно з ним присутні халькопірит, сфалерит, іноді пентландит.

Таблиця 3.38 Хімічний склад типових рудних мінералів по св. № 0424 (ваг. %)

Мінерал	Герсдорфіт	Сам. вісмут	Піротин	Молібденіт
№ зразка		0424/174,3		0424/126,0
№ ан.	1	2	3	4
Fe	9,11	0,56	62,4	-
Ni	18,71	0,00	0,00	-
Cu	0,00	0,00	0,00	-
Co	7,84	0,00	0,00	-
Ag	0,00	0,00	0,00	-
Au	0,00	0,00	0,11	-
As	46,62	0,00	0,00	-
Bi	0,00	99,48	0,00	-
S	16,31	0,00	36,99	39,8
Pb	0,19	0,00	0,00	-
Hg	0,12	0,00	0,09	-
Zn	0,01	0,03	0,00	-
Mo	-	-		58,7
Re	-	-		0,00
W	-	-		0,00
Сума	98,91	100,07	99,59	98,5

Для мінералу переважно характерна розсіяна аллотріоморфнозернисте вкраплення та прожилкові виділення. Рідко спостерігаються короноподібні утворення піротину навколо радіоактивних мінералів та найдрібніші включення в матриці останніх. Мікрозондовим аналізом у складі піротину встановлені домішки золота (0,11 %) і ртуті(0,09 %) (Таблиця 3.38).

Самородний вісмут відзначається у вигляді ксеноморфних видіlenь у кварці і вростків в піротині. Концентрації самородного вісмуту поєднуються із зонами локалізації REE-U-Th мінералізації. Серед елементів-домішок в складі вісмуту зафіксовано лише залізо і цинк (Таблиця 3.38).

Герсдорфіт і арсенопірит відзначенні тільки в декількох зразках св. № 0424 і представлені ідіоморфними зернами. Сульфоарсенід нікелю має високий вміст заліза до 9,11 % і кобальту – 7,84 % (Таблиця 3.38).

Галеніт зустрічається виключно в асоціації з уранінітом і торитом. Частіше за все утворює прожилкові виділення і агрегати кристалів кубічного габітусу розміром 0,01-0,03 мм безпосередньо в уранініті і ториті або на незначному відаленні від них.

Пірит є найпізнішим рудним мінералом і в основному утворюється за рахунок більш раннього піротину.

Графіт присутній практично у всіх породах, розкритих свердловиною № 0424. Високі концентрації графіту відзначаються у вміщуючих біотит-амфіболових плагіогнейсах (до 8-10 %). В рудних приконтактових метасоматитах спостерігається просторовий зв'язок графіту з молібденітом, сульфоарсенідами заліза і нікелю.

Таким чином на Калинівському родовищі встановлено, що з суттєво мікрокліновими пегматитами зв'язана поява основної маси рідкоземельних фосфатів, циркону і молібденіту. Найбільший практичний інтерес представляють ділянки, де послідовно пройшли процеси приконтактового метасоматозу, мікроклінізації та окварцовування. З останнім пов'язана молібденітова мінералізація. Оскільки приконтактові метасоматити магнезіально-залізисто-калієві метасоматити найбільш розвинуті в контакті з графітвміщуючими гнейсами (первинно збагаченими ураном, торієм та рідкісноземельними елементами), то цим і пояснюється присутність в них найбільш контрастної рідкоземельно-уран-торієвої мінералізації.

3.6. Рудно-мінералогічна характеристика Остапівського родовища [28].

Головними концентраторами рідкісноземельної мінералізації на Остапівському («Балка Корабельна») родовищі є ксенотит, монацит і в меншій мірі апатит. Супутніми мінералами є магнетит і титаномагнетит і на завершальній стадії метасоматозу утворюються поодинокі зерна уранініту.

Ксенотит найчастіше спостерігається у вигляді дрібного вкраплення в біотиті, зрідка – в апатиті, мікрокліні, кварці і гранаті. Колір його від блідо-жовтого до буро-жовтого або червонувато-бурого. Бліск смоляний. Ксенотит представлений переважно ідіоморфними кристалами дипірамідального габітусу, нерідко спостерігаються кристали ромбоподібної форми. Часто трапляються зростки зерен монациту і ксенотиту. Розмір зерен ксенотиту змінюється від 0,1 до 0,5 мм. За

даними [20] має наступний хімічний склад (ваг. %): SiO_2 – 2.04, TiO_2 – 0.06, Al_2O_3 – 1.65, Fe_2O_3 – 0.80, FeO – 0.00, MnO – 0.00, MgO – 0.38, CaO – 0.80, Na_2O – 0.00, K_2O – 0.00, P_2O_5 – 28.63, CO_2 – 0.00, F – 0.00, Cl – 0.00, $\sum \text{TR}_2\text{O}_3$ – 59.92, Ce_2O_3 – 1.80, ThO_2 – 0.96, PbO – 0.46, U_3O_8 – 1.15, H_2O – 0.20, ВПП – 0.65, Сума – 99.50. Рентгеноспектральним аналізом [20] в монациті визначений такий склад рідкісноземельних елементів (%): Y – 30, La – 0.2, Ce – 0.6, Pr – 0.2, Nd – 0.7, Sm – 0.9, Eu – 0.1, Gd – 2.7, Tb – 0.5, Dy – 7.3, Ho – 2.0, Er – 6.7, Tu – 1.1, Yb – 8.5, Lu – 1.6.

Монацит відрізняється в асоціації з ксенотитом, апатитом, уранінітом, цирконом і магнетитом. Як і ксенотит найчастіше спостерігається у вигляді густого вкраплення в біотиті і польових шпатах. Він утворює ізометричні, іноді чуть видовжені овальної форми зерна за розміром трохи крупніше ксенотиту і досягає 1-1,2 мм. За кольором – жовтий, медово-жовтий, бурий і сірувато-бурий з тьмяним і смолянистим блиском. Мінералогічним підрахунком встановлено, що співвідношення монациту і ксенотиту в рудних тілах змінюється в межах: 2:1 на користь монациту. Монацит має наступний хімічний склад (ваг. %): SiO_2 – 1.48, TiO_2 – 0.10, Al_2O_3 – 1.42, Fe_2O_3 – 1.62, FeO – 0.00, MnO – 0.00, MgO – 0.27, CaO – 1.12, Na_2O – 0.00, K_2O – 0.00, P_2O_5 – 27.34, CO_2 – 0.00, F – 0.00, Cl – 0.00, $\sum \text{TR}_2\text{O}_3$ – 36.48, Ce_2O_3 – 20.73, ThO_2 – 8.53, PbO – 0.92, U_3O_8 – 0.16, H_2O – 0.20, ВПП – 1.02, Сума – 101.39 [20].

Апатит в рудних тілах відіграє підпорядковану роль серед фосфатів, хоча іноді утворює значні скupчення. Він відрізняється у вигляді ксеноморфних, лінзоподібних та стовпчастих зерен розміром від 0,1 до 2,5 мм. Кристали зазвичай водяно-прозорі з голубувато-зеленуватим відтінком. Для апатиту визначений [34] хімічний склад (ваг. %): SiO_2 – 0.84, TiO_2 – 0.00, Al_2O_3 – 0.05, Fe_2O_3 – 1.10, FeO – 0.43, MnO – 0.85, MgO – 0.14, CaO – 50.70, Na_2O – 0.00, K_2O – 0.00, P_2O_5 – 44.37, CO_2 – 0.17, F – 1.52, Cl – 0.16, $\sum \text{TR}_2\text{O}_3$ – 0.40, Ce_2O_3 – 0.00, ThO_2 – 0.00, PbO – 0.00, U_3O_8 – 0.00, H_2O – 0.14, ВПП – 0.31, Сума – 101.18. За даними ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» встановлений середній вміст (19 ан.) в апатитах із рудних зон таких рідкісноземельних елементів (г/т): Ce – 158, La – 86, Y – 1295, Yb – 42.

Циркон відзначається в рудах у вигляді поодиноких зерен. Він представлений радіоактивним різновидом – малаконом. Вміст малакону в рудах 0,15 кг/т. Колір малакону бурий, світло-бурий, зрідка трапляються рожево-бузкові або безбарвні різновиди. Форма кристалів призматична із зональною внутрішньою будовою.

Магнетит і титаномагнетит спостерігаються у вигляді ідіоморфних кубічних кристалів і ксеноморфних зерен розміром 0,1-3 мм і знаходиться в просторовому зв'язку з біотитом. Магнетит як акцесорний мінерал зустрічається у всіх породах геологічного розрізу. Проте його кількість в рудних зонах збільшується. За даними ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» лазерним спектральним аналізом в магнетиті встановлені домішки таких хімічних елементів (%): Cr – 0.002-0.02, Ti – від 0.1 до 1, Mn – від 0.02 до 0.4, Ga – від 0.001 до 0.002, Ni – до 0.001, Mo – до 0.005, V – від 0.003 до 0.15, Li – до 0.002. Титаномагнетит концентрується переважно в рудних зонах, де його співвідношення з магнетитом досягає 1:1, і відзначається в асоціації з монацитом, ксенотитом, апатитом, малаконом і магнетитом. Лазерним спектральним аналізом в титаномагнетиті виявлено такі домішки (%): Mn – 0.05-5, V – 0.006-0.15, Sc – 0.001-0.006, Y – 0.001-0.006, Nb – до 0.06. Часто титаномагнетит заміщується лейкоксеном.

Уранініт відзначається в рудах дуже рідко. Він встановлений при вивчені полірованих і прозорих шліфів у вигляді найдрібніших вкраплень в біотиті, зрідка – в апатиті, ксенотиті, монациті, кварці та польових шпатах. Розмір його виділень знаходиться в межах 0.01-0.2 мм і менше. Зерна уранініту супроводжуються характерними радіогенними ореолами, які виповнені гідрослюдою. За даними ПЗЕ-46 КП «Кіровгеологія» параметр елементарної комірки уранініту складає 5.51-5.54 Å, що відповідає ураноториту, який у відображеному світлі має неоднорідну багатофазну поверхню, властиву метаміктним мінералам, що розпалися.

Рудна мінералізація на Остапівському родовищі формувались у дві послідовні стадії метасоматозу: калієвою та магнезіально-залізистою. Перша стадія проявилася в мікроклінізації гранітоїдів у зонах тріщинуватості та катаклазу. Друга стадія – біотитизація, як вміщуючих плагіогранітів так і пегматитів. Обидві стадії пов’язані із залишковими постпегматитовими розчинами, які збагачені леткими і

рідкісноземельними компонентами, про що свідчить просторова асоціація рудоносних тіл з пегматитами.

Розділ IV. Ізотопно-геохімічні дослідження віку та генезису апліто-пегматоїдних гранітів та пов'язаних з ними рідкісноземельно-уран-торієвих метасоматитів

4.1. Рубідій-стронціева ізотопна система порід, що вміщують рідкісноземельно-уран-торієву мінералізацію [32].

З метою визначення походження (кора – мантія) рудної речовини у відділі радіогеохронології вивчено ізотопні системи порід Калинівського родовища та Лисогірського масиву, флюїдна система гранітоїдів якого спричинила формування рудної мінералізації на родовищі. Ідея полягає в тому, що у випадку, коли метасоматити і уран-рідкісноземельно-торієвого зруденіння є продуктом закономірної та послідовної еволюції гранітоїдних силікатних розплавів, то крім однакового часу їх формування, в усіх породах формациї повинні бути однаковими (в крайньому випадку близькими, оскільки навряд чи могла відбутися повна гомогенізація ізотопного складу стронцію в палінгенно-анатектичному гранітоїдному розплаві) первинні відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, за умові, що не було привнесено стронцій. Результати вивчення ізотопних систем плагіоклазів наведені в Таблиця 4.1.

Таблиця 4.1 Результати Rb-Sr ізотопних досліджень плагіоклазів метасоматитів Калинівського родовища та гранітоїдів Лисогірського масиву

Польовий № проби	Назва породи	Вміст (ppm)		^{87}Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		Bік*	ε_{Sr}
		Rb	Sr	^{86}Sr	поміряні	віправ*	(млн. р.)	
s-04251	метасоматит	9,437	392,7	0,06956	0,71325	0,71122	2030	127
s-05351	метасоматит	5,103	441,3	0,03347	0,71040	0,70942	2030	101
ЛС-1/11	граніт	40,74	379,8	0,3108	0,72217	0,71308	2030	153
ЛС-2/11	граніт	105,0	256,9	1,1876	0,74690	0,71217	2030	141
ЛС-3/11	граніт	72,17	256,2	0,8170	0,73161	0,70772	2030	77

Примітка. * - вік породи, на який уводилася поправка на радіогенну добавку ^{87}Sr та розраховувався ε_{Sr} .

Як видно з отриманих результатів ε_{Sr} , розраховане на час формування метасоматитів досить добре співпадає з таким в гранітоїдах Лисогірського масиву, що дає підстави стверджувати про корове походження як гранітів так і рудоносних метасоматитів та про їх генетичний зв'язок.

Окрім того, вивчено ізотопний склад стронцію апатитів (де його концентрація була достатньою для отримання достатньої кількості речовини для аналізу) в кристалічних породах (гранітоїди та гнейси), що містили монацит (основний мінерал концентратор урану, рідкісноземельних елементів та торію) (Таблиця 4.2) та ізотопні системи плагіоклазів, в яких співвідношення Rb/Sr не перевищувало 0,5¹ (Таблиця 4.3).

Як видно з отриманих даних (Таблиця 4.2, Таблиця 4.3) усі породи, що містять монацити, характеризуються досить високими значеннями ε_{Sr} , що свідчить про їх корове джерело. Суперкорові значення $\varepsilon_{Sr} (>100)$, розраховано для переважної більшості порід, свідчать про формування гранітоїдів по субстрату збагаченому калієм (високими концентраціями рубідію). В окремих випадках, як наприклад апліто-пегматоїдний граніт Заваллівського рудопрояву, проба Z-3/13, ε_{Sr} перевищує 1500, що може бути пояснено формування вихідних розплавів із порід збагачених біотитом в РТХ-умовах, коли біотит є нестабільним і розкладається з утворенням калішпату та гіперстену (гранулітова фація).

Таким чином числові значення первинних відношень $^{87}Sr/^{86}Sr$ гранітів і метасоматитів Калинівського родовища досить близькі, що підтверджують

Таблиця 4.2 Результати вивчення ізотопного складу стронцію в апатитах порід з уран-рідкісноземельно-торієвою мінералізацією центральної та західної частини УЩ

Польовий № проби	Назва породи	$^{87}Sr/^{86}Sr$		Вік** (млн. р.)	ε_{Sr}
		поміряні	$\pm\sigma$		
367К-5/11	Граніт Бі	0,70386	6	2070	23
368 4/09	Граніт Бі, м. Житомир	0,70853	7	2070	89
396П-1/10	Граніт Гр-Бі	0,72094		2040	266
397П-2	Граніт Гр-Бі	0,74023		2040	540
398П-2/10	Граніт Гр-Бі	0,75590		2040	763
399Ж-4	Граніт Гр-Бі	0,73472		2040	462
478 Z-1/13	Граніт апліто-пегматоїдний, Заваллівський рудопрояв.	0,75005	4	2030	680
479 Z-3/13	теж	0,81736	6	2030	1638
480 14/13	Граніт Гр-Бі, Сабарівський к-р	0,73140	8	2050	415
508 Л-12	Ендербіт	0,70686	9	2030	65
509 М-35	Ендербіт	0,70482	6	2030	36
510 8М-13	Ендербіт	0,70385	4	2030	22
304 Бк-1	Граніт	0,72158	6	2030	275
305 Бк-2	метасоматит	0,74002	6	2040	537

¹У випадку високих значень відношення Rb/Sr у зразках виникає досить велика невизначеність в поправці на радіогенну добавку ^{87}Sr , обумовлену похибками визначення вмісту рубідію та стронцію.

Таблиця 4.3 Результати Rb-Sr ізотопних досліджень плагіоклазів порід з уран-рідкісноземельно-торієвою мінералізацією центральної та західної частини УЩ

Польовий № проби	Назва породи	Вміст (ppm)		$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		Вік* (млн. р.)	ε_{Sr}
		Rb	Sr		поміряні	виправ*		
464i-2	Граніт	40,75	1450	0,0813	0,7077	0,70531	2040	43
465i-3	Граніт бердичівський	41,49	1585	0,0757	0,70726	0,70503	2040	39
466i-4	Гнейс Rx	11,27	1736	0,0188	0,70308	0,70253	2040	3
467i-5	Граніт	51,04	2166	0,0682	0,70674	0,70474	2040	35
469i-7	Граніт бердичівський	26,18	1746	0,0434	0,70486	0,70359	2040	19
470Ж-3	Лейкосома 1	26,32	1142	0,0667	0,7064	0,70444	2040	31
471Ж-4	Гнейс Rx	16,07	427,6	0,1088	0,7097	0,7065	2040	60
472Ж-4/1	Лейкосома	11,45	1284	0,0258	0,70602	0,70526	2040	42
473Ж-5	Лейкосома	22	1268	0,0507	0,70721	0,70572	2040	49
474Ж-6	Граніт	3	1417	0,0071	0,70885	0,70864	2040	90
БК-1	граніт	32,58	906,7	0,1040	0,70800	0,70496	2030	38
Tr-1	граніт	27,7	233,0	0,3445	0,72382	0,71374	2030	163

Примітка. * - вік породи, на який уводилась поправка на радіогенну добавку ^{87}Sr та розраховувався ε_{Sr} . I – Іванівський кар’єр, Ж- – Жежеліський кар’єр, ЛС- – Лисогірський масив, с- – Калинівське родовище, св.. 4251, БК-1 – родовище Балка Корабельна, граніт біотитовий , лівий берег р. Балка Корабельна, Тр-1 – Вознесенський масив, Трикратський кар’єр.

геологічні спостереження про послідовний і одноактний характер формування зруденіння К-U формації.

Високі числові значення ε_{Sr} в породах, що містять уран-рідкісноземельно-торієву мінералізацію (монацит) вказують про корове походження гранітоїдних розплавів, частина яких виникала в РТХ-умовах гранулітової фазії.

4.2. Радіохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння

Безіменного рудопрояву.

Одним з небагатьох мінералів концентраторів урану в об’єктах УЩ з REE-U-Th мінералізацією є монацит, який на відміну від оксидів урану, насамперед уранініту, досить стійкий до вивітрювання і зберігає замкнutoю свою уран-свинцеву ізотопну систему навіть в зоні окислення, що дозволяє визначати час формування уранового зруденіння навіть у випадках, коли оксиди урану повністю були заміщені гідроокисами. Саме тому для визначення часу формування мінералізації використовували U-Pb ізотопне датування за монацитом.

Монацити в породах фундаменту Волинського мегаблоку були виявлені у дрібно- і середньозернистих мусковіт-біотитових (бистріївський тип) гранітах житомирського комплексу з якими генетично пов'язане REE-U-Th зруденіння Безіменного рудопрояву.

Для встановлення віку бистріївських гранітів було датовано одну наважку циркону не електромагнітної фракції та три розмірні фракції монацитів [26]. Для свинець-уранових ізотопних відношень фракцій монациту (Таблиця 4.4) на U-Pb діаграмі з конкордією побудовано дискордію, що перетинає конкордією в точці, яка відповідає віку 2078 ± 2 млн. років (Рис. 4.1). Практично таке ж значення віку отримано і для циркону (2080 млн. років, за $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Таблиця 4.4).

Таблиця 4.4 - Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах і монацитах із граніту Бистріївського масиву [26].

Фракція циркону	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$
НМ, циркон	1055	293.9	598	6.63442	6.44916	0.241352	4.28662	1394	1691	2082
>0,2; монацит	1976	2224	448	6.35938	0.1765	0.183715	3.24040	1087	1467	2070
>0,2; монацит	3057	3417	6575	7.71444	0.14318	0.158397	2.78997	948	1353	2067
0,2-0,1; монацит	2378	3476	9434	7.73084	0.14435	0.208689	3.68543	1221	1568	2072

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2080 млн. років.

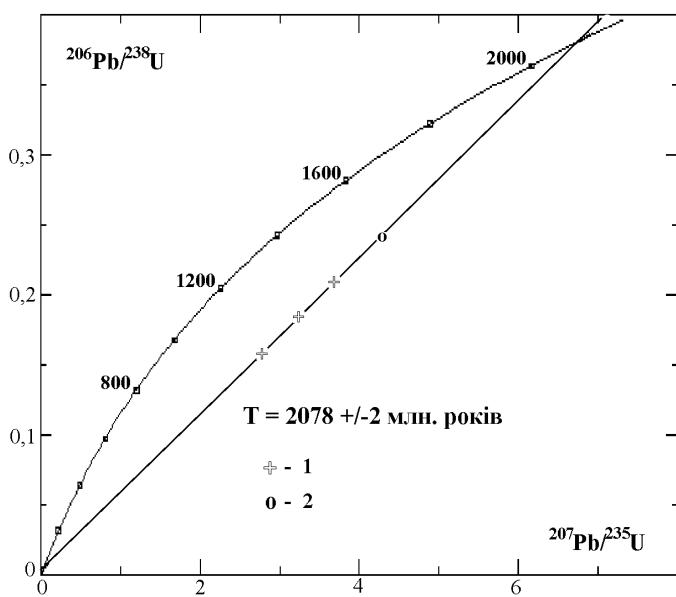


Рис. 4.1 - Уран-свинцева діаграма з конкордією для рівномірнозернистих гранітів бистріївського типу. 1 - монацити; 2 – циркони [26].

4.3. Радіогеохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Хмільницькогоrudoproyavu [34].

Для визначення віку процесів рудоутворення датувались монацити із апліто-пегматоїдного біотит-гранатового граніту (кар’єр с. Широка Гребля, проба ВП-7), який просторово і генетично пов’язаний з REE-U-Th мінералізацією Хмільницькогоrudoproyavu.

Монацит в гранітах відзначається в основному у вигляді чорних непрозорихзерен, переповнених чорними включеннями. В меншій кількості (близько 10% кристалів) монацит представлений однорідними прозорими зеленувато-жовтими кристалами. Форма кристалів округло-сплющена і лише в деяких присутні окремі грані, але ребра заокруглені. Багато кристалів розбиті паралельними тріщинами, які можливо є наслідком катаклазу гранітів.

Зважаючи на незначну розтяжку фігуративних точок на діаграмі з конкордією (Рис. 4.2) та практично конкордантні значення віку (за винятком фракції 4, дискордантність якої рівна 1,4), за вік монациту прийняли середньозважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, яке складає 2038.8 ± 8.2 млн. років для фракцій 1-4 та 2039 ± 4.8 млн. років для усіх, наведених в Таблиця 4.5 даних, що в межах похибки добре співпадає з часом формування бердичівських

гранітів, поширеніх в районі с. Жежелів [33]. Отже вік утворення апліто-пегматоїдних гранітів Хмільницького рудопрояву за монацитом становить 2039 ± 4.8 млн. років.

Таблиця 4.5. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із біотит-гранатових гранітів (проба ВП-7), кар'єр с. Широка Гребля.

Фракція монациту	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. Років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$
Mnz*	11666	10915	30030	7.9254	0.57077	0.37544	6.5152	2055	2048	2041.0
1	10200	9929	14200	7.8958	0.52364	0.36997	6.4194	2029	2035	2040.7
2	10778	9774	32150	7.9409	0.58782	0.37053	6.4190	2032	2035	2037.9
3	11408	10343	53200	7.9618	0.58641	0.36998	6.4009	2029	2032	2035.5
4	10272	9491	40650	7.9252	0.56095	0.36686	6.3724	2015	2028	2042.6

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2050 млн. років. Mnz* - загальна, не поділена фракція, для визначення вмісту урану і свинцю, на відміну від фракцій 1-4, використали змішаний ($^{235}\text{U}+\text{Pb}^{208}$) трасер. 1-4 – розмірні фракції монациту, отримані шляхом скочування по нахиленій площині. Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах фракцій 1-4, використали змішаний ($^{235}\text{U}+\text{Pb}^{206}$).

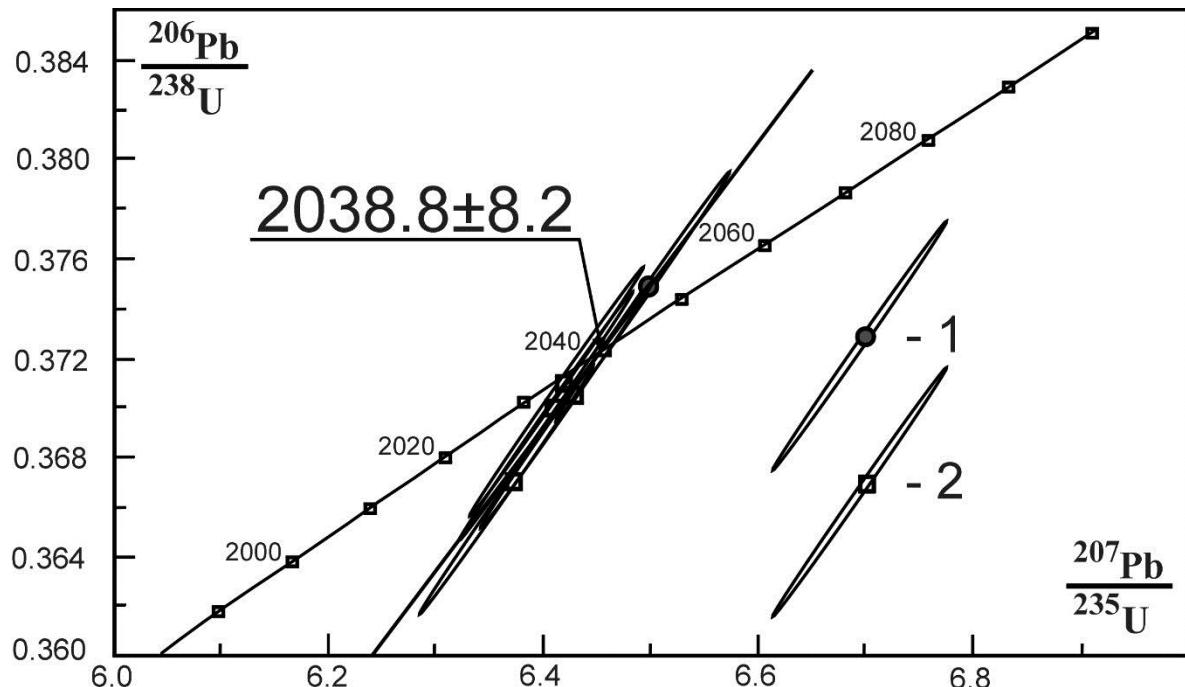


Рис. 4.2. U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із біотит-гранатового граніту (проба ВП-7), кар'єр с. Широка Гребля. 1 – фігуративна точка загальної фракції, 2 – фігуративні точки розмірних фракцій 1-4 (Таблиця 4.5).

4.4. Радіоgeoхронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Заваллівського рудопрояву [14].

Для визначення віку REE-U-Th зруденіння в породах Заваллівського рудопрояву вивчався монацит із апіліто-пегматоїдного граніту, відібраного з керну свердловини 57-2, гл. 139,3 м.

Монацити утворюють в основному пампушкоподібні кристали з поодинокими гранями і майже повністю заокругленими контурами. Колір – світло жовтий (прозорі зерна), жовті, бурувато-жовті (напівпрозорі). Після промивання в слабому розчині соляної кислоти їх поверхня покрилася білими кірочками.

Результати вимірювання вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю в різних розмірних фракціях монациту, отриманих шляхом скочування по нахиленій площині, наведено Таблиця 4.6.

Таблиця 4.6. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із апіліто-пегматоїдного граніту Заваллівського REE-U-Th рудопрояву.

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			Дискордантність
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1 2053	7247	11448	21200	8.1327	0.24677	0.35179	5.9396	1943	1967	1992.3	2.5
2 2054	6472	9949	20200	8.1334	0.25068	0.34654	5.8490	1918	1954	1991.7	3.7
3 2055	7365	11295	16130	8.1713	0.24871	0.34358	5.7642	1904	1941	1980.9	3.9
4 2056	6525	10267	7674	8.1334	0.25057	0.35413	5.9246	1954	1965	1976.0	1.1
3a 2065	6522	9531	10700	8.1314	0.25513	0.33378	5.6081	1857	1917	1983.6	6.4
4a 2066	6684	10635	40680	8.2305	0.24626	0.35397	5.9198	1954	1964	1975.3	1.1

Примітка: Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 1990 млн. років. 1-4 – розмірні фракції монациту, отримані шляхом скочування по нахиленій площині, найкрупніша – 1, найдрібніша – 4.

Для різних фракцій монациту отримано дискордантні (від практично конкордантного 1,1 до дискордантного 6,4) значення віку (Таблиця 4.6). При цьому розходження числових значень віку, за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ складає 17 млн. років (від 1992 до 1975 млн. років), що значно перевищує аналітичну похибку (менша за 2 млн. років). Це, вірогідно, обумовлено досить тривалим часом

кристалізації монациту, або декількома, незначно розірваними в часі, етапами монацитоутворення.

Вік монациту, за верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованої за даними, наведеними в Таблиця 4.6, складає 1982 ± 23 млн. років. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - 1981.2 ± 8.4 млн. років (Рис. 4.3), яке і приймаємо за час кристалізації монациту. Analogічний вік (1980 ± 1.7 млн. років) мають циркони із

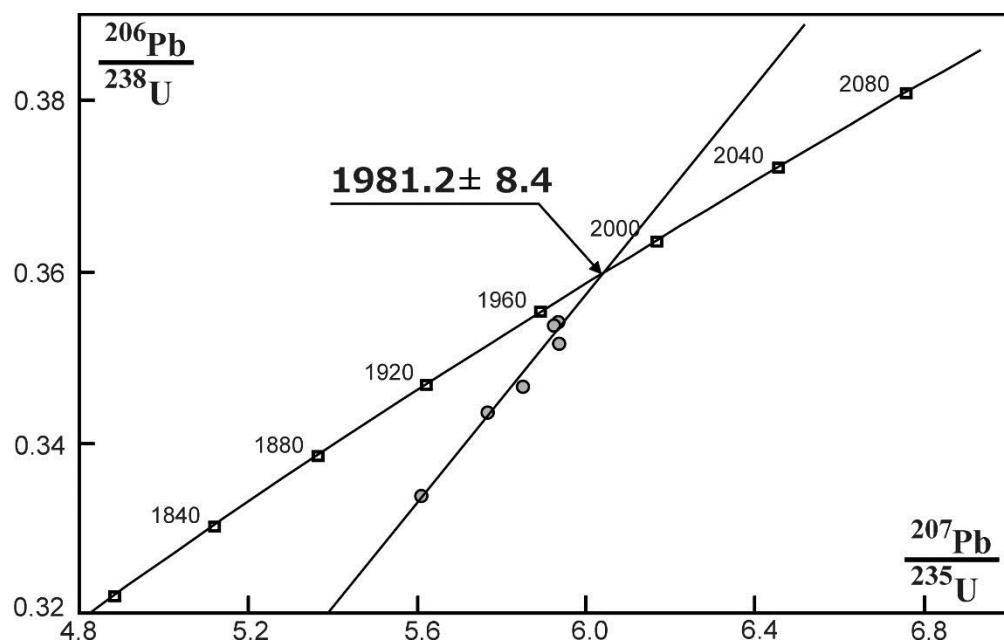


Рис. 4.3. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із апліто-пегматоїдного граніту, проба 57-2.

будинованої жили пегматиту, що розсікає продуктивну товщу Заваллівського графітового родовища [29].

4.5. Радіогеохронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Гайворонськогоrudoproyavu [4].

Радіогеохронологічні дослідження виконані за монацитом, виділеним із апліто-пегматоїдних гранітів (проба Z-1/13 – св. 57-11, ін. 248-252 та проба Z-3/13 – св. 57-16, ін. 238,7-248,0.).

Проба Z-1/13 – монацити спостерігаються у вигляді сильно сплющених (біля 10%), пампушкоподібних (блізько 90%) та видовжених (поодинокі зерна) кристалах. За кольором можна виділити наступні типи кристалів: світло жовті (біля

40%) з рівно блискучою поверхнею, жовтувато-бурі (озалізnenі, біля 10%) та зеленкувато-сірі (приблизно 50%), не прозорі з дрібноямчатою і шагреневою поверхнею. Результати ізотопного датування розмірних фракцій монацитів наведені в Таблиця 4.7. та Рис. 4.4(фракції 1а-3а).

Проба Z-3/13 – монацити, за формою, мають два типи кристалів – пампушкоподвібні (майже 60%) і дископодібні, з добре розвиненим

Таблиця 4.7. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із апліто-пегматоїдного граніту Гайворонськогоrudoproyavu

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років			Дис.-кордант-ність
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	5508	10360	12260	7.9120	0.21117	0.36946	6.3897	2027	2031	2035.0	0.4
2	3478	6346	3275	7.7525	0.21918	0.36790	6.3442	2019	2025	2029.8	0.5
3	5242	9465	25400	7.9510	0.21422	0.35913	6.2080	1978	2006	2034.1	2.8
1a	5412	10334	37040	7.9346	0.20893	0.37220	6.4558	2040	2040	2040.1	0.0
2a	4600	8391	14320	7.9158	0.21731	0.36678	6.3483	2014	2025	2036.3	1.1
3a	4504	8563	30610	7.9542	0.20548	0.36564	6.3226	2009	2022	2034.6	1.3

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2030 млн. років. 1-3 – розмірні фракції монациту проби Z-3/13, 1a-3a – проби Z-1/13. Фракції отримано шляхом скочування кристалів по нахиленій площині.

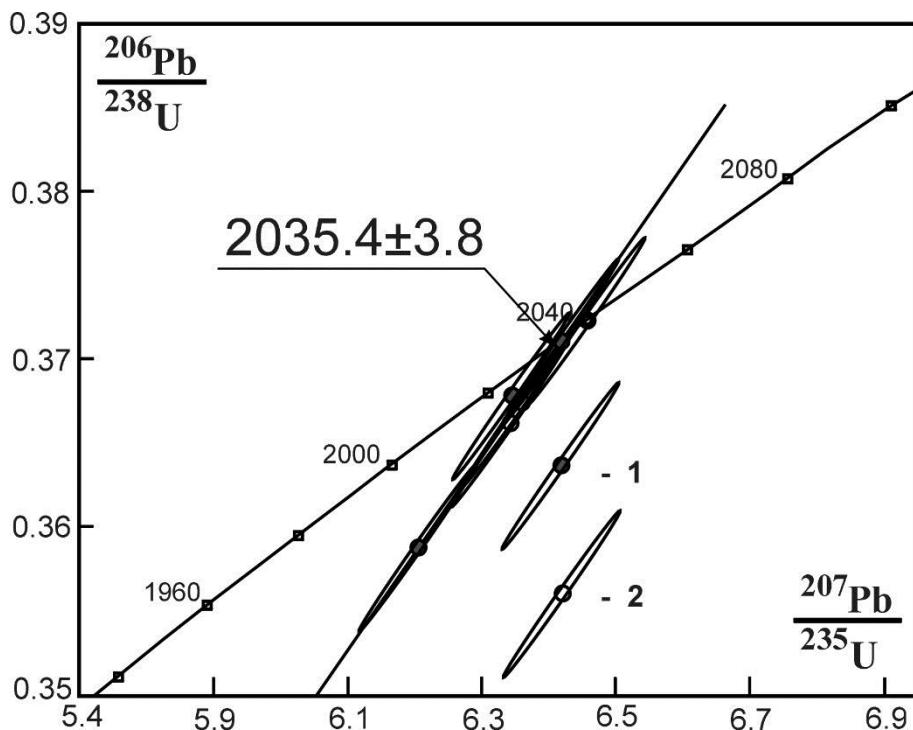


Рис. 4.4 U-Pb діаграма з конкордією для монацитів із апліто-пегматоїдних гранітів Гайворонського REE-U-Thrudoproyavu, 1 – проба Z-3/13, 2 – проба Z-1/13.

пінакоїдом (біля 40%). Контури зерен заокруглені, поверхня, окрім світло жовтих, дрібно ярчата, шагренева. За кольором трапляються світло жовті, червонувато-жовті до червонувато-бурих (майже 80%) та зеленкувато-буру до буро-сірих та смоляно-чорних (блізько 20%). Світло жовті – прозорі, зеленкувато-буру – напівпрозорі, буро-сірі і темніші – не прозорі. Зазначимо, що смоляно-чорні кристали є найкрупнішими (часто $>0,1$ мм). Результати ізотопного датування розмірних фракцій монацитів наведені в Таблиця 4.7 (фракції 1-3).

З Таблиця 4.7 видно, що крупніші (1 і 2) фракції монацитів обох проб є практично конкордантними. Дрібніші монацити (фракції 3 і 3а) мають незначну дискордантність – 2,8 для монациту проби Z-3/13 та 1,3 в пробі Z-1/13. Їх вік – 2028 та 2033 млн. років, відповідно. Зважаючи, що апліто-пегматоїдні граніти складають єдиний масив, вік монациту розрахували за усіма наведеними в Таблиця 4.7 даними. Вік монациту, за верхнім перетином конкордії дискордією, складає 2036.6 ± 7.3 млн. років та 251 ± 663 млн. років, за нижнім. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ складає 2035.4 ± 3.8 млн. років (Таблиця 4.7, Рис. 4.4), що ми і приймаємо за вік монацитів, а отже і час формування самих апліто-пегматоїдних гранітів.

4.6. Радіоgeoхронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння

Калинівського родовища [32].

Вік уранового зруденіння на Калинівському родовищі визначали за окремими кристалами уранініту, вилученого із декількох зон рудоносних кварц-біотит-амфібол-піроксен-мікроклінових метасоматитів, проба UO₂-11, св. 0424. Результати визначення вмісту урану, свинцю та ізотопного складу свинцю в уранінітах наведені в Таблиця 4.8.

Згідно з отриманими результатами ізотопно-геохімічних досліджень окремих кристалів уранініту із рудоносних кварц-біотит-амфібол-піроксен-мікроклінових метасоматитів, вік уранового зруденіння на Калинівському родовищі, за верхнім перетином конкордії лінією регресії, розрахованою за усіма зернами уранініту (Таблиця 4.8), складає 2029 ± 6.2 млн. років (Рис. 4.5).

Результати геологічних спостережень та уран-свинцевого ізотопного

датування свідчать про послідовний та одноактний характер розвитку процесу REE-U-Th зруденіння на Калинівському родовищі, який починається формуванням гранітоїдів, проходить через стадію метасоматичних змін вмісних порід під впливом постпегматитових флюїдів і завершився формуванням зруденіння.

Таблиця 4.8. Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в уранінітах Калинівського рудопрояву, проба UO₂-11 [32].

№ п/п	Вміст (mgr)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	47.7	17.2	1000000	8.0652	23.213	0.358944	6.14188	1977	1996	2016.0
2	102.3	30.1	12940	8.4517	20.377	0.293003	4.74303	1657	1775	1917.1
3	67.6	22.0	136990	8.2522	22.688	0.324273	5.41912	1811	1888	1974.0
4	31.0	9.1	1000000	8.5128	23.009	0.295089	4.78372	1667	1782	1919.7
5	79.3	25.5	1000000	8.3167	22.589	0.320858	5.32414	1794	1873	1961.4
6	84.3	27.0	117650	8.3202	23.474	0.32001	5.30343	1790	1869	1959.1

Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2030 млн. років.

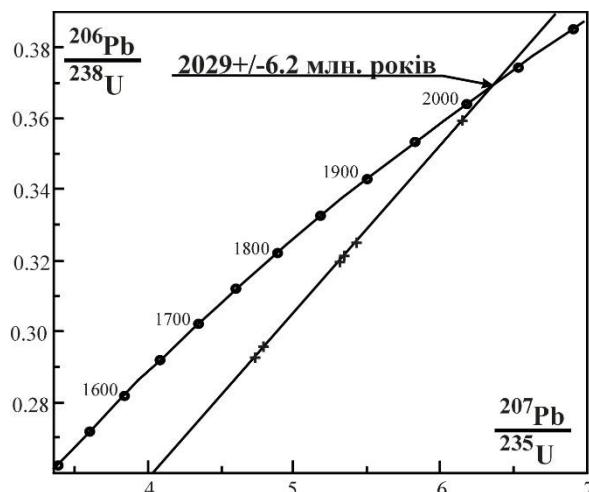


Рис. 4.5. Уран-свинцева діаграма з конкордією для кристалів уранініту із рудних зон Калинівського родовища [32].

4.7. Радіоgeoхронологія рідкісноземельно-уран-торієвого зруденіння Остапівського родовища [28].

Радіоgeoхронологічні дослідження були виконані U-Pb ізотопним методом за монацитом з із апопегматитового метасоматиту, що вміщує рудні тіла (проба БК-2, правий берег р. Вел. Корабельна).

Результати радіоgeoхронологічних досліджень монациту наведено в Таблиця 4.9. Вік монациту із метасоматиту, розрахований за верхнім перетином конкордії

лінією регресії, побудованою за аналітичними даними (Таблиця 4.9), складає 2047.2 ± 3.5 млн. років, середнє зважене значення віку, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, становить – 2047 ± 3.4 млн. років, що повністю співпадає з датою, отриманою за верхнім перетином і є максимально можливим часом кристалізації цього мінералу (Рис. 4.6).

Таблиця 4.9 - Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із метасоматиту, правий берег р. Вел. Корабельна, проба БК-2

Фракція мінералу	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_{\text{r}}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_{\text{r}}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_{\text{r}}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_{\text{r}}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_{\text{r}}}{^{206}\text{Pb}_{\text{r}}}$
1	5550	6636	18500	7.8864	0.27629	0.29034	5.0525	1643	1828	2045.9
2	8348	6908	23400	7.8846	0.32900	0.22906	3.9917	1330	1633	2048.4
4	3761	5230	18900	7.8939	0.23263	0.29533	5.1351	1668	1842	2044.4
1	3482	11363	14120	7.8573	0.26690	0.77152	13.452	3686	2712	2049.3
2	3566	11244	28370	7.9145	0.25099	0.71111	12.355	3463	2632	2043.0
3	3838	9196	11520	7.8678	0.25677	0.54957	9.5534	2823	2393	2044.0
4	3359	10965	23010	7.8895	0.25100	0.73610	12.819	3556	2666	2047.1
1	6171	10515	31640	7.8660	0.25531	0.38945	6.8108	2120	2087	2054.6
2	6502	11368	15820	7.8456	0.24910	0.39179	6.8470	2131	2092	2053.4

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2040 млн. років. 1-4 – розмірні фракції монациту, отримані шляхом скочування по нахиленій площині. Pb_{r} – свинець радіогенний.

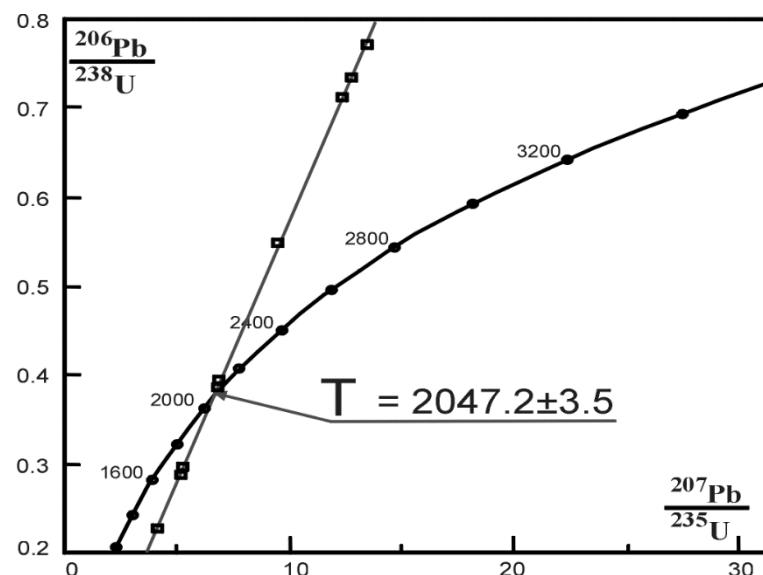


Рис. 4.6 Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із метасоматиту, правий берег р. Вел. Корабельна, проба БК-2.

Висновки

Головними металогенічними критеріями, які визначають локалізацію рідкісноземельно-уран-торієвої мінералізації центральної і західної частини УЩ є структурний, літологічний, магматичний, мінералогічний та ізотопно-геохімічний.

Структурний критерій: 1. В межах зон перетину розломів північно-західного і північно-східного простягання широко проявлені процеси катаклазу і тріщинуватості порід, до яких і приурочені штокверкові рудоносні зони кремнієво-калієвого метасоматозу та окварцовання. Зони розломів та їх перетину контролюють також розміщення рудоносних апліто-пегматоїдних гранітів та суттєво калієвих аплітів і пегматитів, з постмагматичними розчинами яких пов'язано утворення рідкісноземельно-уран-торієвої мінералізації. 2. Приуроченість REE-U-Th метасоматитів до синклінальних структур, в яких поширені органогенно-осадові породи (графітвмісні гнейси та кристалосланці).

Літологічний критерій визначається наявністю в екзоконтактах с рудоносними апліто-пегматоїдними гранітами графітвмісних гнейсів та кристалосланців. В останніх вміст Th, U, Mo і Ві, які характерні для рудоносних метасоматитів калій-уранової формaciї, перевищує в 2-5 разів кларк для порід УЩ. Вірогідно за рахунок гранітизації цих порід, які мають первинне органогенно-осадове походження, утворились рудоносні апліто-пегматоїдні граніти і пов'язані з ними кремнієво-калієві метасоматити з уран-рідкісноземельно-торієвою мінералізацією.

Магматичний критерій характеризується присутністю в різних мегаблоках спеціалізованих на уран і торій малих інтрузій апліто-пегматоїдних гранітів, які супроводжуються суттєво мікрокліновими пегматитами, аплітами і кремнієво-калієвими метасоматитами. Як правило ці інтрузії знаходяться в екзоконтакті граніто-гнейсових куполів (Літинський і Гайворонський) та гранітних масивів (Забілоцький та Вознесенський).

Мінералогічний критерій – наявність акцесорного монациту і уранініту в рудоносних апліто-пегматоїдних гранітах.

Ізотопно-геохімічний критерій. Числові значення первинних відношень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апліто-пегматоїдних гранітах і рудоносних кремнієво-калієвих метасоматитах досить близькі, що свідчить про генетичний зв'язок між цими породами. Уран-свинцеве датування монацитів показує, що вік утворення рудоносних апліто-пегматоїдних гранітів і кремнієво-калієвих метасоматитів знаходиться в межах 2080-1980 млн р.

Список використаних джерел

1. Абрамов С.С Окисленный и восстановленный типы гранитоидов Агадырского рудного поля, Центральный Казахстан: геохимия, минералогия, взаимодействие с вмещающими породами / С.С. Абрамов, С.Е Борисовский // Петрология. — 1996. — Т. 4, № 1. — С. 78–104.
2. Белевцев Я.Н. Температура, тепловой режим и давление при рудообразовании / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль // Метаморфогенное рудообразование в докембрии [в 4-х кн.]. [Кн. 2]. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования / [Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль, В.И. Лялько и др.] ; под. ред. ак. АН УССР Я.Н. Белевцева, [редактор тома В.Б. Коваль]. — К. : Наук. думка, 1985. — С. 17–36.
3. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
4. Гайворонський рудопрояв калій-уранової формациї: мінералогія, геохімія, час формування / [С.М. Бондаренко, З.В. Карли, Л.М. Степанюк, В.О. Съомка, М.О. Донський, Л.В. Съомка] // Мінерал. журн. – 2014. – 36, № 4, С.107-121.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / [Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль, А.Х. Бакаржиев и др.] – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
6. Геология и металлогения докембрая Украинского щита. Масштаб 1: 1 000 000. Объяснительная записка. Книга II: / [Л.С. Галецкий, Б.А. Горлицкий, Л.А. Кипнис и др.] – Киев, 1984. – 97 с.
7. Геолого-структурні фактори локалізації благородно-металічної мінералізації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) / [В.О. Съомка, С.М. Бондаренко, М.Э. Паталаха, В.П. Ващенко] // Мін. журн. – 2005 р. –27, №3, С.79–89.
8. Геохімічні особливості кристалічних порід центральної частини Кочерівської западини (Український щит) / [З.В. Карли, В.О. Съомка,

Л.М. Степанюк, С.М. Бондаренко, Л.В. Сьомка] // Геохімія та рудоутворення. – 2015. – Вип. 35. – С. 18-25.

9. Геохронология раннего докембрая Украинского щита. Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. – К.: Наук. думка, 2005. – 243 с.

10. Геохронология раннего докембрая Украинского щита. Протерозой / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. – К.: Наук. думка, 2008. – 239 с.

11. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, Аркуш L-36-II (Вознесенськ). Центральноукраїнська серія: / [Г.А. Шварц, А.А. Пітаде, Л.С. Філатова та ін.] – Київ, 2004. – 112 с.

12. Егоров Ю.П. Химические составы пород, региональные кларки и геохимические фонны элементов Украинского щита / Ю.П. Егоров, В.А. Тихоненко. – Киев, 1981. – 2 с.

13. Жданівський інтузив флогопіт-амфіболових ультрабазитів (південно-західна частина Українського щита) / [С.М. Цимбал, Р.М. Довгань, В.А. Єнтін, С.Г. Кривдік, В.М. Павлюк, Ю.С. Цимбал] // Геохімія та рудоутворення. – 2010. – Вип. 28. – С. 28-48.

14. Заваллівський рудопрояв калій-уранової формациї: мінералогія, геохімія, час формування / [С.М. Бондаренко, З.В. Карли, Л.М. Степанюк, В.О. Сьомка, М.О. Донський, Л.В. Сьомка] // Геохімія та рудоутворення. – 2014. – Вип. 34. – С. 3-17.

15. Золотоносні скарни Капітанівського рудного поля (Дністровсько-Бузький район Українського щита) / [В.О. Сьомка, С.М. Бондаренко, В.М. Павлюк, П.К. Корнієнко, І.М. Бондаренко] // Мін. журн. – 2006. – 28, №2, С. 94–107.

16. Карли З.В. Нові рудопрояви калій-уранової формациї у Дністровсько-Бузькому мегаблоці УЩ / З.В. Карли, В.Е. Карли, В.О. Сьомка // Сборник научных трудов SWorld. – Иваново: МАРКОВА АД, 2014. – 32, № 1. – С.10 – 17.

17. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / [Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др.]. – Киев: Наук. думка, 1978. – 224 с.
18. Коваль В.Б. Термобарогеохимические исследования условий формирования месторождений урана / В.Б. Коваль, Н.В. Гостяева, Е.Е. Лазаренко // Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. — К. : Наук. думка, 1995. — С. 216–237.
19. Кононов Ю.В. Метасоматична мінералізація в докембрійських мігматитах Побужжя / Ю.В. Кононов, С.В. Нечаєв // Питання геохімії, мінералогії і петрографії. - К.: Вид-во АН УРСР, 1963. – С. 289-301.
20. Кононов Ю.В. Метасоматиты центральной части Украинского щита / Ю.В. Кононов // — К. : Наук. думка, 1970. — 160 с.
21. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснівальна записка) / [К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін.]. – К.: УкрДГРІ, 2004. – 29 с.
22. Марганцевая минерализация в вулканогенно-осадочных образованиях Береговского холмогорья (Закарпатье) / [У.И. Феношина, О.И. Матковский, Б.Г. Ремешило, Э.Я. Янчук, В.М. Шклянка, Р.В. Удуд, К.А. Дейчаковская, Б.В. Пеньковская] // Респ. межвед. минерал. науч. сб. – Львов: Вища шк. Изд-во при Льв. ун-те, 1984. – № 38, вып. 2. – С. 63–66.
23. Новийrudопрояв калій-уранової формaciї в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) / [В.О. Сьомка, С.М. Бондаренко, М.Э. Паталаха, В.П. Ващенко, I.M. Бондаренко] // Мін. журн. – 2006. – 28, №4, с.59-75.
24. Нові дані з мінералогії уранового зруденіння калій-уранової формациї Українського щита / [С.М. Бондаренко, В.О. Сьомка, Л.М. Степанюк, О.В. Грінченко] // Зап. Україн. мінерал. т-ва. – 2012. – Т. 9. – С. 45-57.
25. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов / А.С. Поваренных. – Киев: Наукова думка, 1966. – 303 с.
26. Про час формування гранітів басейну рр. Тетерів та Ірпінь / [Л.М. Степанюк, К.Ю. Єсипчук, С.О. Бойченко та ін.] // Мінерал. журн. – 2000.

– 22, № 1. – С. 115-118.

27. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания / П. Рамдор. – М.: ИЛ, 1962. – 1132 с.

28. Родовище «Балка Корабельна» (мінералогія, геохронологія) в Побузькому урановорудному районі Українського щита / [Л.М. Степанюк, В.О. Сьомка, З.В. Карли, С.М. Бондаренко, Т.І. Довбуш, С.І. Курило] // Геохімія та рудоутворення. – 2015. – Вип. 35. – С. 18-25.

29. Степанюк Л.М. Последовательность проявления геологических процессов в породах бугской серии (Среднее Побужье) // Минер. журн. – 1999. – 21, № 5/6. – С. 86–92.

30. Студенникова З.В. Молибден и вольфрам в осадочных и метаморфических породах / З.В. Студенникова // Геохимия молибдена и вольфрама. – М.: Изд-во «Наука», 1971. – С. 97–116.

31. Сьомка В.О. Генетичні типи молібдено- і вольфрамоносних метасоматитів Українського щита // Геохімія та рудоутворення. – 2012, № 31-32. – С. 38-46.

32. Уран-свинцева геохронологія порід калій-уранової формaciї Інгульського мегаблоку / [Л.М. Степанюк, Т.І. Довбуш, С.М. Бондаренко, В.О. Сьомка, О.В. Грінченко, Є.В. Скуратівський]// Мін. журн. – 2012. – 34, № 3. – С. 55–63.

33. Уран-свинцева ізотопна геохронологія гранітоїдів бердичівського типу Побужжя (Український щит) / [Л.М. Степанюк, О.М. Пономаренко, К.В. Петриченко, С.І. Курило, Т.І. Довбуш, С.А. Сергеєв, М.В. Родіонов] // Мін. журн. – 2015. – 37, № 3, С.107-121.

34. Хмільницький рудопрояв калій-уранової формациї: мінералогія, геохімія, час формування / [С.М. Бондаренко, Л.М. Степанюк, З.В. Карли, В.О. Сьомка, М.О. Донський, Л.В. Сьомка] // Геохімія та рудоутворення. – 2015. – Вип. 35. – С. 3-17.

35. Щербань И.П. Рудоносные околожильные метасоматиты / И.П. Щербань. – Київ: Либідь, 1996. – 351 с.

36. Sten-Åke Elming Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Schield: A paleomagnetic, geochronologic and geochemical study – The accretion of the Ukrainian Schield to Fennoscandia / Sten-Åke Elming, Leonid Shumlyanskyy, Svetlana Kravchenko, Paul Layer, Ulf Söderlund. // Precambrian Research. – 2010. – 178. – P. 119-135.