

Національна академія наук України
Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка
Національної академії наук України
Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної
академії наук України»

Михальченко Іван Іванович



УДК 553.495+550.4+553.26+553.061.12/.17+553.078(477)

**ГЕОЛОГІЯ РУДНИХ ПОЛІВ І РОДОВИЩ ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКОГО
УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНУ**

Спеціальність 04.00.11 – геологія металевих і неметалевих корисних копалин

АВТОРЕФЕРАТ

дисертації на здобуття наукового ступеня

доктора геологічних наук

Київ – 2018

Дисертацією є рукопис.

Роботу виконано в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка Національної академії наук України, м. Київ.

Науковий

консультант:

доктор геологічних наук **Пономаренко Олександр Миколайович**, професор, академік Національної академії наук України, директор Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ.

Офіційні опоненти:

доктор геолого-мінералогічних наук **Євтехов Валерій Дмитрович**, професор, завідувач кафедри геології і прикладної мінералогії Державного вищого навчального закладу «Криворізький національний університет» МОН України, м. Кривий Ріг;

доктор геологічних наук **Рузіна Марина Вікторівна**, професор, професор кафедри геології та розвідки родовищ корисних копалин Державного вищого навчального закладу «Національний гірничий університет» МОН України, м. Дніпро;


доктор геологічних наук **Калашник Ганна Анатоліївна**, професор кафедри інформаційних технологій Відокремленого структурного підрозділу «Кіровоградська льотна академія Національного авіаційного університету» Державного вищого навчального закладу «Національний авіаційний університет» МОН України, м. Кропивницький.

Захист відбудеться 14 грудня 2018 р. о 11 годині на засіданні спеціалізованої вченої ради 26.192.01 у Державній установі «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України» за адресою: 03680, м. Київ, пр. академіка Палладіна 34а. Телефон/факс: +38 044 502 12 29. Електронна пошта: igns@nas.gov.ua.

З дисертацією можна ознайомитися в Державній установі «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України» за адресою: м. Київ, пр. академіка Палладіна 34а.

Автореферат розіслано 13 листопада 2018 р.

Вчений секретар спеціалізованої
вченої ради Д.26.192.01,
кандидат геолого-мінералогічних наук



Яценко В.Г.

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

Обґрунтування вибору теми дослідження. Основою мінерально-сировинної бази урану в Україні є родовища докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів, які відомі в межах Центральноукраїнського та Кіровоградського урановорудних районів й Криворізько-Кременчуцької металогенічної зони Кіровоградської металогенічної області (підпровінції) металогенічної провінції Українського щита. За останні 30 років не було відкрито родовищ формації ураноносних натрієвих метасоматитів, хоча перспективність виявлення нових рудних об'єктів є значною. З огляду на теперішню безальтернативність ядерної енергетики для економічної безпеки України спеціалізовані наукові дослідження є доцільними для додаткового вивчення відомих урановорудних полів і родовищ, та обґрунтування виділення перспективних площ для пошукових робіт.

Дані з геологічних досліджень Центральноукраїнського й Кіровоградського урановорудних районів та Криворізько-Кременчуцької металогенічної зони наведено в роботах М. Світальського, І. Танатара, І. Половінкіної, О. Нікольського, Я. Белєвцева, О. Комарова, О. Крамара, Ю. Кононова, М. Гречишнікова, Р. Голевої, Ю. Єгорова, В. Кушева, М. Смоліна, І. Мінеєвої, Є. Копченової, В. Ковалю, В. Обрізанова, А. Кузьміна, О. Сухініна, О. Маківчука, Ф. Ракович, М. Семененка, І. Гаврусевича, В. Казанського, Г. Каляєва, О. Пушкарьова, Д. Щербака, М. Сиродоева, А. Мігути, Т. Макарової, О. Чухрової, С. Шнюкова, В. Зінченка, Б. Іванова, В. Синицина, О. Кузьменка, М. Кір'янова, М. Ходоровського, О. Пономаренка, Ю. Фоміна, П. Кінякіна, В. Крупеннікова, Б. Занкевича, В. Євтехова, В. Старостенка, О. Гінтова, С. Кривдіка, Р. Белєвцева, С. Синелю, М. Тарасова, М. Рузіної, Г. Калашник, М. Ярощук, Н. Шафранської та ін. Узагальнені відомості з мінерально-сировинної бази радіоактивних елементів в Україні опубліковано в роботах А. Бакаржиєва та ін., Ю. Третьякова та ін., Є. Куліша та ін., Г. Лисиченка та ін., О. Тарханова та ін., В. Верховцева та ін.

На сьогодні усталеною є думка про гідротермально-метасоматичний генезис доколорудних перетворень і руд формації. Також реконструйовано вертикальну і горизонтальну зональність головної і завершальної (спорідненої) стадій породоутворення лужних натрієвих метасоматитів (Б. Омеляненко, 1978 та ін.). Однак, залишаються актуальними дискусійні питання генезису: першоджерела породо(рудо)твірних флюїдів, напрямок їх міграції, ступінь окиснення урану в рудогенному флюїді, а отже – похідні питання металогенічного аналізу регіону.

Геологічні та геохімічні дослідження рудних об'єктів Центральноукраїнського урановорудного району, більшість з яких тяжіють до зон розломів Новоукраїнського масиву, граніти якого геохімічно не спеціалізовані на уран (Я. Белєвцев и др., 1974), сукупно спрямовані на вирішення зазначених проблемних питань. Цільові дослідження об'єктів формації ураноносних натрієвих метасоматитів актуальні для уточнення й доповнення методичного комплексу пошукових робіт на виявлення родовищ радіоактивних елементів за сучасним рівнем обґрунтування відомих генетичних схем рудоутворення, а також – регіональних і локальних геологічних факторів рудоутворення. Цей напрямок геологічних досліджень відповідає завданням Енергетичної стратегії України на період до 2035 р.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дослідження пов'язано з виконанням планових наукових робіт Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененко НАН України № III-01-13 «Хроностратиграфія та геодинаміка мегаблоків Українського щита» (№ державної реєстрації 0112U006807), № III-01-11 «Генезис уранових родовищ центральної частини Українського щита» (№ державної реєстрації 0111U001015); з держбюджетними темами Державної служби з геології і використання надр казенного підприємства «Кіровгеологія» (№ № державної реєстрації: У-05-93/1, У-09-290/1, К-54/09, К-55/9).

На **концептуальній стадії** було звернуто увагу на дискусійність положення щодо спектру рудних елементів лужних натрієвих метасоматитів: “Уранові руди у натрієвих метасоматитах Українського щита монометальні” («Інструкція... до родовищ уранових руд», 1999). Це відображено, зокрема, у назвах: “натрій-уранова формація” («Ген. типи...», 1995), “ураново-натрієва гідротермальна метасоматична формація” («Комплексна...», 2003), та ін. Однак, в лужних натрієвих метасоматитах центральної частини Українського щита відомі не тільки уранові руди, а й урано-торієво-рідкісноземельно-фосфорні, скандій-ванадієві, торій-уранові (за даними казенного підприємства «Кіровгеологія», А. Тарханов и др., 1990, 1995). З останнього можна припустити, що під час рудоутворення накопичився не тільки уран, а й, зокрема, торій. Вертикальна і горизонтальна зональності головної та завершальної стадій породоутворення лужних натрієвих метасоматитів є наслідком змін фізико-хімічних параметрів породо(рудо)твірної системи (Б. Омеляненко, 1978; В. Синицин, 1995), що мало відобразитися на просторовій зміні хімічного (мінерального) складу руд. За сукупністю відомих і новітніх даних з хімічного складу руд, автором сформульовано гіпотезу про сумісну міграцію торію й урану в складі флюїдів, які надходили з глибин Землі та формували рудоносні альбітити.

Теоретична основа дисертаційного дослідження – класичне положення В. Вернадського (1934) про сумісну геохімічну історію торію і урану за магматичного породотворення і розділення цих хімічних елементів під час пневматоліто-гідротермальних процесів.

Об'єкт дослідження: рудні поля і родовища формації ураноносних натрієвих метасоматитів Центральноукраїнського урановорудного району Українського щита.

Предмет дослідження: геологічна будова рудних полів і родовищ, структурна позиція рудних тіл, мінеральний і хімічний склад порід і руд.

Мета дослідження: за відомими і новітніми даними з геологічної будови рудних полів і родовищ, особливостями хімічного та мінерального складу руд обґрунтувати генезис рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів задля вдосконалення прикладних аспектів металогенії урану й торію регіону.

Для забезпечення розв'язання актуальної наукової проблеми з геології металевих корисних копалин обґрунтування генезису рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів було визначено головні завдання:

1) узагальнити відомі та новітні дані з геології, особливостей мінерального і хімічного складу доколорудних порід і руд з урахуванням спеціалізації геологічних масивів і магматичних фаз на уран і торій та уточнити відносний вік процесів гідротермально-метасоматичних перетворень та рудоутворення;

2) дослідити розподіл урану і торію в рудних об'єктах та характер зв'язку між ними для реконструкції геохімічної поведінки цих хімічних елементів у процесах рудоутворення, ідентифікації «вертикальної» рудної зональності (ураново)рудних натрієвих метасоматитів;

3) аргументувати за регіональними даними й узагальнити закономірності латерального розташування (ураново)рудних тіл родовищ щодо зон головних розломів району за ієрархією металогенічних тектонічних і локальних рудоконтролюючих структурних факторів.

Методи дослідження: збір матеріалів і даних попередніх геологорозвідувальних і наукових робіт; геологічна документація кернів свердловин; відбір проб і зразків; мінералого-петрографічні роботи; геохімічні дослідження мінералів, руд і порід; картоскладальні роботи в геоінформаційному середовищі рівня родовища, рудного поля; варіант структурно-парагенетичного аналізу, який адаптований до докембрійських об'єктів Українського щита; дослідження просторової зміни показника кореляції щільності і магнітної сприйнятливості порід фундаменту.

Задля пізнання природи концентрації урану в натрієвих метасоматитах принциповою є реконструкція ступеня окиснення цього елементу в рудотвірному флюїді. Зокрема, цим визначається пріоритетність застосування геохімічних методів у цьому дисертаційному дослідженні.

Наукова новизна отриманих результатів. Уперше:

1. Встановлено кілька статистично обґрунтованих рівнів концентрацій урану і торію в альбітитах відносно геохімічних фонів вихідних порід і кларків цих хімічних елементів у земній корі.

Цим положенням доведено, що під час утворення рудоносних альбітитів відбувалося принесення і осадження не тільки урану, а й торію, що є ознакою багатоетапності процесів концентрації урану, та реконструйованої автором – торію.

2. Доведено, що для торій-уранових рудних альбітитів характерна висока позитивна кореляція урану і торію.

Генетичний зв'язок концентрацій урану та торію в рудних альбітитах аргументується їхнім сумісним знаходженням у складі пневматоліто-гідротермальних торій-уранових мінералів. Це є свідченням сумісного принесення й осадження урану (U^{IV}) й торію в процесі утворення торій-уранових рудних альбітитів, що є одним із доказів ендегенного генезису рудотвірних флюїдів. Торій і уран – парагенетична асоціація елементів у торій-ураноносних альбітитах.

3. Показано, що торій-уранові рудні альбітити Новоолексіївського рудопрояву відрізняються від нерудних альбітитів і вихідного граніту значно вищими концентраціями ніобію та кальцію, титану, ітрію, самарію, європію, гадолінію, тербію, диспрозію, гольмію, ербію, тулію, ітербію, лютецію.

Дана обставина є додатковим аргументом пневматоліто-гідротермального генезису торій-уранових руд, а також одним з індикаторів магматичного походження рудотвірних флюїдів. З'являються підстави для розгляду некогерентних високозарядних елементів як парагенетичних в комплексному зруденінні в лужних натрієвих метасоматитах рудного району.

4. На прикладі Партизанського родовища, реконструйовано «вертикальну» рудну зональність, яка проявлена наявністю на глибоких горизонтах торій-уранових руд, на горішніх горизонтах – урановими рудами.

Цим аргументовано регіональну «вертикальну» рудну зональність рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів: у глибинній частині регіональної пневматоліто-гідротермальної колони формувалися торій-уранові руди, на горішніх горизонтах – уранові руди. Геохімічні та мінералогічні ознаки різного ступеня окиснення урану в рудотвірному флюїді: на глибинних рівнях колони – U^{4+} , на проміжних та горішніх – U^{6+} (попередиками уявлялася міграція урану тільки у складі ураніл-карбонатних сполук) свідчать про несталість фізико-хімічних параметрів рудотвірної системи, зокрема, леткості кисню в розрізі, що впливало на хімічний й мінеральний склад руд. Тим самим обґрунтовано напрямок міграції рудотвірних флюїдів прогресивних стадій метасоматичного породотворення і рудогенезу – з глибини до поверхні Землі.

Наукове значення роботи. Наведені наукові положення стали засадою авторської якісної геолого-генетичної моделі формації (ураново)рудних натрієвих метасоматитів.

За результатами дисертаційної роботи отримано додаткові аргументи, які підтвердили авторську гіпотезу, що в процесі формування рудних концентрацій в (ураново)рудних натрієвих метасоматитах (PR_1^2mt) Центральноукраїнського урановорудного району породо(рудо)твірними флюїдами сумісно приносилися торій і уран (U^{4+}) з глибини Землі.

За комплексом структурних, мінералогічних й геохімічних даних походження породо(рудо)твірних флюїдів пов'язується з диференціацією речовини в глибинному магматичному (прото)осередкі (осередків (?)) в літосфері. Існування (прото)осередку на сучасному рівні ерозійного зрізу проявлено регіональним Бобринецько-Андріївським дайковим поясом, у складі якого «доальбітитові» основні і ультраосновні магматичні породи, крупним «післяальбітитовим» алохтонним складним Корсунь-Новомиргородським плутоном, який складено анортозит-рапаківігранітною асоціацією магматичних порід однойменного комплексу (PR_1^2kn). Це є підставою для уточнення рудоконтролюючих і металогенічних тектоно-магматичних факторів утворення в часі й просторі докембрійської рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів.

Отримано додаткові аргументи щодо необхідності виокремлення породної асоціації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів із кіровоградського ультраметаморфічного комплексу (PR_1^1kg) як самостійної одиниці (PR_1^2mt), а також виокремлення «доальбітитового» северинського дайкового комплексу (PR_1^2sv). Ці дані дають підставу пропонувати уточнення в хроностратиграфічній схемі розчленування раннього докембрію Українського щита.

Практичне значення роботи. Геолого-генетичну модель рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів, обґрунтовану щодо глибинного магматичного походження рудотвірних флюїдів, доцільно використовувати як

науково-методичну основу для більш цілеспрямованих пошуків рудних полів і дорозвідки родовищ не лише на уран, а й на торій.

Реконструйовану «вертикальну» рудну зональність рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів доцільно застосовувати як мінералого-геохімічний критерій рівня ерозійного зрізу рудних об'єктів.

Дослідження латерального розподілу коефіцієнта кореляції густини і магнітної сприйнятливості порід кристалічного фундаменту доречно використовувати при пошукових роботах як петрофізичний критерій виявлення родовищ радіоактивних руд гідротермально-метасоматичного походження. За цим критерієм підтверджено перспективність Злинківської ділянки щодо пошуків родовищ радіоактивних руд.

Результати дослідження було задіяно в науковому звіті «Генезис уранових родовищ центральної частини Українського щита» (2015 р.) ІГМР НАН України, а також упроваджено в практику геологорозвідувальних робіт, що підтверджено чотирма актами впровадження ПЗЕ № 46 КП «Кіровгеологія» ((2015-2016) рр.).

Обґрунтованість і достовірність наукових положень, висновків, рекомендацій базується на аналізі й узагальненні великої кількості опрацьованих літературних і фондових даних хімічного складу порід і руд, й забезпечено застосуванням класичних методів статистичної обробки експериментальних даних, комплексністю використання і верифікацією апробованих методик, та узгодженістю отриманих особисто результатів з більшістю відомих матеріалів, експериментальних даних і теоретичних розробок інших дослідників. Наукові положення дисертації апробовано в доповідях конференцій відповідного профілю та в чисельних публікаціях, зокрема – у фахових виданнях з геології.

Фактичні дані й особистий внесок здобувача. Під час дисертаційного дослідження використано дані, які напрацьовані автором під час виконання спеціалізованих геологорозвідувальних робіт (2000-2014) рр. в межах Інгульського мегаблоку Українського щита в пошуково-зйомочній експедиції № 46 казенного підприємства «Кіровгеологія», а також відомості, які отримано під час навчання в докторантурі. Особисто здобувачем виявлена зона альбітизації в дайці діабазу свердловини № 74Ф, яка була пробурена під час детальної розвідки Апрельського родовища; також особисто дисертантом створено тривимірну модель рудних блоків Партизанського родовища з комплексною геолого-геохімічною інформацією. У колективних роботах [3, 4, 11, 12, 16, 18, 20, 22, 25, 26, 31-34, 37, 41-44] автор обґрунтовував актуальність, вибрав об'єкт і окреслив предмет досліджень, визначив мету, брав участь у напрацюванні результатів, сформулював висновки. В інших спільних роботах дисертант брав участь у виборі об'єктів досліджень, постановці завдань, виконанні робіт, обговоренні результатів та формулюванні висновків.

Матеріали дисертації апробовано (доповіді, тези, матеріали) на: науковій конференції «Теоретичні питання і практика дослідження порід і руд» (Київ, ІГМР НАН України), 14-16 березня 2012 р.); на XIII Міжнародній конференції «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (Київ, Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, 12-15 травня 2014 р.); Міжнародній науковій конференції «Геохронологія и геодинаміка раннього докембрія (3,6-16 млрд лет)

Евразійського континента» (Київ, ІГМР НАН України, 12-20 листопада 2015 р.); Міжнародній науковій конференції «Актуальные проблемы поисковой и экологической геохимии» (Київ, ІГМР НАН України, 2014 р.); Всеукраїнських науково-практичних конференціях «Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців» (Кривий Ріг, Криворізький національний університет (КНУ), 26-28 березня 2015 р.; 24-26 березня 2016 р.; 22-24 березня 2017); Науковій конференції з міжнародною участю «Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою (до 110 річниці від дня народження академіка АН України Семененка Миколи Пантелеймоновича)» (Київ, ІГМР НАН України, 17-18 листопада 2015 р.); Міжнародній науково-практичній конференції «Розвиток промисловості та суспільства» (Кривий Ріг, КНУ, 25-27 травня 2016 р.); Міжнародній науковій конференції «Метасоматизм и рудоутворення» (Київ, Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, 5-7 жовтня 2016 р.); X-й Міжнародній науково-практичній конференції «Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничовидобувних регіонів» (Кривий Ріг, КНУ, 24-26 листопада 2016 р.); Міжнародній науково-технічній конференції «Розвиток промисловості та суспільства» (КНУ, м. Кривий Ріг, 24-26 травня 2017 р.); П'ятій науковій конференції «Хімічна і радіаційна безпека: проблеми і рішення» (Київ, ДУ «ІГНС НАН України», 24-26 травня 2017); на VII Всеукраїнській молодіжній науковій конференції «Ідеї та новації в системі наук про Землю» (Київ, ІГН НАН України, 25-27 жовтня 2017).

Публікації. Наукові результати дисертаційної роботи висвітлено в 24 статтях у фахових виданнях України (шість – зареєстровані наукометричних базах Scopus, Web of Science, РИНЦ) та в 21 публікаціях в матеріалах наукових конференцій.

Структура дисертації. Дисертація складається із Вступу, семи розділів, Висновків, Списку використаних джерел, чотирьох додатків. Повний обсяг дисертації становить 601 сторінок, з них 310 сторінок тексту, 117 рисунків, 127 таблиць, 577 найменувань у списку використаних джерел.

Насамперед автор вдячний науковому консультанту академіку НАН України, д.геол.н., проф. О. Пономаренку. Автор також вдячний за конструктивні обговорення й допомогу: доктору геол.-мін. Б. Занкевичу; колегам із ІГМР НАН України: д.геол.-мін.н., проф. С. Кривдіку, к.геол.-мін.н. І. Лісній, к.геол.н. О. Заяць; викладачам ННІ «Інститут геології» КНУ ім. Тараса Шевченка: зав. каф. геохімії, д.геол.н. С. Шнюкову, зав. каф. гідрогеології та інженерної геології, д.геол.н., проф. О. Кошлякову, к.геол.-мін.н. В. Синицину, к.геол.-мін.н. О. Андрееву; науковцям ДУ ІГНС НАН України: д.геол.-мін.н. М. Ярощук, д.геол.н. В. Покалюку, к.геол.-мін.н. К. Сущук; геологам КП «Кіровгеологія»: к.геол.н. О. Фальковичу; головному геофізику К. Ніколенку; начальнику відділу, д.геол.н. Н. Шафранській; головному геологу ПЗЕ № 46 В. Погукаю; к.геол.-мін.н. Б. Іванову.

Особлива шана автора до пам'яті директора Державної установи «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», чл.-кор. НАН України, д.тех.н., проф. **Г. Лисиченка** за його підтримку в підготовці дисертації до захисту в скрутний для української геології час.

ОСНОВНИЙ ЗМІСТ РОБОТИ

У першому розділі – «Історія геологічного дослідження Центральноукраїнського урановорудного району» викладено: історію геологічних досліджень району, разом з хронологією виявлення й дослідження фізичних і хімічних властивостей U (і Th), та усвідомленням економічного, енергетичного, стратегічного, наукового і військового значення атомної енергії для людства; етапні результати геологорозвідувальних робіт та їх наукового супроводу щодо родовищ рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів (УНМ) в центральній частині УЩ; гіпотези генезису УНМ; результати геохімічних досліджень УНМ; головні фактори генезису УНМ; у відповідному контексті згадано попередні результати геологічних досліджень автора.

Відомості з геологічної будови і розробок корисних копалин у області Центральноукраїнського урановорудного району (ЦР) було наведено Й. Гулденштедтом (I. Guldénstedt) (1791); О. Шмідтом (1863); М. Барботом де Марні (1868); М. Соколовим (1894); С. Кузнецовим (1902); І. Кобецьким (1912); Є. Матвієнком та ін. (1947); та ін.

У кінці 40-х років ХХ сторіччя стало зрозумілим значення U як джерела енергії, що обумовило запит на виявлення його родовищ. Відкриття Первомайського та Жовторіченського залізо-уранових родовищ УНМ (Л. Иванова и др. 1945, Я. Белевцев и др. 1946 («Ген. типы...», 1995) у Криворізько-Кременчуцькій смузі докембрійських залізо-кремнистих порід стало основою для розробки концепції пошуків родовищ U в структурах докембрійської залізо-кремнистої формації (А. Никольский, 1964).

Відкриття Ю. Бассом та ін. (1964) Мічурінського родовища урану, а в подальшому виявлення роботами Кіровоградської експедиції родовищ U Лелеківського, Мічурінського, Компаніївського урановорудних полів у зоні субмеридіонального Кіровоградського глибинного розлому на східному контакті складного Кіровоградсько-Бобринецького гранітного масиву з гнейсовими товщами докембрійської Інгуло-Інгулецької синклінали УЩ, дали підґрунтя для концепції приуроченості зон гідротермально-метасоматичних порід і концентрацій U до розломів на контактах гранітних масивів з гнейсовими товщами («Ген. типы...», 1995). Вважалося, що головним етапом формування дорудних натрієвих метасоматитів був процес регіонального калійового метасоматозу. Останнє призвело до утворення суттєво калієвих, мікроклінових гранітів (Ю. Егоров, 1970). Було висловлено припущення, що альбітизація у районі відбулася після ультраметаморфізму, а “растворы, вызвавшие альбитизацию поступали по глубинному разлому, возможно, из подкорковых очагов и связаны с глубинной дифференциацией первичного вещества” (Я. Белевцев и др., 1968). Залізо-уранові й уран-альбітитові родовища УНМ були віднесені до постультраметаморфічної групи метаморфогенного класу (Я. Белевцев, 1979).

Всупереч домінуючих на той час концепцій генезису УНМ, у лютому 1975 р. у Новоукраїнському складному гранітному масиві було відкрито Новокостянтинівське уранове родовище (О. Макивчук и др., 1977). Однак, суттєвою

була схожість структурної позиції Новокосянтинівського родовища з рудними об'єктами Криворізько-Кременчуцької, Кіровоградської й Звенигородсько-Ганнівської зон розломів; а саме, локалізація альбітитів і руд в зонах розломів.

У підсумку на 1986 р. було виявлено: у Звенигородсько-Ганнівській зоні розломів – Ватутінське (Н. Смолин и др., 1973 р.); у розломних зонах, що січуть Новоукраїнський масив: Новокосянтинівське, Апрельське (О. Макивчук и др., 1977-1980) рр. і Партизанське (Н. Сыродоев и др., 1978-1986 рр.) рудні поля. Тут відомі як урановорудні об'єкти (Новокосянтинівське, Лісне, Докучаєвське, Літне і Апрельське, Ватутінське родовища), так і торій-урановорудні об'єкти (Партизанське і Кіровське родовища, Олексіївський, Новоолексіївський, Олександрівський, Декабрський, Степовий, Роженський та ін. рудопрояви). За кількістю виявлених рудних об'єктів УНМ центральна частина ІМБ є унікальною територією як УЩ, так і докембійських щитів інших частин земної кори.

За відомими реконструкціями породотворення лужних натрієвих метасоматитів з вихідних порід відбулися впродовж двох метасоматичних стадій: ранньої (альбітитова) і завершальної (постальбітитової, спорідненої) («Метасоматизм...», 1998; В. Синицин та ін., 1995, 2010). «Горизонтальна» зональність ранньої стадії цих перетворень, по гранітоїдам: незмінена вихідна порода (нульова зона) → «діафторована» порода (передова зона гідротермального метаморфізму) → альбіт-мікрокліновий (мікроклін-альбітовий) метасоматит/«сієніт», як проміжна зона метасоматичної колонки → альбітит (тилова зона) (В. Обризанов, 1974; Б. Омеляненко, 1978). Щодо «вертикальної» зональності ранньої стадії породотворення, то вона встановлена за зміною парагенезів темноколірних мінералів, згори – донизу (в дужках – температура утворення і рН): хлорит-епідотовий (300-350) °С, рН – 7) → рибекіт-егіриновий (350-500) °С, рН – (10,2-11,8) (Г. Зарайский, 1989; В. Євтехов, 1992; В. Коваль и др., 1995) → андрадит-актиноліт-діопсидовий (420-480 °С), андрадит-воластонітовий (500-550) °С) (В. Синицин, 1995). «Вертикальна» зональність асоціацій мінералів завершальної стадії породотворення, (згори – донизу): карбонат-хлорит-гематитова → карбонат-флогопіт-гематитова → карбонат-флогопіт-гематит-сфенова → флогопіт-епідот-магнетитова (Б. Омеляненко и др., 1979).

На сьогодні існують дві альтернативні групи гіпотез за напрямком міграції флюїдів, які утворили рудні об'єкти ранньопротерозойської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів: з глибини Землі до поверхні (ендогенні) (Я. Белевцев, 1968, 1979; О. Комаров, 1991, 1995; та ін.), та від поверхні Землі в глибину: гідатогенна (В. Кудрявцев, 1991); інфільтраційна (Р. Белевцев, 2011). Серед ендегенних гіпотез у різний час розроблялися: матаморфогенна (Я. Белевцев, 1968, 1979); магматогенна (Г. Каляев, 1968; Ю. Егоров, 1970; Б. Омеляненко и др., 1982, 1994; С. Кривдік, 2013); ультраметаморфогенна (Я. Белевцев, 1968; О. Комаров, 1991, 1995); латераль-секреційна (В. Кушев, 1972); мантійна (В. Крупенников, 1987; Г. Калашник, 2012; та ін.). Критичний огляд цих гіпотез рудоутворення відомий у роботах Б. Рибалова та ін. (1988), Ф. Вольфсона та ін. (1990), та ін. Одним із недоліків згаданих гіпотез (так само як і критик) був розгляд проблеми джерела й міграції U. Але в УНМ ЦР виявлено як уранові руди, так і

торій-уранові.

На тепер домінує уявлення, що міграційноздатними сполуками U в гідротермальних розчинах УНМ, були, переважно, ураніл-карбонатні комплекси (Г. Наумов, 1973, 1983; Я. Белевцев, 1979; В. Коваль, 1995). Сприятливі умови утворення й існування цих сполук в гідротемальному розчині за температур розчину нижче 300 °С, за високої фугітивності кисню (Я. Белевцев, 1979; Б. Рыбалов и др. 1990). Але відомі оцінки температур флюїдів, які утворили натрієві метасоматити УНМ, більші 300 °С. Уявлення про перенесення флюїдами U тільки в складі ураніл-карбонатних комплексів накладає обмеження, зокрема, на джерело U; тобто джерелом цього елемента могли бути породи, скрізь які фільтрувався розчин (Б. Рыбалов и др., 1990). Принципову можливість перенесення постмагматичними пневматоліто-гідротермальними флюїдами міграційноздатних сполук U^{4+} на теперішній час підтверджено теоретичними, експериментальними й емпіричними даними (А. Бетехтин, 1959; Б. Рыженко, 2009 та ін.)

Раніше нами було виявлено біметасоматичну зональність на контакті апогранітної і аподіабазової фацій геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів на прикладі Апрельського уранового родовища. Але тоді не було розглянуто: хімічний склад апобазитів, метасоматичну зональність апобазитових лужних натрієвих метасоматитів та наявність мінералів-концентраторів радіоактивних елементів у цих фаціях метасоматитів. Структурна позиція геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів (PR_{mt}^2) розглядалася раніше за ієрархією (І. Михальченко, 2012).

Відомі фактори локалізації рудоносних альбітитів, регіональні фактори: **тектоно-магматичний металогенічний**, родовища УНМ УЩ тяжіють до зон докембрійської тектоно-магматичної активізації (термін В. Казанського, 1972) в Коростень-Корсунь-Октябрському рифтогенному поясі (В. Крупенников, 1989); **тектонічний металогенічний**, родовища УНМ тяжіють, зокрема, до субширотної розломної зони докембрійської тектоно-метасоматичної активізації (Н. Гречишников, 1973; Л. Галецький та ін., 2008). Локальні фактори: **літологічний (петрографічний) рудоконтролюючий** пов'язує рудні тіла родовищ УНМ ЦР і Кіровоградського урановорудного району (КР) з тилловими зонами гідротермально-метасоматичних колонок (альбітитів) по кислих породах (гнейсам, гранітам); **віковий («стратиграфічний») рудоконтролюючий** – УНМ утворилася після вкорінення магматитів кіровоградського і новоукраїнського магматичних комплексів, але до становлення корсунь-новомирогородського комплексу (В. Клочков та ін., 2001), оцінка віку лужних натрієвих метасоматитів – (1840-1800) млн р. («Геохронологія...», 2008); **структурний рудоконтролюючий** – родовища УНМ тяжіють до зон здвигових дислокацій серед докембрійських метаморфічних, ультраметаморфічних й магматичних комплексів (Т. Шевченко, 1992; Б. Занкевич и др., 2008-2014; Н. Шафранська, 2013).

У другому розділі «**Методи дослідження**» схарактеризовано методи, що задіяні в дисертаційному дослідженні. Запропонований методичний підхід до геолого-генетичного моделювання базується на основі положень, які викладено у В. Кузнецова та ін. (1983), Д. Рундквіста (1983).

Виміри w головних петрогенних компонентів у хімічному складі проб було виконано методом рентгено-спектральним флуоресцентним аналізу (XRF) на рентгенівському багатоканальному спектрометрі СРМ-25 згідно з методикою МВВ 74-12-97, а w мікроелементів – методом XRF, (рентгенофлуоресцентні спектрометри СЕР-01 (фірма «Елватех», Київ) та РФС-РД (власна розробка ННІ «Інститут геології») методом зовнішнього стандарту в лабораторії Науково-навчального інституту Київського національного університету ім. Тараса Шевченка (аналітики – В. Загородній, О. Андреев). Для визначення мікроелементного складу також було застосовано ІСР-MS метод. Ці аналізи виконано в Таллінському технічному університеті (Естонія) на аналітичному обладнанні Thermo Scientific quadrupole X-Series 2 (лабораторія проф. Алвара Соесоо (Alvar Soesoo)). Концентрацію мікроелементів виміряно в розчинах, які були приготовлені шляхом розчинення 250 мг стертого матеріалу проби в азотній, плавиковій, соляній і борній кислотах.

Хімічний склад мінералів і мікроструктурні особливості порід вивчено в лабораторії науково-навчального інституту «Інститут геології» Київського національного університету ім. Тараса Шевченка з використанням растрового електронного мікроскопу-мікроаналізатору РЕММА-202 з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром «Link systems».

Рівні концентрації встановлено за результатами статистичної обробки вихідних вибірок значень вимірів w хімічних елементів у наступній послідовності: перевірка гіпотези статистичної однорідності вихідних вибірок значень вимірів $w(U)$ і $w(Th)$ графічним методом [5, 9, 15, 17]; виокремлення елементів статистичної неоднорідності (Б. Роненсон и др., 1986) методом вірогідного відбору моделей на основі використання інформаційного критерію Байеса (BIC) (групування, класифікація й розрахунок параметрів кривих щільності вірогідності виконано в пакеті *mclust* (автори – Chris Fraley et al, 2012) програмного комплексу *R* (R Development Core Team, 2009); оцінка коефіцієнтів концентрації (КК) (нормування відповідної оцінки медіани (Me) на значення оцінки місцевого геохімічного фону (w_{ϕ}) (Г. Наумов и др., 2017)) і кларків концентрацій (K_k) (нормування відповідної оцінки Me на значення оцінки кларку в земній корі ($Th - 12 \cdot 10^{-4} \%$, $U - 3 \cdot 10^{-4} \%$) (за «Методичні рекомендації...», 2006).

Основними методами вимірів масової частки U ($w(U)$) у пробах гірських порід були і є XRF і люмінесцентний з пігулковим закінченням, а $w(Th)$ – виключно метод XRF. Масово w інших мікроелементів виміряно методом атомно-емесійного спектрального аналізу. З огляду на це, а також на наявність як U , так і торій-уранових руд в натрієвих метасоматитах ЦР, для розшифровки первинної рудної (геохімічної) зональності УНМ в якості пари елементів-індикаторів й обрано Th і U .

Ідентифікацію (реконструкцію) «вертикальної» рудної зональності УНМ на прикладах об'єктів ЦР проведено нами за оцінкою зв'язку між Th і U в рудних альбітитах, за значеннями коефіцієнтів рангової кореляції Спірмена (r_s) і (або) парної кореляції Пірсона (r), оцінок середніх арифметичних $\lg w(U)$ і $\lg w(Th)$, та відповідних оцінок медіан (Me) вибірок значень вимірів масових часток цих хімічних елементів з різних глибин рудних об'єктів.

Для реконструкції ступіню окиснення U в рудоносному флюїді залучено

відоме положення Г. Наумова (1983): “наличие повышенных концентраций урана без тория свидетельствует о прохождении ураном в своём миграционном цикле через высшую степень окисления”. На основі цього положення нами було сформульовано критерії реконструкції міграції U у степеню окиснення U^{4+} : **високі концентрації U і Th в пневматоліто-гідротермально-метасоматичних породах, які обумовлені їхнім сумісним принесенням й осадженням з утворенням торій-уранових мінералів, є доказами того, що у флюїді мігрував U^{IV}** . Така реконструкція свідчить на користь ендегенного походження рудоносних флюїдів УНМ.

Оцінку структурно-тектонічних умов формування рудних полів, родовищ, рудоносних зон та локалізації рудних покладів проведено згідно (В. Шахтыров 1987) за варіантом структурно-парагенетичного методу Л. Расцветаева (1987), С. Стоянова (1977), який був адаптований до докембрійських структур у розломно-здвигових зонах УЩ, (Б. Занкевич, 1996-2015; Н. Шафранська, 2013), [1, 3, 6, 28, 34].

Дослідження латерального розподілу оцінок r густини (ρ) і магнітної сприйнятливості (κ) порід на рівні ерозійного зрізу кристалічного фундаменту Апрельського, Новокостянтинівського і Партизанського рудних полів й Злинківської ділянки виконано за методикою (В. Пахомов и др., 1974).

У третьому розділі «Геологія рудних полів і родовищ Центральноукраїнського урановорудного району» зведено відомі й новітні, зокрема й авторські дані з геологічної будови рудних полів і родовищ, особливостей мінерального і хімічного складу порід і руд. Рудні об'єкти УНМ району знаходяться в кристалічному фундаменті (нижньому структурному поверсі) ІМБ, який складений докембрійськими метаморфічними, ультраметаморфічними, магматичними, гідротермально-метасоматичними породами.

Узагальнено доступні опубліковані дані оцінок $w_{\phi}(U)$ метаморфічних, ультраметаморфічних й інтрузивних порід PR_1^1 кристалічного фундаменту ІМБ у районі ЦР. Проте серед гранітоїдів крупних масивів PR_1^1 , не було виявлено відмін в яких оцінки $w_{\phi}(U)$ були більші в 2-3 рази від $w_{\phi}(U)$ в гнейсах, на що вказувалося А. Кузьмінім та ін. (2004). За кларком U в земній корі, $3 \cdot 10^{-4} \%$, («Методичні рекомендації...», 2006), для більшості гранітів PR_1^1 оцінки $w_{\phi}(U)$ менші кларку, а у порівнянні з кларком U кислих інтрузивних порід $4 \cdot 10^{-4} \%$, («Методичні рекомендації...», 2006), усі оцінки $w_{\phi}(U)$ в гранітоїдах PR_1^1 району – менші [20].

У доступних публікаціях не було даних з вимірів $w(U)$ і $w(Th)$ у рідкіснометалевих руськополянських гранітах (гр $PR_1^2 kn$) однойменного гранітного масиву, у зоні північно-східного ендонтакту Корсунь-Новомиргородського плутону (И. Щербаков, 2005). За новітніми дослідженнями цих рідкіснометалевих гранітів визначено високу позитивну геохімічну спеціалізацію на Th й U [20]. Оцінки віку русько-полянських рідкіснометалевих гранітів – $(1758 \pm 2,6)$ млн р. (О. Пономаренко та ін., 2015) У самому Корсунь-Новомиргородському плутоні на теперішній час виявлено тільки поодинокі радіоактивні аномалії (П. Кинякин и др., 2007).

За мінералого-геохімічними ознаками «діафторовані» породи передової зони гідротермального метаморфізму відповідають хлорит-епідотовим пропілітам (за (Е. Плющев и др., 1986)), що розглядали їх як периферійні зони регіональних

(рудноносних) метасоматичних формацій, всередині яких знаходяться локальні (рудні) метасоматичні формації. Такі зміни проявлені як в динамометаморфітах, так і в слабо деструктованих тектонікою метаморфічних, ультраметаморфічних і магматичних утвореннях фундаменту УЩ. Лужні натрієві метасоматити ЦР і КР знаходяться на ділянці ореолів «діафторованих» порід з сумарною площею 1950 км². Структурну позицію цієї території визначено перетином ортогональної і діагональної систем глибинних розломів земної кори [13].

Рудні об'єкти **Ватутінського рудного поля** (однойменне уранове родовище і Східно-Курниківський торій-урановий прояв, уранові рудопрояви Казакова Балка й Південне) розташовані в районі перетину субмеридіональної Звенигородсько-Ганнівської (система меридіонального Канівсько-Новоукраїнського глибинного розлому (В. Крупенников, 1979) з північно-західною Оникієво-Лозуватською (Центральний розлом УЩ) та субширотною Суботівсько-Мошоринською зоною розломів [6]. У будові Ватутінського родовища кристалічний фундамент складено гранітоїдами кіровоградського комплексу (PR_1^1kg) віком (2065-2025) млн р. («Геохронологія...», 2008) Березівсько-Шевченківського гранітного валу (А. Комаров и др., 1991), де знаходяться численні релікти метаморфітів інгуло-інгулецької серії (PR_1^1ii). Оцінка геохімічного фону гранітів Березівського автохтонного масиву (302 проби) така: $w_{\phi}(U) - 2,7$ г/т, $w_{\phi}(Th) - 14,0$ г/т (Ю. Егоров и др., 1974). На захід від Звенигородсько-Ганнівської зони розломів у межах ІМБ лужних натрієвих метасоматитів і рудних об'єктів УНМ станом на сьогодні не виявлено. Цією ж зоною розломів обмежується поширення на захід магматичних основних і ультраосновних порід северинського дайкового комплексу (PR_1^2sv), які перетинають усі метаморфічні, ультраметаморфічні й інтрузивні утворення району, окрім магматитів корсунь-новомиргородського комплексу (PR_1^2kn). Кристалічний фундамент тут перетнутий Східно-Курниківською зоною розломів північно-західного простягання; її фрагментами є Головний Західний та Діагональний розломи. Також виявлені фрагменти субмеридіонального поясу жил пегматитів, пегматоїдних гранітів, аплітів PR_1^1kg . Найбільш молодими магматичними породами в районі родовища є діабазы, пікрити, вірогідно, северинського дайкового комплексу північно-західного Бобринецько-Андріївського дайкового поясу (БАДП). Субмеридіональний Новопавлівський розлом Звенигородсько-Ганнівської зони розсікає фундамент східніше території родовища.

Головним тектонічним порушенням Ватутінського родовища є зона розломів північно-західного простягання: Головний Західний та Діагональний розломи, які супроводжуються та оперяються численними дрібнішими диз'юнктивами. Простягання Головного Західного розлому – від 330° на півдні, до (320-310)° на сполученні з Діагональним розломом, далі до північного заходу – (300-290)°; падіння південно-західне – (80-85)° [6]. «Вертикальна» зональність головної стадії породотворення – рибекіт-егіринові альбітити тилкових зон змінюються у верхніх частинах метасоматичних тіл на хлорит-епідотові. Найбільш високотемпературні андрадит-діопсидові альбітити зустрічаються рідко (Н. Смолин и др., 1973).

Мінеральний склад тилкових зон лужних натрієвих метасоматитів (альбітитів) ранньої стадії породотворення Ватутінського родовища (об'ємна частка (ϕ), %):

альбіт – 60-95; темноколірні мінерали – 0-40: піроксени (егірин-діопсид, егірин) хлорити, епідоти; амфіболи (актиноліт, рибекіт); гранати (андрадит, та ін.); кварц – 0-35; завершальної стадії – флогопіт, хлорит, карбонати. Головні мінерали мікроклін-альбітових метасоматитів (%): мікроклін – 20-30; альбіт – 20-60; кольорові мінерали (переважно хлорит і епідот) – 0-30; кварц – 0-40. Акцесорні й рудні мінерали альбітитів – апатит, монацит, циркон, магнетит, гематит, титаніт, рутил, ільменіт, галеніт, пірит, халькопірит, сфалерит, зрідка – золото, радіогенний свинець та ін. (В. Обризанов и др., 1974; та ін). Відомі й рідкісні мінерали: стронціобарит, сенаїт ($PbFeFe_8Ti_{12}O_{38}$), Се-уекфілдит ($CeVO_4$), мінерали ряду коронадит ($PbMn_8O_{16}$) – голандит ($BaMn_8O_{16}$), V- і Sc-вмісні піроксени (егірин-діопсид ($w(V_2O_5)$ – до 2 %) і піроксен діопсид-егірин-джервіситового ряду ($w(Sc_2O_3)$ – до 12 %) (С. Бондаренко та ін., 2015).

У об'ємі метасоматитів родовища ф: хлорит-епідотових альбіт-мікроклінових метасоматитів – 34 %; актиноліт-діопсидових (іноді з рибекітом-актинолітом, егірин-діопсидом) альбіт-мікроклінових метасоматитів – 9 %; хлорит-епідотових альбітитів – 2 %; рибекит-егіринових альбітитів – 47 %; актиноліт-діопсидових (іноді з хлоритом та епідотом) альбітитів – 6 %; флогопітових (біотитових) (гідробіотитових) (з хлоритом, епідотом) альбітитів – 2 % (Б. Иванов и др., 2017).

Морфологія рудних тіл – пласто-штокверкоподібна, є характерною для рудних тіл усіх родовищ УНМ ЦР. За $w(U)$ руди Ватутінського родовища, переважно, бідні та рядові. Разом з тим трапляються ділянки багатих руд. Орієнтування рудних тіл збігається в плані з простяганням тіл альбітитів та розривів. За характером розподілу уранової мінералізації виділяються вкраплені, гніздово-вкраплені, прожилкові та мікропрожилкові руди. Укрупнені, гніздово-вкраплені текстури руд зустрічаються значно частіше за прожилкові та лінзоподібні (Н. Смолин и др., 1973; В. Обризанов и др., 1973). На глибоких горизонтах родовища розрізняють уранітовий та бранеритовий типи зруденіння [6, 19].

Хімічний склад рудних альбітитів Ватутінського родовища відрізняється від нерудних альбітитів (незалежно від вихідної породи) й вихідних порід значно більшою $w(CO_2)$. Оцінки $\acute{w}(CO_2)$ у вихідних породах – (0,14-0,23) %, нерудних альбітитах – (0,13-0,75) %, рудних альбітитах – (1,13-2,43) %. На мінеральному рівні це проявлено в наявності в рудах кальциту. У ряду вихідна порода→мікроклін-альбітовий метасоматит→нерудний альбітит→рудний альбітит збільшуються оцінки $\acute{w}(U)$, $\acute{w}(Th)$, $\acute{w}(V)$, $\acute{w}(Zr)$, $\acute{w}(Y)$, $\acute{w}(Yb)$, $\acute{w}(Be)$. Оцінка $\acute{w}(Ba)$ в нерудних альбітитах значно менша ніж у вихідних породах й метасоматитах проміжної зони, однак в рудних альбітитах більша ніж у нерудних (В. Обризанов и др., 1973).

За С. Карпенко (1975), вік уранових мінералів альбітитів Ватутінського родовища (U-Pb метод) – 1750 млн р. Натепер відома оцінка віку кристалів уранітиту з руди горизонту -460 м – $1752,4 \pm 0,6$ млн р. (С. Бондаренко та ін., 2015).

Рудні об'єкти **Новокостянтинівського, Партизанського і більшої частини Апрельського рудних полів** тяжіють до зон різнорангових розривних порушень ортогональної і діагональної систем розломів, що перетинають поліфазний Новоукраїнський масив алохтонних гранітів (О. Макивчук и др., 1977-2011; Н. Сыродоев и др., 1984-1986). Масив складено основними, середніми і кислими

магматичними породами новоукраїнського магматичного комплексу (PR_1^{2mi}) (И. Щербakov, 2005; та ін.) На рівні ерозійного зрізу кристалічного фундаменту ЦР в будові масиву переважають граніти гранат-біотитові, менша площа складена гранітами гранат-гіперстен-біотитовими, тіла монзонітів і габроїдів поодинокі. Жильна фаза – дрібнозернисті граніти, апліти, пегматити (В. Клочков та ін., 2001). Акцесорна мінералізація гранітів – апатит, циркон, монацит, пірит, у гіперстенумісних відмінах – +магнетит й ільменіт. Оцінка геохімічного фону граніту гранат-біотитового $w_{\phi}(U) = 1,32$ г/т, що значно менше кларку кислих порід земної кори – 4 г/т (Методичні рекомендації..., 2006), а $w_{\phi}(Th) = 21,30$ г/т. Оцінки КК нами розраховано за значеннями вимірів w мікроелементів у гранітах Новоукраїнського масиву (вихідні дані з роботи S. Cinely et al (2007), ISP-MS метод). Граніт гранат-піроксен-біотитовий геохімічно від'ємно спеціалізований на V, Co, Ni, Cu, Sr, Sn, Cs, Ta, W, U, але позитивно спеціалізований на Zr, La, Ce, Pr, Nd, Dy, Er, Pb, Th. Граніт гранат-біотитовий від'ємно геохімічно спеціалізований на V, Co, Sr, Sn, Cs, Ta, W, U, і позитивно спеціалізований на Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Pb, Th. Оцінка віку порід новоукраїнського комплексу – (2038-2025) млн р. («Геохронологія...», 2008).

Новокостянтинівське рудне поле знаходиться у північній частині Новоукраїнського масиву. Складається з Новокостянтинівського, Лісного, Доучаєвського родовищ урану і Мануйлівського і Залісного рудо проявів (П. Кинякин и др., 2007). Лужні натрієві метасоматити утворилися на ділянці перетину крупних розломних зон діагональної і ортогональної систем: північно-східної Глодоської; північно-західної – Оникієво-Лозоватської; субширотних – Суботівсько-Мошоринської і субмеридіональної – Новокостянтинівської зон розломів. Численні розломи, жили дрібнозернистих гранітів, аплітів і пегматитів, палеопротерозойські дайки субвулканічних порід основного і ультраосновного складу, ділянки гідротермально-змінених лужними натрієвими розчинами порід в кристалічному фундаменті створили складну структуру рудного поля.

Основні субвулканічні породи поля відносяться до групи габро (діабази, діабазові порфірити), також відомі лампрофіри й пікритові порфірити. Простягання дайок північно-західне ($320-330$)°, падіння північно-східне, круте. Дайковий пояс тут простежено впродовж 1000 м. В. Крупенніковим та ін. (1984) тут описані альбітизовані пікритові порфірити.

Новокостянтинівське родовище знаходиться у північній частині Новокостянтинівської зони розломів, яка перетинається із Західним розломом північно-східного простягання. Західний розлом складається з трьох куліс із загальним південно-східним падінням під кутами ($55-70$)°, які складені швами бластокатаклазитів, бластомілонітів, мілонітів, катаклазитів потужністю до перших метрів (Глодоська зона розломів). Серед лужних натрієвих метасоматитів Новокостянтинівського родовища зустрічаються: хлорит-епідотові, актиноліт-діопсидові (іноді з рибекітом-актинолітом, егірин-діопсидом) альбіт-мікроклінові (мікроклін-альбітові) метасоматити; хлорит-епідотові рибекит-егіринові; флогопітові (з хлоритом, епідотом) альбітити (Б. Иванов и др., 2017).

У центральній частині рудного поля до Новокосянтинівської зони примикають розломи північно-західного простягання Діагональній і Докучаєвський (вони є фрагментами Оникієво-Лозоватської зони розломів). Серед другорядних розломів ділянки переважають напрямки діагонального простягання. Тектонічні шви Діагонального розлому складено мілонітами, катаклазитами, брекчіями, роздробленими породами (падіння – у північно-східному напрямку під кутами (60-70)°). Перетин цього розлому з Новокосянтинівською зоною ускладнено жилами гранітів, дайками основних та ультраосновних порід. Дрібнозернисті граніти, що складають субгоризонтальне жильне тіло, представлені біотитовими, гранат-біотитовими гнейсоподібними і аплітоподібними лейкократовими і перехідними різновидами. Ця жила вкорінилася в крупнопорфіроподібні граніти по Дайковому розлому до початку процесів лужного метасоматозу, вона має північно-західне простягання, падіння 0-20° на захід-південний захід, потужність – до 25 м. Саме над жилою розвідані головні рудні тіла **Лісного родовища**. Однак на глибині рудні альбітити тяжіють до крутопадаючих швів Новокосянтинівської зони розломів (В. Низовский и др., 1980).

В об'ємі лужних натрієвих метасоматитів Лісного родовища ідентифіковані: хлорит-епідотових, актиноліт-діопсидові (іноді з рибекітом-актинолітом, егірин-діопсидом) альбіт-мікроклінові метасоматити, хлорит-епідотові, рибекит-егіринові, біотитові (гідробіотитові), й актинолітові альбітити (В. Низовский и др., 1980; П. Кинякин и др., 2007).

Докучаєвський розлом, що південніше примикає до Новокосянтинівської зони, також складний за внутрішньою будовою. У зоні розлому виділяються три паралельні гілки, віддалені одна від одної на (10-40) м. Тектонічні шви, що їх складають, представлені бластокатаклазитами, мілонітами, катаклазитами, брекчіями, роздробленими породами. Потужність швів змінюється від перших м до 20 м. Західна (основна) гілка Докучаєвського розлому, найбільш потужна і витримана, простежується на 1800 м; у плані має дугоподібну форму і змінює простягання від північно-західного (320-315)° до субмеридіонального. Падіння – північно-східне, східне під кутами (30-60)°. Тектоніти східної гілки представлені інтенсивно тріщинуватими і роздробленими породами, потужністю від 3 м до 40 м (П. Кинякин и др., 2007).

Ураноносні альбітити **Докучаєвського родовища** тяжіють до гілок Докучаєвського розлому. В об'ємі метасоматитів **Докучаєвського уранового родовища** виявлено: хлорит-епідотові, актиноліт-діопсидові (іноді з рибекітом-актинолітом, егірин-діопсидом) альбіт-мікроклінові метасоматити; хлорит-епідотові, рибекит-егіринові; флогопітові альбітити (Б. Иванов и др., 2017).

Для родовищ УНМ Новокосянтинівського рудного поля характерна наявність у мінеральному складі уранових рудних альбітитів карбонатів, що знаходить відповідне відображення в їхньому хімічному складі. Рудні відміни альбітитів відрізняються від нерудних й вихідних гранітів значно більшою $w(\text{CO}_2)$.

Вік рудних альбітитів Новокосянтинівського родовища (U-Pb метод): по уранітиту – (1835±25) млн р.; по акцесорному сфену – 1800±60 млн р. (Ген. типы..., 1995). Для руд Лісного і Докучаєвського відомі оцінки віку (U-Pb метод),

відповідно, (1740±85) млн р. і (1730±80) млн р. (Л. Комлев и др., 1980).

Апрельське рудне поле УНМ знаходиться в північно-західній частині Новоукраїнського масиву, і складається з Апрельського, Літнього уранових родовищ та Роженського, Декабрьського, Олександрівського, Степового торій-уранових рудопроявів, Захарівського і Розсоховатського уранових рудопроявів, Улянівського уран-торій-рідкісноземельно-фосфорного рудопрояву. Росоховатське та частини Улянівського уранових рудопроявів знаходяться в межах Улянівської смуги гнейсів і мігматитів північно-західного простягання (П. Кинякин и др., 2007). Відмінністю структури цього поля від інших урановорудних полів району є розташування родовищ і рудопроявів уздовж субширотних тектонічних швів Суботсько-Мошоринської зони розломів.

Відмінністю альбітитів **Апрельського рудного поля** від метасоматитів Новокосятинівського рудного поля й Ватутінського родовища є значна ф в об'ємах тилової зони актиноліт-діопсидової фації лужних натрієвих метасоматитів. Для Апрельського уранового родовища ф альбітитів актиноліт-діопсидової фації сягає 32 %, Літнього уранового родовища – 33 %, Олександрівського, Степового, Декабрьського, Роженського торій-уранових рудопроявів – 52 % від загального об'єму апогранітних метасоматитів (Б. Иванов и др., 2017).

Найбільша насиченість дайками основних порід відома в районі **Апрельського родовища**, де закартовано, принаймні, три поверхи малопотужних субгоризонтальних дайок основних порід і північно-західна дайка, а також декілька дайок субширотного простягання північного падіння [26, 4]. Було досліджено верхню субгоризонтальну дайку діабазу. Індикаторним виявилось значне збільшення у хімічному складі зміненого діабазу, як і в апогранітних альбітитах, $w(\text{Na}_2\text{O})$. Найменшу w цього компонента визначено в діабазі, що перетинає слабо «діафторований» граніт (проба 74Ф). У тилевій зоні мінімальну $w(\text{Na}_2\text{O})$ визначено в пробі 39Д (3,99 %), максимальні – у пробах 10Д, 11Д (відповідно, 6,04 % та 6,70 %), які відібрано з центральної частини зони альбітизації. На мінералогічно це проявилось в утворенні альбіта, який псевдоморфно замістив вихідний лабрадор та темноколірні мінерали та заповнив окремі тріщини [26, 5, 23].

У потужній дайці, яку було перетнуто свердловиною за межами основної зони лужного натрієвого метасоматозу, було виявлено зонки альбітитизації (m – до 1 см). Діабаз темно-зеленого кольору, однорідний, з дрібно-середньозернистою структурою з розміром зерен (0,5-2,5) мм. На контактах з гранітом структура дайки тонкозерниста, в середній – дрібно-середньозерниста. Ідіоморфізм плагіоклазу по відношенню до піроксену обумовлює гіпідіоморфнозернисту діабазову структуру. Мінерали (ф, %): головні – лабрадор № 56 – (65-70) %; клінопіроксен (15-20) %; вторинні – тальк-магнетитові псевдоморфози по олівіну – (5-7) %; актиноліт (?) – (1-2) %; другорядні – біотит – <1 %; рудний мінерал – (2-3) %. У зонці гідротермально-метасоматичних перетворень виокремлено тилу (аподіабазовий альбітит) і проміжну (альбіт+калієвий шпат+актиноліт+хлорит) зони. Аподіабазовий альбітит складено з альбіту, актиноліту, ільменіту, кальциту. Ідентифіковано дрібні кристали сфалериту, халькопіриту, титаніту, ортиту, циртолиту [14, 23], недиагностовану дрібну уран-торій-свинцеву фазу.

Партизанське рудне поле знаходиться в центральній частині Новоукраїнського масиву. Тут виявлено торій-уранові Партизанське і Кіровське родовища, Західноадабаський, Новоолексіївський, Західний, Захарівський, Олексіївський, Восточний рудопрояви, Сотницький прояв (Н. Сыродоев и др., 1986). У кристалічному фундаменті поля переважає граніт гранат-біотитовий, значно менше граніту гранат-гіперстен-біотитового, поодинокі тіла монцоніту. Складний ареал метасоматичних порід утворився у вузлі перетину північно-східної Адабаської зони розломів з потужним північно-західним БАДП. «Доальбітитові» дайки основного і ультраосновного складу северинського комплексу відомі в зонах лужного натрієвого метасоматозу цього рудного поля [3, 9, 21].

Петрографічні дослідження ультрабазитів поля дали основу для виділення серед них двох різновидів: 1) ультрабазитів, що помірно змінені постмагматичними процесами (поза зонами лужного натрієвого метасоматозу); 2) ультрабазитів, які зазнали значних постмагматичних перетворень (у зонах лужного натрієвого метасоматозу) [10, 17]. Ультрабазити, які помірно змінені епігенетичними процесами, – зеленувато-сірі дрібнозернисті однорідні породи. Від діабазу відрізняються, окрім кольору (діабазу – темно-зелені), «жирністю», яка відчувається на дотик. Ультрабазити складаються більш ніж на 90 % темноколірними мінералами: амфіболом, клінопіроксеном, псевдоморфозами сплутано-волокнистих агрегатів актиноліту по олівіну, флогопітом (ϕ – до 10 %). Виявлено дрібні вкраплення сульфідів (піротин, халькопірит, пентландит), циркону, бадделеїту і монациту, апатиту, скелетні кристали ільменіту. Хімічний склад найменш змінених зразків ультрабазитів відповідає ультраосновним породам – $w(\text{SiO}_2)$ (39,6-40,6) %. На відміну від типових представників гіпабісальних ультраосновних порід нормального ряду – пікритів, вони характеризуються підвищеною лужністю ($w(\text{K}_2\text{O}) + w(\text{Na}_2\text{O})$ – (2,8-4,8) %) з помітним переважанням $w(\text{K}_2\text{O})$ над $w(\text{Na}_2\text{O})$. Високі значення вимірів $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (6,4-10,7) % і $w(\text{TiO}_2)$ ((5-6) %) характерні для всіх вивчених зразків ультрабазитів. Для «нормальних» пікритів такі високі глиноземистість і титаносність не властиві, але є звичайними в сублужних ультрамафітах, наприклад, у слюдяних пікритих і кимберлітах. Цим визначається приналежність ультрабазитів до сублужної серії [10; 17].

У найбільш змінених зразках ультрабазитів з Кіровського родовища, окрім актиноліту, було виявлено лужні Na - Ca амфіболи рихтеритового ряду. Кристалізація рихтериту відбулася пізніше за актиноліт. Ці породи майже втратили первинний мінеральний склад, хоча різною мірою збереглися реліктові порфірові та мікролітові мікроструктури вихідної породи. Дрібнокристалічні альбіт і актиноліт є в основній масі пікритів, а також «залікували» тонкі тріщини, що перетинають пікрит [23].

Таким чином наявність альбітизованих діабазів й пікритів у зонах лужного натрієвого метасоматозу ЦР [4, 5, 10, 17, 25, 26] дає підставу уточнити **фактор рудоконтролюючий віковий («стратиграфічний»)** – руди УНМ утворилися після укорінення «доальбітитових» дайок основних і ультраосновних порід северинського магматичного комплексу ($\text{PR}_{1,sv}^2$). Відповідно, підтверджується необґрунтованість

розгляду В. Ключковим та ін. (2001) лужних натрієвих метасоматитів у складі кіровоградського ультраметаморфічного комплексу (PR¹kg).

Рудні поклади **Партизанського родовища** знаходяться поблизу головного шва Адабаської зони розломів – північно-східного Адабаського розлому. Проміжна зона лужного натрієвого метасоматозу тут складена: хлорит-епідотовими, актинолітовими; рибекіт-егіриновими й біотитовими мікроклін-альбітовими метасоматитами, тилова – хлорит-епідотовими, актинолітовими, рибекіт-егіриновими й біотитовими альбітитами. У загальному об'ємі метасоматитів переважають апогранітні альбітитами тилової зони (Н. Сыродоев и др., 1985). Нами досліджено піроксени із зразків альбітитів з наскрізного перетину Партизанської метасоматичної зони родовища з метою вивчення хімічного складу цих мінералів.

У результаті дослідження хімічного складу піроксенів із альбітитів Партизанського родовища виявлено кальцієві й кальцієво-натрієві різновиди цього мінералу. Атомне співвідношення Ca/(Ca+Na) в досліджених піроксенах змінюється від 0,2 до $\approx 0,5$ (егірин-діопсид(авгіт)) та від $\approx 0,8$ до 0,95 (діопсид). Набір визначених за співвідношенням Ca/(Ca+Na) видів піроксенів у досліджених альбітитах відрізняється від піроксенів альбітитів Новокосятинівського рудного вузла відсутністю «чистих» егіринів, а також наявністю окремих кристалів з підвищеною $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$. Присутність у одному перетині альбітитів піроксенів з різним хімічним складом є свідченням зміни фізико-хімічних умов утворення натрієвих метасоматитів протягом періоду їх формування. На ранній стадії високотемпературні асоціації апогранітних метасоматитів з кальцієвими піроксенами (й амфіболами) змінювалися у часі середньотемпературними парагенезисами з кальцій-натрієвими піроксенами (і амфіболами) [12, 32]. Відома оцінка віку уранітиту з альбітитів Партизанського родовища (U-Pb метод) (1808 ± 27) млн р. («Геохронологія...», 2008).

Кіровське торій-уранове родовище УНМ і більшість рудопроявів Партизанського рудного поля знаходяться на незначній відстані від Адабаського розлому (Н. Сыродоев и др., 1986).

В актиноліт-діопсидових альбітитах **Новоолексіївського рудопрояву** реліктовими мінералами-концентраторами U і Th визначено: – циркон, монацит [9, 12, 32]. Мінерали пневматоліто-гідротермально-метасоматичного походження: торит, фериторит, ураноторит (характеризуються значною домішкою La_2O_3 , Ce_2O_3 , Pr_2O_3 , Nd_2O_3 і P_2O_5 (перші мас. %)), ортит, бастнезит (?), церит (?), гідротермальний монацит (у одному випадку – по тріщині), кальцій-торій-урановий силікат [24].

У результаті проведеного дослідження хімічного складу проб з наскрізного перетину торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву виявлено, що відмінність значень вимірів $w(\text{Na}_2\text{O})$, $w(\text{K}_2\text{O})$, $w(\text{SiO}_2)$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ апогранітних «нерудних» альбітитів, у порівнянні з вихідними гранітами Новоукраїнського масиву, подібна відомим реконструйованим особливостям хімічних перетворень гранітів, які відбулися під час утворення тилових зон апогранітних лужних натрієвих метасоматитів (В. Обризанов, 1974; Д. Щербак, 1981; А. Мігута, 1983) [16, 32]. За наведеними в [9, 11, 15, 16, 18, 22, 31, 34, 36, 37] даними реконструйовано міграцію хімічних елементів при утворенні торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського

рудопрояву. За головної стадії гідротермально-метасоматичного породотворення апогранітних лужних натрієвих метасоматитів з об'єму земної кори, який зараз займають альбітити, флюїдами було вилуговано й винесено K, Rb, Ba, Cu, Si, Pb, відповідно, принесено й осаджено Na, Ca, Mg, P (?), Ga, Y (?), Th, U. Під час завершальної стадії флюїдами принесено й осаджено U, Th, Ti, Ca, Fe, Y, Mg, Nb, Mn, Ga, Rb, Ba, K [22].

У згаданому перетині торій-ураноносних альбітитів мінімальне (6 г/т) й максимальне (136 г/т) значення вимірів $w(\text{Nb})$ різняться в 23 рази, причому високі значення вимірів $w(\text{Nb})$ тяжіють до торій-уранового рудного перетину. Максимальне значення виміру $w(\text{Nb})$ у 7 разів перевищує кларк Nb у кислих породах земної кори [18, 31]. Виявився значимий статистичний зв'язок значень вимірів $w(\text{U})$, $w(\text{Th})$ з $w(\text{Nb})$, відповідні оцінки $r_{s\text{UNb}} = 0,73$, $r_{s\text{ThNb}} = 0,68$ [11]. Вирахувано оцінки $\hat{w}(\text{Nb})$ для вихідного граніту діафторованого – $17,0 \cdot 10^{-4} \%$, альбітиту «нерудного» – $16,8 \cdot 10^{-4} \%$, альбітиту «рудного» – $74,3 \cdot 10^{-4} \%$. Верифікацію вимірів, зокрема, вимірів $w(\text{Nb})$ було зроблено ICP–MS методом. За цими даними оцінки $\hat{w}(\text{Nb})$ для вихідного граніту «діафторованого» – $18,2 \cdot 10^{-4} \%$, альбітиту нерудного – $13,1 \cdot 10^{-4} \%$, альбітиту рудного – $58,9 \cdot 10^{-4} \%$ (за фонового значення $w(\text{Ta})$). На сьогодні встановлено, що головним мінералом-концентратором Nb в альбітитах рудопрояву є титаніт ($w(\text{Nb})$ – до $n \cdot 10^{-2} \%$), в одному випадку – не визначена фаза з Nb ($w(\text{Nb})$ – до 3 %), La, Ce).

Попередниками було наведено відомості про наявність підвищених значень вимірів $w(\text{Nb})$ у хімічному складі альбітитів: у 1976 р. Ф.Ракович опублікувала значення “среднего содержания” Nb в рудних відмінностях альбітитів – 0,012 % (Ф. Ракович, 1976); І. Мінеєва та ін. навели значення вимірів $w(\text{Nb})$ в сфенах з альбітитів: Ватутінського родовища – 1,0 % ($w(\text{Ta})$ – 0,1 %), Новокосянтинівського родовища – до 0,1 % ($w(\text{Ta})$ – до 1,0 %) (І. Мінеєва и др., 1980); І. Гаврусевич та ін. (1985) при характеристиці хімічного складу проби Th-U-рудного альбітиту Кіровського родовища опублікували значення виміру $w(\text{Nb})$ в цій породі – 39 г/т; дані О. Комарова наведені вище. За цими даними з'являються підстави визнати Nb елементом-супутником як Th-U зруднення Новоолексіївського рудопрояву [11], так і зруднення в лужних натрієвих метасоматитах ЦР у цілому. За даними Р. Maruejol (1988) варіація значень вимірів $w(\text{Nb})$ в деяких пробах альбітитів «нерудних» (“albitites”) Lagoa Real (Brézil) знаходиться в межах $(28-79) \cdot 10^{-4} \%$ (у більшій частині аналізів – “non dosé”), в альбітитах «рудних» (“albitites uranifères”) – $(42-157) \cdot 10^{-4} \%$.

У процесі принесення й осадження U і Th не приносилися і, відповідно, не було осаджено хімічні елементи першої (церієвої) підгрупи REE [22, 37]. З цього випливає, що під час утворення Th-U-рудних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву геохімічна історія легких лантаноїдів відрізнялася не тільки від U, а й від Th. Однак реконструйоване принесення й осадження значної маси Y при утворенні торій-уранових рудних альбітитів дало підставу для висловлення припущення щодо принесення й осадження хімічних елементів підгрупи важких лантаноїдів [22, 37]. Результати дослідження спектрів REE це підтвердили (рис. 1). За значеннями вимірів w , у хімічному складі порід ряду граніт гранат-біотитовий “діафторований” → альбітит «нерудний» → альбітит «рудний» Новоолексіївського

рудопрояву хімічні елементи групи REE розділено на дві групи. I група – хімічні елементи, оцінки \bar{w} яких мають тенденцію до зменшення. Це – REE_{La-Pr} . II група – хімічні елементи, оцінки яких збільшуються, це REE_{Sm-Lu} . Цим доведено принесення й осадження під час рудотвірних перетворень у той об'єм земної кори, який зараз займають торій-урановорудні альбітита дослідженого перетину, REE_{Sm-Lu} [41]. Проміжну позицію займає Nd, оцінка \bar{w} якого у альбітиті «нерудному» менша, ніж у граніті гранат-біотитовому «діафторованому», але і менша ніж у альбітиті «рудному», однак значно більша $w(Nd)$ у хімічному складі «видатної» за значеннями $w(U)$ і $w(Th)$ проби (див. [9]) [22, 41].

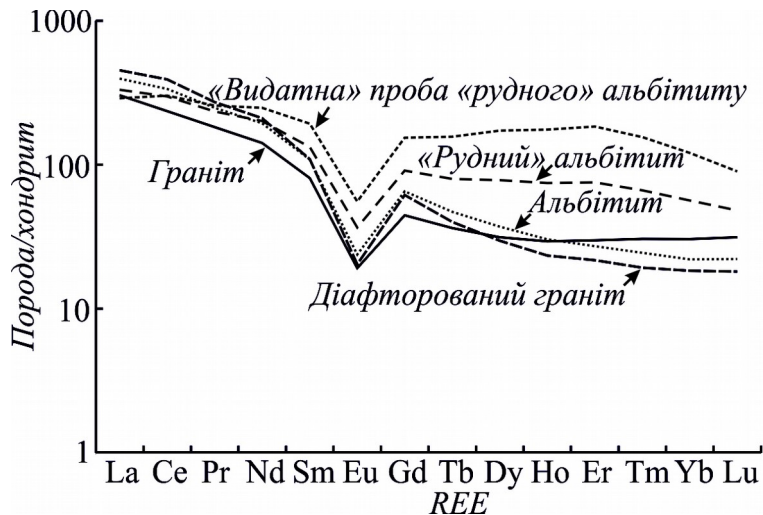


Рис. 1. Спайдердіаграми оцінок середніх арифметичних значень вимірів масових часток елементів групи REE у хімічному складі граніту гранат-біотитового Новоукраїнського масиву, граніту гранат-біотитового діафторованого, альбітиту апогранітного «нерудного», альбітиту апогранітного «рудного», і у «видатній» за значеннями вимірів масових часток урану і торію пробі альбітита «рудного» Новоолексіївського торій-уранового рудопрояву. Нормовано на значення оцінок масових часток цих елементів у хондриті CI (Sun et al (1986)) [41].

Уранові рудні альбітити відрізняються від торій-уранових рудних альбітитів, зокрема, значною концентрацією CO_2 , який зараз у рудах знаходиться, переважно, у складі карбонатів. У торій-уранових рудних альбітитах концентрація CO_2 несуттєво різниться у порівнянні з вихідними породами (за даними М. Сиродоева та ін. (1985), О. Маківчука та ін. (1977-1987)).

Четвертий розділ «Розподіл урану і торію в рудних об'єктах Центральноукраїнського урановорудного району». На рівні ерозійного зрізу кристалічного фундаменту рудні об'єкти УНМ району проявлені аномаліями U, Na, V, Y, CO_2 (В. Обризанов, 1973; П. Кинякин и др., 2007; Б. Іванов та ін., 2012).

За результатами статистичної обробки значень парних вимірів $w(U)$ і $w(Th)$ у альбітитах **Новоолексіївського рудопрояву** було визначено, що в торій-ураноносних альбітитах виділено два рівня концентрації як U, так і Th, та високий статистичний зв'язок цих хімічних елементів в «рудних» відмінах (рис. 2) [9, 15, 36].

Чотири рівня концентрації U було встановлено для вибірки значень вимірів $w(U)$ в альбітитах **Новокостянтинівського родовища** [7, 30] (див. таб. 1), причому для четвертої групи характерно високі значення вимірів $w(Th)$. Статистичний зв'язок U й Th для четвертої групи оцінено як високий.

Три рівня концентрації U й два Th виділено за результатами статистичної обробки вибірки значень парних вимірів $w(U)$ і $w(Th)$ у альбітитах **Кіровського торій-уранового родовища** (див. таб. 1, 2), та високий статистичний зв'язок цих

хімічних елементів в «рудних» відмінах (оцінки $r_s > 0,7$). Однак Th/U відношення зменшується з 0,49 для перетину на глибині до 0,20 – горішнього горизонту.

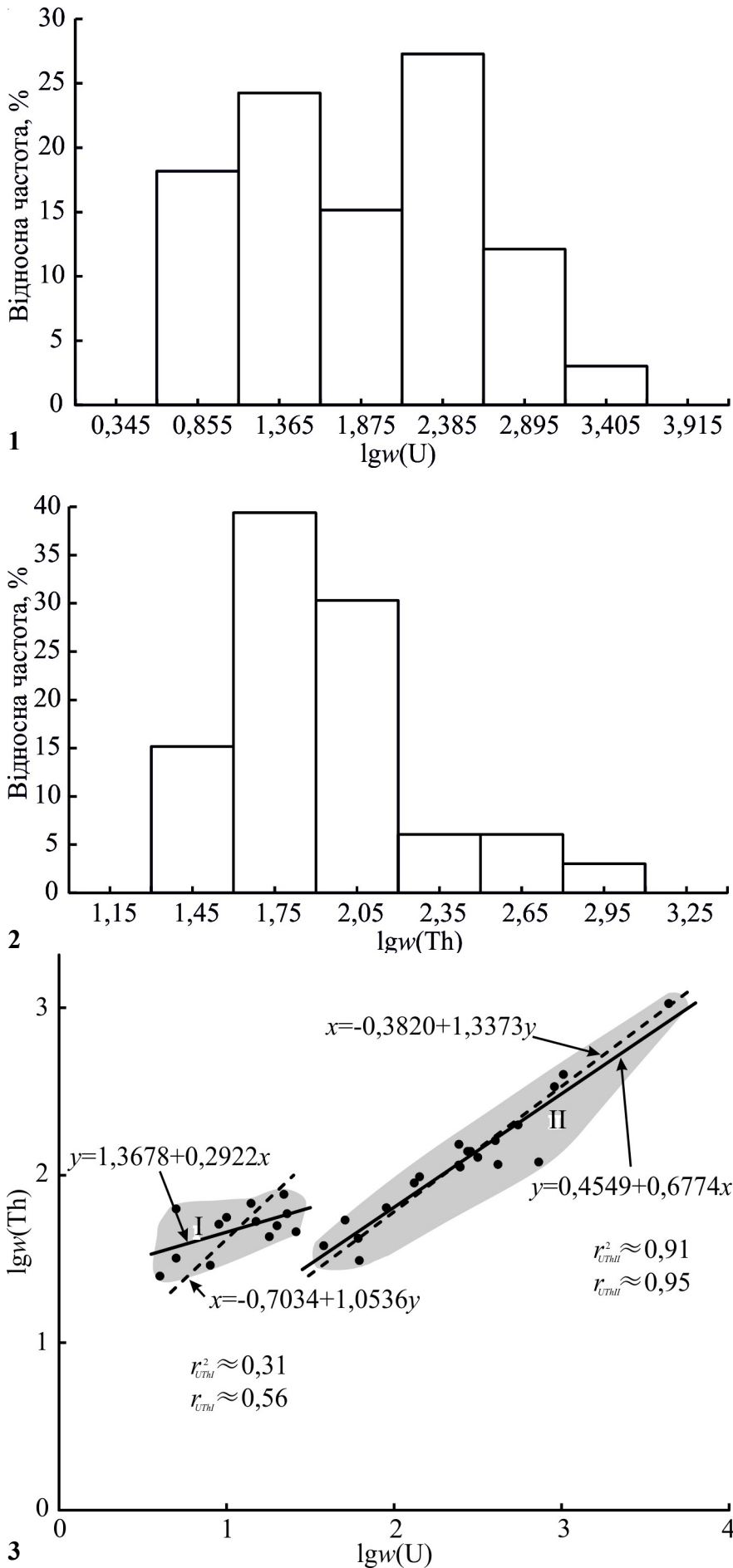


Рис. 2. Гістограма десяткових логарифмів значень вимірів $w(U)$ в альбітитах (1); гістограма десяткових логарифмів значень вимірів $w(Th)$ в альбітитах (2) діаграма розсіювання значень десяткових логарифмів вимірів $w(U)$ й $w(Th)$ в альбітитах (3) Новоолексіївського рудопрояву й лінійні рівняння регресій. I – сукупність парних значень $lgw(U)$ й $lgw(Th)$ вибірки «нерудних» альбітитів: $y=1,3678+0,2922x$ – лінійне рівняння регресії $lgw(Th)$ на $lgw(U)$; $x=-0,7034+1,0536y$ – лінійне рівняння регресії $lgw(U)$ на $lgw(Th)$.

r_{UMI}^2 – оцінка коефіцієнту детермінації $lgw(U)$ й $lgw(Th)$.

$r_{UMI} \approx 0,56$ – оцінка

коефіцієнту парної кореляції Пірсона $lgw(U)$ і $lgw(Th)$;

$Me(U) - 11,07 \cdot 10^{-4} \%$;

$Me(Th) - 47,8 \cdot 10^{-4} \%$.

II – сукупність парних значень $lgw(U)$ й $lgw(Th)$ вибірки «рудних» альбітитів:

$y=1,4549+0,6774x$ – лінійне рівняння регресії $lgw(Th)$ на $lgw(U)$; $x=-0,3820+1,3373y$ – лінійне рівняння регресії $lgw(U)$ на $lgw(Th)$.

r_{UMI}^2 – оцінка коефіцієнту детермінації $lgw(U)$ і $w(Th)$;

r_{UMI} – оцінка коефіцієнту парної кореляції Пірсона $lgw(U)$ й $lgw(Th)$;

$Me(U) - 253,8 \cdot 10^{-4} \%$;

$Me(Th) - 121,3 \cdot 10^{-4} \%$

Розрахунки автора, за даними КП «Кіровгеологія» [15].

Таблиця 1. Результати розрахунків оцінок медіан (Me) масових часток урану (ум. од.), коефіцієнтів концентрацій (КК) в альбітитах Новокосянтинівського, Апрельського, Кіровського родовищ й Новоолексіївського рудопрояву. Розрахунки автора за даними КП «Кіровгеологія»

| № з/п | Рудний об'єкт (кількість проб) | Геохімічний фон урану в граніті (10^{-4} %) | Оцінки значень медіан масової частки урану (ум. од.) та коефіцієнтів концентрації у виокремлених групах проб з альбітитів | | | | | | | | |
|-------|------------------------------------|--|---|-------|------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| | | | 0 | I | | II | | III | | IV | |
| | | | Me | Me | КК | Me | КК | Me | КК | Me | КК |
| 1 | Новокосянтинівське родовище (1654) | 1,32 | - | 11,8 | 9,0 | 99,2 | 75,1 | 866,0 | 656,4 | 14758 | 11180 |
| 2 | Апрельське родовище (322) | | - | 8,9 | 6,8 | - | - | 1137,5 | 861,8 | - | - |
| 3 | Кіровське родовище (184) | | - | 17,8 | 13,5 | 389,0 | 294,7 | 2511,9 | 1902,9 | - | - |
| 4 | Новоолексіївський рудопрояв (33) | | - | 11,07 | 8,4 | 253,8 | 192,3 | - | - | - | - |

Таблиця 2. Результати розрахунків оцінок медіан (Me) масових часток урану (ум. од.), коефіцієнтів концентрацій (КК) в альбітитах Новокосянтинівського, Апрельського, Кіровського родовищ й Новоолексіївського рудопрояву. Розрахунки автора за даними КП «Кіровгеологія»

| № з/п | Рудний об'єкт (кількість проб) | Геохімічний фон торію в граніті (10^{-4} %) | Оцінки значень медіан масової частки торію (ум. од.) та коефіцієнтів концентрації у виокремлених групах проб з альбітитів | | | | |
|-------|------------------------------------|--|---|------|-----|-------|------|
| | | | 0 | I | | II | |
| | | | Me | Me | КК | Me | КК |
| 1 | Новокосянтинівське родовище (1654) | 21,3 | 21,0 | 90,7 | 4,3 | - | - |
| 2 | Апрельське родовище (322) | | 22,9 | - | - | - | - |
| 3 | Кіровське родовище (184) | | - | 45,7 | 2,1 | 316,2 | 14,8 |
| 4 | Новоолексіївський рудопрояв (33) | | - | 47,8 | 2,2 | 121,3 | 5,7 |

Висновок про те, що в апогранітних альбітитах є декілька рівнів концентрації U [7, 30], було підтверджено результатами статистичної обробки значень вимірів $w(U)$ в альбітитах **Апрельського родовища**. Гістограма $Igw(U)$ виявилася двомодальною, на відміну від гістограми $Igw(Th)$, яка з одним модальним інтервалом. Оцінки значень $Me(U)$, $КК(U)$ у виокремлених групах наведено в таб. 1. За оцінкою $Me(Th)$ (див. таб. 2) альбітити родовища не суттєво відрізняються від вихідного граніту гранат-біотитового Новоукраїнського масиву.

Статистичну неоднорідність розподілу U підтверджено результатами обробки десяткових логарифмів значень вимірів потужності експозиційної дози гама-випромінювання (ПЕД) альбітитів, які були виміряні під час гама-каротажу сучасних свердловин Апрельського уранового родовища. Разом було задіяно 55704 значень вимірів ПЕД (дані КП «Кіровгеологія»). У результаті було виокремлено три

умовно-дискретних групи значень вимірів ПЕД (рис. 3). У першій виокремленій групі вимірів великий вплив має радіоактивність Th, тому не вдалося розрізнити рівень концентрації U, який мав бути близький до першого рівня концентрації в альбітитах родовища (див. таб. 1), але припущення, що в альбітитах декілька рівнів концентрації U – підтверджено.

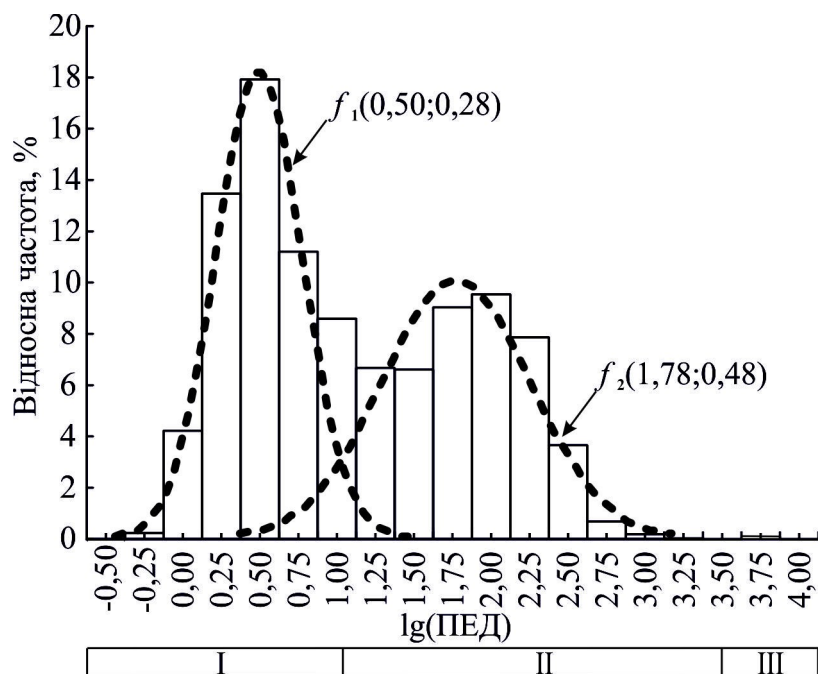


Рисунок 3. Гістограма десяткових логарифмів значень вимірів потужності експозиційної дози гамма-випромінювання альбітитів Апрельського родовища. Римськими цифрами позначено виокремлені групи; $f_1(0,50;0,28)$ та $f_2(1,78;0,48)$ – криві щільності вірогідності, відповідно, першої й другої груп (в дужках – параметри щільності вірогідності: перша цифра – оцінка математичного очікування; друга – оцінка середньоквадратичного відхилення). Класифікація й розрахунок параметрів щільності вірогідності виконано в пакеті *mclust*. Розрахунки автора за даними КП «Кіровгеологія»

Статистичний зв'язок U й Th у торій-уранових рудних альбітитах рудопроярів ЦР класифіковано як високий (Західний рудопрояр ($r_s = 0,73, 0,82$); Захарівський II рудопрояр ($r_s = 0,71$); Олександрівський рудопрояр ($r_s = 0,74; 0,80$); Степовий рудопрояр ($r_s = 0,79$); Роженський рудопрояр ($r_s = 0,73$)). Для багатих руд на глибокому горизонті (-460 м) Ватутінського родовища r_s становить 0,99 [19, 33].

Зв'язок U і Th в «рудних» альбітитах Партизанського родовища досліджено за значеннями $w(\text{Th})$ і $w(\text{U})$ в пробах найглибшого, проміжного і найближчого до рівня сучасного ерозійного зрізу перетинів. Кореляція U і Th на рівні найглибшого перетину класифікована як висока, проміжного – слабка, найближчого до рівня сучасного ерозійного зрізу кристалічного фундаменту – помірна (таб. 3). Однією з ознак, за якою «рудні» альбітита родовища різняться на різних гіпсометричних рівнях, визначено оцінки $Me(\text{Th})$. Оцінка $Me(\text{Th})$ «рудних» альбітитів найглибшого горизонту приблизно в чотири рази більша, ніж оцінки цього параметру «рудних» альбітитів проміжного й найближчого до сучасного рівня ерозійного зрізу фундаменту (див. таб. 3). За цими даними, «вертикальна» рудна зональність родовища ідентифіковано за наявністю на глибоких горизонтах торій-уранових руд, а на горішніх – уранових руд [21, 38].

Схожі на Партизанське торій-уранове родовище особливості розподілу і кореляції U і Th виявлено під час дослідження кореляції U і Th на різних гіпсометричних рівнях Лісного родовища урану (див. таб. 3). Варто зауважити, що перетини багатих руд Новокосятинівського, Ватутінського [19, 33] родовищ, із

значною концентрацією Th і високою оцінкою кореляції U і Th, також знаходяться на значних глибинах від поверхні кристалічного фундаменту (Новокостянтинівське родовище – горизонт -800 м; Ватутінське – горизонт -460 м).

Таблиця 3. Результати розрахунків оцінок середніх арифметичних десяткових логарифмів ($\lg' w$) і відповідних середніх геометричних (Me) коефіцієнтів (КК) і кларків (K_K) концентрацій, коефіцієнтів кореляції (r_s – Спірмена, r – Пірсона) значень вимірів масових часток урану й торію в «рудних» альбітитах з перетинів Лісного і Партизанського родовищ. Розрахунки автора за даними КП «Кіровгеологія»

| Рівень глибинності | Обсяг, проба | $\lg' w(\text{Th})$ | $\lg' w(\text{U})$ | $Me(\text{Th})$, ум. од. | $Me(\text{U})$, ум. од. | КК(Th) | КК(U) | $K_K(\text{Th})$ | $K_K(\text{U})$ | r_{sUTh} | r_{UTh} |
|--------------------------------|--------------|---------------------|--------------------|---------------------------|--------------------------|--------|-------|------------------|-----------------|------------|-----------|
| Партизанське родовище [21, 38] | | | | | | | | | | | |
| Найглибший | 35 | 1,9891 | 2,2584 | 97,5 | 181,3 | 4,6 | 137,3 | 8,1 | 60,4 | 0,87 | 0,84 |
| Проміжний | 77 | 1,4376 | 2,5123 | 27,4 | 325,3 | 1,3 | 246,5 | 2,3 | 108,4 | 0,22 | 0,20 |
| Горішній | 52 | 1,4000 | 2,4048 | 25,1 | 254,0 | 1,2 | 192,4 | 2,1 | 84,7 | 0,48 | 0,44 |
| Лісне родовище | | | | | | | | | | | |
| Найглибший | 7 | 1,9891 | 2,2584 | 96,9 | 227,2 | 4,5 | 172,1 | 8,1 | 75,7 | 0,78 | 0,93 |
| Проміжний | 40 | 1,5775 | 2,5842 | 37,8 | 383,9 | 1,8 | 290,8 | 3,1 | 128,0 | 0,34 | 0,37 |
| Горішній | 95 | 1,5191 | 2,7854 | 33,0 | 610,2 | 1,6 | 462,2 | 2,8 | 203,4 | 0,66 | 0,59 |

Високий статистичний зв'язок U і Th в рудних альбітитах з високими КК(Th) дали підставу для припущення, що більші частки від загальних мас цих хімічних елементів входять до складу торій-уранових мінералів.

Мінерали-концентратори Th й U відомі у складі альбітитів ЦР: ураноторит (Ватутінське, Новокостянтинівське родовища, Декабрьський, Степовий, Новоолексіївський, Мануйлівський рудопрояви), ураноторіаніт (Ватутінське й Кіровське родовища, глибокі горизонти Новокостянтинівського родовища, Західний рудопрояв), бранерит А (Докучаєвське родовище), уранініт з домішкою Th (глибини горизонти Ватутінського родовища, Кіровське родовище), торіаніт (Лісне родовище, Західний рудопрояв), торит (Ватутінське, Апрельське родовища, Західний, Декабрьський, Роженський, Олександрівський Новоолексіївський рудопрояви), малакон (Ватутінське, Партизанське, Новокостянтинівське родовища, Новоолексіївський Мануйлівський, Улянівський, рудопрояви), циртоліт (Новокостянтинівське родовище, Новоолексіївський рудопрояв), монацит гідротермальний (Апрельське родовище, Новоолексіївський рудопрояв), кальцій-торій-урановий силікат (Новоолексіївський рудопрояв), ортит (Апрельське, Партизанське, Кіровське родовища, Степовий, Роженський, Декабрьський, Олександрівський, Новоолексіївський рудопрояви) (В. Обризанов, 1973; О. Макивчук и др., 1977-1987; И. Минеева и др., 1980; Н. Сыродоев и др., 1986; Б. Гаврусевич и др., 1986; С. Бондаренко та ін., 2015; [24, 44, 45]). Концентрація Th й U в складі пневматоліто-гідротермальних торій-уранових мінералів свідчить про сумісну міграцію в рудоносному флюїді й осадження цих хімічних елементів при рудоутворенні. За цим у високотемпературному флюїді первинна ступінь окиснення U була U^{4+} (див. автореферативний виклад розділу II).

На початку дисертаційного дослідження було відомо, що в ураноносних лужних натрієвих метасоматитах ЦР U сконцентрований в реліктових мінералах вихідних порід: у гранітах – монацит й циркони (В. Обризанов, 1973; М. Ходоровський, 1992); у альбітитах – у гіпогенних мінералах, переважно, мінерали U^{4+} (уранініти, настурани, бранерити, торит, ураноторит, апатит, малакон, ортит, циртоліт, сфен), у гіпергенних (вторинних) мінералах альбітитів, переважно, мінерали U^{6+} – ураніл-іону: уранові черні, кофініт, уранофани, болтвудит, казоліт, ненадквіт (?), уран-титанові оксиди (за В. Обризанов, 1973; О. Макивчук и др., 1977-1987; И. Минеева и др., 1980; Н. Сыродоев и др., 1986; Б. Гаврусевич и др., 1986). У більшості випадків гіпогенні оксиди та титанати U^{4+} зазнали епігенетичних перетворень [24], які зараз ідентифікуються за ознаками розчинення кристалів, розвитку вторинних гіпергенних мінералів тощо. Однією з ознак, за якою розрізняються «древні» й «молоді» мінерали-концентратори U, є відношення $w(U)/w(Pb)$. У вторинних мінералах-концентраторах U (а це, переважно, мінерали ураніл-іону) значення вимірів $w(Pb)$ значно менші, ніж у «давніх» мінералах U^{4+} , що не дає підстав об'єднувати їх у первинний парагенезис.

Головними мінералами-концентраторами Th і U у вихідному граніті гранат-біотитовому Новоукраїнського масиву є монацит з $\dot{w}(Th) - 8,16\%$ і $\bar{w}(U) - 0,24\%$, оцінка \bar{w} якого в гранітах новоукраїнського комплексу 232 г/т, Я. Белевцев и др., (1974), і циркон – до 500 г/т, $\dot{w}(Th) - 172,1 \cdot 10^{-4}\%$ і $\dot{w}(U) - 759,3 \cdot 10^{-4}\%$ (за 23 вимірами, як наведено М. Ходоровським (1992)). У монациті із слабо зміненого граніту гранат-біотитового $\dot{w}(Th)$ становить 10,2 % («Ген. типи...», 1995); головним мінералом-концентратором REE тут є монацит, однак, у новоукраїнських гранітах значна w циркону, у якому $\dot{w}(U)$ сягає 1000 г/т («Ген. типи...», 1995).

У монациті з апогранітних альбітитів $\bar{w}(Th)$ значно менша – 0,82 % («Ген. типи...», 1995). При зменшенні $w(Th)$ в монациті з альбітиту, $w(Th)$ значно більша, ніж у вихідному граніті («Ген. типи...», 1995). У торій-ураноносних апогранітних альбітитах Th входить до складу уранініту, ураноторіаніту та ториту (И. Гаврусевич и др., 1986; «Ген. типи...», 1995) – мінералів, які не виявлено натепер у новоукраїнських гранітах (Я. Белевцев и др., 1974; М. Ходоровський, 1992). Відомо про ще одну відмінність у складі монацитів гранітів новоукраїнського комплексу і монацитів з апогранітних альбітитів – La-Ce склад останніх (частка цих компонентів в катіонній частині сягає 85 %) («Ген. типи...», 1995).

Результати дослідження мінерального складу мікроклін-альбітових метасоматитів Апрельського родовища урану [27] і торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву підтвердили припущення про розділення геохімічної історії Th від La і Ce [22, 41] в процесі утворення рудоносних альбітитів. Підтверджено, що магматичний монацит новоукраїнського гранат-біотитового граніту, який є головним мінералом-концентратором цих елементів, був нестійким під час утворення апогранітних альбітитів. За особливостями хімічного складу і мінеральних асоціацій, ідентифіковано розкладання і заміщення магматичного монациту пневматоліто-гідротермально-метасоматичними мінералами [27, 41, 24]. На початковій стадії перетворення, вочевидь, почалися з краю кристалів, де монацит розкладався на торит, апатит і бастнезит. Проміжна стадія ідентифікована за

наявністю всередині кристалів хатоніту (?) (ториту) й апатиту. Процеси корозії проникали всередину кристалів, які поступово ставали напіврозкладеними. Є випадки заміщення частини первинного об'єму кристалів монациту гематитом, ортитом, хлоритом. Фінальна стадія перетворень проявлена повним заміщенням новоутвореними мінералами первинного об'єму кристалів монациту. Наведено приклад, коли центральна частина кристалу монациту заміщено сумішшю ториту, гематиту і хлориту, яка облямовується бастнезитом, апатитом і поодинокими кристалами кварцу. Це дає підстави стверджувати, що існували умови для вилуговування, міграції та фракціонування некогерентних високозарядних елементів (HFSE) у процесі утворення альбітитів [24, 43].

У «рудних» альбітитах виявлено дрібні гідротермальні монацити з відношенням $w(\text{La}_2\text{O}_3)/w(\text{Ce}_2\text{O}_3) - 0,74-0,84$, $w(\text{La}_2\text{O}_3)/w(\text{Nd}_2\text{O}_3) - 3,68-5,21$ і $w(\text{Ce}_2\text{O}_3)/w(\text{Nd}_2\text{O}_3) - 4,94-6,20$ (у магматичних монацитах ці відношення становлять, відповідно, 0,46-0,50, 1,15-1,43 та 2,48-2,92), розраховано нами за даними Cinely et al (2008), і низькими значеннями вимірів $w(\text{ThO}_2)$. У всіх випадках ці монацити частково заміщені ортитом, із схожими відношеннями $w(\text{La}_2\text{O}_3)/w(\text{Ce}_2\text{O}_3)$, $w(\text{La}_2\text{O}_3)/w(\text{Nd}_2\text{O}_3)$ і $w(\text{Ce}_2\text{O}_3)/w(\text{Nd}_2\text{O}_3)$. У магматичному монациті граніту $w(\text{ThO}_2) - 9,77\%$, розраховано нами за даними S. Cinely et al (2008), у гідротермально-перетвореному магматичному монациті $w(\text{ThO}_2) - 6,04\%$; у гідротермальному монациті $w(\text{ThO}_2) - 0,28\%$ [24, 43, 44].

Хімічний склад торитів, фериторитів, ураноторитів з «нерудних» альбітитів має значні домішки La_2O_3 , Ce_2O_3 , Pr_2O_3 , Nd_2O_3 і P_2O_5 (перші мас. %), що інтерпретується походженням цих мінералів за гідротермально-метасоматичного розкладання магматичного монациту. Але в хімічному складі кальцій-торій-уранового мінералу «рудних» альбітитів w цих хімічних компонентів виявилися нижчими за поріг чутливості приладу (0,1 %), при цьому зафіксована значна домішка Y_2O_3 (перші мас. %). Тому не підтверджується походження концентрацій Th у «рудних» альбітитах тільки за рахунок гідротермально-метасоматичних переворотів магматичного монациту з вихідного граніту. Головна частка від маси Th у «рудних» альбітитах, як і U, була принесена рудоносними флюїдами з глибин Землі й осаждена у той об'єм земної кори, який зараз займають торій-уранові руди в натрієвих метасоматитах. На користь цього свідчать результати дослідження кореляції Th з хімічними елементами групи REE. За вирахуваними r_s для «нерудних» альбітитів, статистичний зв'язок Th з La, Ce і Pr класифікований як позитивний помірний; з Nd – слабкий; з Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu – відсутній. За r_s для «рудних» альбітитів кореляція Th з La – відсутня; з Ce і Pr – слабка; з Nd – помірна; з Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu – висока; з Dy, Ho, Er, Tm – дуже висока [41]. REE є характерними геохімічними супутниками U і Th (Д. Минеев, 1974), в ендегенних процесах породо- і рудотворення, причому Th властива певна двоїстість поведінки: під час високотемпературних процесів (наприклад при утворенні пегматитів) Th мігрував і осаджувався з рідкісними землями церієвої групи, у породах гідротермального генезису він асоціює з рідкісними землями ітрієвої групи (В. Невский и др., 1972). Останнє з'ясовано нами на прикладі Новоолексіївського рудопрояву [41, 42].

Наведені дані підтверджують пневматоліто-гідротермальний генезис концентрацій як Th, так і U в рудних альбітитах ЦР. При цьому основою для ідентифікації реліктових аномалій Th в рудних альбітитах від вихідних гранітів може бути саме ознака підвищених значень вимірів La, Ce, Pr і P у хімічному складі гідротермально-метасоматичних порід із помірною або високою оцінкою статистичного зв'язку Th з La, Ce, Pr, яка є наслідком сумісного входження цих хімічних елементів в реліктовий монацит або у продукти його гідротермально-метасоматичних перетворень. Однак не виключається можливість вилугування і переміщення міграційноздатних сполук Ce^{4+} , осадження цього хімічного елементу й утворення відповідних мінералів (бастнезиту, цериту, ізоморфною домішкою у торій-уранових чи уранових (U^{4+}) мінералах) в рудних тілах. Вочевидь, це було зафіксовано І. Мінесовою та ін. (1980) в рудних перетинах Новокосятинівського родовища: проба 2772/45р гл. 388 м – $w(\text{U}) - 1450 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{Th}) - 21 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{La}) - 111 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{Ce}) - 824 \cdot 10^{-4} \%$; проба 492/8п гл. 954 м – $w(\text{U}) - 21000 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{Th}) - 59,4 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{La}) -$, $w(\text{Ce}) - 9800 \cdot 10^{-4} \%$ Ватутінського (проба 721/380 гл. 380 м – $w(\text{U}) - 3400 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{Th}) - 11,1 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{La}) - 345 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{Ce}) - 1650 \cdot 10^{-4} \%$; проба 14-114 – $w(\text{U}) - 5600 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{Th}) - 11,6 \cdot 10^{-4} \%$, $w(\text{La}) - 207$, $w(\text{Ce}) - 1300 \cdot 10^{-4} \%$). Виявлений Се-уекфілдит в U рудах Ватутінського родовища (С. Бондаренко та ін., 2015) свідчить на користь цього припущення.

У *п'ятому розділі «Тектоніка і рудоносність Центральноукраїнського урановорудного району»* розглянуті на масштабних рівнях структур рудного району, рудного поля, родовища, рудного покладу (тіла).

Позиція ЦР на рівні урановорудної металогенічної провінції (Центральноукраїнської, Г. Афанасьєв и др., 2014) відповідає зоні перетину субширотної Дунайсько-Чернівецько-Девладівської наскрізної рудоконцентруючої структури (І. Чебаненко и др., 1991) із субмеридіональним мантийним швом Херсон-Смоленськ. На рівні урановорудної металогенічної області (Кіровоградської) – перетином північно-західного ранньопротерозойського Коростень-Корсунь-Октябрьського рифтогенного поясу (В. Крупенников, 1989) з Центральноукраїнською субширотною мегазоною активізації (Л. Галецький та ін., 2008) та Канівсько-Новоукраїнським глибинним розломом (В. Крупенников, 1989).

Особливістю тектонічної будови ЦР, КР та Криворізько-Кременчуцької металогенічної зони є січний характер дайкових поясів до переважаючого субмеридіонального простягання глибинних розломів, крупних тіл гранітоїдів і осей синформ метаморфічних порід фундаменту. Більшість «дорудних» (доальбітитових) дайок північно-західного напрямку утворюють БАДП. Менше розповсюдженими є субширотні дайки Девладівсько-Бутівської та Суботівсько-Мошоринської зон глибинних розломів. Окремі дайки – північно-східного простягання. Структури БАДП та Суботівсько-Мошоринського дайкового поясу “зрізані” магматитами Корсунь-Новомиргородського плутону [2, 8, 35].

БАДП та дайки Суботівсько-Мошоринської зони розломів у структурному плані регіону утворюють «клин/трикутник» з високою насиченістю фундаменту малими тілами, зокрема, тріщинними інтрузіями основних і ультраосновних порід. Східніше Криворізько-Кременчуцького розлому «клин» обмежений

субмеридіональним Ліховським дайковим поясом. Території ЦР і КР, Криворізько-Кременчуцького урановорудного району обмежуються цим «трикутником» з дайкових поясів. Розповсюдженість тріщинних інтрузій є регіональним тектономагматичним індикатором існування в докембрії магматичного осередку великої глибинності із зонально проявленими, але локальними розломами латерального розтягнення в епізоні. За аналізом структур району, геодинаміку зконсолідованого розломно-блокового фундаменту визначає домінуюче субширотне стиснення із імпульсними зміщеннями північно-західних здвигів діагональної системи розломів. Розтягнення розломів другого порядку вело до їх дивергенції, «розкриття» в епізоні, що було сприятливим для міграції, зокрема, рудогенних флюїдів [29, 35, 39].

Структурно-тектонічна позиція ЦР визначається розташуванням у вузлі перетину субмеридіональних зон (Звенигородсько-Ганнівської й Новокостянтинівської, Кіровоградської – для КР), з субширотними зонами (Суботівсько-Мошоринською й Девладівсько-Бутівською), та північно-західною (Оникієво-Лозуватською) і північно-східною (Глодоською) зонами глибинних розломів. Загалом, структурна позиція на рівні рудного поля визначається належністю до зони динамічного впливу відповідного «головного» розлому; позиція на рівні родовища – парагенезисом структур 2-го порядку щодо «головних» розломів новостворених і успадкованих позицій: L-, P-, R-, T-, R'-, Fd [3, 35].

Показано, що для локалізації рудних тіл досліджених родовищ ЦР «головними»/директивними були здвиги діагональної системи розломів. Так, для Апрельського, Літнього, Партизанського родовищ це були праві здвиги північно-східних зон розломів, які комплементарні до лівих здвигів північно-західних зон. Для Ватутінського, Новокостянтинівського і Докучаєвського родовищ головними були праві здвиги північно-західних розломів, а комплементарними, відповідно, ліві здвиги північно-східних зон. Інверсії напрямку здвигів, чи зміни стресу із субширотного на субмеридіональний, очевидні з симетрії на наших азимутальних діаграмах парагенезисів структур 2-го порядку щодо «головних» транскурентних розломів-здвигов усіх систем. Це є характерним для розломів регматичної сітки регіону. Такий висновок, на перший погляд, відмінний від реконструкції умов локалізації рудних тіл Кіровоградської зони розломів, головно, лівого субмеридіональний здвигу (за Н. Шафранською, 2012). Однак у масштабі ЦР така інтерпретація структур родовищ Кіровоградської зони є кінематично комплементарною щодо стадій правого здвигу північно-західних зон розломів, й тому є тотожною до умов формування Ватутінського, Новокостянтинівського і Докучаєвського родовищ. За протоактивізацій інверсії напрямку здвигів по діагональним і субмеридіональним зонам розломів регматичної сітки регіону, призводили до неодночасного «розкриття» певних розломів 2-го порядку, сприятливих для гідротермально-метасоматичних процесів на прогресивних етапах породо- і рудоутворення, а потім інфільтраційних (з перерозподілом U).

За реконструкціями **локальних рудоконтролюючих структурних факторів** показано, що сприятливі для утворення рудного покладу/тіла (у межах родовищ) були «вибіркові», R-T-позиції, серед спектру структур 2-го порядку – локальні розломи з компонентою розтягнення, в успадкованому, «дорудному» структурному

парагенезисі простого здвигу «головних» розломів ЦР. Найбільш сприятливою для локалізації рядових і багатих руд була саме Т-позиція. Зокрема, на розах-діаграмах показано максимуми простягання «багатих» U-рудних тіл, які, зазвичай, різняться на $(10-15)^\circ$ від максимумів простягання рудовміщуючих альбітитів. Це свідчить про здвигові деформації «рудного» етапу – рудні тіла тяжіють до R-позиції структур 2-го порядку щодо здвигу вздовж осі тіла вміщуючих альбітитів [1, 3, 6, 29].

У шостому розділі **«Перспективні критерії рудоносності Центральноукраїнського урановорудного району»** (за петрофізичним критерієм кореляції магнітної сприйнятливості й густини гірських порід) наведено результати дослідження розподілу r_{pk} на поверхні кристалічного фундаменту зазначених рудних полів, які знаходяться в межах Новоукраїнського масиву. Родовища зазначених рудних полів перебувають у межах площ r_{pk} менше 0,3, у найбільшій з яких знаходяться усі рудні об'єкти Новоколятинського рудного поля і Літне родовище Апрельського рудного поля [8, 28]. Рудні об'єкти Партизанського рудного поля (за винятком Сотницького рудопрояву) знаходяться в межах площі з r_{pk} менше 0,3, яка витягнута в субширотному напрямі [3], що відрізняється від північно-східного простягання головного шву Адабаської зони розломів. Апрельське родовище також знаходиться в контурі площі із значеннями оцінок r_{pk} менше 0,3.

У результаті дослідження розподілу r_{pk} виявлена наявність ділянок зі значеннями r_{pk} менше 0,3 на Злинківській ділянці. Тут відомі хлорит-епідотові альбітити і мікроклін-альбітові метасоматити, аномалії U у породах фундаменту (Б. Іванов та ін., 2012). За цим петрофізичним прогнозно-пошуковим критерієм підтверджено перспективність Злинківської ділянки для постановки пошукових робіт на виявлення родовищ УНМ.

«Геолого-генетична модель докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів Центральноукраїнського урановорудного району» (сьомий розділ) створена на основі даних геологічної будови, геохімічної спеціалізації порід кристалічного фундаменту, новітніх результатів структурно-парагенетичного аналізу, реконструкцій міграції хімічних елементів при утворенні УНМ та геологічних подій віку (2200-1720) млн р. ЦР.

За результатами дослідження реконструйована складна геохімічна історія U і Th під час утворення руд в лужних натрієвих метасоматитах. Наведені дані геологічної будови метасоматичних зон і хімічного складу порід свідчать про високу агресивність первинних глибинних флюїдів. З підйомом флюїдів, за їх дії на вихідні породи, окрім винесення Si, K, Ba, Rb і принесення й осадження Na, також перерозподілялися, виносилися і приносилися, зокрема, Ca, Y, Nb, Sc, Ti, REE, які були осаджені в товщах, зараз представлених апогранітними метасоматитами.

За головної стадії метасоматичних перетворень первинні U і Th вихідних гранітів частково перерозподілялися і виносилися із тилової зони лужного натрієвого метасоматозу. При цьому припускається, що головна маса мобілізованого з вихідних порід Th осадилася в проміжній зоні (мікроклін-альбітовій) разом із K, а значна частка U мігрувала далі і була осаджена в зоні «діафторезу». У зони альбітизації додатково приносилися й осаджувалися (утворювалися мінерали) U і Th. Реконструйовано, що на початку завершальної

(рудної) стадії метасоматичних перетворень в рудоносному флюїді також були міграційноздатні сполуки зазначених радіоактивних елементів. Наявність концентрацій U і Th пневматоліто-гідротермального генезису, які обумовлено утворенням торій-уранових мінералів у складі «рудних» альбітитів, свідчить про те, що міграційноздатними були комплексні сполуки U^{4+} [24, 43, 44, 45], імовірно, типу $[UCl_2]^{2+}$, $[UCl_3]^{1+}$ (за С Туровский и др., 1972).

Високотемпературний парагенезис темноколірних мінералів торій-уранового Новоолексіївського рудопрояву, ознаки принесення і осадження, зокрема, Nb і Ti [16, 18, 22], дають підставу вважати, що U^{4+} і Th^{4+} були принесені флюїдами за температури вище (450-500) °C у складі галоїдних комплексів при низькій фугітивності O_2 . Це відображено у складі темноколірних мінералів – діопсиді і актиноліті, у яких Fe^{2+} (умов для утворення рибекіту й егірину з Fe^{3+} не було) [24]. Зменшення температури флюїду призводило до збільшення фугітивності O_2 , можливо, відбувалося змішування гідротермального розчину з підземними метеорними водами. Збільшення леткості O_2 призвело до змін мінерального парагенезису темноколірних мінералів. Актиноліт-діопсидова асоціація високотемпературної фації змінилася на рибекіт-егіринову, яка в свою чергу змінилася на хлорит-епідотову, обидві – з гематитом. Це є основою для реконструкції еволюції форм перенесення U і в рудотвірних флюїдах: на високотемпературній U^{4+} (з Th^{4+} й іншими HFSE), U^{6+} – у складі сполук ураніл-іону на середньо-низькотемпературній [45]. За наведеними даними, асоціація U і Th в торій-ураноносних альбітитах ЦР визнана як парагенетична [9].

У тектоно-метасоматичних зонах, при зменшенні температури глибинних флюїдів (ймовірно, й завдяки домішуванню вадозних вод) могли бути умови для утворення нездатних до подальшої міграції сполук Th, і, відповідно, для переходу U у міграційноздатні сполуки ураніл-іону (ураніл-карбонатні?). Сприятливі тренди зменшення температури глибинних флюїдів й змішування могли виникнути в найбільш деструктованих ділянках зон розломів, перетинів розломних систем різних напрямків, тощо. Відповідно, на цих геохімічних бар'єрах і відбулося розділення геохімічної міграційної історії U і Th, що реконструйовано на прикладах рудних зон Партизанського і Лісного родовищ. На інших об'єктах не виникало умов для розділення U і Th у вертикальній пневматоліто-гідротермальній рудогенній колоні. Відповідно, на всьому інтервалі рудовідкладення утворювалися торій-уранові руди (Новоолексіївський рудопрояв, Кіровське родовище), з високою кореляцією U і Th (за принесення і відкладення достатньої маси цих компонентів руд). Якщо ж маса Th була набагато меншою ніж маса U, формувалися уранові руди з помірною і високою кореляцією цих елементів, але з аномальними значеннями $w(Th)$ [21, 45].

Результати реконструкції «вертикальної» рудної зональності апогранітних альбітитів Партизанського [21, 38], Лісного родовищ (див. таб. 2), з урахуванням значних концентрацій Th в уранових рудах глибоких горизонтів Новоколятинівського (див. таб. 1), Ватутінського [19] родовищ, сприяють ідентифікації регіональної рудної зональності УНМ ЦР. У глибинній («нижній»), частині рудогенної колони утворювалися торій-уранові руди (Кіровське родовище, Новоолексіївський, Олексіївський, Декабрьський, Олександрівський, Степовий,

Залісний рудопрояви, глибокі горизонти Партизанського й Лісного родовищ). У горішній частині колони – урановорудні об'єкти (середні й горішні горизонти Новокосятинівського, руди Апрельського й Літнього родовищ, горішні горизонти Партизанського родовища). Відповідно, проміжне положення займають руди з домішкою Th (глибокі горизонти Новокосятинівського, руди Докучаєвського, Лісного й Ватутінського родовищ). За нашою інтерпретацією, виявлена рудна зональність є різновидом фаціальної рудної зональності – зональність відкладання (за В. Смирнов (1976)). Причиною рудної зональності УНМ є взаємодія внутрішніх і зовнішніх геолого-геохімічних, магматичних факторів міграції радіоактивних й супутніх елементів.

Той факт, що торій-уранові й уранові рудні скупчення в апогранітних та апогнейсових альбітитах на усіх рудних об'єктах ЦР тяжіють до центральних частин альбітитових тіл (Н. Смолин и др., 1973; О. Макивчук и др., 1974-1983; Н. Сыродоев и др., 1979-1986) свідчить не на користь походження рудних концентрацій за рахунок метасоматичних перетворень бокових порід, які зараз доступні для обстеження. За цих перетворень частини U і Th вихідних порід мали б вилугуватися, перенестися і осадитися на геохімічних бар'єрах з утворенням підвищених концентрацій, зокрема, у проміжній і передовій зонах «горизонтальної» метасоматичної колонки, що з'ясовано за результатами попередніх досліджень. Це є додатковим свідченням пневматолітово-гідротермального походження концентрацій U й Th в рудах в альбітитах за рахунок міграції речовини з глибини Землі.

Локальний рудоконтролюючий віковий («стратиграфічний») фактор. Руди УНМ утворилися між укорінням «доальбітитових» дайок основних і ультраосновних порід северинського магматичного комплексу (PR_{1sv}^2) і становленням породної асоціації Корсунь-Новомиргородського плутону (PR_{1kn}^2), останнє – за даними (Л. Шмураева, 1981), дозволяє перейти до новітньої аргументації металогенічних тектоно-магматичних факторів утворення рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів.

Наведена сукупність геологічних і геохімічних даних більш аргументовано пов'язує походження рудоносних флюїдів і, відповідно, утворення рудних концентрацій в лужних натрієвих метасоматитах ЦР з глибинними процесами в літосфері, що призвели також й до утворення Корсунь-Новомиргородського складного плутону. Більш пізні за основні породи і граніти рапаківі руськополянські рідкіснометалеві граніти гр PR_{1kn}^2 цього плутону (М. Циба та ін., 2012), геохімічно спеціалізовані, зокрема, на U і Th [20]. Щодо закономірного характеру, розповсюдженості таких регіональних асоціацій свідчать розглянуті нами аналогії [37] з будовою рудного району Маунт-Айза (Mount Isa district, Australia), де відомі урановорудні родовища в альбітитах розломів, що перетинають докембрійські метаморфізовані вулканогенно-осадові породи на схід і південь від батоліту Сібелла (A. Wilde, 2013), в якому є також граніти рапаківі (D. Blake et al, 1984), з віком магматитів – (1675-1655) млн р. (E. Hoadlev, 2003). У складі батоліту Сібелла відомий масив дрібнозернистих гранітів Kitty Plains, які геохімічно спеціалізовані на U й Th (E. Hoadlev, 2003). Вік уранової мінералізації в альбітитах району – (1560-1510) млн р. (A. Wilde, 2013). Масиви рапаківі знані поблизу урановорудного району

Ар'єплуг-Арвідс'яар (Arjeplog-Arvidsjaur), північна Швеція, з родовищами U в лужних натрієвих метасоматитах (P. Adamek et al, 1977; U. Andersson, 1997). Анорогенні граніти А-типу магматичного комплексу Lagoa Real (J. Teixeira et al., 2010), вік – 1725 млн р. (L. Turpin et al, 1988), розповсюджені в районі Lagoa Real (Бразил) з родовищами U в альбітитах (P. Maruèjol et al, 1987), вік яких – 1397 ± 9 млн р. (L. Turpin et al., 1988) [39]. Це дає підстави розглядати анорогенний магматизм в групі металогенічних тектоно-магматичних факторів областей протоактивізацій докембрійських платформ, які обумовлювали утворення й рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів. У світлі зазначених регіональних аналогій геологічної будови та рудної спеціалізації районів посилюється обґрунтування щодо актуалізації пошуків родовищ УНМ в західному обрамленні Коростеньського складного анортозит-рапаківігранітного плутону.

Уточнена нами вікова послідовність геологічних подій статурійської протоактивізації (1840-1720) млн р. у центральній частині УЩ доповнює геолого-геохімічні аспекти уявлень Ф. Вольфсона і К. Корольова (1990) з генезису докембрійських уранових рудних альбітитів УЩ. По суті, усе це відомо з генетичної схеми ультраметаморфогенного рудоутворення Я. Белєвцева (1968, 1979) (мантійно-корова гіпотеза рудотворення) та узгоджується з сучасними уявленнями про багатоетапність концентрації рудної речовини: виникнення субрегіонального глибинного магматичного осередку мантійного походження збагаченого на некогерентні крупноіонні елементи (LILE), HFSE, Na, K, леткі компоненти, який на рівні сучасного ерозійного зрізу кристалічного фундаменту проявлений дорудними дайками сублужних пікритів; модельні уявлення щодо існування проміжного гібридного магматичного осередку за рахунок глибинної речовини і плавлення граніто-гнейсового прошарку; часткова кристалізація з диференціацією основної магми проміжного магматичного осередку й відділення рідини-розплаву, збагаченого на LILE і HFSE; тектоно-метасоматичний етап протоактивізації й утворення породної асоціації лужних натрієвих метасоматитів (PR_1^{mt}) і рудних об'єктів, які генетично пов'язані з цима метасоматитами; на завершальних етапах укорінення залишкових розплавів основного і кислого складу з проміжного магматичного осередку у верхню частину земної кори, кристалізація яких утворила порідну асоціацію Корсунь-Новомиргородського плутону і його масивів-сателітів (PR_1^{kn}); укорінення залишкових розплавів з проміжного магматичного осередку, що утворили русько-полянські рідкіснометалеві граніти [39, 22].

За узагальненням геолого-геохімічних, металогенічних даних утворення УНМ представляється у вигляді наступної якісної геолого-генетичної моделі (рис. 4):

- активізація зон глибинних розломів регматичної мережі. Регіональні геодинамічні умови – простий здвиг за субширотного стиснення;
- міграція високотемпературного слабо окисненого лужного пневматоліто-гідротермального флюїду магматичного походження, який був збагачений Na, V, Be, HFSE (в числі яких сполуки U^{4+}), по зонах розломів у верхню частину земної кори (до границі мезо- й епізони). Не виключається пульсаційне надходження флюїду;

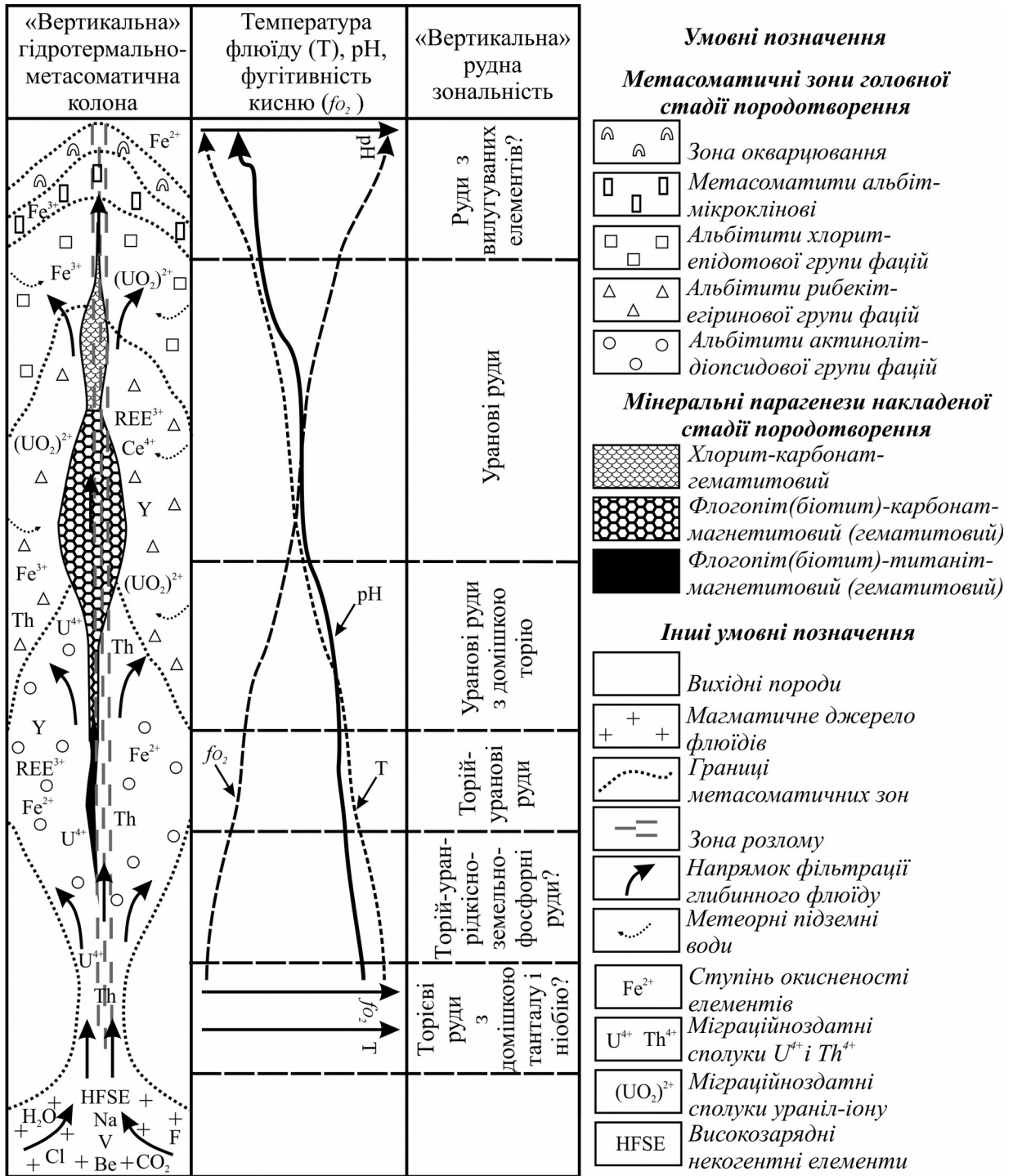


Рисунок 4. Геолого-генетична модель докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів* (1840-1800) млн р.** по алюмосилікатним породам центральної частини Українського щита (на основі реконструкцій вертикальної метасоматичної зональності*** геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибоких розломів) [45]

Примітки:

* на гідротермально-метасоматичній колоні наведено ступінь окиснення хімічних елементів із змінною валентністю, які мають принципове значення для генетичних реконструкцій. Знаком питання позначені типи руд, які на тепер достеменно не встановлено, або незрозуміле їхнє походження (уран-торій-фосфор-рідкісноземельні);

** оцінка вікового періоду – за (Геохронологія..., 2008);

*** Вертикальна метасоматична зональність – за (Б. Омеляненко, 1978; І. Минеева, 1980; В. Синицин, 1995) з доповненнями автора

– інфільтрація флюїду в зонах розломів (утворення пневматоліто-гідротермальної колони) з перетворенням вихідних бокових порід у фації головної стадії гідротермально-метасоматичного породотворення геологічної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів. Часткове вилугування, зокрема, U й Th з вихідних порід, міграція й осадження значної маси цих елементів поза тилової зони метасоматозу. Поступове остигання флюїду й концентрація V, Be, HFSE в залишкових порціях. Еволюція Eh (збільшення – встановлюється за ступенем окиснення Fe у головних породотвірних темнокольорових мінералах (у актиноліті й діопсиді глибинних фацій – Fe^{2+} ; егірині й рибекіті проміжних фацій – Fe^{3+}), зменшення рН розчину;

– утворення мінеральних парагенезисів накладеної (рудної) стадії гідротермально-метасоматичного породотворення. Зміна форми переносу U – на глибині міграційноздатні сполуки – U^{4+} , у проміжній і верхній частині колони – $(UO_2)^{2+}$. У глибинній (високотемпературній) частині метасоматичної колони формування флогопіт-титаніт-магнетитової/гематитової асоціації, для якої характерним була концентрація Th й U (мінерали-концентратори U й Th: уранініт з Th, бреггеріт (натепер не виявлено, але можливе утворення), ураноторіаніт, ураноторит, торит, кальцій-торій-урановий мінерал, пневматоліто-гідротермальні монацит, циртоліт, малакон, ортит). У проміжній частині колони – флогопіт(біотит)-карбонат-магнетитова/гематитова; у нижній частині – уранові руди з домішкою Th (мінерали концентратори U – уранініт з Th, бранерит з Th, ураноторит, ураноторіаніт, циртоліт, титаніт); у верхній частині – уранові руди, у яких мінерали-концентратори U. У верхній частині колони – хлорит-карбонат-гематитова з уранінітом, настураном, бранеритом, кофінітом (?).

За реконструйованим принесенням й осадженням Nb й Th, розділенням геохімічної історії U й Th під час рудотворення не виключається наявність у глибинній частині колони торієвих (уран-торієвих) руд (або геохімічних аномалій) з Ta і Nb і аномальними відношенням Ta/Nb [45].

Невизначеною залишається позиція уран-торій-рідкісноземельно-фосфорних руд (частина Улянівського рудопрояву, окремі перетини Новокосятинівського і Докучаєвського родовищ). Імовірно, підвищені концентрації Th, P і REE цьому типі руд є реліктовими від вихідних порід. Однак, положення малакон-апатитових руд на Жовторіченському родовищі (Криворізько-Кременчуцька смуга) дає підставу зарахувати торій-уран-рідкісноземельно-фосфорні руди до найглибших з відомих (за И. Минеева и др., 1980) в регіональній вертикальній пневматоліто-гідротермальній колоні УНМ. Для утворення скандій-ванадієвих руд визначальним була ступінь насичення Al і Fe в хімічному складі вихідних порід (спрятливі: кварцити, мрамори, кальціфіри) (В. Синицин та ін., 2006, 2009).

За суттю геолого-геохімічної моделі (див. рис. 4), ми повертаємося до уявлень С. Смірнова (1947), Ю. Білібіна (1955) і Я. Белєвцева (1979), що рудоносні флюїди не обов'язково є похідними від магматичних порід, які відомі довкола рудних об'єктів. Однак, сукупність наведеної нами новітньої геохімічної й структурно-тектонічної аргументації дозволяє більш системно пов'язати генезис рудоносних флюїдів й відповідних рудних концентрацій у лужних натрієвих метасоматитах

центральної частини УЩ з регіональними глибинними процесами магмогенерацій [39]. Формування пневматоліто-гідротермальних уранових, торій-уранових, скандій-ванадієвих, уран-торій-рідкісноземельно-фосфорних руд в натрієвих метасоматитах зон глибинних розломів розглядається як результат довготривалої еволюції і розвантаження рудної речовини в структурно обумовлених ділянках (при)розломних зон (суб)регіональної магмато-пневматоліто-гідротермальної колони. Ініціальними чинниками утворення (прото)рудної колони уявляються процеси диференціації речовини в глибинних магматичних осередках областей тектоно-магматичних протоактивізацій, пневматоліто-гідротермальні ексгалати котрих утворили формацію ураноносних (рудоносних) натрієвих метасоматитів, магматичні диференціати – анорогенні граніти, в Інгульському мегаблоці Українського щита – граніти А-типу анортозит-рапаківігранітного Корсунь-Новомиргородського плутону.

ВИСНОВКИ

1. В альбітитах Центральноукраїнського рудного району встановлено кілька статистично обґрунтованих рівнів концентрації торію й урану відносно вміщуючих порід: чотири рівня урану (два – торію) в ураноносних альбітитах; три рівня урану і два торію – у торій-ураноносних альбітитах. Це є ознакою з багатоетапності процесів концентрації урану та реконструйованої автором – торію.

2. Позитивна висока кореляція урану і торію та концентрація цих елементів у пневматоліто-гідротермальних торій-уранових мінералах є свідченням сумісного принесення й осадження цих радіоактивних елементів (уран – у ступені окиснення U^{4+}) при утворенні торій-уранових рудних альбітитів, що є одним із доказів ендегенного генезису рудоносних флюїдів. Торій і уран – парагенетична асоціація елементів у торій-ураноносних альбітитах родовищ, комплексних рудних об'єктів. Реконструйована сумісна міграція цих елементів у рудотвірних флюїдах є критерієм глибинності джерела флюїдів.

3. Ніобій та кальцій, титан, ітрій, рідкісноземельні елементи (самарій – лютецій) визначено як елементи-супутники торій-уранового зруденіння Новоолексіївського рудопрояву. Торій-уранові рудні альбітити рудопрояву формувалися при принесенні і осадженні ніобію без утворення відповідних аномальних концентрацій танталу. Це є додатковим аргументом на користь пневматоліто-гідротермального генезису аномалій ніобію та торій-уранових руд.

З'являються підстави розглядати некогерентні високозарядні елементи як парагенетичні в комплексному зруденінні в лужних натрієвих метасоматитах рудного району й індикаторами глибинного магматичного походження рудотвірних флюїдів.

4. «Вертикальна» рудна зональність Партизанського родовища є основою реконструкції регіональної «вертикальної» рудної зональності формації ураноносних натрієвих метасоматитів Центральноукраїнського урановорудного району. На глибоких горизонтах регіональної пневматоліто-гідротермальної колони – торій-уранові руди, на горішніх – уранові руди. Це є мінералого-геохімічним критерієм прогнозу складу зруденіння у розрізі, та розглядатися у якості фактору

глибини ерозійного зрізу.

Геохімічні та мінералогічні ознаки різного ступеня окиснення урану в рудотвірному флюїді (в глибинних частинах колони – U^{4+} , а в проміжних та верхніх – U^{6+}), відмінні парагенезиси рудних та супутніх елементів у вертикальному розрізі альбітитів індикують несталість фізико-хімічних параметрів рудотвірної системи, зокрема, фугітивності кисню. Тим самим аргументовано напрямок міграції флюїдів прогресивних стадій метасоматозу та рудоутворення з глибини до поверхні Землі, а також додаткові геохімічні ознаки «глибинності» походження зруденіння.

5. Утворення рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів розглядається як наслідок диференціації речовини в крупному глибинному магматичному осередку, пневматоліто-гідротермальні ексгаліти котрого утворили формацію ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів у зонах глибинних розломів; магматичні диференціати, зокрема, складний анортозит-рапаківігранітний Корсунь-Новомиргородський плутон, окремі фази якого геохімічно спеціалізовані на уран і торій. Наявністю в геологічній будові області статурійської тектоно-магматичної протоактивізації Українського щита гранітів А-типу Корсунь-Новомиргородського плутону аргументовано рудоконтролюючий магматичний фактор докембрійської рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів у зонах глибинних розломів центральної частини Інгільського мегаблоку щита.

Наявність масивів з гранітами А-типу в районах з родовищами урану в натрієвих метасоматитах Маунт-Айза (Кімберлі-Дарвінський щит), Ар'єсплуг-Арвідс'яар (Балтійський щит), Лагоа-Реал (Бразильський щит) дає підстави розглядати анорогенний магматизм в групі металогенічних тектоно-магматичних факторів областей протоактивізацій докембрійських платформ, які зумовлювали утворення й рудної формації ураноносних (рудноносних) натрієвих метасоматитів.

Перелік публікацій за темою дисертації

I. Статті у фахових виданнях:

1. Занкевич Б. О. Структурна позиція тіл метасоматитів і дайок Новокостянтинівського рудного поля Новоукраїнського масиву УЩ / Б. О. Занкевич, **І. І. Михальченко**, Н. В. Шафранська // Наукові праці Донецького національного технічного університету. – 2011. – Вип. № 15 (192). – С. 153-161. (Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).

2. Іванов Б. Н. Формація лужних натрієвих метасоматитів центральної частини Українського щита (мінералого-петрографічні типи й структурна позиція) / Б. Н. Іванов, О. Ф. Маківчук, **І. І. Михальченко**, Н. В. Шафранська // Збірник наукових праць УкрДГрІ. – 2011. – № 2. – С. 43-55. (Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).

3. Михальченко И. И. Структурная позиция тел ураноносных щелочных натриевых метасоматитов в зоне Адабашского разлома / И. И. Михальченко, Н. В. Шафранская // Мінералогічний журнал. – 2011. – Т. 33.– № 1 – С. 79-87. (Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).
4. Михальченко І. І. Актинолітова фація апобазитових лужних натрієвих метасоматитів / І. І. Михальченко, В. О. Синицин // Геохімія та рудоутворення. – 2012. – Вип. 31-32. – С. 77-87. (Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).
5. Иванов Б. Н. Речовинне перетворення дайок діабазу в ореолі апогранітних лужних натрієвих метасоматитів / Б. Н. Иванов, **І. І. Михальченко**, В. О. Синицин, В. В. Загородній // Доповіді Національної академії наук України. – № 9. – 2013. – С. 122-127. (Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).
6. Иванов Б. Н. Ураноносні натрієві метасоматити Ватутінського родовища (особливості мінерального складу і структурна позиція) / Б. Н. Иванов, Б. О. Занкевич, **І. І. Михальченко**, Н. В. Шафранська // Геохімія та рудоутворення. – 2013. – Вип. 33. – С. 33-41. (Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).
7. Михальченко І. І. Оцінка концентрації урану в альбітитах Новоколястинівського родовища (Український щит) / І. І. Михальченко // Пошукова геохімія та екологічна геохімія. – 2014. – Т. 14-15. – № 1-2. – С. 61-69.
8. Михальченко И. И. Положение урановорудных натриевых метасоматитов Новоколястиновского рудного поля относительно зон с нарушенной корреляцией плотности и магнитной восприимчивости пород поверхности кристаллического фундамента, Украинский щит / И. И. Михальченко // Геоінформатика, 2014. – № 3. – С. 33-39.
9. Михальченко І. І. Статистичний зв'язок урану й торію в рудоносних альбітитах Новоолексіївського рудопрояву (Український щит) / І. І. Михальченко // Науковий вісник Національного гірничого університету. – 2015. – № 1. – С. 36-41. (Scopus).
10. Митрохин А. Геологическая позиция и вещественный состав пикритов Новоукраинского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) / А. Митрохин, Е. Вишневская, В. Гаценко, **И. Михальченко** // Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка. – 2014. – № 4 (67). – С. 33-37. (Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).
11. Михальченко І. І. Геохімія ніобію, торію, урану в альбітитах Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Андреев // Геохімія та рудоутворення. – 2015. – Вип. 35. – С. 19-28. (Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).

- 12.** Синицин В. О. Хімічний склад піроксенів з альбітитів зони Адабаського розлому (Новоукраїнський масив, Український щит) / В. О. Синицин, **І. І. Михальченко**, А. Ю. Шевела // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету. – 2014. – № 1-2. – С. 50-60 (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).
- 13.** Иванов Б. Н. Минералого-геохимическая характеристика и особенности пространственного распространения диафорированных пород центральной части Украинского щита / Б. Н. Иванов, **И. И. Михальченко** // Мінеральні ресурси України. – 2015. – № 3. – С. 39-44. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).
- 14.** Вишневська Є. О. Мінералого-петрографічні особливості долеритів Апрельського родовища (Інгульський мегаблок українського щита) / Є. О. Вишневська, **І. І. Михальченко**, О. В. Митрохин // Науковий вісник Національного гірничого університету. – 2015. – № 2. – С. 31-38. (**Scopus**). (*Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків*).
- 15.** Михальченко І. І. Уран і торій в альбітитах Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко // Мінералогічний журнал. – 2015. – Т. 37. – № 4. – С. 85-97. (**РИНЦ**).
- 16.** Михальченко І. І. Хімічний склад торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, В. В. Загородній, В. О. Синицин // Пошукова геохімія та екологічна геохімія. – 2015. – Т. 16. – № 1. – С. 37-45. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).
- 17.** Митрохин А. В. Петрология, геохимия и рудоносность ультрамафических даек Новоукраинского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) / А. В. Митрохин, Е. А. Вишневская, В. А. Гаценко, Т. В. Митрохина, **И. И. Михальченко**, Л. В. Шумлянский // Мінералогічний журнал. – 2016. – Т. 38. – № 1 – С. 42-57. (**РИНЦ**). (*Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків*).
- 18.** Михальченко І. І. Ніобій у торій ураноносних альбітитах Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Андреев // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету. – 2015. – № 2 (34). – С. 62-67. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).
- 19.** Михальченко І. І. Уран і торій в рудних альбітитах глибоких горизонтів Ватутінського родовища (Український щит) / І. І. Михальченко, Б. Н. Иванов // Геологічний журнал. – 2016. – № 3 – С. 31-42. (**РИНЦ**). (*Обґрунтування*

актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).

20. Михальченко І. І. Уран і торій у русько-полянських рідкіснометалевих гранітах (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит) / І. І. Михальченко, О. В. Заяць, О. В. Андреев // *Геохімія та рудоутворення*. – 2016. – Вип. 36. – С. 35-46. *(Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).*

21. Михальченко І. І. Кореляція урану і торію в «рудних» альбітитах Партизанського родовища, Український щит / І. І. Михальченко // *Мінералогічний журнал*. – 2016. – Т. 38. – № 4. – С. 54-65. **(РИНЦ)**.

22. Михальченко І. І. Міграція хімічних елементів у процесі утворення торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Андреев, В. В. Загородній, О. В. Заяць // *Геохімія та рудоутворення*. – 2016. – Вип. 37. – С. 86-99. *(Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).*

23. Митрохин О. Постмагматичні зміни в породах долерит-діабазової формації Новоукраїнського дайкового поля (Інгульський мегабок Українського щита) / О. Митрохин, А. Омельченко, Т. Митрохина, В. Гаценко, Є. Вишневська, **І. Михальченко** // *Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка*. – 2017. – № 3(78)– С. 11-16. **(Web of Science)**. *(Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).*

24. Михальченко І. І. Монацити в торій-ураноносних альбітитах Новоолексіївського рудопрояву (Український щит) / І. І. Михальченко, О. В. Андреев // *Геохімія та рудоутворення*. – 2017. – Вип. 38. – С. 32-49. *(Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).*

II. Матеріали і тези конференцій:

25. Михальченко И. И. Метасоматические преобразования диабазовых даек в ореоле натриевых щелочных метасоматитов Новоукраинского гранитоидного массива / И. И. Михальченко, В. А. Синицин // *Теоретичні питання і практика дослідження порід і руд (до 70-ти річчя Віктора Степановича Монахова): тези доповідей наукової конференції, 14-16 березня 2012 р., ІГМР НАН України, м. Київ*. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2012. – С. 56-58. *(Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).*

26. Иванов Б. Н. О взаимоотношении даек диабазов с натриевыми щелочными метасоматитами на примере Апрельского месторождения (западная часть Новоконстантиновского урановорудного узла) / Б. Н. Иванов, **И. И. Михальченко**, В. Р. Морозенко, И. И. Аширова // *Теоретичні питання і практика дослідження порід*

і руд (до 70-ти річчя Віктора Степановича Монахова) : тези доповідей наукової конференції, 14-16 березня 2012 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2012. – С. 35-36. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

27. Хлонь О. А. Співвідношення між монацитом та аланітом в натрієвих лужних метасоматитах Апрельського родовища урану (Новоукраїнський гранітоїдний масив УЩ) / О. А. Хлонь, О. В. Андреев, В. О. Синицин, **І. І. Михальченко** // Теоретичні питання і практика дослідження порід і руд (до 70-ти річчя Віктора Степановича Монахова) : тези доповідей наукової конференції, 14-16 березня 2012 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2012. – С. 81-83. (*Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків*).

28. Михальченко И. И. Распределение оценки коэффициента парной корреляции плотности и магнитной восприимчивости пород поверхности кристаллического фундамента Новокопчановского рудного поля, Украинский щит. [Электронный ресурс] : Матеріали XIII Міжнародної конференції [“Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти”] (К., 12-15 травня 2014 р.) / И. И. Михальченко. – 1,049 Мб. – К. : ВАГ, 2014. – 1 електрон. опт. диск (CD-ROM) . 12 см. – Систем. вимоги: Pentium 32 Mb RAM Windows 95, 98, 2000, XP, 7 . Adobe Reader 9.3. – XIII Міжнародна конференція “Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти”.

29. Занкевич Б. О. Геолого-динамічні передумови ураноносності Інгульського мегаблоку Українського щита / Б. О. Занкевич, **І. І. Михальченко**, О. М. Пономаренко // Геохронологія і геодинаміка раннього докембрія (3,6-16 млрд лет Евразийского континента : Збірник тез доповідей Міжнародної наукової конференції присвяченої 90-річчю академіка НАН України України М.П.Щербака, 16-17 вересня 2014 р., ІГМР НАНУ, м. Київ, 2014. – С. 48-49. (*Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків*).

30. Михальченко І. І. Рівні концентрації урану в альбітитах Новокостянтинівського родовища, Український щит / І. І. Михальченко // Актуальные проблемы поисковой и экологической геохимии : сборник тезисов Международной научной конференции, 1-2 июля 2015 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : 2014. – С. 146-148.

31. Михальченко І. І. Вміст ніобію в складі торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Андреев // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців : матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції., 26-28 березня 2015, КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг : КНУ, 2015. – С. 87-91. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

32. Синицин В. О. Особливості хімічного складу піроксенів альбітових метасоматитів Адабашської зони розломів, УЩ / В. О. Синицин, **І. І. Михальченко**, А. Ю. Шевела // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і

молодих фахівців : матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції., 26-28 березня 2015, КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг : Видавничий центр КНУ, 2015. – С. 74-78. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

33. Михальченко І. І. Кореляція урану й торію в рудних альбітитах глибоких горизонтів Ватутінського родовища, Український щит / І. І. Михальченко, Б. Н. Іванов // Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою (до 110 річниці від дня народження академіка АН України Семененка Миколи Пантелеймоновича) : збірник тез наукової конференції з міжнародною участю, 17-18 листопада 2015 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2015. – С. 106-108. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

34. Михальченко І. І. Особливості хімічного складу торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, В. В. Загородній, В. І. Погукай, А. Ю. Шевела // Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою (до 110 річниці від дня народження академіка АН України Семененка Миколи Пантелеймоновича) : збірник тез наукової конференції з міжнародною участю, 17-18 листопада 2015 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2015. – С. 108-110. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

35. Занкевич Б. А. О геологической истории разломной сети Украинского щита / Б. А. Занкевич, **И. И. Михальченко**, О. М. Пономаренко // Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою (до 110 річниці від дня народження академіка АН України Семененка Миколи Пантелеймоновича) : збірник тез наукової конференції з міжнародною участю, 17-18 листопада 2015 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2015. – С. 15-16. (*Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків*).

36. Михальченко І. І. Концентрація урану й торію в альбітитах Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко // Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою (до 110 річниці від дня народження академіка АН України Семененка Миколи Пантелеймоновича) : збірник тез наукової конференції з міжнародною участю, 17-18 листопада 2015 р., ІГМР НАН України, м. Київ. – Київ : ТОВ «ЦП «КОМПРИНТ», 2015. – С. 110-112.

37. Михальченко І. І. Ітрій, лантан, церій і неодім у торій-ураноносних альбітитах Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Заяць, О. В. Андреев // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців : матеріали XII-ої Всеукраїнської науково-практичної конференції, 24-26 березня 2016 р., КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг : Видавничий центр КНУ, 2016. – С. 88-93. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і*

предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).

38. Михальченко І. І. Кореляція показників вмісту урану й торію в складі «рудних» альбітитів Партизанського родовища, Український щит / І. І. Михальченко // Розвиток промисловості та суспільства. Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія. Екологія: матеріали Міжнародної науково-технічної конференції, 25-27 травня 2016 р., КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг: Видавничий центр КНУ, 2016. – С. 162-170.

39. Михальченко І. І. Формация ураноносних натрієвих метасоматитів Інгульського мегаблока українського щита в контексті геолого-геохімічній моделі рудоутворення / І. І. Михальченко // Метасоматизм та рудоутворення: тези доповідей Міжнародної наукової конференції, 5-7 жовтня 2016 р., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, науково-навчальний інститут «Інститут геології», м. Київ. – м. Київ: ТОВ «НВП «Інтерсервіс» 2016. – С. 46-48.

40. Митрохин О. В. Постмагматичні зміни в породах долерит-діабазової формації Новоукраїнського дайкового поля (Інгульський мегаблок УЩ) / О. В. Митрохін, Є. О. Вишневська, **І. І. Михальченко**, В. О. Гаценко, А. В. Омельченко // Метасоматизм та рудоутворення: тези доповідей Міжнародної наукової конференції, 5-7 жовтня 2016 р., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, науково-навчальний інститут «Інститут геології», м. Київ. – м. Київ: «НВП «Інтерсервіс» 2016. – С. 44-46. *(Участь у виборі об'єкту дослідження, постановці завдань, виконанні дослідження, обговоренні результатів та формулюванні висновків).*

41. Mihalchenko I. I. Rare earth elements in Th-U-bearing albitites of the Novooleksiivka occurrence, the Ukrainian Shield / I. I. Mihalchenko, L. V. Shumlyanskyu, A. Soesoo // Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничовидобувних регіонів: матеріали Х Міжнародної науково-практичної конференції, 24-26 листопада 2016 р., КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг: Видавничий центр КНУ, 2016. – С. 34-38. *(Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).*

42. Михальченко І. І. Кореляція торію й хімічних елементів групи лантаноїдів у складі торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву / І. І. Михальченко, Л. В. Шумлянський, А. Soesoo // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців: матеріали XIII Всеукраїнської науково-практичної конференції, 22-24 березня 2017, КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг: Видавничий центр КНУ, 2017. – С. 22-28. *(Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки).*

43. Михальченко І. І. Варіативність хімічного складу монацитів з торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Андреев // Розвиток промисловості та суспільства. Секція 5. Геологія і прикладна мінералогія: матеріали Міжнародної науково-технічної конференції, 24-26 травня 2017 р., КНУ, м. Кривий Ріг. – Кривий Ріг: Видавничий

центр КНУ, 2017. – С. 66-72. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

44. Михальченко І. І. Мінерали-концентратори торію й урану торій-ураноносних альбітитів Новоолексіївського рудопрояву, Український щит / І. І. Михальченко, О. В. Андреев // Хімічна і радіаційна безпека: проблеми і рішення : збірник праць та повідомлень, 24-26 травня 2017, ДУ «ІГНС НАН України», м. Київ. – 2017. – С. 78. (*Обґрунтування актуальності, вибір об'єкту і предмету дослідження, визначення мети, виконання дослідження, обробка результатів, сформулював висновки*).

45. Михальченко І. І. Геолого-генетична модель докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів / І. І. Михальченко // Ідеї та новації в системі наук про Землю : збірник матеріалів VII Всеукраїнської молодіжної наукової конференції, 25-27 жовтня 2017, ІГН НАН України, м. Київ. – 2017. – С. 22-23.

АНОТАЦІЯ

Михальченко І.І. Геологія рудних полів і родовищ Центральноукраїнського урановорудного району. – Рукопис.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.11 – геологія металевих і неметалевих корисних копалин. Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка Національної академії наук України, Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України», 2018.

Викладено результати дослідження геологічної будови рудних полів і родовищ, хімічного і мінерального складу доколорудних лужних натрієвих метасоматитів й рудних альбітитів докембрійської рудної формації ураноносних натрієвих метасоматитів Центральноукраїнського (ураново)рудного району Кіровоградської металогенічної області Центральноукраїнської металогенічної провінції Українського щита. Доведено, що за утворення рудоносних альбітитів відбувалося принесення і осадження (утворення мінералів) не тільки урану, а й торію. Кореляцію урану і торію в торій-уранових рудних альбітитах класифіковано як висока, що обумовлено входженням цих елементів в торій-уранові мінерали пневматоліто-гідротермального походження. Асоціацію урану й торію в торій-уранових рудних альбітитах визнано як парагенетичну. Реконструйовано зміну ступеня окиснення й міграційноздатних форм урану в рудотвірних флюїдах: у високотемпературному (актиноліт-діопсидова фація) U^{4+} (разом з Th^{4+}), U^{6+} (сполуки ураніл-іону) – у середньо-низькотемпературному (рибекіт-егіринова й хлорит-епідотова фації). На прикладі Партизанського родовища розпізнано «вертикальну» рудну зональність, яка проявлена на глибоких горизонтах торій-урановими рудами, на горішніх горизонтах – урановими рудами. Цим обґрунтовано регіональну «вертикальну» рудну зональність формації ураноносних натрієвих метасоматитів в цілому. У нижній (глибинній) частині пневматоліто-гідротермальної колони – торій-уранові руди, у горішній – уранові руди, що відображує зміни в часі й розрізі фізико-хімічних параметрів. Головним фактором розділення геохімічної історії урану й торію у процесі утворення рудних альбітитів була зміна (збільшення) леткості

кисню в рудотвірній системі. Уперше показано, що торій-уранові рудні альбіти Новоолексіївського рудопрояву відрізняються високою концентрацією ніобію (без відповідних аномалій танталу), та кальцію, титану, ітрію, самарію, европію, гадолінію, тербію, диспрозію, гольмію, ербію, тулію, ітербію, лютецію, що є додатковим критерієм глибинності магматогенних рудотвірних флюїдів. За узагальненими даними, розроблено якісно нову геолого-генетичну модель рудної формації глибинного магматичного походження рудо(породо)твірних флюїдів. Утворення пневматоліто-гідротермальних уранових, торій-уранових, скандій-ванадієвих, уран-торій-рідкісноземельно-фосфорних руд у натрієвих метасоматитах зон глибинних розломів розглядається як результат довготривалої еволюції субрегіональної проторудної магматично-пневматоліто-гідротермальної колони. Ініціальними чинниками утворення колони були процеси диференціації речовини в глибинних магматичних осередках, що призвело й до утворення гранітів А-типу. Аргументовано металогенічний тектоно-магматичний фактор докембрійської рудної формації ураноносних (рудоносних) натрієвих метасоматитів в зонах глибинних розломів – наявність в геологічній будові областей тектоно-магматичних протоактивізацій масивів гранітів А-типу. Формування рудної формації ураноносних (рудоносних) натрієвих метасоматитів розглядається як наслідок диференціації речовини в крупних глибинних магматичних осередках областей тектоно-магматичних протоактивізацій, пневматоліто-гідротермальні ексгалати котрих утворили формацію ураноносних (рудоносних) натрієвих метасоматитів, магматичні диференціати – зокрема, анорогенні граніти, в Інгульському мегаблоці Українського щита – граніти А-типу аортозит-рапаківігранітного Корсунь-Новомиргородського плутону. Задіяно пошуковий петрофізичний критерій (сприятливі значення коефіцієнту кореляції густини й магнітної сприйнятливості порід – $<0,3$) в якості додаткового до оцінки перспективності Злинківської ділянки на уранове зруденіння.

Ключові слова: уран, торій, рудний альбітит, рудна зональність, родовище, генезис, Центральноукраїнський урановорудний район, Український щит.

ABSTRACT

Mihalchenko I.I. Geology of Ore Fields and Deposits of the Central Ukrainian Uranium Ore District. Manuscript.

Thesis for the Doctor's degree in Geology on speciality 04.00.11 – geology of metallic and non-metallic mineral resources. M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, National Academy of Sciences of Ukraine, State Institution «Institute of Environmental Geochemistry, National Academy of Sciences of Ukraine», Kyiv, 2018.

The research results on geological structure of ore fields and deposits; chemical and mineral composition of wallrock alkaline sodium metasomatites and ore albitites of the Precambrian ore assemblage of uranium (ore-bearing) sodium metasomatites of the of the Central Ukrainian (uranium) ore district of the Kirovograd metallogenic region of the Metallogenic Province of the Ukrainian Shield are presented. It was proved that in the time of ore-bearing albitite formation, there had been additional deposition of not only

uranium but also thorium. Correlation of uranium and thorium in ore albitites is classified as of high level as these elements are included into thorium-uranium minerals of pneumatolytic-hydrothermal origin. The association of uranium and thorium in thorium-uranium ore albitites was recognized as paragenetic. Change in degree of oxidation of uranium forms able to migrate in ore-forming fluids was reconstructed: in high-temperature (actinolite-diopside facie) U^{4+} (along with Th^{4+}), U^{6+} (uranyl ion compounds) – in medium temperature (riebeckite-aegirine and chlorite-epidote facies). The “vertical” ore zoning manifested in thorium-uranium ore on deep horizons and in uranium ores on upper horizons was recognized through the example of the Partyzan thorium-uranium deposit. This fact substantiated the regional "vertical" ore zoning of the uranium sodium metasomatites formation in general. Thorium-uranium ores are located in the lower (deep) part of the pneumatolytic- hydrothermal column while uranium ores – in the upper part of it, thus reflecting changes over time and section of physical and chemical parameters. Change (increase) of oxygen volatility in ore-forming system was considered to be the main factor in separation of geochemical history of uranium and thorium in the process of ore albitites forming. It was shown for the first time that thorium-uranium ore albitites of the Novooleksiivske ore manifestation were distinguished by high concentration of niobium while corresponding anomalies calcium, titanium, yttrium, samarium, europium, gadolinium, terbium, dysprosium, holmium, erbium, thulium, ytterbium, and lutetium, but tantalum were not fixed. This is considered as an additional criterion of deep-seated origin of magmatogenic ore-forming fluids. Based on generalized data, a complete rethink of geological and genetic model for ore assemblage of deep magmatic origin fluids was developed. Forming of pneumatolytic and hydrothermal uranium, thorium-uranium, scandium-uranium, and uranium-thorium-rear-earth-phosphorus ores in sodium metasomatites of deep-fault zones is considered as a result of long-term evolution of a subregional magmatic-pneumatolytic-hydrothermal column. The initial factors of the column formation were processes of matter differentiation in deep magmatic reservoir, which led to the formation of A-type granites. The metallogenic tectonic and magmatic factor of the Precambrian ore assemblage of uranium (ore-bearing) sodium metasomatites in the zones of deep faults had been reasoned - the presence of A-type granite massifs in geological structure of regions of tectonic and magmatic protoactivation. The formation of ore assemblage of uranium (ore-bearing) sodium metasomatites is considered as a consequence of matter differentiation in large deep-bottomed magmatic cells of regions of tectonic and magmatic protoactivation. Pneumatolytic and hydrothermal exhalates of those formed the assemblage of uranium (ore-bearing) sodium metasomatites, magmatic differentiates, in particular, anorogenic granites in the Ingul megablock of the Ukrainian shield - A-type granites of the anorthosite-rapakivi-granite Korsun-Novomyrhorodskyi Pluton. The search petrophysical criterion (favorable values of the coefficient of correlation between density and magnetic susceptibility of rocks - <0.3) was used as an additional one to the estimation of Zlinkivska area perspective on uranium mineralization.

Key words: uranium, thorium, ore albitite, ore zoning, deposit, genesis, Central Ukrainian Uranium Ore District, Ukrainian Shield.