553.495
П27

Проект Наукова Книга

ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ УРАНОВОЇ СИРОВИННОЇ БАЗИ ЯДЕРНОЇ ЕНЕРГЕТИКИ УКРАЇНИ

ДЕРЖАВНА УСТАНОВА
«ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ
НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА
НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК
УКРАЇНИ»

STATE INSTITUTION
«THE INSTITUTE OF ENVIRONMENTAL
GEOCHEMISTRY OF NATIONAL
ACADEMY OF SCIENCES OF
UKRAINE»

PROSPECTS
FOR THE DEVELOPMENT OF URANIUM RESOURCE BASE OF NUCLEAR POWER OF UKRAINE

«SCIENTIFIC BOOK» PROJECT

KYIV NAUKOVA DUMKA 2014

ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ УРАНОВОЇ СИРОВИННОЇ БАЗИ ЯДЕРНОЇ ЕНЕРГЕТИКИ УКРАЇНИ

ПРОЕКТ «НАУКОВА КНИГА»

КИЇВ НАУКОВА ДУМКА 2014

УДК 553.495 (477)

А в т о р и: *В.Г. Верховцев, Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов, Д.К. Возняк, П.І. Діденко, В.Б. Коваль, О.О. Крамар, Б.Ф. Мельниченко, О.В. Ноженко, М.П. Семенюк, В.О. Синицин, К.Г. Сущук, Ю.Є. Тищенко, Ю.О. Фомін, В.Г. Швайко, Ю.В. Юськів, М.О. Ярощук*

У монографії схарактеризовано стан уранової сировинної бази ядерної енергетики України порівняно зі світовою, визначено перспективи розвитку цієї бази. Розроблено геолого-генетичні моделі нових типів уранових і комплексних родовищ на Українському щиті, оцінено перспективи виявлення родовищ типу «неузгодженості», запропоновано пошукові критерії багатих і комплексних уранових руд. Установлено характер зв'язку уранонакопичення з конкретними гіпогенними та гіпергенними процесами і їх стадійністю. Досліджено співвідношення новітньої тектоніки з приповерхневими і глибинними різновіковими структурами земної кори, виконано структурно-геодинамічний аналіз процесів формування та збереженості від денудації уранових родовищ. Викладено результати розробок з науково-методичної й технічної підтримки пошуково-розвідувальних робіт на радіоактивну сировину.

Для науковців, спеціалістів, які досліджують уранові родовища та проблеми підвищення якості мінерально-сировинної бази ядерної енергетики, а також аспірантів і студентів.

The monograph describes the state of the uranium resource base of nuclear power engineering in Ukraine compared with the world one, determines prospects for the development of this base. Geological-genetic models of new types of uranium and complex deposits on the Ukrainian Shield are developed, the prospects for detecting deposits of the «unconformity» type have been evaluated, search criteria of rich and complex uranium ores are suggested. The character of the connection between uranium accumulation and specific hypogene and supergene processes as well as their stages is established. The ratio of modern tectonics with near-surface and deep structures of the crust ages is studied, structural and geodynamic analysis of the formation and preservation from denudation of the uranium deposits is conducted. The results of the development of guidance and technical support of the exploration for radioactive materials are presented.

For researchers, specialists, engaged in the study of uranium deposits and problems of quality increase of mineral resource base of the nuclear power, postgraduate students and students.

В і д п о в і д а л ь н і р е д а к т о р и: член-кореспондент НАН України, доктор технічних наук *Г.В. Лисиченко*, доктор геологічних наук *В.Г. Верховцев*

Р е ц е н з е н т и: доктор геолого-мінералогічних наук *Г.М. Бондаренко*, член-кореспондент НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук *О.Б. Гінтов*

Рекомендовано до друку вченою радою ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» (протокол № 5 від 28 травня 2013 р.)

Видання здійснено за державним замовленням на випуск видавничої продукції

Науково-видавничий відділ медико-біологічної, хімічної та геологічної літератури

Редактор *О.І. Калашникова*

● В.Г. Верховцев, Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов, Д.К. Возняк, П.І. Діденко, В.Б. Коваль, О.О. Крамар, Б.Ф. Мельниченко, О.В. Ноженко, М.П. Семенюк, В.О. Синицин, К.Г. Сущук, Ю.Є. Тищенко, Ю.О. Фомін, В.Г. Швайко, Ю.В. Юськів, М.О. Ярощук, 2014

● НВП «Видавництво "Наукова думка" НАН України», дизайн, 2014

ISBN 978-966-00-1463-3

ПЕРЕДМОВА

Енергетичне забезпечення розвитку економіки в останні роки все більшою мірою реалізується за рахунок енергетичних установок, що працюють на ядерному паливі. У першу чергу використовується збагачений уран, що визначає зростаючий на нього попит і підвищений інтерес до уранових родовищ, чимало яких через зростання цін на уран переведено до розряду промислових. Виникло становище, коли фактори контролю уранового зруденіння, виявлені під час польових або лабораторних досліджень, потрібно оцінити й проінтерпретувати з погляду хімії, фізики, геохронології, мінералогії та ізотопної геохімії, що змушує не лише розвивати уявлення про генезис родовищ, а й удосконалювати методику розробки уранових руд.

Ці загальні положення стосуються і урановидобувної промисловості України, початок розвитку якої припадає на кінець 1940-х років. 8 квітня 1944 р. Державним комітетом оборони СРСР була прийнята постанова про проведення спеціалізованих пошуків промислових родовищ урану всіма геологічними організаціями країни. Для її виконання практично з травня 1944 р. почалися пошукові роботи в Україні. До цього в Україні не було відомо жодного родовища урану, але вже в 1945 р. відкрили перші в СРСР великі за масштабами Першотравневе і Жовторіченське уранові родовища у межах Криворізько-Кременчуцької смуги залізорудних родовищ. Вони стали сировинною базою для побудованого наприкінці 1940 — на початку 1950-х років Східного гірничозбагачувального комбінату (м. Жовті Води). Це започаткувало створення в Україні урановидобувної промисловості, в якій до 1964 р. назріла справжня криза. Запаси уранових руд Першотравневого родовища на той час були практично вичерпані, і видобуток у повному обсязі здійснювали тільки на Жовторіченському родовищі. Нових родовищ, здатних замінити їх, виявлено не було. Запаси родовищ, виявлених у бітумах північно-західної окраїни Донбасу, пегматитах Побужжя, в осадовому чохлі Українського щита (УЩ) та інших дрібних, відкритих і оцінених на той час Кіровською експедицією, не йшли ні в яке порівняння із запасами Першотравневого і Жовторіченського родовищ.

Виходом із кризової ситуації було відкриття масовими пошуками нині розроблюваного Мічурінського родовища урану на південній околиці м. Кіровоград, приуроченого не до залізистих кварцитів, а до метаморфізованих глиноземистих порід центральної частини УЩ, змінених накладеними процесами альбітизації.

Крім традиційних мінералогічних, петрографічних досліджень і детальних геологічних знімань була виконана серія експериментів з визначення фізико-хімічних, термобарометричних і петрохімічних умов перенесення урану в широкому діапазоні температур, тисків і хімічного складу розчинів. За результатами експериментів була розроблена геохімічна модель накопичення урану в лужно-карбонатних метасоматитах докембрію, яка стала базовою для визначення геологічних ознак (критеріїв) перспективності площ на виявлення уранового зруденіння. Правильність цих критеріїв підтвердилась відкриттям групи нових родовищ, що також належать до урановосних

альбітитів. У межах Кіровоградської зони розломів у натрових метасоматитах виявлені й розвідані Центральне, Северинівське, Підгайцівське, Щорсівське, Юріївське та інші родовища. У західній частині Новоукраїнського масиву гранітоїдів відкрито Ватутінське родовище, а у північній частині — урановорудний вузол, що включає найбільше в Європі Новокостянтинівське родовище та дрібніші — Лісове, Літнє, Докучаєвське і Квітневе, а також кілька перспективних рудопроявів. У центральній частині Новоукраїнського масиву виявлені й оцінені Партизанське і Кіровське родовища.

Отже, роботами Казенного підприємства (КП) «Кіровгеологія» у тісній співпраці з Відділенням металогенії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) НАН України (нині — окремі відділи та лабораторії ДУ «Інституту геохімії навколишнього середовища (ІГНС) НАН України»), академічними й галузевими організаціями СРСР та РФ було відкрито великий Кіровоградський урановорудний район, що освоюється, і створено мінерально-сировинну базу урану України, порівнянну за масштабами із сировинними базами провідних урановидобувних країн світу.

Досягнуті успіхи визначили пріоритетний напрям наукових праць стосовно кількісного і якісного поліпшення мінерально-сировинної бази урану з метою забезпечення сировиною зростаючих потреб атомної енергетики України.

Для визначення перспективності виявлення уранових родовищ використаний комплекс робіт, що включає геологічні, геофізичні, геохімічні, мінералого-петрографічні дослідження і експериментальне моделювання. Це дало змогу скласти генетичні моделі формування різних типів уранових родовищ і визначити площі, сприятливі для їх розміщення.

У результаті досліджень оцінено перспективи виявлення нових типів уранових родовищ і визначено фактори їх локалізації в різних структурно-формаційних комплексах УЩ та його схилів, обґрунтовано розвиток нових технологій вимірювання вмісту урану в об'єктах геологічного середовища й розроблено дослідні зразки спеціалізованого обладнання й систем контролю для технічної підтримки пошуково-розвідувальних робіт на уранову сировину.

У монографії значну увагу приділено вивченню урановосності у міжблокових зонах УЩ (Голованівській, Інгуло-Інгулецькій та ін.), структурно-формаційних зонах неузгодженості різних комплексів (зокрема, контакту порід саксаганської та гданцівської світ Кривбасу та ін.), а також кристалічних породах фундаменту щита й осадових відкладах його схилів. Наведено деякі моделі формування родовищ урану і супутніх елементів у міжблокових зонах УЩ.

РОЗДІЛ 1

МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННА БАЗА УРАНОВОЇ ПРОМИСЛОВОСТІ УКРАЇНИ І СВІТУ

Стан і перспективи розвитку мінерально-сировинної бази урану та уранодобувної промисловості в Україні й світі з урахуванням визначення потреб атомної енергетики в урановій сировині та економічних показників її видобутку й переробки потребують детального висвітлення.

На розвиток ядерної енергетики і коливання ринку урану для створення палива АЕС суттєво впливають різноманітні чинники, серед яких — ядерні аварії (Три-май-Айленд, 1979; Чорнобиль, 1986; Фукусіма, 2011), які періодично виникають на енергетичних об'єктах світу та спричинюють значні коливання рейтингового «барометра» привабливості цього виду отримання енергії. Це також відображується і на коливанні потреби в урані на світовому ринку ядерних матеріалів.

Серед сучасних тенденцій розвитку ядерної енергетики та її мінерально-сировинної бази найупевненіше простежується таке:

- чітке визначення країнами світової спільноти своєї енергетичної стратегії, спрямованої на будівництво атомних електростанцій та визнання безальтернативності ядерної енергетики;
- стабілізація цін на уран на рівні 120 дол. США за 1 кг упродовж останніх років;
- різке збільшення обсягів геологорозвідувальних робіт (ГРР) на уран у країнах, які є найбільшими виробниками урану — Канаді, Австралії, Росії та ін.;
- масовий перехід при виробництві збагаченого урану з газодифузійної на газоцентрифугальну технологію;
- постійне вдосконалення технології відпрацювання уранових родовищ методами свердловинного підземного вилуговування (ПВ); кучного або блочного вилуговування;
- підвищення інтересу до торію, який розглядають як потенційне ядерне паливо для деяких нових типів енергетичних реакторів.

Новітні дані щодо технології та методики прогнозно-геологічних робіт на уран і переробку уранових руд, а також оперативна інформація про стан ринку урану сприяють економічній ефективності геолого-прогнозних та геолого-пошукових робіт на цю сировину відповідно до сучасних потреб уранової промисловості.

1.1. РЕСУРСИ ТА ЗАПАСИ УРАНУ

Загальні уявлення станом на 2011 р. про ресурси урану, що можуть бути вилучені з надр Землі, ілюструє табл. 1.1.

Остання узагальнена інформація щодо зведених даних ресурсів і запасів урану у світі висвітлена за станом на 2011 р. в інформаційно-аналітичному бюлетені (Uranium 2011: Resources, Production and Demand. — EOCD, 2012).

Згідно з цією публікацією, сумарні ресурси (розвідані запаси + перспективні ресурси) з їхнім поділом на чотири економічні категорії за показником вартості (до 40, 80, 130 та 260 дол. США/кг U) наведено в табл. 1.2, дані щодо розвіданих запасів і перспективних ресурсів урану окремо — в табл. 1.3 і 1.4, за даними (Uranium 2011: Resources, Production and Demand. — EOCD, 2012).

Таблиця 1.1. **Інформація про відомі ресурси урану, що можуть бути вилученими з надр, за даними станом на 2011 р.**

Країна	Уран, т	% світових ресурсів	Країна	Уран, т	% світових ресурсів
Австралія	1 661 000	31	США	207 400	4
Казахстан	629 000	12	Китай	166 100	3
Росія	487 200	9	Україна	119 600	2
Канада	468 700	9	Узбекистан	96 200	2
Нігер	421 000	8	Монголія	55 700	1
ПАР	279 100	5	Йорданія	33 800	1
Бразилія	276 700	5	Інші країни	164 000	3
Намібія	261 000	5	У с ь о г о	5 327 200	100

* За даними (Uranium 2011: Resources, Production and Demand. — EOCD, 2012).

Таблиця 1.2. **Сумарні ресурси* (станом на 01.01.2011 р., т урану, округлено до 100 т)**

Країна	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Алжир	0	0	0	19 500
Аргентина	2400	9000	18 500	19 500
Австралія	0	1 349 400	1 661 600	1 738 800
Ботсвана	0	0	0	82 200
Бразилія	137 900	229 300	276 700	276 700
Канада	350 800	416 800	468 700	614 400
Центрально-Африканська Республіка	0	0	12 000	12 000
Чилі	0	0	0	1900
Китай	59 200	135 000	166 100	166 100
Конго	0	0	0	2 700
Чеська Республіка	0	0	400	400
Єгипет	0	0	0	1900
Фінляндія	0	0	1 100	1100
Франція	0	0	0	11 600
Габон	0	0	4 800	5800
Німеччина	0	0	0	7000

Закінчення табл. 1.2

Країна	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Греція	0	0	0	7000
Гренландія	0	0	0	134 700
Угорщина	0	0	0	8 600
Індія	0	0	0	104 900
Індонезія	0	2000	8400	10 600
Іран	0	0	2500	2500
Італія	0	0	6100	6100
Японія	0	0	6600	6600
Йорданія	0	0	33 800	33 800
Казахстан	47 400	485 800	629 100	819 700
Малаві	0	0	12 300	17 000
Мексика	0	0	2800	2800
Монголія	0	0	55 700	55 700
Намібія	0	6600	261 000	518 100
Нігер	5500	5500	421 000	445 500
Перу	0	2600	2600	2600
Португалія	0	4500	7000	7000
Румунія	0	0	6700	6700
Росія	0	55 400	487 200	650 300
Словаччина	0	5900	9000	9200
Словенія	0	5500	9200	9200
Сомалі	0	0	0	7600
ПАР	0	186 000	279 100	372 100
Іспанія	0	0	0	14 000
Швеція	0	0	10 000	13 500
Танзанія	0	0	36 700	45 700
Туреччина	0	7300	7300	7300
Україна	6400	61 500	119 600	224 600
США	0	39 100	207 400	472 100
Узбекистан	71 300	71 300	96 200	96 200
В'єтнам	0	0	0	6400
Замбія	0	0	0	15 600
Зімбабве	0	0	0	1400
У с ь о г о	680 900	3 078 500	5 327 200	7 096 600

*Розвідані запаси + перспективні ресурси.

Таблиця 1.3. **Розвідані запаси урану (станом на 01.01.2011 р., т, округлено до 100 т)**

Країна	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Алжир	0	0	—	19 500
Аргентина	0	5000	8600	8600
Австралія	0	961 500	1 158 000	1 180 100
Ботсвана	0	0	0	23 100
Бразилія	137 900	155 700	155 700	155 700
Канада	237 900	292 500	319 700	421 900

Закінчення табл. 1.3

Країна	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Центрально-Африканська Республіка	0	0	12 000	12 000
Чилі	0	0	0	700
Китай	45 800	88 500	109 500	109 500
Конго	0	0	0	1400
Чеська Республіка	0	0	300	300
Фінляндія	0	0	1100	1100
Франція	0	0	0	11 500
Габон	0	0	0	4800
Німеччина	0	0	0	3000
Греція	0	0	0	1000
Індія	0	0	0	77 000
Індонезія	0	2000	8400	8400
Іран	0	0	700	700
Італія	0	0	4800	4800
Японія	0	0	6600	6600
Йорданія	0	0	0	0
Казахстан	17 400	244 900	319 900	402 400
Малаві	0	0	10 000	11 300
Мексика	0	0	2800	2800
Монголія	0	0	30 600	30 600
Намібія	0	5900	234 900	362 600
Нігер	5500	5500	339 000	340 600
Перу	0	1300	1300	1300
Португалія	0	4500	6000	6000
Румунія	0	0	3100	3100
Росія	0	11 800	172 900	218 300
Словаччина	0	0	0	0
Словенія	0	1700	1700	1700
Сомалі	0	0	0	5000
ПАР	0	96 400	144 600	192 900
Іспанія	0	0	0	14 000
Швеція	0	0	4000	5000
Танзанія	0	0	28 700	30 100
Туреччина	0	7300	7300	7300
Україна	2800	44 600	86 800	143 300
США	0	39 100	207 400	472 100
Узбекистан	46 600	46 600	64 300	64 300
В'єтнам	0	0	0	1000
Замбія	—	—	—	9900
Зімбабве	0	0	0	1400
Усього	493 900	2 014 800	3 455 500	4 378 700

Зростання сумарних ресурсів урану в світі (табл. 1.5, 1.6, за даними Uranium 2011: Resources, Production and Demand. — EOCD, 2012), визначається суттєвим збільшенням його перспективних ресурсів за всіма вартісними категоріями, тоді як розвідані запаси урану, особливо категорії до 80 дол. США/кг U, зменшились.

Таблиця 1.4. **Перспективні ресурси урану (станом на 01.01.2011 р., т, округлено до 100 т)**

Країна	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Аргентина	2400	4000	9900	11 000
Австралія	0	387 900	503 600	558 700
Ботсвана	0	0	0	59 100
Бразилія	0	73 600	121 000	121 000
Канада	112 900	124 300	149 000	192 500
Чилі	0	0	0	1200
Китай	13 400	46 500	56 600	56 600
Конго	0	0	0	1300
Чеська Республіка	0	0	100	100
Єгипет	0	0	0	1900
Франція	0	0	0	100
Габон	0	0	0	1000
Німеччина	0	0	0	4000
Греція	0	0	0	6000
Гренландія	0	0	0	134 700
Угорщина	0	0	0	8 600
Індія	0	0	0	27 900
Індонезія	0	0	0	2200
Іран	0	0	1800	1800
Італія	0	0	1300	1300
Йорданія	0	0	33 800	33 800
Казахстан	30 000	240 930	309 200	417 300
Малаві	0	0	2300	5700
Мексика	0	0	0	0
Монголія	0	0	25 100	25 100
Намібія	0	700	26 100	155 500
Нігер	0	0	82 000	104 900
Перу	0	1300	1300	1300
Португалія	0	0	1000	1000
Румунія	0	0	3600	3600
Росія	0	43 600	314 300	432 000
Словаччина	0	5900	9000	9000
Словенія	0	3800	7500	7500
Сомалі	0	0	0	2600
ПАР	0	89 600	134 400	179 200
Іспанія	0	0	0	0
Швеція	0	0	6000	8500
Танзанія	0	0	8000	15 600
Україна	3600	16 900	32 900	81 300
Узбекистан	24 700	24 700	31 900	31 900
В'єтнам	0	0	0	5400
Замбія	0	0	0	5700
У с ь о г о	187 000	1 063 700	1 871 700	2 717 900

Таблиця 1.5. **Змінення ресурсів урану за 2009—2011 рр., тис. т**

Категорія ресурсів, дол. США/кг U	2009	2011	Зміни
Сумарні			
<260	6306,3	7096,6	790,3
<130	5404,0	5327,2	–76,8
<80	3741,9	3078,5	–663,4
<40	796,4	680,9	–115,5
Розвідані			
<260	4004,5	4378,7	374,2
<130	3524,9	3455,5	–69,4
<80	2516,1	2014,8	–501,3
<40	569,9	493,9	–76,0
Перспективні			
<260	2301,8	2717,9	416,1
<130	1879,1	1871,7	–7,4
<80	1225,8	1063,7	–162,1
<40	226,6	187,0	–39,6

Таблиця 1.6. **Основні змінення сумарних ресурсів урану по країнах, тис. т**

Країна	Категорія, дол. США/кг U	2005 р.	2007 р.	Зміни	Причини
Австралія	Розвідані ресурси				Виявлено додаткові ресурси на родовищах Олімпік Дем, Рейнджер, Маунт-Фітч, Маунт-Гіі, Уестморленд, Валгала
	<130	747	725	–22	
	Оцінені ресурси				
	<40	343	487	+144	
	<80	360	502	+142	
	<130	396	518	+122	
Болгарія	Розвідані ресурси				Попередньо оцінені ресурси віднесено до неекономічних після переоцінки
	<80	6	0	–6	
	Оцінені ресурси				
	<80	6	0	–6	
Канада	Розвідані ресурси				Виснаження ресурсів за попереднього виробництва
	<40	287	270	–17	
Китай	Розвідані ресурси				Збільшення ресурсів на родовищах Zaohuohao (басейн Erdos) і Wukueqi (басейн Yili)
	<40	26	32	+6	
	<130	38	49	+11	
Йорданія	Розвідані ресурси				Переоцінка ресурсів Центрального Йорданського родовища
	<40	30	44	+14	
	Оцінені ресурси				
	<40	49	68	+19	
Казахстан	Розвідані ресурси				Переоцінка ресурсів
	<40	279	236	–43	
	<80	378	344	–34	
	<130	514	378	–136	
	Оцінені ресурси				
	<40	129	282	+153	

Закінчення табл. 1.6

Країна	Категорія, дол. США/кг U	2005 р.	2007 р.	Зміни	Причини
Нігер	Розвідані ресурси				Переоцінка ресурсів після додаткового буріння і техніч-но-економічних обґрунтувань
	<40	173	21	−152	
	<80	180	44	−136	
	<130	180	243	+63	
	Оцінені ресурси				
	<40	0	13	+13	
	<80	45	31	−14	
	<130	45	31	−14	
Росія	Розвідані ресурси				Переоцінка ресурсів; ви-снаження від видобутку
	<40	58	48	−10	
	<80	132	172	+40	
	Оцінені ресурси				
	<40	22	36	+14	
	<80	41	323	+282	
	<130	41	373	+332	
ПАР	Розвідані ресурси				Зростання ресурсів у зв'язку з розконсервацією двох золо-торудних шахт
	<40	89	115	+26	
	<80	177	206	+29	
	<130	256	284	+28	
	Оцінені ресурси				
	<40	55	120	+65	
	<80	72	137	+65	
	<130	85	151	+65	
Україна	Розвідані ресурси				Перерахунок ресурсів і за-лучення Центрального, Но-вокостянтинівського і Під-гайцівського родовищ
	<80	58	126	+68	
	Оцінені ресурси				
	<80	17	58	+41	

Таблиця 1.7. **Розвідані запаси урану за типами родовищ (станом на 01.01.2011 р.), т**

Тип родовища	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Типу «неузгодженості»	237 900	336 900	446 600	538 800
У пісковиках	55 200	349 000	985 200	1 247 100
У гематитових брекчіях	0	917 100	918 500	919 300
У кварцево-галькових конгломератах	0	43 600	65 400	110 500
Жильні	0	7900	36 500	145 800
Інтрузивні	0	5900	152 000	273 200
Вулканічні й пов'язані з кальдерами	0	3500	128 100	152 700
Метасоматичні	87 100	140 000	262 000	375 100
Інші	67 900	120 700	331 400	381 700
Невстановленого типу	45 800	90 200	129 800	234 500
У с ь о г о	493 900	2 014 800	3 455 500	4 378 700

Суттєве зростання оцінених, але ще не розвіданих ресурсів урану, вочевидь є результатом збільшення обсягів ГРР, що спостерігаються останніми роками в основних країнах-продуцентах урану.

Таблиця 1.8. **Перспективні ресурси урану за типами родовищ (станом на 01.01.2011 р.), т**

Тип родовища	Цінова категорія, дол. США/кг U			
	<40	<80	<130	<260
Типу «неузгодженості»	112 800	129 500	184 500	195 600
У пісковиках	45 700	312 800	519 100	667 600
У гематитових брекчіях	0	382 700	397 100	402 500
У кварцево-галькових конгломератах	0	55 900	79 400	122 000
Жильні	0	600	21 500	146 200
Інтрузивні	0	700	17 800	233 500
Вулканічні й пов'язані з кальдерами	500	9000	79 200	123 700
Метасоматичні	3600	22 000	321 500	441 700
Інші	10 900	104 100	184 100	298 100
Невстановленого типу	13 400	46 500	67 500	87 000
У с ь о г о	1 869 00	1 063 800	1 871 700	2 717 900

Понад 60 % світових ресурсів урану знаходяться в родовищах пісковикового, брекчієвого типів й типу неузгодженості. Розподіл запасів урану за типами родовищ, що прийняті в МАГАТЕ, наведено в табл. 1.7 і 1.8 [1].

За даними табл. 1.7 і 1.8, частка ресурсів урану вартісної категорії до 260 дол. США/кг U у загальній структурі ресурсів є максимальною для комплексних родовищ у конгломератах (U-Au) і гематитових брекчіях (Au-U-Cu), а також родовищ типу «неузгодженості» (у зв'язку з вищим вмістом урану), де вона становить приблизно третину. Навіть у родовищах пісковикового типу, що відпрацьовують методом ПВ, ця частка дорівнює близько 1/5, а в родовищах метасоматичного та інтрузивного типів — 1/7—1/8.

1.2. ВИДОБУВАННЯ ТА ВИРОБНИЦТВО УРАНУ

З 2003 р. через підвищення цін на уран різні країни проводять роботу з підготовки відкриття нових урановидобувних підприємств. За даними Світової ядерної асоціації [2], планується введення в експлуатацію кількох уранових рудників у різних частинах світу.

Канада планує відкрити кілька нових шахт. Найбільші з них — Сігар-Лейк (компанія «Cameco») та Мід-Вест (компанія «Areva») — на півночі провінції Саскачеван. Руду перероблятимуть підприємства МакКлінЛейк і РеббітЛейк. Виробництво становитиме 8200 т U_3O_8/рік на шахті СігарЛейк та 2600 т/рік — на шахті МідВест.

В *Австралії* для збільшення видобутку урану на родовищі Олімпік Дем заплановано ввести у дію ще дві невеликі шахти [4]. Крім того, завершено будівництво рудника Honeymoon на території Південної Австралії з видобуванням урану методом ПВ. Після виходу на повну потужність видобуток становитиме 400 т U_3O_8/рік. Запаси родовища дають змогу вести видобування до 2018—2019 рр. [4].

У *Казахстані* планують відкрити декілька рудників з видобування урану методом ПВ. На родовищі Ірколь у квітні 2009 р. уведено в дію підприємство видобування урану з виробничою потужністю 750 т/рік урану. Видобування

урану методом ПВ розраховано на 25 років [3]. Це перше підприємство, введене в експлуатацію в межах казахсько-китайського співробітництва в галузі атомної енергетики. За умовами угоди видобутий уран призначений для задоволення потреб атомної енергетики Китайської Народної Республіки.

У Казахстані державний баланс уранорудної ділянки «Хорасан-1» родовища Північний Хорасан дорівнює 21 тис. т урану. На родовищі відкрито підприємство з видобування урану за участю японських і канадської компаній. Видобування методом ПВ планують до 2053 р., а видобутий уран призначений для атомної енергетики Японії. Проектна продуктивність після виходу на повну потужність у 2014 р. становитиме 3 тис. т урану/рік [4].

Вірменія розпочала роботи із забезпечення її власним ураном у зв'язку з будівництвом нової АЕС. У липні 2009 р. було створено спільне російсько-вірменське підприємство з геологорозвідування, видобування та переробки урану на території Вірменії — ЗАТ «Армяно-российская горнорудная компания». За прогнозами спеціалістів, запаси урану у Вірменії оцінено на рівні від 10 до 60 тис. т [3].

У ***Росії*** для забезпечення потреб атомної промисловості в довготерміновій перспективі до 2025 р. заплановано збільшити видобування уранових руд з 3500 до 20 000 т/рік після виходу всіх підприємств на проектну потужність.

Таблиця 1.9. **Виробництво урану в світі у 2002—2008 рр., за даними Світової ядерної асоціації [2], т**

Країна	Роки							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Канада	11 604	10 457	11 597	11 628	9862	9476	9000	10 173
Казахстан	2800	3300	3719	4357	5279	6637	8521	14 010
Австралія	6854	7572	8982	9516	7593	8611	8430	7986
Намібія	2333	2036	3038	3147	3067	2879	4366	4626
Росія	2900	3150	3200	3431	3262	3413	3521	3564
Нігер	3075	3143	3282	3093	3434	3153	3032	3234
Узбекистан	1860	1598	2016	2300	2260	2320	2338	2429
США	919	779	878	1039	1672	1654	1430	1453
Україна	800	800	800	800	800	846	800	840
Китай	730	750	750	750	750	712	769	750
ПАР	824	758	755	674	534	539	655	563
Бразилія	270	310	300	110	190	299	330	345
Індія	230	230	230	230	177	270	271	290
Чеська Республіка	465	452	412	408	359	306	263	258
Румунія	90	90	90	90	90	77	77	75
Німеччина	212	150	150	77	50	38	77	—
Пакистан	38	45	45	45	45	45	45	50
Франція	20	0	7	7	5	4	5	—
У с ь о г о	36 063	35 613	40 251	41 702	39 429	41 279	43 930	—
U_3O_8	42 529	41 998	47 468	49 179	46 499	48 680	51 807	—

Основні напрями розвитку видобування урану в Росії:

• збільшення до 8000 т/рік видобування урану на діючих підприємствах і тих, що будуються (ВАТ «ППГХО», ЗАТ «Далур», ВАТ «Хіагда»);

• будівництво нових урановидобувних підприємств в Якутії із сумарною проектною потужністю 6200 т/рік (ЗАТ «Ельконський ГМК») та Забайкалля (ЗАТ «Оловська ГХК», ЗАТ «Горноє»);

• організація видобування урану на території Казахстану в рамках спільних підприємств (СП) «Заречное», «Акбастау» з виробничою потужністю до 5000 т/рік.

За даними МАГАТЕ [1], на цей час максимальну кількість урану в світі було видобуто в 1980 р. — 69 692 т, мінімальну — в 1994 р. — 31 503 т. Загалом з 2002 р. виробництво урану у світі збільшилося більше ніж на 20 %, переважно за рахунок Казахстану, Австралії, Намібії та Росії. Підвищилося також виробництво урану в Узбекистані, США, незначною мірою — в Китаї, Бразилії, Індії, Пакистані.

Найбільшу кількість урану виробляє Канада (20,5 % світового виробництва), після неї за обсягами виробництва йдуть Казахстан (19,4 %) і Австралія (19,2 %). Збільшується частка урану, що виробляється методом ПВ.

Після Чорнобильської катастрофи виробництво урану в світі різко знизилося, від 1993 р. почалося його поступове підвищення, і нині воно становить 67 % потреб світової ядерної енергетики.

Підвищення цін на уран призвело не лише до збільшення видобування та відкриття нових шахт, а й до збільшення обсягів витрат на ГРР. Ці витрати порівняно з 2003 р. зросли у 6,2 раза: в Австралії — з 4,1 до 61 млн дол. США, в Канаді — з 21,7 до 460 млн дол. США, в Росії — з 7,2 до 63 млн дол. США [38].

1.3. ТЕХНОЛОГІЇ ВИДОБУВАННЯ ТА ЗБАГАЧЕННЯ УРАНУ

Останнім часом із збільшенням кількості введених в експлуатацію нових родовищ у Казахстані, Узбекистані та Росії все інтенсивніше використовують технології ПВ урану з руд [8—13]. Широко застосовують мініреагентну технологію, гідрокарбонатне вилуговування урану та особливо його окиснення в надрах стисненим повітрям (безреагентний спосіб), головним чином на початкових стадіях відпрацювання родовищ [8, 12].

В Узбекистані виконано лабораторні дослідження щодо вилуговування урану з руд біотехнологічним способом із застосуванням бактерій *Acidithiobacillus ferrooxidans*. На родовищі Бешкак проведено натурний польовий експеримент з використання мікроорганізмів у безперервному фільтраційному режимі. За період випробувань вилучення урану з продуктивних розчинів досягло 41,5 %. Подібні роботи на раніше відпрацьованих блоках родовища Кетменчи також дали позитивні результати [8].

У табл. 1.10 наведено дані Світової ядерної асоціації [47] щодо розподілу виробництва збагаченого урану за різними технологіями в 2007 р. і прогноз змін його у майбутньому.

У 2009 р. опубліковано спільну заяву російського ВАТ «Атоменергопром» та компанії «Тошиба Корпорейшн» про будівництво на території Японії заводу із збагачення урану за російською газоцентрифугальною технологією [31].

Таблиця 1.10. **Розподіл виробництва збагаченого урану за різними технологіями в 2007 р. і прогноз на майбутнє, %**

Технологія	2007 р.	2017 р.
Дифузійна	25	0
Центрифугальна	65	93
Лазерна	0	3
Збройовий уран	10	4

У США планується створення французького виробництва із збагачення урану, про що відбулися відповідні переговори між представниками французької компанії «Areva» (колишня компанія «Cogema»), комісією з ядерного регулювання США та Міністерством енергетики США [15].

Оновлюють технології збагачення ядерного палива ізотопом уран-235: будують і проектують заводи у Франції, США, Китаї із застосуванням газоцентрифугальної (радянської) технології замість газодифузійної (американської). Це пояснюється тим, що остання потребує в 50 разів більше електроенергії. Існує думка, що вже до 2020 р. усі газодифузійні заводи виведуть з експлуатації.

У США консорціум «GE'Hitachi» за фінансового сприяння канадської урановидобувної компанії «Cameco» проектує будівництво заводу із збагачення урану на основі лазерної технології SILEX [16].

1.4. ЯДЕРНА ЕНЕРГЕТИКА

Останнім часом так званий ядерний ренесанс найчіткіше віддзеркалився у таких насамперед політичних подіях:

- країни, що відмовилися від розвитку ядерної енергетики після аварій на Три-май-Айленд (США) та Чорнобильській АЕС, відновлюють свої ядерно-енергетичні програми (Італія, Швеція) [17, 18];
- про наміри розвитку атомної енергетики та будівництво нових енергоблоків заявили країни, де ядерної енергетики фактично не існувало: Алжир, В'єтнам, Йорданія, Македонія, Австралія [17].

Розпочато будівництво нової атомної електростанції у Вірменії. Її будівництво обійдеться у 5,2—7,2 млрд дол. США, планують завершення робіт до 2017 р. [6].

Підписано угоду, за участю італійського уряду, між італійською компанією «Enel» і французьким енергетичним гігантом EDF про спільну участь у розвитку атомної енергетики в Італії. За словами міністра економічного розвитку Італії Клаудіо Скайоли, всього заплановано будівництво 8—10 енергоблоків на 3—4 станціях упродовж 20 років [18].

Шведський уряд відмінив 30-річний мораторій на будівництво АЕС, підкресливши, що атомна енергетика відіграватиме важливу роль у електроенергетиці країни і в майбутньому. На сьогодні у Швеції експлуатують 10 енергоблоків, які забезпечують 45 % електроенергії, що виробляється в країні. При цьому всі потреби в урані задовольняються за рахунок імпорту [17].

ТЕХНІЧНИЙ

693211

У результаті реструктуризації атомного енергопромислового комплексу Росії під егідою Держкорпорації «Росатом» створено інтегровану компанію, що поєднала 89 підприємств атомної галузі — ВАТ «Атоменергопром» [21], яке здійснює свою діяльність в 36 країнах світу, виробляє широкий спектр ядерної та неядерної продукції та надає повний комплекс послуг у галузі ядерної енергетики. До складу холдингу входить кілька дивізіонів, сформованих за основними сегментами ядерно-паливного циклу, які очолюють найбільші російські компанії, що працюють в атомній галузі:

- видобування урану — ВАТ «Атоменергопром»;
- конверсія і збагачення урану — ВАТ «Техсабекспорт», Ангарське та Уральське підприємства;
- виробництво ядерного палива — ВАТ «ТВЕЛ»;
- виробництво електроенергії на АЕС — концерн «Енергоатом»;
- атомне енергетичне машинобудування — ВАТ «Атоменергомаш».

До 2020 р. в РФ планують ввести в експлуатацію як мінімум 37 атомних реакторів з метою досягнення сумарної потужності 53,2 ГВт. При цьому виробництво електроенергії на АЕС зросте до 362 млрд кВт · рік, а її частка від усієї енергії, що виробляється в Росії, становитиме 20,5 %.

За забезпеченістю запасами урану компанія «Атоменергопром» займає друге місце у світі, за рівнем видобутку — п'яте. До 2024 р. видобувні підприємства ВАТ «Атоменергопром» в Росії і за кордоном планують збільшити видобування урану в 5,7 раза [19].

На світовому ринку збагачення урану частка ВАТ «Атоменергопром» становить 40 %, що дає йому змогу лідирувати у забезпеченні споживачів збагаченим ураном, послугами із збагачення та конверсії.

На ринку поставок палива компанія має 17%-ву частку і постачає паливо на 74 енергетичні реактори (до 14 країн) та 30 дослідницьких реакторів (до 17 країн).

Нині ВАТ «Атоменергопром» експлуатує 31 енергоблок установленою потужністю 23,2 ГВт і займає серед світових операторів АЕС друге місце за потужністю та кількістю реакторів, що експлуатуються. До 2020 р. за межами Росії компанія планує побудувати 12 енергоблоків з 30, що будують в усьому світі (34 %) [19].

Отже, зростання світових потреб в електроенергії до 2030 р. (на 72 %) і збільшення викидів в атмосферу вуглекислого газу (на 70 %) в умовах вичерпності запасів вуглеводневого палива визначають активний розвиток атомної енергетики.

1.5. ВАРТІСТЬ УРАНУ

Вартість атомної електроенергії за останні майже півтора десятиріччя є найстабільнішою. Вартість «вугільної» електроенергії зазнала несуттєвого збільшення за останні кілька років. Вартість «газової» електроенергії з 1995 р. підвищилася вдвічі, а енергії, створеної на основі нафтопродуктів, — майже втричі.

Уран не продають на відкритому ринку, як інші сировинні товари. Покупці та продавці укладають переважно довготермінові двосторонні контракти, а ціни незалежного ринку, де продають лише незначну частину урану, публікують компанії «Ux Consulting» і «TradeTech» [45, 46].

За даними щодо спотової вартості урану на світовому ринку [45], після інтенсивного росту (до середини 2007 р.) вартість урану поступово знижувалась і спостерігається тенденція до стабілізації на рівні близько 120 дол. США/кг U, що значно перевищує рівень цін до початку їх стрімкого зростання.

1.6. ОЦІНКА СИРОВИННОГО ПОТЕНЦІАЛУ УРАНУ УКРАЇНИ

Основу мінерально-сировинної бази урану України становлять великі за запасами родовища в натрових метасоматитах Кіровоградського уранорудного району. Друге місце за промисловим значенням належить родовищам у вуглисто-піщаних відкладах палеогену Дніпровського басейну, які придатні для відпрацювання методом ПВ на місці їх залягання. Хоча окремі родовища цього типу невеликі за запасами, їх загальні ресурси значні.

До резервних віднесені дрібні за запасами родовища в кремній-калієвих метасоматитах Побузького району УЩ, руди яких крім урану містять торій, молібден і рідкісноземельні метали (рис. 1.1, див. вклейку).

На сьогодні потреби атомної енергетики в сировині задовольняють за рахунок експлуатації родовищ Кіровоградського рудного району — Мічурінського, Ватутінського, Центрального, Новокостянтинівського.

Родовища Кіровоградського рудного району поділено на такі групи:

- давно інтенсивно експлуатують (Мічурінське, Ватутінське, Центральне);
- недавно введені до експлуатації (Новокостянтинівське);
- розвідані та передані видобувній промисловості, але їх не розробляють (Северинівське, Підгайцівське);
- на стадії розвідки (Докучаєвське, Квітневе);
- пройшли стадію оцінювальних робіт (Партизанське, Юр'ївське, Щорсівське).

Серед родовищ, що займають друге місце за промисловим значенням, розпочато підготовку до експлуатації методом ПВ Сафонівське родовище.

Проведення ГРР на уран регламентовано «Загальнодержавною програмою розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2010 року», затвердженою Законом України, указами Президента України, рішеннями Ради національної безпеки і оборони України, а також галузевої програми Міністерства енергетики та вугільної промисловості «Уран України», розрахованої до 2030 р. Передбачається продовження «Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2010 року» до 2030 р. з визначенням завдань на цей період по кожній категорії корисних копалин і конкретних видах мінеральної сировини.

Вищезгаданими документами визначено основні завдання ГРР на уран.

У Кіровоградському уранорудному районі:

- нарощування промислових запасів споруджуваного Новокостянтинівсько-Докучаєвського гірничодобувного комплексу за рахунок розвідки Докучаєвського родовища;

• збільшення розвіданих запасів Кіровоградського району за рахунок Квітневого родовища;

• аналіз геолого-геофізичних матеріалів щодо Щорсівського і Юр'ївського родовищ з перерахунком попередньо оцінених запасів і ресурсів для подальшої геолого-економічної оцінки, що враховує умови ринкової економіки;

• аналіз геолого-геофізичних матеріалів стосовно Новокостянтинівського, Партизанського, Мічуринського, Ватутінського, Лелеківського і Юр'ївського рудних полів з виділенням ділянок для пошуково-оцінювальних робіт;

• проведення пошуково-оцінювальних робіт у Новокостянтинівському, Партизанському, Ватутінському і Лелеківському рудних полях.

У межах Дніпробасу:

• розвідка Криничанського, Хугорського, Христофорівського і Оленівського родовищ у піщано-вуглистих відкладах палеогену для їх відпрацювання методом ПВ;

• пошуки родовищ, придатних для відпрацювання методом ПВ в Інгуло-Інгулецькому та Саксагансько-Сурському рудних районах, і передусім на флангах відомих родовищ.

В інших регіонах УЩ та на його північно-західному схилі:

• оцінка промислової значущості Дібровського рідкіснозем ельно-торій-уранового рудопрояву у Приазовському мегаблоці УЩ;

• проведення геолого-прогнозних робіт і пошуків уранового зруденіння, пов'язаного з процесами тектономагматичної активізації (ТМА), в Інгуло-Інгулецькій та Оріхово-Павлоградській структурно-фаціальних зонах, у Кіровоградській, Інгуло-Кам'янській, Тальнівсько-Миронівській і Хмільницькій зонах розломів;

• виконання геолого-прогнозних робіт і пошуків уранового зруденіння у вулканотектонічних структурах УЩ — Вільчанській, Болтиській, Південнодонбаській та Іллінецькій;

• проведення геолого-прогнозних робіт у межах палеозойського структурного поверху Ковельського виступу Східноєвропейської платформи (СЄП);

• виконання геолого-прогнозних робіт на уранове зруденіння, пов'язане із зонами рифейських неузгоджень на північно-західному схилі УЩ;

• оцінка металогенічного потенціалу торію УЩ;

• проведення масових пошуків радіоактивної сировини, які супроводжують весь комплекс геологорозвідувальних та інших робіт, пов'язаних з дослідженням надр.

Основні результати виконаних ГРР:

• за рахунок розвідки Докучаєвського і Квітневого родовищ виконується державне замовлення з приросту запасів урану промислових категорій;

• завершена розвідка Докучаєвського родовища, запаси якого затверджені в ДКЗ України; при цьому розвідані запаси Новокостянтинівського-Докучаєвського гірничодобувного комплексу збільшено на 44 %;

• ресурси категорії P_1 Партизанського родовища в результаті переоцінки збільшені більше ніж у 2,5 раза, а на його флангах встановлені балансові руди; це дає можливість значно наростити запаси урану Партизанського рудного поля;

• за результатами пошукових робіт на флангах Сафонівського родовища можна розраховувати на збільшення його ресурсного потенціалу на 40 %;

• за результатами геолого-прогнозних робіт і пошуків виділено перспективні ділянки з оціненими перспективними і прогнозними ресурсами на флангах Ватутінського, Новокостянтинівського, Докучаєвського і Квітневого родовищ, у зонах ТМА розломів і в зоні рифейських структурних неузгоджень;

• оцінено промислову значущість Дібровського рідкісноземельно-торій-уранового рудопрояву — нового для України типу комплексних руд [22].

РОЗДІЛ 2

УРАНОВЕ І КОМПЛЕКСНЕ УРАНОВЕ ЗРУДЕНІННЯ В СТРУКТУРАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЙОГО СХИЛІВ

2.1. ЗОЛОТО-УРАНОВЕ ЗРУДЕНІННЯ В СТРУКТУРАХ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКА

2.1.1. Ізотопно-геохімічне моделювання процесів накопичення золото-уранового зруденіння та ізотопно-геохімічні критерії його оцінки

Розглянуто родовища золото-уранового зруденіння, які належать до уран-альбітитової і золото-кварцової формацій Кіровоградської ТМЗ — Юріївське, Мічурінське і Северинівське. Крім того, описано окремі фрагменти уран-альбітитових об'єктів Центральноукраїнської і Звенигородсько-Ганнівської зон.

Результати досліджень урановорудних альбітитів Кіровоградської зони узагальнені у колективній монографії [23]. Тим не менш питання геології, складу і генезису цих унікальних утворень вивчені недостатньо або зовсім не висвітлені, зокрема, питання їх комплексності. В останні роки увагу дослідників привертають золоторудні об'єкти, виявлені в межах названої структури [24—27, 30], але при цьому концентрації урану і золота розглядають незалежно одну від одної, наче між ними не існує жодного зв'язку. Дійсно, з одного боку, родовища і прояви золота та урану зони часто виявляються роз'єднаними у просторі й часі. Однак з іншого боку, в силу успадкованості геологічних процесів дуже важливо зрозуміти причини та суть змін умов рудоутворення, ймовірно, принципового характеру.

Розглядаючи умови формування руд золота і урану як генетично єдиний процес, вважаємо за необхідне звернути увагу на комплексність Кіровоградської ураноносної зони з позиції перспектив її золотоносності, принаймні в межах трьох вивчених ділянок, а також на основі генетичного зіставлення золотого і уранового зруденіння цих ділянок порівняти критерії їх оцінки, головним чином, в ізотопно-геохімічному аспекті. Отже, нижче викладено лише деякі міркування з цього цікавого і, як здається, складного генетичного питання [28, 29].

Вмісними породами Юріївського родовища золота та урану, південних флангів Мічурінського родовища урану із самородним золотом і Северинівського уранового золотовмісного родовища є тою чи іншою мірою мігматизовані гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії в екзоконтактах з масивами кіровоградських гранітоїдів. Всі родовища належать до типу, пов'язаного з гранітоїдно-метатеригенними комплексами протоплатформних геоблоків раннього протерозою [23, 30].

Юріївське родовище. Фактично мова йде про два самостійні родовища, роз'єднані просторово і в часі. Східноюріївське родовище золота розташоване у висячому, східному, боці зони Кіровоградського розлому, в північ-

но-східній частині Компаніївського рудного поля. Час формування золотого зруденіння, визначений Д.М. Щербаком за ізотопно-свинцевим співвідношенням у галеніті головної рудної асоціації, становить 2000 ± 200 млн років. Такий самий вік для золото-кварц-сульфідного зруденіння Інгульського мегаблока отримали Н.Г. Сиромятников і співавт. [43] ізохронним ізотопно-свинцевим методом з піриту і арсенопіриту. Юріївське родовище урану локалізоване в західному, лежачому, блоці і приурочене переважно до південно-західних флангів рудного поля. Ізотопний вік його, як і уранових родовищ альбітитової формації взагалі, близько 1800 млн років, конкретно для цієї ділянки становить 1750 ± 50 млн років [23].

Золоте зруденіння Юріївського родовища належить до золото-кварцового малосульфідного типу з телуридами бісмуту або до малосульфідної золото-кварцової формації з вмістом сульфідів від 0,5 до 5 % і поширенням сингранітизаційних флюїдизитів [27, 31, 32].

Уранове зруденіння представлене типовими для повнопроявлених альбітитів парагенезисами: альбіт-хлоритовим, альбіт-рибекітовим з піритом і альбіт-гематит-карбонат-флогопітовим. Найпоширеніші мінерали урану — бранерит і уранініт [23], які пов'язані у промисловому масштабі з останнім парагенезисом.

Мічурінське родовище, південні фланги. Вивчено Північноконоплянську ділянку, де урановорудні альбітити, що залягають у лежачому боці Кіровоградського розлому, утворюють переважно ранні асоціації: альбіт-рипідоліт-епідотову з піритом і, частково, альбіт-рибекіт-родузит-егіринову. Дуже рідко, у вигляді незначної домішки, спостерігаються альбіт-2, флогопіт, карбонат і гематит основного продуктивного парагенезису [23]. У процесі дослідження уранових руд у двох зразках було виявлено, вилучено та описано самородне золото [26].

Северинівське родовище. Розміщується в лежачому боці ТМЗ, яку розкрито до глибини 2000 м. Тут поширені повнопроявлені урановорудні альбітити, включаючи ранні й слаборудні альбіт-рипідоліт-епідотову і альбіт-егірин-рибекітову, а також пізню продуктивну альбіт-біотит-карбонат-гематитову асоціації [23]. Повсюдною є домішка піриту, в якому вивчено розподіл золота [26, 33, 34].

Співвідношення золотого та уранового зруденіння у просторі та часі в Кіровоградській ТМЗ підпорядковується загальним закономірностям у межах регіональної латеральної зональності Інгульського мегаблока в цілому [35]. Давніше (2000 млн років) золоте зруденіння, яке представлено крім Східноюріївського Клінцівським родовищем, а також проявами, концентрується у східній частині зони, у її висячому боці. Всі уранові родовища (близько 1800 млн років) розміщуються в західній смузі у лежачому боці розлому. В межах купольної структури центральної частини Інгульського мегаблока, складеної Новоукраїнським, почасти Кіровоградським і Бобринецьким гранітоїдними масивами — найімовірнішими джерелами енергії, золоторудні родовища і прояви можна розглядати як зовнішню, уранові — як внутрішню зони. Ізотопний вік гранітів кіровоградського комплексу, за даними Д.М. Щербака [23], становить 2015—2070 млн років.

Генетичне співвідношення уранового і золотого зруденіння в зоні. Геологічні події в межах вивчених фрагментів зони укладаються у послідовний ряд

процесів, серед яких виділяють власне осадові, метаморфічні, включаючи гранітизацію, і гідротермально-метасоматичні, в тому числі синметаморфічні, сингранітизаційні і постметаморфічні етапи розвитку мегаблока [32]. Рудоутворювальні процеси розглянуто переважно у геохронологічній послідовності.

Вмісні метапороди. Первинно-кластогенні породи нижнього протерозою на УЩ характеризуються підвищеними і диференційованими концентраціями урану: у середньому 4,4 г/т, притому що кларк урану для Інгульського мегаблока становить 2,7 г/т. Ці самі породи мають максимальну, до 90 %, здатність віддавати уран [36]. Згідно з дослідженнями ЦНІГРІ (Москва, Росія, Л.М. Ганжа та ін., 1991), метатеригенні породи чечеліївської світи також збагачені золотом — у середньому 5,5—16,6 мг/т у біотитових, кордієрит-біотитових і діопсид-амфіболових гнейсах. У кіровоградських гранітах і граніто-гнейсах вміст золота значно нижчий — у середньому 1,1—1,6 мг/т. Принципово важливою літолого-геохімічною особливістю чечеліївської світи є наявність поблизу вивчених об'єктів графітових різновидів порід, збагачених Au, U, V, Co, Ni, Cu, Zn. Обсяг цих різновидів не менше 5 %, а місцями (зокрема, в золоторудному полі) сягає 15—20 % розрізу. Вміст золота у середньому 50,7 мг/т. Саме з цими породами генетично пов'язана найраніша рудна мінералізація, віднесена до власне метаморфічної асоціації пірит-мельниковіт-піротин-халькопіритової з графітом. Відкладенням цієї асоціації завершилося становлення рудовмісної товщі, що несе необхідне металеве навантаження.

З огляду на ізотопний склад вуглецю та сульфідної сірки, рудовмісні породи чечеліївської світи є ізотопно-геохімічними аналогами гданцівсько-глеюватського рівня [37] з властивими йому специфічними умовами седиментогенезу: відновлювальна обстановка накопичення відкладів у напівізольованих або ізольованих басейнах лагунного типу; велика кількість органічної речовини в мулах; сульфатредукція і обмежений доступ сульфатних вод. За вмістом вуглецю, його формами і їх ізотопним складом рудовмісні породи зони відповідають типовим метаморфізованим вуглецево-осадовим утворенням [27, 32]. Дослідження цього питання [38, 39] дало змогу припустити наявність у цій частині УЩ металоносного вікового та літолого-стратиграфічного (гданцівсько-чечеліївського) рівня.

Золоторудний процес. Згідно з уявленнями П.Ф. Іванкіна і Н.І. Назарової [40], золоторудні товщі можуть виникати у складі теригенного флішу на фронті повільно мігруючих глибинних («інтрателуричних») флюїдів. Спочатку відновлювальні флюїди, взаємодіючи з алюмосилікатними породами, зазнають наростаючого окиснення, що приводить до відновно-окисної інверсії умов мінералогенезу. Цей процес супроводжується відкладанням і потім неодноразовим рециклюванням графіту, метасоматичної тонкої дисперсно-розсіяної сульфідно-вуглецевої мінералізації штокверкового типу із золотом і кварцом, а також кварцовожильних форм. Установлена нами залежність між вмістом вуглецю в породах і рудах та його ізотопним складом відображує загальну еволюцію вуглецю в рудній системі і підтверджує наявність такої інверсії. Протягом допродуктивного етапу домінуючу роль у системі відігравав відновлений вуглець, з яким пов'язане первинне «надфонове» накопичення золота, урану та інших металів. На власне продуктивному етапі відновлена

форма вуглецю поступово витіснялась карбонатною, причому карбонатний вуглець успадкував графітовий склад [41]. Той факт, що графіт за значеннями $\delta^{13}C$ (від –25,9 до –20,9 ‰, табл. 2.1) практично не відрізняється від графіту, який вважають біогенним, у цьому випадку принципового значення не має, швидше його наявність є індикаторною ознакою саме для визначення джерела речовини. Взагалі висновки про умови седиментогенезу і подальшого регіонального метаморфізму аж ніяк не суперечать один одному.

Поява у газовій складовій флюїдів Юріївського родовища золота високої концентрації азоту, поряд з різними формами вуглецю [27], дає змогу погодитися також з можливою участю у складі флюїду в ранні періоди процесу ціанідів, роль яких полягала в екстрагуванні розсіяного в породах золота, а також у привнесенні в зони додаткової кількості калію [40].

Дуже важливим результатом гранітизації та метасоматозу, що супроводжує гранітизацію, слід вважати формування флюїдизитів. Останні відіграють роль «кварцової основи» та сприяють підготуванню товщі через різні властивості порід, які її складають, до подальших постметаморфічних крихких деформацій, тобто становленню структурного плану рудного поля. Інтенсивне випадання кварцу якраз і свідчить про наявність відновно-окисної інверсії розчинів і в часі збігається з нею. Утворення флюїдизитів, безумовно,

Таблиця 2.1. **Ізотопно-геохімічне порівняння Східноюріївського родовища золота і уранорудних альбітитів Северинівської, Юріївської і Північноконоплянської ділянок Кіровоградської тектонометасоматичної зони**

Параметр	Золото		Уран	
	Кількість вимірювань	Варіації	Кількість вимірювань	Варіації
Вуглець у породах, рудах				
кількість, мг/г	35	0 ... 0,90	67	0,01 ... 1,64
$\delta^{13}C$, ‰	18	–20,9 ... –12,0	45	–18,0 ... –3,2
Графіт				
кількість, мг/г	5	0,13 ... 2,39	3	0,01 ... 0,04
$\delta^{13}C$, ‰	5	–25,9 ... –20,9	3	–23,0 ... –16,0
Сульфіди, $\delta^{34}S$, ‰	28	–0,4 ... +9,8	113	–20,3 ... +9,7
Карбонати				
$\delta^{13}C$, ‰	2	–14,0	70	–13,5 ... –0,4
$\delta^{18}O$, ‰	2	+13,9 ... +18,7	70	+8,0 ... +27,5
Кварц, $\delta^{18}O$, ‰	10	+9,1 ... +13,5	8	+4,7 ... +10,8
Олігоклаз, $\delta^{18}O$, ‰	—	—	4	+7,6 ... +8,6
Мікроклін, $\delta^{18}O$, ‰	3	+8,1 ... +13,2	10	+5,2 ... +8,7
Альбіт, $\delta^{18}O$, ‰	—	—	4	+3,5 ... +8,9
Вода ГРВ				
кількість, мг/г	11	0,12 ... 0,42	10	0,4 ... 4,8
δD, ‰	12	–83 ... –41	10	–81 ... –38
$\delta^{18}O$, ‰	11	–7,8 ... +0,4	10	–4,9 ... +10,0
CO_2ГРВ				
кількість, мг/г	11	0,02 ... 0,22	—	—
$\delta^{13}C$, ‰	12	–18,1 ... –7,3	—	—
$\delta^{18}O$, ‰	12	+11,7 ... +28,2	—	—

є наймасштабнішим відображенням «ін'єкційно-гідротермального перевідкладення» SiO_2 [40]. Якщо в період прогресивного регіонального метаморфізму окварцювання носило характер вузьколокального метасоматичного перерозподілу кремнезему або тонкого прожилкування, то на зазначеному етапі формувалися типові для ін'єкційного морфогенезу кварцові жили з гілкуватим і торцевим виклинюванням і тонкогранулярною структурою кварцу.

Становить інтерес ідея П.Ф. Іванкина і Н.І. Назарової щодо походження флюїдизитів з висококонцентрованих лужно-кремнієвих розчинів. Головною формою міграції кремнезему, на їхню думку, могли бути рідкі силікатні скла, тобто сильнолужні речовини типу Na_2SiO_3 або $K_2SiO_3 \cdot nH_2O$, які мають можливість добре розчинятися. З урахуванням того що на цьому етапі також регіонально проявилися процеси мікроклінізації, відомі на всіх щитах як «калієвий вибух» [42], перевагу, ймовірно, слід віддати гідросилікату натрію. Роль каталізаторів при цьому швидше за все належала CO_2 і SO_2. Наші ізотопні дані підтверджують, що головним джерелом вуглецю та сірки для формування карбонатів і сульфідів золоторудних зон (як і уранових) були вмісні породи. Висновок про безперервне рециклювання цих мінералів напрошується і за даними мінераграфічного аналізу речовинного складу руд.

Протягом продуктивного золоторудного етапу в зонах тектонічного катаклазу і дроблення відбувалися багатоактне гідротермально-метасоматичне перетворення порід, а також формування сульфідної, золотої і телуридно-бісмутової мінералізації. Метасоматичні зміни проявлені насамперед у перекристалізації порід і поступовому «витісненні» (окисненні) графіту, а також інтенсивному окварцюванні з утворенням відповідних зон окварцювання і численних кварц-польовошпатових і кварцових жил і прожилків, іноді з кальцитом. Кварц рудних зон представлений декількома генераціями: найчастіше це білий дрібногранулярний кварц флюїдизитів і пізніший — метасоматичний, який порушує межі жил. «Рудний» кварц, як правило, великокристалічний, склуватий, темний, до чорного.

Іноді в таких ділянках дуже локально, на мікрорівні, проявлені коложильні зміни калішпат-карбонат (анкерит)-слюдистого, можливо, з флогопітом складу, що характерно для подібних умов [27, 31]. Рудоутворювальний процес, отже, є переважно калієвим. Локальність колоруднозмінених порід визначає ступінь зміни відношення K_2O/Na_2O залежно від вмісту золота за загальної позитивної кореляції цих показників. У рудах це відношення зростає в середньому до 1,14 порівняно з 0,8 на периферії рудних зон.

Ізотопний склад кисню кварцу і мікрокліну жил (табл. 2.1) варіює у вузьких межах без помітних закономірностей, що відображують належність до якої-небудь генерації [27], але порівняння ізотопно-кисневого відношення у цих мінералах засвідчує порушення рівноваги в системі кварц—польові шпати. Тільки в одному зразку за розрахунком з $\Delta\delta^{18}O$ системи кварц—мікроклін отримано реальну температуру (555 °С). Однак і цей зразок не витримав перевірки на рівноважність під час порівняння значень $\delta^{18}O$ мінералів і H_2O газово-рідких включень (ГРВ). Отже, кварц і мікроклін не є рівноважними (пегматитовими або жильними) мінералами, тобто нале-

жать до різних асоціацій і сформувалися в результаті різних процесів (наприклад, рання мікроклінізація і пізніше багатоактне окварцювання).

Ізотопно-геохімічні дослідження водню і кисню H_2O та кисню і вуглецю CO_2 ГРВ у мікрокліні й кварці підтвердили нерівноважність цих мінералів. Кварц більшості зразків знаходиться, як ніби, в рівновазі з водою ГРВ. Ізотопна температура, розрахована за $\Delta\delta^{18}O$ кварц—вода в припущенні рівноваги, становить 225—160 °С. З огляду на термобарогеохімічні спостереження О.Є. Лазаренко, а також І.В. Попівняка і співавт. [25, 32], верхня температурна межа продуктивних мінеральних парагенезисів є значно вищою (500—360 °С), а нижня відповідає ізотопній температурі (190 °С) за низького тиску (6,5—4,5 МПа). Варіації $\delta^{18}O$ (–7,8...+0,4 ‰) та δD (–83 ... –41 ‰) води ГРВ свідчать про її переважно метеорну природу з урахуванням ізотопно-кисневого зміщення для зазначених температур [32]. Мікроклін, на відміну від кварцу, є нерівноважним із водою включень. Зважаючи на положення зразків на діаграмі δD—$\delta^{18}O$, вода ГРВ у мікрокліні має змішану природу — в ній крім зазначеної метеорної складової, можливо, збереглася реліктова магматогенна або метаморфогенна вода. Вода, рівноважна з мікрокліном за температури 740 °С, встановлена нами на Северинівському родовищі [43].

Порівняння ізотопного складу сірки однотипних сульфідів (піриту та піротину) в золотоносних окварцованих гнейсах Східноюріївського родовища (–0,4 ... +9,8, середнє +4,3 ‰ [27]), гнейсах чечеліївської (–4,0 ... +7,2, середнє +3,0 ‰) та метаалевролітах глеюватської (–3,9 ... +6,8, середнє –0,8 ‰ [37, 38]) світ (рис. 2.1) вказує на те, що золоторудний процес супроводжувався збільшенням вмісту важкого ізотопу сірки. Ця тенденція узгоджується з відновними умовами рудогенезу, принаймні, в період відкладення ранніх асоціацій. Закінчення золоторудного процесу, що знаменує формування телуридної мінералізації, швидше за все відбувалося на фоні зміни умов на користь окисних.

Таким чином, ізотопно-геохімічні дослідження мінералів і ГРВ у них для Східноюріївського родовища підтверджують низько-середньотемпературний (450—100 °С) гідротермально-метасоматичний характер рудної системи в період формування промислового золотого зруденіння без істотного привнесення глибинної речовини, що аж ніяк не суперечить ідеї початкового фронту глибинних («інтрателурічних») флюїдів. Ізотопний склад О і С карбонатів і флюїду ГРВ у кварці, ймовірно, відображує складний, багатоетапний характер мінералоутворення. Основним джерелом вуглецю та сірки, як, напевно, і рудної речовини, в рудних зонах були вмісні породи, що сформувалися, щонайменше, на допродуктивному етапі. Джерелом води мінералоутворювальних флюїдів у цей період були переважно метеорні води. Температурний інтервал власне золоторудного процесу був, можливо, вузжчим і становив 245—160 °С.

Урановорудний процес. Однією з регіональних геологічних особливостей, яка звертає на себе увагу, зокрема, при порівнянні золоторудної та уранової частин Юріївського родовища, є майже повна відсутність у першій і широкий розвиток у другій діафторитових утворень у типовому їх прояві. Зазначена особливість цілком узгоджується з уявленнями О.М. Комарова

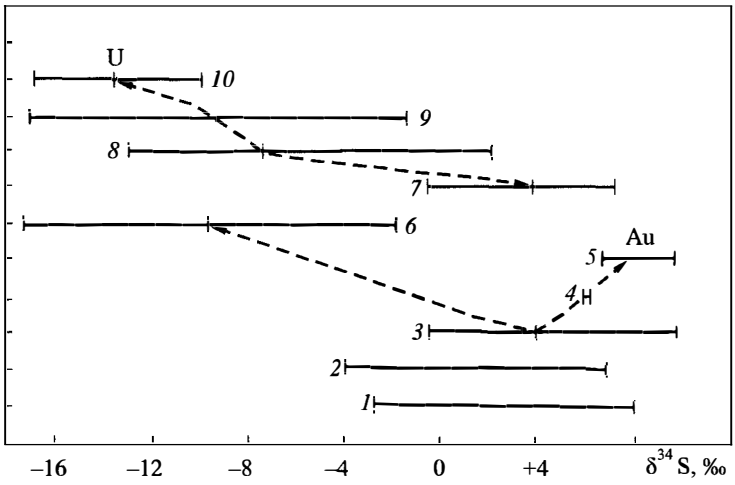


Рис. 2.1. Порівняльна ізотопна характеристика сірки сульфідів золотого і уранового зруденіння Компаніївського рудного поля:
1 — пірит і піротин верхньої частини розрізу гданцівської світи; *2* — пірит і піротин глеюватської світи; *сульфіди Східноюріївського родовища золота*: *3* — пірит катаклазованих і окварцованих гнейсів чечеліївської світи і пегматоїдних гранітів, *4* — піротин зальбандових частин кварцових жил, *5* — арсенопірит золотоносних зон, *6* — пірит альбітитів повнопроявлених; *сульфіди Юріївського родовища урану*: *7* — пірит катаклазованих і діафторированих гнейсів чечеліївської світи і гранітів, *8* — альбітизованих гнейсів і гранітів, альбітитів неповнопроявлених, *9* — альбітитів повнопроявлених безрудних, *10* — альбітитів повнопроявлених рудних

і Л.О. Черкашина [44] про прояв діафторезу одночасно з крихкими деформаціями, катаклазом, мілонітизацією і брекчуванням, на етапі регресивного дислокаційного метаморфізму в ході термічної усадки масивів гранітоїдів, тобто в процесі їх охолодження. Інакше кажучи, діафторез можна розглядати як автометасоматичні зміни гранітоїдів у зонах тектонітів. Роль цього процесу очевидна і різноманітна.

Зокрема, аналіз флюїдної системи на геологічній основі модельного розрізу Северинівського родовища [45] дає змогу пов'язувати початок її функціонування як ураноутворювальної саме з моменту інверсії, тобто переходу прогресивного регіонального метаморфізму до регресивного процесу. Зміна пластичних деформацій на крихкі у регресивних умовах діафторезу і, відповідно, активізація тектонітів зеленосланцевої фації метаморфізму сформували структурну основу родовища, а також спричинили розкриття флюїдної системи і проникнення до неї води з полегшеним ізотопним складом кисню.

Діафторез, що проявився у заміщенні мінеральних парагенезисів амфіболітової фації зеленосланцевими асоціаціями, а також у деанортизації плагіоклазу, вже є натрієвим процесом і характеризується помітним (до 0,2—0,5, тобто в 2—6 разів у конкретних вивчених переходах) зниженням відношення K_2O/Na_2O. У процесі формування ураноносних альбітитів ця спрямованість, як відомо, виражена дуже сильно: відношення $K_2O : Na_2O$ в рудах знижується до 0,05—0,01, тобто більш ніж на порядок. Висока міграційна здатність натрію і тенденція виведення його з гнейсових товщ безсум-

нівна, що і відзначають названі вище дослідники. Однак підкреслимо ймовірну причетність до натрієвого метасоматозу процесу формування флюїдизитів саме внаслідок осадження кремнію з лужно-кремнієвих флюїдів (гідросилікату натрію) з подальшим звільненням великих кількостей натрію і міграції його в бік зон розущільнення, якими, безумовно, були зони діафторезу.

Масштабне зеленокам'яне переродження порід за широкою участю CO_2, крім того, ймовірно, привело до значного збільшення цілком рухомих форм урану, який міг накопичуватися разом з поровими розчинами. Саме превалювання продуктів дисоціації вугільної кислоти над іншими аніонами є показовим для будь-яких гідротермальних уранових родовищ [46], де переважною формою знаходження урану в розчинах були ураніл-карбонатні асоціації [47, 48].

Карбонатна «підкладка» зони була закладена одночасно зі структурною основою саме в процесі діафторезу, причому вже тоді сформувався кальцит декількох типів (табл. 2.2) [41].

Основна маса кальциту діафторитів представлена прожилково-вкрапленим морфологічним різновидом, що утворився метасоматичним шляхом унаслідок

Таблиця 2.2. **Типи карбонатів Северинівського родовища урану**

Карбонати	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	T, °C	$\delta^{18}O$ H_2O, ‰
Кальцит-1. Прожилково-вкраплений діафторитів	–11,4 ... –2,5	18,8 ... +27,5	70—150	–1,0 ... +6,3
Кальцит-2. Жильні зони в діафторитах і мілонітових швах	–7,6 ... –7,0	+11,0 ... +14,7	120	–4,0 ... –0,3
Кальцит-3. Прожилки, гнізда в альбітизованих діафторитах крайових зон	–9,3 ... –2,9	+17,8 ... +26,0	235	+8,8 ... +9,3
Кальцит-4. Прожилково-гніздовий, жильний у повнопроявлених альбітитах	–13,5 ... –0,8	+13,2 ... +15,7	110—145	–0,8 ... +2,5
Кальцит-5. Жильні зони в альбітитах без діафторезу	–2,9 ... –1,2	+8,0 ... +10,0	240—270 120—150	+0,4 ... +3,5 –7,0 ... –4,5
Анкерит, Fe-кальцит-6. Гніздово-вкраплений продуктивної асоціації	–7,9 ... –6,5	+8,1 ... +12,6	220—250	–0,4 ... +0,8
Кальцит-7. Жильний, післярудний в альбітитах аподіафторитових	–6,5 ... –1,6	+16,9 ... +24,2	110	+1,0 ... +2,0
Кальцит-8. Прожилково-гніздовий, післярудний в альбітитах з діафторезом	–5,2 ... –1,0	+9,5 ... +12,4	125—165	–3,0 ... +0,1
Кальцит-9. Жильні зони у дайкових базитах післяальбітитових	–7,9 ... –2,8	+16,0 ... +20,2	105—125	–1,0 ... +2,5
Кальцит-10. Жильні зони у дайкових базитах післяальбітитових	–9,1 ... –5,2	+11,5 ... +12,9	145	–1,6 ... –0,9

деанортизації плагіоклазу, а також за участю первинно-осадового карбонатного матеріалу і законсервованих флюїдів з обтяженою за киснем водою. Крім ізотопних даних це підтверджується приуроченістю мінералу до певних горизонтів порід і наявністю в них специфічних скарноїдних утворень. Такому кальциту властиві широкі варіації значень $\delta^{13}C$ (–11,4 ... –2,5 ‰), пов'язані з температурою мінералоутворення (70—150 °С) і частковим окисненням графіту вихідних порід, і $\delta^{18}O$ (+18,8 ... +27,5 ‰). Кальцит іншого різновиду виконує разом з кварцом крутоспадні жили (відкриті порожнини) в зоні Кіровоградського розлому. Цей різновид повністю відрізняється ізотопним складом як вуглецю (–7,6 ... –7,0 ‰), так і кисню (+11,0 ... +14,7 ‰), тобто сформувався принципово інакше, а саме з флюїдів з полегшеною за киснем водою і гомогенним діоксидом вуглецю (CO_2), що фільтруються в умовах зниження температури від 250 °С (кварц) до 120 °С (кальцит). Подібна гомогенізація речовини потребує глибинних умов, і, отже, ми маємо свідчення глибинної проникненості зон діафторезу.

Дослідження золотоносності Северинівського і південних флангів Мічурінського уранових родовищ [26] також підтверджує існування золотоносних діафторитів, а пов'язування золотоносності з ізотопним складом сульфідної сірки дає змогу відзначити джерело золота.

Насамперед, слід підкреслити принципову відмінність еволюції сірки в золоторудній та урановій системах. Пірит урановорудних систем має протилежну ізотопну тенденцію, а саме зміни значень $\delta^{34}S$ у бік аномального збільшення легкого ізотопу. Наприклад, для порівняння з наведеними даними щодо Східноюріївського родовища золота, в уранових рудах того самого об'єкта в системі діафторити—альбітити—рудні альбітити значення $\delta^{34}S$ змінюються відповідно, ‰: –0,5 ... +3,8, середнє +2,0; –17,0 ... +2,1, середнє –7,1; –16,7 ... –9,8, середнє –12,8 [23] (рис. 2.1).

Так само змінюється ізотопний склад сірки піриту Северинівського родовища у зазначеній системі, ‰: відповідно –0,1 ... +7,3, середнє +3,3; –15,9 ... +9,7, середнє –3,7; –20,3 ... –1,1, середнє –13,3, підпорядковуючись загальній спрямованості ізотопного зміщення на користь ізотопу ^{32}S. Ця спрямованість є наслідком багаторазового перевідкладення сульфідного (також, до речі, як і карбонатного) матеріалу вмісних порід в окиснювальних умовах у процесі регресивного метаморфізму—метасоматозу, внаслідок чого діапазон значень $\delta^{34}S$ сильно розтягується: для Северинівського родовища, зокрема, він становить 30 ‰: від –20,3 до +9,7 ‰.

Вміст золота в піриті Северинівського родовища [26, 33, 34] варіює від 0,03 до 2,2 г/т (рис. 2.2).

Установлена при цьому залежність між вмістом золота й ізотопним складом сірки демонструє чітку тенденцію переважного накопичення золота, разом з нікелем і кобальтом, у зразках із сіркою, що наближається за ізотопним складом до сірки троїлітової фази метеоритів. Найвищими концентраціями золота (0,06—2,2, у середньому 0,61 г/т), а також нікелю (152,6 г/т) і кобальту (327,2 г/т) характеризується пірит зі значеннями $\delta^{34}S$ від –1,5 до +3,8 ‰. Максимум кривої за Au (2,2 г/т) збігається із значенням $\delta^{34}S$ +0,8 ‰ (Ni — 176, Co — 520 г/т). У наведеному діапазоні розміщується в основному пірит діафторитів, іноді слабоальбітизованих.

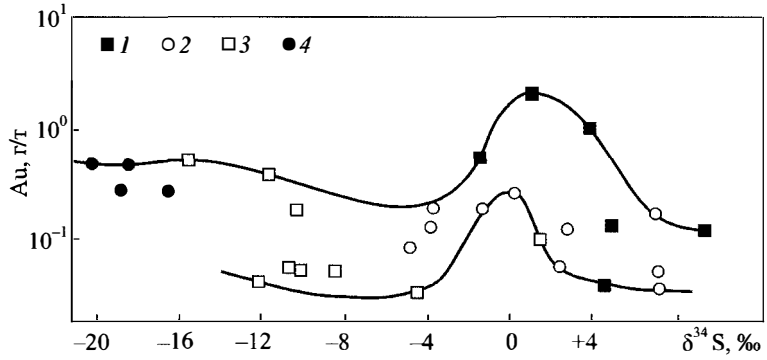


Рис. 2.2. Залежність між вмістом золота і ізотопним складом сірки в піриті діафторитів натрієво-карбонатних метасоматитів.

Пірит: *1* — діафторованих мігматитів, діафторитів, *2* — альбітизованих діафторитів, *3* — альбітитів, *4* — постальбітитових жил

Зміна співвідношення ізотопів сірки на користь як ^{34}S, так і ^{32}S супроводжується зниженням у мінералі концентрацій золота, нікелю і кобальту. У першому випадку це пірит діафторитів, іноді облугованих, ($\delta^{34}S > +4{,}6$ ‰), із середнім вмістом таких елементів, г/т: Au 0,09; Ni 58,7; Co 208,0; у другому — пірит альбітитів, у тому числі рудних ($\delta^{34}S < -3{,}9$ ‰), г/т: Au 0,18; Ni 71,5; Co 188,3. У вивченій сукупності проб піриту золото, нікель і кобальт чітко корелюються між собою: *r*Au-Ni = +0,48; *r*Au-Co = +0,60; *r* Co-Ni = +0,65; зв'язок позитивний достовірний для 95%-го рівня значущості.

Отже, найбільша золотоносність, як і концентрації нікелю і кобальту, властива піриту діафторитів, причому тільки такому, що містить сірку, яка відповідає за ізотопним складом первинній, глибинній. Цей висновок підтверджується ізотопним дослідженням зразків Мічурінського родовища із самородним золотом (за 5 вимірами — Au 80,8—93,7, Ag 7,0—19,3 %). Геологічно зразки відібрані з облугованих діафторитів, які приурочені до ділянки катаклазу у висячому боці зони. Золото в них асоціює з укрупленнями сульфідів (піриту, халькопіриту, сфалериту), хлоритом, кварцом і кальцитом [26, 34]. Ізотопний склад сірки піриту і халькопіриту (–2,3 ... +3,8 ‰) відповідає вузькому інтервалу значень $\delta^{34}S$, характерному для золотоносного піриту Северинівського родовища.

Іншими словами, сульфідам, як і карбонатам, у межах діафторезу властива полігенність, що відображує, з одного боку, процеси рециклювання вихідного матеріалу, з іншого — розкриття саме в цей період рудоутворювальних систем на глибину з привнесенням глибинної речовини, в тому числі золота. Притому ізотопно-геохімічні характеристики найчастіше досить важко поєднуються з візуальними можливостями виділення різних генерацій мінералів. Говорячи про глибинний генезис частини флюїдів, ми не вважаємо, що їх природа є мантійною, але припускаємо зв'язок з глибшими шарами кори, ніж ранньопротерозойські гнейсові товщі, зокрема, можливо, з аналогами архейських метавулканітів, що складають золотоносні зеленокам'яні структури Середнього Придніпров'я.

У ході натрієвого метасоматозу мінералоутворювальна система, з огляду на рециклювання мінералів, насамперед карбонатів (табл. 2.2), функціонувала в режимі багаторазової взаємодії збагачених ураном формаційних розчинів і активізуючих метеорних вод (табл. 2.3).

Перші характеризуються систематично обважненим ізотопним складом кисню ($\delta^{18}O$ до +6,3 ... +10,0 ‰) в умовах, близьких до рівноваги із вмісними породами. Другі в ізотопному відношенні практично не відрізняються від води золоторудного флюїду: $\delta^{18}O$ –9,0 ... –0,3 ‰; δD –83 ... –41 ‰. Змішані флюїди характеризуються проміжними значеннями $\delta^{18}O$ води. Ізотопно легкі розчини при цьому активізували збагачені ураном порові складові, «соки», що привело до формування лінійних урановорудних зон за першим типом поєднання інфільтраційного і дифузійного метасоматозу [49]. Розчини просочувалися по тріщинних зонах, уздовж яких розвивалися інфільтраційно-дифузійні явища, тоді як взаємодія мігруючого розчину з бічними породами відбувалася за допомогою дифузії компонентів через застійні порові розчини. Крім того, в рудному процесі, як і за діафторезу, на основі ізотопних даних установлено участь гомогенних, імовірно, глибинних флюїдів, що засвідчує наявність у складі головної продуктивної асоціації парагенетично співіснуючих «глибинних» піриту ($\delta^{34}S$ від –1,1 до +3,3 ‰) та анкериту ($\delta^{13}C$ від –7,9 до –6,5 ‰, $\delta^{18}O$ від +8,1 до +12,6 ‰).

Таблиця 2.3. **Результати ізотопних і термобарогеохімічних досліджень мінералів Северинівського родовища урану**

Номер зразка	Мінерал, порода	$\delta^{18}O$, ‰ мінералу	*T*, °C	$\delta^{18}O$ H_2O, ‰
266*	Мікроклін пегматоїдної соми	8,0	740	+8,6 ... +10,0
84*	Мікроклін діафториту соми	5,2	260—280	–2,0 ... –1,5
270*	Альбіт альбітиту по мігматиту	8,9	190—240	–1,4 ... –0,7
188	Кальцит діафторитів	19,6	70—105	–1,0 ... +4,1
197	Те саме	18,8	90—150	+0,5 ... +6,3
169	Кальцит жильний діафторитів	12,1	120	–4,0 ... –0,3
571	Кальцит альбітизованих діафторитів	13,4	140—180	–2,9 ... –0,1
72	Те саме	15,2	110—145	–0,8 ... +2,5
49-2	Кальцит синальбітитовий	17,8	237	+8,8 ... +9,3
6	Анкерит рудних альбітитів	8,1	220—250	–0,4 ... +0,8
271	Кальцит постальбітитовий	17,0	112	+1,0 ... +2,0
118	Те саме	11,6	124—165	–3,0 ... +0,1
13	Кальцит синальбітитовий	8,0	240—270	+0,4 ... +3,5
13	Кальцит постальбітитовий	8,0	120—150	–7,0 ... –4,5
69-1	Кальцит постдайковий	16,0	103—127	–1,0 ... +2,5
216	Те саме	11,6	144	–1,6 ... -0,9
169	Кварц діафторитовий	10,4	250	–0,1
247	Кварц жильний діафторитовий	9,1	180—200	–5,3 ... –4,1
	Те саме		120—160	–9,0 ... –6,9
571	Кварц реліктовий альбітитів	8,0—9,0	230—240	–2,4 ... –0,8
61	Те саме	4,7	300	–3,5
15	Кварц постальбітитовий	7,5	200—275	–3,7 ... –1,8

* Зразки, для яких значення $\delta^{18}O$ H_2O отримані прямим виміром, а температури розраховані. В інших зразках значення $\delta^{18}O$ H_2O розраховані на підставі температури гомогенізації включень.

Руди відкладалися на фоні функціонування окисних геохімічних бар'єрів, існування яких, як ми показали раніше [23, 45], випливає з латеральної і вертикальної ізотопно-геохімічної зональності, а також підтверджується прямою позитивною кореляцією всіх ізотопних параметрів з коефіцієнтом продуктивності та співвідношенням окисної і закисної форм заліза в рудній зоні: Fe_2O_3/FeO досягає максимальних значень (2,64—3,34) на рівні рудних перетинань.

Температурний інтервал осадження урану фіксується доволі упевнено [45]. Аналіз геохімічних систем газово-рідких включень у кварці й польовому шпаті рудних зон підтверджує ознаки карбонатних форм перенесення елемента. Встановлені факти накопичення гідрокарбонату в розчині на останніх стадіях рудоутворення за температури нижче 250 °С (120—240 °С). За умов багаторазового заморожування і подальшого розморожування низькотемпературних включень вдалося виростити кристали гідрокарбонату. Збільшувалась і кількість CO_2 в газовій фазі включень. Як правило, порогом «підривання» (розтріскування) вуглекислотних включень є температура 240—300 °С (густина CO_2 дорівнює 0,73 г/см^3). Водно-сольові з невеликою домішкою включення гомогенізуються за температури 180—200 °С і тиску 67 МПа. За температури 120—160 °С відбувається гомогенізація водно-сольових, без домішки CO_2, включень. Температурний інтервал 300—180 °С, таким чином, можна розглядати як температуру початку і завершення руйнування ураніл-карбонатних комплексів і рудовідкладення. Дійсно, за експериментальними даними Г.Б. Наумова [47] і Р.П. Рафальського [48], ураніл-карбонатні комплекси найбільш розчинні та стійкі у лужних і близьконейтральних розчинах за умов помірно підвищеної температури (250—300 °С). При 200 °С розчинність цих комплексів невелика і збільшується із зростанням парціального тиску CO_2. Отже, випадання карбонатних фаз неминуче приводило до осадження урану. Гомогенізація ж включень в альбіті альбітитової зони відбувається в інтервалі температур починаючи з 460—400 до 100 °С [23, 50].

Таким чином, золоте і уранове зруденіння Кіровоградської ТМЗ повною мірою можна розглядати як полігенне, оскільки всі виявлені в її межах процеси, підпорядковуючись закону доцільності та сумірності природних явищ, так чи інакше належать до єдиного циклу рудогенезу. Всі процеси, починаючи з седиментогенезу у відновних умовах напівізольованих лагун, подальшого прогресивного метаморфізму і гранітизації вуглецевих порід і закінчуючи діафторезом і різновіковими епітермальними рудними системами, утворюють єдиний причинно-наслідковий ланцюг геологічних подій [28, 29].

За джерело енергії, що «живило» рудні системи, можна прийняти гранітоїдні масиви кіровоградського комплексу. На прогресивному етапі метаморфізму спочатку сформувалося сприятливе геологічне середовище, що несло необхідне металеве навантаження. Потім, у процесі гранітизації на периферії середовища відбувалося багатостадійне окварцювання, яке завершилось утворенням флюїдизитів з висококонцентрованих лужно-кремнієвих розчинів. Саме флюїдизити стали кварцовою основою і сприяли становленню структурного плану майбутніх золоторудних систем, а також, імовірно, зумовили процес мобілізації натрію для уранових систем. У період

регресивного метаморфізму у частині сегмента кори, яка остигала, пластичні деформації змінилися крихкими, що супроводжувалося діафторезом порід. Діафторити відігравали найважливішу роль у накопиченні урану у вигляді мобільних ураніл-карбонатних форм і становленні структурної основи уранорудних систем.

Послідовне остигання сегмента кори привело до такого ж послідовного та зонального виникнення золоторудної та уранової систем, які функціонували в режимі дискретно проявлених гідротермально-метасоматичних процесів у приблизно однаковому діапазоні температур 450—100 °С [35]. Температурний інтервал власне рудного процесу був значно вужчий: 245—160 °С для золота і 300—180 °С для урану. Основу флюїду, зважаючи на ізотопний склад кисню і водню, складала одна й та сама метеорна вода, яка у певних умовах могла консервуватися, набуваючи характеру формаційних або навіть метаморфогенних розчинів. При цьому безпосередньо в рудних системах умови рудовідкладання змінювались від переважно відновних (у золоторудних) до різко окисних (в уранових). Змінився і тип метасоматозу: кремній-калієвий золоторудних систем — яскраво вираженим лужним натрієвим уранових руд.

Джерелом речовини, як рудної (золота, урану та інших металів), так і мінералізаторів (сірки і вуглецю), в основному, були гнейсові товщі чечеліївської світи, в тому числі графітвмісні, тобто метаморфізовані в умовах амфіболітової фації теригенні відклади золотоносного і уранооносного флішу. Стосовно золота є всі підстави говорити також про глибинне джерело, а саме про формування на ділянках глибинної проникненості зон золотоносних діафторитів. Формами локального перенесення елементів, тобто їх міграції безпосередньо в рудних зонах, були для золота гідросульфідні, для урану — ураніл-карбонатні комплекси.

Природа рудоутворювальних флюїдів Новокостянтинівського родовища урану. Родовище розташоване у північній частині Новоукраїнського гранітного масиву поблизу контакту з гранітами рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону в Новокостянтинівській зоні розлому меридіонального напрямку [51, 52]. У структурному плані воно пов'язане з тектонічним вузлом, утвореним Східною гілкою згаданої зони і великим порушенням північно-східного плану — Січним розломом. Вмісними породами є новоукраїнські граніти, які складаються з мікрокліну (мікроклін-пертіт), олігоклазу, кварцу, біотиту, домішками є гранат, монацит, апатит, рутил, циркон, магнетит. Рідко трапляються останці біотитових з кордієритом і гранатом гнейсів. Серед тектонітів найважливіша роль належить зонам мілонітів і катаклазитів етапу крихких деформацій, які можуть успадковувати ранні пластичні деформації або виходити за їх межі та які мають складну будову з виділенням передальбітитових, синальбітитових (передрудних) і пострудних елементів [23].

Рудовмісні породи представлені послідовним рядом, що відображує зональну, просторово і генетично взаємопов'язану систему: 1) новоукраїнські граніти біотитові і гранат-біотитові; 2) діафторовані граніти і діафторити епідот-хлоритові — цими змінами порушено до 90 % гранітів ділянки; 3) альбіт-мікроклінові, кварц-альбіт-мікроклінові «сієнітоподібні» породи (епісієніти [53]), істотно епідот-хлоритові; вони пов'язані із зовнішніми

частинами тіл альбітитів; 4) альбітити егіринового, актинолітового і хлоритового складу, що формують центральні частини метасоматичних ореолів; 5) егіринові, рибекіт-егіринові, флогопітові та інші альбітити з урановим зруденінням.

У складі рудних альбітитів найбільш поширені егіриновий і флогопітовий типи, підпорядковане значення мають рибекітовий і епідот-хлоритовий типи. Рудними при цьому є альбітити з накладеною урановою мінералізацією. Зазначений О.Ф. Маківчуком (1982) повсюдний супровід уранової мінералізації синрудними карбонатом, гематитом і флогопітом дає змогу провести паралель цієї мінералізації з продуктивними асоціаціями Северинівського, Північноконоплянського і Ватутінського родовищ [23, 41].

Характер поведінки урану, торію і свинцю в рудно-метасоматичних процесах формування родовища показаний в табл. 2.4.

Головні мінерали урану — уранініт і бранерит. Бранериту властивий підвищений вміст (%) Pb (7,0—13,0), Ca (0,9—4,1) і Ti (15,6—24,8) [54], останнє може бути пов'язане з розвитком оксидів титану під час руйнування мінералу. За складом бранериту Новокостянтинівське родовище подібне до Северинівського, але відрізняється від Ватутінського, де склад мінералу майже стехіометричний [23]. Уранініт, на відміну від уранініту Северинівського родовища, представлений безкальцієвим різновидом з високим вмістом свинцю (PbO 19,8 %; CaO 0 [54]). Ф.І. Ракович (1985) віддає пріоритет саме уранініту, виділивши, як мінімум, дві його генерації: ранню — у вигляді ідіоморфних кристалів у зв'язку з альбітом, апатитом, цирконом, і пізнішу (головну) — у вигляді вкраплень і гніздоподібних виділень у зрощенні з карбонатами, альбітом, егірином, сфеном, флогопітом. Переважання уранінітового типу руд вона пояснює тим, що в умовах достатньої лужності розчинів і підвищеної активності кальцію титан входить до складу сфену (кількість останнього сягає 5—11 %), а уран із зниженням активності титану замість бранериту осідає у вигляді оксидів. Підкресливши близьке у часі формування основної маси уранініту і бранериту, дослідниця відзначає також звичайне для рудних зон Новокостянтинівського родовища заміщення уранініту уранатами, силікатами і гідроксидами уранілу.

Ізотопний вік рудних альбітитів Новокостянтинівської зони, визначений Д.М. Щербаком [23] за цирконом U-Pb методом, становить 1835 ± 25 млн ро-

Таблиця 2.4. **Вміст U, Th і Pb (г/т) у рудовмісних породах і рудах**

Вибірка	Кількість проб	U		Th		Pb	
		Варіації	Середнє	Варіації	Середнє	Варіації	Середнє
1	4	2,0—14,0	8,1	—	—	—	40,0
2	13	0,5—7,8	3,5	5,2—200,0	48,0	24,0—50,0	34,2
3	8	0,8—9,2	5,2	8,2—47,0	21,5	30,0—60,0	41,4
4	7	0,4—56,0	20,8	7,0—13,0	9,7	20,0—43,0	27,6
5	8	51,0—248,0	151,0	—	25,0	20,0—1065	258,4
6	9	568—4470	1449,4	—	28,0	100—1130	642,2

Примітка: *1* — гнейси; *2* — граніти; *3* — мікроклініти; *4* — альбітити безрудні; *5* — альбітити слаборудні; *6* — альбітити рудні.

ків; близькі значення (1800 ± 60 млн років) отримані й для акцесорного сфену з цих самих порід. Ізохронний вік новоукраїнських гранітів центральної частини масиву визначений, як 2014 млн років.

За ізотопними характеристиками рудовмісниих порід і руд, тобто матриці, Новокостянтинівське родовище в цілому подібне до інших об'єктів цієї формації [23].

Вмісні породи. Співвідношення вмісту вуглецю і його ізотопного складу в породах і рудах родовища (табл. 2.5) підпорядковується загальній для всіх альбітитових родовищ залежності, яка близька до експоненційної, з тенденцією зміщення $\delta^{13}C$ на користь ізотопу ^{13}C на фоні збільшення валової кількості С від вмісних порід, насамперед новоукраїнських гранітів, включаючи сієнітоподібні різновиди, до рудних альбітитів.

Наведена тенденція, на наш погляд, свідчить про зміну форм вуглецю від істотно графітової у вихідних утвореннях через змішану, графітову і карбонатну в діафторитах, мікроклінітах і слабопроявлених лужних метасоматитах до карбонатної в альбітитах і рудах [23]. Вона ж передбачає успадкованість гранітами ізотопно-легкого вуглецю графітвмісних гнейсів, що підтверджується як значеннями $\delta^{13}C$ CO_2 флюїдних включень (табл. 2.6), зумовленими наявністю органіки, так і виявленням органічної речовини під час безпосереднього дослідження включень. Показовим є порівняння $\delta^{13}C$ (‰) CO_2 включень і загального (CO_2 + органічна речовина): вуглець останніх істотно легший (–26,0 ... –15,7) порівняно з вуглецем перших (–11,3 ... –6,6) при $\delta^{18}O$ +23,6 ... +31,0.

Згідно з наведеними даними, гнейси в останцях серед гранітів, які А.Х. Бакаржієв і співавт. [23] вважають архейськими, можна зарахувати до інгуло-інгулецької серії (PR_1). На користь цього висновку, крім вуглецевої складової, свідчить факт виявлення у гранітах (граніто-гнейсах) реліктового піриту зі значенням $\delta^{34}S$ +17,1 ‰, тобто в діапазоні чечеліївського літолого-стратиграфічного рівня [38].

Альбітити. Значення $\delta^{18}O$ олігоклаз-альбіту (+7,2 ... + 0,7 ‰) і кварцу (+7,0 ... +3,2 ‰), а також $\delta^{18}O$ (+21,5 ... +10,7 ‰) і $\delta^{13}C$ (–7,0 ... –1,6 ‰) кар-

Таблиця 2.5. **Вміст й ізотопний склад вуглецю рудовмісних порід і руд Новокостянтинівського родовища та прилеглих ділянок**

Породи, руди	Кількість проб	$C_{вал}$, %	$\delta^{13}C_{вал}$, ‰	
			варіації	середнє
Граніти рапаківі	5	0—0,09	—	–12,7
Чарнокити	1	0,04	—	–13,6
Монцоніти, сієніти	7	0—0,60	–12,9 ... –9,8	–11,3
Граніти новоукраїнські	10	0,01—0,02	–7,2 ... –22,6	–14,2
Сієнітоподібні породи	10	0—0,03	–14,4 ... –14,0	–14,2
Кварц вмісних порід	4	0—0,04	—	–19,4
Мікроклініти	3	0,02—0,34	–6,9 ... –3,7	–5,0
Облуговані породи	3	0,08—0,35	–6,2 ... –4,3	–5,2
Альбітити	5	0,04—0,31	–6,2 ... –2,0	–4,7
Альбітити рудні	19	0,20—0,71	–8,5 ... –1,3	–3,2

Таблиця 2.6. **Ізотопний склад С, О, Н компонентів газово-рідких включень у кварці альбітитів і вмісних порід**

Номер зразка	Номер свердловини / глибина, м	H_2O*1		CO_2*2	
		мг/кг	δD, ‰	мг/кг	δ^{13} C, ‰
9	152/123	325	–81	5,4; 6,5	–6,7; (–6,5*3)
10	152/151	283	–54	7,0	–15,7
11	152/170	83,5	–43	2,5; 8,2	–23,4; –22,5
12	152/157	80	–40	10,0	–21,5
15	4-82/112	550	–79	—	—
16	4-82/125	550	–54	6,0	–26,0
17	4-82/143	167; 242	–60; –67	6,2	–23,6
18	4-82/159	—	–57; –55	6,0	–7,1*
19	4-82/130	267	–90	—	—
20	4-82/176	719	–74; –76; –82	5,0	–19,4
30	152/255	—	—	5,0; 6,0	–11,3; –9,7*3
48	4-82/181	400; 317	–54; –44	6,2	+1,6
49	4-82/185	260	–84	—	—
50	4-82/205	—	—	12,0	–23,6
51	2136/74	<17	—	7,0	–16,3
52	2136/88	<17	—	1,2	—
53	2136/72	<33	—	1,5; 11,0	–20,9; –23,2
55	2122/437	—	—	2,5	–17,9
56	2122/439	<33	—	5,0	—
57	2122/413	54	—	1,4	–2,2
58	2122/415	62,5	—	13,0	–8,6

*1 $\delta^{18}O$, ‰: зразок 10 –12,5; зразок 12 –16,5.

*2 $\delta^{18}O$, ‰: зразок 9 +31,0; зразок 18 +23,6.

*3 Значення $\delta^{18}O$ і $\delta^{13}C$ стосуються CO_2 ГРВ, в інших зразках газову фазу включень після механічного розтину допалювали на оксиді міді при 600 °С, вміст CO_2 і $\delta^{13}C$ характеризують валовий вуглець летких компонентів ГРВ (CO_2 + органіка).

бонатів [54, 55] цілком відповідають умовам гідротермальної системи. При цьому встановлено зміщення ізотопного співвідношення кисню альбіту у бік ^{16}O в міру інтенсифікації лужного процесу [56] і обважненість кисню карбонатів жильної фації в рудних альбітитах порівняно з безрудними [53]. Останнє може бути пояснено падінням температури мінераловідкладання на пострудній стадії. Ґрунтуючись на ізотопії і термобарогеохімії, автори публікацій [54, 56] наводять температури функціонування системи від 400—340 до 130—120 °С. Отримані Д.М. Щербаком (1980) значення $\delta^{34}S$ піриту в альбітитах (–14,0 ... +2,5 ‰) властиві практично всім альбітитовим родовищам Інгульського мегаблока. Тенденцію систематичного полегшення ізотопного складу сірки піриту, регенерованого в лужному процесі, ми пов'язуємо з окиснювальною обстановкою уранового рудоутворення [23].

Рудоутворювальний флюїд. Як кисневмісну матрицю для дослідження рівноваги в рудоутворювальних системах ми використовували наведені раніше ізотопні дані [54—56]. У гранат-біотитовому граніті пара кварц—олігоклаз ($\delta^{18}O$ +7,0 і +7,2 ‰ відповідно), безумовно, не є рівноважною. У зміненому граніті (кварц-альбіт-мікрокліновій породі) система кварц (+3,2 ‰)—аль-

біт (+1,0 ‰)—вода флюїду (–1,8 ... –1,6 ‰) рівноважні за температури 390—380 °С. У альбітиті рівновага у системі кварц (+3,7 ‰)—альбіт (+0,7 ‰)—вода флюїду (–4,0 ‰) виявляється за температури 290 °С [57].

Іншим параметром для розрахунків рівноваги системи був ізотопний склад кисню води ($\delta^{18}O$), визначений тільки для двох зразків апогранітових мікроклінітів зовнішніх зон без ознак альбітизації — від –16,5 до –12,5 ‰ (табл. 2.6). Така вода може бути рівноважною з кварцом (+7,0 ... +3,2 ‰) або альбітом—олігоклазом (+7,2 ... +0,7 ‰) тільки за низьких температур: 150—82 і 132—54 °С відповідно [58, 59].

Загальний діапазон значень температури гомогенізації флюїдних включень у мінералах (табл. 2.7) становить 420—53 °С, що відповідає опублікованим даним [54, 56]. Процес альбітизації проходив у вужчому температурному інтервалі: 300—190 °С. Разом з тим наведені дані демонструють близькість окремих температурних інтервалів у кварці і альбіті, що дає можливість припускати належність цих сімейств газово-рідких включень до одних генерацій.

Розрахунок ізотопного складу кисню води, виходячи з рівноваги в системі мінерал—вода [57—61] для кварцу, альбіту і карбонатів зі значеннями $\delta^{18}O$ (‰) відповідно +7,0 ... +3,2; +6,7 ... +0,7 і +10,7 ... +13,4 в інтервалах температур, наведених у табл. 2.7, показав загальну тенденцію її ізотопно-кисневого полегшення у міру охолодження рудоутворювального флюїду. Причому як зниження температури в системі, так і зміщення ізотопного співвідношення кисню в бік ізотопу ^{32}O носить дискретний характер, відображуючи прояви крихких деформацій і, відповідно, перерви мінералоутворення.

Найважчою за киснем (–2,6 ... +2,8 ‰) є вода, законсервована у дорудних калій-кремнієвих метасоматитах (мікроклінітах) за температур 420—350 °С, що підтверджується згаданою вище системою кварц—альбіт (мікроклін)—вода, рівноважною за температури 390—380 °С.

Таблиця 2.7. **Залежність ізотопного складу кисню води флюїду від температури гомогенізації включень у мінералах**

Кварц		Альбіт		Карбонат	
$T_{гом}$, °С	H_2O $\delta^{18}O$, ‰	$T_{гом}$, °С	H_2O $\delta^{18}O$, ‰	$T_{гом}$, °С	H_2O $\delta^{18}O$, ‰
420—349	–2,6 ... +2,8	—	—	—	—
311—285	–4,7 ... 0	297—287	–5,6 ... +0,7	—	—
259—230	–7,2 ... –2,0	250—245	–7,2 ... –1,0	—	—
220—160	–11,7 ... –3,9	218—190	–9,9 ... –2,4	195—171	–3,0 ... +0,3
152—129	–14,5 ... –8,6	129	–14,4 ... –8,4	149—130	–3,5 ... +0,7
116—53	–25,2 ... –12,0	—	—	—	—

Примітка. Значення $\delta^{18}O$ H_2O в карбонатах при температурі 195—171 °С розраховано за доломітом [60], 149—130 °С — за кальцитом [61]. Температури гомогенізації мінералів визначені О.Є. Лазаренко, С.В. Кузнєцовою, Н.М. Гостяєвою. *Характеристика зразків*: 9—12 — зони окварцювання в мікроклінітах по гранітах рапаківі (?) без ознак альбітизації; 15—20 — кварцові прожилки і зони окварцювання у гранітах новоукраїнських великопорфіробластових з ознаками альбітизації; 30 — кварц-хлоритова сієнітоподібна порода по новоукраїнських гранітах; 48—50, 55—58 — кварц із альбітитів; 51—53 — кварц із бластомілонитів альбітизованих.

Власне альбітити, або колорудні метасоматити, генетично пов'язані з процесом накопичення урану, але самі по собі безрудні, сформувалися в діапазоні температур 310—285 °С із розчину з дещо легкою водою (–5,6 ... +0,7 ‰), рівноважною з альбітом-1 і реліктовим (рецикльованим) кварцом. Цим параметрам відповідає рівноважна за температури 290 °С система кварц—альбіт—вода безрудних альбітитів.

У продуктивній асоціації (альбіт-2, кварц, залізистий карбонат, гематит, флогопіт + уранініт і бранерит) наявна вода із значно легшим у ізотопному відношенні киснем (–11,7 ... –2,4 ‰), яка рівноважна з альбітом і кварцом за температури 260—160 °С. Наявністю важчої води в цій асоціації характеризується карбонат (–3,0 ... +0,3 ‰).

Пострудні утворення, здебільшого жильної фації, пов'язані з остигаючою (150—130 °С і нижче) системою і легкою водою (–14,5 ... –8,4 ‰, якщо зважати на пари кварц—H_2O і альбіт—H_2O). Характерний для пострудних жил кальцит, як і карбонат продуктивної асоціації, відрізняється відносно важким киснем води (–3,5 ... +0,7 ‰). Найнижчі температури (до 53 °С), як і аномально легка за киснем вода (–25,2 ... –12,0 ‰), властиві кварцу вмісних гранітів. Саме воді відпрацьованих залишкових розчинів з холодних зон відповідають безпосередні вимірювання (див. табл. 2.6).

Флюїдонасиченість системи, з огляду на склад кварцу, дуже нерівномірна (табл. 2.6). Якщо максимальний вміст CO_2 (9,1 г/кг кварцу в середньому) характерний для альбітитів внутрішньої зони, то H_2O флюїдних включень міститься переважно в альбітизованих гранітах зовнішньої зони (458,1 г/кг мінералу). Ці дані цілком узгоджуються з результатами термобарогеохімічних спостережень: кварц альбітизованих гранітів і альбітитів відзначається кращим проявом флюїдних включень, великими їх розмірами (до 27—33 мкм), підвищеною кількістю в їх складі газової фази (до 40—80 %) і гомогенізацією (в рідку фазу) в температурному інтервалі 310—130 °С. Мінімальну кількість H_2O і CO_2 (зазвичай за межами можливості ізотопних досліджень) зафіксовано в тектонітах (мілонітах, бластомілонітах), у тому числі альбітизованих, унаслідок їхньої низької проникності.

Розподіл ізотопів водню по зонах, за загального діапазону значень δD H_2O (‰) від –90 до –40, відповідають кількості в них води (г/кг мінералу):

1) вмісні апогранітові кварц-мікроклінові метасоматити –54,5 і 192,9;

2) «епісієніти» і альбітизовані граніти зовнішньої зони –70,0 і 458,1;

3) альбітити внутрішньої зони –66,5 і 309,2.

Аномально легку за воднем воду (–180 ... –121 ‰), що описана для рудних альбітитів родовища [56, 62], ми не виявили. Можливо, такі результати пов'язані з аналізом водню по породах з екстракцією, в тому числі води [OH]-груп гідроксилвмісних мінералів. Важливо зазначити, що навіть поверхневі води джерел, свердловин і криниць цього району, згідно з нашими даними (δD –103 ... –54 ‰ з 163 визначень [63]), подібну воду не містять.

У сукупності з наведеними вище значеннями $\delta^{18}O$ води, розрахованими і виміряними, ці дані підтверджують висновок про метеорну природу води рудоутворювальних розчинів [55, 56], вміст якої збільшується з кожною новою активізацією крихких деформацій. Відзначаючи еволюцію рудної системи, ми не виключаємо можливість надходження нових порцій метеор-

ної води у зв'язку з такою активізацією. Це тим більш імовірно у зв'язку з установленими фактами трансформації мінералів урану, включаючи і розвиток вторинних уранатів, силікатів і гідроксидів уранілу.

Ізотопно-геохімічні критерії пошуків і оцінки комплексності зруденіння. Перш ніж розглядати ізотопно-геохімічні критерії оцінки зруденіння, слід підкреслити найважливіше значення геологічних факторів контролю родовищ золота і урану в межах Кіровоградської ТМЗ, оскільки тільки для конкретних геологічних обстановок має сенс урахування будь-яких інших критеріїв. У такому разі геологічна обстановка, яка характеризується сукупністю факторів, так чи інакше врахована вище. Тектонічними факторами, як регіональними, так і локальними, є особливості структур рудних площ, родовищ і окремих рудних тіл, а також внутрішньої будови руд. Останнє надзвичайно важливе, оскільки внутрішня будова руд впливає на ритмічну зміну умов рівноваги в мінералоутворювальних системах. Магматичні фактори визначають просторово-часове положення рудних тіл відносно гранітоїдних масивів, як джерел енергії. Показовими в цьому випадку є температурні умови функціонування флюїдно-мінеральних систем. Стратиграфічні й літологічні фактори контролю зумовлені приуроченістю зруденіння до товщ певного, ранньопротерозойського, віку і, зокрема, до вихідних металоносних графітвмісних гнейсів, якими складені синклінальні прогини.

Розробка ізотопно-геохімічних критеріїв пошуків і оцінки гідротермального золотого і уранового зруденіння з урахуванням згаданих вище геологічних факторів показала перспективність таких напрямів [64].

1. З позицій моделі первинного накопичення золота і урану в процесі формування в ранньому протерозої теригенного флішу [27, 29] найважливіше пошукове значення мають гнейсові товщі інгуло-інгулецької серії і, зокрема, графітвмісні гнейси з сульфідною (пірит-піротин-халькопіритовою) мінералізацією. Останнє було переконливо доведено групою ЦНІГРІ (Москва, Росія). Сірка цих протосульфідів має достатньо витриманий ізотопний склад ($\delta^{34}S$ –4,0 ... +7,0 ‰), характерний для чечеліївської і верхньої частини гданцівської світ, сформованих, як показано вище, в умовах відновної обстановки літогенезу у напівізольованих або ізольованих басейнах лагунного типу: велика кількість органічної речовини в мулах, сульфатредукція і обмежений доступ сульфатних вод [37, 38]. Первинно біогенну природу графіту в складі гнейсів ніби підтверджує і ізотопний склад вуглецю ($\delta^{13}C$ –31,3 ... –20,9 ‰). За ізотопними даними, таким чином, можна досить об'єктивно ідентифікувати стратиграфічний рівень сприятливого для рудоутворення, первинно збагаченого металами літолого-геохімічного середовища, що допомагає пошуковим роботам. При цьому власне золоторудна мінералізація юріївського типу локалізується переважно в прогинах, а уранова — в крайових їх частинах.

2. Наявність та інтенсивність гідротермально-метасоматичної мінералізації в породах сама по собі може бути пошуковим критерієм потенційно перспективних зон, оскільки свідчить, з одного боку, про ступінь тектонічного ослаблення тих чи інших блоків порід, а з іншого — про масштаб їх флюїдонасичення. Визначення температурних умов формування мінералізації, на основі ізотопних термометрів або даних гомогенізації флюїдних

включень, дає змогу конкретизувати мінералоутворювальні процеси. На вивчених об'єктах золоторудна і уранова системи функціонували в приблизно однаковому діапазоні температур 450—100 °С, але були роз'єднані в просторі і в часі (приблизно на 200 млн років). Температурний інтервал власне рудного процесу був значно вужчий: 245—160 °С для золота і 300—180 °С для урану. Внутрішньо-мінералізаційні крихкі деформації, що взаємопов'язані з температурами та іншими параметрами систем, підтверджують регресивний, але дискретно проявлений характер гідротермальних процесів. Дискретність рудоутворювальних систем показана для Северинівського (уран) і особливо очевидна для Юріївського (золото) родовищ [31, 41].

3. Регіональним критерієм власне золоторудних проявів типу Юріївського родовища є постійний і дуже широкий розвиток кварцу різних генерацій, включаючи кварц флюїдизитів, а також гідротермально-метасоматичний, в тому числі власне рудний. При цьому кількість мінералу помітно зростає із збільшенням дислокування порід. Кварц, з одного боку, є основою і найчастіше матрицею золоторудної мінералізації, з іншого — він поширений значно більше, ніж саме зруденіння, тобто окварцювання на родовищі можна розглядати як обов'язкову, але недостатню ознаку рудних зон. Ю.П. Шестаков з колегами (1994) встановили закономірну залежність золотоносності від насичення гнейсових розрізів кварцовими і кварц-польовошпатовими прожилками. Найперспективнішими є ділянки, в яких кількість прожилків досягає 10 на 1 м керна або більше. У межах ураноносних зон таке окварцювання відсутнє, навпаки, зафіксовано винесення кварцу.

При цьому тенденції ізотопно-кисневої зміни в кварці залежно від перспективності ділянок в уранових і золотоносних системах різні. У перших, на прикладі Северинівського родовища, встановлена чітка тенденція зниження $\delta^{18}O$ кварцу (полегшення) на фоні його винесення: від вмісних ультраметаморфічних порід, у тому числі мікроклінізованих (+10,5 ... +9,6 ‰), до діафторитів (+7,1 ‰) і далі до пострудних жил (+4,7 ‰) [23]. У других, на прикладі золоторудного Юріївського родовища, значення $\delta^{18}O$ безрудного кварцу порівнянні з такими вихідного кварцу Северинівського родовища (+10,9 ... +9,1 ‰). Виняток становить один зразок кварцу з восьми (+13,2 ‰), який явно зазнав рудного процесу. Що стосується рудного кварцу, то в двох його зразках кисень помітно обважнений (+13,5 ... +12,1 ‰) [31], тобто тенденція ізотопно-кисневого зміщення ніби є протилежною.

4. Для уранових систем важливу індикаторну роль відіграють карбонати. Аналіз кількісного і якісного співвідношення в зонах мінералого-геохімічних типів карбонатів [23, 41] показав, що повнопроявлені альбітити з наявністю максимально диференційованих карбонатних фаз, і в значній кількості, характеризують сприятливіші умови для формування багатих уранових руд. Важливим чинником є наявність у тектонометасоматичних зонах карбонатів з полегшеним ізотопним складом кисню — типи 4—6, $\delta^{18}O$ від +15,7 до +8,0 ‰ (див. табл. 2.2). Обов'язковою є наявність у рудах мінералів головної продуктивної асоціації, серед них анкериту і залізистого кальциту типу 6 зі стійко гомогенним ізотопним складом вуглецю ($\delta^{13}C$ = –7,9 ... –6,5 ‰) і кисню ($\delta^{18}O$ = +8,1 ... +12,6 ‰), що свідчить про відкритість гідротермаль-

ної системи на глибину. Ця особливість так чи інакше проявлена на гідротермальних уранових родовищах усіх відомих формацій. Цікавою, на наш погляд, є ідея [65, 66] про можливий взаємозв'язок уранового рудогенезу в докембрії з глобальними процесами вуглекислотного дихання осадових товщ, що зазнають метаморфічних змін.

Для золоторудних проявів золото-кварцової формації карбонати менш характерні, хоча і проявлені як у колорудних метасоматитах (анкерит), так і в пострудних прожилках (кальцит). Значення $\delta^{13}C$ (–14,0 ‰) і $\delta^{18}O$ (+13,9 ... +18,7 ‰) їх швидше відображують склад рудовмісної товщі, ніж особливості рудного процесу.

5. Прогнозно-пошукове значення має також ізотопна еволюція сірки сульфідів. Еволюційні тенденції сірки золоторудної та уранової систем при цьому також принципово розрізняються.

Вибране як модельне Северинівське родовище відображує спільну і дуже стійку для альбітитів тенденцію зміни ізотопного складу сірки піриту на користь ізотопу ^{32}S з виявленням при цьому успадкованості у системі вмісні діафторити ($\delta^{34}S$ = –1,0 ... +7,3 ‰)—рудні альбітити ($\delta^{34}S$ до –20,3 ... ...–13,6 ‰). Ця тенденція вказує на багаторазове перевідкладення піриту кисеньвмісними метасоматичними розчинами як провідного механізму утворення піриту в натрієвих метасоматитах, тобто на стійке підвищення окисного потенціалу в рудних зонах [23, 34]. Останнє підтверджується і загальною тенденцією до ізотопно-кисневого полегшення кисневмісних мінералів, а також формуванням у складі продуктивного парагенезису гематиту ($\delta^{18}O$ = = +0,2 ‰) і уранініту ($\delta^{18}O$ = +2,7 ‰). Іншими словами, можна говорити про декілька ізотопних ознак окисних умов, що сприяють рудоутворенню, а саме про аномально легкий ізотопний склад сірки сульфідів і про легкий, близький або такий, що поступово наближується до еталона SMOW, ізотопний склад кисню оксидів, силікатів і карбонатів.

Золоторудний процес на Юріївському родовищі, навпаки, як показано вище, супроводжувався деяким збільшенням вмісту важкого ізотопу сірки ($\delta^{34}S$ = –0,4 ... +9,8 ‰). Така тенденція узгоджується з відновними умовами рудогенезу, принаймні під час відкладання ранніх асоціацій.

Прояви золота в діафторитах уранових зон як у самородному вигляді (Коноплянська ділянка), так і пов'язаного з піритом (Северинівське родовище) ідентифікуються сульфідною сіркою, близькою в ізотопному відношенні до метеоритного стандарту ($\delta^{34}S$ = –2,3 ... +3,8 ‰), що є свідченням глибинності цих зон, принаймні часткової.

6. У ході дослідження перспективних зон особливу увагу слід приділяти ділянкам, де, так чи інакше, проявляється інверсія умов мінералоутворення, маючи на увазі, перш за все, різні умови формування золото-кварцового і уранового зруденіння. Умови функціонування власне рудних систем, як показано вище, змінювалися від переважно відновних (у золоторудних) до різко окисних (в урановорудних). Змінився і тип метасоматозу: кремнієво-калієвий золоторудних систем типу Юріївського родовища — яскраво вираженим лужним натрієвим урановорудних.

7. Особливо слід указати на ізотопні ознаки «глибинності» зон. По суті, встановлено дві такі ізотопно-мінералогічні ознаки: наявність у зонах карбонатів з гомогенним ізотопним складом кисню і вуглецю, а також пі-

риту зі значеннями $\delta^{34}S$, близькими до метеоритного стандарту. До того ж дуже важливим є той факт, що ці мінерали співіснують як у зонах передрудного діафторезу, так і в складі головної продуктивної асоціації багатих на уран альбітитів. Серед карбонатів це кальцит-2 ($\delta^{13}C$ = –7,6 ... –7,0 ‰; $\delta^{18}O$ = +11,0 ... +14,7 ‰) і анкерит-кальцит-6 ($\delta^{13}C$ = –7,9 ... –6,5 ‰; $\delta^{18}O$ = = +8,1 ... +12,6 ‰) відповідно. Величина $\delta^{34}S$ відповідних «глибинних» піритів становить –1,0 ... +3,3 ‰. При цьому ділянки діафторезу з ознаками глибинної мінералізації є перспективними на виявлення локальних концентрацій золота, тоді як прояви таких мінералів у складі продуктивної асоціації альбітитів слугують імовірним показником багатих уранових руд.

8. Найважливішим для цілей прогнозування завданням можна вважати подальшу розробку ізотопно-геохімічної зональності, незважаючи на всю складність реалізації цього завдання в сучасних умовах. У найповнішому обсязі таку розробку проведено на Северинівському родовищі [23, 45]. Зона формування багатих уранових руд тут зовсім чітко відбивається нижньою межею поширення карбонатних фаз з важким в ізотопному відношенні киснем ($\delta^{18}O$ = +16,0 ... +27,5 ‰). Межа ця, як уже зазначалося, нерівна і проходить на названому родовищі на глибині 400—600 м. Вище її знаходиться надрудна зона, нижче такі карбонати відсутні. Можна використовувати й інші ізотопні параметри. Тому правильніше слід говорити про комплекс екстремальних ізотопних характеристик мінералів на ділянках рудних зон, складених багатими урановими рудами. Цим екстремальним характеристикам відповідає високе відношення Fe_2O_3:FeO — до 3,34—5,91 на фоні 0,19—2,18, — ще один факт, який підтверджує перспективність окисної обстановки. Зазначимо, що зональність Ватутінського родовища досліджувала К.М. Чернєцова [67]. Взагалі, зональність альбітитових родовищ урану, на нашу думку, вивчена недостатньо.

9. Перспективним напрямом можна вважати аналіз значень $\delta^{18}O$ води флюїдів. Таке дослідження у доволі повному обсязі проведено для Северинівського родовища урану [43, 45]. В його основі лежать як безпосередньо виміряні, так і розраховані значення (див. табл. 2.3) на підставі ізотопного складу кисню матриці мінералів (переважно карбонатів) і температури гомогенізації включень у них. При цьому враховано ізотопне обважнення кисню порових, тобто безпосередньо рудних, розчинів і полегшення фільтраційних розчинів, характерних для підвідних каналів.

Вивчення ізотопного складу кисню води рудоутворювальних флюїдів дає змогу провести попередню ізотопну класифікацію флюїдів. Найважчу воду ($\delta^{18}O$ +10,0 ... +8,6 ‰) мають реліктові флюїди, законсервовані в зонах ультраметаморфізму. Порові, або формаційні, флюїди містять підвищену кількість важкого ізотопу ^{18}O у воді — від +6,3 до +0,5 ‰. Саме ці флюїди містять найбільшу кількість рухомих форм урану. Максимальне ізотопне полегшення (–0,3 ... –9,0 ‰) властиве метеорній воді флюїдів, які фільтруються в ослаблених зонах. На ділянках, де розчини змішуються, $\delta^{18}O$ води має проміжні значення (–2,0 ... +4,1 ‰).

Як добре відомо, карбонатоутворення прямо пов'язане з урановим процесом: для всіх гідротермальних уранових родовищ основною формою знаходження урану в розчинах є ураніл-карбонатні комплекси, розпад яких

відбувається одночасно з випаданням карбонатів. Масштабне діафторитове перероджения порід зони з широкою участю CO_2, ймовірно, сприяло збільшенню кількості мобільних форм урану, який міг накопичуватися разом з поровими розчинами. Ізотопно легкі розчини в період альбітизації виконували активізуючі функції, тобто вони як би «розтягували» збагачені ураном формаційні флюїди з формуванням лінійних рудних зон, виявляючи підвідні канали. Таким чином, найсприятливішими для формування багатих уранових руд гідротермального генезису є геоблоки порід з наявністю одночасно формаційних і активізуючих флюїдів, тобто флюїдів з диференційованим ізотопним складом води. Вода в кварці юріївського типу за ізотопним складом кисню (–2,2 ... –7,8 ‰) відповідає метеорній воді, яка просочувалась в ослаблених зонах уранорудних систем, тобто сама по собі вода флюїдів має однаковий склад.

Як показано вище, ураноносні натрієво-карбонатні метасоматити і золотокварцові утворення, хоча і супроводжують один одного і, ймовірно, пов'язані єдністю геологічних процесів, тим не менш розрізняються за умовами формування і, відповідно, прогнозними ознаками і тому потребують різного підходу для промислового освоєння.

Оцінюючи процеси уранового рудогенезу, слід підкреслити, що, на наш погляд, є всі підстави припускати можливість виявлення в альбітитових родовищах багатих концентрацій урану в умовах функціонування окисних геохімічних бар'єрів, а також, з урахуванням удосконалення в майбутньому технологічних схем переробки сировини, використовувати ці утворення комплексно. З позиції такої комплексної оцінки зони цілком обґрунтованим є виділення тут двох принципово різних, хоча, можливо, і пов'язаних генетично між собою типів золоторудної мінералізації. Перший з них, так званий клінцівський, або юріївський, тип характерний для родовищ і рудопроявів малосульфідної золото-кварцової формації, просторово відокремлених від уранового зруденіння. Другий тип представлений золотоносними діафторитами, що містять локальні концентрації золотоносного піриту і, що важливо, самородного золота.

Обидва ці типи вивчені недостатньо. Наприклад, всі наші спроби виявити в межах Юріївського вузла взаємозв'язок руд урану та золота безпосередньо в полі, на керні, успіху не мали. Не проводилися і цілеспрямовані роботи з оцінки золотоносності власне уранових зон, зокрема, діафторитів. Другий тип на цей час практично не вивчений. Разом з тим ми переконані у необхідності продовження досліджень у зазначеному напрямку, що має найважливіше наукове (розробка теорії рудоутворення в докембрії) і прикладне (комплексне використання рудних зон) значення.

Особливо важливим є врахування золотоносності діафторитів і, можливо, слабоураноносних альбітитів щодо застосування для видобутку урану методу ПВ або відмови від нього у певних блоках порід.

З огляду на геолого-геохімічні передумови вибору найсприятливіших для вилуговування блоків порід слід мати на увазі, що підвищеними концентраціями урану характеризуться не тільки руди, а й діафторити і безрудні метасоматити, в тому числі мікроклініти і альбітити, що розвиваються переважно по гранітах або мігматитах і значно рідше по гнейсах і кристаліч-

них сланцях. Зауважимо, що більший ступінь змінення гранітів пояснюється їх проникністю, яка майже на порядок вища за таку в гнейсах [36], причому багатостадійний розвиток крихких деформацій проникність гранітоїдів ще більше підсилює. Іншими словами, висока проникність апогранітів, що сприяла формуванню уранових родовищ, є також передумовою до масштабнішого вилучення урану з них методом ПВ. Дуже сприятливим для підвищення ефективності методу можна вважати і той факт, що в діафторитах поряд з підвищеним вмістом урану зростає і частка легкорухомих (для вилуговування) його форм [29].

Проведене ізотопно-геохімічне вивчення уранових альбітитів, по суті, дає ключ до розуміння динаміки мінералоутворювальних флюїдів у рудних системах. Зокрема, дослідженнями ізотопного складу кисню мінералів і мінералоутворювальних флюїдів, якими визначено залежність $\delta^{18}O$ H_2O флюїду від ступеня рівноваги його з вмісними породами [29, 45], виявлено ділянки, на яких ця рівновага досягається, та фрагменти зон, в яких вона відсутня. Ізотопно важка вода є показником тривалої взаємодії води з породою в системі, тобто її консервації в породах, і, навпаки, полегшена (типово метеорна) вода характерна для мінералів жильних зон, які заліковували давні канали фільтрації флюїдів. Ми вважаємо, що такого роду розробки досить корисні для об'єктивної і всебічної оцінки умов можливої постановки експлуатаційного вилуговування, в тому числі з урахуванням можливих екологічних наслідків.

Для постановки цього методу слід також враховувати комплексність руд, оскільки після вилучення урану можуть бути втрачені інші корисні елементи, зокрема золото. І якщо просторове роз'єднання уранового і золото-кварцового зруденіння можна врахувати, проектуючи блоки, що підлягають вилуговуванню, то золотоносність діафторитів і власне уранових утворень без спеціального детального вивчення врахувати неможливо.

2.1.2. Система рудоносних альбітитів як потенційне джерело поверхневих родовищ урану і техногенної небезпеки

У процесі еволюції рудоносних альбітитів, які були генеровані у ранньому докембрії як ендогенні гідротермально-метасоматичні системи і які зазнали потім трансформації, включаючи гіпергенез у мезо-кайнозої (формування кори вивітрювання і пізню окисно-відновну мінерагенію), утворилася унікальна природна лабораторія. Дослідження цих родовищ крім удосконалення теорії рудоутворення і всебічного врахування впливу техногенних факторів дає змогу розглядати їх як потенційне джерело нових (природних та/або техногенних) поверхневих концентрацій урану і супутніх елементів [68—70], а також як природну модель тривалого «сховища» радіоактивних речовин.

Поверхневими концентраціями (родовищами) урану прийнято називати молоді, не давніше палеогенових, або навіть сучасні уранові осадові породи і ґрунти, сформовані ґрунтовими водами поблизу поверхні або на невеликій глибині [71]. Зважаючи на світовий досвід [71—74], вони не

обов'язково пов'язані з перевідкладенням давніших руд, як правило, їх джерелами стають породи з фоновим або близьким до фонового вмістом урану. Для їх утворення істотне значення мають ландшафтно-геохімічні умови, хоча, як підкреслює Д.Р. Бойл [72], клімат визначає не сам факт утворення родовища, а швидше тип його, тому найважливішим для спрямування пошуків таких концентрацій є визначення з генетичних позицій сприятливих обстановок рудоутворення саме у певній кліматичній зоні. Важливо підкреслити значну (10—15 %) і дедалі більшу частку таких родовищ у світових запасах металу й високу їх рентабельність [71].

Закономірності поведінки урану досліджено у системі альбітити і вмісний едукт → зона їх гіпергенезу → гідросфера. Крім того, розглянуто район українських об'єктів у порівнянні з подібним районом Канадського щита [73]. На цій основі зроблено спробу оцінити ранньодокембрійський уранорудний район Інгульського мегаблока УЩ з погляду перспективного джерела поверхневих концентрацій урану.

Об'єктами дослідження є родовища урану альбітитової формації, які розташовані в межах найпродуктивніших ТМЗ Інгульського мегаблока УЩ [23, 75]. Кіровоградська зона представлена Северинівським, Мічурінським (включаючи рудопрояв «Обгінне»), Північноконоплянським і Юріївським родовищами. Звенигородсько-Ганнівська зона показана на прикладі Ватутінського родовища. Як найрепрезентативніший приклад Центральноукраїнського району розглянуто Новокостянтинівське родовище.

Коротка характеристика об'єктів. Вивчені ТМЗ (і родовища) відрізняються своїм просторовим положенням щодо гранітно-купольної структури Інгульського мегаблока. Родовища Кіровоградської зони знаходяться у східній крайовій частині купола і локалізовані в гетерогенній граніто-мігматито-гнейсовій товщі (Мічурінське родовище), іноді з переважанням мігматитів (Северинівське родовище) або гнейсів з апліт-пегматоїдною лейкосомою (Північноконоплянське, Юріївське родовища), поблизу невеликих масивів порфіроподібних або аляскітових гранітів кіровоградського комплексу. Ватутінське родовище розміщується симетрично попереднім у західній частині купола в товщі перешарування мігматитів і аляскітоподібних гранітів типу кіровоградських, за участю окремих пластів гнейсів. Новокостянтинівське родовище залягає безпосередньо в трахітоїдних гранітах Новоукраїнського масиву, які у складі едукту домінують; відзначаються також апліт-пегматоїдні граніти і останці гнейсів.

Вихідні породи на всіх родовищах урану альбітитової формації усіх ТМЗ Інгульського мегаблока представлені істотно біотитовими гнейсами з кордієритом, гранатом, графітом і сульфідами заліза, які залежно від інтенсивності ультраметаморфізму мають різний ступінь збереження, але початково належать до одного літолого-стратиграфічного рівня в межах інгуло-інгулецької серії [38]. Спільним для родовищ є також прояв сингранітизаційного кремній-калієвого метасоматозу у вигляді широких ореолів мікроклінітів або вузьких лінійних кварц-мікроклінових зон пегматоїдного вигляду і зв'язок лужного метасоматозу із зонами об'ємного і лінійного катаклазу в супроводі діафторезу (як структурної основи). Серед альбітитів, які накладаються на діафторити, поширені епідот-хлоритові, егірин-рибекітові, а також (на Но-

вокостянтинівському родовищі) діопсид-гранатові з воластонітом [23] типи. Уранова мінералізація пов'язана переважно з мінералами заліза (ферибіотитом, анкеритом, гематитом, іноді піритом) у складі продуктивних асоціацій, які розвиваються по альбітитах і відділяються від них локальними проявами крихких деформацій.

Важливо зазначити таке: за даними Д.М. Щербака [23], ізотопний вік альбітитових родовищ становить 1835—1750 млн років, а багате комплексне бісмут-уранове зруденіння рудопрояву «Обгінне» (північний фланг Мічурінського поля) тим же автором датовано як 350 млн років, що може свідчити про неодноразову постальбітитову регенерацію речовини, включаючи уран і його супутники.

Давня (мезозойська) кора вивітрювання в цій частині щита має добре розвинену тричленну будову [23, 76, 77] з виділенням у вертикальному профілі (зверху вниз) зон повної каолінізації, або каолінової; часткової каолінізації, або гідрослюдисто-каолінової, та початкового вилуговування, або дезінтеграції. Розмита поверхня кори перекрита піщано-глинистими, з великою кількістю вуглефікованих рослинних решток, відкладами бучацької світи середнього еоцену (річкові фації) і молодшими неоген-четвертинними відкладами. Загальна потужність мезо-кайнозойських відкладів змінюється в широких межах, наприклад, у районі Новокостянтинівського родовища становить 20—120 м, за потужності четвертинних суглинків 5—8 м.

Кора вивітрювання альбітитових родовищ має свою специфіку, але, як правило, із збереженням зазначеної будови. Так, на Мічурінському родовищі вона малопотужна (не більше 5—10 м), а ерозійні вікна у перекривних бучацьких теригенно-вуглистих відкладах сприяли проникненню кисневмісних вод і, відповідно, окисненню на значні глибини. Найдетальніше процеси гіпергенезу вивчені на Новокостянтинівському родовищі [23, 65]. Каолінова зона тут має потужність 5—7 м, на її межі з бучацьким горизонтом чітко проявлена вторинна сульфідизація із заміщенням вуглистого матеріалу дисульфідом Fe (вміст S досягає 18 %). Гідрослюдиста зона потужністю 8—9 м фіксується поступовою зміною каолініту монтморилонітом, але специфічною особливістю цієї зони є наявність сидериту (CO_2 0,6—0,8 %). Важливо відзначити також домішки мінералів Fe і S у різних формах: пірит, марказит, магнетит, мартит, вюстит, радіобарит. Зона дезінтеграції потужністю 1—13 м з горизонтом структурного елювію в основі представлена зміненими альбітитами, у складі яких, поряд з реліктами вихідних породоутворювальних і акцесорних мінералів, а також новостворених каолініту й монтморилоніту, спостерігаються сидерит, радіобарит, пірит, вюстит, магнетит. Нижня зона поступово переходить у тріщинуваті альбітити зі збереженням лужних темноколірних мінералів, а також з хлоритом, гідрослюдами, монтморилонітом, сидеритом, які можуть бути поширені на значних глибинах — 200 м і більше.

Окисно-відновні умови гіпергенного мінералоутворення на родовищі неодноразово змінювалися. Профіль допалеогенової кори вивітрювання, ймовірно, мав типовий окиснювальний характер. Унаслідок перекриття кори теригенно-вуглистими відкладами середнього еоцену обстановка змінилася на відновну, по всьому її профілю сформувалися відповідні асоціа-

ції, включаючи мінерали Fe^{2+}: дисульфіди, карбонати і оксиди. Наступна зміна базису ерозії з виведенням верхнього рівня кори в зону циркуляції грунтових вод сприяла накладенню на відновлені породи молодшого (четвертинного) окиснення, що підтверджується знахідками сульфатів (гіпсу, радіобариту, англезиту), фосфатів, ванадатів, гідроксидів заліза. У цьому зв'язку становить інтерес висновок І.Г. Минеєвої, що вивчала зону гіпергенезу альбітитових родовищ [23]: якщо припустити, що весь свинець у вторинних мінералах урану радіогенний, то за приблизним розрахунком вік уранільної мінералізації не давніший за олігоценовий.

Сучасні ландшафтно-геохімічні умови району уранових альбітитів визначаються їх розташуванням у зоні переходу між лісостепом і степом з проявом нейтральної окисної гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвої та нейтральної окисної сульфатно-кальцієво-натрієвої геохімічних обстановок відповідно [78].

Уран в альбітитах і зоні їх гіпергенезу. Розглянуті питання щодо концентрацій урану та форм його знаходження в рудній масі альбітитових родовищ, а також поведінки урану в корах вивітрювання та поверхневих водах.

Вміст урану в рудній масі. На вивчених родовищах альбітитової формації уран поводить себе загалом однаково (табл. 2.8).

У вмісних породах, до яких віднесено гнейси, мігматити і граніти, як незмінені, так і мікроклінізовані й окварцовані, а також діафторити, кількість урану варіює від перших грамів на тонну до 40—53 г/т; такий вміст часто вже на порядок і більше перевищує фоновий для порід метатеригенної формації УЩ [79]. У альбітизованих породах і безрудних альбітитах зовнішніх частин рудних зон вміст урану в середньому по об'єктах зростає в 1,3—4,3 раза (максимально для Новокостянтинівського родовища). За межу між зруденілими і рудними альбітитами (бортовий вміст) прийнято концентрацію урану в 300 г/т. Найвищим його вмістом (у середньому по об'єктах 0,08—0,24; в окремих зразках до 0,5—1,11 %) характеризуються альбітити з накладеними продуктивними мінеральними асоціаціями, включаючи ферибіотит, анкерит, гематит і мінерали урану. Контрастність руд (співвідношення середніх значень вмісту урану в рудах і вмісних породах), за нашими даними, змінюється від 77—84 (Юріївське і Мічурінське родовища) до 115—130

Таблиця 2.8. **Середній вміст урану (г/т) в уранових рудах і вмісних породах альбітитових родовищ Українського щита (у дужках наведені варіації)**

Родовище	Вмісні породи	Альбітити безрудні	Непромислові руди	Промислові руди
Северинівське	6,4 (1—22)	13,0 (1—57)	197,7 (101—288)	2409,6 (341—11128)
Мічурінське	10,0 (5—15)	20,3 (7—52)	80,3 (20—180)	835,0 (325—1670)
Північноконоплянське	9,2 (1—27)	15,6 (1—48)	138,8 (57—258)	1060,5 (350—2041)
Юріївське	14,2 (1—40)	25,1 (7—57)	90,1 (37—167)	1092,0 (355—3506)
Ватутінське	15,9 (3—53)	17,9 (5—65)	142,2 (52—293)	2060,4 (377—5140)
Новокостянтинівське	4,8 (0,5—14)	20,8 (0,4—56)	151,0 (51—248)	1449,4 (568—4470)

Примітка. Вміст урану наведено: для Мічурінського і Новокостянтинівського родовищ — за результатами випробування ДГП «Кіровгеологія» з використанням матеріалів В.Ф. Лапусти, для решти родовищ — за даними Ю.О. Фоміна.

(Північноконоплянське і Ватутінське родовища), досягаючи 302—376 (Новокостянтинівське та Северинівське родовища). Згідно з розрахунками Ю.П. Єгорова [75], за ступенем концентрації урану (К.к. U = 72) руди Мічурінського родовища належать до рядових. Отже, можна припустити, що альбітити з непромисловим вмістом урану (20—300 г/т) опиняться у відвалах з усіма екологічними наслідками, що випливають з цього.

Особливо слід підкреслити наявність у рудних зонах регенерованих локальних проявів урану і супутніх елементів, не пов'язаних з альбітитами (рудопрояв «Обгінне»). У бісмут-уранових рудах цього прояву вміст урану в тектонічній глині досягає ураганного — близько 15,5 %, у смузі 10—20 см від рудної жили — 0,03—0,05 % [75], тобто сумірно з промисловим.

Аналіз елементів-супутників урану виходить за рамки цієї роботи, відзначимо лише високі (аж до промислових значень) концентрації в альбітитах Th, Pb, V, Be, Ni, Mo, Zr, Ba, Sr, Zn, а також (у деяких об'єктах) Au, Ag і Bi [29].

Форми знаходження урану в рудній масі. Відповідно до існуючих уявлень [80], можна виділити уран у формі власне уранових (первинних і вторинних) і високорадіоактивних акцесорних мінералів, розсіяний у породо- і рудоутворювальних мінералах, а також мобілізований вторинними процесами.

1. *Власне уранові мінерали.* У рудах більшості родовищ основна маса урану пов'язана з бранеритом і уранінітом різного ступеня змінення і різного складу [23, 54, 75]. Первинна природа бранериту сумнівів не викликає, але якщо на Ватутінському родовищі його склад близький до стехіометричного (TiO_2 29,5—33,0 %), то на Новокостянтинівському, Мічурінському і, особливо, Северинівському родовищах вміст TiO_2 підвищений (33,4—38,3 %). Саме це, на думку авторів [23], є наслідком розвитку вторинних оксидів титану; зокрема, зауважимо, що на Северинівському родовищі бранерит часто утворює тонкокристалічні агрегати в асоціації з оксидом урану (настураном). З інших компонентів у бранериті всіх об'єктів встановлено підвищений вміст PbO (1,6—11,2 %) і CaO (0,3—14,0 %).

Уранініт в рудах Ватутінського і Новокостянтинівського родовищ також містить Pb (PbO 17,4—20,5 %), на Северинівському родовищі він (часто в асоціації з гематитом) представлений кальцієвим безсвинцевим різновидом (CaO 11,5—11,6 %; PbO 1,2—2,8 %) і, згідно з І.Г. Минеєвою [23], є продуктом постальбітитового відновного епігенезу. На Мічурінському родовищі уранініт не виявлений; припускають, що він заміщений настураном, який, в свою чергу, в умовах зони окиснення легко переходить в гідронастуран. Настуран зафіксовано і на інших об'єктах.

Окремо слід указати на ненадкевіт, який описаний у складі руд Мічурінського, Північноконоплянського та Ватутінського родовищ як первинний силікат урану із суттєвою домішкою титану. Детальні дослідження [81] показали, однак, що «ненадкевіт» є сумішшю декількох фаз — оксидів і силікатів U^{6+}, включаючи гідронастуран, ургіт, кофініт, болтвудит-казоліт, реліктовий уранініт, а також анатаз, рутил, малакон, гематит, галеніт і самородний свинець. Передбачається [23], що це продукт давнього окиснення бранериту, який був не лише неодноразово заміщений гідроксидами шестивалентного урану, а й зазнав впливу давніх відновних процесів. Немає

єдиної думки і з приводу іншого силікату урану — кофініту, який спостерігається на всіх об'єктах. На Мічурінському родовищі кофініт вважають самостійним гіпогенним мінералом, що утворився одночасно з ненадкевітом і бранеритом (в асоціації з флогопітом, гідробіотитом, епідотом), але передує уранініту. На Новокостянтинівському родовищі, як зазначено вище, кофініт разом з іншими вторинними мінералами урану заміщує уранініт. Дуже показовим є той факт, що уранініт і кофініт є головними мінералами перевідкладених руд молодого рудопрояву «Обгінне».

Типово гіпергенні мінерали урану представлені на альбітитових родовищах досить широко і різноманітно: оксиди і гідроксиди (уранова чернь, гідронастуран, ургіт, масюїт, ураносферит, фурмар'єрит); силікати (уранофан, болтвудит, казоліт, бетауранотил); фосфати (нінгіоїт, отеніт, дюмонтит, парсонсит, фосфураніліт); ванадати (карнотит, тюямуніт, сенжьєрит, франсвіліт).

Підкреслимо два істотні аспекти. По-перше, на всіх вивчених родовищах проявлена як первинна, так і вторинна уранова мінералізація. По-друге, одні й ті самі мінерали утворюють різні генерації у складі новоутворених і регенерованих мінеральних асоціацій.

2. *Високорадіоактивні акцесорні мінерали.* На всіх родовищах поширені циркон, циртоліт, монацит, сфен, апатит, а також ільменіт, який містить уран (давидит), епізодично відзначаються ортит, ксенотим, торит.

Для Новокостянтинівського родовища особливо характерні циркон, аршиновіт, малакон. Уран у цих мінералах у кількості від десятків і перших сотень грамів на тонну до перших відсотків (коефіцієнт концентрації 10—100) ізоморфно заміщує Zr, Y, Th, тобто входить до кристалічної ґратки. Вважають, що він міцно утримується у ґратці під час руйнування мінералів. Разом з тим дослідженнями М.С. Ходоровського [23] показана можливість перерозподілу цих елементів, зокрема урану, в «наскрізних» акцесоріях з можливим порушенням кристалічної ґратки мінералів і частковим переходом їх у розчинений стан. Порівняння реліктових та новостворених генерацій апатиту і циркону демонструє різну тенденцію (табл. 2.9): у апатитах вміст урану зростає від реліктових генерацій в гранітах до новостворених в альбітитах; у цирконах, сингенетичних альбітитам, навпаки, він знижується.

Найбільші концентрації монациту встановлені в новоукраїнських гранітах Новокостянтинівського родовища, а також у вихідних породах і альбітитах Юріївського і Ватутінського родовищ. Поведінка урану в монациті метасоматичної колонки на прикладі Новокостянтинівського родовища [23] аналогічна такій в цирконі; в генераціях альбітитів проміжних і внутрішніх зон концентрація елемента істотно нижча, ніж у монацитах облугованих гранітів зовнішніх зон. На думку авторів, перерозподіл міг відбуватися між генераціями акцесорних мінералів або навіть приводити до інтенсивного формування власне мінералів урану, наприклад, на межах ділянок з пізніми (постальбітовими) карбонатами і слюдами, що відігравали роль фізико-хімічних бар'єрів.

Давидит описаний у складі руд Мічурінського і Ватутінського родовищ [23, 75]. Зазвичай його розглядають як первинний мінерал урану, хоча вміст елемента в ньому відносно невисокий, в усякому разі для власне уранових мінералів (UO_2 7,1—12,3 %). Зате давидит характеризується найвищою

Таблиця 2.9. **Вміст урану в акцесорних мінералах лужних метасоматитів Новокостянтинівського родовища (за М.С. Ходоровським та ін. [23])**

Апатит		Циркон		Монацит		
1	2	1	2	1	2	3
6—40	30—70	350—2000	120—1200	0,79—1,40	0,19—0,31	0,36

Примітка. Концентрації урану визначено: в апатиті і цирконі (г/т) за допомогою рентгенофлюоресцентної установки АРФ-6; у монаціті (UO_2, %) рентгеноспектральним методом. Апатит, циркон: 1 — реліктовий (сингенетичний гранітам), 2 — новостворений (сингенетичний альбітитам). Монацит: 1 — в альбітизованих гранітах і альбіт-мікроклінових метасоматитах зовнішніх зон; 2 — у рибекіт-епідотових альбітитах проміжних зон; 3 — у піроксен-гранатових альбітитах внутрішніх зон.

концентрацією титану (TiO_2 49,1—53,7 %) і заліза (Fe_2O_3 26,6—30,3 %), а також підвищеною кількістю свинцю (PbO 3,3—5,6 %).

3. *Уран, розсіяний у породоутворювальних і деяких акцесорних мінералах.* У плагіоклазах, мікрокліні, кварці, як показали численні, у тому числі наші, дослідження [80, 82], уран наявний у формі відносно рівномірного, тою чи іншою мірою диспергованого (атомарного, за В.І. Вернадським, або молекулярного) розсіювання. Для частини урану в біотиті, амфіболах і піроксенах передбачається сорбційна форма; в біотиті, крім того, можливі тонкі включення акцесоріїв і різні варіанти ізоморфізму. Найпростішим поясненням підвищеної кількості урану в магнетиті і гематиті є припущення про механічне захоплення його атомів. Ці форми входження урану в мінерали можуть мати істотне значення, якщо зважати на значні обсяги вмісних («порожніх») порід, — не менше половини всієї його кількості, з них 15—25 % — цілком рухливий уран [82].

4. *Уран, мобілізований вторинними процесами.* По-перше, це так званий сорбований (легкорухливий) уран, характерний для всіх уранових родовищ. Зокрема, на Мічурінському і Новокостянтинівському родовищах поширений сорбційний уран, пов'язаний з гідроксилами заліза (гематитом, гідрогетитом, гідрогематитом), цоїзітом, гідробіотитом, лейкоксеном, хлоритом і гідрослюдами (ймовірно, і з карбонатами) [65, 75]. Дуже характерні сорбційні утворення урану і у зв'язку з сульфідною мінералізацією — з піритом [80]. Наші дослідження за допомогою методу трекової *f*-радіографії підтвердили цей висновок також для альбітитів і вмісних порід Северинівського і Ватутінського родовищ. По-друге, дуже важливо звернути увагу на ділянки проявів передальбітитових крихких деформацій і діафторезу із заміщенням вихідних мінералів новоутвореннями хлориту, епідоту, кліноцоїзиту, кальциту, гематиту, лейкоксену з урахуванням таких обставин: 1) подібні утворення широко розвинуті на всіх родовищах ураноносних альбітитів, де вони відіграють роль структурно-літологічної основи; 2) будучи безрудними, діафторити, тим не менш, часто містять уран у підвищених кількостях — перші десятки грамів на тонну, причому уран таких зон характеризується збільшенням частки рухомих форм [29].

У цілому сорбційна форма урану з високою міграційною здатністю характерна для вторинних мінералів в усіх блоках порід, що підлягають екс-

плуатаційному вийманню, з урахуванням вмісних порід, діафторитів та альбітитів (безрудних, слаборудних і рудних). У гіпергенних умовах уран у такій формі може найлегше переходити у рухливий стан, стаючи джерелом забруднення підземних і поверхневих вод та ґрунтів, насамперед на ділянках, прилеглих до відвалів і гірничих виробок. Утім його можна видобувати, збільшуючи корисний вихід рудного урану, наприклад, якщо використовувати технології вилуговування. Уран у зазначеній формі може також утворювати на шляхах міграції поверхневі рудні концентрації, аж до промислових родовищ.

Поведінка урану в процесах вивітрювання. Найдетальніше процеси гіпергенезу урановорудних альбітитів описані І.Г. Минеєвою [23, 65] для Новокостянтинівського та Мічурінського родовищ, але, як видно з наведених вище матеріалів за формами знаходження урану, ці процеси проявлені на всіх об'єктах. Наприклад, у межах Мічурінського родовища первинні руди у чистому вигляді, без слідів окиснення, не спостерігаються, хоча у приповерхневих частинах рудних покладів можуть залишатися первинні мінерали [75]. Нижче наведена коротка характеристика різних за морфологією, часом і умовами формування проявів зони гіпергенезу, в основному на прикладі названих родовищ.

Давня (мезозойська) складова (кора вивітрювання) на вивчених ділянках має тричленну будову. Верхня частина може зберігати релікти приповерхневих зон уранового збагачення, але зазвичай інтенсивно перетворена пізніми (неоген-четвертинними) процесами окиснення і вилуговування із заміщенням бранериту та продуктів його розкладання гідроксидами заліза. Проміжна частина характерна для всіх альбітитових родовищ і представлена гідроксидно-силікатними урановими рудами. Бранерит, уранініт і настуран по краях рудних тіл заміщуються вторинними мінералами: бранерит — сумішами оксидів (гідроксидів) U^{6+}, Pb, Ti (анатаз) і опалу, вторинного уранініту, кварцу, гематиту, галеніту; уранініт і настуран за подальшого окиснення гідратуються з утворенням гідронастурану і ургіту. У нижній частині по гідроксиду урану розвиваються силікати уранілу — бета-уранотил або уранофан. Згідно з експериментальними даними І.Г. Жильцової і співавт. [23], все гідроксиди урану, бета-уранотил і уранофан максимально стійкі у розчинах з pH 5—7, але уранофан може бути також стійким і в лужних середовищах, характерніших для великих глибин. Взагалі ж уранові мінерали, які належать до зони гіпергенезу, описані на глибинах до 1000 м і нижче.

Ділянки (післясередньоеоценового) приповерхневого уранового збагачення в корі вивітрювання збереглися на одиничних об'єктах. У межах Новокостянтинівського родовища визначено два рівні концентрації урану. Верхній рівень з настуран-кофінітовими рудами (U 0,2—0,4 %) приурочений до підошви вуглистих відкладів палеогену над зоною сульфідного збагачення. Нижній рівень з менш багатими нінгіоїт-настуран-кофінітовими рудами розміщується глибше, у підошві кори вивітрювання, на вилужених альбітитах, на ділянках, складених сидеритом і монтморилонітом.

Типоморфні мінерали — оксиди, силікати і фосфати U^{4+} (настуран, кофініт і нінгіоїт); оксиди і карбонати Fe^{2+} (магнетит, вюстит, якобсит і сидерит); сульфіди (пірит, марказит, галеніт); самородні елементи (мідь, бісмут, зо-

лото); оксиди Zr (тажераніт) і глинисті мінерали (каолініт, монтморилоніт, гідрослюди). Реліктові мінерали представлені бранеритом, цирконом, ільменітом, кварцом, польовими шпатами, хлоритом. Такий комплекс мінералів у поєднанні з органічною гумусовою речовиною засвідчує прояв інтенсивного відновного епігенезу, пов'язаного з вуглецьвмісними відкладами палеогену. Цей висновок, на думку І.Г. Минеєвої, підтверджується знахідками нінгіоїту і вюститу. Для утворення нінгіоїту, зокрема, потрібні умови, що поєднують відновну обстановку і кисле середовище та виникають лише за наявності органічної речовини і сульфідів. Парагенез нінгіоїту з марказитом свідчить про досить кисле середовище, сильним відновником слугує вуглефікована рослинна речовина. До складу цього мінералу входять також фосфор і РЗЕ, їх поставляють (у разі вивітрювання) альбітити з вмістом Р до 0,3—0,45 %, за рахунок апатиту і монациту, тобто ці акцесорні мінерали цілком піддаються руйнуванню. Вюстит у зрощенні з якобситом утворився під час руйнування магнетиту також у відновних умовах.

Неоген-четвертинні зони окиснення проявлені на всіх родовищах уранових альбітитів, хоча і мають специфіку залежно від будови і складу рудних тіл. Найповніше ці зони вивчені на Мічурінському родовищі [23] в межах відкритого пологозалягаючого рудного покладу на невеликий (60 м) глибині. Окисненню із формуванням силікатно-слюдкової мінералізації піддалися руди ділянки приповерхневого уранового збагачення з сульфідами і органічною речовиною типу описаних вище. Молода зона окиснення містить фосфати, ванадати, силікати і оксиди U^{6+}, а також ванадиніт, гідроксиди Fe^{3+} (гідрогетит, гетит), сульфати (гіпс, радіобарит, англезит по галеніту) і глинисті мінерали (каолініт, гідрослюди). Релікти раннього відновного епігенезу представлені оксидами і силікатами U^{4+} (настуран і кофініт), сульфідами (пірит, марказит), а також органічною речовиною. Частка сульфідів щодо уранових мінералів досить висока. Формування зони окиснення починається відкладенням вторинних фосфатів — розчини підвищеної кислотності активно впливають на ранні фосфати (апатит і нінгіоїт) з подальшим осадженням урану (разом з Р) в окисненій формі. З підвищенням pH до 7,0—8,5 слідом за фосфатами в порожнинах вилуговування альбітитів відкладаються ванадати, які, у свою чергу, заміщуються силікатами уранілу.

Характерною рисою приповерхневих руд є змішення парагенезисів уранових мінералів усіх зон на одному рівні (телескопування), що може свідчити про швидке та недавнє переміщення рівня ґрунтових вод як перешкоди для формування добре відпрацьованої зони окиснення. Повного окиснення у приповерхневій зоні немає, поряд з типовими представниками зони окиснення спостерігаються мінерали-індикатори попередніх процесів відновного епігенезу. Відновлення урану у зв'язку з сірководневими і карбонатними бар'єрами (у верхній і нижній частинах кори відповідно), можливо, відбувалося на всіх родовищах альбітитів. Наслідком же впливу неоген-четвертинних процесів окиснення і ерозії часто було руйнування вуглистих відкладів середнього еоцену і зони уранового збагачення.

Перетворення мінерального складу уранових руд у гіпергенних умовах, згідно з І.Г. Минеєвою [65], добре пов'язується із зональним розподілом у розрізі рудних покладів (по вертикалі) U, Ra і ^{206}Pb. У приповерхневій час-

тині рудних тіл залежно від ступеня збереження відкладів середнього еоцену (бучацький горизонт) може проявитися відновний епігенез, що приводить до збагачення порід ураном (U > Ra, в одиницях активності), або окисний з винесенням урану (U < Ra). Переважає винесення урану, відношення Ra/U зміщується у бік Ra (>2). Радіогенна добавка ^{206}Pb > 50 г/т. Глибше (на рівні альбітитів фундаменту) встановлюється рівноважне або близьке до рівноважного співвідношення радіоелементів (Ra/U ~ 1). Радіогенна добавка свинцю може свідчити про можливе як винесення, так і привнесення урану. Зі збільшенням глибини відношення Ra/U поступово змінюється в бік урану (від 1 до 0,85—0,77); радіогенна добавка свинцю характеризується високими від'ємними значеннями (^{206}Pb від –94 до –800 г/т). І.Г. Мінеєва пов'язує ці зміни зі збільшенням концентрації урану з глибиною в результаті привнесення його з верхніх горизонтів родовища. Збільшення вмісту урану при цьому не компенсується радіогенним свинцем (табл. 2.10).

Зауважимо, що дані табл. 2.10 демонструють наявність у розрізі рудної зони альбітитів з рівноважними і порушеними U-Pb відношеннями. При цьому виявлені зближені ділянки з дефіцитом як урану (207—209 м), так і

Таблиця 2.10. **Розподіл урану, торію, свинцю і його ізотопів в альбітитах рудної зони Мічурінського родовища (св. 593, дані випробування КП «Кіровгеологія»)**

Глибина, м	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	Pb^{204}	U	Th	Pb
	%				г/т		
48—72	27,6—30,1	19,8—21,2	47,3—51,6	1,0—1,4	7—12	0,8—1,4	15—28
72—95	32,5—41,0	17,6—20,1	40,0—46,4	1,0—1,4	21—28	1,3—2,0	16—32
101—106	66,6	13,4	19,4	0,6	80	0,9	34
110—111	44,0	17,3	37,7	1,0	22	1,1	15
111—113	83,3	10,6	5,9	0,2	89	1,2	177
113—117	61,7—62,0	14,5—14,7	22,7—23,2	0,6	61—62	1,0—1,6	21—24
119—120	**80,8**	**9,7**	**9,3**	**0,2**	**360**	**3,8**	**94**
120—122	**85,1**	**9,8**	**4,9**	**0,2**	**890**	**2,8**	**180**
139—154	31,8	20,2	46,7	1,3	18	1,6	24
161—169	45,2—46,3	16,9—18,2	34,3—36,8	1,1—1,2	16—48	1,5—1,8	7—28
169—174	33,4	19,3	46,1	1,2	12	1,7	14
183—188	34,3	15,1	49,7	0,9	52	0,7	13
191—193	**87,0—87,2**	**9,4—10,3**	**2,6—3,3**	**0,1**	**1490—1670**	**2,8—3,8**	**240—575**
195—197	**76,5—86,4**	**8,5—11,6**	**4,9—11,2**	**0,2—0,7**	**710—840**	**1,7—4,3**	**129—139**
199—200	**82,1**	**9,7**	**7,6**	**0,6**	**325**	**2,0**	**49**
200—202	**79,0—82,3**	**10,7—11,9**	**6,4—8,6**	**0,5—0,6**	**480—750**	**2,1—2,4**	**158—191**
204—207	73,4	10,1	16,1	0,4	180	1,5	30
207—208	76,2	11,1	12,2	0,5	42	1,3	810
208—209	78,1	11,6	9,9	0,4	20	2,0	194
209—210	73,9	11,2	14,3	0,6	140	2,0	31
211—217	43,8—52,0	16,4—17,9	30,9—37,3	0,7—1,0	17—29	1,0—2,2	6—30
223—225	63,6	13,2	22,4	0,8	97	1,4	23
227—229	60,6	13,2	25,3	0,9	32	1,0	6
256—258	40,0	18,6	40,3	1,1	16	1,0	5
261—289	33,4—36,8	17,8—19,4	42,7—47,6	1,1—1,2	7—10	0,5—1,7	5
290—297	29,6	19,5	49,5	1,4	13	1,6	11

Примітка. Жирним шрифтом виділено зразки кондиційних уранових руд.

свинцю (199—200 м), що свідчить про перерозподіл рудної речовини в зоні на постальбітитовому етапі.

З урахуванням взаємозв'язку U і CO_2 як найважливішого чинника геохімічного гідротермального урановорудного процесу І.Г. Мінєєва також пов'язує [47] перерозподіл урану в умовах гіпергенезу з карбонатною системою. Відзначаючи циклічність процесів концентрації і вилуговування урану, як функціонування буферної карбонатної системи, що впливає на рухливість, перенесення, осадження, розчинення і перевідкладення елемента, автор передбачає прояв своєрідного колообігу або циклу урану, який відбувався неодноразово починаючи з протерозою і, ймовірно, пов'язаний із закономірним підняттям щита і зниженням рівня ґрунтових вод: спостережувані на сучасному рівні концентрації урану і супутніх компонентів є неодноразово перетвореними і продовжують перетворюватись, що сприяє формуванню (нових) рудних покладів.

Викладене підтверджується тим, що на УЩ починаючи з пізнього протерозою встановлено кілька епох короутворення, зумовлених відносно стабільним тектонічним режимом, палеогеографічними умовами, а також руйнуванням склепінної структури центральної частини щита. Наступні багатоетапні ерозійні процеси цього склепіння перешкоджали нагромадженню потужних товщ елювію, і нині кристалічну основу перекривають головним чином мезозойські кори, а релікти залишкових кор давнішого віку збереглися лише на схилах щита і в деяких депресійних структурах. У центральній частині щита крім площових кір вивітрювання поширені лінійні кори, сформовані в зонах тектонічних порушень, по яких циркулювали і проникали на глибину поверхневі води.

Характер розподілу урану в корі вивітрювання чудново-бердичівських гранітів і мігматитів південно-західної частини УЩ [76] не тільки дає уявлення про поведінку його в корі в аналогічних умовах, а й дає змогу оцінити кількісно його міграцію. За даними згаданих авторів, для верхньої зони кори характерні окисні слабокислі (pH 6,0—6,5) умови; для нижніх, починаючи з низів гідрослюдисто-каолінової зони, яка часто збігається з дзеркалом тріщинних вод, — більше відновні лужні (pH 7,5—8,0). Поведінка урану, як і інших елементів зі змінною валентністю (Mn, Mo, V, Be), відзначається подібними рисами: винесенням із зони окиснення і відносним тимчасовим накопиченням на відновлювальному бар'єрі в проміжних зонах. Згідно з нашими розрахунками (табл. 2.11), в усіх зонах уран веде себе, як рухливий елемент, здатний до розсіювання; за величиною коефіцієнта геохімічної рухливості він, справді, близький до Mn, Ni, Co, Cr, V, Mo, а також Ba [77].

Частка винесеного з різних зон урану становить 25—42 % (0,11—0,19 г/м^3), будучи в абсолютному вираженні максимальною в каоліновій зоні, хоча динаміка винесення від нижньої зони до верхньої швидше за все змінювалася. Характер геохімічних показників і співвідношення винесеного урану визначаються частковим (тимчасовим) осадженням елемента в нижніх зонах кори на фоні загального винесення.

Ступінь насиченості глинистих мінералів ураном різна, як і форми входження елемента в ці мінерали [83]. Основна кількість малорухливого (катіон-

Таблиця 2.11. **Поведінка урану в корі вивітрювання гранітів Українського щита (в основу розрахунків покладено дані Ю.Г. Герасимова та ін. [76])**

Зона кори вивітрювання	Густина, г/см^3	Вміст U, 10^{-4} %	Кк	Кі	Винесений уран	
					г/м^3	%
1	1,58	0,07	0,58	2,37	0,19	41,7
2	1,81	0,09	0,75	1,89	0,14	25,0
3	2,35	0,08	0,67	1,75	0,11	33,3
4	2,50	0,12	1	1	—	—

Примітка. Зони кори вивітрювання: 1 — каолінова; 2 — гідрослюдисто-каолінова; 3 — дезінтеграції; 4 — материнських порід. Кк — коефіцієнт концентрації, або відношення середнього вмісту елемента в тій чи іншій зоні кори вивітрювання до середнього вмісту цього елемента у вихідних кристалічних породах; Кі — коефіцієнт геохімічної рухливості елемента щодо титану, згідно з [77].

ного, за В.В. Щербиною [84]) урану міститься в каолініті й каолінізованих гідрослюдах з pH середовища 5,0—6,5. Рухомий (аніонний) уран концентрується гідрослюдами і галуазитами, які розвиваються в умовах слаболужного і близького до нейтрального середовища з pH 6,0—9,0. Адсорбція сполук (гідроксидів) урану гідроксидами заліза визначається знаком заряду останніх [84]. Якщо іони гідроксиду заліза заряджені позитивно, то він активно осаджує негативно заряджені іони гідроксидів U^{6+} і Mn^{4+}. Якщо ж гідроксид заліза (лімоніт) на поверхні має переважні OH-аніони, тобто колоїдна частка гідроксиду Fe несе негативний заряд, то уран він не містить.

Поведінка урану у поверхневих водах. Проведене Ю.М. Деміховим і Н.О. Вікторовою (липень 1978 р., див. також п. 2.1.3) випробування водних джерел (самовиливних свердловин, криниць, джерел і малих водотоків) району м. Кіровоград (північна степова зона), показало, що 19 джерел з 31 характеризуються гідрокарбонатним або гідрокарбонатно-сульфатним складом вод (в одній криниці вода визначена як гідрокарбонатно-хлоридна). Вода решти 12 джерел має сульфатний, хлоридний або змішаний склад. З катіонів переважає Ca (17 джерел), менш характерний Na (10 джерел), Mg установлений тільки в 4 джерелах (у 3 з них води хлоридні). Ці матеріали підтверджують проявлення у цьому районі рис як лісостепового, так і степового ландшафту [78]. Ю.М. Деміхов визначив pH вод лісостепової і степової зон (у межах, показаних Б.Ф. Міцкевичем) для 89 проб — 5—8. У середньому pH вод степового ландшафту трохи вищий порівняно pH вод лісостепу: 6,6 по 42 джерелах і 6,1 по 47 джерелах відповідно. Лужні води з pH 7,5—8 встановлені в річках Південний Буг, Чорний Ташлик, Інгулець і криницях південного (посушливішого) обрамлення урановорудного району, а також поблизу Ватутінського родовища — всього 8 джерел.

Вміст дейтерію, зважаючи на вимірювання δD води 167 джерел району [63], змінюється в дуже широкому діапазоні (–101 ... –54, в середньому –82,7 ‰). Встановлена тенденція полегшення води за вмістом дейтерію у ряді поверхневі водотоки — криниці завглибшки 2—35 м — свердловини завглибшки до 350 м може бути пояснена двома ефектами — випаровуванням частини вологи на поверхні та/або запізнілим водообміном на глибині. Те й інше

слід враховувати під час гідрогеохімічного моніторингу району. Важливо відзначити відмінність лужних вод за ізотопним складом водню. Так, середнє значення δD H_2O (‰) зазначених 8 джерел з pH 7,5—8 дорівнює –74,7 (–88 ... –62). Нейтральні й кислі води (pH 5—7) інших 78 джерел характеризуються в середньому більш легкою (за воднем) водою: –82,6 (від –101 до –54); різниця між нейтральними (pH 6—7) і кислими (pH 4,5—5) водами несуттєва.

Інтерес становить ізотопне порівняння сучасних вод з водою флюїдних включень урановорудних альбітитів (на прикладі Новокостянтинівського родовища [51], див. п. 2.1.1), яке демонструє значну еволюцію останньої в бік посилення її метеорності. Значення $\delta^{18}O$ змінюються в межах від +2,8 ... –2,6 до –12,0 ... –25,2 ‰ при значеннях δD –90 ... –40 ‰. Температура гомогенізації включень у мінералах альбітитів при цьому істотно знижується: від 420—350 до 116—53 °С. Тим самим, можливо, підтверджується загальна тенденція еволюції уранових систем з посиленням гіпергенних факторів. Іншими словами, вода, яка (у складі флюїду) брала участь у формуванні ураноносних альбітитів, потім стає одним з основних чинників їх руйнування.

Концентрація урану в підземних і поверхневих водах околиць м. Кіровоград, за даними Ю.М. Деміхова і Н.О. Вікторової, варіює в межах 1—$34 \cdot 10^{-6}$ г/л, з двома винятками. У пробі з водотоку в верхів'ях р. Інгулець (с. Підгайці) кількість урану знижується до 0,6; в пробі зі св. 1016 (м. Кіровоград) — підвищується до 228 ($2,28 \cdot 10^{-4}$ г/л).

Отримані результати відповідають відомостям про фонову радіоактивність тріщинних вод кристалічного фундаменту, опублікованим раніше А.Б. Туктаровою [75], згідно з якими вміст урану (10^{-6} г/л) підвищується від 1—5 на Поліссі до 10—50 в центральній частині щита і далі до 50—100 у Середньому Подніпров'ї та Приазов'ї. Основні фактори, що визначають таку закономірність, — це умови живлення підземних вод (зниження кількості атмосферних опадів і збільшення випаровування) та зміна їх складу (від гідрокарбонатно-кальцієвого із загальною мінералізацією 0,1—0,5 г/л через сульфатно-гідрокарбонатний з мінералізацією 1—2 г/л до хлоридно-сульфатного з мінералізацією 2—5 г/л). При цьому відзначається відсутність чіткої кількісної залежності вмісту урану у водах від вмісту в породах. Тим не менш, за даними О.Б. Туктарової [75], на наш погляд, можна говорити про виразне підвищення кількості урану у водах, пов'язаних з графітвмісними гнейсами центральної частини щита (в районі уранових родовищ) порівняно з його кількістю у водах Полісся і Придніпров'я. Дуже слабо, але проявлено збільшення вмісту урану і у водах в місцях поширення мігматизованих сірих гранітів, а також кіровоград-житомирських гранітів цього району.

Найважливішою гідрогеологічною особливістю району урановорудних альбітитів є формування ґрунтових вод у межах головного вододілу систем річок Дніпро—Південний Буг з живленням водоносних горизонтів палеогену водами четвертинних (пліоценових) піщано-глинистих відкладів. Вміст урану у водах четвертинних відкладів степової ландшафтної зони досить високий (у середньому $12 \cdot 10^{-6}$ г/л, дані В.О. Шумлянського, К.Г. Сущук та ін. [23]). У тріщинних водах кількість урану збільшується в міру просування вод від вододільних ділянок ($10 \cdot 10^{-6}$ г/л) до зон транзиту і місць розвантаження

($30 \cdot 10^{-6}$ г/л). У ділянках розвитку кори вивітрювання, особливо по породах з підвищеним вмістом урану, концентрація його в тріщинних водах підвищується в середньому до $70 \cdot 10^{-6}$, досягаючи (150—300) 10^{-6} г/л, тобто зростає у 6—25 разів порівняно з вмістом у водах четвертинних відкладів.

Дослідження форм знаходження урану в пластових водах (pH від 5,8 до 8,36, Eh від –0,07 до +0,5 В, загальною мінералізацією 0,6—3,7 %, за температури від 0 до 30 °С), що циркулюють у гранітах, вапняках і теригенних осадових породах, свідчать, що в звичайних слабокислих, нейтральних і слаболужних підземних водах різного характеру мінералізації переважають аніонні форми знаходження урану у вигляді ди- і трикарбонатуранілу — $[UO_2 (CO_3)_2 (H_2O)_2^{2-}]$ і $[UO_2 (CO_3)_3^{4-}]$ [85]. Кількісно такі комплекси становлять від 84 до 100 %; у пісках і гранітах помітну роль (9—16 %) може відігравати гідроксокомплексна сполука $[UO_2OH^+]$; в інших прикладах кількість її мізерна (0—5 %). Концентрації сульфатних і хлоридних комплексних іонів у таких водах не мають помітного значення — їх можна не враховувати навіть у сульфатних і хлоридних водах.

Осадження урану з пластових вод відбувається під час руйнування уранілкарбонатних комплексів у результаті окисно-відновних реакцій. Величина Eh початку осадження коливається від 0 до –0,2 В залежно від концентрації урану в розчині, величини і характеру загальної мінералізації води, а також від значення pH і концентрації HCO_3^-. Зміна окисних умов на відновні супроводжується різким зниженням величини Eh підземних вод від +0,5 ... +0,07 до –0,08 В і таким самим різким зменшенням у воді кількості урану. Розраховане значення Eh (рівноважне з твердою фазою UO_2) при цьому скрізь від'ємне (–0,03 ... –0,2 В) [85]. За даними І.Г. Минеєвої [65], так само змінюється окисно-відновний потенціал сучасних підземних вод уранових рудних альбітитів. Серед рудникових вод, які контактують з мінералами, що містять елементи змінної валентності (переважно Fe), за величиною Eh виділяють: окиснювальні (+0,05 ... +0,25 В); відновлювальні (–0,05 ... –0,24 В) і перехідні — від слабоокиснювальних (0 ... +0,05 В) до слабовідновлювальних (0 ... –0,05 В).

Добрими сорбентами урану, як зазначалося вище, є глинисті мінерали, органічні речовини (в тому числі у ґрунтах), фосфорити (наприклад, внесені в ґрунти відповідні мінеральні добрива), сульфіди, а також позитивно заряджені іони гідроксидів заліза. Карбонатна речовина чудово трасує структурні пастки, резервуари накопичення урану.

Поверхневі родовища урану. Проведено порівняльну характеристику поверхневих концентрацій урану Інгульського мегаблока УЩ і району Оканаган Канадського щита на основі питань ландшафтно-геохімічних умов, джерел урану, типізації родовищ, а також деяких пошуково-прогнозних рекомендацій.

Ландшафтно-геохімічні умови локалізації. Урановорудний район Інгульського мегаблока, приурочений до зони переходу між лісостеповою та степовою ландшафтно-геохімічними зонами [78], у кліматичному та геоморфологічному відношенні наближається до «сухого поясу» Канади (долина Оканаган), де широко розвинені єдино рентабельні в Канаді (з числа поверхневих) молоді родовища урану [73]. Порівнювані райони характеризу-

ються переходом від постгляціальних умов з підвищеною обводненістю до відносно сухих умов семіарідного ландшафту з мізерною рослинністю і горбистим долинним рельєфом. У Канаді молоді родовища урану відкрито на площах як семіарідного клімату, так і багаторічної мерзлоти; відомі подібні родовища і рудопрояви й у різних частинах Інгульського мегаблока [23, 70, 75].

Гідрогеохімічні характеристики ураноносних вод обох районів також близькі. Значення pH різних джерел води південної лісостепової та північної степової зон УЩ, за нашими даними (всього 89 джерел [63]), становлять 5,0—8,0; для річкових вод вивчених канадських площ — рівні 6,0—8,8 [73]. Фоновий вміст урану (10^{-5} г/л) у водах оцінено: для канадських площ — 0,002—4,38; для центральної частини УЩ — 0,1—5,0 [73, 75]. Води «сухого поясу» Канади частіше характеризуються лужною реакцією зі значеннями pH > 7,5 за підвищеного вмісту бікарбонатів, а також аномально високих концентрацій урану, як правило, $(0,5—30) \cdot 10^{-5}$ г/л і більше. У межах Інгульського мегаблока [63] pH вод степового ландшафту (в середньому 6,6) підвищується порівняно з лісостепом (6,1); лужні ж води з pH 7,5—8, як зазначалося вище, встановлені в джерелах по південному (посушливішому) обрамленню урановорудного району. Істотно гідрокарбонатний або гідрокарбонатно-сульфатний склад вод у районі м. Кіровоград (Северинівське, Мічурінське родовища) переважає. Концентрація урану (10^{-5} г/л) у джерелах цього району становить 0,06—3,4, досягаючи 22,8 у підземних водах родовища. Значний інтерес становлять теж зазначені вище факти збільшення кількості урану в тріщинних водах в міру їх просування від вододільних ділянок до зон транзиту і місць розвантаження, а також у водах кори вивітрювання ураноносних порід. Справедливо зазначити, що вміст урану у водах району ураноносних альбітитів відповідає вмісту урану у водах більшості уранових родовищ, як ендогенних, так і екзогенних [86], також підтверджується і вказівка на наявність ураноносних поверхневих і ґрунтових вод в усіх кліматичних зонах [72].

Джерела урану. У районі ураноносних альбітитів докембрійський фундамент УЩ складений здебільшого новоукраїнськими та кіровоградськими гранітами, гнейсами інгуло-інгулецької серії, а також різними продуктами їх гранітизації (мігматити, апліто-пегматоїдна лейкосома та ін.). У північній частині району широко проявлені граніти рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Вміст урану (г/т) у цих породах змінюється в середньому від 2,1 у гнейсових товщах до 3,2—3,5 у продуктах їх гранітизації, кіровоградських гранітах і гранітах рапаківі; новоукраїнські граніти характеризуються зниженою ураноносністю (1,9 г/т) [79]. За іншими даними [36], первинно-кластогенним породам нижнього протерозою на УЩ властиві підвищені та диференційовані концентрації урану: у середньому 4,4 г/т за кларку для Інгульського мегаблока 2,7 г/т. Кількість урану, який легко екстрагує, в породах амфіболітової фації метаморфізму змінюється від 10—12 % у метатериген них різновидах (гнейсах) до 20—25 % у гранітоїдах. Безпосередньо в урановорудних полях (за загальної значної зараженості ураном) концентрація його в кристалічних породах (табл. 2.8) варіює в самих широких межах — від перших грамів на тонну до промислово значущої

(0,03—1,11 %, за нашими зразками). Частка рухомого урану, з огляду на його форми, охарактеризовані вище, також може бути досить мінливою. Особливо високою вона може бути на ділянках епігенезу — діафторезу (зеленосланцева фація метаморфізму), лужного метасоматозу та гіпергенезу. Зокрема, кількість урану, винесеного з різних зон кори вивітрювання гранітів і мігматитів району, оцінено в 25—42 % (табл. 2.11). Ступінь тектонічної порушеності кристалічних порід, супроводжуваної глибинною циркуляцією підземних вод, досить висока, особливо в межах урановорудних ТМЗ. Карбонатну складову також зафіксовано починаючи від наявності у складі гнейсового едукту скарноїдної (мергелистої) складової до участі карбонатів у діафторитових, альбітитових, продуктивних і пострудних асоціаціях.

Молоді ураноносні відклади Канади [73] в основному перекривають інтрузивні породи докембрійського фундаменту типу гранодіоритів — порфіроподібних гранітів (U 2,3—7,3 г/т). Збагачені ураном (14,6—18,8 г/т) сієніти, аляскіти, деякі різновиди гранітів, а також невеликі рудні зони з вмістом урану в кілька сотень грамів на тонну і вище. Кількість рухомого урану в зазначених різновидах порід становить 0,009—0,451 г/т або 0,4—2,4 % загального вмісту. Важливо відзначити наявність «молодих» концентрацій урану також у відкладах, що перекривають гранодіорити, кварцові діорити, монцоніти з низьким вмістом як загального (0,4—1,8 г/т), так і рухомого (частка 0,2—1,3 %) урану. Значущими факторами формування таких родовищ дослідники [73] вважають ступінь тектонічної порушеності кристалічних порід, наявність глибокопроникних систем циркуляції підземних вод і карбонатні змінення, що зумовлює збагачення підземних вод бікарбонат-іоном.

Таким чином, в обох порівнюваних районах є всі чинники, що сприяють мобілізації, перенесенню і можливій концентрації урану.

Типи поверхневих родовищ. Згідно з дослідженнями кайнозойських покривних відкладів УЩ з точки зору їх ураноносності (В.О. Шумлянський, К.Г. Сущук і співавт. [23]), більшість поверхневих концентрацій приурочені до збагачених рослинною органічною речовиною відкладів бучацької світи середнього еоцену. Бучацький горизонт, як показано вище, також контролює положення ділянок уранового збагачення і в зоні гіпергенезу Новокостянтинівського родовища.

У складі відкладів бучацької світи виділяють річковий, озерно-болотний та лагунно-лиманний фаціальні комплекси. Найпоширенішими (і ураноносними) є алювіальні фації, що заповнюють ерозійно-тектонічні палеодолини і представлені гравійно-піщано-глинистим матеріалом з лінзами бурого вугілля загальною потужністю 2—20 м. Майже завжди вони «запечатані» зверху лиманно-лагунними відкладами, які продуктивніші у східній частині щита. Озерно-болотні фації (найменш ураноносні), навпаки, характерні для північно-західної частини щита.

Відзначають такі найважливіші чинники молодого уранового рудоутворення: гідрогеологічний режим ґрунтових вод і вміст урану в кристалічних породах й корі вивітрювання зон живлення; прояв гідрогеохімічної зональності, відповідно до якої кисневмісні ураноносні води вниз по потоку змінюються сірководневими з кількістю урану на порядок нижчою і з якою пов'язане формування епігенетичної зони окиснення; поширення

уранових покладів до абсолютних відміток, відповідних урізу води основної водної артерії, що свідчить про формування цих покладів саме потоком ґрунтових вод.

Епігенетична зональність, яка має не тільки генетичне, а й прогнозно-пошукове значення, в повному вигляді представлена трьома зонами: 1) окиснення (поверхневого, ґрунтового, пластового); 2) уранового зруденіння — нижче зони ґрунтового окиснення або на виклинюванні ґрунтово-пластового окиснення; 3) незмінених порід. Рудні поклади мають форму пластів, лінз, ролів. Вміст урану в системі сірі (незмінені) пісковики і піски, збагачені органічною речовиною, → жовто-бурі піски зон ґрунтового та ґрунтово-пластового окиснення → чорні (рудні) піски, пісковики, глини становить 2,0—8,5; 1,6—12,0 і 13,3—355,5 г/т відповідно. Концентратором урану в рудах переважно є вуглиста і глиниста речовина; в невеликих кількостях встановлені уранова чернь, урановмісні лейкоксен і гідроксиди Fe, а також сульфіди — марказит, пірит, мельниковит, бравоїт, віоларит, йордизит. Елементи-супутники урану представлені Mo, Re, Se, V, Ni, Co, Zn, Cu, Pb.

Серед проявів урану в алювіальних відкладах бучацької світи, розвинених на південному обрамленні ураноносних альбітитів, тобто уздовж південного схилу головного вододілу, найважливішими є Сафонівське (25 млн років), Братське (від 1—2 млн до 10—20 тис. років), Христофорівське, Садове родовища, а також Вербовецький рудопрояв (2,4 млн років); ізотопний вік уранових руд наведено за даними КП «Кіровгеологія» [70]. Початок епігенетичних інфільтраційних процесів належить до передкиївського і передсарматського (міоценового) часу; найбільший їх розвиток припадає на кінець пліоцену—початок четвертинного періоду. Дослідження сучасної гідрогеохімічної зональності вказує на формування уранового зруденіння і в наш час [23]. Спостерігаються також зворотні явища (руйнування), пов'язані з окисненням рудних тіл за зниження базису ерозії в процесі підняття щита і формування сучасної річкової мережі, яка не збігається з палеодепресіями.

У долині Оканаган (Канада) встановлені озерно-плайові і алювіальні родовища [73].

Озерно-плайові концентрації пов'язані з солоними озерами, замкнутими (відновні фації) або тими, що циклічно замикаються. Фундамент зазначених родовищ складений інтрузивними породами, а накопичення урану контролюється рельєфом і рівнем випаровування. Окисні фації формуються в дрібних басейнах лужних вод з високою концентрацією солей; уран (до 2000 г/т) накопичується на поверхні; періодичне (влітку) висихання сприяє вітровій ерозії. Відновні фації відрізняються гіперсолоним профілем. На межі поверхневої сульфатної ропи з підстильними глинами з гіпсом і мергелистих пісків на глибині 2—4 м виявлені бактерії, що фіксують сірку. Ураніл-карбонатні комплекси, що містяться в підземних водах, швидко руйнуються за підкислення середовища та/або в умовах відновлення бактеріями; в результаті відбувається порівняно гомогенне збагачення ураном (до 1000 г/т) опадів по всій товщі, але переважно в нижній частині профілю. У басейнах (солоних і солонуватих), що циклічно замикаються, тобто в лужних умовах, періодичні надходження прісних вод приводять до появи шарів, збагачених органічною речовиною, глиною і мергелем. Уран

в них не завжди пов'язаний з прошарками, збагаченими органічною речовиною, можливо, більшою мірою він контролюється відновними умовами в порових водах, що виникають у процесі дозрівання органічного матеріалу. У деяких випадках, у заболочених водоймах, спостерігаються ознаки латерального руху ґрунтових вод через певну (геохімічну) пастку. Кількість урану за нерівномірного розподілу за профілем повсюдно є підвищеною (50—1000 г/т).

Алювіальні концентрації урану приурочені до річкових долин і заплав. Серед ураноносних відкладів виділяють декілька типів:

1) відклади басейнових колекторів у верхів'ях долин або біля їхніх бортів; насичення їх ураном відбувається в місцях розвантаження висхідних ґрунтових вод, саме в зонах збагачених органічним матеріалом ґрунтів у процесі випаровування або катіонного поглинання. Найвищий вміст урану (понад 1000 г/т) зосереджений у поверхневому горизонті (до глибини 3 м);

2) болотні фації формуються в результаті часткового подпруження долини або як наслідок льодовикової діяльності за відсутності дренажу; уран привносять ґрунтові води (прісні або лужні), він фіксується головним чином органічною речовиною у вигляді покладів, що мають форму язиків або ролів, у нижніх частинах профілів;

3) у заплавних відкладах (русла, стариці, прируслові вали, заплавні луки, дельтові фації) як великих зрілих річок, так і невеликих меандруючих, виявлені значні, але доволі розсіяні концентрації урану.

Скрізь уран привноситься ґрунтовими водами у профіль уламкових відкладів (алеврит, пісок, гравій), збагачених органічною речовиною, з подальшим осадженням цією речовиною (+ катіонний обмін). Вміст урану в усіх згаданих типах досягає 1000 г/т. За наявними даними [73], ні в одному поверхневому родовищі долини Оканаган не встановлено уранових мінералів, швидше за все уран вільно пов'язаний з органічною речовиною й глинами і тому легко повторно мобілізується. Крім урану здебільшого відзначають концентрації молібдену, в окремих родовищах — селену, але характерна відсутність ванадію.

Значення коефіцієнта радіоактивної рівноваги на об'єктах Канади і західної частини США свідчать про молодий вік родовищ — 0,1—0,75 млн років, часто вони молодші за 12 тис. років [74].

У генетичному аспекті загальним для всіх поверхневих родовищ урану (України, Канади та інших районів світу) є безперервність процесу їх формування [23, 74]. Перенесення урану на шляхах транзиту від джерела до вмісних порід відбувається в окисній обстановці (переважно у формі карбонат-уранільних комплексів) з можливим фіксуванням у вигляді тимчасових концентрацій, наприклад, у певних горизонтах кори вивітрювання на відновлювальних бар'єрах, і повторною мобілізацією. Для цих умов взагалі характерні епігенетичні концентрації урану, контрольовані кисневою геохімічною зональністю — пластовою в осадовому чохлі або тріщинною в породах фундаменту, в тому числі в уранових альбітитах. В осадових породах чохла накопичення урану можуть утворитися вже в ході седиментогенезу і раннього діагенезу, згодом руйнуючись або перетворюючись з переміщенням вниз з водним потоком. У породах фундаменту такі утворення характеризуються складною вертикальною геохімічною зональністю, зумов-

леною особливостями тектонічних зон, а також базисом давньої і сучасної ерозії. Зазначені утворення важко відрізнити від ендогенних гідротермальних продуктів, зокрема, якщо їх прояви просторово збігаються з альбітитовими родовищами.

Основні причини осадження урану з ґрунтових вод (руйнування карбонат-уранільних комплексів) такі: наявність відновних бар'єрів (рівень ґрунтових вод, зміна едукту або витрачання кисню під час транзиту), проявлення ефектів випаровування на поверхні або змішування вод, а також сорбційні процеси в сприятливих умовах (наявність зрілої органічної речовини, глинистих мінералів, фосфоритів, гідроксидів заліза).

Деякі прогнозно-пошукові рекомендації. Підкреслимо, що ми розглядаємо поверхневі (молоді) накопичення урану в сучасному науковому розумінні [71]. Важливою особливістю таких концентрацій є те, що уран палеоген-неогенового віку майже не супроводжується дочірніми продуктами і, отже, не виявляється радіоактивними аномаліями [73]. Винятком є різке поверхневе збагачення, що супроводжується зневодненням, та пряме осадження з природних водних джерел. Хоча в разі поверхневого збагачення ураном до 2000 г/т навіть менше 2 % рівноваги з дочірніми продуктами виявляється достатнім для реєстрування уранових руд сцинтилометрами, тим не менш здебільшого під час пошуків «молодих» концентрацій потрібне застосування нестандартної методики.

Основні регіональні критерії їх пошуків включають: наявність уранових порід в зонах живлення пластових вод; широкий розвиток урановмісних тріщинно-ґрунтових вод і спрямований їх стік від джерел живлення до місць розвантаження; наявність у фундаменті палеодепресій, що містять відклади сприятливих літолого-фаціальних комплексів порід і водотривких відкладів, що їх перекривають; розміщення цих відкладів вище рівня регіонального дренування.

З погляду на кліматичні, геоморфологічні, гідродинамічні й гідрогеохімічні умови, а також на потенційні джерела урану, Інгульський мегаблок є дуже перспективним саме для пошуків поверхневих молодих його концентрацій. Цей висновок цілком підтверджується зіставленням матеріалів стосовно Канадського і Українського щитів. Перспективною зоною пошуків таких концентрацій можна вважати південне обрамлення району альбітитових родовищ, а саме лівобережжя Південного Бугу в поєднанні з його лівими притоками — Синюхою, Інгулом та Інгульцем. Ця гідрогеологічна система визначає ділянки, де сприятливо поєднуються місця розвантаження збагачених ураном підземних вод, ступінь аридності клімату з лужною реакцією ґрунтових вод і наявність серед покривних фацій порід-сорбентів. Ми маємо на увазі не тільки бучацькі відклади у поєднанні з регіональним водоупором — глинами київської світи, а також інші можливі пастки — від чорних лагунно-озерних пісків аптського водоносного горизонту (на південному схилі УЩ) до сучасних коколітових мулів, де вміст урану може перевищувати кількість його у воді на кілька порядків. Протяжність зони транзиту тут сягає десятків кілометрів, що є дуже сприятливим фактором; розвантаження підземних вод може відбуватися у розривних порушеннях, в тому числі, наприклад, у середній течії р. Інгул з урізом води +20 м (абсолютна відмітка).

* * *

Вміст урану на вивчених родовищах приблизно однаковий, в середньому, г/т: від 4,8—15,9 у вмісних породах і 13,0—25,1 у безрудних альбітитах до 80,3—197,7 у слаборудних альбітитах і 835,0—2409,6 у кондиційних рудах. За різницю концентрації урану в оруденілих і рудних альбітитах (бортовий вміст) прийнято значення 300 г/т, тобто суттєва кількість металу під час розробки родовищ йде у відвали. Особливо слід підкреслити можливу наявність у рудних зонах регенерованих локальних проявів урану і супутніх елементів, не пов'язаних з альбітитами, наприклад рудопрояв «Обгінне» на північному фланзі Мічурінського поля. Тут у бісмут-уранових рудах вміст урану в тектонічній глинці досягає ураганного значення — близько 15,5 %, у смузі 10—20 см від рудної жили — 0,03—0,05 %, тобто відповідає промисловому. Враховуючи орієнтованість пошуково-розвідувальних та експлуатаційних робіт на альбітити, такі концентрації можуть також потрапляти у відвали.

Серед форм знаходження урану в рудній масі виділені: уран власних (первинних і вторинних) мінералів, високорадіоактивних акцесорних мінералів, розсіяний у породоутворювальних мінералах і мобілізований вторинними процесами. Звертають на себе увагу дві обставини. По-перше, серед зазначених форм відсутні ті, в яких уран зберігав би повну інертність, навіть такі акцесорні мінерали, як циркон і монацит, виявляють ознаки регенерації з перерозподілом урану. По-друге, значна частка урану в усіх блоках порід, що підлягають експлуатаційному вийманню, може бути віднесена до «рухомого», тобто має досить високу міграційну здатність. Ця форма може бути джерелом забруднення підземних і поверхневих вод і ґрунтів. Утім її можна вилучати, збільшуючи корисний вихід рудного урану та використовуючи технології вилуговування, або вона може формувати вторинні («молоді») концентрації.

Гіпергенез, проявлений на всіх вивчених об'єктах, супроводжується як винесенням урану (до 42 %) з каолінової зони кори вивітрювання, так і накопиченням його в зоні збагачення. На Новокостянтинівському родовищі встановлено дві такі ділянки (збагачення) — у підошві бучацьких покривних (вугленосних) відкладів і в підошві кори вивітрювання нижче рівня ґрунтових вод разом із сидеритом. Поведінка урану та інших елементів зі змінною валентністю характеризується подібними рисами, а саме винесенням із зони окиснення і відносним тимчасовим накопиченням на відновному бар'єрі в проміжних зонах, частіше в каолін-гідрослюдистій. Показовим для ділянок прояву гіпергенних процесів є порушення рівноваги U-Pb систем: верхнім зонам властивий надлишок радіогенної добавки Pb, тоді як з глибиною в результаті привнесення урану зверху із зони окиснення усе більш зростає дефіцит ^{206}Pb.

Вміст урану в підземних і поверхневих водах району м. Кіровоград варіює від 0,6 до 228 $\cdot 10^{-6}$ г/л; максимальна його кількість визначена в пробі води із самовиливних свердловин у м. Кіровоград. Значення pH вод південної лісостепової і північної степової зон мегаблока, за нашими даними, становить 5,0—8,0. Лужні води з pH 7,5—8 встановлені на південному об-

рамленні урановорудного району; ці води в середньому мають підвищений вміст дейтерію: $\delta D = -74{,}7$ ‰. Середнє значення δD нейтральних і кислих вод (pH 5—7) дорівнює –82,6 ‰. Переважними формами міграції урану у водах з різною мінералізацією, напевно є аніонні форми у вигляді ди- і трикарбонатуранілу. Істотно гідрокарбонатний склад вод безпосередньо в районі м. Кіровоград зафіксовано у більшості джерел.

Всебічне зіставлення матеріалів щодо Інгульського мегаблока УЩ і Канадського щита дало змогу дійти висновку стосовно перспективності пошуків поверхневих «молодих» концентрацій урану. Найперспективнішою зоною таких пошуків можна вважати південне обрамлення району альбітитових родовищ, а саме лівобережжя Південного Бугу з його лівими притоками — Синюхою, Інгулом та Інгульцем. При цьому маються на увазі не тільки відклади бучацької світи, а й інші пастки з урахуванням вітчизняного та закордонного досвіду. Щодо поверхневих концентрацій слід враховувати, що «молодий» уран майже не супроводжується дочірніми продуктами і, отже, може не проявитися радіоактивними аномаліями. Тому для пошуків таких концентрацій слід застосовувати нестандартну методику.

2.1.3. Дейтерій у природних водах району урановорудних альбітитів

Під час пошуків уранових родовищ широко використовують гідрогеохімічні методи [86]. Враховуючи значну і всезростаючу частку у світових запасах урану молодих поверхневих його концентрацій [23, 71, 74], які схарактеризовані вище і для яких генетичний зв'язок з діяльністю ґрунтових вод особливо важливий, уявляється доцільним відновлення таких гідрогеохімічних робіт на УЩ, включаючи вивчення ізотопного складу води.

У роботі В.Є. Ветштейна [87] викладено результати оглядового дослідження ізотопного складу водню і кисню природних вод, зокрема України, хоча і поза зв'язком з рудними процесами. Інтерес становить співвідношення δD і $\delta^{18}O$ у сезонних атмосферних опадах протягом року, зокрема у м. Бобринець Кіровоградської обл.

Вивчення ізотопного складу водню природних вод УЩ ми розпочали ще під керівництвом і з безпосередньою участю Ф.І. Жукова. Основний масив водних проб у районі уранових родовищ альбітитової формації (Інгульський мегаблок [23, 75]) відібрав Ю.М. Деміхов у липні 1979 р. Тоді ж спільно з М.О. Вікторовою (КП «Кіровгеологія») були досліджені водні джерела у м. Кіровоград і його околицях; для цих проб крім δD H_2O визначені загальна мінералізація води, якісний склад катіонної та аніонної їх складових, концентрації в них урану і радію, а також водневий показник (pH) вод [63].

На наш погляд, виявлення закономірностей розподілу дейтерію у воді природних (водотоки, джерела) і штучних (криниці, свердловини) джерел у районі розвитку урановорудних альбітитів (і на прилеглих площах) з урахуванням ландшафтно-геохімічних умов, а також відношення у водах вмісту дейтерію та урану і радію має важливе значення для встановлення взаємозв'язку давніх (ранній докембрій) і молодих (аж до сучасних) родовищ ура-

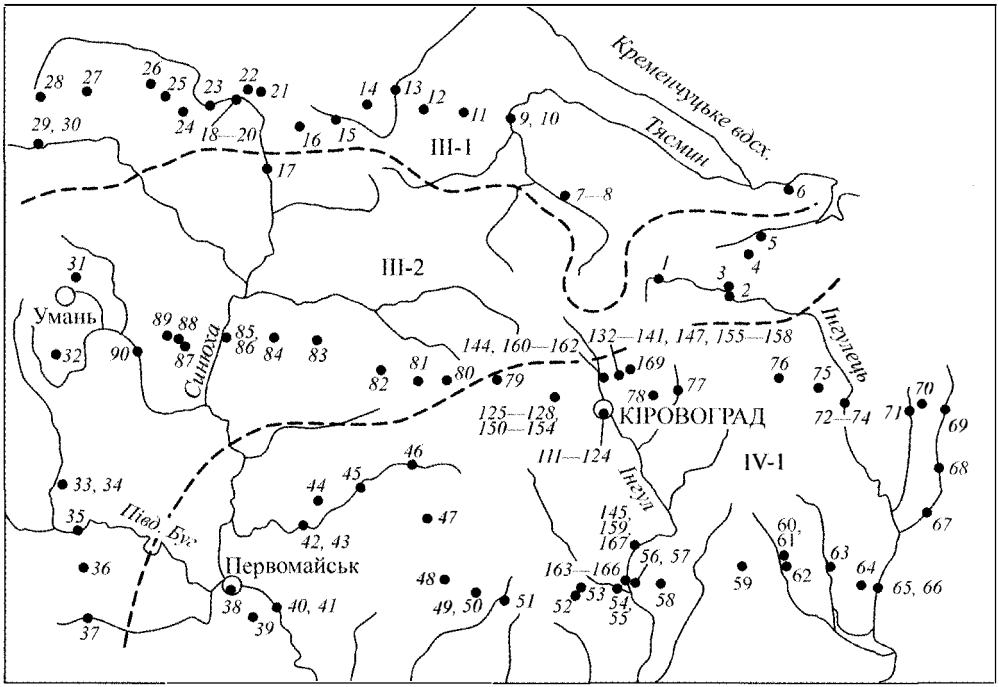


Рис. 2.3. Схема випробування природних вод району уранових родовищ альбітитової формації: *Зони*: III-1 — північна лісостепова, III-2 — південна лісостепова, IV-1 — північна степова; штрихові лінії — межі ландшафтно-геохімічних зон (за Б.Ф. Міцкевичем [78])

ну, а також оцінки ступеня екологічної небезпеки процесів руйнування (зокрема техногенного) альбітитових родовищ, транспортування речовини з подальшим її відкладенням у поверхневих умовах.

Ландшафтно-геохімічні умови району. Дослідження проведено у різних ландшафтно-геохімічних умовах. Північний (умовно) профіль проходить у верхів'ях системи річок Тетерів—Случ у межах Південного Полісся. Безпосередньо район альбітитових родовищ і території, що примикають до нього (рис. 2.3), знаходяться в зоні переходу лісостепової (північної та південної) і степової (північної) ландшафтно-геохімічних зон.

Необхідні відомості щодо цих зон наведено за даними Б.Ф. Міцкевича [78] з нашими доповненнями [63].

Південнополіська зона характеризується значною розчленованістю рельєфу з розвитком денудаційних форм, меншою порівняно з Північним Поліссям заболоченістю, особливо в річкових долинах, і суттєвим залісненням. Важливо відзначити загальний нахил поверхні на північ і північний схід. Клімат помірно континентальний зволожений. Коефіцієнт зволоження не перевищує 1,0—1,2 за середньорічної кількості опадів 550—600 мм і середньорічної температури від +6 до +7 °С.

Осадовий чохол потужністю 5—10 м (зі зменшенням у бортах річок) складений переважно четвертинними водно-льодовиковими утвореннями; палеогенові відклади розвинені значно менше. Характерна для чохла домі-

шка лесів впливає на склад поверхневих і підземних вод, збагачуючи їх карбонатами Ca і Mg. Мінералізація вод збільшується з півночі на південь, але, як правило, не перевищує 0,5 г/л. За складом води є гідрокарбонатно-кальцієвими з помітним впливом органічної речовини. Геохімічна обстановка характеризується як окиснювальна, від слабокислої до нейтральної (pH вод р. Тетерів 5,8—6,2). Наші дані щодо 14 джерел, в основному криниць (табл. 2.12 і 2.13), свідчать про переважно кислу (рідше нейтральну) реакцію вод цієї зони: pH = 4,5—7,0 (середнє 6,2). Зумовлений геоморфологічними особливостями місцевості інтенсивний стік поверхневих вод приводить до збільшення водообміну з поверхнею.

Лісостепова зона охоплює Придніпровське підняття (межиріччя Дніпра—Південного Бугу), тобто більшу частину досліджуваного району, що являє собою підняту хвилясту рівнину з абсолютними відмітками 230—320 м і залишковою лісовою і луговою рослинністю. Глибина розчленованості рельєфу зростає у південному напрямку до 20—80 м, рідко більше. Район характеризується змінною вологістю, випаровування дорівнює кількості опадів або трохи перевищує його. Коефіцієнт зволоження 0,8—1,0. Середньорічна кількість атмосферних опадів 450—550 мм; опади часто у вигляді злив, що зумовлює переважний розвиток поверхневих стоків, меншою мірою інфільтрації. Середньорічна температура повітря (°C) від +7 до +8, у січні від –5 до –8, у липні від +20 до +21. У напрямку з півночі на південний схід клімат дещо змінюється з посиленням його континентальних і аридних факторів.

У цьому самому напрямку змінюються потужність і склад осадового чохла: від переважання на півночі четвертинних лесоподібних суглинків (2—15 м)

Таблиця 2.12. **Значення δD і pH природних вод у різних ландшафтно-геохімічних зонах центральної частини Українського щита**

Зона	pH			δD, ‰		
	n	варіації	середнє	*n*	варіації	середнє
II	14	4,5—7,0	6,2	14	–92 ... –70	–81,8
III-1	24	5,0—7,0	5,7	23	–96 ... –54	–82,3
а	22	5,0—7,0	5,7	21	–96 ... –75	–85,0
б	2	5,0—7,0	6,0	2	–55 ... –54	–54,5
III-2	24	5,0—8,0	6,5	23	–97 ... –62	–83,5
а	21	5,0—7,5	6,5	20	–97 ... –74	–86,0
б	3	5,0—8,0	6,5	3	–73 ... –62	–66,7
III-3	1	—	7,5	1	—	–72,0
IV-1	42	4,5—8,0	6,6	41	–101 ... –62	–80,7
а	36	4,5—8,0	6,6	35	–101 ... –64	–83,0
б	6	5,0—8,0	6,8	6	–80 ... –62	–67,2
Кіровоград	—	—	—	61	–103 ... –55	–84,2
а	—	—	—	56	–103 ... –63	–85,9
б	—	—	—	5	–83 ... –55	–65,6
Усього (а)	94	4,5—8,0	6,3	147	–103 ... –63	–84,6
Усього (б)	11	5,0—8,0	6,5	16	–83 ... –54	–65,0

Примітка. II — Південнополіська зона (13 проб відібрані з криниць, 1 — з водопроводу); III-1 — Північна лісостепова зона; а — криниці, свердловини та джерела, б — водотоки; III-2 — Південна лісостепова зона (а, б); III-3 — Придністровська лісостепова зона (проба взята з криниці); IV-1 — Північна степова зона (а, б).

Таблиця 2.13. **Вміст дейтерію, значення δD і pH природних вод з джерел різної глибинності в басейнах головних річок регіону**

Гідросфера, тип джерела	*n*	pH	δD, ‰	D, ppm
Дніпро, правобережжя (район Кременчузького водосховища)				
Свердловина	1	7,0	–96	140,8
Джерело	1	7,0	–88	142,0
Криниця	9	5,0—7,0	–94 ... –78	141,1—143,6
Водотік р. Тясмин	1	5,0	–55	147,2
Середнє	12	5,0—7,0	–96 ... –55	140,8—147,2
Басейн р. Синюха				
Джерело	2	5,0—7,0	–90 ... –77	141,7—143,8
Криниця	23	5,0—7,0	–101 ... –75	140,0—144,1
Водотік річок Синюха, Горний Тікич, Чорний Ташлик	3	6,5—8,0	–66 ... –54	145,5—147,3
Середнє	28	5,0—8,0	–101 ... –54	140,0—147,3
Басейн р. Інгул				
Свердловина	2	5,0—7,0	–94 ... –90	141,1—141,7
Криниця	6	5,0—7,0	–94 ... –77	141,1—143,8
Водотік р. Інгул	1	7,0	–80	143,3
Середнє	9	5,0—7,0	–94 ... –77	141,1—143,8
Басейн р. Інгулець				
Свердловина	2	5,0—7,0	–93 ... –67	141,3—145,3
Криниця	15	4,5—8,0	–96 ... –64	140,8—145,8
Водотік р. Інгулець + приток	4	5,0—8,0	–73 ... –62	144,4—146,1
Середнє	21	4,5—8,0	–96 ... –62	140,8—146,1
Басейн р. Південний Буг				
Джерело	2	6,0—7,0	–80 ... –77	143,3—143,8
Криниця	8	5,0—7,0	–93 ... –72	141,3—144,5
Водотік р. Південний Буг	2	5,0—8,0	–65 ... –62	145,6—146,1
Середнє	12	5,0—8,0	–93 ... –62	141,3—146,1
Середнє по району				
Свердловина	5	5,0—7,0	–96 ... –67	140,8—145,3
Джерело	5	5,0—7,0	–90 ... –77	141,7—143,8
Криниця	61	4,5—8,0	–101 ... –64	140,0—145,8
Водотік	11	5,0—8,0	–80 ... –54	143,3—147,2

до зростання на півдні та сході ролі палеоген-неогенових відкладів (від перших метрів до 60—100 м) та вмісту карбонатів у їх складі, особливо вуглистих піщано-глинистих відкладів бучацької світи, перекривних вапнякових пісків і мергелів київської світи, а також водоносних глауконітових й інших пісків харківської і полтавської світ. Під відкладами чохла майже повсюдно розкривається розмита (допалеогенова) кора вивітрювання з типово каоліновим профілем і проявом усіх трьох її зон: верхньої каолінітової, каолініт-гідрослюдистої та дезінтеграції порід фундаменту. Загальна потужність її, наприклад, у межах Тальнівської площі (за даними В.І. Почтаренка, Ю.О. Фоміна та ін., 1985) становить 10—30, поблизу тектонічних порушень сягає 80—90 м.

Достатньо глибоке розчленування поверхні, особливо у південній частині зони, зумовлює зниження рівня підземних вод, що відіграють важливу роль у наповнюванні водотоків, зокрема, в посушливі періоди. Наслідком збільшення карбонатності відкладів чохла є підвищення мінералізації поверхневих і підземних вод. Наприклад, загальна мінералізація пластових вод у цій частині щита становить 1—2 г/л [75]. Хімічний склад їх переважно гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвий, а властивості пов'язані з кількісним обмеженням органічної речовини. Як поверхневі, так і підземні води мають слабокислі або нейтральні і переважно окиснювальні властивості; відновна реакція поверхневих вод зберігається на окремих заболочених ділянках. Значення pH вод (річок Синюха і Тясмин) становлять 5,5—7,0. При порівнянні (за нашими даними) вод північної та південної лісостепової зон виявляється дещо більш лужний характер останніх (табл. 2.12, 2.13): pH 5,0—7,0 (середнє по 24 пробах 5,7) і 5,0—8,0 (середнє по 24 пробах 6,5) відповідно, а також (за даними одної проби) вод придністровської лісостепової зони (pH 7,5).

Північна степова зона представлена межиріччям Південний Буг—Інгул—Інгулець. Це хвиляста рівнина (відріг Придніпровського підняття) з розчленованим долинно-балковим рельєфом (глибина 50—100 м), трав'янистою степовою рослинністю і загальним нахилом на південний схід. Клімат континентальний з недостатнім зволоженням, коефіцієнт зволоження 0,5—0,7. Середньорічна кількість опадів становить 350—450 мм, зменшується з півночі на південь. Опади протягом року нерівномірні, 60—70 % їх випадає у вигляді злив і витрачається переважно на стік і випаровування. Середньорічна температура повітря становить від +3 до +9, у січні від –3 до –4, в червні від +22 до +23 °С. Найхарактернішою рисою клімату степового району в цілому є дефіцит вологи, що відбивається на гідрологічних процесах, хімічному складі поверхневих і підземних вод, процесах вивітрювання, ґрунтоутворення і формування рослинного покриву.

У будові чохла головна роль належить палеоген-неогеновим відкладам, зокрема бучацької світи (еоцен), і континентальним відкладам четвертинного віку; потужність чохла — 100 м і більше, різко знижується лише в долинах річок і глибоких балках, часто в безпосередній близькості від рівня ґрунтових вод. Особливістю чохла є значна участь у його складі карбонатних порід, зокрема, мергелів, вапнистих глин і пісковиків київської світи. Підвищеною кількістю карбонату відрізняються і четвертинні лесоподібні суглинки. Глини полтавської світи (міоцен) і четвертинні відклади містять також гіпс, кількість якого зменшується у напрямку на південь. Характерна кора вивітрювання з розвитком усіх її зон, потужністю (близько до альбітитових родовищ [23]) порядку 5—25 м.

Розчленований рельєф обумовлює взаємозв'язок поверхневих і ґрунтових вод і участь останніх у наповненні водотоків у літній посушливий період, а сухість клімату обмежує розвиток гідрографічної мережі. Наявність карбонатів і гіпсу в породах чохла в умовах сухості клімату приводить до високої мінералізації як підземних, так і поверхневих вод (до 3,5 г/л) і непостійності їх хімічного складу. Переважно розвинений сульфатно-натрієвий тип вод, який у східній частині району змінюється на сульфатно-гідрокарбонатний, а в західній — на хлоридно-сульфатний. За нашими даними стосовно дже-

рел у м. Кіровоград та його околицях (криниці, свердловини і водотоки у верхів'ях р. Інгул, усього 31 джерело), загальна мінералізація вод становить 0,6—3,2 г/л. За складом вод переважають гідрокарбонатно-сульфатні, гідрокарбонатні і сульфатні (кальцієві й натрієві) типи; у воді одиничних джерел наявні хлорид-іон і магній. Саме хлоридно-магнієві води виявляються найбільш мінералізованими, знижена мінералізація характерна для гідрокарбонатного типу.

Поверхневим водам властиві окиснювальні властивості, відновлювальні особливості встановлені тільки в окремих ділянках, заболочених або із застійними водами. Значення pH вод у р. Південний Буг (5,5—6,7) і системі Інгул—Інгулець (6,0—6,5) вказують на слабокислу або близьку до нейтральної їх реакцію. Лужно-кислотні та особливо окисно-відновні особливості підземних вод, на думку Б.Ф. Міцкевича, залежать від глибини залягання і літологічного складу водоносного горизонту. Підземні води, як правило, характеризуються слабкою лужністю, максимальною в тріщинних водах кристалічних порід (pH >7) [78]. Згідно з нашими даними (див. табл. 2.12), pH вод у 42 джерелах степового ландшафту становить 4,5—8,0 (у середньому 6,6), тобто лише трохи вищий за pH вод південної лісостепової зони, але саме у південній частині району знаходяться джерела (всього 8) з лужною реакцією вод (pH 7,5—8,0). Окисно-відновні умови, згідно з даними І.Г. Минєєвої по альбітитових родовищах [23, 65], змінюються в широких межах. Поряд з окиснювальними водами, звичайними для поверхневих умов і тектоногенних зон глибинного їх проникнення, зафіксовано також ділянки з відновними властивостями вод, пов'язані переважно з бучацькими пісковиками, що містять вуглефіковані рослинні рештки, а також із зонами кори вивітрювання нижче рівня ґрунтових вод.

Природні води м. Кіровоград та його околиць за складом мають виразні ознаки вод лісостепової і степової зон. Насамперед це наявність у водах гідрокарбонат-кальцієвої і сульфат-натрієвої складових рівною мірою. Такий змінний склад вод, на наш погляд, може мати альтернативне пояснення, а саме бути пов'язаним з просторовим збігом родовищ ураноносних альбітитів із зоною ландшафтно-геохімічного переходу і/або інтенсивним вивітрюванням збагачених сульфідами (піритом) альбітитів в окисних умовах. Перше положення цілком обґрунтовано регіональними роботами, зокрема, з ландшафтно-геохімічного районування цих площ [75, 78, 88], друге переконливо показано локальними дослідженнями конкретних альбітитових родовищ [23, 65].

Вміст дейтерію в природних водах району. Вихідний аналітичний матеріал з виміряним ізотопним складом водню і розрахованим безпосереднім вмістом дейтерію у воді випробуваних джерел (усього 163 проби), а також інші геохімічні дані за цими джерелами наведено в табл. 2.14 і 2.15.

При використанні наведеного матеріалу перш за все слід мати на увазі, що більшість джерел (всіх, крім 14 джерел зони Південного Полісся і 1 джерела придністровської лісостепової зони) випробувано у липні, у найспекотнішу та найпосушливішу пору року. Відповідно до досліджень В.Є. Ветштейна [87], саме цей сезон характеризується максимальним обважненням водню (і кисню) природних вод, в усякому разі атмосферних. Цей висновок стосується також

Таблиця 2.14. **Ізотопний склад водню природних вод центральної частини Українського щита**

Номер проби	Джерело, глибина, м	Прив'язка	pH	δD, ‰	D, ppm
		П. Південнополіська ландшафтно-геохімічна зона			
		Київська обл.			
91	Криниця, 4,5	с. Юрів	4,5	–82	143,0
92	11,0	с. Ситняки	6,5	–84	142,7
93	5,0	с. Небелиця	7,0	–88	142,0
		Житомирська обл.			
94	8,5	с. Ставище	6,5	–92	141,4
95	9,2	с. Кочерів	6,0	–81	143,1
96	Водопровід	м. Коростишів	5,0	–75	144,1
97	Криниця, 6,0	с. Іванівка	7,0	–77	143,8
98	4,5	с. Березівка	6,5	–84	142,6
99	3,5	с. Видумка	6,5	–70	144,8
100	5,5	с. Броники	7,0	–78	143,6
101	3,0	м. Новгород-Волинський	7,0	–78	143,6
		Рівненська обл.			
102	4,0	м. Корець	6,0	–92	141,4
103	37,0	с. Біла Криниця	6,0	–88	142,0
104	17,0	с. Тараканів	5,0	–76	143,9
		III-1. Північна лісостепова ландшафтно-геохімічна зона			
		Тернопільська обл.			
105	Криниця, 3,5	с. Горенка	7,0	–80	143,3
		Кіровоградська обл.			
6	Свердловина	с. Велика Андрусівка	7,0	–96	140,8
		Черкаська обл.			
7	Криниця, 7,0	с. Кам'янка	7,0	–94	141,1
8	Джерело	Там само	7,0	–88	142,0
9	Криниця, 19,5	м. Сміла	5,5	–78	143,6
10	Водотік	м. Сміла, р. Тясмин	5,0	–55	147,2
11	Криниця, 19,7	с. Балаклея	7,0	–88	142,0
12	11,0	с. Орловець	5,0	–93	141,2
13	27,0	с. Городище	5,0	–87	142,2
14	13,0	с. Петропавлівка	5,0	–80	143,3
15	18,5	с. Вільшани	5,0	–82	143,0
16	15,2	с. Тарасівка	5,0	–80	143,3
18	6,3	с. Лисянка	5,0	–76	143,9
20	Джерело	с. Лисянка, р. Гнилий Тикіч	5,0	–77	143,8
21	Криниця, 18,1	с. Почапинці	5,0	–90	141,7
22	12,5	с. Верещаки	5,5	–96	140,8
23	14,5	с. Бужанка	5,0	—	—
24	9,0	с. Баштечки	5,5	–82	143,0
25	5,0	с. Будки	5,0	–78	143,6
26	10,0	с. Вотилівка	5,0	–75	144,1
27	7,3	с. Баштечки	7,0	–82	143,0
28	13,2	м. Жашків	7,0	–89	141,9
29	8,0	с. Бузівка	5,0	–94	141,1
30	Водотік	с. Бузівка, р. Горний Тикіч	7,0	–54	147,3

Продовження табл. 2.14

Номер проби	Джерело, глибина, м	Прив'язка	pH	δD, ‰	D, ppm
III-2. Південна лісостепова ландшафтно-геохімічна зона					
		Кіровоградська обл.			
1	Криниця, 6,3	с. Цибулево	7,0	–88	142,0
2	5,5	с. Шамівка	7,0	–96	140,8
3	Водотік	с. Дмитрівка, р. Інгулець	5,0	–73	144,4
4	Криниця, 6,5	с. Григорівка	7,0	–87	142,2
5	6,0	с. Золотарівка	7,0	—	—
		Черкаська обл.			
17	16,5	с. Звенигородка	5,0	–84	142,7
31	12,5	с. Родниківка	5,5	–82	143,0
32	8,2	с. Ропотуха	5,0	–86	142,4
		Кіровоградська обл.			
33	6,3	с. Данилова Балка	5,0	–74	144,2
34	Джерело	с. Данилова Балка, струмок	7,0	–80	143,3
35	Водотік	Одеська траса, р. Півд. Буг	8,0	–65	145,6
		Миколаївська обл.			
36	Криниця, 3,6	с. Дубинове	5,0	–76	143,9
37	3,2	с. Криве Озеро	7,0	–83	142,8
		Кіровоградська обл.			
80	7,0	с. Олександрівка	7,0	–97	140,6
81	17,2	с. Злинка	7,0	–89	141,9
82	29,8	с. Хмельове	7,0—8,0	–87	142,2
83	10,2	с. Новопавлівка	7,0	–89	141,9
84	13,5	с. Вільшане	6,0—7,0	–80	143,3
85	30,0	Новоархангельськ	7,0	–88	142,0
86	Водотік	Новоархангельськ, р. Синюха	6,0—7,0	–62	146,1
87	Криниця, 27,0	с. Підвисоке	7,0	–77	143,8
88	3,8	с. Володимирівка	7,0	–92	141,4
89	32,0	с. Небелівка	7,0	–95	141,0
90	Джерело-струмок	с. Дубове, права притока р. Синюха	7,0	–90	141,7
III-3. Придністровська лісостепова ландшафтно-геохімічна зона					
		Івано-Франківська обл.			
106	Криниця, 5,0	с. Тисменичани	7,5	–72	144,5
IV-1. Північна степова ландшафтно-геохімічна зона					
		Миколаївська обл.			
38	Криниця, 5,5	м. Первомайськ	7,0	–72	144,5
39	9,0	с. Генівка	7,0	–93	141,3
40	Водотік	Кишинівська траса, р. Півд. Буг	5,0	–62	146,1
41	Джерело	Там само	7,0	—	—
42	Криниця, 33,7	с. Лиса Гора	6,0	–101	140,0
43	Водотік	с. Лиса Гора, р. Чорний Ташлик	8,0	–66	145,5
		Кіровоградська обл.			
44	Криниця, 13,5	с. Ігнатівка	7,0	–82	143,0
45	27,0	с. Пісчаний Брод	7,0	–90	141,7
46	4,5	м. Новоукраїнка	7,0	–82	143,0
47	2,4	с. Червоний Розділ	7,0	–98	140,5
		Миколаївська обл.			
48	16,5	с. Ганнівка	7,0	–77	143,8

Закінчення табл. 2.14

Номер проби	Джерело, глибина, м	Прив'язка	pH	δD, ‰	D, ppm
		Миколаївська обл.			
49	Джерело	с. Костувате	6,0—7,0	–77	143,8
		Кіровоградська обл.			
50	Криниця, 6,5	с. Костувате	5,0	–73	144,4
51	7,0	с. Витязівка	5,0	–74	144,2
52	5,5	с. Кіровське	5,0	–82	143,0
53	5,5	Бобринець	7,0	–84	142,7
54	7,0	с. Олексіївка	7,0	–91	141,6
55	Свердловина	Там само	5,0	–90	141,7
56	Криниця, 12,2	с. Степанівка	7,0	–77	143,8
57	Водотік	с. Степанівка, р. Інгул	7,0	–80	143,3
58	Криниця, 10,0	Там само	7,0	–80	143,3
59	9,0	Долинська	7,0	–82	143,0
60	7,8	с. Олександрівка	7,0	–87	142,2
61	Водотік	с. Олександрівка, р. Боковенька	5,0	–65	145,6
62	Криниця, 11,3	с. Новошевченкове	8,0	–76	143,9
63	19,0	с. Гурівка	6,0—7,0	–89	141,9
		Дніпропетровська обл.			
64	12,0	с. Тернуватка	6,0—7,0	–65	145,6
65	Водотік	с. Лозоватка, р. Інгулець	8,0	–68	145,2
66	Криниця 10,2	Там само	7,0	–82	143,0
		Кіровоградська обл.			
67	12,7	с. Ганнівка	7,0	–84	142,7
		Дніпропетровська обл.			
68	8,5	м. П'ятихатки	7,0	–84	142,7
69	8,4	с. Жовте	6,0—7,0	–86	142,4
70	12,3	ст. Зелена	7,0	–64	145,8
71	10,5	Там само	7,0—8,0	–86	142,4
		Кіровоградська обл.			
72	12,0	с. Новий Стародуб	4,5	–81	143,1
73	Св. 25	Там само	5,0	–67	145,3
74	Водотік	с. Новий Стародуб, р. Інгулець	7,0—8,0	–62	146,1
75	Свердловина	с. Олімпіадівка	7,0	–93	141,3
76	Криниця, 6,5	с. Нова Прага	8,0	–88	142,0
77	Криниця, 12,5	с. Аджамка	7,0	–94	141,1
78	Св. 150	с. Шостаківка	7,0	–94	141,1
79	Криниця, 20,5	с. Велика Виска	5,0	–82	143,0

Примітка. Відбір проб проведено в період 26—27.05.79 (проби 91 — 106, Ф.І. Жуков) і 18—24.07.1979 (проби 1 — 90, Ю.М. Деміхов). Систематику та нумерацію ландшафтно-геохімічних зон подано за Б.Ф. Міцкевичем [78]. Деякі особливості проб: 46 — 48, 71 — вода солона; 13 — вода іржава; 79 — вода молочного кольору; 49, 51 — джерело і криниця у кристалічних породах; 56 — криниця дуже стара (1910).

району наших досліджень, оскільки одна зі станцій спостереження була розташована в с. Бобринець Кіровоградської обл. Води південнополіської і придністровської зон (15 проб) були відібрані наприкінці травня.

Діапазон значень δD води всіх 163 джерел становить –103 ... –54 ‰ при практично однакових варіаціях величини за даними регіонального (табл. 2.14) і локального (табл. 2.15) випробування. У середньому співвідношення ізотопів

Таблиця 2.15. **Ізотопний склад водню природних вод району Кіровограда (північна степова ландшафтно-геохімічна зона) та вміст у них радіоактивних елементів**

Номер проби	Джерело, глибина, м	Прив'язка	Мінералізація, г/л	U, 10^{-6} г/л	Ra, 10^{-12} г/л	δD, ‰	D, ppm
111	св. 1016, 700	Кіровоград	1,0	228	5	–98	140,5
112	Водотік	»	1,6	4	<1	–83	142,8
113	Криниця	»	1,5	5	<1	–102	139,9
114	Криниця, 23,5	»	1,7	4,5	1	–100	140,2
115	35,5	»	1,8	25	3	–99	140,4
116	26,5	»	1,5	18	3	–92	141,4
117	Криниця	»	1,0	10	1	–90	141,7
118	Криниця, 10,6	»	1,7	34	3	–90	141,7
119	26,1	»	1,5	7	<1	–75	144,1
120	Криниця	»	2,4	17	<1	–72	144,5
121		»	3,2	21	1	–72	144,5
122	Криниця, 19,3	»	1,4	11	1	–70	144,8
123	20,5	»	1,7	6	1	–68	145,2
124	8,6	»	1,4	23	<1	–63	145,9
125	10,7	Грузське	0,7	9	1	–83	142,8
126	19,0	»	0,8	15	2	–87	142,2
127	4,2	»	2,4	11	1	–88	142,0
128	5,7	»	2,0	14	2	–95	141,0
129	10,5	Обознівка	1,7	18	9	–91	141,6
130	8,5	»	0,6	2	<1	–93	141,3
131	Джерело	»	1,2	6	2	–98	140,5
132	Свердловина	Підгайці	1,4	3	11	–95	141,0
133	Водотік, р. Інгул	»	0,7	0,6	<1	–58	146,7
134	Криниця	»	2,1	8	<1	–90	141,7
135		»	0,8	2	<1	–86	142,4
136		»	2,2	1	1	–88	142,0
137		»	2,8	8	1	–80	143,3
138		»	2,4	11	2	–77	143,8
139		»	3,1	1	<1	–75	144,1
140		»	1,7	3	<1	–72	144,5
141		»	1,2	2	<1	–71	144,7
142		Андрусове	2,2	—	—	–88	142,0
143			1,3	—	—	–79	143,4
144		Северинівка	2,0	—	—	–84	142,7
145	Водотік, р. Інгул	Лозуватка	0,7	—	—	–55	147,2
146	Криниця	Підмогильне	1,3	—	—	–92	141,4
147	Свердловина	Підгайці	1,4	—	—	–103	139,7
148	Криниця	Лепехівка	0,7	—	—	–96	140,8
149		с. Балка	2,7	—	—	–88	142,0
150		Грузське	1,3	—	—	–77	143,8
151		»	4,2	—	—	–86	142,4
152		»	0,9	—	—	–66	145,5
153		»	0,8	—	—	–66	145,5
154		»	1,8	—	—	–93	141,3
155	св. 1578, 100	Підгайці	1,6	—	—	–80	143,3
156	св. 1578, 240	»	1,7	—	—	–89	141,9
157	св. 1578, 285	»	1,7	—	—	–86	142,4

Закінчення табл. 2.15

Номер проби	Джерело, глибина, м	Прив'язка	Мінералізація, г/л	U, 10^{-6} г/л	Ra, 10^{-12} г/л	δD, ‰	D, ppm
158	св. 1578, 350	Підгайці	1,8	—	—	–81	143,1
159	св. 25	Лозуватка	0,8	—	—	–96	140,8
160	св. 1590, 85	Северинівка	0,7	—	—	–72	144,5
161	св. 1590, 180	»	0,6	—	—	–70	144,8
162	св. 1590, 320	»	0,6	—	—	–70	144,8
163	Криниця	Олексіївка	1,1	—	—	–93	141,3
164		»	1,4	—	—	–94	141,1
165		»	1,3	—	—	–92	141,4
166		»	1,1	—	—	–90	141,7
167		Лозуватка	1,4	—	—	–92	141,4
168		Кандаурове	0,8	—	—	–95	141,0
169		Великий Байрак	0,7	—	—	–92	141,4
170		Веселівка	0,8	—	—	–89	141,9
171		»	2,0	—	—	–84	142,7

Примітка. Відбір проб (111 — 141, всього 31 проба) проведено в період 14—21.07.1978 (Ю.М. Деміхов, Н.О. Вікторова). Проби 142—171 надані КП «Кіровгеологія», там само визначені загальна концентрація солей і вміст радіоактивних елементів у воді. Ізотопний склад водню води визначено за методикою, описаною в роботі [89]. Додаткові відомості про джерела: 111 — рудна свердловина; 120, 121 — криниці знаходяться в 200 і 400 м від рудної свердловини відповідно; 131 — джерело зі швидкістю витікання 0,3 м/с; 132 — вода із запахом сірководню, вміст H_2S 4 мг/л. Температура води, вимірювана в деяких глибинних джерелах, становила 9—12,5 °С.

водню дорівнює –82,7 ‰, тобто дещо зміщено стосовно модального значення у бік збільшення вмісту протію. Розрахований вміст дейтерію у водах 139,7—147,3 (середнє 142,9) ppm.

Близький діапазон зміни ізотопного складу водню підземних (пластових) вод басейнів США (±20 ‰, при порівнянних значеннях δD, за даними Р. Клейтона, Д. Графа та ін., 1965, 1966) наведено в узагальнюючій праці В.І. Ферронського, В.А. Полякова [90]. Зазначимо також високу збіжність наших даних з опублікованими результатами щодо європейської частини колишнього СРСР: –108 ... –61 ‰ у річкових водах; –104 ... –42 ‰ у підземних водах (криниці, джерела, свердловини) [87]. Причому якщо ізотопні співвідношення водню в річкових водах і підземних джерелах зони активного водообміну, за В.Є. Ветштейном, загалом не дуже відрізняються, то, згідно з нашими дослідженнями (див. табл. 2.12), відмінності в джерелах різної глибинності дуже істотні. Причина цього, можливо, полягає у значному розкиді часу випробовування природних джерел, досліджених у цитованій роботі: дати випробування річкових вод, зокрема, належать до 1965—1973 рр., щодо пори року — до квітня—жовтня. У розглянутому дослідженні проби взяті в основному протягом короткого часового відрізка і за відносно стійкої погоди, тобто результати відображують певний кліматичний зріз.

Закономірності розподілу дейтерію в природних водах району. Матеріал, представлений в табл. 2.12 і 2.13, дає змогу оцінити тенденції зміни ізотопних співвідношень водню (в тому числі абсолютний вміст дейтерію) у водах за-

лежно від виду джерела (глибини відбору проб) і його положення в гідрографічній мережі, а також від ландшафтно-геохімічних умов.

Виявлено тенденцію обважнення води за дейтерієм у ряді свердловини завглибшки до 350 м — криниці завглибшки 2—35 м і джерела — поверхневі водотоки. Ця тенденція чітко простежується для всіх вивчених ландшафтно-геохімічних зон, де є подібні типи джерел, для всіх річок гідрографічної мережі, а також для району в цілому. Різниця середніх значень δD води поверхневих водотоків і глибоких джерел (криниць, джерел і свердловин) варіює від 15,8—20,3 до 30,5 ‰ (див. табл. 2.12). Причому найбільша різниця зафіксована у північній лісостеповій зоні, тоді як у південніших зонах вона істотно нижче. Дещо збільшуються від північної і південної підзон лісостепової зони до степової і середні значення водневого показника (pH): 5,7—6,5—6,6 відповідно (див. табл. 2.13), тобто зростає лужність вод. У цьому самому напрямку посилюється розчленованість рельєфу та, відповідно, швидкість водообміну між підземними й поверхневими водами.

Тенденція зниження вмісту дейтерію, яка встановлена у джерелах різної глибини, може бути пояснена двома ефектами: випаровуванням частини вологи на поверхні та/або запізненням водообміну на глибині.

Прояв ефекту випаровування, крім стійкого і дуже істотного зміщення ізотопного співвідношення водню на користь дейтерію, і саме у найспекотніший і найпосушливіший період року, підтверджується також геологічними фактами [78]. Це, зокрема, епізодичне формування автономних ландшафтів з ознаками осолонення — відкладення соди і бікарбонату в ґрунтах у північній частині степової зони і сульфату (гіпсу) — у південній. Випарний ефект з ізотопним обважненням водню (і кисню) підтверджується як спостереженнями над процесом природного випаровування води, наприклад, Чорного моря, так і експериментально (до певної межі), причому максимальна концентрація дейтерію (і кисню-18) у воді відзначена перед початком осадження гіпсу, після чого відбувається інверсія процесу [87]. Згідно з наведеними у цитованій роботі даними, в природних умовах збільшення δD на 15 ‰ відбувається в разі втрати до 50 % об'єму води. Про подібні ефекти свідчить порівняння δD води в Дніпрі (Київ): підвищений вміст дейтерію (–61 ‰) спостерігається у пробі води, взятій влітку (09.07.69 [87]); дещо легше вода взимку (–70 ‰) 01.12.79, (–68 ‰) 26.01.80; знижений вміст дейтерію (–81 ‰) встановлено навесні, після повені (23.05.79) (останні 3 проби відібрав Ю.М. Деміхов).

На користь другого механізму, пов'язаного із запізненням водообміну з глибиною, вказує факт зменшення різниці значень δD у південних частинах району з більш розчленованим рельєфом і, відповідно, зближеними басейнами поверхневих і підземних вод. Інакше кажучи, у північній лісостеповій зоні з відносно пологим рельєфом водообмін між поверхневими водотоками і підземними водами, які їх живлять, уповільнений порівняно з південною лісостеповою та північною степовою зонами. У цьому аспекті становлять інтерес факти [78] не лише проявів загіпсованих ґрунтів, а й поступового зниження загіпсованості з півночі на південь, тобто зниження в цьому напрямку впливу на фракціонування ізотопів водню ефекту випаровування і підвищення ефекту водообміну.

Показовим є порівняння значень pH, δD (‰) та вмісту дейтерію (ppm) всіх зазначених вище типів джерел і всього масиву проб (див. табл. 2.13), яке засвідчує, що підвищення вмісту дейтерію і збільшення лужності вод взаємозалежні. Цей зв'язок підтверджується даними кореляційного аналізу: r pH—D = +0,19; при n = 102 і 90 % значущості критичне значення r = 0,16. Втім якщо з усієї сукупності проб виключити пробу 106 (див. табл. 2.14), що характеризує придністровську лісостепову зону, то кореляція порушується (r = +0,04). Проба 106, єдина для Придністров'я, характеризується pH 7,5, δD = –72 ‰, район за умовами близький до гірського зі специфічними автономними ландшафтами [78]. Доцільність включення проби 106 у вибірку, на наш погляд, зумовлена необхідністю показати по можливості повноцінний латеральний ландшафтно-геохімічний перехід. Будь-яка подальша локалізація цього переходу не лише порушує вказаний зв'язок, а й приводить до його інверсії. Позитивний зв'язок pH—D може визначатися ефектами випаровування та/або водообміну з реліктами морської води, тобто, по суті, ландшафтно-геохімічною зональністю.

На більш локальному рівні, тобто при статистичному порівнянні пари pH—D окремих ландшафтних зон (підзон) або їх переходів, коефіцієнти парної кореляції є негативними і незначними (іноді вони наближаються до значущих). Тільки для однієї вибірки, що включає проби вод лісостепової (північної та південної її частин) і степової зон (див. рис. 2.3), r pH—D = = –0,47 (при n = 87 і 90 % значущості критичне значення r = 0,18), тобто встановлено негативний значущий зв'язок.

Тенденція негативного зв'язку, яка виявлена локальніше, може бути наслідком активного формування кори вивітрювання. Для умов мезозойської залишкової кори каолінового типу, як показали Ю.Г. Герасимов і співавт. [76], величина pH у верхній частині профілю або в зоні повної каолінізації (6,0—6,5) свідчить про відносно кисле середовище. Лужні умови (pH 7,5—8) у підземних водах виникають тільки в нижніх частинах профілю, нижче рівня ґрунтових вод. За взаємодії підземних вод і глинистих мінералів (монтморилоніт, каолініт та ін.) вода збагачується D і збіднюється ^{18}O [87, 90]. Інакше кажучи, взаємодія вода—порода в умовах кори вивітрювання, особливо у верхніх її частинах, може привести до збільшення вмісту дейтерію, особливо за підвищення кислотності. Кислотність підземних вод у досліджуваному районі може зростати внаслідок окиснення сульфідів, особливо піриту (аж до утворення сірчаної кислоти). Пірит, як відомо [23], утворює стійку домішку в діафторитах і альбітитах усіх уранових родовищ району.

Матеріал, узагальнений у табл. 2.16, 2.17, характеризує гідросферу м. Кіровоград та його околиць, тобто узятий в безпосередній близькості від альбітитових родовищ урану. Це дає змогу оцінити взаємозв'язок ізотопного складу водню цих вод з їх хімічним складом (катіонів та аніонів), а також вмістом у них радіоактивних елементів (U, Ra).

За даними табл. 2.16, у складі вод переважають гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-сульфатні і сульфатні кальцієві і натрієві типи, участь хлоридно-магнієвих вод кількісно обмежена, хоча вони не рідкісні. Так, за даними Б.Ф. Міцкевича та співавт. [88], середній вміст перелічених аніонів у

поверхневих водах північної степової ландшафтно-геохімічної зони становить, мг/л: HCO^{3-} = 325,7; SO_4^{2-} = 714,1; Cl^- = 243,9; сумарна кількість іонів 1—2 г/л, pH 6,3. Вищими є тільки концентрації SO_4^{2-} і Cl^- у південній частині степової зони, де збільшується і сумарна кількість іонів (>2,0 г/л), а також лужність вод (pH 6,5); в умовах лісостепу зазначені концентрації різко зменшуються, знижуються сума іонів (0,5—1,0 г/л) і лужність вод (pH 6,1). Вміст HCO^{3-}, навпаки, у лісостеповій зоні трохи вищий (337,6 мг/л), у південній степовій зоні помітно нижчий (286,6 мг/л).

Найбільш мінералізованими в районі Кіровограда виявляються води хлоридно-магнієвого складу з найвищим вмістом дейтерію. Більшою концентрацією дейтерію характеризується тільки вода гідрокарбонатно-натрієвого складу з відносно невисокою загальною мінералізацією. Взагалі гідрокарбонатний тип вод, незалежно від катіонної складової, найменш мінералізований. Зниження концентрації дейтерію в цілому властиве водам, що містять сульфат-іон, у середньому найнижчу кількість дейтерію встановлено в сульфатно-натрієвому типі вод з середньою або дещо підвищеною солоністю. Статистично встановлена значуща позитивна кореляція між вмістом дейтерію і загальною мінералізацією води, коефіцієнт парної кореляції дорівнює +0,30 (табл. 2.17).

Таблиця 2.16. **Концентрація дейтерію в природних водах району м. Кіровоград (північна степова ландшафтно-геохімічна зона) залежно від їх хімічного складу та вміст у них урану і радію**

Тип вод	Кількість проб	Мінералізація, г/л	δD, ‰	D, ppm	U, 10^{-6} г/л	Ra, 10^{-12} г/л
Гідрокарбонатний	8	1,2	–78,6	143,5	7,2	1,6
Mg^+	1	1,7	–91	141,6	18	9
Ca^+	5	1,1	–81,0	143,1	6,4	0,6
Na^+	2	1,1	–66,5	145,4	3,8	0,5
Гідрокарбонатно-сульфатний	10	1,5	–82,6	142,9	15,9	1,7
Ca^+	6	1,5	–80,2	143,2	18,5	1,7
Na^+	4	1,6	–91,3	142,3	12,0	1,8
Сульфатний	7	2,0	–91,3	141,5	5,7	0,9
Ca^+	4	2,1	–88,2	142,0	7,0	0,6
Na^+	3	2,0	–95,3	140,9	3,8	1,3
Сульфатно-хлоридний	2	2,6	–82,5	142,9	4,5	0,5
Mg^+	1	3,1	–75	144,1	1,0	0,5
Ca^+	1	2,1	–90	141,7	8,0	0,5
Гідрокарбонатний хлоридно-магнієвий	1	2,4	–77	143,8	11,0	2,0
Хлоридний	3	1,8	–89,3	142,0	84,0	5,7
Mg^+	1	3,2	–72	144,5	21,0	1,0
Ca^+	1	1,4	–95	141,0	3,0	11,0
Na^+	1	1,0	–98	140,5	228,0	5,0
Усереднений катіонний						
Магнієвий	4	2,6	–78,8	143,5	12,8	3,1
Кальцієвий	17	1,6	–83,8	142,7	10,7	1,6
Натрієвий	10	1,6	–86,2	142,3	29,5 (7,4)*	1,7

* У дужках — вміст урану без урахування аномального значення.

Таблиця 2.17. **Розподіл дейтерію і радіоактивних елементів у поверхневих водах району Кіровограда (північна степова ландшафтно-геохімічна зона)**

Параметр	Мінералізація, г/л	Дейтерій, ppm	U, 10^{-6} г/л	Ra, 10^{12} г/л
Кількість проб (*n*)	31	31	31	31
Варіації вмісту	0,6—3,2	139,9—146,7	0,6—228	<1—11
Середнє арифметичне (*x*)	1,65	142,7	17,0	1,8
Стандартний відхил (*s*)	0,7	1,8	40,0	2,4
Коефіцієнт варіації (*v*, %)	43,8	1,3	235,3	133,3
Коефіцієнти парної кореляції (*r*)				
Мінералізація	—	+0,30	–0,13	–0,41
Вміст дейтерію		—	–0,14	+0,77
Вміст урану			—	+0,28

Примітка. Параметри розподілу урану без урахування проби з аномальною концентрацією: $n = 30$; варіації вмісту 0,6 —34; $x = 10{,}0$; $s = 8{,}1$; $v = 81{,}0$. Критичне значення $r = 0{,}29$ при 90%-ї значущості ($n = 31$).

Підвищена мінералізація і збагачення дейтерієм хлоридно-магнієвих вод, імовірно, свідчать про наявність у гідросфері району реліктових морських розсолів з деяких неоген-палеогенових відкладів чохла. Як відомо [23, 78], четвертинні відклади і частина раніших порід, наприклад, бучацький горизонт, мають континентальне походження. З урахуванням зв'язку вмісту дейтерію і хлор-іона [87, 90] поєднання підвищеної концентрації у водах солей, особливо, хлоридно-магнієвих, з навантаженням вод за дейтерієм можна розглядати як ознаки можливої належності їх до пластових вод неоген-палеогенових відкладів морського походження.

Враховуючи підвищений вміст карбонатів у відкладах чохла, морських і континентальних, слід зауважити, що домінуюча роль гідрокарбонатної (Ca, Na) складової вод, як і вміст у гідрокарбонатних водах дейтерію, є природними і переважно «фоновими». Внесення же у води сульфат-іона може бути наслідком процесів двоякого роду: асиміляції реліктів морської води (і/або евапоритів) з неоген-палеогенових порід чохла і окиснення сульфідів, як первинних (у породах фундаменту), так і вторинних (на ділянках вторинного збагачення зони гіпергенезу).

Основним механізмом «формування» сучасних ізотопних відношень у водах, можливо, слід вважати змішування (з різною часткою участі) вод літосфери, переважно седиментаційних, включаючи морські і континентальні, зон гіпергенезу, а також, імовірно, тріщинних з інфільтраційними водами метеорного походження. Фракціонування ізотопів водню під час фільтрації води, як відомо, мізерно мале, а в добре промитих структурах зовсім відсутнє, хоча в умовах вкрай утрудненого водообміну вміст дейтерію у водах при цьому може збільшуватися [91].

Розподіл радіоактивних елементів у водах району Кіровограда, зважаючи на значення статистичних параметрів табл. 2.17, дуже нерівномірний. Коефіцієнт варіації для урану, якщо навіть виключити з вибірки пробу з аномальним його вмістом, залишається досить високим (81 %); також високий цей показник і для радію (133,3 %).

Концентрація урану в підземних і поверхневих водах змінюється від 0,6 до 228 · 10^{-6} г/л. Мінімальний вміст виявлено в пробі з водотоку у верхів'ях р. Інгулець (с. Підгайці); максимум зафіксований в пробі зі свердловини 1016 (м. Кіровоград), фактично в межах урановорудного поля. Без урахування цих проб варіації вмісту урану (1—34) складають порядок значень, близький до фонової радіоактивності тріщинних вод центральної частини УЩ, яку А.Б. Туктарова [75] оцінила в (10—50) · 10^{-6} г/л урану. Цей факт підтверджується наведеними вище матеріалами [23], згідно з якими вміст урану (10^{-6} г/л) у водах четвертинних відкладів степової ландшафтної зони дорівнює в середньому 12 · 10^{-6} г/л; у тріщинних водах він збільшується в міру їх просування від вододільних ділянок (10 · 10^{-6} г/л) до зон транзиту і місць розвантаження (30 · 10^{-6} г/л), а також у корі вивітрювання, особливо по породах з підвищеним вмістом урану — до (70—300) · 10^{-6} г/л.

Нерівномірність у розподілі радію значною мірою пов'язана з низьким його вмістом у воді більшості джерел. У 21 джерелі з 31 вміст Ra ≤ 1 · 10^{-12}, в 7 криницях він становить (2—3) ·10^{-12} г/л і лише в трьох джерелах (свердловини в с. Підгайці та м. Кіровоград і глибока криниця у с. Обознівка, див. табл. 2.13) підвищується до (5—11) · 10^{-12} г/л.

Серед чинників, які значною мірою визначають вміст урану у водах, ми називаємо урановоносність порід, що вміщують водоносні горизонти, зокрема докембрійські урановорудні альбітити та їх едукт, форми знаходження урану, а також його поведінку в умовах гіпергенезу. Ці чинники, ймовірно частково, характеризують і вміст радію. Істотне значення мають також умови наповнення водотоків — зниження кількості атмосферних опадів, збільшення випаровування та інтенсивність водообміну [23, 75, 86, 92]. Найважливішою є гідрогеологічна особливість району урановорудних альбітитів з формуванням ґрунтових вод у межах головного вододілу систем річок Дніпро—Південний Буг і наповненням водоносних горизонтів палеогену водами четвертинних (пліоценових) піщано-глинистих відкладів [23].

Зміна концентрації урану у водах різних ландшафтно-геохімічних зон УЩ, крім указаних чинників, залежить від зміни складу вод (з північного заходу на південь і південний схід) від гідрокарбонатно-кальцієвого із загальною мінералізацією 0,1—0,5 г/л через сульфатно-гідрокарбонатний з мінералізацією 1—2 г/л до хлоридно-сульфатного з мінералізацією 2—5 г/л [75]. У зазначеному напрямку вміст урану систематично підвищується. Закономірність щодо збільшення кількості урану і радію у водах зон з семіаридним кліматом порівняно з гумідними зонами, або кліматична зональність [86], особливо характерна для вод малих річок та озер.

За нашими даними (табл. 2.16), саме низький вміст урану і радію за підвищеної загальної мінералізації властивий сульфатним і сульфатно-хлоридним водам: U (1—11) · 10^{-6}, Ra < (1—2) · 10^{-12} г/л. Найвищою концентрацією радіоактивних елементів характеризується хлоридний тип вод: U (3—228) · 10^{-6}, Ra (1—11) · 10^{-12} г/л. Це, згідно з А.Н. Токарєвим і співавт. [38], спостерігається і в інших урановоносних районах, де, зокрема, найвища радієносність зафіксована в сильномінералізованих хлоридних натрієво-кальцієвих водах зони утрудненого водообміну. Гідрокарбонатні (в тому числі з сульфат- і хлорид-іоном) води за вмістом урану і радію займають

проміжне положення, кількість цих елементів, навіть за зниженої загальної мінералізації, є стійко підвищеною: U (0,6—34) · 10^{-6}, Ra <(1—9) · 10^{-12} г/л. Коефіцієнти кореляції обох елементів із загальною концентрацією солей у водах негативні: якщо для урану (r = –0,13) кореляція незначна, то для радію (r = –0,41) вона є значущою.

Стійка ураноносність гідрокарбонатних вод пов'язана з домінуючими формами знаходження і транспортування урану в звичайних слабокислих, нейтральних і слаболужних природних водах різного характеру мінералізації (в екзогенних умовах) у вигляді ди- і трикарбонатуранілу, які, безумовно, превалюють [85]. Сульфатні й хлоридні комплексні іони можна не враховувати навіть у сульфатних і хлоридних водах. Слід підкреслити провідну роль уранiл-гідроксильних комплексних сполук у перенесенні урану також в ендогенних (гідротермальних) умовах [47, 92].

Кореляційна залежність між ураном і радієм є позитивною, хоча й трохи нижче значущої: r (U—Ra) = +0,28; критичне значення коефіцієнта кореляції при n = 31 і 90 % значущості становить 0,29 (табл. 2.17). Проте зв'язок радіоактивних елементів з дейтерієм у водах різний. Якщо для урану він незначний і негативний (r U—D = –0,14), то для радію — позитивний і значущий з дуже високим значенням коефіцієнта кореляції (r Ra—D = +0,77). Безумовно, взаємозв'язок між дейтерієм і радієм (дочірнім продуктом урану) в природних водах уранових родовищ взагалі і родовищ альбітитовой формації зокрема потребує ретельної перевірки, після чого його можна розглядати як локальну пошукову ознаку уранового зруденіння. Отримані результати, навіть за певної обмеженості матеріалу, підтверджують відоме положення [86] про роздільну геохімічну міграцію цих елементів в урановорудних районах. У водних ореолах розсіювання навколо уранових родовищ радій знаходиться ближче до руд, тоді як уран мігрує істотно далі. Раннє випадання радію, незабаром після виходу вод на поверхню, пов'язане з його сорбцією глинистими мінералами і гідроксидами заліза. Уран, поряд з вторинними накопиченнями у відновних умовах в межах альбітитових родовищ або в безпосередній близькості від першоджерел, може виноситися далеко за їх межі з формуванням різних концентрацій, відомих у світі як поверхневі родовища [71, 73, 74].

* * *

Результати дослідження ізотопного складу водню в природних водах охоплюють великий район УЩ, що включає три ландшафтно-геохімічні зони: південнополіську, лісостепову, північну і південну її частини, і південну степову. Води, що функціонують у безпосередній близькості від родовищ ураноносних альбітитів, за складом мають ознаки лісостепової і степової зон. Зокрема, в них наявні гідрокарбонат-кальцієва, сульфат-натрієва і хлорид-магнієва складові з перевагою перших двох. Такий змінний склад вод може бути пояснений збігом родовищ у просторі із зоною згаданого ландшафтно-геохімічного переходу і/або інтенсивним вивітрюванням збагачених сульфідами (піритом) альбітитів в окисних умовах.

Діапазон значень δD води 163 випробуваних джерел (водотоків, колодязів і джерел, свердловин) становить –103 ... –54 ‰ при майже однакових

варіаціях цієї величини за даними регіонального (для всього району) і локального (м. Кіровоград та його околиці) випробування. У середньому співвідношення вмісту ізотопів водню дорівнює –82,7 ‰. Розрахований вміст дейтерію у водах становить 139,7—147,3 ppm (середнє 142,9 ppm). Отримані результати порівнянні з опублікованими матеріалами для природних вод (поверхневих і підземних) інших районів світу з подібними кліматичними умовами.

Для умов лісостепової й степової зон, а також для району в цілому встановлена тенденція обважнення води за дейтерієм у ряді свердловини завглибшки до 350 м — колодязі завглибшки 2—35 м і джерела — поверхневі водотоки. Різниця між значеннями δD вод поверхневих водотоків і глибоких джерел максимальна у північній лісостеповій зоні. У південній лісостеповій і північній степовій зонах вона істотно нижче. У цьому напрямку зростає лужність вод, а також посилюється розчленованість рельєфу і, отже, швидкість водообміну між поверхневими і підземними водами. Встановлена тенденція може бути пояснена двома ефектами: випаровуванням частини вологи на поверхні та/або запізнілим водообміном на глибині в межах загальної ландшафтно-геохімічної зональності.

Кореляційний аналіз вибірки, що включає проби вод лісостепової (північної та південної її частин) і степової зон показав значущу негативну кореляцію між pH і вмістом дейтерію. Тенденція такого негативного зв'язку проявлена локально і може бути наслідком формування кори вивітрювання. Води в умовах кори вивітрювання, особливо у верхніх її частинах, характеризуються підвищеним вмістом дейтерію й зниженими значеннями pH, причому кислотність підземних вод ділянками може зростати за рахунок продуктів окиснення сульфідів, особливо піриту.

Серед вод м. Кіровоград та його околиць переважають гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-сульфатні й сульфатні кальцієві і натрієві типи, участь хлоридно-магнієвих вод обмежена. Підвищена мінералізація і збагачення дейтерієм хлоридно-магнієвих вод пояснюються участю в гідросфері району реліктових морських розсолів з деяких палеоген-неогенових відкладів чохла. Гідрокарбонатний тип вод, незалежно від катіонної складової, найменш мінералізований, але має відносно вузький діапазон вмісту дейтерію. Зниження вмісту дейтерію характерно для сульфатних вод, найнижчу кількість дейтерію встановлено у сульфатно-натрієвому типі вод з середньою або дещо підвищеною солоністю. Встановлена значуща позитивна кореляція між вмістом дейтерію і загальною мінералізацією води.

Розподіл у водах радіоактивних елементів досить нерівномірний. Концентрація урану змінюється від 0,6 до $228 \cdot 10^{-6}$ г/л, вміст радію — від низького (≤1) у більшості джерел до $(5—11) \cdot 10^{-12}$ г/л. Найнижчий вміст урану і радію властивий сульфатним і сульфатно-хлоридним водам, незважаючи на їх підвищену мінералізацію. Найвища концентрація радіоактивних елементів встановлена у хлоридному типі вод підвищеної солоності. Гідрокарбонатні води, в тому числі з сульфат- і хлорид-іоном, за вмістом урану і радію займають проміжне положення, кількість елементів, навіть за зниженої мінералізації, стійко підвищена. Коефіцієнти кореляції обох елементів з концентрацією солей у водах негативні, для урану кореляція незначна, для

радію є значущою. Зв'язок радіоактивних елементів з концентрацією дейтерію у водах різний: для урану незначний і негативний, для радію позитивний і значущий з високим значенням коефіцієнта кореляції (r = +0,77).

Підтверджується висновок про роздільну геохімічну участь урану і радію в урановорудних районах. У водних ореолах радій знаходиться ближче до первинних руд, чому, ймовірно, сприяє сорбція його глинистими мінералами і гідроксидами заліза. Уран, поряд з вторинними накопиченнями у відновних умовах у межах альбітитових родовищ або в безпосередній близькості від першоджерел, може виноситися далеко за їх межі з формуванням різних концентрацій, відомих у світі як поверхневі родовища. Взаємозв'язок між вмістом дейтерію і радію (дочірнім продуктом урану) можна розглядати як локальну пошукову ознаку первинного уранового зруденіння. Збільшення розчленованості рельєфу в південному напрямку приводить до підвищення водообміну різних горизонтів і, відповідно, формуванню молодих поверхневих родовищ урану.

2.2. КОМПЛЕКСНЕ ВАНАДІЙ-СКАНДІЙ-УРАНОВЕ ЗРУДЕНІННЯ У ЛУЖНИХ НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТАХ ЩИТА

Лужні натрієві метасоматити поширені в межах УЩ [44, 93], а також Балтійського [94] та Бразильського [95, 96] докембрійських щитів. Метасоматити цієї групи мають чітку металогенічну спеціалізацію — з ними пов'язані гідротермально-метасоматичні уранові родовища уран-натрової (альбітитової) формації [23, 92, 97]. Крім урану встановлений також підвищений вміст інших хімічних елементів — Ti, Y, TR, Zr, Hf, P, Sc, V, які до останнього часу розглядали як геохімічні індикатори на пошуки уранового зруденіння [75, 92, 98].

У 1980—1990-х роках у лужних натрієвих метасоматитах серед залізо-кременистих і кремній-карбонатних порід Жовторіченського залізо-уранового родовища було відкрито комплексні промислові уран-рідкісноземельно-скандій-ванадієві руди [99]. За оцінками спеціалістів, запаси скандію у лужних натрієвих метасоматитах Жовторіченського родовища відповідають значним, а ванадію — середнім промисловим родовищам [99, 100]. Істотне зростання концентрацій ванадію в деяких мінеральних типах урановосних лужних натрієвих метасоматитів установлено на Першотравневому, Мічурінському, Ватутінському родовищах.

Відкриття в урановосних лужних натрієвих метасоматитах поряд з ураном промислових запасів ванадію, скандію, рідкісних земель має не тільки промислове, а й велике наукове значення. До останнього часу в літературі недостатньо висвітлено низку питань, що стосуються комплексних руд у лужних натрієвих метасоматитах УЩ, зокрема їх речовинного складу, умов формування та генетичної природи зв'язку між ураном, ванадієм та іншими рудними компонентами.

У цьому підрозділі зроблено спробу узагальнення авторських і літературних даних щодо названих рудоносних порід УЩ. Результати досліджень отримано за допомогою комплексу традиційних (геологічних, мінералого-

петрографічних), а також спеціальних петрологічних і лабораторних методів. Зокрема, особливу увагу приділено дослідженню метасоматичної горизонтальної та вертикальної зональності на підставі аналізу парагенезисів із застосуванням методів термодинамічного розрахунку мінеральних рівноваг і мінеральної термобарометрії. Цей комплекс речовинно-петрологічного дослідження дав змогу визначити головні закономірності зміни мінеральних асоціацій у зонально побудованих ореолах лужних натрієвих метасоматитів, а також речовинні прояви стадійності метасоматичного мінералоутворення для досліджених рудних родовищ залежно від складу вихідних порід й фізико-хімічних умов їх формування. Крім того, за речовинно-петрологічними даними, що характеризують метасоматичну зональність, проведено цілеспрямовані аналітичні дослідження вмісту рудних компонентів з метою визначення їх розподілу та мінеральних форм знаходження в зонах різного мінерального складу, а також детально вивчено ізотопний і хімічний склад породоутворювальних мінералів метасоматично перетворених та незмінених вмісних порід різної природи та хімічного складу.

Родовища згаданого типу зосереджені, переважно, у двох урановорудних районах — Кіровоградському та Криворізькому, в межах яких лужні натрієві метасоматити розвиваються по породах різної природи та різного мінерального і хімічного складу (рис. 2.4, див. вклейку).

У Кіровоградському районі метасоматичного заміщення зазнали алюмосилікатні породи — біотитові й біотит-амфіболові гнейси, мігматити, пегматоїдні утворення, граніти різного складу (новоукраїнські, житомирські, бобринецькі та ін.). По цих породах у зонах тектонічних порушень утворилися тіла апогнейсових, апомігматитових, апопегматоїдних, апогранітних альбітитів.

У Північному Криворіжжі (родовища Жовторіченське, Першотравневе) урановосні лужні натрієві метасоматити локалізовані в алюмосилікатних, магнезіально-залізисто-кременистих і кременисто-карбонатних товщах (горизонтах) криворізької серії. Алюмосилікатні породи (кварц-біотитові сланці) перетворені в альбітити: мономінеральні, лужно-амфіболові, лужно-амфібол-егіринові та ін. Магнезіально-залізисто-кременисті утворення (магнетит-амфіболові, амфіболові залізисті кварцити та залізні руди) перетворені в лужно-амфіболові, магнетит-лужно-амфіболові, лужно-амфібол-егіринові лужні натрієві метасоматити. По залізистих кварцитах, залізних рудах і кумінгтонітових сланцях локально розвинуті тіла урановосних залізо-карбонатних метасоматитів, головними породоутворювальними мінералами яких є магнетит, мартит-гематит і карбонати (переважно доломіт). У метасоматитах цієї групи егірин і лужні амфіболи є звичайними мінералами, хоча в кількісному відношенні суттєво поступаються оксидам заліза і карбонатам. Лужні натрієві метасоматити по кременисто-карбонатних товщах криворізької серії представлені тілами карбонат-лужноамфібол-егіринових і альбіт-лужноамфібол-егіринових порід з уран-рідкісноземельно-скандій-ванадієвим зруденінням (Жовторіченське родовище).

Лужні натрієві метасоматити з комплексною ванадій-скандій-рідкісноземельною мінералізацією розглянуто окремо для об'єктів, речовинні особливості яких визначаються переважно складом вихідних порід.

Урановорудні родовища в лужних натрієвих метасоматитах (альбітитах) по алюмосилікатних (гранітоїдних) породах Кіровоградського урановорудного району. Розподіл урану та ванадію, який є постійним елементом-супутником уранового зруденіння, всебічно вивчено в ураноносних натрієвих метасоматитах найбільших уранових родовищ цього рудного району — Мічурінському, Ватутінському, Апрелєвському та інших, які приурочені до східного сектору Новоукраїнського гранітоїдного масиву та його граніт-мігматит-гнейсового обрамлення, що перетинаються Звенигородсько-Ганнівською зоною розломів. У вивчення структури та генезису цих уранових родовищ великий внесок зробили Я.М. Бєлєвцев, М.П. Семененко, В.Б. Коваль, Г.І. Каляєв, А.М. Комаров, А.Х. Бакаржієв, Б.Г. Баташов, О.Ф. Маківчук, Ф.Я. Притков, М.П. Гречишников, О.О. Крамар, В.К. Тітов, А.В. Тарханов, В.К. Ільгін та ін. [23, 67, 75, 97, 104 та ін.]

Ураноносні альбітити цих родовищ утворилися в результаті метасоматичного перетворення алюмосилікатних порід — біотитових і біотит-амфіболових гнейсів, мігматитів, пегматоїдних утворень, гранітів різного складу. Найвищі концентрації ванадію установлено на Ватутінському, Мічурінському і деяких інших уранових родовищах альбітитової формації.

Мічурінське уранове родовище (рис. 2.5) розташоване у східному крилі Кіровоградської брахіантикліналі (у ядрі — масив порфіроподібних і аляскітових гранітів, на крилах — гнейси) в зоні перетину контакту масиву з вмісними метаморфічними породами Головним Мічурінським субмеридіональним розломом.

Ураноносні альбітити приурочені до зон розвитку тектонітів — бластотектонітів, мілонітів, катаклазитів, брекчій.

Серед ураноносних альбітитів виділяють хлоритові, рибекітові, хлорит-карбонат-флогопітові та інші різновиди метасоматитів, у яких залягають пласто-, лінзо-, сочевицеподібні тіла уранових руд. Основні первинні рудні мінерали: силікати урану — кофініт і ненадкевіт (~32 %); оксиди урану — настуран, уранініт (~11 %); титанати урану — бранерит, давідит (~4 %). Вторинні мінерали уранових руд — уранова чернь, уранофан та ін. (~53 %).

Ватутінське уранове родовище приурочене до північного обрамлення Новоукраїнського гранітоїдного масиву і контролюється вузлом перетину Звенигородсько-Ганнівського розлому глибокого закладання із субширотними порушеннями. Ураноносні альбітити пов'язані із зонами зближених порушень у горизонті пачок і шарів гнейсів, що тонко перемежовуються, мігматитів і пластоподібних тіл гранітів, які характеризуються розвитком бластокатаклазитів, катаклазитів і різною мірою розсланцьованих вмісних порід (рис. 2.6, див. вклейку).

Урановорудні тіла мають лінзо-, стовпо- та пластоподібну форми.

Лужні натрієві метасоматити родовища представлені ураноносними хлоритовими, рибекітовими, рибекіт-егіриновими, флогопіт-карбонат-гематитовими альбітитами, а також безрудними мікроклін-альбітовими десиліційованими метасоматитами («сієнітами»). Основні мінерали руд — оксиди урану (уранініт, настуран, уранова чернь, гідроксиди), його силікати (ненадкевіт, уранофан, болтвудит) і титанати (бранерит, давідит). У рибекіт-егіринових альбітитах у центральних частинах урановорудних тіл вміст вана-

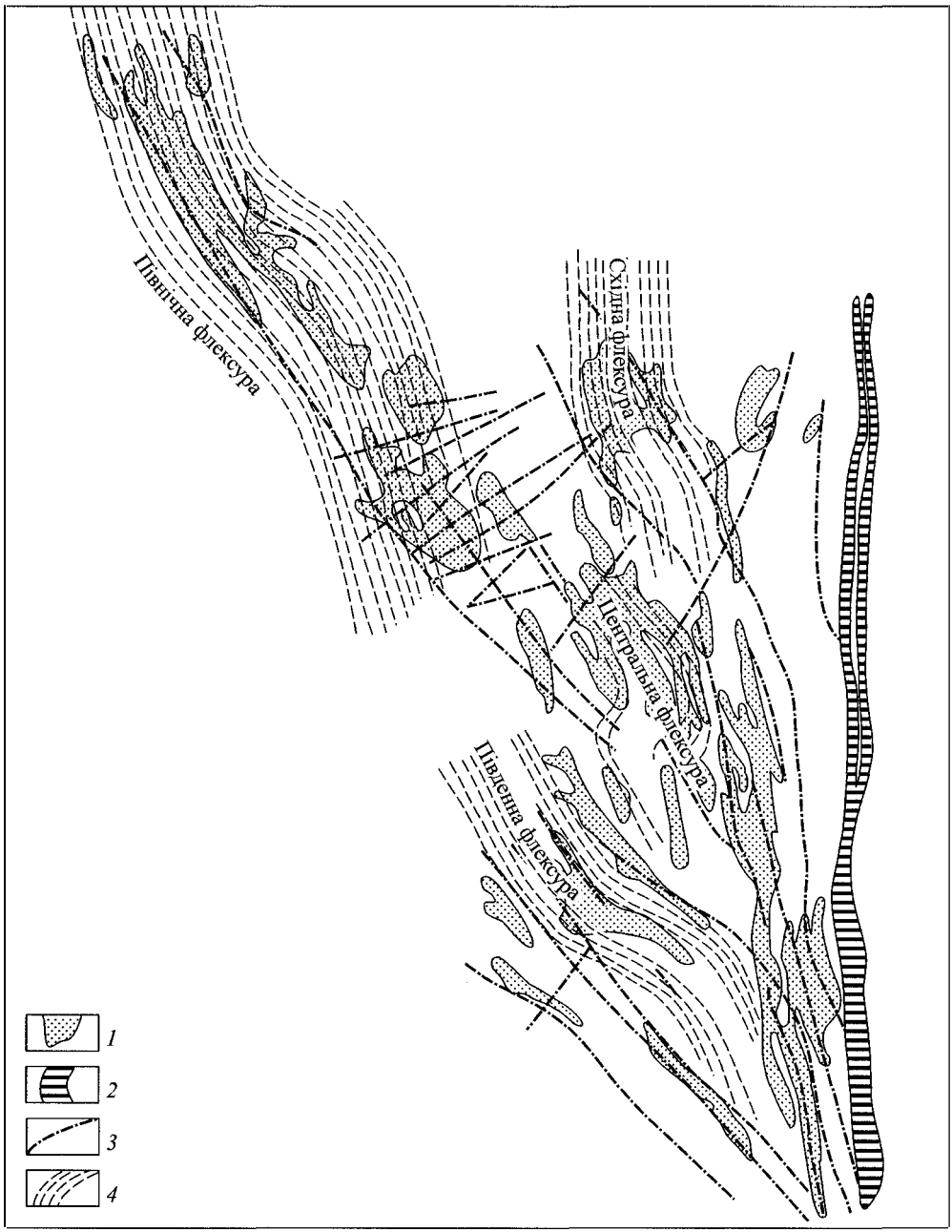


Рис. 2.5. План-схема зв'язку рудних тіл із складчастими та розривними порушеннями на Мічурінському родовищі (масштаб 1:5000, складено О.О. Крамаром):
1 — рудні тіла; *2* — основний східний (Мічурінський) розлом; *3* — інші розривні порушення; *4* — напрямки простягання порід на ділянках флексурних перегинів

дію десятиразово перевищує кларкові значення, що є типовими для незмінених гранітоїдів. У подібних альбітитах із накладеною гематит-карбонат-флогопітовою мінералізацією відзначаються ще вищі концентрації як урану, так і ванадію.

Апрелівське уранове родовище приурочене до вузла перетину меридіональної зони розломів глибокого закладання широтними порушеннями.

Альбітизації зазнавали переважно середньозернисті, крупнозернисті та порфіробластичні граніти Новоукраїнського гранітоїдного масиву. В альбітитах у послідовності від вмісних порід (граніти, слабозмінені граніти — діафторити) до центральних частин метасоматичних тіл виділяють такі мінеральні типи метасоматитів: мікроклін-альбітові («сієніти») метасоматити — епідот-хлоритові — рибекіт-егіринові — гранат-діопсидові альбітити, часто з накладеною флогопіт-хлорит-карбонат-гематитовою асоціацією мінералів. Ванадійвмісними є переважно гранат-діопсидові різновиди уранових альбітитів, рідше — флогопіт-хлорит-карбонатні альбітити. Головні уранові мінерали — уранініт, настуран, кофініт, болтвудит, а також циркон, апатит, монацит.

Речовинно-петрологічна характеристика апогранітоїдних альбітитів Кіровоградського урановорудного району. Метасоматичні тіла альбітитів мають зональну будову [101, 104, 107, 108 та ін.]. Найзагальніші закономірності зональності можна представити такою послідовністю зон: вихідна порода (граніт) — безкварцовий (десиліційований) мікроклін-альбітовий метасоматит («сієніт») — альбітит. Ця послідовність порід формувалась на прогресивній (альбітитовій [108]) стадії лужного натрієвого метасоматозу. У внутрішніх частинах метасоматичних тіл на альбітити нерідко накладаються мінеральні асоціації, представлені флогопітом (або пізнім хлоритом), карбонатом і гематитом, які формувались пізніше, ніж мінеральні асоціації альбітитової стадії [108]. Крім того, в межах проміжних і крайових частин метасоматичних ореолів на мінеральні асоціації альбітитової стадій часто накладаються вторинні кварц, епідот і мікроклін, які є мінеральними формами осадження кремнію, кальцію і калію відповідно, що виносяться метасоматичним розчином з центральних зон.

У природних метасоматичних колонках «сієнітові» і альбітитові зони представлені різними мінеральними типами порід, які змінюють одна одну залежно від положення у вертикальному перетині великих метасоматичних тіл (вертикальна зональність). У статті [107] узагальнено результати картування метасоматичної зональності апогранітоїдних альбітитів Кіровоградського урановорудного району і запропоновано емпіричну схему (рис. 2.7), яка визначає положення практично всіх мінеральних типів метасоматичних порід, що складають горизонтальну і вертикальну зональність альбітитової стадії.

У правій частині схеми (рис. 2.7) показано мінеральні асоціації щонайповніше проявлених метасоматичних порід, якими складені центральні зони метасоматичних колонок, у лівій частині представлено незмінені граніти і продукти їх діафторичного заміщення. Отже, кожен горизонтальний перетин на схемі характеризує індивідуальну метасоматичну колонку альбітитової стадії. Вертикальна зональність характеризується зміною метасома-

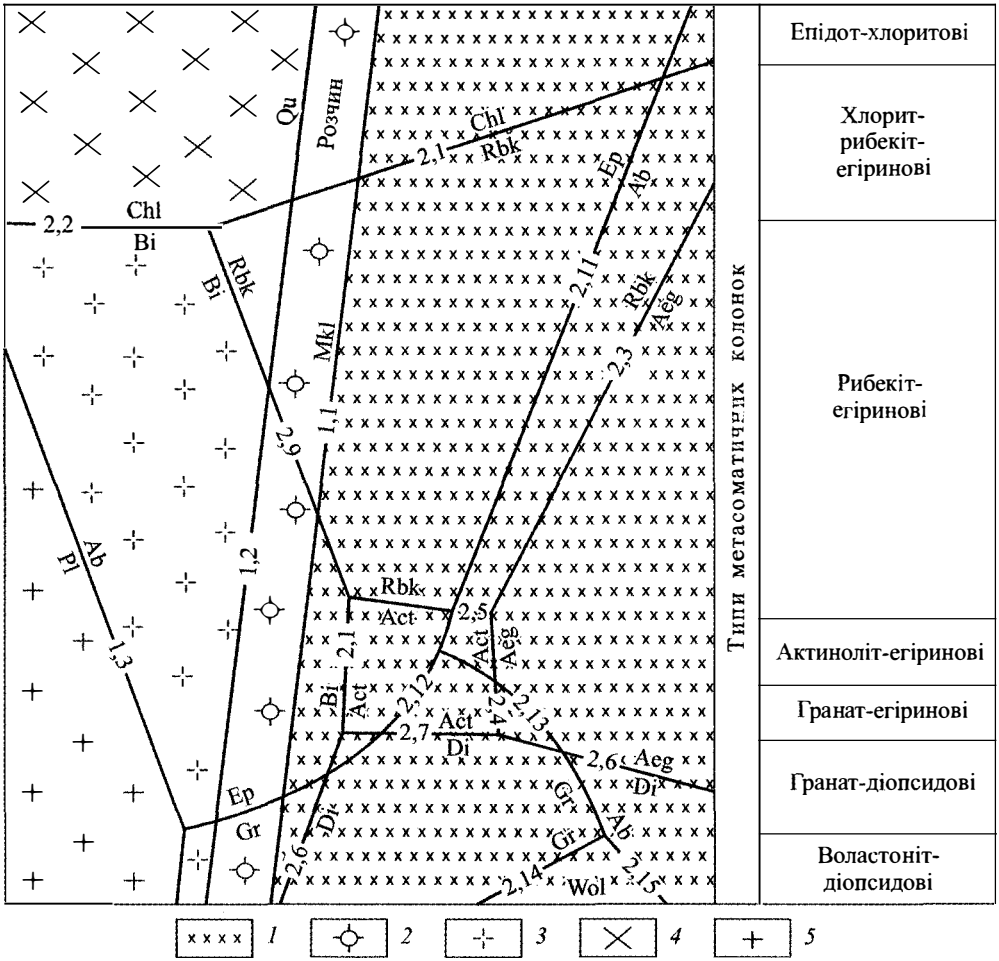


Рис. 2.7. Емпірична схема метасоматичної зональності апогранітоїдних альбітитів [107]: *1* — альбітити; *2* — десиліційовані мікроклін-альбітові метасоматити; *3* — альбітизовані граніти; *4* — діафторити; *5* — граніти. Лініями показано граничні реакції між породоутворювальними мінералами (Pl — плагіоклаз, Ab — альбіт, Bi — біотит, Chl — хлорит, Qu — кварц, Mkl — мікроклін, Ep — епідот, Rbk — рибекіт, Aeg — егірин, Act — актиноліт, Di — діопсид, Gr — гранат, Wol — воластоніт). Пояснення нумерації реакцій — в тексті

тичних колонок з глибиною, що відповідає зміненню термобаричних умов формування метасоматичних мінеральних асоціацій. Зверху донизу низькотемпературні метасоматичні колонки змінюються більш високотемпературними від епідот-хлоритового до воластоніт-діопсидового типу.

Реакції між світлими мінералами (заміщення мікрокліну альбітом (1.1), розчинення кварцу (1.2) та альбітизація плагіоклазу (1.3)) визначають загальну послідовність зміни мінеральних асоціацій в горизонтальних метасоматичних колонках: альбіти — «сієніти» — діафторит (або альбітизований граніт) — граніт. Реакції за участі силікатів заліза, магнію та кальцію (2.1)—(2.14) ви-

значають всю різноманітність мінеральних типів апогранітоїдних лужних натрієвих метасоматитів. Звернімо увагу на те, що серед цих реакцій мінеральні перетворення за участі амфіболів (рибекіту, актиноліту) та піроксенів (егірину, діопсиду) реалізуються переважно в центральних частинах метасоматичних колонок, а реакції за участі кальцієвих алюмосилікатів (епідоту, гранату), а також воластоніту — в проміжних частинах.

Апогранітоїдні альбітити утворювались у широкому температурному діапазоні, що відповідає середньо- та високотемпературним метасоматичним фаціям [23, 101, 104, 107, 108 та ін.]. За оцінками [23, 107], у середньотемпературних умовах формувалися метасоматичні колонки епідот-хлоритового (до 350 °С) і рибекіт-егіринового (350—450 °С) складу. Збільшення глибини і підвищення температури формування альбітитів супроводжувалося зміною складу темноколірних мінералів [23, 101, 107] (див. нижче). Зокрема, в метасоматичних амфіболах і піроксенах зростає величина відношення Ca/Na, аж до утворення актиноліту і діопсиду. З останніми замість епідоту утворюються кальцієві гранати андрадит-гросулярового ряду. Гранат-діопсидові альбітити віднесено до високотемпературних (понад 450 °С) [23, 107]. Асоціації з воластонітом та високоглиноземистими гранатами утворились, імовірно, за температур 550 °С [107]. Мінерали накладеної карбонат-гематит-флогопітової (хлоритової) асоціації постальбітитової стадії віднесено до низькотемпературних (до 300 °С) [23, 107].

Слід зазначити, що периферичні ділянки метасоматичних тіл серед гранітоїдних порід повсюдно облямовані діафторично зміненими породами, мінеральні асоціації яких відповідають температурам нижче 380 °С [23] (зеленосланцева фація метаморфізму). Ці спостереження прямо вказують на те, що середньо- і високотемпературні метасоматичні розчини діяли на вихідні породи, температура яких була щонайменше на 250—300 °С нижчою за температуру кристалізації гранітів. Таким чином, унаслідок існування температурного градієнта між «холодними» гранітами і «гарячими» розчинами формувались неізотермічні метасоматичні ореоли, в яких центральні зони складені більш високотемпературними мінеральними асоціаціями, а периферичні — більш низькотемпературними. Крім того, вказаний градієнт, очевидно, слугував одним з факторів осадження петрогенних компонентів, що вилуговувались метасоматичним розчином з утворенням ділянок вторинного окварцювання, епідотизації і мікроклінізації в межах проміжних і крайових частин метасоматичних тіл.

Типоморфними мінералами накладених асоціацій постальбітитової стадії є залізо-магнезіальні слюди (флогопіт) і хлорит (хлорит-III). Перші тяжіють до рудно-метасоматичних зон, що розміщуються на більших глибинах і віднесені до більш високотемпературних порівняно з асоціаціями з хлоритом-III [108]. Флогопіти та хлорити постальбітитової стадії за параметрами хімічного складу ($Al/(Al + Si) = 0,25 \pm 0,05$; $Fe/(Fe + Mg) = 0,35 \pm 0,1$; $Al/(Al + Si) = 0,3 \pm 0,05$; $Fe/(Fe + Mg) = 0,37 \pm 0,05$) відповідно суттєво відрізняються від подібних мінералів незмінених гранітів.

Розподіл ванадію і урану у вмісних породах та апогранітоїдних лужних натрієвих метасоматитах Кіровоградського уранорудного району. Дослідження геохімії ванадію, урану, а також інших малих й другорядних елементів зде-

Таблиця 2.18. **Середній вміст урану і ванадію (г/т) в головних типах вихідних порід родовищ Кіровоградського урановорудного району, за даними праці [75]**

Порода	Уран	Ванадій
Гнейси біотитові, графіт-біотитові	2,4	49
Гнейси піроксен-біотитові	1,9	87
Граніт трахітоїдний новоукраїнський	2,8	17,9
Граніт порфіроподібний кіровоградський	2,9	25,4
Граніт середньо- і дрібнозернистий житомирський	8	35

більшого пов'язане з розробкою геохімічних ознак уранового зруденіння. Згідно з даними табл. 2.18, у вмісних породах району інтервал зміни вмісту ванадію (від 17,9 до 35 г/т) близький до кларку цього елемента в гранітах (34 г/т) [101, 109]. У цілому наведені дані не вказують на будь-яку кореляцію між вмістом U і V у розглянутих незмінених породах. Водночас слід звернути увагу на те, що для порфіробластових мікроклінових гранітів Новоукраїнського масиву характерний досить низький вміст обох елементів. Раніше вказувалось на аномально низький вміст в новоукраїнських гранітах урану [110] і ванадію [111]. Вміст ванадію в гранат-біотитових і біотитових гранітах переважно становить 6—20 і лише інколи сягає 40—60 г/т [112].

За даними табл. 2.19, в егірин-рибекітових і епідот-хлоритових метасоматитах вміст ванадію помітно збільшується від слабозмінених порід («сієнітів») до альбітитів. При цьому спостерігається позитивна кореляція між вмістом ванадію та урану, особливо для альбітитів з лужними темноколірними мінералами. Порівняно з вихідними породами (див. табл. 2.18) помітне збільшення вмісту ванадію (від 1,5 до 10 разів) відзначається тільки для альбітитів, а в «сієнітах» залишається на доволі низькому рівні. Разом з тим вміст урану в «сієніті» зростає майже на порядок, а в альбітитах — на 2—3 порядки порівняно з його вмістом у гранітах.

Вміст ванадію в незмінених і метасоматичних породах уранового родовища в альбітитах гранат-діопсидового типу наведений в табл. 2.20.

За вмістом натрію і калію (табл. 2.20) можна зробити висновок щодо ступеня перетворення порід, оскільки лужний натрієвий метасоматоз приводить до привнесення натрію та інтенсивного винесення калію з центральних зон метасоматичних колонок [65, 113]. Вміст урану характеризує рудоносність досліджуваних порід (табл. 2.20). У цілому для гранат-діопсидових

Таблиця 2.19. **Середній вміст урану і ванадію (г/т) в апогранітних егірин-рибекітових і епідот-хлоритових метасоматитах Мічурінського уранового родовища [75]**

Порода	Егірин-рибекітові		Епідот-хлоритові	
	Уран	Ванадій	Уран	Ванадій
«Сієніт»	14	13	14	13
Альбітит безрудний	19	39	19	29
Альбітит слаборудний	152	54	155	47
Альбітит рудний	1448	55	1574	48

Таблиця 2.20. **Вміст урану, ванадію, натрію і калію в незмінених порфіробластичних гранітах і апогранітних лужних гранат-діопсидових метасоматитах Апрелєвського уранового родовища (Новоукраїнський гранітоїдний масив)**

Порода	Вміст, г/т		Вміст, %	
	U	V	Na_2O	K_2O
Граніти біотит-кварц-польовошпатові	4,4	40,0	3,30	3,60
Сієніти метасоматичні хлорит-епідотові	11,0	20	5,1	6,1
Навколорудні гранат-діопсидові альбітити:				
актиноліт-гранатові з епідотом	11,2	8,0	10,2	0,2
егірин-гранатові зі сфеном	13,7	100,0	9,8	0,1
егірин-діопсид-гранатові зі сфеном	17,9	40,0	10,1	0,1
Рудні гранат-діопсидові альбітити:				
діопсид-гранатові	1300,0	100,0	10,0	0,2
егірин-діопсид-гранатові лейкократові (альбіт 90 %)	300,0	40,0	9,7	0,3
егірин-діопсид-гранатові меланократові (темноколірних до 40 %)	1100	150	9,8	0,2

Примітка. Альбітити за вмістом урану розділені на рудні (вміст урану >100 г/т) і навколорудні (<100 г/т).

метасоматитів простежуються ті самі тенденції, які спостерігали для рибекіт-егіринових і хлорит-епідотових альбітитів (див. табл. 2.19): збільшення концентрації ванадію за зростання інтенсивності метасоматичного перетворення порід; помітна кореляція між концентраціями урану і ванадію в метасоматитах; чіткіша, ніж для ванадію, позитивна кореляція між ступенем перетворення порід і концентрацією урану. Крім того, вміст ванадію в гранат-діопсидових альбітитах залежить від співвідношення вмісту альбіту і темноколірних мінералів. Більш меланократові породи помітно збагачуються цим елементом. Така закономірність вказує на те, що ванадій концентрується в темноколірних мінералах альбітитів.

За даними табл. 2.21, основними мінералами-концентраторами ванадію в рибекіт-егіринових альбітитах — головному мінеральному типі руд на Ватутінському родовищі, є лужні амфіболи і піроксени. В акцесорних і рудних мінералах установлено й вищі концентрації V_2O_5, однак внесок акцесорних мінералів у загальний вміст ванадію в породі не перевищує 1—2 %. У гранат-діопсидових метасоматитах підвищений вміст V_2O_5 також зафіксовано в темноколірних метасоматичних мінералах: в гранатах — 0,006—0,02; діопсидах — 0,01—0,06; актинолітах — 0,01—0,04 %.

Зіставлення даних табл. 2.18, 2.19 і 2.22 показує, що формування мінеральних асоціацій постальбітитової стадії супроводжується не тільки істотним збагаченням порід ураном, а й збільшенням концентрації ванадію. Причому за даними табл. 2.19, 2.20, поведінка урану контрастніша (зміна концентрації — більше одного порядку) порівняно з поведінкою ванадію (зміна концентрацій в 2—3 рази).

Загальну закономірність, що свідчить про тісний взаємозв'язок ванадію з ураном в ураноносних натрієвих лужних метасоматитах Кіровоградського уранорудного району, ілюструє рис. 2.8.

Таблиця 2.21. **Вміст V_2O_5 в породоутворювальних, акцесорних і рудних мінералах Ватутінського родовища за результатами вивчення методом локального рентгеноспектрального аналізу (дані С.М. Бондаренка, аналітик І.М. Бондаренко)**

Мінерал	V_2O_5, %	Мінерал в рудах, %	Кількість аналізів
Егірин	0,10—0,26 (0,19)*	5—20	5
Лужний амфібол	0,20	1—10	1
Сфен	0,34—0,82 (0,54)	0,3—6	4
Гематитизований магнетит	0,15—0,90 (0,40)	0,5—3	10
Циркон	0,08—0,77 (0,31)	0,01—0,6	3
Бранерит	0,1—2,54 (1,03)	0—2	8
Титанати урану	0,25—4,10 (1,60)	0—0,1	4
Титанати свинцю	0,40—2,75 (1,20)	0—0,1	3

* У дужках — середнє значення вмісту V_2O_5.

Таблиця 2.22. **Вміст урану і ванадію (г/т) в уранових апогранітних рибекіт-егіринових альбітитах і альбітитах з гематит-карбонат-флогопітовою мінералізацією постальбітитової стадії**

Мінеральний тип альбітитів	Уран	Ванадій
Рибекіт-егіринові, окварцьовані	620	150
Рибекіт-егіринові, катаклазовані з реліктами олігоклазу	1700	300
Рибекіт-егіринові	1500	400
Егіринові з гематит-карбонат-флогопітовою мінералізацією постальбітитової стадії	2600—10080	400—500

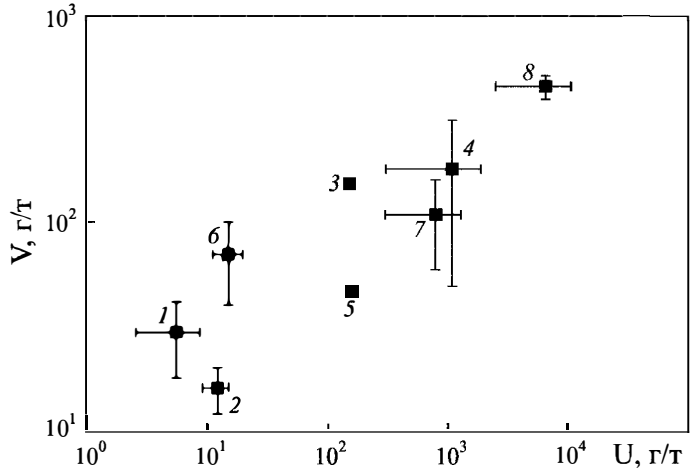


Рис. 2.8. Співвідношення вмісту ванадію і урану в незмінених гранітах і основних мінеральних типах лужних натрієвих метасоматитів Інгульського мегаблока (за даними Ю.П. Єгорова [75] та ін.):

1 — граніти (трахітоїдні новоукраїнські, порфіроподібні кіровоградські, середньо- та дрібнозернисті житомирські); *2* — мікроклін-альбітові метасоматити (проміжні зони метасоматичних колонок апогранітоїдних альбітитів); ***альбітити***: *3* — рибекіт-егіринові безрудні, *4* — те саме рудні, *5* — епідот-хлоритові безрудні, *6* — гранат-діопсидові безрудні, *7* — те саме рудні, *8* — рибекіт-егіринові рудні з накладеними гематит-карбонат-флогопітовими асоціаціями постальбітитової стадії

Комплексні ванадій-скандій-уранові родовища в лужних натрієвих метасоматитах по магнезіально-залізисто-кременистих породах Криворізького уранорудного району. Лужні натрієві метасоматити по залізисто-кременистих породах Криворіжжя детально описані в численних роботах [23, 114—116]. Метасоматити цієї групи є рудовмісними породами двох найбільших уранових родовищ Криворізького уранорудного району — Жовторіченського і Першотравневого (див. рис. 2.4, див. вклейку).

На Жовторіченському родовищі метасоматити і руди беруть участь у будові протяжних лінійних і дугоподібних зон (рис. 2.9, див. вклейку), накладених на різні за складом породи криворізької серії. Жовторіченське родовище (див. рис. 2.4) є комплексним. Однак у промислових масштабах на ньому видобували тільки залізні та уранові руди, локалізовані переважно в породах середньої (саксаганської) світи криворізької серії. Метасоматити з комплексними ванадій- і скандійвмісними рудами накладені переважно на кременисто-карбонатні породи верхньої (гданцівської) світи криворізької серії. Співвідношення між власне урановими і ванадій-скандієвими рудами на Жовторіченському родовищі показано на рис. 2.9 (див. вклейку) і 2.10. Як видно, зони ванадій-скандієвого зруденіння локалізуються серед порід верхньої світи криворізької серії, що складають ядро Жовторіченської синклінальної структури. Крила складки складені породами нижньої й середньої світ криворізької серії. У західному крилі товща верхньої світи з ванадій-скандієвими рудами межує з урановосними альбітитами, а також лужноамфіболовими та егіриновими метасоматитами по сланцях і залізистих кварцитах середньої (саксаганської) світи.

Головні літологічні різновиди залізисто-кременистих порід сак-

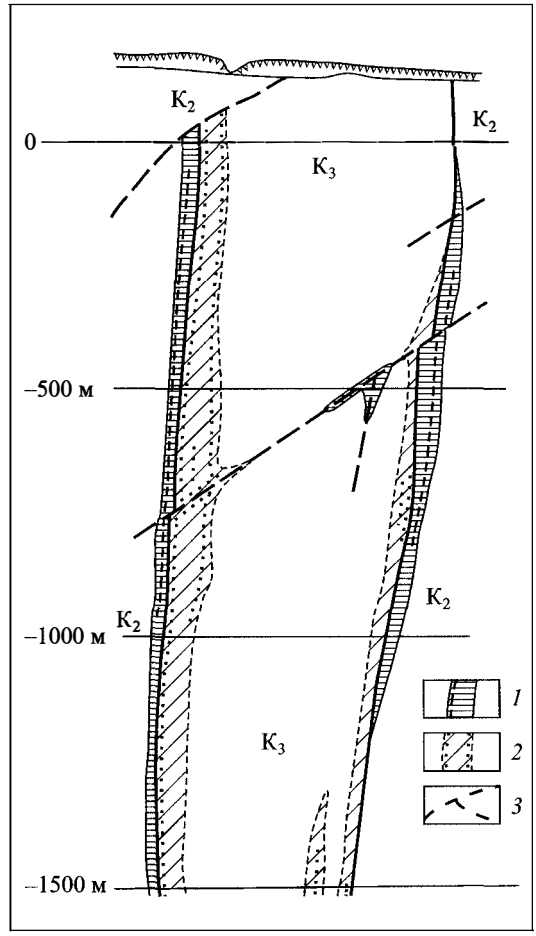


Рис. 2.10. Положення в розрізі рудоносних метасоматичних зон на Жовторіченському родовищі [99].

Зони рудної мінералізації: *1* — з урановими рудами в альбітитах по породах саксаганської світи, *2* — з комплексними скандій-ванадієвими рудами в лужних натрієвих метасоматитах по породах гданцівської світи; *3* — розривне порушення; K_2, K_3 — метаморфічні породи саксаганської і гданцівської світ

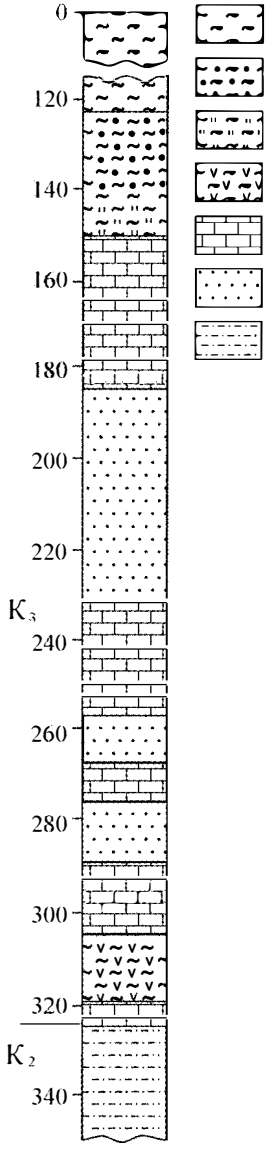


Рис. 2.11. Розріз метаморфічних порід гданцівської світи на горизонті 1445 м.

Сланці: *1* — графіт-біотит-кварцові, *2* —біотит-кварцові, *3* — гранат-біотит-кварцові, *4* — актинолітового горизонту; *5* — доломіти; *6* — кварцити; *7* — біотит-кумінгтонітові сланці саксаганської світи

саганської світи, по яких розвиваються лужні натрієві метасоматити (вниз по розрізу, від межі з доломітами верхньої світи): кварц-біотитові сланці; магнетит-кумінгтонітові сланці та смугасті різновиди магнетит-гранат-кварц-кумінгтонітових сланців; гематит-магнетитові залізисті кварцити та гематит-магнетитові руди. По кварц-біотитових сланцях утворюються тіла альбітизованих порід і альбітитів.

Породи гданцівської світи за літологічним складом поділяють на дві підсвіти: нижню (K_3^1) — сланцево-доломіт-кварцитову, верхню (K_3^2) — карбонат-сланцеву. ТМЗ з ванадій-скандієвим і рідкісноземельним зруденінням локалізовані переважно в породах нижньої підсвіти в західній частині ядра Жовторіченської синкліналі. У складі підсвіти K_3^1 виділяють п'ять доломітових, три кварцитові і один сланцевий (актинолітовий) горизонти. Приклад літологічного розрізу верхньої світи на глибині 1445 м горизонту показано на рис. 2.11. Як видно, основними літологічними різновидами порід верхньої світи є доломіти, кварцити, а також актинолітові й кварц-біотитові сланці.

Доломіти беруть участь у будові доломітових горизонтів, а також спостерігаються серед актинолітових сланців і кварц-біотитових сланців нижньої й верхньої підсвіт гданцівської світи. Доломіти, що залягають серед кварцитів нижньої підсвіти, мають сіро-біле й біле забарвлення, мікрозернисту будову, масивну або неясносмугасту текстуру. Доломіти доломітових горизонтів, які залягають серед мікросланців, що містять графіт, і актинолітових сланців, характеризуються темно-сірим забарвленням, смугастою текстурою, дрібнозернистою будовою. Головний породоутворювальний мінерал «чистих» білих різновидів доломітів — доломіт (90—100 %), іноді — флогопіт, органічна речовина (графіт), пірит. У локальних зонах дроблення, мілонітизації з'являються тальк, флогопіт, тремоліт, рідше діопсид, сфен, турмалін, альбіт, мікроклін, кварц. Темнозабарвлені смугасті різновиди доломітів верхньої підсвіти збагачені органічною речовиною, піритом, слюдами.

Кварцити представлені двома різновидами порід: мономінеральними і кварц-діопсидовими. Діопсидові кварцити складають кварцитові горизонти,

де вони чергуються із прошарками і лінзами мономінеральних кварцитів переважно сірого, білого, рідше темного забарвлення. Діопсидові кварцити поза зонами прояву продуктів натрієво-лужного метасоматозу представлені сіро-білими масивними породами з мінливим вмістом кварцу (70—50 %), діопсиду (30—50 %). Локально серед них визначають тремоліти й карбонати (до 1—5 %), пірит, у протолочках — гранат (альмандин).

Актинолітові сланці — загальна назва порід актинолітового горизонту, які залягають між доломітами першого і другого доломітових горизонтів. Забарвлення сіро-зелене, зелене, текстура масивна або смугаста. Смугасті різновиди актинолітових сланців складаються з прошарків кварц-біотитових сланців й доломітів. У незмінених актинолітових сланців постійно наявні: актиноліт (60—80 %), епідот (1—20 %), тремоліт, біотит, діопсид, магнетит (5—10 %), карбонати (1—15 %), мікроклін (10—15 %), рідше сфен, альбіт, апатит. На центральних ділянках родовища актинолітові сланці альбітизовані.

Сланці (мікросланці) на центральній ділянці родовища представлені графіт-біотит-кварцовими, біотит-кварцовими, гранат-біотит-кварцовими різновидами. Головні породоутворювальні мінерали цих різновидів: біотит (15—40 %), кварц (35—75 %), гранат (1—15 %), графіт + пірит (до 10 %), калішпат (1—5 %).

Ураноносні лужні натрієві метасоматити поширені також на Першотравневому залізо-урановому родовищі, розташованому в північній частині Саксаганської синкліналі (див. рис. 2.4). Родовище складене (рис. 2.12) породами криворізької серії — амфіболітами і сланцями підстильної світи (K_0), кварцитами і філітами нижньої світи (K_1), породами саксаганської світи (K_2) — перешарування чотирьох горизонтів залізистих кварцитів з горизонтами сланців біотит-хлорит-магнетит-амфіболових.

Метаморфічні породи криворізької серії на ділянці родовища утворюють субширотну флексуроподібну складку із крутим падінням порід на південний захід. Складка ускладнена розривними порушеннями північно-східного та поперечного напрямків, які розбивають її на блоки. На північному крилі складки сланцево-роговикова товща вміщує кілька покладів залізних руд кумінгтоніт-магнетит-гематитового складу, які є вмісними породами ураноносних залізо-карбонатно-натрієвих метасоматитів (рис. 2.12).

Речовинно-петрологічна характеристика лужних натрієвих метасоматитів по магнезіально-залізисто-кременистих породах Криворізького урановорудного району. Зональність лужних натрієвих метасоматитів у залізисто-кременистих породах істотно ускладнена неоднорідністю хімічного складу вмісних порід і стадійністю метасоматичних процесів. У публікаціях [23, 67, 116] описано зональну будову рудно-метасоматичних ореолів лужних натрієвих метасоматитів у залізисто-кременистих породах. У праці [23] виділено внутрішню, проміжну та зовнішню зони, мінеральний склад яких залежить від хімічного складу первинних порід. Зокрема, у залізо-магнезіальних породах (магнетит-амфіболові сланці, залізисті кварцити й залізні руди) зовнішня зона представлена егіринізованими та рибекітизованими кварцитами і сланцями, проміжна — егіринітами і магнетит-рибекітовими породами, а внутрішня — залізо-карбонатними метасоматитами. Така послідовність зон, яка

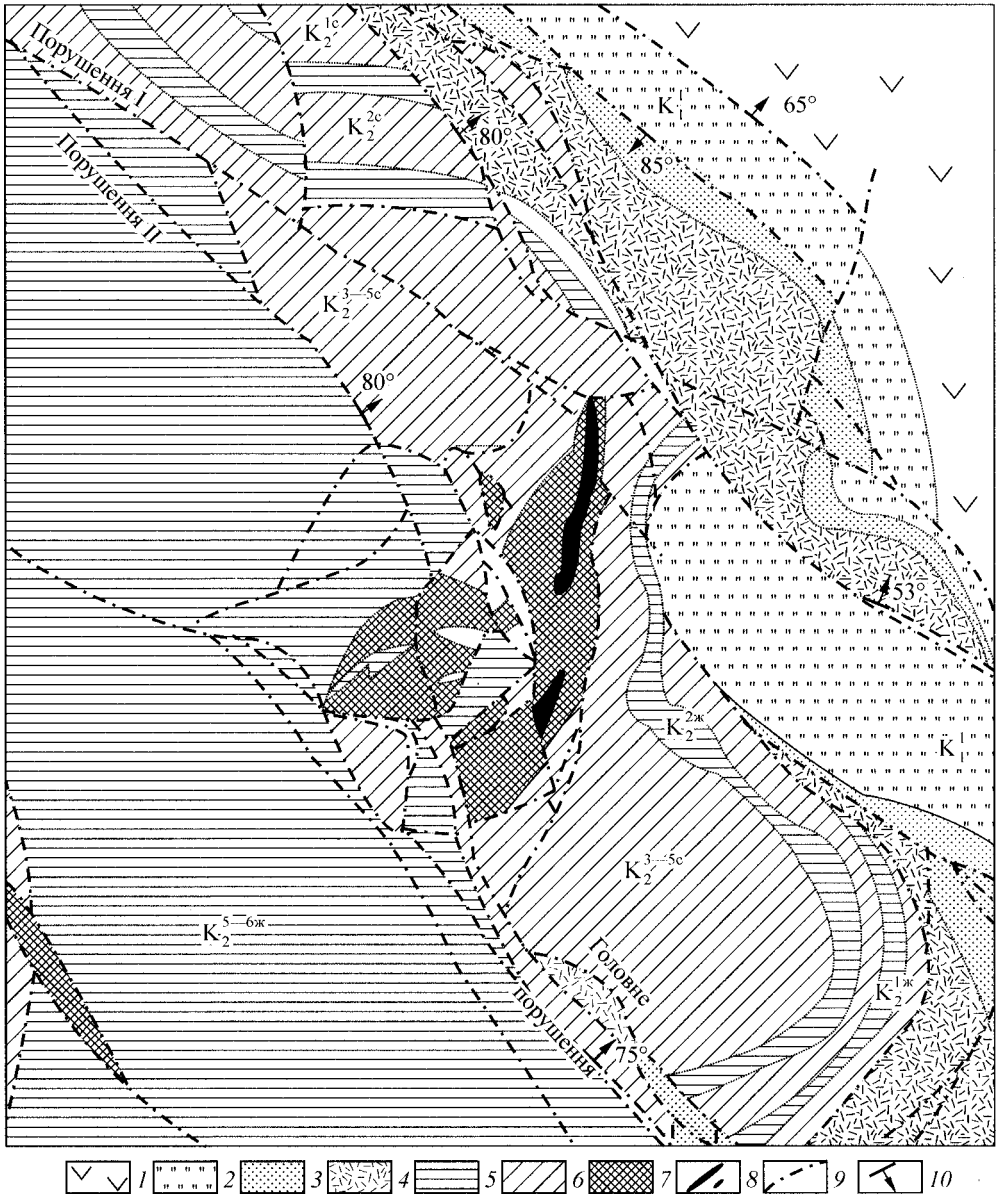


Рис. 2.12. Схематичний геологічний план горизонту Першотравневого родовища:
1 — амфіболіти і сланці підстильної світи; *2, 3* — відповідно кварцити й філіти нижньої світи; *горизонти середньої світи: 4* — тальковий, *5* — залізистий, *6* — сланцевий; *руди: 7* — залізні, *8* — залізо-уранові; *9* — розривне порушення; *10* — елементи залягання [75]

відображена на картах уранових родовищ Північного Криворіжжя, формувалася в результаті двох найяскравіше проявлених стадій метасоматичного процесу. Рання (рання силікатна [116]) характеризується утворенням лужних

власне натрієвих метасоматитів — лужноамфіболових і лужнопіроксенових по магнетит-кумінгтонітових сланцях і залізних кварцитах, а також альбітитів по кварц-біотитових сланцях та інших глиноземовмісних породах.

Пізніша стадія (карбонатно-уранінітова [116] або залізо-карбонатна [23]) представлена карбонатами і оксидами тривалентного заліза (гематит, мартит), а також асоціюючими з ними лужними силікатами. Варто звернути увагу на те, що, за [116], у межах цієї стадії мінералоутворення починається з формування гранат-піроксен-амфіболової асоціації, представленої істотно кальцієвими мінералами, склад яких близький до складу темнокольорових мінералів в апогранітоїдних гранат-діопсидових альбітитах [23]. Віднесення вказаної мінеральної асоціації і асоціації доломіт + гематит (мартит) до однієї стадії мінералоутворення викликає низку питань, на які важко знайти обґрунтовані відповіді. Не дискутуючи на цю тему, приймемо, що кристалізація кальцієвих силікатів передувала не лише формуванню мінеральних асоціацій залізо-карбонатної стадії, а й утворенню лужних залізо-магнезіальних силікатів (егірину, рибекіту). З цих позицій кальцієві парагенезиси розглянуто не як продукт окремої стадії лужного натрієвого метасоматозу, а як більш високотемпературну фацію метасоматитів, подібно до гранат-діопсидових апогранітоїдних альбітитів Кіровоградського уранорудного району (див. рис. 2.7).

Мінеральні асоціації залізо-карбонатної стадії переважно розвиваються по залізистих кварцитах і залізних рудах та локалізуються у внутрішніх частинах рибекіт-егіринових метасоматитів ранньої силікатної стадії.

З лужними метасоматитами ранньої силікатної стадії на Жовторіченському родовищі пов'язані уранові руди ненадкевітового і бранеритового (в альбітитах) типів, а із залізо-карбонатними метасоматитами — багаті уранінітові руди Жовторіченського та Першотравневого родовищ [23].

У цілому можна говорити про певні аналогії щодо стадійності лужного натрієвого метасоматозу в алюмосилікатних породах Кіровоградського уранорудного району і в залізисто-кременистих породах Криворіжжя. В обох районах установлено дві головні стадії — прогресивну (альбітитову) та постальбітитову (Кіровоградський район), ранню силікатну та залізо-карбонатну (Криворізький район). Перші в обох районах є ранішими і менш рудоносними, другі — пізнішими, з ними пов'язане більш контрастне і багате зруденіння. З погляду локалізації мінеральних продуктів, прояви пізніх метасоматитів розміщуються в центральних зонах метасоматитів ранньої стадії.

Крім двох названих стадій В.І. Жукова [116] виділила дві стадії після залізо-карбонатної — пізню силікатну, тісно пов'язану із залізо-карбонатною і представленою переважно лужними силікатами (рибекітом, егірином), та сульфідно-настуранову, мінеральні асоціації якої утворювалися внаслідок виповнювання відкритих тріщин і порожнин. Обидві стадії виявлені локально в полях розвитку лужних натрієвих метасоматитів Криворіжжя.

Порівняно з апогранітоїдними альбітитами Кіровоградського району менш виразно виявляються ознаки вертикальної зональності лужних натрієв-

вих метасоматитів Криворізького урановорудного району. Рибекіт-егіринові метасоматити ранньої силікатної стадії на Криворіжжі, очевидно, належать до середньотемпературної фації лужних натрієвих метасоматитів. Чисельно цей висновок обґрунтовано значеннями температур утворення рибекітів, що не перевищують 400—430 °С (за гематит-магнетит-рибекітовим мінеральним термометром [123]). Високотемпературна гранат-піроксен-амфіболова асоціація, яка є стійкою за температури понад 450—500 °С, у межах Жовторічинського рудного поля спостерігається доволі рідко. Можливо, це пов'язано з особливостями структурно-тектонічних умов цього району та незначною поширеністю вихідних алюмосилікатних порід з відповідним вмістом кальцію в залізисто-силікатних товщах Криворіжжя.

Хімічний склад типоморфних мінералів, що є продуктами середньо- (егірин, рибекіт) і високотемпературної (тремоліт, діопсид, гранат) фацій ранньої силікатної стадії, а також карбонатів залізо-карбонатної стадії наведено у табл. 2.23—2.26.

Таблиця 2.23. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу егіринів із лужних натрієвих метасоматитів по залізисто-кременистих породах середньої (саксаганської) світи криворізької серії (Жовторіченське родовище), %**

Номер зразка	Компонент										Сума
	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_5	
1	15,34	0	0,5	0	29,25	0	0	54,26	0,54	0,11	100
2	15,33	0	0,39	0	30,23	0	0	53,89	0,1	0,007	100,01
3	15,6	0	0,5	0	30,42	0	0	53,28	0,1	0,1	100
4	13,22	0	0,39	0	31,2	0,24	0	52,89	0,22	0	98,16
5	14,53	0	0,19	0	31,54	0	0	53,45	0	0	99,71
6	13,05	0	0,8	0,22	29,63	0	0,07	51,66	0	0,59	96,02
7	13,92	0,04	0,03	0,36	22,16	0,12	0,26	51,63	0,02	1,34	97,23
8	14,5	0,03	0,39	1,28	27,13	0	0	55	1,24	0,43	100
9	15,85	0	0,34	0	28,87	0	0	53,95	0,82	0,17	100
10	16,13	0,05	0,25	0	28,52	0	0	54,07	0,78	0,01	99,81
11	12,24	0,02	0,39	1,11	26,05	0,03	0,57	52,46	0,79	0,79	94,44

Примітка: Fe_2O_3 — сумарне залізо у формі Fe_2O_3; зразки: 1 — егірин зелений волокнистий у зрощенні із рибекітом з рибекіт-егірин-альбітового метасоматиту по магнетит-кумінгтонітових сланцях, св. 12796, інт. 350 м; 2, 3 — егірин бурувато-зелений волокнистий, сферолітовий з рибекіт-егіринового метасоматиту по сланцю магнетит-кумінгтонітовому, св. 12796, інт. 350 м; 4, 5 — егірин зелений порфіробластичний з рибекіт-егіринового метасоматиту по магнетит-кумінгтонітовому сланцю, гор. 1445 м; 6, 7 — егірин блідо-зеленувато-бурий з урановосного карбонат-егіринового метасоматиту по магнетит-кумінгтонітових сланцях, гор. 965 м; 8 — егірин зелений волокнистий з егірин-рибекіт-альбітового метасоматиту по біотитових сланцях, гор. 965 м, св. 12 948, інт. 21,5 м; 9, 10 — егірин зелений волокнистий, віялоподібні агрегати з рибекіт-егіринових альбітитів по кумінгтонітових сланцях, гор. 895 м, св. 12 943, інт. 176,5 м; 11 — егірин бурувато-зелений волокнистий з урановосного альбітиту рибекіт-егіринового по кумінгтонітовому сланцю, гор. 755 м, св. 9241, інт. 16 м.

Таблиця 2.24. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу амфіболів з вихідних порід та лужних натрієвих метасоматитів по залізисто-кременистих породах середньої (саксаганської) світи криворізької серії (Жовторіченське родовище), %**

Номер зразка	Компонент										Сума
	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_5	
1	7,76	—	0,73	3,91	33,62	0	0	53,87	0	0,01	99,9
2	7,85	0,09	0,1	7,09	26,83	0	0	56,8	1,13	0,12	100,01
3	7,67	0,13	0,08	6,66	26,92	0	0	57,03	1,43	0,09	100,01
4	8,42	0,17	0,05	6,3	28,44	0	0	56,07	0,25	0,31	100,01
5	0,14	0	0,49	6,3	38,81	0,34	0	50,87	0	0	96,93
6	0	0,03	0,28	6,27	40,54	0,11	0	50,88	0,09	0,02	98,22
7	4,91	0	0,5	8,3	29,2	0,36	0,1	55,44	0	0,12	98,93
8	4,24	0	0,47	8,34	30,48	0,32	0,48	54,12	0	0	98,44
9	8,08	0,05	0,06	8,74	19,72	0	2,63	57,09	0	0,16	96,52
10	8,17	0,25	0,11	9,08	22,57	0,06	0	54,18	0,27	0,62	95,32
11	8,19	0,09	0,05	8,9	23,44	0,06	0,57	55,31	0,56	0,73	97,89
12	7,73	0	0,14	7,9	25,59	0,07	0,97	54,31	0,4	0,15	97,26

Примітка: Fe_2O_3 — сумарне залізо у формі Fe_2O_3; зразки: 1 — рибекіт темно-синій, призматичний з рибекіт-егіринового метасоматиту по магнетит-амфіболовому сланцю, гор. 1445 м, св. 12 796, інт. 347 м; 2, 3 — рибекіт голчастий, синій, у зрощенні з егірином з альбітиту егірин-рибекітового по кварц-біотитовому сланцю, гор. 965 м, св. 12 948, інт. 21,5 м; 4 — рибекіт, синій, волокнистий з альбітиту рибекіт-егіринового по кумінгтонітовому сланцю, гор. 895 м, св. 12 943, інт. 176,5 м; 5—8 — кумінгтоніт та облугований кумінгтоніт рожево-сірий, призматичний з магнетит-амфіболового сланцю, гор. 755 м, св. 9241, інт. 10,0—12,5 м; 9—11 — рибекіт волокнистий, синій, з альбітиту-рибекіт-егіринового по магнетит-амфіболовому сланцю, гор. 755 м, св. 9242, інт. 16 м; 12 — рибекіт волокнистий, синій, з альбітиту рибекітового по магнетит-амфіболовому сланцю, гор. 755 м, св. 9242, інт. 16 м.

Таблиця 2.25. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу мінералів гранат-піроксен-амфіболової асоціації з метасоматитів по залізисто-кременистих породах середньої (саксаганської) світи криворізької серії (Жовторіченське родовище, горизонт 1245 м, осі 30—36), %**

Номер зразка	Компонент										Сума
	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	FeO	MnO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_5	
1	0,05	0,33	24,69	13,33	7,66	0	0	53,91	0	0,02	99,99
2	0	0,38	35,72	0	24,24	0	3,49	35,35	0,03	0,80	100,01
3	0	0,38	35,93	0	21,52	0	4,9	36,01	0	1,26	100
4	0,15	0	35	0	25,85	0	1,76	35,51	0	0,59	98,86
5	5,32	0,07	5,56	7,06	26,98	0	0	54,94	0,07	0,19	100,19
6	0,73	0,04	13,91	22,31	3,7	0	0	59,13	0	0,00	99,82

Примітка: FeO — сумарне залізо у формі FeO; зразки: 1 — діопсид блідо-зелений; 2—4 — гранат буруватий, жовтий; 5 — тремоліт облугований блідо-зеленуватий; 6 — тремоліт безбарвний.

Таблиця 2.26. **Хімічний склад карбонатів із залізо-карбонатних метасоматитів (Першотравневе родовище) [67], %**

Компонент	Доломіт	Феридоломіт	Мезит	Пістомезит	Сидероплезит
CaO	30,6	28,86	—	—	4,3
MgO	20,6	15,06	35,6	16,7	7,2
FeO	1,5	9,37	15,2	40,3	47,4
CO_2	47,3	46,71	49,2	43,0	41,1

Склад карбонатів і залізорудних мінералів відображує зональність метасоматичних ореолів залізо-карбонатної стадії [67]. Зони уранового зруденіння представлені асоціацією доломіту, мартиту й гематиту, які змінюються в напрямку до периферії рудних тіл асоціаціями залізовмісних карбонатів з магнетитом.

Розподіл урану і ванадію в лужних натрієвих метасоматитах по залізисто-кременистих породах Криворіжжя. Зазначений розподіл наведено в роботах [23, 67, 76, 92, 98, 116, 118], що стосуються переважно Жовторіченського та Першотравневого уранових родовищ.

Узагальнені результати цих досліджень для Жовторіченського родовища із залученням даних авторів [23, 75, 98, 116] наведено в табл. 2.27, для Першотравневого — в табл. 2.28. Указано межі зміни середніх значень концентрації ванадію й урану в основних типах незмінених метаморфічних порід саксаганської світи, в альбітитах і рибекіт-егіринових метасоматитах ранньої силікатної стадії, а також у пізніших залізо-карбонатних метасоматитах. Для кожної з трьох груп метасоматитів виділені зовнішня, проміжна й внутрішня зони, які за вмістом урану умовно відповідають навколорудним, слаборудним і рудним метасоматитам.

Таблиця 2.27. **Межі зміни вмісту ванадію й урану (г/т) в основних типах уранових лужних натрієвих метасоматитів і вмісних порід саксаганської світи (K_2) Жовторіченського залізо-уранового родовища**

Різновиди порід	Ванадій	Уран	Мінерали-концентратори ванадію
Вмісні породи			
Сланці кварц-польовошпат-слюдисті	100—250	2—8	Біотит, хлорит
Сланці кварц-магнетит-кумінгтонітові	5—10	0,6—2,0	Магнетит, кумінгтоніт
Магнетит-гематитові залізисті кварцити й залізні руди	5—10	0,6—1,0	Магнетит, гематит
Метасоматично змінені породи зональних рудних тіл			
Альбітити егірин-рибекітові, зони:			Лужні амфіболи, егірин, магнетит, мартит, ненадкевіт, бранерит
зовнішні	100—300	10—20	
проміжні	300—1000	20—100	
внутрішня (центральна)	300—2000	100—400	
Магнетит-лужноамфібол-егіринові метасоматити, зони:			Лужні амфіболи, егірин, мартит, магнетит, ненадкевіт, бранерит
зовнішні	100—300	2—6	
проміжні	300—2000	20—100	
внутрішня (центральна)	300—2500	100—900	
Карбонат-магнетит-мартитові метасоматити, зони:			Лужні амфіболи, егірин, егірин-акміт, магнетит, мартит, уранініт
зовнішні	100—300	2—6	
проміжні	300—2000	20—100	
внутрішня (центральна)	1000—5000—7000	100—1000 і більше	

Таблиця 2.28. **Середній вміст ванадію та урану (г/т) у залізо-карбонатних метасоматитах Першотравневого родовища [98]**

Метасоматична зона	Асоціації мінералів	Ванадій	Уран
Зовнішня	Магнетит, гематит, кумінгтоніт, егірин	30	5
Проміжна	Уранініт, гематит, мартит, залізовмісні карбонати (див. табл. 2.26), егірин, рибекіт	3000	50
Внутрішня (центральна)	Уранініт, гематит, мартит, доломіт, егірин буруватий, рибекіт	3000—4500	>900

З наведених даних виходить, що вміст ванадію в усіх групах метасоматично змінених порід вищий, ніж у незмінених різновидах. Причому максимальні концентрації ванадію, як і урану, відповідають центральним зонам метасоматичних ореолів. Серед розглянутих порід найбільш збагачені ванадієм залізо-карбонатні метасоматити, де його вміст досягає рудних кондицій.

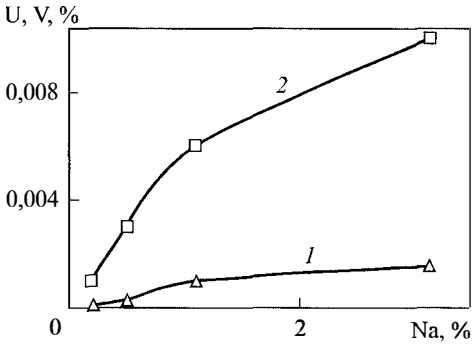
Збільшення концентрації ванадію залежно від ступеня метасоматичного перетворення магнетит-кумінгтонітового сланцю ілюструє рис. 2.13, на якому винесено вміст урану, ванадію й натрію для чотирьох послідовних зон у колонці лужних натрієвих метасоматитів ранньої силікатної стадії. Значки на графіку відповідають таким породам (зліва направо): незмінений магнетит—кумінгтонітовий сланець, слабозмінений сланець (поява облямівок облуговування кумінгтоніту), змінений сланець (лужних амфіболів менш 10 %), змінений сланець (лужних амфіболів понад 10 %).

З переходом від незміненої породи до рибекітового метасоматиту (рис. 2.13) концентрація ванадію й урану закономірно зростає в міру збільшення вмісту натрію, що проявляється також у зростанні кількості лужного амфіболу в породі.

Згідно з даними табл. 2.23 і 2.24, лужні силікати можна вважати головними мінералами-концентраторами ванадію. Так, вміст V_2O_5 у піроксенах рибекіт-егіринових метасоматитів сягає значень від декількох десятих відсотка до 1 %. Слід зазначити, що піроксени з найвищими концентраціями ванадію (0,6—1,3 % V_2O_5) мають бурі відтінки забарвлення, тоді як зелені егірини зазвичай містять лише соті частки відсотка й рідко до перших десятих відсотка V_2O_5 (див. табл. 2.26). Зміну вмісту ванадію в амфіболах від незмінених кумінгтонітів до рибекітів у межах одного ореола метасоматично змінених магнетит-амфіболових сланців демонструє рис. 2.14.

За даними праці [98], у незмінених магнетит-кумінгтонітових сланцях Жовторічинського родовища ванадій за низького загального вмісту в породі концентрується в амфіболі і магнетиті приблизно в однаковій кількості. В апосланцевих магнетит-рибекітових метасоматитах загальна концентрація ванадію зростає на один порядок, а мінералами-концентраторами стають лужні амфіболи (вміст ванадію в них майже на порядок більший, ніж у співіснуючому магнетиті).

Високий вміст ванадію в лужних метасоматитах Першотравневого родовища, за даними [118, 119], досягає 298 (егіринові метасоматити) і 102 г/т (рибекітові метасоматити).



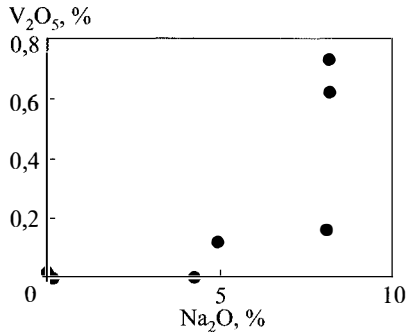


Рис. 2.13. Залежність концентрації урану (*1*) й ванадію (*2*) від вмісту натрію в крайовій частині метасоматичної колонки ранньої силікатної стадії по магнетит-кумінгтонітових сланцях, за даними праці [98]

Рис. 2.14. Залежність вмісту ванадію в амфіболах від вмісту в них натрію для метасоматичної колонки лужних натрієвих метасоматитів по магнетит-кумінгтонітових сланцях (гор. 775 м, вісь 134, див. табл. 2.24)

Незмінені біотитові сланці характеризуються підвищеним вмістом ванадію — 100 г/т [98]. В апосланцевому метасоматичному хлорит-гідрослюдистому альбітиті валовий вміст елемента в кілька разів вищий, причому концентрується ванадій переважно в магнетиті. У метасоматичному хлориті вміст ванадію в 3 рази, а в гідрослюді й альбіті в 5 разів нижчий, ніж у магнетиті. Водночас, за даними табл. 2.24, лужні амфіболи рибекітових альбітитів по кварц-біотитових сланцях містять порядку 0,1 % V_2O_5, що приблизно відповідає рівню його концентрації у магнетиті із хлорит-гідрослюдистого альбітиту [98].

Максимальні концентрації ванадію в метасоматитах ранньої силікатної стадії зафіксовано в центральних урановорудних зонах (бранерит-ненадкевітових рудах), де його вміст [98] може перевищувати 0,1 %.

Однак, як виходить з даних, наведених у праці [98] (табл. 2.29), вмістом ванадію у власне уранових, а також другорядних і акцесорних мінералах не може пояснити високі валові концентрації елемента в породі. Очевидно, високий валовий вміст ванадію в метасоматитах цього типу зумовлений внеском ванадійвмісних лужних піроксенів і амфіболів (див. табл. 2.23, 2.24).

На Жовторіченському і Першотравневому родовищах урановосні тіла залізо-карбонатних метасоматитів мають подібні будову і асоціацію метасоматичних новоутворень. Внутрішні (центральні) метасоматичні зони обох родовищ із вкрапленою уранінітовою мінералізацією в метасоматичному до-

Таблиця 2.29. **Середній вміст урану і ванадію (%) у бранерит-ненадкевітових рудах і мінералах [98]**

Хімічний елемент	Уранова руда	Бранерит	Ненадкевіт	Уранініт	Малакон	Апатит	Сфен
U	0,25	33,4	42,9	72,1	0,63	0,4	1,3
V	0,17	—	0,03	—	0,1	0,015	0,1

ломіті та в окиснених формах магнетиту (мартит, гематит) мають високий середній вміст ванадію (понад 0,3 %). Проміжні (навколорудні) метасоматичні зони, на відміну від центральних, помітно збіднені ураном за доволі високого вмісту ванадію (від 0,003 до 0,2 %). Мінералогічна відмінність цих зон виражається складом метасоматичних карбонатів. У проміжних зонах магнезіально-залізисті різновиди карбонатів (див. табл. 2.26) переважають над магнезіальними (доломітами). Слід звернути увагу на те, що в центральній і проміжній зонах залізо-карбонатних метасоматитів наявні в різних кількостях бурувато-зелені різновиди егіринів (акмітів). Зовнішні зони метасоматичних ореолів представлені різною мірою облугованими залізисто-кременистими породами і характеризуються підвищеним вмістом ванадію — до 30 г/т за вмісту урану до 5 г/т.

За даними дослідників [98], головними мінералами-концентраторами ванадію залізо-карбонатних метасоматитів є мартит, гематит, уранініт (до 0,2 %), рибекіт (понад 0,01 %), доломіт (0,003 %), магнезіально-залізисті карбонати (0,01 %). Тим не менш, згідно з результатами локального рентгеноспектрального аналізу (див. табл. 2.23, аналізи 6, 7), у лужних силікатах залізо-карбонатних метасоматитів вміст V_2O_5 може істотно перевищувати значення, наведені у публікації [98].

Речовинно-петрологічна характеристика лужних натрієвих метасоматитів у кременисто-карбонатних товщах (K_3) Жовторіченського родовища. Лужні натрієві метасоматити по кременисто-карбонатних породах характеризуються специфічними рисами речовинного складу та рудоносності, які визначаються, головним чином, своєрідністю механізмів хімічної взаємодії між лужним гідротермальним розчином і породами [120], у складі яких практично відсутні залізо і алюміній, тобто мінералоутворювальні елементи важкорозчинних натрійвмісних силікатів (альбіту, лужних піроксенів і амфіболів). Унікальним об'єктом, на якому подібні метасоматити значно поширені, є Жовторіченське ванадій-скандієве родовище [117]. Найбільш продуктивні й детально вивчені рудні тіла родовища з комплексною рідкісноземельно-скандій-ванадієвою мінералізацією приурочені до західного контакту K_3 (рис. 2.15, 2.16, за даними статті [99]).

Метасоматичні породи Жовторіченського ванадій-скандієвого родовища утворюють тектонометасоматичні зони серед порід гданцівської світи. Масштабність прояву метасоматичних процесів змінюється в широких межах: від точкових і прожилкових мікропроявів (міліметри, сантиметри) до повновиявлених метасоматичних тіл у перші метри. Останні нерідко зближені й утворюють зони рудної мінералізації потужністю в десятки метрів. Метасоматичного заміщення зазнали всі літологічні типи порід верхньої світи.

Кінцевим продуктом заміщення доломітів і кварцитів є карбонат-лужноамфіболові й карбонат-лужнопіроксенові (акмітові) метасоматити, а продуктом заміщення біотитових й актинолітових сланців — рибекітові та егіринові альбітити. Зональна будова чіткіше проявлена в метасоматитах по діопсидових кварцитах. Макроскопічно зональність проявляється в тому, що сірувато-біле забарвлення породи змінюється спочатку на ясно-зелене (поява тальку і тремоліту), а потім на зелене (актиноліт), блакитнувато-зелене (лужний амфібол) і буро-коричневе (лужний піроксен). Забарвлення змінюється різко лише з переходом від лужноамфіболової до піроксенової зони.

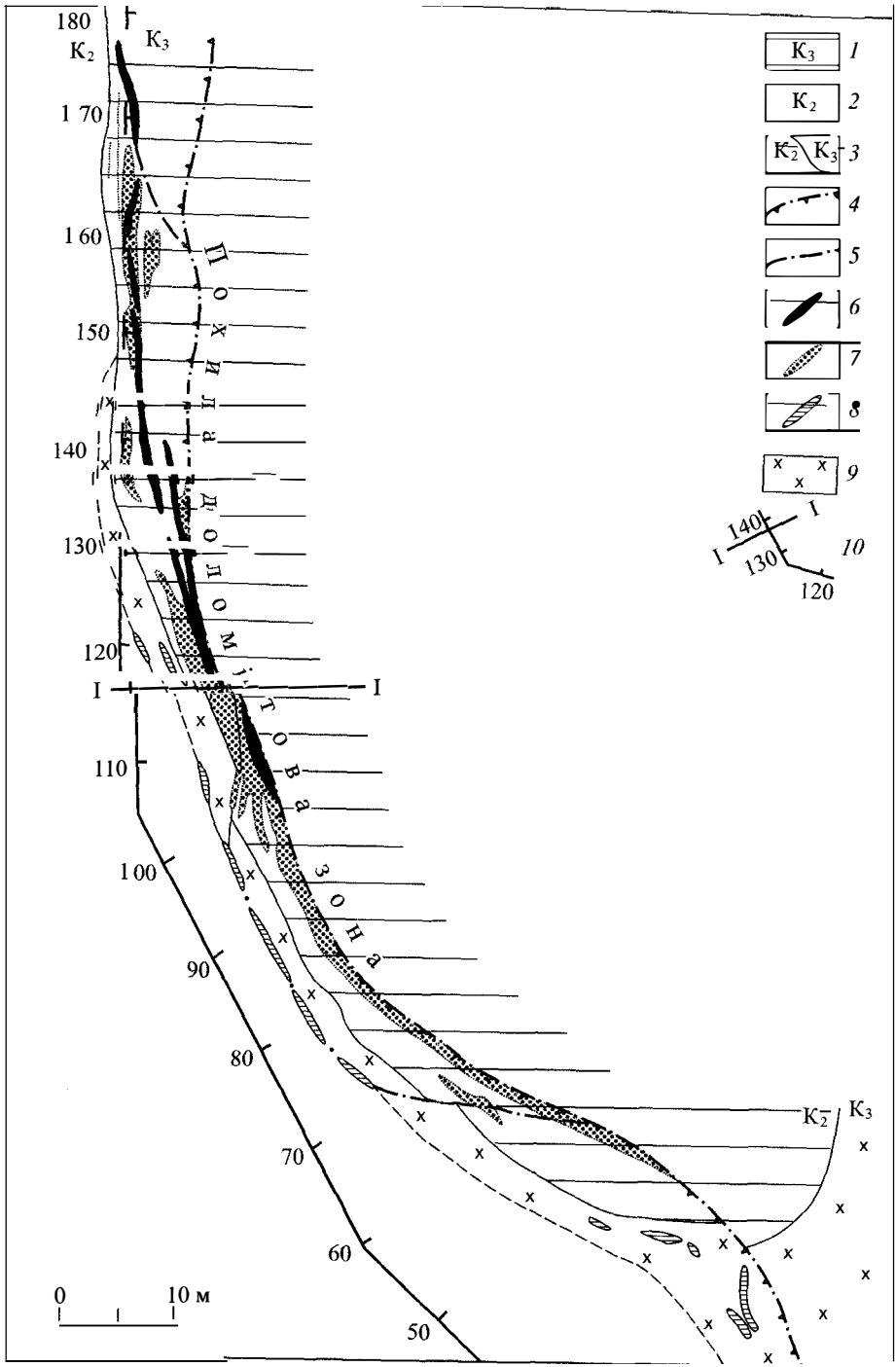


Рис. 2.15. Рудоконтролююча зона розломів у західному крилі Жовторіченської складки (план), за [99]:

1 — породи верхньої світи; *2* — породи середньої світи криворізької серії; *3* — межа порід верхньої й середньої світ; *4* — зона Пологого розривного порушення; *5* — крутопадаючі розривні порушення; *рудні тіла*: *6* — малакон-апатитові, *7* — скандієві, *8* — уранові; *9* — альбітити; *10* — лінії середнього простягання рудоносної зони й розрізу I—I

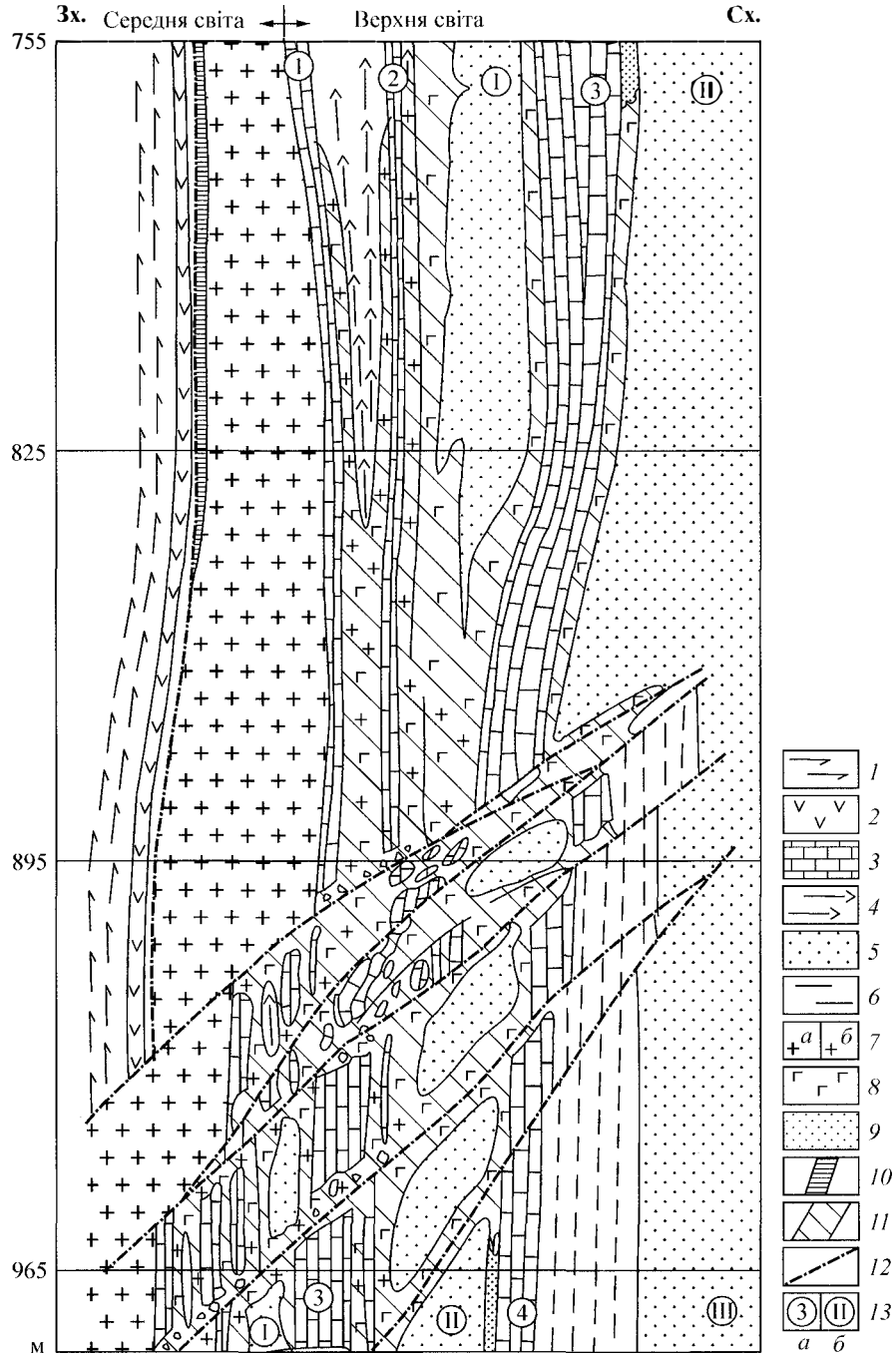


Рис. 2.16. Контроль багатих ділянок ванадій-скандієвих руд перетином пошарових крутопадаючих розривних порушень із Пологою доломітовою зоною у розрізі I—I (див. рис. 2.15) [99]:
1 — сланці кумінгтонітові; *2* — сланці магнетит-рибекітові; *3* — доломіти; *4* — актинолітові сланці; *5* — діопсидові кварцити; *6* — мікросланці; *7* — альбітити, по породах середньої (*а*) і верхньої (*в*) світ; *8* — амфібол-карбонатні метасоматити; *9* — вторинні зливні кварцити; *10* — рудні тіла уранових руд; *11* — скандієві рудні тіла; *12* — розривне порушення; *13* — нумерація горизонтів доломітів (*а*) і діопсидових кварцитів (*б*)

Нечітку зональну будову мають метасоматичні тіла в сланцях актинолітового горизонту: метасоматичні новоутворення представлені лужними амфіболами в проміжних зонах; лужними піроксенами та альбітом — у центральних.

По доломітах частіше виникають метасоматичні брекчії, кутасті уламки яких складаються зі слабозміненої, нерівномірно забарвленої породи сіруватосвітло-зелених кольорів (тальк, тремоліт), «цемент» бурувато-коричневих відтінків представлений повнопроявленим метасоматитом карбонат-піроксенового складу (часто з лужним амфіболом). При цьому краї уламків на межі з «цементом» і тріщини в уламках забарвлені в темно-зелений або зеленувато-синій кольори (актиноліт, лужний амфібол). Зональність розглянутих утворень представлена в табл. 2.30 [120].

Як видно, типоморфними мінералами лужних натрієвих метасоматитів по кременисто-карбонатних породах гданцівської світи є лужні піроксени, лужні амфіболи, а також альбіт у метасоматитах по глиноземвмісних породах. Для проміжних і крайових зон метасоматичних колонок характерні тальк, кальцит і кальцієві амфіболи (тремоліт, залізистий тремоліт). Доломіт є наскрізним мінералом, який може бути в усіх метасоматичних зонах. Хімічний склад зазначених мінералів наведено в табл. 2.31—2.34.

Таблиця 2.30. **Узагальнені метасоматичні колонки лужних натрієвих метасоматитів по літологічних різновидах порід верхньої світи**

Номер зони	По доломітах	По діопсидових кварцитах	По актинолітових сланцях
0	Дол	Дпс + Кв	Акт + Еп + Мк + Мгн
1	Дол + Тк + Кц	Тр + Кв + Дол	Акт + Мк + Аб + Мгн + Крб
2	Тр + Дол + Тк	Тр + Дол + Тк + Кц	
3	Дол +Акт	Дол +Акт	Аб + Акт + Мгн + Крб
4	Дол + ЛА	Дол + ЛА	Аб + ЛА + Гем
5	Дол + Акм	Дол + Акм	Аб + Акм

Примітка. Аб — альбіт; Акм — акміт; Акт — актиноліт; Гем — гематит; Дол — доломіт; Дпс — діопсид; Кц — кальцит; Кв — кварц; Крб — карбонат; Мгн — магнетит; Мк — мікроклін; ЛА — лужні амфіболи; Тк — тальк; Тр — тремоліт; Еп — епідот.

Таблиця 2.31. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу мінералів вихідних порід верхньої світи**

Компонент	Номер зразка					
	4	5	6	10	46	16
Na_2O	0,92	0,53	0,81	0,14	0	0
K_2O	9,91	0,00	0,00	0,05	0,2	0
CaO	0,00	7,35	57,66	13,72	11,19	24,97
MgO	12,41	2,02	39,98	18,75	17,72	18,63
FeO*	18,96	18,93	1,25	8,96	7,84	0,32
MnO	0,42	13,30	0,08	0,26	0,12	0,26
Al_2O_3	17,40	21,35	0,00	2,31	3,59	0,41
SiO_2	37,37	36,26	0,06	55,81	50,98	55,41
TiO_2	2,50	0,26	0,15	0,00	0,01	0
V_2O_5	0,11	0,00	0,02	0,00	0,07	—

Примітка. Всі результати визначень вмісту оксидів наведені до суми 100 %; зразки: 4, 5 — біотит і гранат зі сланцевих прошарків у діопсидових кварцитах; 6 — доломіт; 10, 46 — актиноліт із сланців актинолітового горизонту; 16 — безбарвний діопсид з незміненого і слабозміненого діопсидового кварциту. Зірочкою позначено: FeO — сумарне залізо у формі FeO.

Таблиця 2.32. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу піроксенів із лужних натрієвих метасоматитів по породах гданцівської світи криворізької серії (Жовторіченське ванадій-скандієве родовище)**

Номер зразка	Компонент										Сума
	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_5	
14	14,25	0,14	0,3	0,79	22,04	0	0	57,47	1,84	5,03	96,86
15	13,27	0	0,68	1,4	22,2	0	0,17	51,27	1,56	5,18	95,72
16	10,79	0,02	1,37	3,64	18,45	0,16	0,7	49,44	1,18	6,63	92,35
17	11,83	0	0,93	4,5	17,7	0	0,52	51,37	0,79	5,27	92,9
18	13,53	0	1,05	0,99	20,55	0,09	0,53	48,56	1,4	5,64	92,33
19	14,67	0	0,2	1,93	22,69	0	0,36	53,98	1,74	3,34	98,91
20	13,39	0	0,42	0,48	28,94	0	0,58	52,78	0,74	0,20	97,53
21	14,56	0	0,4	1,89	21,31	0,12	0,53	53,92	2,56	4,75	100,03
22	12,86	0	0,45	1,41	21,27	0,12	0,83	49,57	1,09	6,02	93,62
23	11,64	0,02	0,99	1,86	20,76	0	0,37	46,6	0,93	5,32	88,48
24	12,91	0	0,51	1,85	19,5	0,13	0,45	50,37	1,62	4,9	92,25
25	13,33	0,03	0,18	0,06	21,95	0	0	50,58	1,75	6,05	93,92
26	14,84	0,09	0,14	0,25	22,5	0,05	0,41	52,04	1,11	7,94	99,37
27	11,41	0	0,64	1,71	20,56	0	0,43	52,46	1,88	7,95	97,04
28	13,38	0	0,53	2,16	21,79	0,16	0	52,09	2,7	5,34	98,16
29	15,57	0,02	0,33	—	22,75	0	0	54,32	1,54	5,47	100
30	13,79	0,04	0,26	0,4	21,26	0	0,53	53,3	1,01	8,5	99,09
31	14,88	0	0,21	1,88	23,27	0,1	0	55	1,71	2,96	99,99
32	14,37	0,07	0,07	0,21	20,95	0	0,65	53,47	0,92	9,09	99,8
33	12,68	0,09	0,42	4,22	21,44	0,1	0,03	51,85	1,17	1,84	93,86
34	14,56	0,07	0,34	0,53	25,98	0	0	54,17	0,71	3,64	100
35	15,79	0,04	0,17	—	23,28	0	0	54,8	2,01	3,9	99,99
36	14,54	0	0,42	3,51	22,2	0	0	55,97	1,54	1,83	100,01
37	8,72	0,11	4,29	11,31	19,03	0	0	55,7	0,38	0,46	100
38	15,78	0	0,12	—	21,75	0	0	53,75	1,43	7,17	100

Примітка: Fe_2O_3 — сумарне залізо у формі Fe_2O_3; зразки: 14 — акміт бурий, голчастий з акміт-амфіболового метасоматиту по діопсидових кварцитах, гор. 1145 м, св. 12 796, гл. 222 м; 15—19 — акміт порфіробластовий, бурий, червоно-бурий із зонального акміт-рибекітового метасоматиту по діопсидових кварцитах другого кварцитового горизонту, гор. 965 м; 20, 21 — акміт бурий волокнистий з акміт-амфіболового метасоматиту по кварцитах першого кварцитового горизонту, гор. 895 м; 22—24 — акміт бурий дрібнозернистий волокнистий з акміт-амфіболових метасоматитів по діопсидових кварцитах першого доломітового горизонту, гор. 755 м; 25, 26 — акміт бурий волокнистий з акміт-амфіболових метасоматитів по діопсидових кварцитах першого кварцитового горизонту, св. 24 720, гл. 733—738 м; 27—29 — акміт бурий до темно-червоного з акміт-карбонатних метасоматитів по доломітах першого доломітового горизонту, гор. 895 м; 30—32 — акміт червоно-бурий порфіробластичний з карбонат-акмітового метасоматиту по доломітах третього доломітового горизонту, гор. 965 м; 33 — акміт буро-червоний з акміт-амфіболового метасоматиту по доломітах першого доломітового горизонту; гор. 755 м, св. 9241, гл. 28,8 м; 34—36 — акміт бурувато-червоний порфіробластичний з амфібол-альбіт-акмітового метасоматиту по доломітах другого доломітового горизонту, гор. 545 м, св. 9321, гл. 20,9 м; 37 — егірин зелений з рибекіт-егіринового альбіту по сланцях актинолітового горизонту (K_3), гор. 895 м, св. 9345, гл. 18,0 м; 38 — акміт бурий, червоно-бурий порфіробластовий з рибекіт-егіринового метасоматиту по сланцях актинолітового горизонту, св. 9345, гл. 10,6 м.

Таблиця 2.33. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу амфіболів з лужних натрієвих метасоматитів по породах гданцівської світи криворізької серії (Жовторіченське ванадій-скандієве родовище)**

Номер зразка	Компонент										Сума
	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_5	
4	0,71	0	12,78	23,4	1	0,16	—	57,24	0	0,11	95,4
6	9,11	0,21	0,58	13,28	18,72	0,11	0,32	56,11	0,37	0,11	98,92
7	1,55	0	13,29	24,43	0,47	0,09	0,48	58	0	0,22	98,52
8	3,75	0,27	6,74	16,82	8,4	0,02	0,4	56,39	0,76	1,25	94,8
9	0,12	0	13,06	21,98	1,59	0,2	—	57,5	0,06	0	94,51
12	7,16	0,06	0,96	15,11	10,71	0,05	0,4	54,61	0,29	3,36	92,71
15	8,51	0,14	0,93	15,99	10,84	0,09	0,08	56,52	0,8	2,12	96,03
16	8,62	0,18	1,07	16,2	11,95	0,08	—	58,26	0,17	1,38	97,9
21	8,5	0,18	0,97	18,67	10,29	0,35	0,13	59,65	0,5	0,71	99,95
22	6,97	0,22	0,84	16,31	7,45	0,13	0,35	49,85	0,14	0,36	82,63
23	6,92	0,72	0,84	18,89	11,51	0	0	59,47	0,14	1,52	100,01
24	7,21	0,35	1,35	15,71	15,07	0	0	58,75	0,17	1,34	99,95
25	7,75	0	0,79	2,11	35,23	0	0	54,71	0	0	100,59
31	8,08	0,05	0,06	8,74	19,72	0	2,63	57,09	0	0,16	96,52
32	8,17	0,25	0,11	9,08	22,57	0,06	0	54,18	0,27	0,62	95,32
33	8,19	0,09	0,05	8,9	23,44	0,06	0,57	55,31	0,56	0,73	97,89
34	7,73	0	0,14	7,9	25,59	0,07	0,97	54,31	0,4	0,15	97,26
36	0	0	11,93	18,69	7,59	0,09	0,33	54,92	0,07	0	93,63
37	7,9	0,09	0,37	9,21	17,73	0,01	0	52,76	1,56	1,6	91,24
38	0,62	0	11,99	19,33	6,69	0	1,62	54,5	0	0,18	94,92
39	8,94	0,16	0,2	11,65	20,11	0,54	0,46	56,03	0,47	0,63	99,19
40	6,41	0,15	0,18	11,32	19,12	0,32	0,16	55	1	0,36	94,03
41	0	0,08	12,22	23,02	1,48	0,03	1,35	57,22	0,03	0	95,43
42	6,93	0,05	0,61	17,72	10,29	0	0	57,45	0,48	0,57	94,1
43	0,57	0,11	12,78	23,8	1,55	0	0,45	57,31	0,14	0,12	96,82
44	0,05	0,03	11,83	18,94	7,14	0,14	0,48	55,27	0,04	0,05	93,97
45	6,64	0,13	0,49	7,56	22,88	0,1	0	58,11	0,41	0,08	91,4
48	1,08	0,21	11,06	17,4	9,81	0,19	4,2	53,41	0,01	0,05	97,42
49	0	0	12,62	21,92	3,41	0,32	0,12	57,76	0,07	0	96,22
52	0	0,07	11,99	22,7	2,18	0,24	0,28	57,01	0,06	0	94,54
53	8,33	0,14	1,06	10,92	14,47	0,04	3,74	59,79	0,07	0,23	98,78
54	5,58	0	1,71	13,18	16,21	0,08	0,23	55,42	0,1	0,06	92,56
56	0	0,11	12,26	19,09	8,02	0,2	2,29	54,62	0,1	0	96,69
57	2,54	0,13	9,48	21,52	5,41	0,27	0	59,66	0,36	0,65	100,02
58	6,23	0,13	0,51	16,44	13,94	0,03	0	61,37	0,45	0,91	99,98
59	0,92	0,21	10,81	22,29	4,89	0,07	0	59,83	0,24	0,74	100
60	0,48	0,25	13,08	22,84	3,24	0	0	59,69	0,14	0,31	100,03
61	0,18	0,33	13,08	23,32	1,33	0,24	0,33	59,11	0,15	0,15	98,22
64	0	0,11	12,91	22,01	1,06	0	1,33	56,02	0,12	0,03	93,6
69	0,91	0,25	10,83	17,03	7,97	0,14	0,74	56,45	0,12	0,1	94,53

Примітка: Fe_2O_3 — сумарне залізо у формі Fe_2O_3; зразки: 4 — актиноліто-тремоліт блідо-зеленуватий, волокнистий, облугований із тремоліт-карбонатних з рибекітом метасоматитів по кварцитах діопсидових третього кварцитового горизонту, гор. 1445 м, вісь 70; 6, 7 — неповні псевдоморфози забарвлених амфіболів по тремоліту з акміт-амфіболових метасоматитів у зонах брекчування доломітів третього доломітового горизонту, гор. 1445 м, вісь 70; 8, 9 — актиноліт облугований, зеленувато-синій, волокнистий і тремоліто-актиноліт, блідо-зелений, призматичний з акміт-амфіболових прожилкових метасоматитів по доломітах першого доломітового горизонту, гор. 1445 м, вісь 70; 12, 15, 16 — магнезіорибекіти зеленувато-сині, во-

локнисті з акміт-карбонатних зональних метасоматитів по кварцитах діопсидових другого кварцитового горизонту, гор. 965 м, вісь 126; 21, 22 — магнезіорибекіти волокнисті, сині з акміт-амфібол-карбонатних метасоматитів по доломітах першого доломітового горизонту, гор. 895 м, вісь 112; 23 — магнезіорибекіт синій, голчастий з акміт-амфібол-карбонатних метасоматитів по доломітах першого доломітового горизонту, гор. 895 м, вісь 106; 24 — магнезіорибекіт синій, голчастий з альбітиту рибекіт-акмітового по сланцю актинолітовому, гор. 895 м, вісь 106; 25 — лужний амфібол синій, волокнистий з акміт-амфіболового метасоматиту по доломітах другого доломітового горизонту, гор. 895 м, вісь 94; 36—38 — неповні псевдоморфози забарвлених амфіболів по тремоліту з акміт-амфіболових метасоматитів із псевдоморфозами акміту по амфіболах в доломітах першого доломітового горизонту, гор. 755 м, вісь 134; 39 — лужний амфібол радіально-променистий, бурувато-синій з альбітитів рибекітових у зоні контакту актинолітових сланців і доломітів другого доломітового горизонту, гор. 755 м, вісь 134; 40 — неповні псевдоморфози забарвлених амфіболів по тремоліту, там само; 41—43 — неповні псевдоморфози забарвлених амфіболів по тремоліту з акміт-амфіболових метасоматитів по доломітах другого доломітового горизонту, гор. 755 м, вісь 134; 44, 45 — псевдоморфози рибекіту по актиноліту з альбітит-амфіболового метасоматиту по кварцитах діопсидових, гор. 755 м, вісь 134; 47 — актиноліт зелений із синюватим відтінком, призматичний, облугований з альбітиту амфіболового з апатитом по смугастих доломітах другого доломітового горизонту, гор. 755 м, вісь 138; 49 — тремоліто-актинолит, блідо-зелений, призматичний з карбонат-апатит-амфіболових метасоматитів по кварцитах першого кварцитового горизонту, гор. 755 м, вісь 138; 52 — актиноліто-тремоліт, призматичний безбарвний із метасоматитів амфібол-тальк-апатитових з акмітом, там само; 53—56 — псевдоморфози лужного амфіболу по тремоліту з альбіт-апатит-амфіболових метасоматитів по кварцитах діопсидових першого кварцитового горизонту, гор. 755 м, вісь 138; 57 — актиноліто-тремоліт блідо-зеленуватий, волокнистий, облугований з акміт-альбіт-амфіболових метасоматитів по доломітах другого доломітового горизонту, гор. 545 м, вісь 90; 58—60 — неповні псевдоморфози забарвлених амфіболів по тремоліту з акміт-апатит-амфіболових метасоматитів по доломітах другого доломітового горизонту, гор. 545 м, вісь 94; 61 — актиноліто-тремоліт блідо-зеленуватий, волокнистий з амфібол-карбонатних метасоматитів з акмітом по кварцитах діопсидових першого кварцитового горизонту, гор. 545 м, вісь 94; 64 — тремоліт білий, таблитчастий з локальних тальк-тремолітових метасоматитів по доломітах, гор. 755 м, вісь 94; 69 — актиноліт блідо-зеленувато-синій, волокнистий, облугований з облугованих актинолітових сланців.

Таблиця 2.34. **Результати локального рентгеноспектрального вивчення складу тальку, карбонатів й альбіту з лужних натрієвих метасоматитів по породах гданцівської світи Жовторіченського ванадій-скандієвого родовища**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,81	0,73	0,82	0,08	11,22
K_2O	1,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	0,15	96,78	55,76	57,66	96,30	53,00	96,65	0,04
MgO	32,42	0,82	40,72	39,98	0,20	37,04	1,21	0,00
FeO	0,87	0,35	1,68	1,25	1,62	3,77	0,26	0,07
MnO	0,03	2,05	0,64	0,08	0,77	0,80	0,72	0,01
Al_2O_3	2,77	0,00	0,47	0,00	0,00	0,26	0,08	19,22
SiO_2	62,24	0,00	0,70	0,06	0,24	3,14	1,01	69,24
TiO_2	0,18	0,00	0,00	0,15	0,02	0,27	0,00	0,00
V_2O_5	0,00	0,00	0,03	0,02	0,12	0,00	0,89	0,16
Сума	100	100	100	100,01	100	99,1	100,9	100,01

Примітка: FeO — сумарне залізо у формі FeO; зразки: 1—3 — тальк, кальцит і доломіт із ясно-зеленого кварц-тальк-карбонат-тремолітового метасоматиту по кварцитах; 4, 5 — доломіт і кальцит з карбонат-амфібол-акмітових метасоматитів по доломітах; 6, 7 — те саме по діопсидових кварцитах; 8 — альбіт з альбіт-амфіболових метасоматитів з апатитом по кварцитах.

Звернімо увагу на те, що характерною рисою ванадійвмісного бурого акміту є значущий вміст магнію (MgO до декількох відсотків), тоді як у зеленому егірині по породах середньої світи вміст MgO не перевищує межу виявлення методом локального рентгеноспектрального аналізу.

Оцінка температури формування лужних натрієвих метасоматитів по кременисто-карбонатних породам Жовторіченського родовища показала, що вони є регресивними новоутвореннями відносно незмінених метаморфічних порід. Так, температура метаморфізму вмісних біотит-гранатових сланців гданцівської світи, яка розрахована за хімічним складом співіснуючих гранату і біотиту, перевищує 600 °С, а температура утворення незмінених діопсидових кварцитів (мінеральна асоціація кварц + діопсид ± тремоліт) наближається до 600 °С (амфіболітова фація метаморфізму). За метасоматичного перетворення діопсид-кварцова асоціація заміщується (див. табл. 2.30) на тремоліт-кварц-доломітову (температура нижча за 500 °С). Подальше заміщення тремоліту тальком і кальцитом відбувається за температури нижче 400—500 °С (для тиску 150 МПа і низької концентрації CO_2 у розчині). Ці оцінки відповідають значенням температури, які визначені за вмістом магнію в кальциті, співіснуючого з доломітом в проміжних і внутрішніх зонах лужних натрієвих метасоматитів, і укладаються у діапазон значень від 400—420 до 300 °С і нижче.

Розподіл рудних компонентів у вмісних породах та лужних натрієвих метасоматитах з комплексною рідкісноземельно-скандій-ванадій-урановою мінералізацією в кременисто-карбонатних товщах Жовторіченського родовища. У незмінених метаморфічних породах верхньої світи вміст скандію, ванадію та урану, які є головними рудними компонентами Жовторіченського ванадій-скандієвого родовища, не перевищує 50—60 г/т (табл. 2.35). Винятком є тільки біотитвмісні сланці, в яких концентрація ванадію досягає перших сотень грамів на тонну породи.

У колонках I, II на рис. 2.17 показано відповідно літологічний склад вихідних метаморфічних порід і накладені мінеральні асоціації лужних натрієвих метасоматитів. Співвідношення заштрихованої й незаштрихованої площ в колонці II характеризує ступінь метасоматичного заміщення вихідних порід, а співвідношення площ із різним штрихуванням вказує на співвідношення різних мінеральних типів метасоматитів у межах деякого інтервалу перетинання рудної зони.

Таблиця 2.35. **Вміст урану ванадію, скандію (г/т) в основних типах незмінених порід гданцівської світи (K_3) Жовторіченського родовища**

Порода	U	V	Sc
Сланці біотит-кварцові, гранатвмісні	1,2—8,4	50—200	8—20
Сланці біотит-кварцові, гранатвмісні, із сульфідами (пірит)	2,0—13,0	100—300	10—40
Сланці кварц-епідот-магнетит-актинолітові	1—6	10—60	4—10
Кварцити (діопсидові, мономінеральні)	1—6	10—60	1—8
Доломіти (мономінеральні і графітовмісні смугасті) із сульфідами (пірит)	0,9—5,0	10—50	1—10

Розподіл елементів у рудоносних метасоматичних зонах вкрай нерівномірний й визначається ступенем метасоматичного заміщення вихідних порід (рис. 2.17). Зокрема, збільшення концентрацій урану, скандію й ванадію тяжіє виключно до інтервалів метасоматично змінених порід. Важливо зазначити, що рудні концентрації ванадію і скандію відповідають інтервалам, де спостерігається майже повне заміщення вихідних порід метасоматичними мінералами, причому лужні піроксени й лужні амфіболи складають значну частину метасоматичних новоутворень. Концентрації скандію і ванадію прямо корелюють із вмістом стронцію, який збільшується в рудних інтервалах, максимальний вміст зафіксовано в породах, збагачених метасоматичним карбонатом. Водночас видно, що максимуми концентрації урану і максимуми концентрацій стронцію, скандію й ванадію займають різне положення у рудоносних метасоматичних зонах.

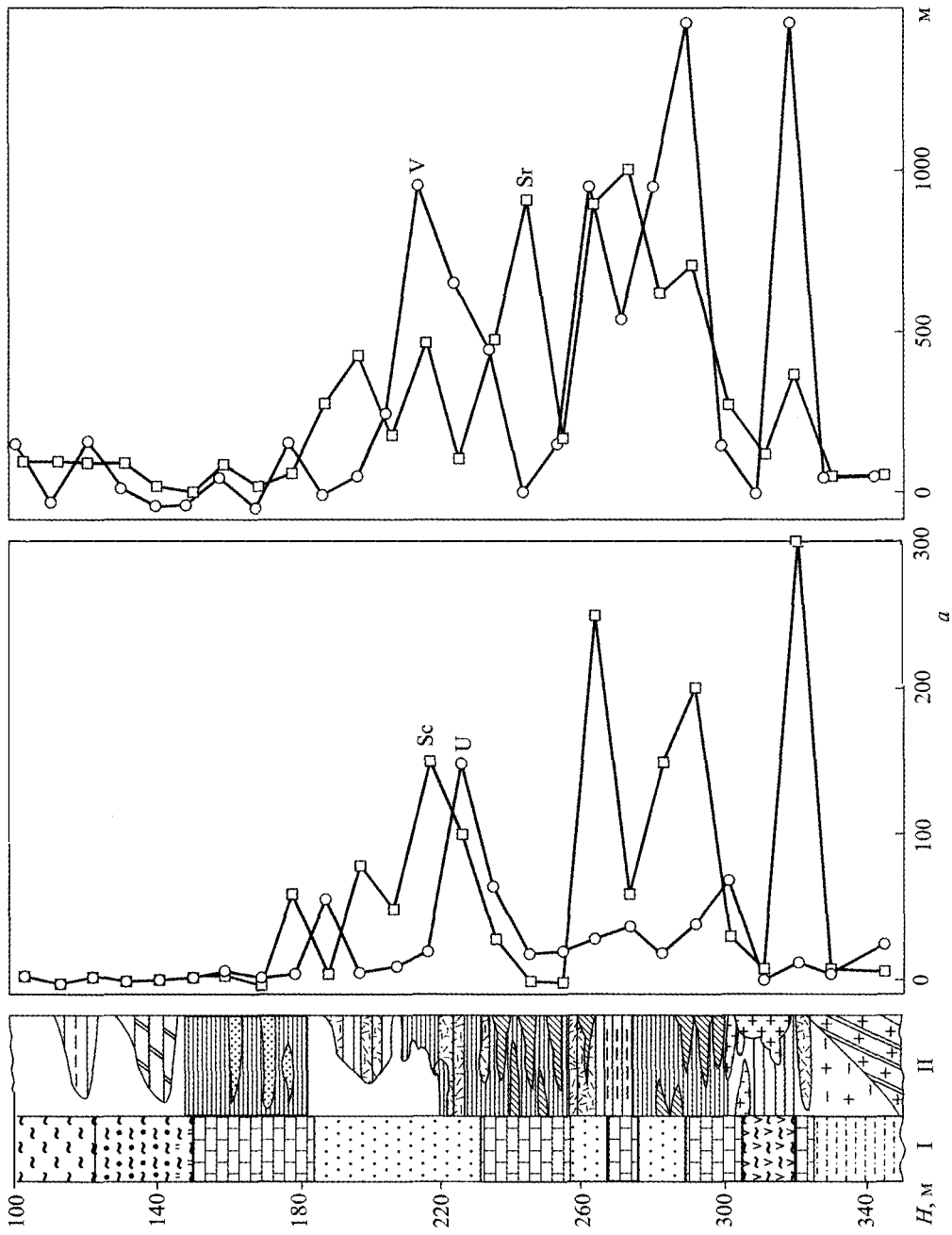
Високі концентрації урану приурочені переважно до мінеральних асоціацій за участю кальцієвих амфіболів, їх облугованих різновидів і рибекітів, тобто до парагенезисів, які відповідають проміжним метасоматичним зонам.

У масштабі рудоносних метасоматичних зон підвищені концентрації урану тяжіють до периферії, тоді як максимуми вмісту скандію й ванадію приурочені до центральних ділянок метасоматичних ореолів (рис. 2.17). Зазначені закономірності вказують на те, що ванадій і уран мають різні мінеральні форми, які розрізняються умовами кристалізації в процесі лужного натрієвого метасоматозу. Відповідно, два типи руд, виділені на Жовторіченському ванадій-скандієвому родовищі [117], відображують відмінності в мінеральних формах урану й ванадію.

Просторова роз'єднаність уран-рідкіснометалевої і ванадій-скандієвої мінералізації проявляється на різних рівнях — від рудоносних метасоматичних зон (2.17) до одиничних метасоматичних тіл розміром від 10—15 см (рис. 2.18) до перших метрів. У метасоматичному ореолі по діопсидових кварцитах (рис. 2.18, *А*) найбільш змінена порода представлена акміт-карбонатним метасоматитом (зона IV), у якому вміст новоутворених мінералів сягає 100 % об'єму породи. Ця зона характеризується рудними концентраціями ванадію та скандію. У напрямку до вихідної породи кількість лужного піроксену зменшується за рахунок лужних амфіболів, кількість яких зростає, аж до утворення повнопроявленого рибекіт-карбонатного метасоматиту (зона III), що також містить рудні концентрації ванадію. Обидві зони IV і III містять убогу малакон-апатитову мінералізацію, максимум якої припадає на ділянку поступового переходу від рибекіт-карбонатного до актиноліт-карбонатного метасоматиту (зона II, малакон-апатитова руда). У зоні II підвищені концентрації ванадію не досягають рудних значень.

Подібні закономірності проявляються і у локальному метасоматичному тілі на межі доломітів і діопсидових кварцитів (рис. 2.18, *Б*) — рідкіснометалеві малакон-апатитові руди являють собою тремоліт-карбонатний метасоматит із реліктовим кварцом і діопсидом (зона IV), а ванадій-скандієві руди складені акмітом, лужним амфіболом, карбонатом й альбітом (зони I і II).

Узагальнені результати дослідження вмісту рудних компонентів у породоутворювальних та акцесорних мінералах метасоматичних ореолів, подібних до описаних вище (рис. 2.18), наведено у табл. 2.36.


V
Sr
Sc
U
0
500
1000
м
0
100
200
300
a
I
II
100
140
180
220
260
300
340
H, м

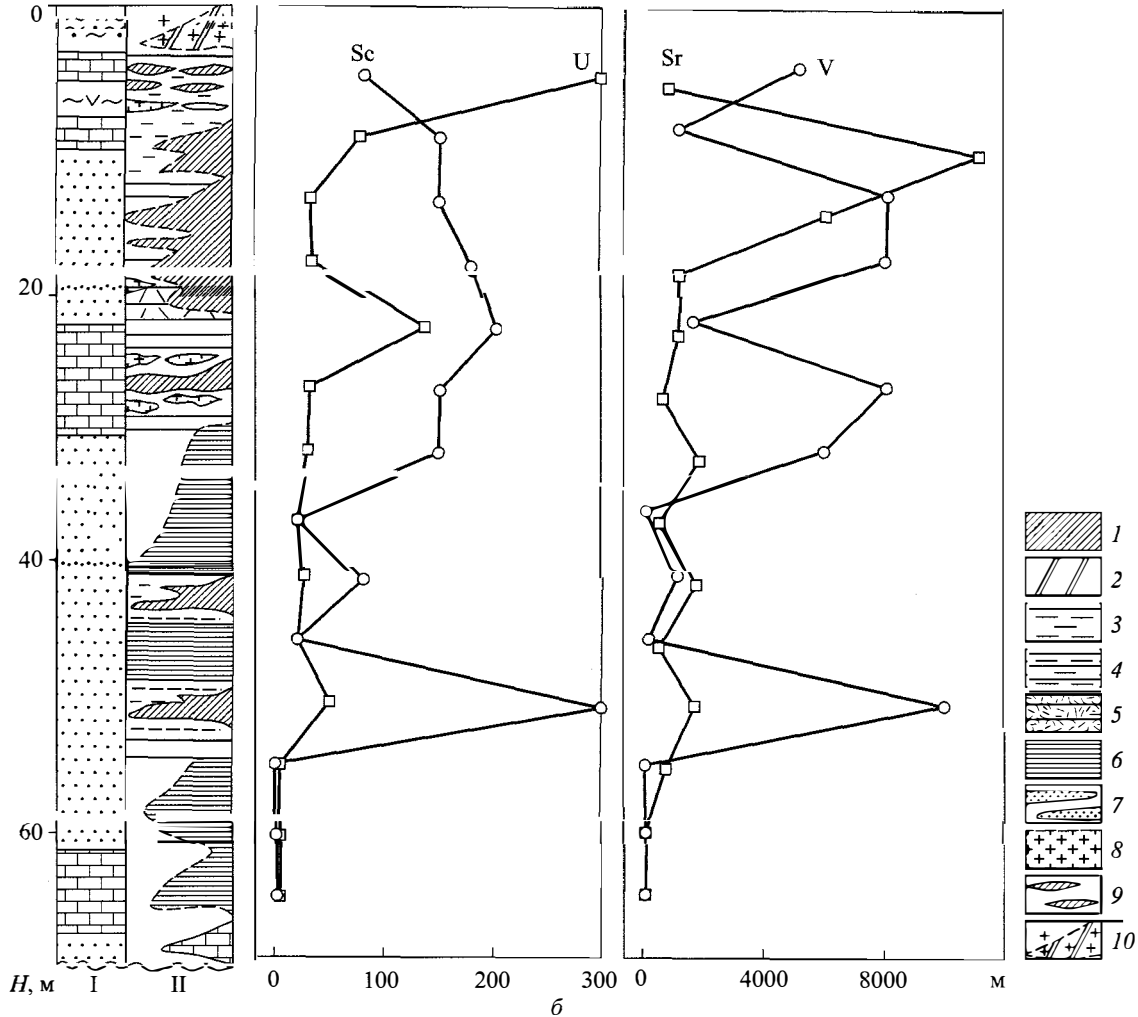


Рис. 2.17. Розподіл ванадію, урану, скандію і стронцію у тілах рудоносних метасоматитів Жовторіченського родовища:

а — горизонт 1445 м; *б* — горизонт 965 м; *1* — егірин-акміт; *2* — егірин зелений; *3* — рибекіт; *4* — тремоліт рибекітизований; *5* — актиноліт; *6* — тремоліт; *7* — тальк; *8* — альбіт; *9* — апатит; *10* — альбітити саксаганської світи; I — вихідні породи (див. рис. 2.12); II — мінеральні асоціації лужних натрієвих метасоматитів гданцівської світи

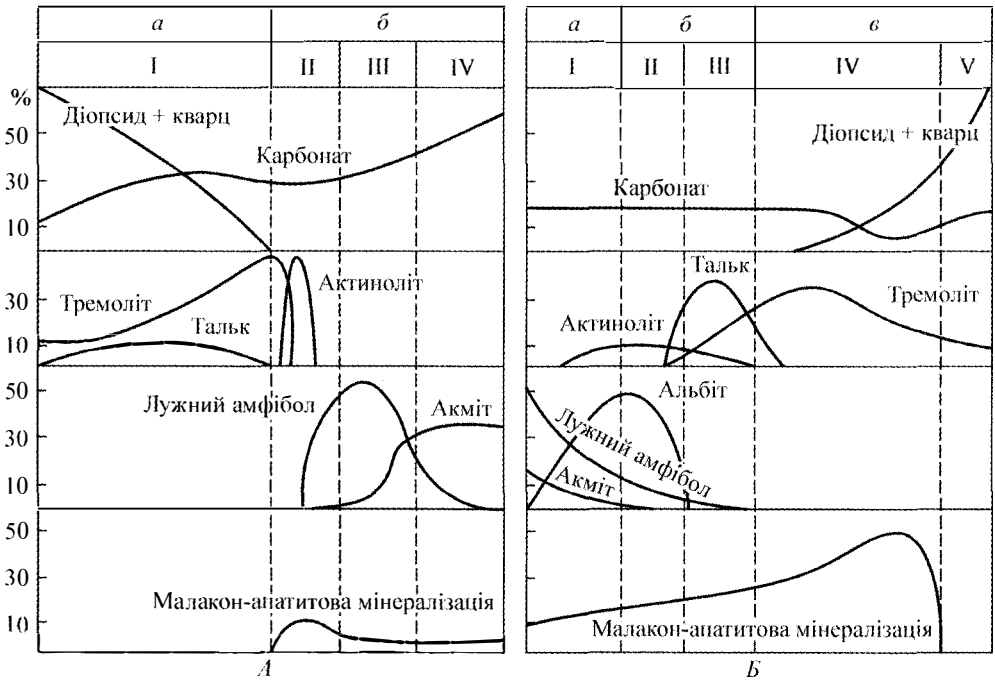


Рис. 2.18. Мінеральний склад локальних метасоматичних тіл по породах гданцівської світи (розмір по горизонталі 10—15 см):

А — зональний метасоматит по діопсидових кварцитах: *а* — неповнозаміщена порода; *б* — повнозаміщений метасоматит; I — безрудні метасоматично змінені (тальк-тремоліт-карбонатні) діопсидові кварцити; II — карбонат-амфіболові метасоматити з малакон-апатитовою гніздоподібною і прожилковою мінералізацією; III — слаборудні акміт-карбонат-амфіболові метасоматити з розсіяною апатит-малаконовою мінералізацією; IV — рудні ванадій-скандієві акміт-карбонатні метасоматити; *Б* — метасоматит на межі доломітів і кварцитів: *а* — метасоматити по доломітах; *б* — метасоматити на межі доломітів і кварцитів; *в* — метасоматично змінений кварцит; I — апатит-альбіт-акміт-амфіболові метасоматити з комплексним ванадій-скандієвим і рідкіснометалевим (апатит-малаконовим) зруденінням; II — акміт-амфібол-апатит-альбітові метасоматити з ванадій-скандієвим і рідкіснометалевим зруденінням; III, IV — апатит-малаконові руди (III — карбонат-амфібол-апатит-тальковий метасоматит, IV — амфібол-карбонат-апатитовий метасоматит); V — безрудний тремоліт-карбонатний, метасоматично змінений діопсидовий кварцит

Таблиця 2.36. **Середній вміст елементів (г/т) у породоутворювальних мінералах, апатиті й цирконі (малаконі) лужних натрієвих метасоматитів гданцівської світи, за даними кількісного спектрального, локального рентгеноспектрального і рентгенофлюоресцентного аналізів**

Мінерал	Sc	V	U	ΣTR+Y	Zr	Hf
Акміт	800	26000	80	150	11830	800
Лужні амфіболи	30	9800	90	230	2760	300
Актиноліти облуговані	15	400	70	110	610	50
Тремоліти	10	50	15	70	100	
Альбіт	10	40	160	800	510	5
Апатит	10	20	760	1740	640	100
Циркон	20	300	920	3300	71750	1000

Дані щодо вмісту ванадію в індивідуальних зернах метасоматичних піроксенів і амфіболів наведено в табл. 2.32, 2.33. У метасоматичному акміті (див. табл. 2.32), що розвивається по породах гданцівської світи, вміст V_2O_5, переважно становить 3—6 %, змінюючись від часток відсотка до 9 %. Концентрація V_2O_5 у лужних амфіболах (див. табл. 2.33) помітно нижча — від сотих часток відсотка до 3—4 % (здебільшого від 0,1 до 1 %). Збільшення вмісту V_2O_5 у метасоматичних мінералах з ростом концентрації в них натрію демонструє рис. 2.19, на якому винесені результати вивчення хімічного складу мінералів (див. табл. 2.32—2.34) для одиничних тіл лужних натрієвих метасоматитів по породах різного складу.

Нульовим і низьким (нижче 1 %) концентраціям Na_2O відповідають мінерали незмінених порід (діопсид, актиноліт метаморфічних сланців) або метасоматитів крайових зон (тремоліт, актиноліт). Вміст ванадію в цих мінералах не перевищує межу виявлення методом локального рентгеноспектрального аналізу. Тільки в метасоматичних актинолітах і їх слабооблуговання різновидах зафіксовано вміст V_2O_5 понад соті і перші десяті відсотка. Високі концентрації ванадію (понад 1 %) визначено лише в мінералах, що містять понад 5 % Na_2O — лужних амфіболах і акміті. Зауважимо, що ванадійвмісні рибекіти за макроскопічними та оптичними характеристиками не відрізняються від безванадієвих різновидів (наприклад, від лужних амфіболів рибекітитів по залізисто-кременистих породах саксаганської світи). Разом з тим лужний піроксен (акміт), що містить ванадій, на відміну від звичайних зелених егіринів, має бурувато-коричневе забарвлення, інтенсивність якого корелює із вмістом ванадію в мінералі. Так, буруватий відтінок мають зелені егірини, у яких ванадій виявляється локальним рентгеноспек-

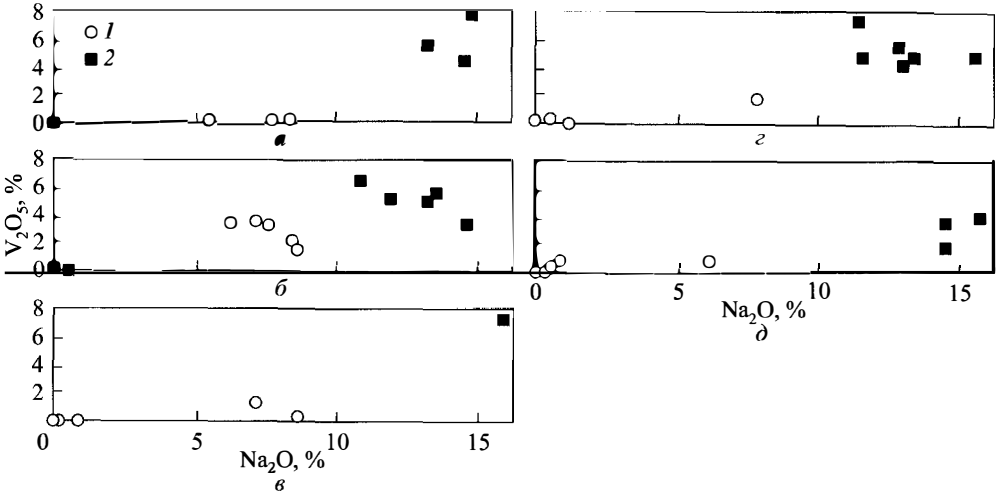


Рис. 2.19. Співвідношення концентрацій Na_2O та V_2O_5 в амфіболах (*1*) і піроксенах (*2*) лужних натрієвих метасоматитів по різних породах гданцівської світи криворізької серії. Пояснення у тексті.

Горизонти: *а* — 1-й кварцитовий, *б* — 2-й кварцитовий, *в* — актинолітовий, *г* — 1-й доломітовий, *д* — 2-й доломітовий

тральним методом, а акміти, що містять понад 5 % V_2O_5, характеризуються виразним густим коричневим забарвленням.

Отже, згідно з даними табл. 2.32, 2.33, 2.36, мінералами-концентраторами урану і РЗЕ в уран-рідкіснометалевому типі руд є акцесорні мінерали — малакон і апатит, тоді як ванадій і скандій концентруються в породоутворювальних метасоматичних мінералах — лужних амфіболах і піроксенах.

Умови формування комплексної рудної мінералізації у лужних натрієвих метасоматитах УЩ. Для аналізу поведінки рудних компонентів у процесі лужного натрієвого метасоматозу слід виходити з того, що три розглянуті вище групи метасоматичних порід належать до єдиної формації і, ймовірно, мають одну генетичну природу. Це, зокрема, засвідчують факти, розглянуті нижче.

Ізотопний вік альбітитів Кіровоградського урановорудного району, а також лужних натрієвих метасоматитів Північного Криворіжжя (як по залізисто-кременистих породах середньої світи, так і по кременисто-карбонатних породах верхньої світи) становить 1,8 млрд років [23, 121, 122], що на 200 млн років менший за вік вмісних гранітів і більш ніж на 500 млн років — за вік вмісних метаморфічних порід.

Розглянуті групи метасоматитів мають загальні риси хімічного і мінерального складу. Найхарактернішою їх особливістю є те, що внутрішні зони метасоматитів складені породами з високим вмістом натрію. Типоморфними мінералами цих порід є лужні амфіболи і лужні піроксени, а також альбіт для глиноземовмісних вихідних порід.

Метасоматична зональність лужних натрієвих метасоматитів чітко проявляється за умов заміщення однорідних порід, наприклад гранітів [107]. Залежно від температурних умов метасоматичного процесу і складу вихідних порід можуть формуватися метасоматичні колонки різної будови. Однак в усіх випадках зберігаються загальні закономірності горизонтальної зональності, які полягають у тому, що центральні зони складені мінеральними парагенезисами з високим вмістом натрію; кварц і калієві силікати (КПШ, біотит) стійкі тільки в проміжних зонах, а кальційвмісні плагіоклази зберігаються лише за межами метасоматичних ореолів.

Температурні умови утворення всіх розглянутих вище груп лужних натрієвих метасоматитів укладаються в широкий діапазон від 300—350 до 500—550 °С [23, 104, 107, 120, 123]. Мінеральні парагенезиси лужних натрієвих метасоматитів утворилися за температури, яка на кілька сотень градусів нижча від температури утворення вмісних гранітоїдних і метаморфічних порід. Проте з урахуванням різниці часу утворення (не менш як 200 млн років) гранітів і метасоматитів вмісні породи мали температуру, нижчу за температуру гідротермального розчину. Тому внутрішні частини тіл лужних натрієвих метасоматитів, як правило, складені більш високотемпературними парагенезисами, ніж зовнішні. Найбільш високотемпературні фації цих метасоматитів формувалися за температури понад 550 °С [23], що наближається до температури існування флюїдонасичених гранітних розплавів. Найбільш низькотемпературні парагенезиси зовнішніх зон у тілах зазначених порід відповідають температурам 300—350 °С, а мінеральні асоціації постальбітитової стадії — температурам 250—300 °С [23]. Ці міні-

мальні температури, очевидно, наближаються до температури вмісних порід. Остигання розчинів унаслідок їх взаємодії з вмісними породами є головною причиною формування вертикальної зональності [104, 107], що проявляється як у масштабі окремих метасоматичних тіл, так і в межах поширення лужних натрієвих метасоматитів у цілому [23].

У досліджуваних метасоматитах виявлені дві головні стадії мінералоутворення. На першій — альбітитовій [108], або ранній силікатній [116], формувалися зональні тіла власне лужних натрієвих метасоматитів (типоморфні мінерали — лужні амфіболи й лужні піроксени, а також альбіт). Мінеральні асоціації другої стадії — постальбітитової [108], або залізо-карбонатної [23, 116], є пізнішими, низькотемпературними й виявлені локально у внутрішніх частинах метасоматичних тіл, що утворилися на першій (альбітитовій) стадії. Виходячи з аналізу наявних даних, масштаб прояву й мінеральні асоціації другої стадії значною мірою визначаються складом вмісних порід. Так, в апогранітоїдних альбітитах постальбітитові асоціації представлені флогопітом (або магнезіальним хлоритом), карбонатами й гематитом, які накладаються на катаклазовані рибекіт-егірин-альбітові породи. При цьому частка постальбітитових новоутворень рідко перевищує перші десятки відсотків. У лужних натрієвих метасоматитах по залізо-кременистих породах продуктами залізо-карбонатної стадії є карбонати (доломіт, сидероплезит, мізит та ін.) і оксиди тривалентного заліза (мартит, гематит), які іноді повністю заміщують лужні силікати попередньої стадії. У метасоматитах по кременисто-карбонатних породах верхньої світи накладені на лужні силікати новоутворення представлені лише декількома генераціями пізнішого карбонату. Обидві стадії супроводжуються привнесенням урану, причому на пізнішій стадії відбувається істотне концентрування урану з утворенням контрастніших і багатих руд.

Склад гідротермального розчину, що викликав утворення лужних натрієвих метасоматитів, характеризується загальними для всіх розглянутих груп метасоматичних порід рисами. Розчини ранньої (альбітитової, або ранньої силікатної) стадії були лужними, істотно натрієвими за низької концентрації калію й розчиненого CO_2. Концентрація розчиненого кремнію в цих розчинах не досягала значень, що відповідають насиченню за кварцом, однак перевищувала концентрації, за яких утворюються фельдшпатоїди та інші недонасичені кремнекислотою силікати натрію. Найяскравішою рисою хімічного складу розчинів другої (постальбітитової/залізо-карбонатної) стадії є висока концентрація CO_2. Ці розчини характеризувалися близьконейтральними значеннями pH, низькою концентрацією натрію, а також підвищеними концентраціями тих елементів, які переходили в розчин із вмісних порід унаслідок їх метасоматичного заміщення на ранній стадії мінералоутворення. Для гранітів такими елементами є калій, кремній, магній, алюміній, кальцій й, можливо, залізо; для залізисто-кременистих порід — залізо й магній, а також кальцій і кремній. Внаслідок метасоматичного заміщення доломітів і кварцитів (зокрема діопсидових) верхньої світи у розчин переходили, головним чином, магній і кальцій. Гідротермальні розчини обох стадій були окисними — потенціал кисню в них перевищував значення, які відповідають рівновазі між магнетитом і гематитом.

Важливою загальною характеристикою лужних натрієвих метасоматитів у цілому є їх рудна спеціалізація на уран [23, 94, 95, 97] і накопичення на геохімічному рівні малих і розсіяних елементів — цирконію, радіогенного свинцю, а також берилію, РЗЕ і титану. Серед елементів супутників урану на родовищах натрій-уранової формації особливе місце займає ванадій [75, 98 та ін.].

Головні геохімічні риси ванадію в лужних натрієвих метасоматитах, які виявлені на підставі наявних даних [75, 98 та ін.], полягають у такому.

В усіх випадках перші ознаки метасоматичного заміщення вихідних порід (збільшення вмісту натрію в породі, облуговування первинних мінералів та ін.) супроводжуються збільшенням вмісту ванадію.

У напрямку від периферії до центру метасоматичних ореолів й окремих метасоматичних тіл вміст ванадію зростає, позитивно корелюючи з вмістом урану і натрію в ураноносних лужних натрієвих метасоматитах незалежно від складу вихідних порід. Первинні геохімічні ореоли урану й ванадію практично завжди збігаються й не виходять за межі порід, порушених лужним натрієвим метасоматозом.

Загальний рівень концентрацій ванадію у повнопроявлених метасоматитах (центральні зони метасоматичних ореолів) залежить від складу заміщуваних порід. В апогранітоїдних альбітитах вміст ванадію рідко перевищує перші сотні грамів на тонну. В егіринових і рибекітових метасоматитах по залізисто-кременистих породах концентрація ванадію сягає 1000—2000 г/т. Повнопроявлені акміт-рибекіт-карбонатні метасоматити по кременисто-карбонатних породах верхньої світи є промисловими ванадій-скандієвими рудами, у яких концентрація ванадію подекуди перевищує 5000—7000 г/т.

Співвідношення концентрацій урану й ванадію (U/V) у повнопроявлених метасоматитах також залежить від складу вихідних порід. В альбітитах вміст урану вище, ніж ванадію, в рази, а іноді на 1—2 порядки. У метасоматитах по породах середньої світи, не порушених процесами накладеної залізо-карбонатної стадії, ванадій й уран містяться у порівнянних кількостях, а співвідношення U/V може змінюватися на користь як одного, так й іншого елемента. У метасоматитах по кременисто-карбонатних породах ванадій помітно переважає над ураном.

Накладені процеси постальбітитової (залізо-карбонатної) стадії приводять до зростання вмісту не тільки урану, а й ванадію, однак залежність величини U/V від складу вихідних порід у цілому має ту саму тенденцію, що й для метасоматичних порід, які не зазнали накладених мінералоутворень. Гематит-карбонат-флогопітові альбітити Кіровоградського уранорудного району є високоякісними руднами, а вміст ванадію в них, за наявними даними, не перевищує 500—600 г/т. Разом з тим залізо-карбонатні метасоматити у залізисто-кременистих породах в окремих випадках можна розглядати як комплексні ванадій-уранові руди.

Незважаючи на подібні риси геохімії урану й ванадію в лужних натрієвих метасоматитах, ці два елементи принципово розрізняються мінеральними формами знаходження в породах. Уран утворює переважно власні мінерали (уранініт, бранерит, ненадкевіт, кофініт та ін. [23]), тоді як ванадій входить до складу породоутворювальних мінералів як ізоморфний компонент.

Мінералом-концентратором ванадію в незмінених гранітах і гнейсах є біотит, а також інші залізо-магнезіальні силікати — гранат, амфіболи і піроксени у відповідних різновидах алюмосилікатних порід. У незмінених амфіболових сланцях і залізистих кварцитах саксаганської світи за загальної низької концентрації в породах ванадій розподілений у залізовмісних мінералах — кумінгтоніті й магнетиті. У біотитвмісних сланцях середньої й верхньої світ ванадій концентрується в біотиті і, можливо, у гранаті (альмандині). Кварцити й доломіти верхньої світи практично позбавлені ванадію, і в цьому випадку можна говорити про розсіяний його стан у породі. У смугастих різновидах незмінених доломітів вміст ванадію трохи збільшується, що, очевидно, пов'язано з наявністю графіту й піриту в цих різновидах порід.

У метасоматично змінених породах ванадій концентрується у новостворених темноколірних мінералах — лужних амфіболах і піроксенах, а також у гранаті, діопсиді і актиноліті високотемпературних різновидів лужних натрієвих метасоматитів.

Піроксени в різних мінеральних типах лужних натрієвих метасоматитів характеризуються різним вмістом ванадію. У діопсидах (салітах) високотемпературних альбітитів концентрації не перевищують 0,1 % V_2O_5, причому вищі значення характерні для світло-зелених (облугованих) діопсидів порівняно з безбарвними салітами, у яких натрій відсутній. У зелених егіринах апогранітоїдних й апосланцевих альбітитів, а також егіринітів і рибекіт-егіринових метасоматитів по залізисто-кременистих породах вміст V_2O_5 становить перші десяті відсотка. Збільшення концентрацій до 1 % і вище супроводжується зміною забарвлення лужних піроксенів — від появи жовтувато-бурих відтінків у зелених егіринах до набуття виразних коричнево-бурих кольорів. Лужні піроксени від жовтувато-бурих до коричневих (акміти) складають центральні зони акміт-карбонатних метасоматитів по кременисто-карбонатних породах верхньої світи. Вміст V_2O_5 у піроксенах із цих порід змінюється від перших відсотків до 9 % (див. табл. 2.32), що помітно перевищує значення, наведені у літературних джерелах [124 та ін.]. У межах Жовторіченської синклінальної структури буруваті акміти трапляються також як другорядний мінерал (перші відсотки) ураноносних залізо-карбонатних метасоматитів по залізисто-кременистих породах саксаганської світи.

Аналогічні закономірності встановлено для метасоматичних амфіболів. Доволі низький вміст V_2O_5 характерний для кальцієвих різновидів амфіболів високотемпературних альбітитів (соті частки відсотка). Ті самі рівні концентрацій характерні для тремолітів крайових зон метасоматитів по породах верхньої світи, тоді як вміст ванадію в актинолітах цих метасоматитів становить десяті частки відсотка, а у облугованих різновидах досягає 1 % V_2O_5. У лужних амфіболах з апогранітоїдних альбітитів вміст V_2O_5 не перевищує десятих часток відсотка, з метасоматитів по породах середньої світи — досягає 1 %, а в рибекітах лужноамфібол-карбонатних метасоматитів — 3—4 %. За оптичними і макроскопічними ознаками високованадієві лужні амфіболи верхньої світи не відрізняються від рибекітів з метасоматитів по породах саксаганської світи й апогранітоїдних альбітитів, які містять набагато менше ванадію (див. табл. 2.21, 2.24, 2.33).

В альбітитах із накладеними мінеральними асоціаціями постальбітитової стадії підвищення загальної концентрації ванадію в породі, очевидно, слід пов'язувати з підвищеними концентраціями цього елемента в новоутворених флогопіті й гематиті. У залізо-карбонатних метасоматитах у породах середньої світи вміст ванадію доволі високий. На думку авторів праці [98], мінералами-концентраторами ванадію в цих породах є оксиди заліза (гематит, мартит, магнетит). Однак у метасоматитах зазначеного типу спостерігаються й зеленувато-бурі різновиди лужних піроксенів (акміти), вміст V_2O_5 у яких перевищує 1 % (див. табл. 2.23, зразки 6, 7). Отже, акміти метасоматитів слід розглядати як важливі мінерали-концентратори ванадію.

Геохімічний зв'язок ванадію з ураном у лужних натрієвих метасоматитах дає змогу припустити, що у фізико-хімічних умовах лужного натрієвого метасоматозу поведінка цих елементів подібна. На цей час виконано досить велику кількість досліджень, у яких експериментально [125—127] і за термодинамічними розрахунками [128] встановлено основні фізико-хімічні причини міграції й осадження урану в процесі формування родовищ натрій-уранової формації. Відповідно до сучасних уявлень, висока міграційна здатність урану в умовах лужного натрієвого метасоматозу забезпечується особливими властивостями гідротермальних розчинів, а саме — високим потенціалом кисню (поле стійкості гематиту), значеннями pH у діапазоні помірної лужності і наявністю в розчинах розчиненого CO_2. Взаємодія розчину з породою приводить до стрибкоподібної зміни фізико-хімічних властивостей гідротермального розчину на фронтах заміщення метасоматичних колонок [49]. У разі лужного натрієвого метасоматозу на альбітитовій (ранній силікатній) стадії утворення зональних метасоматичних тіл супроводжується зниженням потенціалу кисню, оскільки він витрачається на окиснювання двовалентного заліза мінералів вмісних порід, а також нейтралізацією (зниження pH) гідротермальних розчинів унаслідок перебігу мінеральних реакцій гідролізу, наприклад:

$$\text{Біотит} + Na^+ + O_2 \rightarrow \text{Рибекіт} + \text{Альбіт} + \text{Гематит} + K^+ + H^+,$$

$$\text{Гематит} + \text{Кварц} + Na^+ \rightarrow \text{Егірин} + H^+.$$

Зміна цих двох факторів спричинює істотне зниження розчинності й кристалізації мінералів урану. На цій першій стадії відбуваються також інші зміни складу розчину під час його взаємодії з вмісними породами. Так, взаємодія із гранітом викликає вилучення натрію із розчину (утворення альбіту і лужних темноколірних мінералів) і збагачення розчину кремнієм (розчинення кварцу), калієм, алюмінієм, магнієм (розкладання мікрокліну, біотиту й інших темноколірних алюмосилікатів). Крім того, внаслідок витрати води на утворення гідроксилвмісних мінералів (лужних амфіболів, хлоритів) у гідротермальному розчині збільшується концентрація CO_2. Цей останній фактор сприяє тому, що зростає стійкість карбонатних водорозчинних комплексів уранілу й у залишкових розчинах концентрація урану не знижується до надзвичайно низького рівня. Постальбітитова стадія відділена від альбітитової певним відрізком часу, протягом якого в метасоматичних тілах виникали ділянки катаклазу та брекчування, а також знижувалася температура середовища мінералоутворення. Це порушувало рівновагу

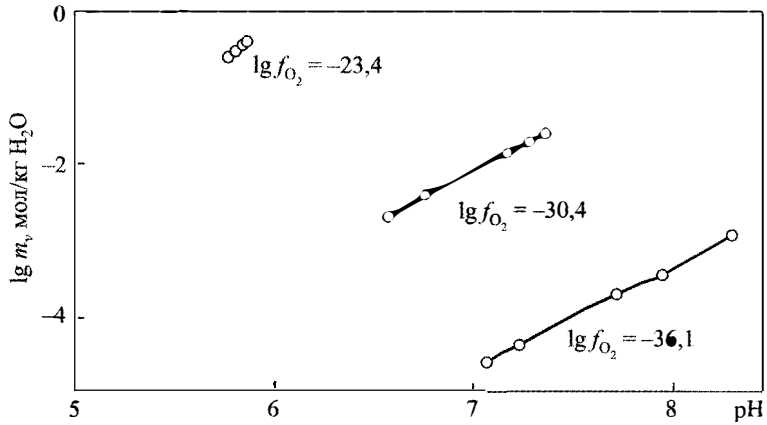


Рис. 2.20. Розчинність оксидів ванадію в розчинах, рівноважних з асоціацією егірин + кварц + + гематит (магнетит) залежно від лужності (pH) і окисних властивостей (lg$f(O_2)$ — фугітивності кисню) за температури 350 °С і тиску 75 МПа. Пояснення в тексті

між залишковим розчином і мінеральними асоціаціями альбітитової стадії, а отже, приводило до утворення накладених (постальбітитових) мінеральних асоціацій (карбонати, флогопіт, гематит, уранові мінерали).

Фізико-хімічні умови міграції ванадію в гідротермальних умовах дотепер практично не вивчені. Одиничні експериментальні роботи показують, що розчини NaCl + $NaHCO_3$ за температури 500 °С і тиску 100 МПа здатні вилуговувати ванадій із залізо-магнезіальних мінералів (кумінгтоніту й облугованого кумінгтоніту) [118]. Проте дослідники мають лише якісні дані, які не дають змоги виконати фізико-хімічний аналіз отриманих результатів. Надійність термодинамічних констант для водних комплексів ванадію за підвищених *P—T*-умов (див., наприклад, базу термодинамічних даних [129]) залишається досить невизначеною, однак, застосувавши їх, можна оцінити характер впливу різних фізико-хімічних параметрів на міграційну здатність ванадію у водних розчинах.

Розрахунок розчинності оксидів ванадію в розчинах (рис. 2.20) виконано методом мінімізації вільної енергії Гіббса за допомогою програмного комплексу GEM-Selektor для Windows-98 [129] та з використанням термодинамічних констант із вбудованої в цей комплекс бази термодинамічних даних. З отриманих результатів видно, що збільшення pH і lg f_{O_2} приводить до підвищення розчинності оксидів ванадію (міграційної здатності цього елемента) у гідротермальних умовах, як і для сполук урану (див. вище).

Вказані закономірності ґрунтуються на результатах попередніх термодинамічних розрахунків, але їх слід розглядати як фізико-хімічну основу взаємопов'язаного поводження урану й ванадію в процесі лужного натрієвого метасоматозу. Помітна міграційна здатність ванадію в лужних гідротермальних розчинах підтверджується експериментальними даними [118]. Автори в експериментах із вивчення взаємодії гідротермального розчину, що не містив розчиненого ванадію, з амфіболом спостерігали перехід ванадію з мінералу у водну фазу. Достовірність цього результату не викликає

сумнівів. Однак зазначимо, що самі по собі досліди, виконані В.Д. Євтєховим і В.М. Харитоновим [118], не можуть бути підставою для висновку про те, що рудні концентрації в лужних натрієвих метасоматитах формувалися за рахунок ванадію, вилуженого гідротермальними розчинами із вмісних порід, до складу яких входить кумінгтоніт. Крім того, наявні мінералого-геохімічні дані не підтверджують такий висновок. Зокрема, породи, що містять кумінгтоніт, поза полями розвитку лужних натрієвих метасоматитів відрізняються досить низьким вмістом ванадію (рідко понад 20—30 г/т [98]). Вміст V_2O_5 у незмінених кумінгтонітах рідко перевищує 100—200 г/т, тоді як в облугованих амфіболах і рибекітах саксаганської світи досягає 5000—7000 г/т, іноді вище (див. табл. 2.24), а в породах гданцівської світи — понад 10 000 г/т (табл. 2.33).

Водночас на процеси осадження ванадію й урану істотно впливає фактор ізоморфної ємності природних мінеральних фаз щодо цих двох елементів. Ізоморфна ємність породоутворювальних мінералів стосовно урану надзвичайно мала, наслідком чого є кристалізація власних мінералів урану в разі досягнення у розчинах концентрації насичення тої чи іншої мінеральної фази. На противагу урану, більшість фемічних породоутворювальних мінералів мають досить велику ізоморфну ємність щодо ванадію. Це приводить до того, що ванадій надзвичайно рідко утворює власні мінерали, переважно входячи до складу інших мінеральних фаз у вигляді ізоморфної домішки. Наприклад, у кристалічній структурі клінопіроксенів можливе заміщення Fe^{3+} на V^{3+} або Cr^{3+} у дуже широких межах [130], аж до утворення $NaVSi_2O_6$. Разом з тим у природі рідко спостерігаються піроксени з високим вмістом V_2O_5. Зокрема, це пов'язане з тим, що реалізація максимальної ізоморфної ємності щодо того чи іншого елемента визначається кількісним співвідношенням ізоморфних компонентів у породі, наприклад, ванадію й заліза. У породах, насичених залізом, навіть за доволі високих концентрацій (хімічних потенціалах) ванадію в розчині концентрація V_2O_5 у лужних піроксенах не перевищує десятих часток відсотка, наприклад, у зелених егіринах лужних натрієвих метасоматитів по залізо-кременистих породах (див. табл. 2.23).

Інші умови виникають за впливу лужних натрієвих розчинів із високою концентрацією ванадію на породи, які практично позбавлені заліза й алюмінію, — кварцити або доломіти гданцівської світи. У такому разі утворення лужнозалізистих силікатів або інших важкорозчинних мінералів, які містять натрій, не могло відбуватися без привнесення розчином заліза та алюмінію. Дійсно, залізовмісні мінеральні асоціації в породах верхньої світи приурочені тільки до центральних частин метасоматичних ореолів. Однак помірно лужні й окисні розчини не є особливо сприятливим середовищем для перенесення заліза. Таким чином, у цих умовах виникав дефіцит заліза, що приводило до захоплення з розчину мінералом, що утворюється, будь-яких домішкових компонентів (V, Ti, Mg, Sc), здатних заміщати Fe у їх структурі. Зазначені фізико-хімічні та кристалохімічні особливості утворення лужних силікатів із високим вмістом ванадію в процесі лужного натрієвого метасоматозу вказують на ті умови, які були сприятливими для формування ванадієвого зруденіння.

Питання про генетичну природу лужних натрієвих розчинів і розчинених у них рудних компонентів, насамперед урану, залишається дискусійним.

Ця проблема обговорена у численних публікаціях [92, 97, 110, 117, 127]. Автори праці [29] наводять короткий огляд існуючих точок зору й обґрунтовують постмагматичну природу альбітизуючих розчинів, які пов'язані зі складним і тривалим процесом еволюції великих осередків гранітних розплавів, у результаті яких утворилися масиви висококалієвих гранітів типу мікроклінових порфіробластичних гранітоїдів Новоукраїнського масиву. Ця гіпотеза цілком підтверджується ізотопно-геохімічними даними, отриманими для лужних натрієвих метасоматитів Жовторіченського уранового і ванадій-скандієвого родовища [122, 131]. Відповідно до цих даних, метасоматичні мінерали (кальцити, апатити) і метасоматити по породах саксаганської і гданцівської світ характеризуються підвищеним вмістом стронцію (див. рис. 2.19, 2.20), низьким — рубідію й дуже високими співвідношеннями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,72738), тоді як для вмісних доломітів гданцівської світи отримано істотно нижчі значення цього співвідношення (0,710 02). На підставі наведених даних зроблено висновок, що джерело метасоматичних розчинів характеризується дуже високим співвідношенням Rb/Sr. Очевидно, вмісні породи не могли бути таким джерелом, оскільки для них характерні низькі значення $^{87}Sr/^{86}Sr$, а також низькі значення загального вмісту стронцію (до 100 г/т) і рубідію (до 1—2 г/т). Імовірним джерелом розчинів, на думку авторів, є похідні лужних гранітоїдних магм, прояви яких відомі на УЩ. У межах Жовторіченського рудного поля такими можна вважати рідкіснометалеві пегматоїдні утворення, вік яких (близько 2 млрд років [122, 132]) відповідає віку калієвих гранітів Новоукраїнського масиву [23].

* * *

Лужні натрієві метасоматити Криворізького та Кіровоградського уранорудних районів, які утворилися по алюмосилікатних, магнезіально-залізисто-кременистих і кременисто-карбонатних породах, незалежно від складу вихідних порід характеризуються чіткою геохімічною спеціалізацією на уран і ванадій. Помітне збільшення вмісту обох елементів супроводжує перші ознаки метасоматичного заміщення. З підвищенням ступеня перетворення вихідних порід вміст урану та ванадію зростає від периферії до центру метасоматичних ореолів, складених повнопроявленими метасоматичними породами, у яких концентрації урану та ванадію досягають найвищих значень.

Склад вихідних порід істотно впливає на рівень концентрацій урану та ванадію у повнопроявлених метасоматитах. В апогранітоїдних уранових альбітитах вміст ванадію рідко перевищує перші сотні грамів на тонну. В уранових егіринових і рибекітових метасоматитах по залізисто-кременистих породах концентрація ванадію сягає 1000—2000, у повнопроявлених акміт-рибекіт-карбонатних метасоматитах по кременисто-карбонатних породах гданцівської світи — 5000—7000 г/т, що відповідає кондиціям на промислові ванадієві руди.

Накладені процеси постальбітитової (залізо-карбонатної) стадії приводять до зростання вмісту ванадію. Проявлення накладеної гематит-карбонат-флогопітової мінералізації в апогранітоїдних альбітитах супроводжується значущим збільшенням вмісту ванадію і урану. В уранових залізо-карбонатних метасоматитах Криворіжжя вміст ванадію нерідко перевищує

1000—2000 г/т, що дає змогу вважати ці породи комплексними ванадій-урановими рудами.

У розглянутих типах лужних натрієвих метасоматитів ванадій має стійкий позитивний кореляційний зв'язок з ураном. Вміст обох елементів зростає зі збільшенням інтенсивності метасоматичного перетворення порід, характеризується позитивною кореляцією з валовим вмістом натрію. Однак співвідношення концентрацій урану й ванадію (U/V) у повнопроявлених метасоматитах залежить від складу вихідних порід. В альбітитах вміст урану вищий, ніж ванадію, у кілька разів, а іноді на 1—2 порядки. Навпаки, у метасоматитах по кременисто-карбонатних породах ванадій помітно переважає над ураном. У метасоматитах по породах середньої світи, не порушених процесами накладеної залізо-карбонатної стадії, ванадій й уран містяться у порівнянних кількостях (співвідношення U/V може змінюватися на користь як одного, так й іншого елемента).

Температурні умови утворення всіх згаданих вище груп лужних натрієвих метасоматитів укладаються в широкий діапазон від 300—350 до 500—550 °С. Найбільш високотемпературні фації зазначених метасоматитів (гранат-діопсидових) формувались за температури понад 550 °С. Найбільш низькотемпературні епідот-хлоритові парагенезиси зовнішніх зон у тілах цих метасоматитів утворювались за температури 300—350 °С, а мінеральні асоціації постальбітитової стадії — 250—300 °С.

Склад гідротермального розчину, що спричинив утворення лужних натрієвих метасоматитів, характеризується загальними рисами для всіх розглянутих груп метасоматичних порід. Розчини ранньої стадії були лужними, суттєво натрієвими, з низькими концентраціями калію та розчиненого CO_2. Концентрація розчиненого кремнію в цих розчинах не досягла значень, що відповідають насиченню за кварцом, однак перевищувала концентрацію значення, за якої утворюються фельдшпатоїди та інші недонасичені кремнекислотою алюмосилікати натрію. Розчини постальбітитової/залізо-карбонатної стадії характеризувались високими концентраціями CO_2, близьконейтральними значеннями pH, низькою концентрацією натрію, а також підвищеними концентраціями тих елементів, які виносились (переходили у розчин) із вмісних порід у процесі їх метасоматичного заміщення на ранній стадії мінералоутворення. Для гранітів такими елементами є калій, кремній, магній, алюміній, кальцій і, можливо, залізо; для залізо-кременистих порід — залізо і магній, а також кальцій і кремній. За метасоматичного заміщення доломітів і кварцитів (зокрема діопсидових) гданцівської світи у розчин переходили, головним чином, кремній (кварцити), магній і кальцій. Гідротермальні розчини обох стадій були окиснювальними — потенціал кисню в них перевищував значення, що відповідають рівновазі між магнетитом і гематитом.

В усіх розглянутих типах лужних натрієвих метасоматитів між ураном і ванадієм існує чіткий геохімічний зв'язок, який має фізико-хімічну природу, оскільки окисні та лужні властивості розчинів визначають високу міграційну здатність обох елементів у процесі лужного натрієвого метасоматозу. Водночас зниження значень pH та $\lg f_{O_2}$ за взаємодії розчинів з породою є важливим фактором, що може зумовити осадження і урану, і ванадію в мі-

неральній формі. Фізико-геохімічний зв'язок урану та ванадію зберігається в усьому температурному діапазоні формування лужних натрієвих метасоматитів (270—550 °С).

У лужних натрієвих метасоматитах уран та ванадій принципово відрізняються мінеральними формами знаходження в породах. Уран утворює переважно власні мінерали (уранініт, бранерит, ненадкевіт та ін.), тоді як ванадій входить до складу породоутворювальних мінералів (лужні амфіболи та лужні піроксени) як ізоморфний компонент.

У метасоматично змінених породах ванадій концентрується здебільше в новоутворених темноколірних мінералах, а саме:

у піроксенах — діопсидах (салітах) високотемпературних альбітитів (до 0,1 % V_2O_5); зелених егіринах апогранітоїдних й апосланцевих альбітитів, а також егіринітів і рибекіт-егіринових метасоматитів по залізисто-кременистих породах (до $n \cdot 0{,}1$ %), акмітах (лужних піроксенах від жовтувато-бурого до коричневих кольорів) акміт-карбонатних метасоматитів по кременисто-карбонатних породах гданцівської світи й ураноносних залізо-карбонатних метасоматитів по залізисто-кременистих породах саксаганської світи (від перших відсотків до 9 %);

в амфіболах — кальцієвих різновидах амфіболів високотемпературних альбітитів, тремолітах (соті частки відсотка V_2O_5) і актинолітах (десяті частки відсотка), облугованих актинолітах (до 1 %) із крайових зон метасоматитів по породах гданцівської світи, лужних амфіболах з апогранітоїдних альбітитів (десяті частки відсотка) і метасоматитів по породах саксаганської світи (до 1 %), у рибекітах лужноамфібол-карбонатних метасоматитів (до 3—4 %).

Ізоморфне входження ванадію пояснюється високою розчинністю власних мінеральних сполук ванадію в системах, що відповідають умовам лужного натрієвого метасоматозу.

У розглянутому метасоматичному процесі на поведінку урану та ванадію по-різному впливає склад порід, що заміщуються. Зокрема, наявність двовалентного заліза у вихідних породах є фактором, що сприяє осадженню мінералів урану із розчину, оскільки реакції окиснення заліза зумовлюють зниження величини $\lg f_{O_2}$ і, отже, зменшення розчинності сполук урану. Вихідні породи, які не містять залізистих фаз, навпаки, є сприятливим середовищем для формування мінералів із високим вмістом ванадію у вигляді ізоморфного компонента. Так, формування високованадієвих лужних амфіболів і піроксенів по кварцитах й доломітах відбувається в умовах дефіциту заліза, єдиним джерелом якого є гідротермальний розчин. У породах, що не містять заліза, фактори осадження урану та ванадію мають різну природу, що визначає просторову роз'єднаність ванадій-скандієвих та уран-рідкіснометалевих (малакон-апатитових) руд у межах рудоносних метасоматичних зон Жовторіченського родовища.

Осадження компонентів із залишкових розчинів у формі пізніх мінеральних асоціацій (гематит-карбонат-флогопітові в алюмосилікатних породах і залізо-карбонатні в залізисто-кременистих породах) приводило до додаткового збагачення порід ураном та ванадієм.

Результати ізотопно-геохімічних досліджень не суперечать припущенню про те, що ймовірними джерелами розчинів, а також урану та ванадію є похідні сублужних гранітоїдних магм, продукти кристалізації яких відомі на УЩ (наприклад, мікроклінові граніти Новоукраїнського масиву). У межах Жовторіченського рудного поля такими можна вважати жильні пегматоїдні суттєво мікроклінові породи віком близько 2 млрд років.

2.3. ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ І ЛОКАЛІЗАЦІЇ ДІБРОВСЬКОГО РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНО-УРАН-ТОРІЄВОГО РОДОВИЩА

Серед магматичних, літологічних, структурних, тектонічних, вікових та інших чинників, що визначають локалізацію родовищ у певних місцях земної кори, важливими є фізико-хімічні умови їх формування, виявленими за даними вивчення флюїдних включень. У цьому відношенні показовим є реконструкція умов формування Дібровського рідкісноземельно-уран-торієвого (REE-U-Th) родовища на Приазовському мегаблоці. Важливою складовою цієї інформації є дані стосовно вторинних включень, що виникли внаслідок проникнення силікатного розплаву у кварц за допомогою проміжної мінеральної фази («шапочки»). Такі включення мають своєрідну будову й є індикаторними (типоморфними) [133]. Достовірна реконструкція умов формування Дібровського родовища — основа пошуку подібних утворень на території УЩ.

Характеристика геологічної будови району і деякі питання генезису родовища. Дібровське родовище локалізоване на Вовчанському виступі у північно-західній частині Приазовського мегаблока на невеликій відстані від його східного схилу (рис. 2.21).

Рудовмісні кварцити разом з іншими теригенно-осадовими породами, що виповнюють Дібровську брахіскладку, Національний стратиграфічний комітет України відніс до самостійної дібровської світи палеопротерозойського віку [133].

Породи цієї світи складаються з двох підсвіт: нижньої кварцитової з трьома пластовими зонами комплексного REE-U-Th зруденіння та верхньої кристало-сланцевої, що містить горизонт піроксен-магнетитових кварцитів (рис. 2.22).

Брахіскладка має овальну форму і витягнута з півночі на південь майже на 4 км за ширини до 2 км. Дібровська товща порід з кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягає на нерівній денудованій поверхні архейських гранітоїдів шевченківського комплексу, за рахунок яких, на думку дослідників [134—136], сформувались морські теригенно-осадові породи (конгломерати, гравеліти, пісковики і псаміти).

Пізніше ці осадові породи в результаті метаморфізму були перетворені у рудовмісні кварцити з давнім первинним зруденінням в них. Породи дібровської світи зазнали метаморфізму амфіболітової фації.

Перетворення осадових порід, значну частину об'єму яких складав глинистий і каолінітовий матеріал, у кварцити не потребує обов'язкового привне-

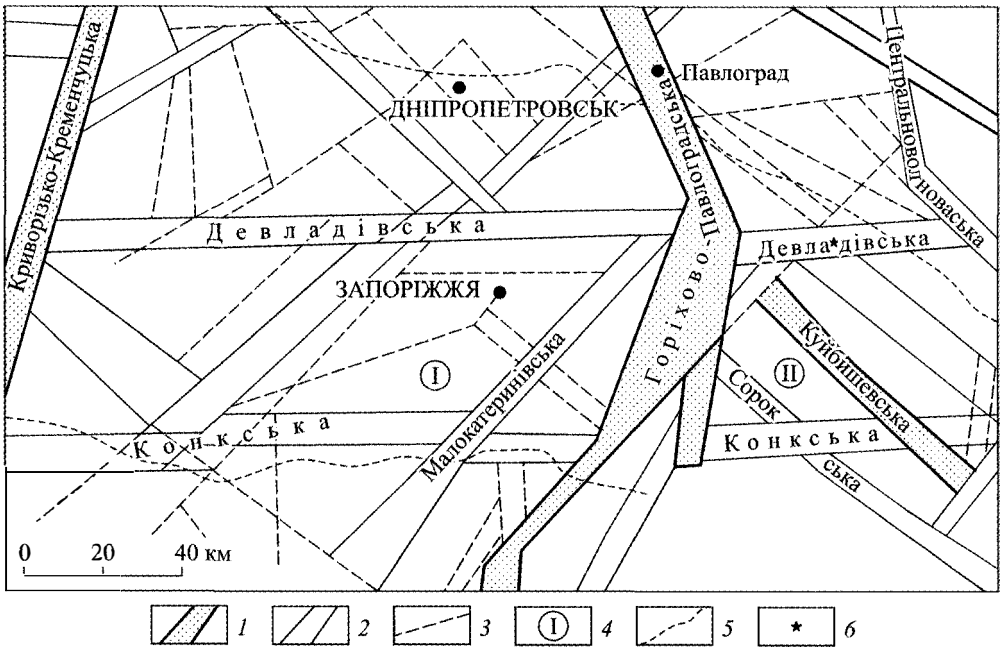


Рис. 2.21. Схема розміщення Дібровського рідкоземельно-уран-торієвого родовища в межах тектонічної структури Приазовського мегаблока Українського щита. Використаний фрагмент геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000:

1 — глибинні міжблокові зони разломів I рангу; *2* — глибинні мантійно-корові внутрішньоблочні розломи II рангу; *3* — розломи інших рангів; *4* — мегаблоки: Середньопридніпровський (I) і Приазовський (II); *5* — межа щита; *6* — місце розміщення родовища

сення кремнезему. Цей природний процесс може відбуватися за реакцією

$$Al_2(OH)_4[Si_2O_5]\ (\text{каолініт}) > Al_2O[SiO_4]\ (\text{силіманіт}) + SiO_2 + 2H_2O.$$

При цьому за високого тиску виникає дистен, за низького — андалузит, а за середнього — силіманіт [137]. Саме силіманітові кварцити утворились на Дібровському родовищі. Їх шарувата гетерогенна товща складається з рудних горизонтів (зон) седиментаційно-діагенетичного генезису та безрудних.

Головною рудоконтролюючою структурою родовища є Девладівська мантійно-корова глибинна зона розломів субширотного простягання [138, 139]. За геолого-геофізичними даними, вона перетинає три мегаблоки УЩ — Приазовський, Середньопридніпровський та Інгульський, і простежена зі сходу на захід майже на 500 км (див. рис. 2.21). Потужність зони кілька десятків кілометрів. Родовище безпосередньо приурочене до Дібровської гілки розломної зони, яка перетинає брахіскладку і за кінематичними ознаками є класичним скидом.

У результаті тектонічних рухів у зоні скиду північне крило брахіскладки змістилося, а породи, що її складають, набули вертикального і навіть зворотного падіння. Тому в приповерхневій частині розрізу молодші породи підстилають рудоносні кварцити нижньої підсвіти. Північне крило складки з первинним давнім зруденінням у ньому зазнало багатоетапного процесу

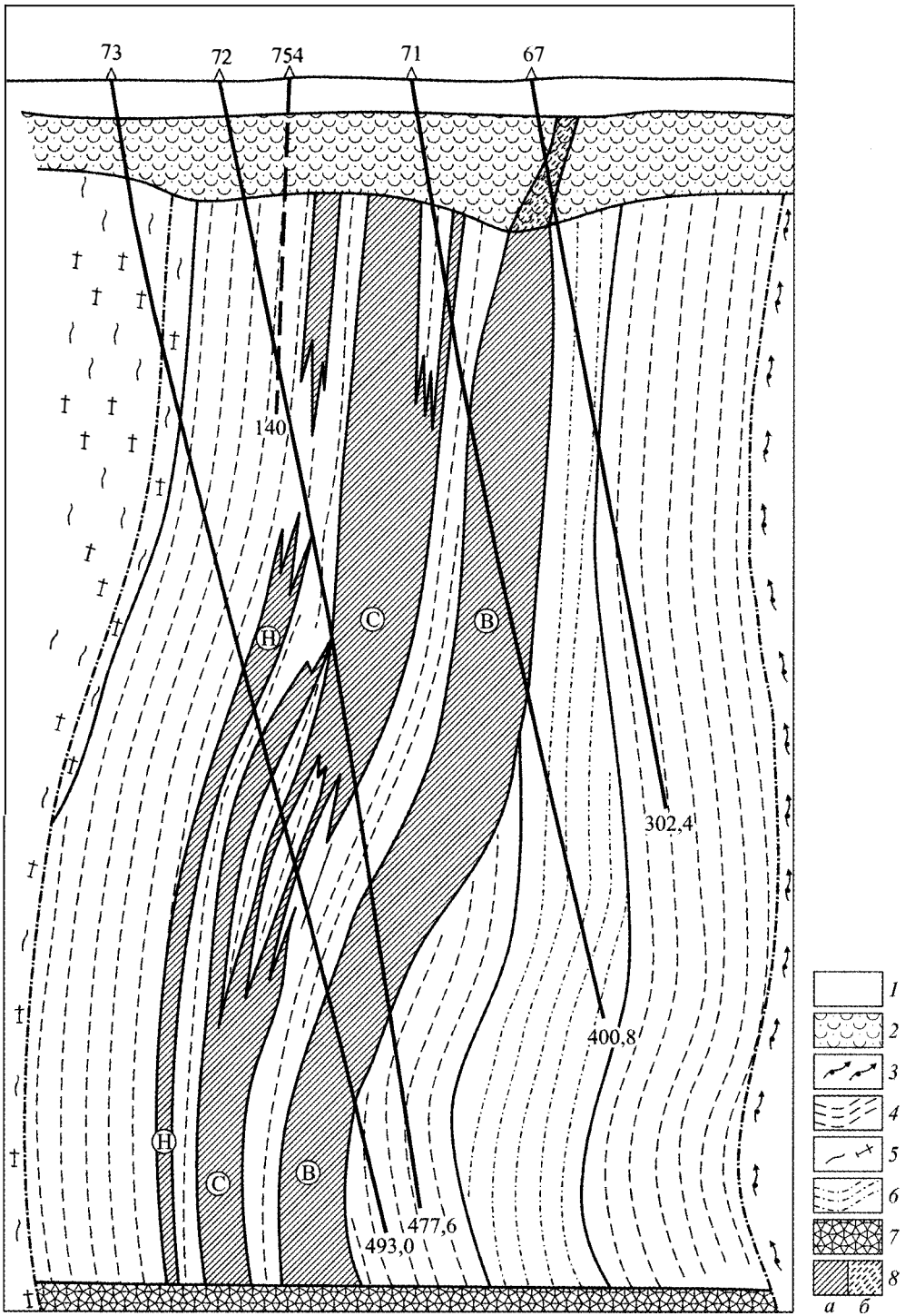

73
72
754
71
67
140
Н
С
В
302,4
400,8
Н
С
В
477,6
493,0
1
2
3
4
5
6
7
8
а
б

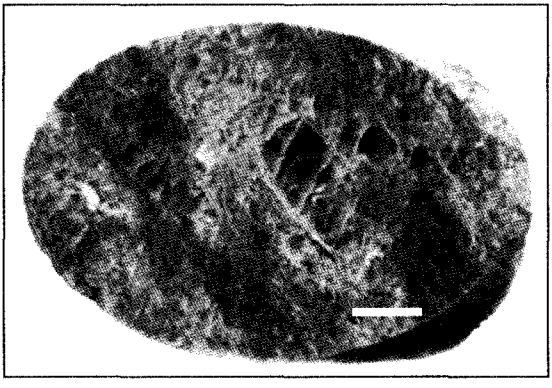
Рис. 2.22. Геологічна будова Дібровського родовища (розріз). За матеріалами КП «Кіровгеологія», із змінами та доповненнями:

1 — породи осадового чохла; *2* — кора вивітрювання кристалічних порід; *3* — сланці амфібол-біотитові; *4* — кварцити апоконгломератові, апогравелітові та апопсамітові силіманіт-біотитові, силіманіт-мусковітові і фукситові с польовими шпатами і піритом; *5* — мігматит біотитовий; *6* — залізорудні породи гранат-кварц-амфібол-магнетитові; *7* — рудоконтролююча Дібровська гілка Девладівської зони розломів: тектонічно розсланцьовані і будиновані породи, бластомілоніти і мілоніти, брекчії і бластобрекчії, переважно мономіктні, катаклазити, бластокатаклазити та інтенсивно тріщинуваті породи; *8* — урановорудні зони (*а*) та їх продовження в корі вивітрювання (*б*); Н — нижня кора, С — середня, В — верхня

дислокаційного метаморфізму. Гетерогенна кварцитова товща, яка сформувалася під впливом метаморфізму за рахунок псамітів, гравелітів, пісковиків і конгломератів, значною мірою насичена пошаровими розривними порушеннями, складеними брекчованими, розсланцьованими, катаклазованими, іноді мілонітизованими і будинованими поліхронними тектонітами: катаклазитами по тектонічно розсланцьованих породах і мілонітах, брекчіями по будинованих породах тощо (рис. 2.23, 2.24).

Інтенсивно проявлена пізня дрібна тріщинуватість. Загальна потужність Дібровської розломної гілки дорівнює кільком сотням метрів, окремих швів — 10—30 м (див. рис. 2.22). Промислові поліхронно-полігенні комплексні руди Дібровського родовища, формування яких почалося з виникнення давнього первинного зруденіння седиментаційно-діагенетичного типу, зазнали трансформації під впливом пізніших пульсуючих потоків рудних флюїдів у межах активних і проникних тектонічних зон.

На відміну від уранових родовищ, які пов'язані з давніми конгломератами і виявлені на всіх континентах, насамперед у межах Вітватерсранду і Блайнд-Ріверу, рудні об'єкти Південного Кривбасу (Миколо-Козельське родовище, а також Рахманівський, Югоківський, Червоногвардійський та Інгу-



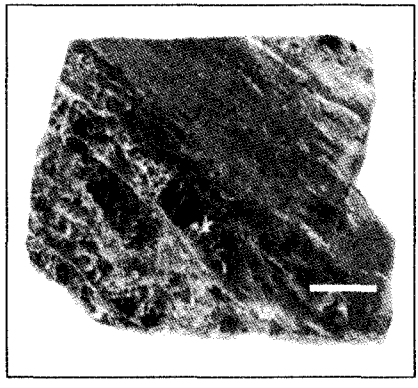


Рис. 2.23. Слаборудний тектонічно розсланцьований апоконгломератовий фуксит-мікроклиновий кварцит з кварцовою відносно збереженою галькою. Масштабна лінійка — 1 см. Дібровська гілка Девладівської розломної зони, св. 70, гл. 150,0 м

Рис. 2.24. Безрудний бластомілонітовий шов у тектонічно розсланцьованому мікроклін-фукситовому кварциті, розірваний и зміщений по тріщині-сколу. Масштабна лінійка — 1 см. Св. 70, гл. 211,6 м

лецький рудопрояви) в кварцитах скелюватської світи криворізької серії і в інших районах світу сформувалися в результаті лише одного (одноактного) давнього процесу рудоутворення і в подальшому не зазнали ніяких змін (зокрема тектонічних і рудоперетворювальних). На цих родовищах у приповерхневій частині розрізів установлено лише зони гіпергенезу.

На Миколо-Козельському родовищі [4, 5] виділено до шести горизонтів, складених кварцитами, кварцито-пісковиками, пісковиками, гравелітами й конгломератами, які чергуються з горизонтами сланців і алевролітів. Головним рудопродуктивним є третій конгломерато-кварцито-пісковиковий горизонт, у складі якого залягає шар дрібногалечних кварцових конгломератів потужністю 1—2 м, який вміщує основний поклад урану. Часто цемент конгломерату майже повністю складений піритом, між зернами якого спостерігаються серицит, добре обкочені зерна кварцу, монациту, польового шпату й апатиту.

Історія розвитку і регенерації Дібровського родовища є довготривалою. Воно приурочене до мантійно-корового глибинного розлому, в межах якого проявились процеси ТМА, що, в свою чергу, викликало надходження в проникні зони кварцитів з давнім зруденінням пульсуючих потоків флюїдів. Процеси регенерації на родовищі завершились формуванням промислових рудних концентрацій і багатостадійної мінералізації. Проте не всі дослідники підтримують гіпотезу теригенно-осадового походження порід дібровської світи і седиментаційно-діагенетичне походження первинного зруденіння з подальшим перетворенням його в результаті регенерації і надходження пізніших рудних флюїдів у поліхронно-полігенне. Навпаки, формування кварцитів і комплексного зруденіння пов'язують виключно з інтрузивно-магматичними процесами. Разом з тим і геологи виробництва, і науковці руди Дібровського родовища відносять до регенерованого типу.

Щодо рудоконтролюючої структури більшість дослідників на підставі фактичних геологічних даних дійшла висновку, що родовище приурочене до Девладівської глибинної зони розломів. Уперше на це вказав О.О. Крамар [134, 139, 146].

За вмістом торію і урану руди є рядовими, а за сумою РЗЕ — багатими. Вміст урану, торію і РЗЕ у пробі рудної сировини (за визначенням лабораторії ДП «СхідГЗК») становить 0,0315; 0,017; 0,362 % відповідно. Коефіцієнт кореляції урану з торієм, церієвою і ітрієвою групами РЗЕ дорівнює відповідно 0,255; 0,416; –0,117.

У результаті аналізу геологічної будови, а також комплексу аналітичних досліджень руд (мінералого-петрографічних, ізотопно-геохімічних), вивчення газово-рідких включень, рудно-мінералогічних та петрогеохімічних особливостей руд В.С. Сьомка та співавт. [140, 141] дійшли висновку щодо магматичного походження зруденіння, а рудні тіла, на їх думку, приурочені до кільцевих розломів, що утворились у процесі остигання гранітної магми.

Обгрунтовуючи гіпотезу розсипного походження зруденіння в конгломератах, її прихильники посилаються на такі чинники: округлі форми зерен уранових мінералів і піриту; зв'язок уранового зруденіння з уламковими мінералами і золотом; приуроченість рудоносних конгломератів до депресій палеорельєфу; стратиграфічний і літологічний контроль та ін.

Однак і закордонні, і вітчизняні дослідники довели, що округлі форми уранових мінералів із конгломератів могли утворитися під час відкладення сполук урану із водних розчинів. А.Г. Бетехтін та інші автори описали округлі форми зерен уранової смолки неуламкового походження. Можливість виникнення уранових мінералів і піриту експериментально довів Р.П. Рафальський [143].

Не підтверджується одночасне й ідентичне походження монациту, циркону, апатиту та інших уламкових (апогранітоїдних) мінералів, з одного боку, і уранових мінералів — з іншого. За даними А.І. Тугаринова [144, 145], вік монациту із Миколо-Козельського родовища — 2800 млн років, а уранової мінералізації із тих самих конгломератів — 2270—2320 млн років. Приблизно такою самою є різниця у віці монациту (а рівно й архейських гранітоїдів шевченківського комплексу, за рахунок яких сформувались конгломерати Дібровського родовища) і порід середньої підсвіти дібровської світи протерозойського віку.

Спільне знаходження уранової мінералізації і золота, як і на родовищі Вітватерсранд, теж не є доказом, оскільки золото та деякі інші рудні мінерали не є уламковими. Золото локалізоване у пізніших тектонічних зонах і тріщинах у конгломератовому цементі разом з піритом тих самих вікових генерацій. До того ж, золото в рудах Блайнд-Ріверу і Кривого Рогу та Приазов'я практично відсутнє, тобто парагенетичного зв'язку на родовищах давніх ураноносних конгломератів між ураном і золотом не існує.

Гіпотеза інфільтраційного походження уранової мінералізації в конгломератах також не витримує критики. Якби руди дійсно були інфільтраційні, зруденіння було б локалізоване не лише в конгломератах, а й в інших проникних породах і розривних структурах. Основна давня рудна мінералізація (і уранова, і сульфідна) на всіх родовищах, зокрема на Дібровському, все-таки відкладалась до прояву процесів метасоматозу і складчастості. На Приазов'ї, до того ж, процеси регенерації руд в апоконгломератових кварцитах відбулися до формування залізистих кварцитів, якими перекриті ураноносні породи нижньої підсвіти дібровської світи, оскільки ця товща була найсприятливішою для осадження з флюїдів урану, але уранового зруденіння і навіть проявів уранової мінералізації в залізистих кварцитах не виявлено.

Для родовищ урану в конгломератах не має підтримки і гідротермальна теорія походження давнього зруденіння. Якогось зв'язку з диз'юнктивними і плікативними структурами рудних покладів і родовищ не встановлено. Руди створюють шарові субпаралельні поклади, а жодних навколорудних змін і зональності, характерних для руд гідротермального генезису, ніде не встановлено, як і відповідної морфології рудних тіл (жил, штокверків, покладів ізометричної форми, які контролюються складною будовою зон синрудної тріщинуватості й катаклазу).

Враховуючи всі особливості формування і локалізації уранового зруденіння в конгломератах, їх мінерального складу і всі можливі уявлення про механізм накопичення урану під час осадонагромадження в морських басейнах, Г.Б. Наумов, А.В. Коченов та ін. [92] дійшли висновку, що підвищені концентрації урану можуть накопичуватись у морських басейнах

лише в процесі діагенезу осадів. Згідно з поглядами Г.В. Наумова і співавт. [92], в умовах різко відновної обстановки мають відбуватися розпад уранілкарбонатних комплексів і випадіння урану в осад у вигляді $U(OH)_4$ при pH від 7 до 10, в межах Eh приблизно від 170 до 400 мВ. У цих самих межах знаходиться поле тривкості FeS_2 (піриту). Така сприятлива обстановка створюється у глейових водах.

У результаті мінералогічних досліджень установлено полістадійний і регенераційний характер мінеральних асоціацій від високо- до низькотемпературних: (циркон + монацит) — рутил — (настуран + бранерит) — молібденіт — пірит-1 — (піротин + самородний вісмутин + вісмутин) — (пірит-2 + + галеніт + халькопірит + сфалерит). Установлено також, що характерними супутніми елементами-індикаторами REE-U-Th-зруденіння на Дібровському родовищі є Nb, Pb, Mo, Bi, Cu, Zn і Sn, які в гранітоїдах і вторинних рудовмісних кварцитах в десятки раз перевищують кларк для порід Приазовського мегаблока. В.С. Сьомка, О.М. Пономаренко та співавт. [140, 141], виконавши мінералого-петрографічні дослідження, дійшли висновку, що порід дібровської світи теригенно-осадового походження на родовищі взагалі не існує. Таким чином, ці дослідники відкидають будь-яку генетичну подібність Дібровського родовища до уранових родовищ Вітватерсранду, Блайнд-Ріверу та інших рудних районів світу, пов'язаних з давніми конгломератами. На думку авторів, так звані породи дібровської світи не є метаморфогенним утворенням. Як вважають згадані вище дослідники, про це свідчать її локальне поширення у північній частині Дібровського гранітного масиву і відсутність у її складі гетерогенних кластогенних уламків. Кластогенні уламки, разом з тим, діагностують і в породах дібровської первинно-уламково-осадової товщі порід, які в результаті метаморфізму перетворені в апопсамітові, апогравелітові і апоконгломератові кварцити, в яких уламкова геометрія окремих зерен і фрагментів гранітоїдів шевченківського комплексу або частково завуальована, або повністю знищена в результаті регенерації. З цим уперше геологи Кіровської експедиції зіштовхнулися ще в 1950-х роках на Миколо-Козельському родовищі і рудопроявах, пов'язаних з конгломератами скелюватської світи криворізької серії. І це при тому, що згадані рудні об'єкти, на відміну від Дібровського родовища, не зазнали післярудних змін, зокрема тектонічних дислокацій, метасоматозу та інших рудоперетворювальних процесів, у тому числі формування нових генерацій рудної мінералізації.

Гіпотезі про магматично-інтрузивне походження родовища протирічить седиментаційна шарова (у вигляді чітких стратифікованих горизонтів) морфологія рудних покладів (див. рис. 2.23). Якби рудні зони Дібровського родовища утворювались не через накопичення в осадово-теригенних породах первинного зруденіння седиментаційно-діагенетичного типу, відомого під назвою «давні ураноносні конгломерати», а як грейзенові родовища, що формувались у приповерхневих умовах, то рудні зони, розділені між собою безрудними відкладами, не були б стратифіковані. Водночас залізорудні породи верхньої підсвіти, як геохімічно найсприятливіші для осадження урану із флюїдів, обов'язково містили б уранову мінералізацію, якщо не власне уранові руди.

Наявність на родовищі кільцевих розривних структур, які нібито обрамляють Дібровський гранітний масив і є рудоконтролюючими [140, 141], не підтверджена геолого-оцінювальними роботами масштабу 1:50 000, виконаними КП «Кіровгеологія». Розчленування Дібровської брахіскладки і відторгнення від неї її північного рудовмісного крила, в результаті чого породи, що складають його, були поставлені «на голову», є наслідком тектонічних рухів у зоні Дібровського скиду — складового елемента Девладівської глибинної мантійно-корової зони розломів. Наявність цієї довгоіснуючої розривної структури не тільки зумовила розблокування родовища, а й сприяла пульсаційному надходженню з глибини флюїдів і формуванню поліхронного зруденіння регенерованого типу. Такі чинники, як розривно-блокова будова родовища в межах тектонічно активного Приазовського мегаблока, незнання рівня ерозійного зрізу, повного вертикального розмаху зруденіння і вертикальної рудно-мінералогічної та термобарогеохімічної зональності зруденіння, не дають змоги однозначно стверджувати, що походження руд Дібровського родовища є приповерхневим.

Маючи великий досвід вивчення уранових родовищ, локалізованих у ТМЗ Інгульського і Середньоприднiпровського мегаблоків УЩ, які були розблоковані у післярудний час у результаті ТМА в межах Кіровоградської, Новокостянтинівської, Ганнівсько-Звенигородської, Адабаської та інших рудоносних розломних зон, геологи переконались у тому, що найбільш збереженими є опущені блоки родовищ, а найбільш еродованими, навіть з повністю знищеним рудним стовпом, — підняті блоки. Так звана клавішна будова урановорудних полів і окремих родовищ, які розбиті післярудними січними розломами на окремі блоки, зумовила різний рівень вертикального зрізу і різний, збережений від ерозії вертикальний розмах зруденіння суміжних родовищ: від 1000 м на Центральному родовищі, яке являє собою опущений блок, до 450 м — на Мічурінському, на якому збереглася лише нижня (коренева) частина рудного стовпа. На Завадівському ж блоці, який лежить між двома вищезгаданими і є найбільш піднятим і глибоко еродованим, збереглася лише підрудна частина вертикального рудно-метасоматичного стовпа, а власне метасоматити практично стерильні щодо урану. Не виключено, що південна частина Дібровської брахіскладки, на відміну від опущеної по скиду північної рудної, є глибоко еродованою і безрудною.

У результаті детального і ґрунтовного вивчення мінерального складу комплексного REE-U-Th-зруденіння і послідовності мінералоутворення, полістадійного і регенераційного характеру мінеральних асоціацій, визначальної рудоконтролюючої ролі розривних деформацій в локалізації родовища, рудних полів (зон) у розподілі супутньої і рудної мінералізації всередині рудних полів можна виділити дві головні стадії уранової мінералізації: уранотитанат-уранініт-кофінітову та настуран-гідронастуранову з чернями. Форма виділення рудних мінералів — дрібні вкраплення і їх скупчення, а також дрібні субузгоджені мікропрожилки (рис. 2.25). Зберігаються горизонти то збагачені зруденінням, то збіднені. Потужність їх не перевищує 1—3 см. Ці «ритми» уранонакопичення відповідають підвищеному вмісту піриту, і на монотонному фоні сірих і темно-сірих вмісних кварцитів їх неважко помітити візуально, як і інтервали, збагачені силіманітом або фукситом.

Урановорудні скупчення локалізовані у сприятливих пастках зі збільшеним вмістом гідроксидів заліза переважно у дрібно- і тонкоуламковому цементі, в мікротріщинах катаклазованих порід (рис. 2.26—2.28).

Рудна мінералізація представлена монацитом, бранеритом, уранінітом, кофінітом, настураном, гідронастураном, урановими чернями.

Морфологія рудних покладів пластова і лінзоподібна (див. рис. 2.22). Залягання покладів субузгоджене з шаруватістю вмісних кварцитів. Січних рудних тіл або жил не встановлено.

За падінням зруденіння простежено до глибини 700 м. Потужність рудних зон: верхньої — до 25—30, середньої — 15—20 і нижньої — 5 м. Вміст урану

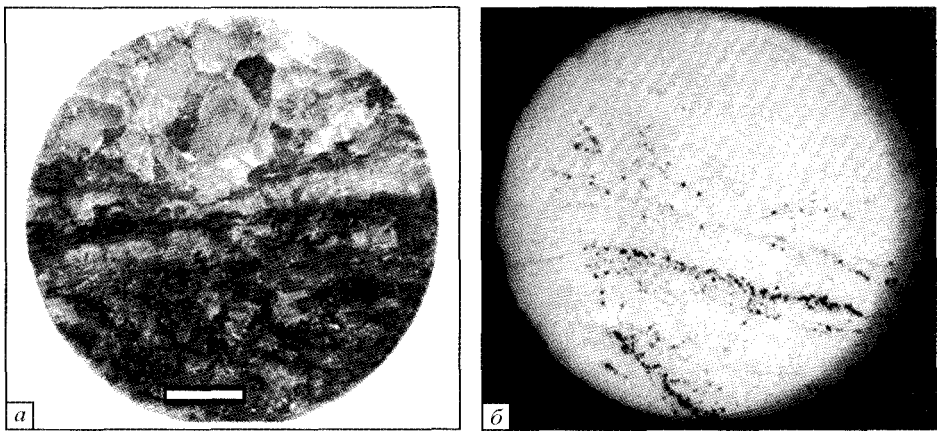


Рис. 2.25. Рудний силіманіт-польовошпатовий кварцит, тектонічно розсланцьований. Уран-торієва мінералізація узгоджується з вкрапленістю піриту, локалізована у дрібнозернистій, збагаченій силіманітом масі. Великі, вцілілі фрагменти породи польовошпатового складу (верхня частина штуфа) стерильні від сульфідів і радіоактивної мінералізації. Св. 72, гл. 387,0 м: *а* — штуф; *б* — радіографія. Масштабна лінійка — 1 см

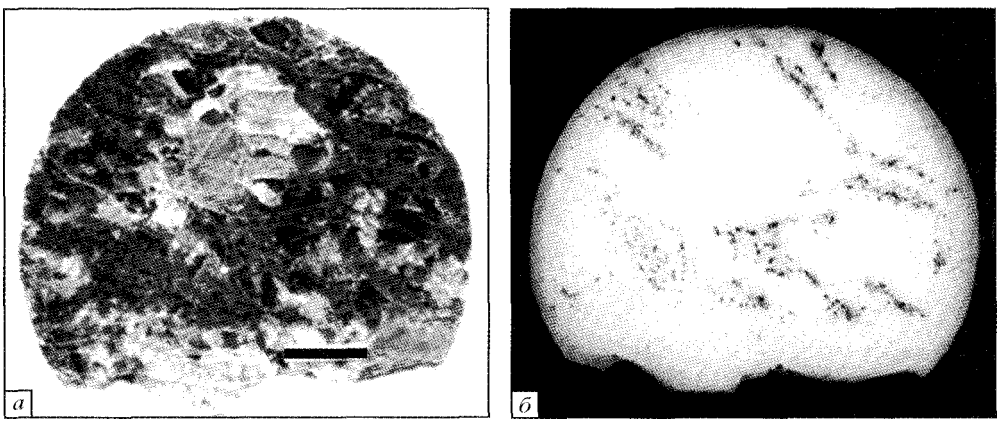


Рис. 2.26. Рудний кварцит з бластобрекчієвою структурою. Торій-уранова вкрапленна мінералізація у вигляді ланцюжків «обтікає» великі уламки кварцу і польових шпатів. Св. 72, гл. 355 м: *а* — штуф; *б* — радіографія. Масштабна лінійка — 1 см

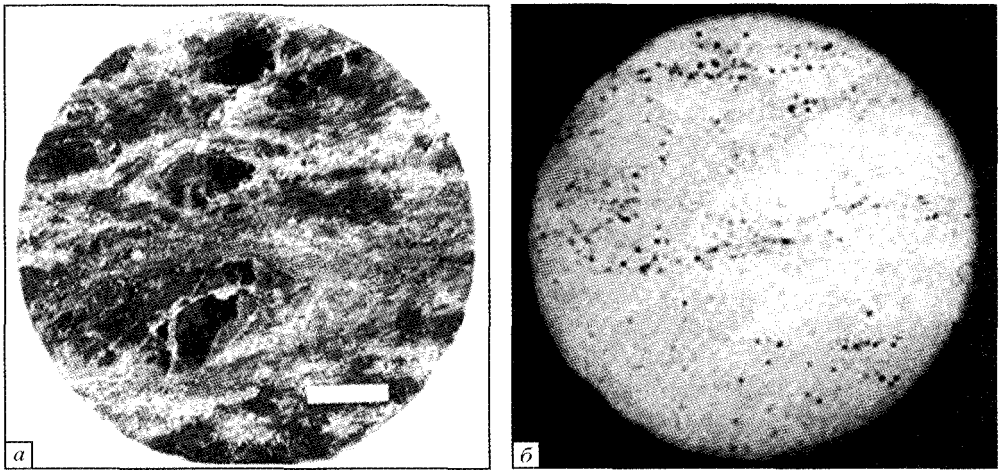


Рис. 2.27. Тектонічно розсланцьована вузлувата кварцитова порода зі смужками тонкозернистого рудного кварц-силіманітового цементу і безрудним кварцем. Св. 71, гл. 180,0 м:
а — штуф; *б* — радіографія. Масштабна лінійка — 1 см

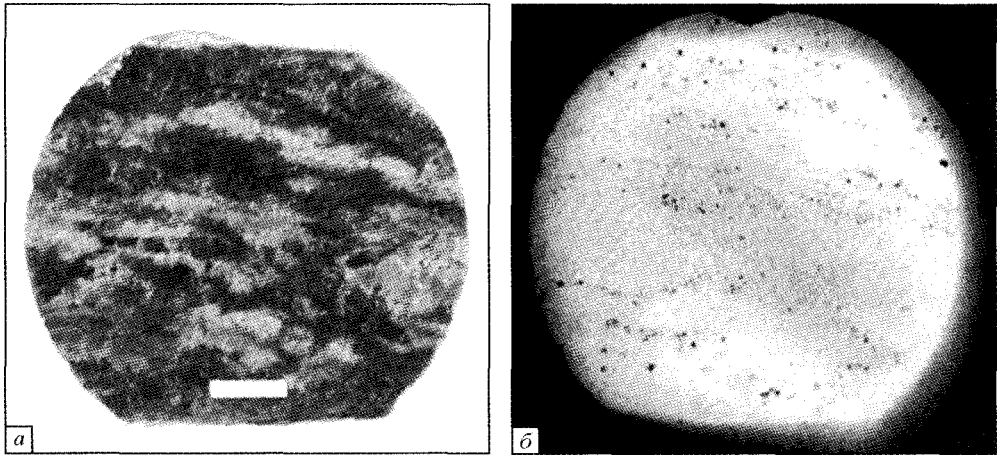


Рис. 2.28. Рудний польовошпатово-силіманітовий кварцит, тектонічно розсланцьований. Піритова і радіоактивна вкрапленість утворює витягнуті узгоджені ланцюжки в дрібноуламковому цементі, збагаченому силіманітом і гідроксидами заліза. Св. 71, гл. 187,0 м:
а — штуф; *б* — радіографія. Масштабна лінійка — 1 см

в рудних зонах змінний, трапляються безрудні вікна, лише «забруднені» ураном. Потужність шарів кварцитів, що розділяють рудні зони, — 10—25 м. У керні кількох свердловин східних бурових профілів перебурено контакт верхньої рудної зони з перекривними піроксен-магнетитовими кварцитами, які щодо уранового зруденіння є маркувальним горизонтом. Оскільки залізисті кварцити верхньої підсвіти дібровської світи не містять урану, ймовірно, процес регенерації давнього первинного зруденіння на родовищі відбувся ще до утворення цих порід.

Потужність окремих інтервалів багатих руд досягає 3 м. Мінімальний вміст торію в рудах 0,010—0,015 %, максимальний — 0,30—0,50 %, урану, відповідно, — 0,005 и 0,400 %. В рудах, що містять монацит, вміст Ce — 0,2—0,5, La — 0,1—0,3, P — 0,2—0,4, Th — от 0,2 до 0,3 %. Незначним є внесок у радіоактивність порід одиночних зерен апатиту і циркону. Наявність у рудах уранотитанатів відображено у вмісті титану (0,2—0,3 %), фукситу-хрому (0,01—0,02 %).

У публікації А.А. Калашника і А.В. Кузьміна [138] розглянуто геолого-структурні особливості формування і локалізації Дібровського REE-U-Th родовища, приуроченого до Девладівської мантійно-корової розломної зони, яку слідом за О.О. Крамаром [134, 139, 146] ці дослідники визнали головною рудоконтролюючою структурою як Дібровського родовища, так і Вовчанського потенційного ураново- і торієворудного вузла. Як справедливо відзначають автори, цей вузол характеризується складною розривною тектонікою (див. рис. 2.21). Разом з тим, незважаючи на те що Девладівська глибинна розломна зона слугувала структурою транспортування рудних флюїдів на горизонт рудоутворення і була складною мережею тектонічних пасток, в яких осаджувались рудні компоненти, А.А. Калашник і А.В. Кузьмін, як і В.С. Сьомка з колегами, підтримують не тільки гіпотезу про генетичний зв'язок родовища з Дібровським гранітним масивом, а й те, що рудні тіла контролюються кільцевими розломами, які нібито утворилися «в процесі остигання гранітної магми». Як і всі дослідники, що вивчали Дібровське родовище, А.А. Калашник і А.В. Кузьмін погоджуються з тим, що рудні шари (зони) приурочені до інтенсивно катаклазованих силіманіт-польовошпатових кварцитів дібровської (сачкинської ?) світи. Водночас В.О. Сьомка зі співавт. [141], оперуючи тими самими фактичними геологічними матеріалами, що і О.О. Крамар, А.А. Калашник, А.В. Кузьмін, віднесли рудоносні кварцити Дібровського родовища до палеоархейської каїнкулацької товщі порід (?). Підкреслимо також, що найвищою фоновою радіоактивністю в районі відрізняються апліт-пегматоїдні граніти. Встановлено дуже важливу закономірність розподілу урану в підземних водах поблизу Дібровської структури: більша частина водних ореолів урану контролюється широтним розломом [138]. Найбільший ореол радіоактивних вод простягається в широтному напрямку і просторово захоплює Дібровську структуру. В межах Девладівського розлому встановлено і ореоли аномально підвищених вмістів радію і гелію. Все це додатково засвідчує, що головною структурою, яка постачала рудоносні флюїди, був Девладівський глибинний розлом. А.А. Калашник і А.В. Кузьмін [138] вказують на те, що в кварцитах Дібровської структури під мікроскопом встановлено напівобкочені уламки чистого кварцу розміром до 1—3 мм, від чого порода набуває конгломератоподібних рис.

Радіоактивна мінералізація представлена монацитом (чералітом), бранеритом, кофінітом, настураном, гідронастураном, уранінітом і урановими чернями. Чіткої вертикальної рудно-мінералогічної зональності від поверхні докембрія до глибини 560 м (максимальної глибини підсічення зруденіння) не встановлено, хоча в приповерхневій частині (до глибини 270—275 м) переважають чераліт, кофініт і бранерит, в зонах гіпергенезу — уранові черні, а на максимальних глибинах більш поширені оксиди урану (уранініт, настуран, гідронастуран).

Багатоактний характер Девладівського довгоіснуючого розлому зумовив полістадійне формування рудної мінералізації, її трансформації і перерозподілу в межах зон дроблення, катаклазу і дрібної тріщинуватості. Саме в цьому чітко проявився регенерований тип зруденіння.

В.С. Сьомка і співавт. [141] на підставі виконаних досліджень цирконів на мас-спектрометрі «Елемент-2» в Брістольському університеті (Велика Британія) встановили, що вік апліт-пегматоїдних гранітів на дібровській ділянці дорівнює 3300 ± 16 млн років, аплітів — 3213 ± 16, а рудоносних вторинних кварцитів, що розвинулись за рахунок них, 2893 ± 17 млн років. Середньозважений вік монацитів із вторинних кварцитів, розрахований за вмістом U, Th, Pb, дорівнює 2786 ± 54 млн років. Ці дослідники переконані у зв'язку дібровського REE-U-Th-зруденіння з апліт-пегматоїдними гранітами, які за вмістом лугів (9,4 %) і високим коефіцієнтом агпаїтності (0,7) можуть бути віднесені до сублужного типу, характерному для гідротермальних середньо- і низькотемпературних REE-U-Th родовищ.

Руди Дібровського родовища представлені сірими катаклазованими, брекчованими і тектонічно розсланцьованими, скелеватими дрібно-середньозернистими кварцитами. Мінеральний склад вторинних кварцитів непостійний, тому вміст породоутворювальних мінералів варіює у широких межах, %: кварц 40—55; польові шпати — мікроклин + плагіоклаз 15—58; силіманіт 5,0—12; мусковіт 4,0—5,0; біотит 0,5—2,0; фуксит 0,5—1,5; сульфіди (переважно пірит, іноді піротин, молібденіт, галеніт, халькопірит) 0,5—10,0; монацит 1,5—5,0 (місцями до ураганних 15—18); кальцит до 0,5; циркон, апатит, рутил — поодинокі зерна, гідроксиди заліза, каолініт (переважно у приповерхневій частині розрізу та в слабосцементованих пухких зонах дроблення і тріщинуватості).

Нижче наведено хімічний склад рудної сировини Дібровського родовища (за даними ДП «СхідГЗК»):

Компонент	Вміст, %	Компонент	Вміст, %
U	0,324	Al_2O_3	7,23
SiO_2	80,60	CaO	1,56
Fe_2O_3	1,06	MgO	1,29
FeO	0,60	P_2O_5	0,13
TiO_2	0,43	ZrO_2	0,024

Фізичні властивості руди визначені в лабораторії ДП «СхідГЗК». Об'ємна маса руди 2,65 г/см^3, міцність — 14 одиниць за шкалою Протод'яконова, природна вологість не перевищує 0,5 %.

Середній вміст урану, торію і РЗЕ (ітрієва і церієва групи), визначений методом хімічного аналізу, в середньому становить 0,0324, 0,0175 і 0,3377 % відповідно.

У результаті мінералогічних досліджень рудної речовини небезпідставно вказується на багатофазове телескоповане (!) формування зруденіння від високих температур до низьких з багатофазним заміщенням одних рудних парагенезисів іншими [23, 24]. Багатостадійний процесс рудоутворення супроводжувався метасоматозом (мусковітизація, фукситизація, мікроклінізація, карбонатизація) та, за О.О. Крамаром [146], метаморфізмом, у результаті чого без привнесення кремнезему каолінітовмісні породи перетворилися у силіманітові вторинні кварцити.

Висновки В.С. Сьомки та співавт. [140, 141] щодо багатостадійної історії формування комплексного зруденіння узгоджуються з хронологічними даними: вік монациту 2830 і 1840 млн років, уранової мінералізації — 830 і 550 млн років. Проте, не піддаючи сумніву вік апліт-пегматоїдних гранітів Дібровського масиву (3300 ± 16 млн років) і навіть твердження В.С. Сьомки з колегами [140, 141] про генетичний зв'язок зруденіння з формуванням цих гранітоїдів, а виникнення рудоконтролюючих кільцевих розломів — з процесом остигання інтрузивного магматичного масиву, це неможливо уявити, оскільки з гранітоїдами, які сформувались (і «остигли») відповідно за 470 і 750 млн років до виникнення уранової мінералізації, генетично пов'язане Дібровське комплексне зруденіння.

На стадії підрахунку перспективних ресурсів урану, торію і РЗЕ (передусім лантану і церію) можна стверджувати, що рудний об'єкт, локалізований на Дібровській ділянці, є промисловим родовищем комплексних руд.

У пізнанні особливостей формування та локалізації зруденіння Дібровського родовища важливу роль відіграють термобарогеохімічні дослідження, результати яких та їх геологічну інтерпретацію наведено нижче.

У формуванні вторинних кварцитів Дібровського родовища брали участь флюїдні включення. Досліджено, що включення утворилися внаслідок проникнення розплаву в кварц за наявності проміжної мінеральної фази («шапочки»). Вперше вони згадуються у роботах [148, 149].

Термін «флюїд» ми використовуємо у широкому значенні, як будь-яке мінералоутворювальне середовище з малою динамічною в'язкістю (газ, рідина, розплав). Прийнято двочленний генетичний поділ флюїдних включень та інших термінів їх опису, за тлумаченням Г.Г. Леммлейна і В.А. Калюжного [149, 150].

Флюїдні включення було досліджено у полірованих з обох боків пластинках породи під стереомікроскопом типу SZM-45T2 і поляризаційним мікроскопом Polmi (Karl Zeiss Jena). Об'єкти сфотографовано цифровим апаратом Power Shot A630 (Canon), закріпленим за допомогою адаптера на окулярі мікроскопа. Растрові знімки й хімічний склад речовини включень отримували на скануальному мікроскопі JSM-6700F з енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED 2300 (Jeol) (ІГМР НАН України, аналітик О.А. Вишневський). Температури фазових змін вмісту включень визначали кріокамерою з точністю ±0,2 °С і термокамерою (±20 °С) [151].

Включення з «шапочкою» мають видовжену трубкоподібну форму й характерну будову: їх вершини (головки) *завжди* покриті тонкою пластинкою речовини, що переважно не просвічує у прохідному світлі (рис. 2.29).

Ця непрозора пластинка розміщується між матрицею кристала-господаря і вмістом включення, тому отримала назву проміжної мінеральної фази [151], або, як уже згадувалось, «шапочки». Розміри й форма «шапочки», як правило, відповідають величині й формі поперечного перерізу включень. Така залежність вказує, що вміст включення проникав у кварц за допомогою проміжної мінеральної фази [142, 148, 151]. Включення з «шапочкою» заповнені прозорою, безбарвною, зазвичай оптично ізотропною речовиною, показник заломлення якої більший за такий кварцу. Ця речовина, найімовірніше, відповідає силікатному склу. Довжина включень з «шапочкою» у

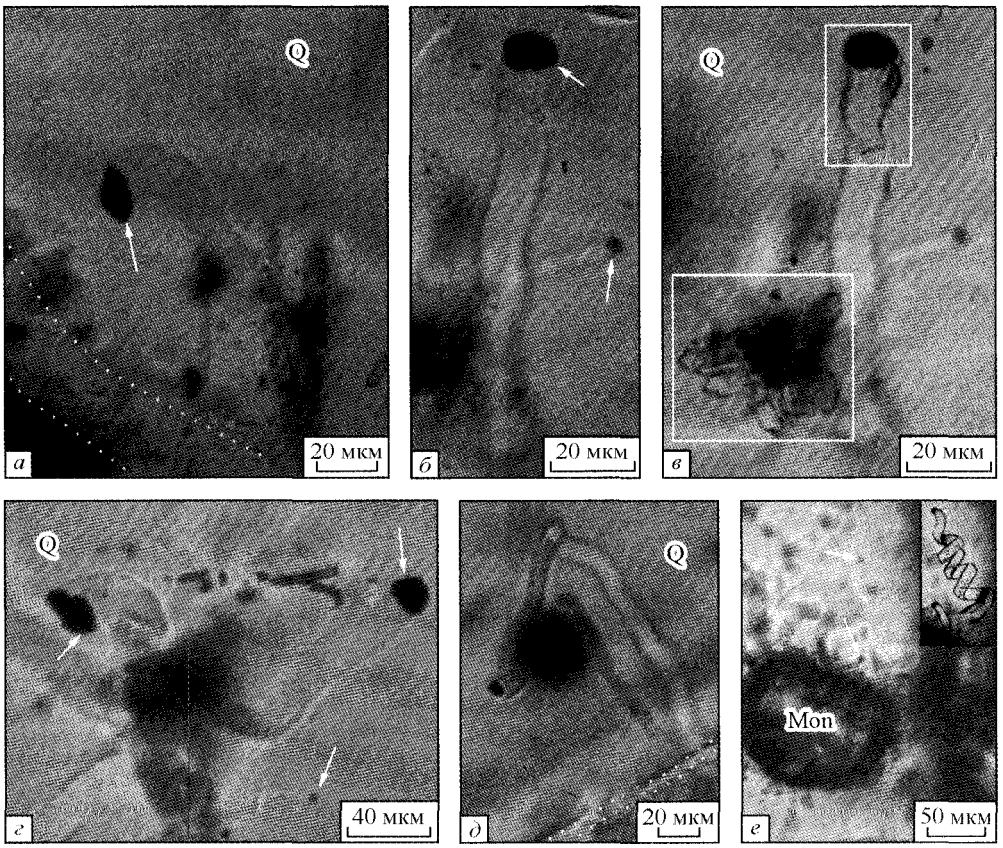


Рис. 2.29. Форма трубкоподібних виділень скла з «шапочкою» у кварці (Q) вторинного кварциту Дібровського родовища. Оптичний мікроскоп, прохідне світло.

Індивіди: *а—в* — поодинокі, *г, е* — численні індивіди; *д, е* — трубкоподібні утворення скла петлеподібної форми. Прямокутниками позначено ділянки скла і «шапочки», підготовлені для електронно-зондового хімічного аналізу (*в*), стрілками — «шапочки»; пунктирними лініями виділені контури тріщин, з яких починають рости утворення з «шапочкою». На врізці (*е*) — рисунок спіралеподібного включення з «шапочкою» навколо зерна монациту (Mon), зроблений за фотографією

кварці родовища переважно 50—100 мкм, у поперечнику зазвичай від 1—5 до 10, рідко до 20 мкм.

Здебільшого у кварці трапляються поодинокі включення, проте іноді їх кількість сягає 5—7, іноді більше індивідів, що скупчуються навколо зерен монациту й піротину (рис. 2.29 і 2.30). Речовина включень пориста, проте пористість поширена у ній нерівномірно.

Прикметно, що на Дібровському родовищі включення скла з «шапочкою» часто утворюють одне ціле з речовиною тріщин. За складом «шапочка» відповідає мінеральному агрегату, що виник унаслідок розкристалізації й заміщення скла (рис. 2.30). У цих випадках такі утворення не відповідають вимогам визначення терміна «включення», оскільки вони не повністю ізольовані з усіх боків у кварці (або так можна передбачати). Товщина речовини у тріщині — переважно до 2—3 мкм, іноді більше.

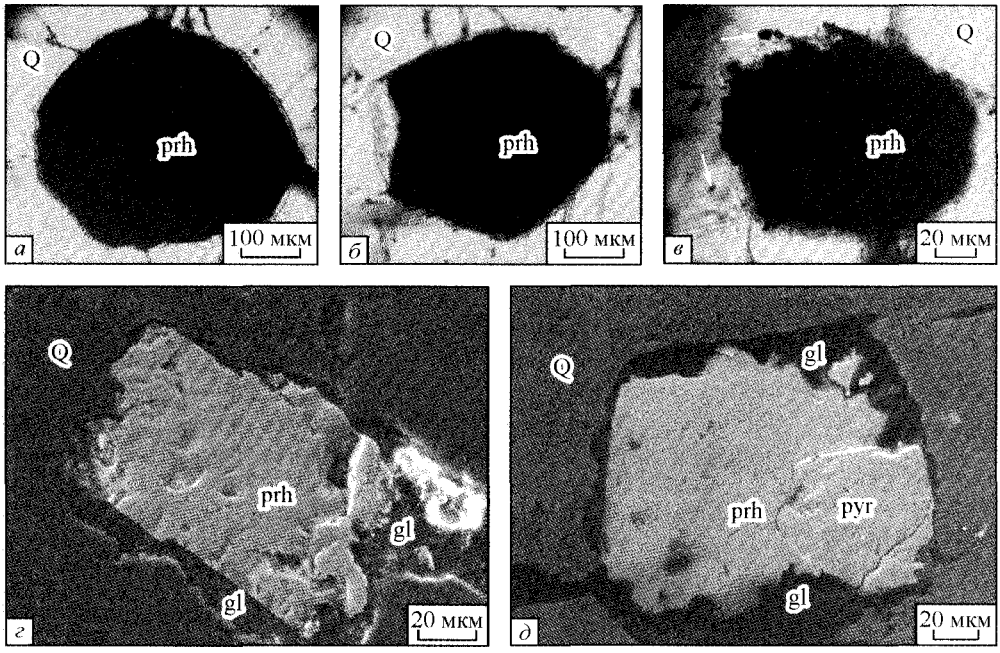


Рис. 2.30. Облямівки скла навколо зерен піротину (prh) і піриту (pyr) у кварці (Q) вторинного кварциту Дібровського родовища:

а—в — вигляд включень у прохідному світлі оптичного мікроскопа; від одного із зерен (*в*) відходять утворення з «шапочкою» (вказано стрілками); *г, д* — РЕМ-зображення включень (сканувальний мікроскоп JSM-6700F)

Трубкоподібні утворення з «шапочкою» за формою здебільшого близькі до прямолінійних. Іноді вони бувають складнішими, утворюють навіть петле- або спіралеподібні індивіди (див. рис. 2.29, *д*). В останніх випадках напрямок росту включень у процесі проникнення розплаву в кварц змінювався навіть на протилежний. Спіралеподібна форма індивіду, ймовірно, повторює дефектну структуру росту кристала кварцу.

Включення з «шапочкою» в кварці Дібровського родовища за формою і будовою подібні до раніше виявлених включень на Майському родовищі золота Голованівської шовної зони [153] і сподумен-петалітовому родовищі Надія Інгульського мегаблока УЩ [152].

Включення з «шапочкою» на Дібровському родовищі виявлені лише у кварці вторинних кварцитів. Показово, що й в інших місцях свого поширення в породах УЩ вони також приурочені лише до кварцу.

Іноді на кінцевій стадії формування включень зменшуються розміри «шапочки», а також поперечний переріз скла включень. Товщина проміжної мінеральної фази включень у кварці — від 2—5 до 10 мкм. Вона трохи більша, ніж на інших об'єктах поширення включень з «шапочкою» (від 1—2 до 2—4 мкм) [152, 153]. «Шапочки» за хімічним складом відповідають піротину, галеніту, халькопіриту, продуктам заміщення халькопіриту (табл. 2.37).

Таблиця 2.37. **Хімічний склад «шапочок» у кварці вторинних кварцитів Дібровського родовища, % маси**

Номер включення	Номер аналізу	Fe	Cu	Pb	S	Мінерал	а.в.* S/Fe
4-4	1	58,1	0	0	41,9	Піротин	1,26
4-4	2	44,48	0	0	55,52	Пірит	2,18
4-4	3	43,16	0	0	56,84	»	2,29
4-4	4	57,89	0	0	42,11	Піротин	1,27
4-4a	7	58,5	0	0	41,5		1,24
4-4a	8	58,37	0	0	41,63		1,24
1-5b	37	59,21	0	0	40,79		1,19
1-6b	42	59,24	0	0	40,76		1,19
1-6b	44	44,79	0	0	55,21	Пірит	2,15
D-35a	48	61,94	0	0	38,06	Піротин	1,07
1-5b	38	58,88	0	0	41,12		1,21
D-1c	16	64,95	0	0	35,05		0,94
D-6b	22	60,68	0	0	39,32		1,13
D-5a	23	32,25	35,63	0	32,02	Халькопірит	—
D-35b	52	29,93	36,2	0	33,87		—
D-35b	53	30,2	35,6	0	34,2		—
1-6b	43	30,96	33,97	0	35,07		—
1-6b	48	30,37	34,21	0	35,42		—
D-35a	47	3,61	0	79,67	16,72	Галеніт	—
1-6b	47	1,97	1,86	80,15	16,01		—

* а.в. — атомне відношення.

Скло включень з «шапочкою» відповідає силікатній речовині (табл. 2.38), що складена лише SiO_2 (53,59—67,55 %) і Al_2O_3 (32,45—46,41 %). Воно за хімічним складом суттєво відрізняється від вмісту включень з «шапочкою», виявлених у інших місцях [148].

Хімічний склад скла, що виповнює тріщини, близький до складу скла включень з «шапочкою» (табл. 2.39). Іноді скло тріщин зазнає розкристалізації й заміщення. Одна з ділянок «шапочки» збагачена хромом (табл. 2.39, ан. 19—21).

Хімічний склад скла «облямівок» навколо зерен піротину складається переважно з SiO_2 і Al_2O_3 (табл. 2.40), співвідношення вмісту яких ідентичне вмісту тріщин і включень з «шапочкою» (див. табл. 2.39).

Досі, як уже зазначалось, не існує узгодженої єдиної гіпотези щодо генезису уранового зруденіння у давніх конгломератах. Детальний аналіз існуючих гіпотез подано в роботі В.М. Котляра і співавт. (1963), які виділяють чотири найвідоміші думки відносно походження та формування цих родовищ: 1) утворення металоносних конгломератів, як давніх метаморфічних розсипів; 2) інфільтраційного походження; 3) гідротермального генезису; 4) осадово-метаморфогенного походження металоносних конгломератів у результаті хімічного осадження і подальшого метаморфізму.

Наведені аргументи переконливо доводять, що руди родовища належать до регенерованих і утворилися під час формування Девладівського глибинного розлому в межах первинно збагачених рудними елементами осадових порід Дібровської брахісинкліналі внаслідок мобілізації і перевідкладання РЗЕ, торію, урану.

Таблиця 2.38. **Хімічний склад вмісту утворень з «шапочкою» у кварці вторинних кварцитів Дібровського родовища, % маси**

Номер включення	Номер аналізу	Al_2O_3	SiO_2
1-1a	30	45,39	54,61
1-1a	31	46,03	53,97
1-1a	32	45,33	54,67
D-1c	17	41,12	58,88
D-35a	49	46,27	53,73
D-35a	50	46,13	53,87
D-35a	51	45,77	54,23
D-35b	54	45,39	54,61
D-35b	55	46,22	53,78
D-35b	56	45,32	54,68
D-5a-1*1	27	43,28	52,41
D-5a-1	28	45,85	54,15
D-5a-1*2	29	45,78	53,49
D-5a	25	45,73	54,27
D-5a*3	24	42,69	49,75
D-5a*4	26	33,13	38,03

*1 Вміст Na_2O — 4,32 %.
*2 Вміст K_2O — 0,74.
*3 Вміст SO_3 — 3,46; FeO — 2,24; CuO — 1,86 %.
*4 Вміст SO_3 — 11,95; FeO — 8,55; CuO — 8,34.

Таблиця 2.39. **Хімічний склад вмісту тріщин, що пов'язані з включеннями з «шапочкою» у кварці вторинних кварцитів Дібровського родовища, %**

Номер включення	Номер аналізу	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	Ca●	Cr_2O_3
4-1a	15	44,42	54,9	0,67	—	—
4-1a	16	44,44	54,64	0,92	—	—
4-1a	17	37,65	50,09	—	12,27	—
4-1b	18	31,52	67,6	0,88	—	—
4-1b	19	24,6	37,58	1,38	30,21	6,23
4-1b*1	20	33,52	40,86	1,88	18,88	2,83
4-1b*2	21	29,76	55	1,87	2,02	9,09
4-6	22	46,38	53,62	—	—	—
4-6	23	43,4	56,6	—	—	—
4-6	24	44,52	54,42	1,06	—	—
4-6	25	44,33	55,67	—	—	—
4-6a	26	44,52	55,48	—	—	—
4-6a	27	45,97	54,03	—	—	—
1-5b*3	39	40,15	57,3	1,14	—	—
1-5b	40	47,02	52,98	—	—	—
1-5b	41	45,16	54,84	—	—	—
1-6r	51	45,93	54,07	—	—	—
1-6r	52	45,77	54,23	—	—	—
D-1b	18	44,53	52,42	3,06	—	—
D-1b	19	45,66	53,42	0,91	—	—

*1 Вміст Na_2O — 2,03 %.
*2 Вміст FeO — 2,25 %.
*3 Вміст FeO — 1,42 %.

Цьому процесу сприяла гетерогенна мінералоутворювальна система, складовою частиною якої був рідкий CO_2-флюїд. Нижче в хронологічному порядку подано реконструкцію *PT*-параметрів формування родовища за флюїдними включеннями у кварці [140, 148, 153, 154], визначених за допомогою різних методів.

Таблиця 2.40. **Хімічний склад облямівок навколо сульфідних мінералів у кварці вторинних кварцитів Дібровського родовища, %**

Номер включення	Номер аналізу	Al_2O_3	SiO_2
4-4*	5	43,49	48,43
4-4a	9	52,83	47,17
4-4a	10	53,56	46,44
D-6b	20	45,55	54,45
D-6b	21	45,95	54,05
1-6b	45	46,24	53,76
1-6b	46	46,66	53,34
1-6b1	49	46,04	53,96
1-6b1	50	45,92	54,08

* Вміст K_2O — 4,17, FeO — 3,91 %.

Вивчення вторинних включень гомогенного захоплення гетерогенної системи водного розчину і рідкого CO_2-флюїду [150]. Температури водного розчину дорівнюють 230—235, 240—245 °С. Густина сингенетичних до них включень рідкого CO_2 становить ~0,80 г/см^3 (рис. 2.31). Розрахований за цими даними флюїдний тиск дорівнює ~110 МПа [155]. Деякі варіації густини рідкого розчину CO_2 включень в одній залікованій тріщині ($T_г$ = +16 ... +18; +18 ... +20 ± 0,2 °С, густина 0,79—0,81 г/см^3) вказує, що навіть протягом короткого часу заліковування тріщин у кварці флюїдний тиск змінюється несуттєво. Близькі значення $T_г$ водних газово-рідких включень (240—255 °С) і густини CO_2-розчину (0,731 і 0,688 г/см^3) включень у кварці вторинних кварцитів наведено у статті [140].

Суміщення PT-діаграм стану системи кіаніт—андалузит—силіманіт і CO_2. *PT*-параметри точок перетину ізохор густиною (0,82—0,87 г/см^3) CO_2-розчину первинних включень, що «прилипли» до голчастих включень силіманіту в кварці, з лінією поділу поля андалузиту і силіманіту на діаграмі стану системи кіаніт—андалузит—силіманіт відповідають умовам консервації включень і кристалізації силіманіту (рис. 2.31) — 400—420 °С і 220—240 МПа [155].

Вивчення включень скла з «шапочкою», що утворилися за участю проміжної мінеральної фази й мають індикаторне (типоморфне) значення [148]. Розглянемо цей метод визначення *PT*-параметрів мінералоутворення детальніше.

Наголосимо, що лише реконструкція умов формування включень з «шапочкою» у кварці Майського родовища золота дала змогу однозначно стверджувати, що проникнення силікатного і карбонатного розплавів у кварц відбулося за участю «шапочок» (тонких пластинок золота 992-ї проби) за високих *PT*-параметрів CO_2-флюїду [153]. Виявилося, що ці включення приурочені виключно до залікованих тріщин з дочірніми включеннями золота навколо розтрісканих його включень у кварці. *PT*-параметри розтріскування включень золота перевищують 1112 °С і 820 МПа [151].

Оскільки всі утворення з «шапочкою» мають однакову будову, розміри та наповнення, можна стверджувати, що й сформувалися вони в ідентичних умовах. Тому на геологічних об'єктах, де виявлені включення з «шапочкою», слід шукати докази прояву на них короткотривалих високих температур і тисків газового флюїду.

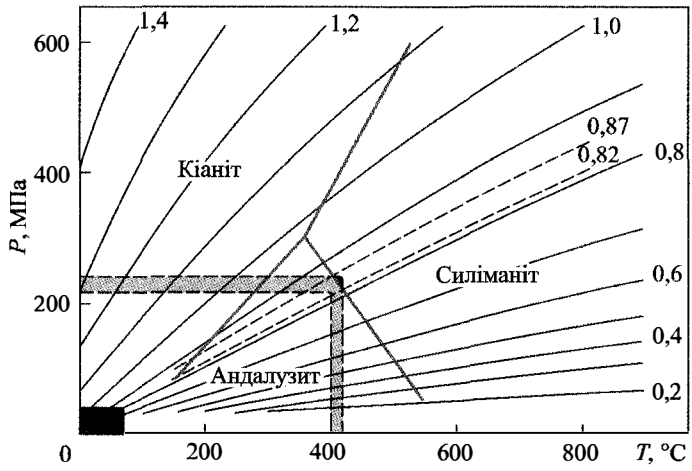


Рис. 2.31. *PT*-параметри точок перетину ізохор CO_2 густиною 0,82—0,87 г/см^3 на межі поділу «андалузит—силіманіт» діаграми стану системи андалузит—силіманіт—кіаніт

Вторинні включення з «шапочкою» трапляються дуже рідко. Дібровське родовище — третій геологічний об'єкт на УЩ (після Майського родовища й сподумен-петалітового родовища Надія), на якому вони були виявлені. Інформація про знахідки таких включень на інших місцях планети нам невідома. Найімовірніше, що подібні включення не помічають під час вивчення геологічних об'єктів.

Проаналізуємо реконструкцію *PT*-параметрів утворення включень скла з «шапочкою» у кварці Дібровського родовища, враховуючи такі аспекти.

1. Знахідки включень рідкого CO_2-флюїду гомогенного походження. У кварці (св. 74, гл. 171,3 м) виявлені вторинні включення рідкого CO_2-флюїду гомогенного походження, їх густина 1,0 г/см^3 ($T_г$ = –14,7 ± 0,20 °С; $T_{п.г}$ = –57,0 ± ± 0,2 °С). Найімовірніше, вона відповідає густині CO_2-флюїду високотермобаричних потоків. Близькі значення густини включень CO_2-розчину (~1,0 г/см^3) зафіксовано і на інших об'єктах УЩ, де проявилася дія високотермобаричних потоків CO_2-флюїду й виявлені включення з «шапочкою» [148, 152, 153].

2. Вміст включень представлений склом, місцями, ймовірно, частково зміненим. Візуально плавлення скла утворень з «шапочкою» за нагрівання до 1100 °С не вдалося зафіксувати, хоча їх вигляд до і після нагрівання помітно змінився [148].

3. Наявність прозорих облямівок скла навколо деяких зерен піротину, монациту в кварці. Ці облямівки (див. рис. 2.30) можна було б прийняти за реакційні, тобто такі, що утворилися на контакті мінералів за високих *PT*-параметрів мінералоутворення. Проте за хімічним складом вони подібні до скла включень з «шапочкою» (табл. 2.40). Тому очевидно, що такі облямівки виникли внаслідок того, що силікатний розплав по тріщинах потрапив у простір між мінералами. Від облямівок іноді відходять індивіди скла з «шапочкою» (див. рис. 2.29), що вказує на високі значення *PT*-параметрів

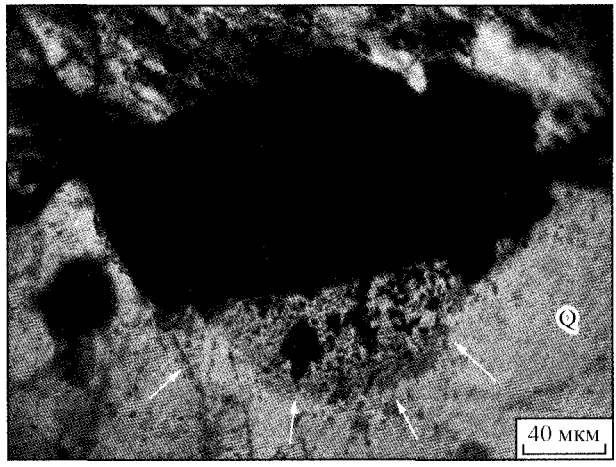


Рис. 2.32. Розтріскане зерно піротину у кварці вторинного кварциту Дібровського родовища. Стрілками окреслено периферію клиноподібної залікованої тріщини з включеннями

мінералоутворення. Проте самі мінерали, навколо яких виявлені «облямівки», не зазнали плавлення.

4. Розтріскування мінеральних включень. У залікованих тріщинах розриву навколо деяких включень піротину розміщуються дочірні включення (рис. 2.32). Вони утворилися за підвищених *PT*-параметрів мінералоутворення.

Наведені факти дають змогу лише оцінити значення *PT*-параметрів силікатного розплаву, що проникав у кварц по тріщинах і за допомогою «шапочок» формував своєрідні вторинні включення. Стан розплаву визначається *PT*-параметрами однієї з точок на ізохорі CO_2 густиною 1,0 г/см^3. За температури 1000—1100 °С тиск відповідає 720—760 МПа, якщо ж мінерал «шапочки» у процесі проникнення силікатного розплаву у кварц перебував у рідкому стані, то його температура була більшою за температуру плавлення піротину «шапочки» (1180 °С при $1 \cdot 10^5$ Па), а тиск ≥870 МПа.

Отже, реконструкція *PT*-умов формування вторинних кварцитів Дібровського родовища за флюїдними включеннями у кварці ґрунтується на трьох реперних точках (опис наведено у напрямку прояву флюїдів: від раніших до пізніших).

Перша точка. Її положення пов'язане з відтворенням умов консервації первинних включень CO_2-флюїду, що «прилипли» до голчастих виділень силіманіту в кварці. Отже, формування вторинних кварцитів родовища відбувалося за температури 400—420 °С і тиску 220—240 МПа за участю рідкого CO_2-флюїду густиною 0,82—0,87 г/см^3) [155].

Друга точка. Її положення узагальнює непросту реконструкцію умов формування вторинних включень з «шапочкою». Максимальні значення *PT*-параметрів потоку CO_2-флюїду, що брав участь у проникненні силікатного розплаву у кварц за участю мінералів «шапочки», становили орієнтовно 1000—1100 °С і 720—760 МПа. Для породи такі високі значення *PT*-параметрів проявляються локально [142], тобто в тонких тріщинах,

по яких з великою швидкістю рухалися високотермобаричні потоки рідкого CO_2-флюїду.

За хімічним складом силікатне скло включень (або утворень) з «шапочкою» Дібровського родовища суттєво відрізняється від раніше вивчених [151]. Примітивний склад скла засвідчує, що воно було генеровано потоком високотермобаричного CO_2-флюїду через плавлення силіманіту й кварцу.

Велика швидкість високотермобаричних потоків рідкого CO_2-флюїду викликатиме підвищення його температури внаслідок тертя CO_2-флюїду зі стінками тріщин, тобто в місці зародження потоку температура могла бути нижчою.

Третя точка. Її положення дає змогу з високою точністю відтворити *PT*-параметри мінералоутворення за вторинними включеннями гетерогенної системи водний розчин + рідкий CO_2-флюїд — 230—245 °С і ~110 МПа [155]. Зафіксовані також значно нижчі параметри консервації пізніших вторинних включень у кварці вторинних кварцитів [156].

Надходження флюїдних потоків CO_2-розчину у водну систему зони тріщинуватості родовища було пульсаційним і визначалося тектономагматичними умовами його становлення. *PT*-умови формування вторинних кварцитів родовища змінювалися в напрямку, що відповідає наведеному вище порядку їх опису.

Якщо тиск CO_2-флюїду в момент консервації включень дорівнював 720—760 МПа, то глибина джерела його надходження становила 36—38 км [151]. Потоки CO_2-флюїду могли потрапити в середовище мінералоутворення родовища лише по зонах тріщинуватості порід глибинного розлому. Ці потоки є продуктами дегазації основної або ультраосновної магми [142]. В систему мінералоутворення родовища разом з потоками CO_2-флюїду могли надходити й інші компоненти.

Хімічний склад нагрітого водного розчину містить іони CO_3^{2-}, HCO_3^-, оскільки він перебував у рівновазі з рідкою фазою CO_2-розчину, що сприяло утворенню легкорозчинних у воді ураніл-карбонатних комплексних сполук [157]. За наявності геохімічних бар'єрів (піриту, піротину) згадані комплекси розпадаються і осаджуються уранові мінерали.

Породи, що потрапляли у зону тріщинуватості Девладівського розлому, в процесі формування родовища зазнавали змін під впливом гідротермальних розчинів «водний розчин + рідкий CO_2-флюїд». Руди родовища, зокрема уранові, слід віднести до регенерованих, тобто таких, що утворилися під час формування Девладівського глибинного розлому в межах первинно збагачених рудними елементами кварцитів нижньої підсвіти дібровської світи внаслідок мобілізації і їх перевідкладання [153]. Ця думка підтверджується відсутністю уранової мінералізації в межах Девладівського розлому за межами брахіскладки і в породах верхньої підсвіти із залізорудними кварцитами, а також поступовим зменшенням потужності рудних зон за падінням і їх виклинюванням у зоні розлому. Крім того, факти засвідчують, що рудна речовина в процесі формування родовища переносилась на невеликі відстані. Зазначені особливості формування цього об'єкта слід брати до уваги під час пошуків подібних родовищ на УЩ.

* * *

У результаті структурно-петрологічних, мінералого-петрографічних, рудно-мінералогічних, геохімічних і термобарогеохімічних досліджень установлено таке.

Дібровське родовище комплексних рідкісноземельно-уран-торієвих руд є полістадійно-полігенним і належить до типу регенерованих.

Первинне зруденіння належить до типу «давніх ураноносних конгломератів» (родовища Вітватерсланд, Блайнд-Рівер та ін.), а апоконгломератові вторинні кварцити утворилися внаслідок денудації мезоархейських гранітоїдів, перенесення рудоносних прибережно-морських осадових порід, їх діагенезу та метаморфізму в амфіболітовій фації. Основним рудним мінералом на початковій стадії формування первинного давнього зруденіння був апогранітовий монацит (чераліт) — важливий носій торію, РЗЕ (в першу чергу лантану і церію) і деякою мірою урану, а також циркон, що містить уран. Подальший процес осадження урану і формування давньої уранової мінералізації в морських осадах мав седиментаційно-діагенетичний характер.

Головною рудоконтролюючою структурою Дібровського родовища є Девладівська глибинна мантійно-корова зона розломів, у межах якої в результаті багатоактної активізації і пульсаційного надходження флюїдів у вторинні кварцити родовища давні рудні поклади трансформувалися без суттєвої зміни їх седиментаційно-пошарової морфології.

Петрологічний контроль комплексного зруденіння чітко виражений у локалізації рудної мінералізації в трьох пластових зонах проникних, тріщинуватих і катаклазованих силіманітових, мусковіт- і фуксит-силіманітових кварцитів.

Регенерація зруденіння Дібровського родовища пов'язана з етапами активізації Девладівської глибинної зони розломів, які розтягнулись у часі (починаючи від неоархея) і зафіксовані складними поліхронними тектонітами та багатостадійною рудною і супутньою мінералізацією.

Дібровське родовище — показовий приклад формування промислових покладів руди, найімовірніше, нерудоносними потоками CO_2-флюїду. Ці потоки тривалий час пульсаційно надходили в зону тріщинуватості Девладівського глибинного розлому [153]. Гідротермальний розчин брав участь у становленні родовища за рахунок мобілізації й перерозподілу первинного скупчення рудних елементів у первинно-осадових породах Дібровської брахісинкліналі. Тривалість дії такого потоку визначала температуру і тиск мінералоутворювальної системи родовища — від короткочасних максимальних значень *PT*-параметрів гомогенного високотермобаричного потоку CO_2-флюїду (орієнтовно 1000—1100 °С і 720—760 МПа) до тривалого існування гетерогенної (водний розчин + рідкий CO_2-флюїд) флюїдної системи за істотно нижчих значень — 230—245 °С, ~110 МПа і менше. Виявлені особливості його формування слід враховувати під час пошуку подібних об'єктів на УЩ.

Скло включень, або утворень з «шапочкою», відповідає силікатній речовині, складовими якої є лише SiO_2 (53,59—67,55 %) і Al_2O_3 (32,45—46,41 %). Воно утворилося внаслідок консервації розплаву, що виник у процесі плавлення силіманіту й кварцу під впливом високотермобаричних потоків

CO_2-флюїду. Ці потоки з великою швидкістю потрапляли у зону тріщинуватості вторинних кварцитів родовища. Їх дія була нетривалою: силікатний розплав за допомогою «шапочок» проникав у кварц на глибину лише до 0,1 мм.

Хімічний склад гідротермального розчину, що перебував у рівновазі з рідким CO_2-флюїдом, містив іони CO_3^{2-}, HCO_3^{-1}. Він сприяв перерозподілу і локалізації рудних компонентів, зокрема урану, в процесі формування Дібровського родовища. Потоки CO_2-флюїду могли привносити в середовище мінералоутворення й інші компоненти.

Дібровське родовище — третій, після Майського родовища золота й сподумен-петалітового родовища Надія, геологічний об'єкт на УЩ, на якому були виявлені вторинні флюїдні включення з «шапочкою» і прояви на них потоків CO_2-флюїду, зокрема, й короткочасних високотермобаричних. Інформація про знахідки таких включень на інших місцях планети нам невідома. Назагал, така ситуація, найімовірніше, зумовлена ***не стільки рідкістю*** проявів у природі незвичних умов, за яких виникали ці специфічні включення, ***скільки тим, що*** вони залишаються поза увагою дослідників, оскільки ***їх просто не помічають*** у мінералах.

Перспективними на полігенне комплексне зруденіння типу дібровського у Приазовському мегаблоці серед більш ніж десятка ділянок, складених породами, подібними до дібровських, є такі, що потрапили в зони довгоіснуючих глибинних розломів і зазнали глибоких процесів регенерації.

2.4. УРАНОВЕ ЗРУДЕНІННЯ У СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНИХ ЗОНАХ НЕУЗГОДЖЕНОСТІ ТА АКТИВІЗАЦІЇ

2.4.1. Передумови виявлення багатих уранових руд у міжблокових зонах неузгодженості Українського щита

На цей час потреби України в сировині для атомної енергетики забезпечуються рудами натрій-уранової формації. Руди належать до рядових і бідних, важкозбагачуваних, що визначає їх високу вартість. Україна за рахунок власної сировини забезпечує близько 30 % своїх потреб. Така кон'юнктура видобутку зумовлює актуальність пошуків в Україні тих регіонів, де є передумови виявлення, зокрема, багатих уранових і комплексних уран-поліметалевих руд так званого типу неузгодженості.

Найтиповішим регіоном розвитку руд цього типу є Атабаска в Канаді. Наявні описи руд цього району дають змогу розглянути основні типоморфні особливості його геологічної будови та еволюції процесів уранонакопичення, що важливо для пошуків можливих аналогів у межах УЩ і його обрамлення.

Характеристика родовищ району Атабаска наведена за матеріалами Г.В. Пакульніс і М.В. Шумиліна [163].

Район Атабаска розташований у південно-західній частині Канадського щита, у ранньопротерозойському блоці Черчил, що розділяє архейські блоки Сьюперіор і Слейв. Складчасто-блоковий фундамент провінції Черчил представлений різновеликими блоками (Західний, Маджейтик, Вірджин-Рівер та ін.) і уступами, складеними архей-нижньопротерозойськими породами амфіболіто-

вої та діафторованої гранулітової фацій, розділеними природломними зонами ранньопротерозойської складчастості (Вірджин-Рівер, Карлсуел, Воластон). Нижньопротерозойські породи більш радіоактивні, ніж породи архею. Привертає увагу збагаченість графітом гнейсів, які приурочені до периферії куполоподібних граніт-мігматитових структур, обмежених кільцевими розломами. Вік порід фундаменту понад 1750 млн років [163]. Породи фундаменту виведені на рівень ерозійного зрізу в середньому протерозої; породи середнього протерозою в стратиграфії регіону не виділені. Верхньопротерозойські породи (1630—1410 млн років) формації Мартін (конгломерати, брекчії, аркозові пісковики, алевроліти, базальти) установлено тільки в невеликих природломних западинах у блоках, які обрамляють западину Атабаска.

У ранньому рифеї на архей-ранньопротерозойському фундаменті закладалася й продовжувала формуватися западина Атабаска, що успадкувала трансрегіональну північно-східну шовну зону (Атабаська вісь), яка складається із субпаралельних розломів. По одному із цих розломів западина Атабаска розділена на два басейни (троги?) — Мирор і Крик. У межах западини збереглася латеритна кора вивітрювання архей-нижньопротерозойських порід потужністю 40—50 м, на якій залягають породи групи Атабаска. До складу цієї групи входять дев'ять морських й алювіальних літоформацій (Манітоу-Фолс, Феар-Пойнт, Лейзенбей-Лейк, Вулверайн-Пойнт, Локер-Лейк, Оверсайд, Тьюма-Лейк, Дуглас, Карсуел): це літифіковані слабометаморфізовані пісковики, конгломерати, алеврити, аргіліти. У центрі западини потужність порід групи Атабаска досягає 3000 м; ці породи січуться дайками лужних діабазів віком 950—1310 млн років і перекриті четвертинним чохлом потужністю понад 100 м. Вік порід групи Атабаска визначено в інтервалі 1510—1340 млн років [163].

В архейських блоках, що обмежують западину Атабаска, установлено жильно-штокверкові уранові родовища й прояви ранньопротерозойського віку (Біверлодж, Ністо, Шарлебуа-Лейк, Банкрофт).

Основна маса типових родовищ «неузгодженості» зосереджена у південно-східній периферичній частині западини Атабаска, що приурочена до зони переходу порід групи Атабаска до порід фундаменту блока Воластон. На найбільших родовищах Сігар-Лейк, Кі-Лейк, Мак-Артур запаси урану становлять сотні тисяч тонн за вмісту урану від десятих часток до цілих відсотків. На цих родовищах, що є найтиповішими, установлено поклади двох типів: 1) опущені в породи фундаменту на глибину від десятків метрів до 300 м від поверхні неузгодженості й приурочені до тектонізованих графітвмісних гнейсів, турмаліновмісних скарнів, метабазитів; 2) основні, локалізовані в базальних породах групи Атабаска серед розущільнених пісковиків з лінзами конгломератів. У покладах обох типів широко проявлений навколорудний метасоматоз із розвитком іліту, серициту, хлориту, каоліну, гідроксидів заліза, карбонату, турмаліну. Рудні тіла жильно-штокверкового типу в породах фундаменту й лінзоподібно-пластові в породах рифейського чохла. Уранові мінерали представлені сажистим і масивним настураном, кофінітом; установлено уранвмісну вуглецеву речовину (керит, імпсоніт), січні прожилки сульфідів та арсенідів Ni, Co, Mo, Cu, Pb. Вік уранової мінералізації 1300—900 млн років. Співвідношення покладів у фундаменті та покладів у породах рифею на різних родовищах неоднакове; на деяких ро-

довищах, розташованих у північній і північно-східній частинах западини Атабаска, а також у блоці Карлсуел (родовища Клаф, Домінік-Петер, Клод), переважають поклади в породах фундаменту, що являють собою, ймовірно, коріння родовищ «типу неузгодженості», верхні частини яких у рифейському чохлі еродовані.

За приуроченістю до розломних зон фундаменту, перекритих чохлом слабометаморфізованих порід формації Камболджи, з районом Атабаска проявляють подібність родовища району Алігейтор-Ріверс у Північній Австралії [164].

Руди районів Атабаска та Алігейтор-Ріверс в опублікованих роботах [163, 164] хоча й мають регіональні відмінності, але належать до «типу неузгодженості», тому що залягають поблизу неузгодженості порід архей-ранньопротерозойського фундаменту із перекривними платформними породами середнього протерозою або рифею.

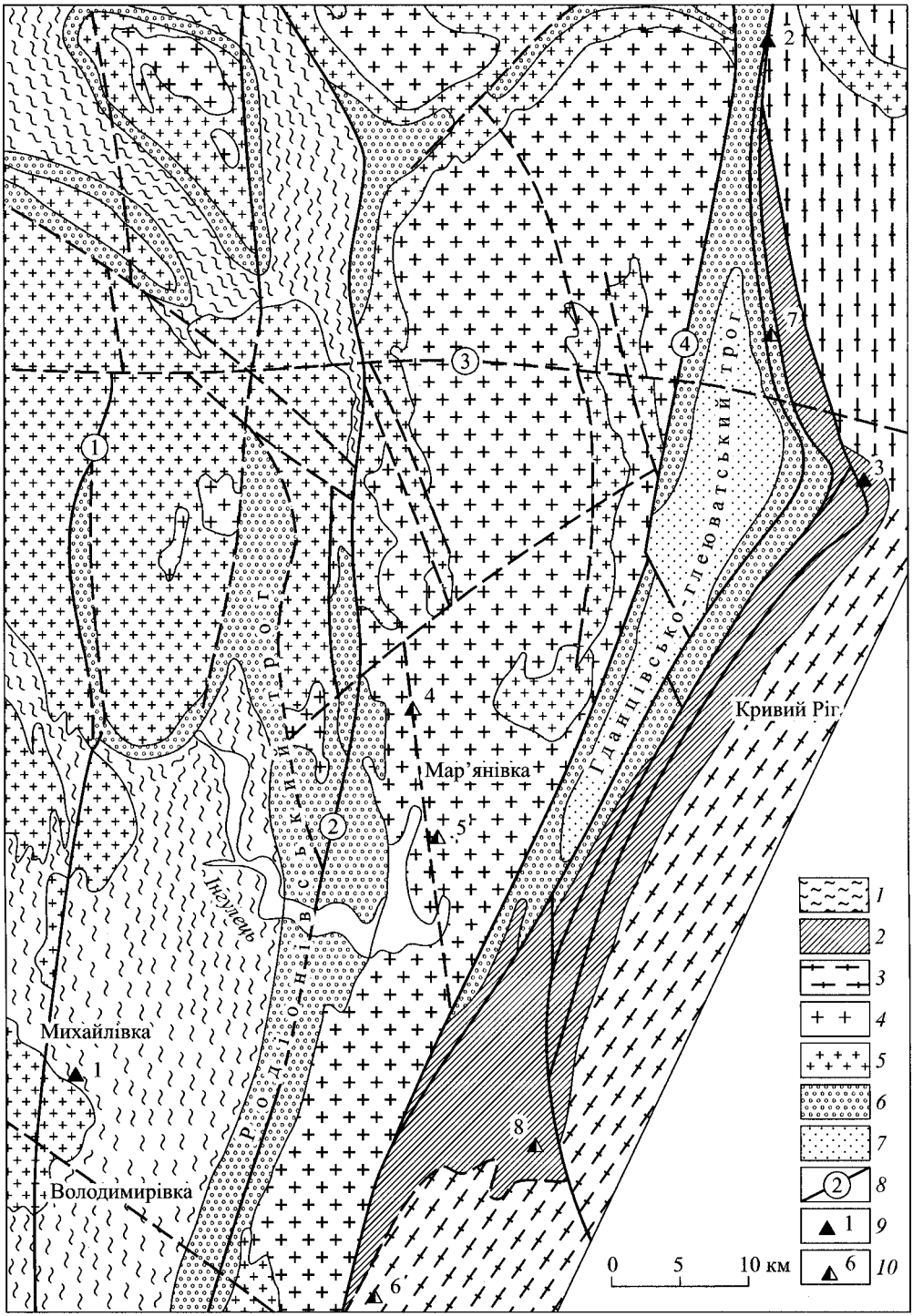
За подібністю деяких рис геологічної будови, зокрема, наявності зон неузгодженості докембрійського фундаменту з породами перекривного платформного чохла, прогнозні роботи на руди «типу неузгодженості» в Україні проводила КП «Кіровгеологія» на північно-західному та південно-західному схилах УЩ. У результаті робіт поблизу зон неузгодженості порід докембрію з породами рифею на північно-західному схилі УЩ установлені Вербівський, Михалинський уранові прояви, а на південно-західному схилі — Сороківський, Кам'янський, Новосвітівський уранопрояви поблизу зони неузгодженості тектонізованих порід докембрію з породами венду.

У результаті проведених робіт на північно-західному та південно-західному схилах УЩ промислове уранове зруденіння не виявлено. Однак численні прояви уранової мінералізації в породах докембрійського фундаменту і перекривних породах фанерозою (рифею, венду й навіть мезозою) дають змогу розглядати ці регіони як ураноперспективні, що потребує деталізації пошукових робіт.

Передумови виявлення руд зон неузгодженості є в центральній частині УЩ в Інгулецько-Криворізькому регіоні, у геологічній будові якого спостерігаються риси подібності до будови районів Атабаска та Алігейтор-Ріверс. Східна межа Інгулецько-Криворізького регіону проходить по Криворізько-Кременчуцькому розлому (Тарапаківському в межах Кривбасу), який відокремлює регіон від Середньопридніпровського мегаблока; західна — по Інгулецькому регіональному розлому (скиду), який обмежує його від Інгульського мегаблока (рис. 2.33).

Рис. 2.33. Геолого-структурна карта південної частини Інгулецько-Криворізької структурно-формаційної зони (на основі Державної геологічної карти України масштабу 1 : 200 000, 2002 р.).

Породи архей-ранньопротерозойського фундаменту. Метаморфічні породи: *1* — спасівської та чечеліївської світ інгуло-інгулецької серії; *2* — новокриворізької, скелюватської та саксаганської світ криворізької серії; *гранітоїди*: *3* — саксаганського та демуринського комплексів, *4* — інгулецького, *5* — кіровоград-житомирського комплексу; *метаморфічні породи постнижньопротерозойські (рифейські?): 6* — родіонівської світи, *7* — гданцівської та глеюватської світ; *8* — основні зони розломів (цифри в кружках: 1 — Кіровоградська, 2 — Інгулецька, 3 — Девладівська, 4 — Криворізька); *9* — уранові родовища (1 — Михайлівське; 2 — Жовторіченське; 3 — Первомайське); 10 — уранові рудопрояви (4 — Донський Яр, 5 — Червоношахтарський, 6 — Рахманівський, 7 — Східноганнівський, 8 — Югоківський)


Інгулецький структурний поверх
Інгулецький структурний поверх
Гданцівсько-глеюватський трог
Кривий Ріг
Мар'янівка
Михайлівка
Володимирівка
Інгулець
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
0 5 10 км

Фундамент Інгулецько-Криворізького регіону має складчасто-блокову будову, що визначається різновеликими блоками (виступами) і уступами архейського фундаменту, розділеними зонами ранньопротерозойської складчастості. У будові фундаменту важливу роль відіграють також граніт-мігматитові куполоподібні підняття, що, ймовірно, є результатом ремобілізації виступів (блоків) архейського фундаменту в процесі ранньопротерозойської гранітизації. Периферія блоків фундаменту і граніт-мігматитових куполоподібних структур, як правило, обмежена розломами, до яких нерідко приурочені гнейси, що містять графіт, карбонатні, істотно кварцові породи, можливо, метаультрабазити. У ядрах куполоподібних структур залягають давніші гранітоїди, ніж на їх периферії. Для регіону характерні субширотні зони розломів (Суботсько-Мошоринська, Зелено-Завадівська, Девладівська, Криничуватська, Конкська), які розділяють блоки різного ступеня еродованості, що збільшується з півдня на північ [165]. У нижньопротерозойських породах, що обмежують регіон із заходу, зосереджені родовища натрій-уранової формації (Мічурінське, Ватутінське та ін.), а зі сходу — родовища в давніх конгломератах (Миколо-Козельське) і залізо-натрій-уранової формації (Першотравневе, Жовторіченське). У цих родовищах основний етап уранового зруденіння датовано віком 2000—1800 млн років, але встановлено й молодший вік, що вказує на процеси активізації субмеридіональних розломів фундаменту; це засвідчує наявність січних дайок діабазів рифейського віку [23].

Особливий інтерес становлять Родіонівська та Гданцівсько-Глеюватська субмеридіональні трогові структури, виповнені відповідно породами родіонівської, гданцівської та глеюватської світ. В існуючій стратиграфічній схемі [166] породи родіонівської і гданцівської світ визначено як одновікові, що завершують розріз інгуло-інгулецької і криворізької серій відповідно. Породи гданцівської світи залягають зі стратиграфічним і тектонічним неузгодженням на залізисто-кременистих породах саксаганської світи криворізької серії і різко відрізняються від них за формаційним складом й ступенем метаморфізму. Породи родіонівської світи, відповідно до згаданої стратиграфічної схеми, неузгоджено залягають вище порід артемівської світи інгуло-інгулецької серії й перекриваються, так само як породи гданцівської світи зі стратиграфічним і кутовим неузгодженням, породами глеюватської світи. У розрізі, що спостерігався в балці Червона, породи гданцівської світи перекриті породами палеозою, що мають неузгоджене залягання [167].

Родіонівська й Гданцівсько-Глеюватська трогові структури розділені Інгулецьким валом (подібними із блоком Воластон району Атабаска), складеним верхньоархейськими гранітоїдами інгулецького комплексу.

Породи гданцівської і глеюватської світ розкриті надглибокою свердловиною СГ-8 на глибинах 56—1867 м і представлені двома підсвітами: у нижніх підсвітах, істотно теригенних, переважають метапісковики, метагравеліти, метаконгломерати, седиментогенні брекчії за незначного розвитку кварцово-слюдистих сланців; у верхніх підсвітах, теригенно-хемогенних, основний об'єм складають двуслюдяні мікросланці, іноді з андалузитом, місцями з підвищеним вмістом графіту; розвинені прошарки доломіт-кальцитових мармурів, хлорит-слюдистих і кварц-слюдистих сланців (можливо метаультрабазитів). Істинна потужність порід гданцівської і глеюватсь-

кої світ у розрізі, розкритому свердловиною СГ-8, становить сотні метрів, ступінь метаморфізму не перевищує фації зелених сланців, на що вказує реліктова псамітова структура кварцитів [168]. Подібний склад гданцівської і глеюватської світ Криворізького району наведено у публікаціях [166, 167, 170].

Породи, подібні до порід гданцівської світи за формаційним виглядом, ступенем метаморфізму та неузгодженими умовами залягання на породах кременчуцької світи саксаганської серії детально описані в Кременчуцькому районі, де встановлені в Галіщинській, Омельницькій та Кам'янопотоківській синклінальних структурах [171]. Ці породи віднесено до галіщинської світи інгулецької серії, яка зіставляється із гданцівською і глеюватською світами Кривбасу. Породи галіщинської світи І.М. Бордунов зарахував [171] до вапняно-кременистої формації, у якій виділено дві пачки: нижня, пісковиково-сланцево-кварцитова (пісковики, хемогенні кварцити, вуглисто-глинисті, кварц-слюдисті сланці) і верхня, кременисто-сланцево-доломітова (кременисті доломіти, кварц-слюдисті сланці). Потужність порід галіщинської світи становить сотні метрів; ступінь метаморфізму — аспідний і філітовий фації зелених сланців, на що вказують мінеральні асоціації порід, наявність слюдистого й глинистого цементу конгломератів, слабка кристалічна впорядкованість графіту, вміст якого в сланцях місцями досягає 7—12 %.

Інгулецька серія в Кременчуцькому районі неузгоджено залягає на розмитій поверхні порід саксаганської серії; утворення інгулецької серії відповідає окремому тектонічному, вулканічному, седиментаційному і, ймовірно, інтрузивно-магматичному циклу [172].

Породи гданцівської і глеюватської світ нагромадилися в грабені (простому авлакогені, за М.С. Шатським) субмеридіонального простягання, закладеному уздовж Криворізько-Кременчуцького розлому і з'єднаному на півночі в Кременчуцькому районі із грабеном, у якому відкладалися теригенно-хемогенні породи інгулецької серії [169, 171]. Дно грабену (трогу) було східчастим, періоди опускання чергувалися з періодами підняття, що визначило мінливість потужностей і змінення кластогенних і хемогенних літофацій у плані й розрізі. За даними ізотопного складу вуглецю й кисню, породи відкладалися в прибережних і лагунових умовах гумідного клімату [166].

Питання про абсолютний вік порід гданцівської і глеюватської світ, їх приналежності до нижньопротерозойської криворізької серії давно є дискусійним. Наявність виразного тектонічного та кутового неузгодження, різної формаційної приналежності й ступеня метаморфізму порід цих світ і порід саксаганської світи криворізької серії є підставою до виділення порід гданцівської і глеюватської світ Кривбасу в самостійну (фрунзенську ?) серію, вік якої молодший за ранній протерозой. Утворення Криворізько-Кременчуцької успадкованої синкліналі, у якій нагромадилися породи гданцівської і частково глеюватської світ та частково інгулецької серії, В.А. Рябенко і Т.П. Міхницька [172] відносять до середнього рифею (1400—1000 млн років тому). В «Геологічній історії території України» [169] закладання грабена уздовж Криворізько-Кременчуцького розлому віднесено до передрифейського—середньопротерозойського етапу, нагромадження осадів у якому тривало в рифеї.

Постранньопротерозойський вік порід гданцівської і глеюватської світ обґрунтований на підставі палінологічних даних стосовно численних знахі-

док спор, ціанобактерій і фрагментів рослинних решток у породах цих світ. У вуглистих сланцях гданцівської світи спостерігаються уламки стінок трахеїд, можливо, середньопротерозойського віку [173], решткн спор [174], сфероморфіт верхнього протерозою [175]. У гальці конгломератів гданцівської світи в районі рудника ім. М.В. Фрунзе, у доломітових мармурах рудників ім. К. Лібкнехта і Ф.Е. Дзержинського виявлено рештки синьозелених водоростей і коралоподібних тварин, онколітів, катаграфій та ін., подібних до тих, які описані у верхньопротерозойських і рифейських породах Східного Сибіру [176—178] і середньопротерозойських породах Балтійського й Канадського щитів [179].

Найдетальніший опис знахідок нових органічних решток з порід глеюватської світи наведені в роботах [167, 180]. Установлено уніфіковані та графітизовані сфероморфні водоростеподібні рештки водоростевих колоній, рештки коралів, онколіти, катаграфії, які характерні для рифейських відкладів Уралу, Учуро-Майського району, верхнього протерозою Сибіру.

Породи родіонівської світи найповніше розкрито в однойменному трогу на профілі Родіонівка—Христофорівка на півдні Інгулецько-Криворізького району в найменш еродованому його блоці. Породи світи неузгоджено залягають на корі вивітрювання гранітоїдів, представлені кварцитами (часто неясної природи), метапісковиками, слюдистими сланцями, доломітовими мармурами із флогопітом, серпентинвмісними офікальцитами, кварцово-слюдистими сланцями, нерідко із графітом. Породи цього профілю, зважаючи на мінеральні парагенезиси, склад мінералів, текстурно-структурні особливості, структурну упорядкованість графіту (рефлекс 002 = 15′), метаморфізовані у фації зелених сланців [181].

У північній частині Західноінгулецької зони авторами «Пояснювальної записки до карти масштабу 1:200 000» [166] до родіонівської світи віднесені породи Жовтянської структури (так званий Жовтянський розріз), розташованої безпосередньо на захід від Криворізько-Кременчуцького розлому. Породи світи тут представлені піроксеновими кварцитами, кальцифірами, біотитовими гнейсами гранулітової фації, що залягають на амфіболітах зеленорічинської світи та силікат-магнетитових кварцитах, кристалосланцях і гнейсах артемівської світи. Уявляється, що породи Жовтянської структури не належать до родіонівської світи, не мають нормального стратиграфічного залягання, утворюють в одному розрізі різновікові тектонічні пластини, розділені розломами, по яких широко проявлені процеси окварцювання і проникнення апліт-пегматоїдних гранітів. За складом, гранулітовим ступенем метаморфізму, потужністю, структурним положенням всі породи Жовтянської структури, ймовірно, складають артемівську й зеленоріченську світи і подібні до порід бузької серії верхнього архею [182, 183].

Північніше Зелено-Завадівської субширотної зони розломів, у більш еродованому блоці, породи родіонівської світи не мають широкого площового розвитку, а збереглися в структурах, що обрамляють і розділяють граніт-мігматитові куполи (Семенівський, Олександрійський, Олімпіадівський, Федоровський). Породи родіонівської світи, за даними ізотопного складу кисню й вуглецю, відкладалися в мілководному басейні в умовах гумідного клімату.

Питання про вік порід родіонівської світи також дискусійне. Породи родіонівської світи в «Пояснювальній записці ...» [166] розміщені на одному стратиграфічному рівні з породами гданцівської світи. Це дає підстави вважати, що вони нагромаджувалися і були слабко метаморфізовані в рифеї, як і породи гданцівської світи. Цей висновок начебто суперечить даним ізотопного віку. Наведені значення ізотопного віку для порід і мінералів родіонівської світи відповідають ранньому протерозою, однак ці дані не можна вважати достовірними. Так, наведений ізотопний вік за породами і біотитом становить 2200—2000 млн років [250], за біотитом із гнейсів — 1800 ± 100, за апатитом з карбонатних порід 2025 ± 35, за анкеритами 1870—2000 млн років [166]. Методику визначення ізотопного віку не наведено, немає визначеності в аутигенності або кластогенності апатиту, можливо, частина біотиту сланців і цементу конгломератів також є кластогенною, тому неясним залишається внесок теригенної складової в отримані цифри віку, що може бути причиною їх здревніння.

Таким чином, вищевикладене дає змогу дійти висновку: після ранньопротерозойської складчастості в Інгулецько-Криворізькому районі був закладений й довгостроково продовжував існувати великий басейн, розчленований уступами й виступами архей-ранньопротерозойського фундаменту. В цьому басейні нагромадилися потужні товщі теригенно-хемогенних осадів, до теперішнього часу збережені від ерозії в трогових структурах в об'ємі гданцівської і родіонівської світ, а також глеюватської, що їх перекриває (див. рис. 2.33). Продовження цього басейну простежується на північ у Кременчуцькому районі, де встановлено теригенно-хемогенні породи галіщинської світи інгулецької серії, що є формаційним і віковим аналогом порід гданцівської і родіонівської світ. Наявність в Інгулецько-Криворізькому і Кременчуцькому районах слабометаморфізованих порід пізньопротерозой-рифейського віку, поряд з іншими ознаками (будова архей-ранньопротерозойського фундаменту, наявність у ньому уранових проявів і родовищ у конгломератах, породах калій-уранової й натрій-уранової формацій, прояв процесів ТМА 1400—1000 млн років тому) зближує ці райони УЩ із урановосними районами Атабаска й Алігейтор-Ріверс (табл. 2.41) і визначає передумови пошуку багатих руд «типу неузгодженості» у центральній частині УЩ.

Основні фактори, що забезпечують передумови виявлення руд «типу неузгодженості» і є регіональними пошуковими ознаками в Інгулецько-Криворізькому районі, уявляються такими:

- наявність архей-ранньопротерозойського фундаменту складчасто-блокової будови, складеного архейськими блоками, розділеними ранньопротерозойськими складчастими зонами й інтенсивно гранітизованими у ранньому протерозої;
- наявність у докембрійських породах фундаменту родовищ і рудопроявів урану калій-уранової формації в пегматитах, уран-рідкісноземельної формації у скарнах, натрій-уранової в альбітитах;
- широкий розвиток у породах фундаменту систем розломів і вузлів їх перетину із проявом у них процесів платформної активізації (метасоматозу, дайкових тіл основного та кислого складів, лампрофірів, флюїдизитів);

Таблиця 2.41. **Типоморфні ознаки геологічної будови деяких районів розвитку родовищ зон неузгодженості**

Ознаки	Район Атабаска Канадського щита	Інгулецько-Криворізький район Українського щита
Геологічна будова докембрійського фундаменту		
Складчасто-блокова будова фундаменту	Великі архейські блоки — кратони (Західний, Слейв), дрібніші домени (Маджейтик, Вірджин-Рівер, Гранулітовий, Воластон) та грануліто-гнейсові куполи, розділені зонами ранньопротерозойської складчастості (Черчил, Нен, Південна, Бер)	Архейські блоки й уступи (Сафонівський, Володимирівський, Галіцинський, Інгулецький) та граніто-гнейсові куполи (Олімпіадівський, Гурівський, Казанківський), розділені міжблоковими структурами Приінгульської зони ранньопротерозойської складчастості
Склад і вік порід	Метабазити, гнейси, грануліти, гранітоїди архею; різноманітні гнейси (у тому числі графітовмісні), кристалосланці, гранітоїди нижнього протерозою	Метабазити, гнейси, кальцифіри, кристалосланці артемівської та зеленоріченської світ і гранітоїди інгулецького комплексу верхнього архею; гнейси (у тому числі графітовмісні), кристалосланці спасівської і чечеліївської світ і гранітоїди кіровоградсько-житомирського комплексу нижнього протерозою
Основні розломи	Переважно північно-східні (Вірджин-Рівер, Крі-Лейк, Блек-Лейк, Нідл-Фолс); кільцеві розломи, що обмежують блоки архейського фундаменту	Розломи субмеридіональні (Інгулецький, Криворізько-Кременчуцький), субширотні (Девладівський, Зелено-Завадівський); кільцеві розломи, що обмежують архейські блоки і граніто-гнейсові куполи
Процеси активізації фундаменту	Дайки діабазів віком 1300—900 млн років	Дайки діабазів і метасоматити віком 1400—1200 млн років
Уранові родовища / рудопрояви в докембрійському фундаменті	Шарлебуа-Лейк, Ністо, Біверлодж, Банкрофт, Гуннар	Первомайське, Жовторіченське, Миколо-Козельське, Червоношахтарське, Інгулецьке, Рахманівське
Геологічна будова пізньопротерозой-рифейського чохла		
Умови залягання	Породи групи Атабаска неузгоджено перекривають докембрійський фундамент у басейнах (міогеосинкліналях ?) Крі і Мирор у південно-західній частині Канадського щита	Породи гданцівської і глеюватської світ неузгоджено залягають на нижньопротерозойських породах саксаганської світи криворізької серії в Гданцівсько-Глеюватському трогу; породи родіонівської світи неузгоджено залягають на докембрійському фундаменті в Родіонівському трогу в центральній частині УЩ

Закінчення табл. 2.41

Ознаки	Район Атабаска Канадського щита	Інгулецьо-Криворізький район Українського щита
Склад і вік порід	Породи групи Атабаска, представлені слабометаморфізованими конгломератами, гравелітами, пісковиками, сланцями; потужність перевищує 1000 м, вік датовано рифеєм	Теригенно-хемогенні породи гданцівської, глеюватської та родіонівської світ, метаморфізовані у фації зелених сланців: сланці кварцево-слюдисті, седиментогенні брекчії, конгломерати, метапісковики, кварцити, офікальцити; потужність не витримана, сягає сотень метрів, гаданий вік — пізній протерозой — рифей
Уранове зруденіння поблизу зон неузгодженості докембрійського фундаменту — пізньопротерозой-рифейського чохла		
Навколорудні метасоматити (їх мінеральний склад)	Хлоритові, гідрослюдисті метасоматити, аргілізити (хлорит залізистий та магнезіальний, іліт, апатит, турмалін, гідроксиди заліза, карбонат, бітуми)	Аргілізити, ейсити (каолініт, нонтроніт, калішпат, монтморилоніт, гідрослюди, хлорит, альбіт, гематит, графіт, апатит, турмалін, карбонат)
Зруденіння в породах фундаменту	Простежується в зонах північно-східних розломів докембрійського фундаменту на глибинах близько 100 м від поверхні неузгодження у вигляді жильно-штокверкових покладів родовищ Раббіт-Лейк, Ігл-Пойнт; запаси — десятки тисяч тонн	Установлено у вузлах перетину субмеридіональних та субширотних розломів у породах докембрійського фундаменту у вигляді жильно-штокверкових покладів (Гранітний, Гнейсовий, Родник) Михайлівського родовища. Прогнозні ресурси — десятки тисяч тонн
Зруденіння в породах чохла	Локалізоване в породах рифейського чохла; представлене пластовими покладами родовищ Сігар-Лейк, Мак-Артур. Запаси — сотні тисяч тонн	Існують передумови виявлення уранового зруденіння поблизу зон неузгодження порід гданцівської, глеюватської та родіонівської світ із породами докембрійського фундаменту
Мінеральний склад руд. Вік уранової мінералізації	Сажистий масивний настуран, кофініт, уранініт, рідше — уранотитанати. Супутні мінерали — сульфіди та сульфоарсеніди Ni, Co, Mo, Cu, Pb. Вік уранової мінералізації — в інтервалі 1300—800 млн років	На Михайлівському родовищі уранові мінерали — уранініт, кофініт, настуран, уранові черні; супутні мінерали — молібденіт, пірит, халькопірит. Вік уранової мінералізації — в інтервалі 1100—700 млн років

• наявність у докембрійському фундаменті графітвмісних порід, нерідко приурочених до периферії граніто-гнейсових куполів;

• наявність платформних утворень, що неузгоджено залягають на породах архей-ранньопротерозойського фундаменту, які відрізняються від по-

рід фундаменту за формаційною природою (перевагою кластогенних порід), слабким ступенем метаморфізму та фізико-механічними властивостями;

• тривале існування флюїдопровідних глибинних структур, що січуть зони неузгодженості докембрійського фундаменту з породами платформного чохла, яке забезпечує процеси термостатування, перенесення та еволюції рудоносних розчинів.

Для більш локальних пошукових ознак за аналогією з районами Атабаска й Алігейтор-Ріверс можна зазначити таке. Особливо перспективними для пошуків руд «типу неузгодженості» є периферичні частини уступів (Інгулецький вал), блоків (Вершино-Власівський, Турівський, Казанківський) та граніт-мігматитових куполів, які обрамлені породами родіонівської і гданцівської світ, де знаходяться перспективні Покровська, Чабанківська, Лагодівська структури, а також Михайлівське родовище, частина руд якого, можливо, є «корінням» зруденіння «типу неузгодженості» [23].

У Родіонівському трогу, на сході обмеженому Інгулецьким валом пізньоархейського фундаменту, розміщуються перспективні прояви урану, зокрема Червоношахтарський уран-поліметалевий. Цей прояв має подібні риси з родовищем Олімпік-Дам району Стюарт Шелф у Південній Австралії, яке приурочене до обрамлення архейського масиву Голер середньопротерозойськими породами формації Пандурра поблизу великої зони неузгодженості Торренс порід докембрійського фундаменту з породами осадового чохла.

2.4.2. Уранопрояви в зонах неузгодженості докембрію–фанерозою на схилах Українського щита

Як зазначено вище, мінерально-сировинна база ядерної енергетики України забезпечується сировиною переважно в результаті розробки руд докембрійської натрій-уранової (альбітитової) формації центральної частини УЩ. Руди цієї формації належать до рядових і бідних, а також до важко збагачувальних, що визначає їх високу вартість і низьку конкурентоспроможність на світовому ринку.

Певну частку в структурі запасів складають руди калій-уранової докембрійської формації, а також руди гідрогенних родовищ у фанерозойських породах платформного чохла. Україна за рахунок власної сировини забезпечує близько 30 % своїх дійсних потреб у сировині для уранової промисловості.

Така кон'юнктура визначає необхідність розширення мінерально-сировинної бази ядерної енергетики України й зумовлює актуальність пошуків багатших типів уранових руд, відкритих і тих, що експлуатуються на інших щитах світу. Зокрема, ці родовища багатих руд приурочені до вулканотектонічних структур (ВТС) у вулканогенних поясах Забайкалля, Узбекистану, Казахстану [184], районі Торренс в Австралії [185] і руди так званого типу неузгодженості, установлені на південно-східному схилі Канадського щита в районі Атабаска [163], на півночі докембрійської платформи Австралії (провінція Алігейтор-Ріверс) [164], у районі Корку Балтійського щита, у Франсвільському районі на заході докембрійської платформи Африки.

Тектонічне положення руд «типу неузгодженості» визначається приуроченістю до великих тектонічних різновікових зон неузгодженості крис-

талічних порід докембрійського фундаменту зі слабометаморфізованими або літифікованими осадовими породами пізнього протерозою, рифею, венду, палеозою. Як правило, такі зони формаційної, структурної й тектонічної неузгодженості розташовані на схилах щитів, але можуть розміщуватися й усередині щитів, у шовних зонах, які розділяють мегаблоки цих щитів [186].

Проведений аналіз тектонічного положення та особливостей геологічної будови родовищ «типу неузгодженості» різних щитів став основою проведення пошукових робіт на цей тип руд в Україні. Роботи в різні роки виконувало КП «Кіровгеологія» на північно-західному, південно-західному та північно-східному схилах УЩ.

Зіставлення результатів цих робіт і їх аналіз дали змогу виявити загальні закономірності ураноносності схилів УЩ і оцінити можливі передумови виявлення багатих уранових руд як «типу неузгодженості», так і, можливо, пов'язаних із ВТС, нерідко приуроченими до зон неузгодженості (родовище Олімпік Дем у зоні неузгодженості Торренс в Австралії).

Північно-західний схил щита. Докембрійський фундамент північно-західного схилу УЩ характеризується дуже складною будовою, що відображує багатоетапність геологічного розвитку цього регіону. Дорифейський фундамент установлено у Дубровицькому, Любешівському, Хотинівському та інших горстах Прип'ятського валу. Найдавнішими породами докембрійського фундаменту є фрагменти метаморфітів росинсько-тікицької і бузької серій у полях гранітоїдів звенигородського та кіровоград-житомирського комплексів. На території Волинського рухомого поясу докембрійський фундамент представлений породами верхньопротерозойської кварц-кератофір-діабазової (лептитової) формації клесівської серії і гранітоїдами осницького комплексу [187], метабазитами пікритобазальтової, базальт-андезитової та андезит-базальтової формацій [188]. Магматичні породи пізньопротерозойсько-рифейського часу представлені лужними граносієнітами, рідкіснометалевими гранітами пержанського комплексу.

Післядокембрійські породи збереглися у Вільчанському, Овруцькому, Білокоровицькому грабенах Овруцької структури та Степангородському, Залозівському, Турському та інших грабенах Прип'ятського валу. Найдавніші представлені породами поліської та овруцької серій рифею — пісковиками, гравелітами, алевролітами, міжпластовими тілами габро-діабазів, габро-долеритів, туфітів. Відклади поліської і овруцької серій за потужністю та літологічними особливостями розрізняються в бортах і центрі грабенів. Відклади рифею в грабенах перекриті породами венду, палеозою і мезозою; прорвані різновіковими породами дайкових комплексів толеїт-базальтової, діабаз-лампрофірової формацій [188].

У породах північно-західного схилу УЩ у зв'язку з неодноразово виявленими процесами ТМА широко представлені різноманітні продукти флюїдизації [189].

Геологічну будову північно-західного схилу УЩ ускладнено системою північно-східних і субширотних розломів, до вузлів перетину яких приурочено тектонічні структури центрального типу (Конобільська, Борська, Хотинська, Ратнівська) і різноманітні продукти процесів ТМА (аргілізації, турмалінізації, грейзенізації, гематитизації) [190].

Актуальність пошуків родовищ «типу неузгодженості» на північно-західному схилі УЩ була підставою для проведення спеціальних геолого-прогнозних робіт КП «Кіровгеологія». В 1985—1991 рр. роботи масштабу 1:200 000 проводили на Рівненсько-Хмельницькій площі, південніше м. Сарни, під керівництвом П.В. Вінниченка. В 1990—1994 рр. на Крилівській і Хотинській ділянках цієї площі здійснювали пошукові роботи М.Є. Паталаха і П.В. Вінниченко. В 1992 р. М.О. Сиродоєв виконував геолого-прогнозні дослідження масштабу 1:200 000 на Дубровицько-Познанській площі північніше м. Сарни; детальніші роботи масштабу 1:50 000 на цій самій площі проведено в 2000 р. під керівництвом Д.Ф. Рибенкова.

В результаті згаданих робіт відкрито радіоактивні аномалії як у породах дорифейського докембрійського фундаменту (40), у його корах вивітрювання (2), так і у породах поліської серії фанерозойського чохла (96). Ці уранопрояви зосереджені в Морочненській, Томашгородській і Горинській тектонічних зонах.

У межах Дубровицько-Познанської площі виявлено Вербівський уранопрояв; визначено перспективні ділянки — Кідрино-Хиноцьку, Сварицевичі, Золоту та Блажівську, в породах яких у зонах перетину розломів широко проявлені процеси епідотизації, грейзенізації, турмалінізації, аргілізації, гематитизації, карбонатизації і установлені радіоактивні аномалії уранової та уран-торієвої природи.

Вербівський уранопрояв розміщується у вузлі перетину Томашгородської і Морочненської тектонічних зон. Глибина занурення фундаменту 110—330 м. Уранове зруденіння встановлено в зоні неузгодженості як в аргілізованих породах докембрійського фундаменту (0,007—0,085 %), так і в породах рифею (0,01 %), представлено уранінітом, кофінітом, урановими чернями, супроводжується підвищеним вмістом Zn, Pb, Cu, Ba.

У межах Рівненсько-Хмельницької площі виявлено ***Михалинський уранопрояв*** у мілонітизованих мігматитах і графітовмісних гнейсах, вміст урану в яких становить 0,011—0,056 %, супроводжується підвищеним вмістом Zn, Pb, Ag. На цій площі перспективні на уран Крилівська і Хотинська ділянки, на яких виявлено радіоактивні аномалії, аномалії радону, гелію, підвищений вміст в породах докембрійського фундаменту і поліської серії Pb, Zn, Ag. На південь від Михалинського уранопрояву виявлено Малоанастасівську радіоактивну аномалію.

Південно-західний схил щита. Від Причорноморської западини схил відділений Подільською зоною розломів, що має довжину близько 150 км. Докембрійський фундамент схилу складений метаморфітами дністровсько-бузької, бузької та інгуло-інгулецької серій, що утворюють різновеликі уступи й виступи в полях гранітоїдів гайворонського, бердичівського, побузького та кіровоград-житомирського комплексів.

На 45 км південніше м. Хмельницький, на лівому березі р. Дністер знаходиться Проскурівський масив, складений лужними та ультраосновними породами віком близько 2 млрд років.

У Подільській зоні процеси ТМА пізньопротерозойського часу проявилися в утворенні невеликих масивів і жил піроксенітів, монцонітів, анортозитів, сієнітів на ділянках тектонічної тріщинуватості [191]. Вік дайкових

утворень 1530—927 млн років, переважно 1,3—1,2 млрд років [192], що збігається з віком порід пержанського та коростенського комплексів.

Післядокембрійські відклади представлені теригенно-хемогенними (можливо з експлозивними продуктами) породами (ольчедаївські, ломозівські, ямпільські шари) могилівської серії венду та базальтами кам'янської світи. У найбільш опущених грабенах Подільської зони, можливо, збереглися породи сорокської і хрустівської світ середнього—верхнього рифею. У вузлах перетину Подільської зони із субмеридіональними та північно-східними розломами встановлені процеси ТМА, що проявилися у проникненні дайок основного складу віком 1,3—1,2 млрд років, утворенні тектонітів з ділянками хлоритизації, карбонатизації, гематитизації, альбітизації, бітумінізації; барит- і флюоритвмісних кварц-польовошпатових і кварц-карбонатних жил Бахтинського родовища [191].

Найраніші дані щодо уранових та торієвих проявів в ольчедаївських і ломозівських шарах на південно-західному схилі УЩ навів А.М. Комаров у монографії [75].

Геолого-прогнозні роботи, спрямовані на пошуки руд «типу неузгодженості», проводило КП «Кіровгеологія» в 1983 р. на Вознесенській площі під керівництвом М.В. Сиродоєва. У результаті цих робіт було складено геолого-прогнозні карти на уран у масштабі 1:100 000 і виділено Котовську площу, перспективну на уран у базальних відкладах венду. На цій площі встановлено ***Новосвітівський уранопрояв*** в ольчедаївських і ломозівських шарах могилівської серії венду, складених грубозернистими аркозовими та олігоміктовими пісковиками й алевролітами. Новосвітовський уранопрояв знаходиться у вузлі перетину Подільської та Одесько-Тальнівської зон розломів. Вміст урану сягає 0,005 %, установлено кофініт, казоліт, уранові черні та слюдки; у ділянках уранонакопичення — підвищений вміст Zn, Pb, V, Cu, наявні сульфіди, монацит, магнетит.

На північний захід від Новосвітівського уранопрояву встановлено уранові аномалії як у породах докембрійського фундаменту (Сорокська, Воронково-Косницька, Кам'янська) і корі вивітрювання (Ковбасна), так і у базальному горизонті венду (Вовчинецька, Чапаївська, Думбровенська, Парканська, Резинська, Рибницька, Глибочок). На деяких ділянках спостерігається сумісність уранопроявів у породах докембрійського фундаменту і фанерозойського чохла; кількісні співвідношення проявів у фундаменті й пластового зруденіння в чохлі можуть бути різними. Різним є ступінь вивченості зазначених уранопроявів.

Уранопрояви зосереджені у вузлах перетину Подільської зони із субширотними (Воронково-Косницький, Кам'янський) і субмеридіональними (Новосвітівський) розломами. Уранове прожилково-вкраплене зруденіння супроводжується процесами тектонічного і метасоматичного пророблення — хлоритизації, серицитизації карбонатизації, гематитизації, альбітизації, окварцювання, калішпатизації вмісних порід. Уранова мінералізація в породах фундаменту та чохла представлена уранінітом, настураном, казолітом, урановими чернями, кофінітом, уранофаном, болтвудитом; як супутні установлені торит, монацит, сульфіди Fe, Cu, Pb, Zn, флюорит, барит, бі-

туми. Уран ізоморфно входить у циркон, торит; сорбується лейкоксеном, лімонітом, слюдами. Вміст урану становить соті частки відсотка, локально на Сорокському прояві досягає 0,1 % [193].

У 2008 р. на південно-західному схилі УЩ КП «Кіровгеологія» під керівництвом В. Петрова проводило геолого-прогнозні роботи на уран масштабу 1 : 100 000 на площі від м. Могилів-Подільський до с. Ямпіль. Тут уранопрояви встановлено на Миронівській і Косницькій ділянках у породах базального горизонту венду, вивітрілих породах докембрійського фундаменту і у вузлі перетину Немирівської і Подільської зон розломів. Породи чохла, збагачені ураном, освітлені під впливом інфільтраційних глейових ґрунтових вод. У породах фундаменту також проявлені процеси серицитизації, гідрослюдизації, аргілізації, виявлено підвищений вміст Pb, Mo, Zn, Ag, Cu, Bi. На досліджуваній площі встановлено радіоактивні аномалії (Підлісівська, Хмелівська, Карпівська) уран-торієвої природи.

У північно-західній частині Подільської зони в базальних горизонтах венду поширені знахідки мінералів з підвищеним вмістом торію, РЗЕ і фосфору (села Новий Ольчедаїв, Озаринці, Котюжани, Жеребилівка, Борщевці), зумовлені наявністю розсипного монациту (10—12 кг/т) [75], а також бітумінозних сланців з підвищеним вмістом РЗЕ (до 0,1—0,6 %) торієвої групи.

У Подільській зоні в кристалічних породах фундаменту і базальних товщах чохла встановлені численні радіоактивні аномалії, згруповані в 11 площових і 35 точкових аномаліях, висококонтрастні аномалії Au, Ag, Cu, Li, Pb, Zn, Mo.

Процеси уранонакопичення в породах докембрійського фундаменту й осадового чохла в Подільській зоні відбувалися протягом тривалого часу, що віддзеркалює роль гідротермальних процесів ТМА і, ймовірно, інфільтраційних процесів у регенерації урану. Урановорудні мінеральні асоціації, послідовність і час їх утворення детально розглянуті в публікаціях О.М. Комарова [75], О.Г. Субботіна [192] і К.Г. Сущук [194].

Виділено такі стадії уранонакопичення, виявлені з різною інтенсивністю на різних аномаліях:

- утворення ендогенної акцесорної уранової мінералізації (уранініт, ураноторит, монацит, ксенотим, циртоліт) у пегматоїдних гранітах і метасоматитах зон розломів у період (2,1—1,9 млрд років тому) завершальних процесів ранньопротерозойської гранітизації;
- утворення уранової мінералізації (уранініт, настуран, кофініт) і лужномагнієвих метасоматитів у період ТМА близько 1,3 млрд років тому у породах докембрійського фундаменту та осадового чохла (Воронкове—Косниця, Новосвітівка, Сороки);
- формування інфільтраційної уранової мінералізації, сорбованої лейкоксеном, лімонітом, хлоритом у корі вивітрювання урановмісних порід кристалічного фундаменту в період близько 1,2—1,1 млрд років тому (аномалія Ковбасна);
- нагромадження стратиформних інфільтраційних покладів оксидів урану в пісковиках та алевролітах базальних горизонтів венду в період близько 860—660 млн років тому (Паркани, Резина, Рибниця, Глибочок, Новосвітівка);

• регенерація урану на кімерійському етапі ТМА, для якої характерне утворення уран-бітумних концентрацій близько 200 млн років тому (Чапаєвка).

Питання про джерело урану є складним. Вміст урану в породах кристалічного фундаменту — на рівні кларків; збільшення спостерігається від давніших до молодших і від основних до кислих порід, а також у породах кор вивітрювання. Переважна частина радіоактивних аномалій знаходиться в гранітоїдах бердичівського комплексу і у вузлі перетину Подільського і Немирівського розломів, найменший вміст урану і торію — в діабазах кам'янської світи. Ураном збагачені ділянки тектонізації і прояви різноманітних гідротермальних процесів. Це може свідчити як про екзогенні, так і ендогенні джерела урану, селективний внесок яких є різним у конкретних проявах.

О.Г. Субботін [192] на підставі детального вивчення геологічного положення, складу та віку уранових проявів у контакті докембрійського фундаменту та осадового чохла кількох ділянок Подільської зони висловив думку про можливе зіставлення їх із родовищами «типу неузгодженості» провінції Алігейтор-Ріверс у Північній Австралії та перспективності Подільської зони на родовища багатих руд. Подільська зона є перспективною на комплексне уран-поліметалеве та уран-бітумне, а також екзогенне інфільтраційне зруденіння.

Північно-східний схил щита. На півдні схил межує зі складчастою структурою Донбасу і відділений від неї Південнодонбаською западиною, закладеною уздовж субширотного Волноваського розлому. Час закладення цієї западини вірогідно не встановлено. На сході Південнодонбаська западина відділена від Ростовського виступу субмеридіональною Грузько-Єланчицькою зоною розломів.

Фундамент у межах западини має східчасту будову — ділянки найбільшого його занурення (троги) чергуються з виступами (Стильський горст). Докембрійський фундамент представлений різноманітними комплексами ультраметаморфічних утворень архей-нижньопротерозойських комплексів, детально вивчених у межах Приазовського мегаблока щита [195]. Це ендербіти, діорити, чарнокіти, плагіограніти новопавлівського, гайчурського, добропільського, шевченківського, осипенківського комплексів архею; гранітоїди обіточненського, анадольського, салтичанського комплексів нижнього протерозою. У полях розвитку цих комплексів спостерігаються фрагменти метаморфітів західноприазовської і центральноприазовської серій, метаморфізованих у гранулітовій фації та діафторованих у амфіболітовій.

Будова докембрійського фундаменту Південнодонбаської западини ускладнена проникненням постнижньопротерозойських магматичних ультраосновних, основних і сублужних порід Південнокальчицького і Жовтневого масивів, що відображує один із ранніх етапів платформної ТМА південно-східної частини УЩ. Геохімічний спектр цих порід характеризується підвищеним вмістом титану, цирконію, РЗЕ, танталу, ніобію, міді, молібдену; установлено підвищений вміст урану [196].

Різні етапи ТМА проявилися також у наявності дайок діабазів, що січуть породи докембрійського фундаменту й чохла, вік яких датовано від архею—протерозою аж до мезозою [197]. Особливо інтенсивними процеси ТМА були у девоні, коли сформувалися ультрамафіти, габроїди та лужні

породи приазовського комплексу Покрово-Кириївського масиву та волновасько-єланчицького ефузивного комплексу антон-тарамської світи безпосередньо у Південнодонбаській западині. У пермо-тріасі ТМА проявилася в утворенні андезит-трахіандезитових масивів безпосередньо в межах Південнодонбаської западини [196].

Породи осадового чохла зосереджені у Південнодонбаській вулканотектонічній западині. Контакт осадових відкладів із кристалічними породами докембрійського фундаменту нерідко тектонічний, що, ймовірно, є наслідком пошарових зривів і пологих насувів у основі осадового чохла, які моноклінально занурюються на північний схід. Відповідно до прийнятої стратиграфічної схеми [198], знизу догори осадові породи представлені: гравелітами, пісковиками, сланцями миколаївської світи (білий девон), діабазовими порфіритами та пірокластами антон-тарамської світи середнього девону; пісковиками, конгломератами, сланцями й туфами довгівської і роздольненської світ (бурий девон) верхнього девону. Можливо, серед теригенних осадових порід базального горизонту в найбільш опущених грабенах Південнодонбаської западини збереглися від розмиву й давніші утворення, які широко розвинені на схід від Грузько-Єланчицького розлому на північному й східному схилах Ростовського виступу, де віднесені до синявської серії рифею, потужність якої в деяких трогах перевищує 2,5 км [199]. Породи девону в Південнодонбаській западині перекриті вапняками, доломітами, глинистими сланцями турнейського та візейського ярусів карбону.

Супутні пошуки урану у Південнодонбаській западині Українське геологічне управління (ГУ) проводило починаючи з 1946 р., у результаті яких було встановлено уранопрояви у докембрійському фундаменті. Спеціалізовані роботи на уран здійснювали партії 19 і 24 Кіровської експедиції в 1951—1954 рр., що дало змогу виділити перспективні ділянки — Стильську, Миколаївську, балку Мандрикіна, балку Барсукова за наявністю проб із вмістом соті—десяті відсотки урану.

У 1956 р. у результаті пошукових робіт було відкрито Миколаївське торій-уранове родовище в базальному горизонті девонських порід [75]. До цього горизонту приурочені також рудопрояви балок Мокра Мандрикіна, Велика Барсукова та Стильської ділянки.

У результаті пошукових робіт на уран, які проводила Кіровська експедиція в 1955—1977 рр., були виявлені уранопрояви як у докембрійському фундаменті, так і в осадовому чохлі. У 1963—1964 рр. встановлено Єланчицький уран-торієвий прояв серед ортофірів і кератофірів Покрово-Кириївської структури. У 1974—1977 рр. під час пошуків плавикового шпату на стику Стильського та Єланчицького горстів виявлено Войківський уранопрояв, приурочений до брекчованих вапняків нижнього карбону.

У породах докембрійського фундаменту прояви урану встановлено в межах Миколаївського родовища, на Павлівській і Кальчицькій ділянках. Їх наявність є цікавою з точки зору можливих джерел урану під час утворення фанерозойських уранопроявів і зазначеного родовища.

Безпосередньо у Південнодонбаській зоні у пошукових свердловинах (269, 729, 817, 2112), пробурених на флангах та у центрі *Миколаївського родовища*, уранову мінералізацію зафіксовано у вивітрілих гранітоїдах докем-

брійського фундаменту, у яких проявлені процеси окварцювання, карбонатизації, серицитизації, озалізнення, сульфідна мінералізація. Установлений локальний вміст урану — десяті частки відсотка, зруденіння зосереджено в ділянках брекчування й тріщинуватості, представлене настураном й урановими чернями. У межах родовища в породах фундаменту встановлено радіоактивні ореоли субмеридіонального простягання, з якими просторово збігаються рудні поклади в породах девону. На ураноносність докембрійського фундаменту родовища вказує також наявність у тріщинних водах із гранітоїдів контрастних концентрацій радону, вміст якого в деяких свердловинах перевищує 12 200 $л^{-1} \cdot с^{-1}$ (33 000 еман). Про існування уранового зруденіння в гранітоїдах вказують знахідки у свердловинах 259 і 269 серед пісковиків девону слабообкочених уламків кварцу, які містять вкрапленики настурану. Припускають наявність безпосередньо в докембрійському фундаменті Миколаївського родовища дофанерозойських уранопроявів.

Павлівська ділянка включає чотири уранопрояви (Андріївський, Павлівський, Валер'янівський, Василівський), зосереджені західніше м. Волноваха уздовж північно-західної зони розломів. Ділянка складена плагіоклазовими та плагіоклаз-мікрокліновими мігматитами і пегматоїдними гранітами з реліктами метаморфітів західноприазовської серії. Характерним є широкий прояв процесів мікроклінізації, окварцювання, збірної біотитизації. До ділянок біотитизації приурочені магнетит, урановмісні апатит, монацит, циркон. Уранове зруденіння представлене дрібною (01—0,4 мм), убогою вкрапленістю уранініту в мікроклінізованих пегматоїдних гранітах і мікроклін-біотит-кварцових породах. Потужність зруденілих ділянок, приурочених до скупчень біотиту, піроксену, графіту, становить 1,0—2,5 м зі вмістом урану 0,03—0,06, локально — до 0,1—0,25 %. Уранініт містить домішки Pb, Th, Zn, Yb, асоціює з малаконом, торитом, піритом, галенітом, молібденітом. Це зруденіння пов'язане із процесами мікроклінізації завершальних етапів гранітизації і за характеристиками подібно до зруденіння калій-уранової формації родовищ Калинівське, Південне та Лозуватське в Побужжі [23].

На Василівському рудопрояві Павлівської ділянки зруденіння локалізоване в тріщинах катаклазу на ділянках хлоритизації, епідотизації, серицитизації та альбітизації порід фундаменту. Потужність мінералізованих ділянок — 0,5—4,0 м, вміст урану — 0,03—0,047 %. Представлене урановою черню з реліктами настурану. Уранонакопичення зумовлене високотемпературними гідротермальними процесами ТМА, можливо, герцинського циклу і за характеристиками подібне до зруденіння Північноберезнянського прояву Голованівської ГГЗ [75].

Кальчицька ділянка приурочена до північної частини Жовтневого масиву лужних сієнітів, де встановлено до восьми уранопроявів, які контролюються південною частиною Криворізько-Павлівського розлому. На двох із них проявлені процеси калієвого метасоматозу, на інших — пізнішого натрієвого метасоматозу, аж до утворення лужних амфіболів і піроксенів, і високотемпературного гідротермального уран-поліметалевого зруденіння, склад якого не вивчено. У сієнітах Жовтневого масиву встановлено урановмісні малакон і пірохлор.

Аналіз уранопроявів у породах докембрійського фундаменту дає змогу виділити в них кілька стадій уранонакопичення: калієвий метасоматоз,

пов'язаний із завершальними етапами ранньопротерозойської гранітизації, натрієвий метасоматоз, можливо, з утворенням лужних масивів палеозою і високотемпературний гідротермальний процес, зумовлений, імовірно, герцинською активізацією.

У породах осадового чохла встановлено уранопрояви і Миколаївське торій-уранове родовище. Більшість уранопроявів зосереджені у Південнодонбаській прирозломній зоні. З 500 пунктів гідрогеологічних спостережень 80 % містять урану понад $1 \cdot 10^{-5}$ г/л, радону — від 18,5 до 444 $л^{-1} \cdot м^{-1}$ (від 5 до 120 еман).

Миколаївське торій-уранове родовище приурочене до базальних горизонтів миколаївської світи білого девону, складених гравелітами і аркозовими пісковиками, контакти яких із гранітоїдами кристалічного фундаменту мають чітко виражений тектонічний характер. Пісковики і гранітоїди тріщинуваті, брекчовані, катаклазовані, мілонітизовані; у них проявлені процеси аргілізації, окварцювання, карбонатизації, сульфідизації і гематитизації. По вертикалі зруденіння в пісковиках родовища локалізовано в 2—3 м від контакту з породами кристалічного фундаменту. На родовищі в 1957—1962 рр. пробурено близько 90 тис. м розвідницьких і пошукових свердловин, пройдено стовбур шахти завглибшки 142 м і 760 м горизонтальних гірничих виробок, підраховано запаси — близько 2400 т (за категоріями $B + C_1 + C_2$) за середнього вмісту в руді урану 0,07 %, торію — 0,012 %.

Торій-уранове зруденіння на родовищі локалізоване у двох зближених горизонтах; нижній, потужністю 0,5—1,5 м, простежується по всій площі, верхній, потужністю до 1 м, у вигляді роз'єднаних лінз спостерігається у східній частині родовища (Західний, Східний, Центральний, Богданівський поклади). Вміст урану в рудних полях варіює від сотих до десятих часток відсотка, локально сягає 0,7—0,8 %. Уранове зруденіння представлено настураном, але головними є гідроксиди заліза — до 70 % всіх запасів урану й до 90 % — торію. Уран і торій, як правило, знаходяться в озалізненому цементі пісковиків, концентруються в тонких нальотах і плівках по площинах сколу, рідше — в прожилках. Уранова мінералізація локалізується на межі по-різному забарвлених порід (бурих і зеленувато-сірих), торій постійно асоціює з апатитом. У рудоносних пісковиках і гравелітах трапляється бітумінозна речовина, яка виповнює пори, з нею також може бути пов'язана частина урану і торію. Супутниками торій-уранового зруденіння є сульфіди заліза, домішки Pb, Zn, Cu, Mo.

Висловлено точки зору щодо гідротермального [23] або седиментогенно-інфільтраційного [753] генезису родовища [23]. Обидві точки зору обґрунтовані низкою фактів [75], які свідчать про суміщення в зоні рудоутворення гідротермальних і епігенетичних процесів, однак внесок кожного з них неясний. За приуроченістю зруденіння до базального горизонту девонських порід осадового чохла, що неузгоджено залягають на дезінтегрованих породах докембрійського фундаменту, наявністю однотипних гідротермальних змін у зоні їх контакту Миколаївське родовище має окремі риси подібності з родовищами «типу неузгодженості» району Атабаска Канадського щита [163], які тяжіють до контакту порід докембрійського фундаменту і рифею. Відмінна риса Миколаївського родовища — його приуроченість до зони неузгодженості докембрійського фундаменту з породами девону (?). Однак

зарахування всіх теригенних порід базального горизонту миколаївської світи до нижнього девону є недостатньо обґрунтованим; можливо, у найменш еродованих блоках Південнодонбаського грабену збереглися від розмиву раніші (рифей-вендські?) теригенні утворення. Дані ізотопного віку уранового зруденіння родовища, отримані ізотопно-спектральним методом по пробах з дуже малим вмістом урану [23], характеризуються широким розкидом — від 139 до 572 млн років, що може свідчити про тривалість, багатоетапність і полігенність уранового зруденіння.

Як зазначено вище, уранопрояви, приурочені до зон неузгодженості девонських гравелітів і аркозових пісковиків із гранітоїдами фундаменту, установлені і на ділянках *Стильська, балка Мокра Мандрикіна* та *балка Велика Барсукова*. Підвищений вміст урану (соті частки, локально десяті частки відсотка) зафіксовано в зонах дроблення, тектонічних глинах, на ділянках окварцювання, карбонатизації, хлоритизації та сульфідизації. Зруденіння представлене настураном і урановими чернями. У балці Мокра Мандрикіна докембрійські породи й породи миколаївської світи девону січуться дайками трахіандезитів, дацитів, трахіліпаритів потужністю від 15 до 25 м. У контакті цих дайок із вапняками девону встановлено епідот-хлоритові скарни із сульфідною мінералізацією (пірит, халькопірит, піротин, халькозин, борніт), магнетитом, гематитом. Вміст міді в них становить, %: середній на 3 м — 0,91, максимальний — 1,34; кобальту — 0,3. Наявні зони ортоклазитів із рідкісноземельною та ніобієвою мінералізацією. Зв'язок уранонакопичення з певними процесами не встановлено.

На ділянці балки Мокра Мандрикіна вміст радону у воді досягає 62 900 $л^{-1} \cdot с^{-1}$ (17 000 еман).

Прояви уранового зруденіння в зоні неузгодженості теригенних порід нижнього девону з породами докембрійського фундаменту мають риси подібності з уранопроявами, установленими в Подільській зоні й приуроченими до зони неузгодженості базальних порід венду з породами докембрійського фундаменту, а також у північно-західному обрамленні УЩ у зоні неузгодженості порід рифею і докембрійського фундаменту.

На перетині Південноволноваської субширотної зони розломів із Войківським насувом установлено *Войківський уранопрояв*, приурочений до брекчованих вапняків нижнього карбону, де виявлено уранові черні з реліктами настурану, що асоціюють із твердими бітумами, флюоритом, сфалеритом, піритом, халькопіритом, галенітом. Установлений вміст урану 0,046—0,108 % на потужність 1,5—1,75 м. Войківська структура розташована на стику Стильського і Єланчицького горстів, у зоні насуву. Докембрій тут перекритий аркозовими пісковиками роздольської світи девону й базальтоїдами антон-тарамської світи. Установлено шток піроксенітів і габропіроксенітів, тіла фойяїтів і ортоклазитів з РЗЕ, ніобієм і кварцові жили із зонами сульфідної мінералізації (пірит, піротин, халькозин з вмістом Cu до 1 %, Pb до 0,6 %, Zn до 0,4 %).

Крім того, радіоактивні аномалії виявлені у вуглистих глинах і пісковиках палеогену—неогену.

До Покрово-Кириївської постдокембрійської ВТС приурочений *Єланчицький уран-торієвий прояв* (вміст урану до 0,45, торію — до 0,37) серед

брекчованих і катаклазованих ортофірів і ортоклазитів. Тут установлено урановмісний титаноніобат — бломстрандин, уранові черні, фериторит; підвищений вміст Be, Nb (до 1,0 %), виявлено церій, лантан, свинець, цинк. Єланчицький прояв має риси подібності з родовищем Іллімаусак у Гренландії, приуроченим до інтрузиву лужних сієнітів, фойяїтів, де уран міститься у стенструпіні й монациті.

Північно-східний схил УЩ є перспективним також на уран-поліметалеве зруденіння [200].

* * *

Проведений аналіз закономірностей розміщення та складу уранопроявів схилів УЩ є науковою основою, що дає змогу визначити передумови виявлення родовищ багатих уранових руд різних типів.

Описані райони схилів УЩ еродовані різною мірою й з різною детальністю вивчені. В результаті аналізу наявних регіональних матеріалів, їх зіставлення зроблено деякі загальні висновки стосовно типоморфних особливостей їх геологічної будови і тієї історії розвитку, з етапами якої з найбільшою ймовірністю могло бути пов'язане уранонакопичення.

У пострannьопротерозойський час для УЩ був характерний субплатформний і платформний режими розвитку. Процеси седиментогенезу й активного магматизму були зосереджені на периферії щита, його схилах, де почали формуватися активізовані вулканогени (за різною термінологією — авлакогени, палеорифти, вулканічні системи) [201] — Овруцький, Подільський, Південнодонбаський. Подібні вулканічні пояси відомі й детально вивчені у багатьох інших регіонах, наприклад у Забайкаллі [184].

Основні геоструктурні елементи вулканогенів такі: 1) різноеродовані виступи, горсти докембрійського фундаменту; 2) грабени, заповнені вулканогенно-осадовими товщами; 3) купольні та лінійні ВТС, складені масивами магматичних порід різної основності й підвищеної лужності; 4) численні різновікові дайкові утворення (діабазів, кварцових порфірів, гранітоїдних порфірів) і зони флюїдизації.

Закладення вулканогенів в обрамленні УЩ почалося у субплатформний час уже в пізньому протерозої з утворенням масивів сублужних порід — Пержанського, Проскурівського, Жовтневого, Кальчицького. Різноманітні процеси ТМА вулканогенів із різною активністю тривали протягом усього фанерозою. У фанерозої відбувалося закономірне «ковзання» у часі й просторі однотипних тектонічних подій у межах конкретних вулканогенів. Так, процеси седиментогенезу в грабенах північно-західного схилу УЩ почалися в рифеї; південно-західного схилу — у венді; північно-східного схилу — у девоні (?).

У постдокембрійських вулканогенах на тлі багатоетапних процесів ТМА створювалися сприятливі передумови й умови для формування родовищ багатих уранових руд «типу неузгодженості», відомих в обрамленні Канадського щита й щитів Австралії [163, 164], а також родовищ, пов'язаних із ВТС (Стрєльцовська та ін.), описаних у Забайкаллі [184, 185].

До основних факторів, що зумовлюють процеси утворення різнотипних уранових і комплексних уран-поліметалевих руд у межах вулканогенів на схилах УЩ і які є регіональними пошуковими ознаками, відносять такі:

• наявність у межах вулканогенів магматичних порід підвищеної лужності з надфоновим вмістом урану, торію, рідкісноземельних і титанових мінералів (апатит, сфен, циркон, ортит, ксенотим, торіт);

• наявність у породах докембрійського фундаменту вулканогенів численних породних і гідрорадіоактивних аномалій; рудопроявів калій-уранової формації в пегматоїдних гранітах, уран-рідкісноземельної формації в скарнах і натрій-уранової — в альбітитах, які могли бути джерелом урану у фанерозойських відкладах;

• наявність у грабен-структурах вулканогенів постнижньопротерозойських слабометаморфізованих базальних груботеригенних утворень, розсипних торій-рідкісноземельних концентрацій, можливо, і флюїдизитів [189], що неузгоджено залягають на породах архей-ранньопротерозойського фундаменту, які відрізняються від них формаційною природою, ступенем метаморфізму й фізико-механічними властивостями;

• широкий розвиток у породах фундаменту систем розломів і вузлів їх перетину з проявом у них процесів платформної активізації (метасоматозу, флюїдизації, дайкоутворення, гелієносності);

• тривале існування флюїдопровідних глибинних розломів, що січуть зони неузгодженості докембрійського фундаменту з породами платформного чохла, які забезпечували процеси термостатування, перенесення та еволюцію ураноносних розчинів і багатоетапність перевідкладення урану в гідротермальних й інфільтраційних процесах.

Вік руд родовищ «типу неузгодженості» зумовлений стратиграфічними особливостями платформних утворень і часом прояву процесів активізації в конкретних регіонах: рифей — на північно-західному, венд — на південно-західному й девон — на північно-східному схилах УЩ.

Збіг деяких указаних факторів зумовлює ступінь імовірності утворення родовищ.

Наявність у вулканогенах ВТС обумовлює перспективи виявлення в них багатих жильних і штокверкових руд урану. Для оцінки таких конкретних структур важливим є рівень їх ерозійного зрізу, визначення розподілу в них по вертикалі й горизонталі конкретної, зокрема уранової, мінералізації. Так, у Південнодонбаському вулканогені перспективними на мідно-уранове зруденіння є менш еродовані виступи, розташовані північніше Покрово-Кириївської структури, де, можливо, збереглися від розмиву верхні апікальні частини основного магматичного тіла, що відповідають, наприклад, рудоносному рівню родовища Олімпік Дем в Австралії.

Урано-бітумні утворення на схилах УЩ у глинисто-карбонатних товщах мезозою й кайнозою подібні до утворень, відомих, наприклад, у районах плато Колорадо у Північній Америці [164].

У результаті проведених робіт на південно-західному, північно-західному й північно-східному схилах УЩ на цей час промислове уранове зруденіння (за винятком Миколаївського родовища) не виявлено, що може бути пов'язано не з відсутністю передумов їх утворення, а з недостатнім рівнем

їх вивченості. Однак наявність указаних передумов дає можливість розглядати ці регіони, як ураноперспективні, що потребують деталізації й збільшення обсягів пошукових робіт.

Крім уранових проявів, вулканогени схилів УЩ перспективні на свинцево-цинкову, мідну, титан-рідкіснозем ельну й флюоритову мінералізацію.

Існують перспективи на розсипні торій-рідкіснозем ельні концентрації, що проявилося в утворенні Миколаївського торій-уранового родовища північно-східного схилу УЩ і численних радіоактивних аномалій торій-уранової природи у північній частині Подільської зони.

2.4.3. Зв'язок уран-поліметалевого зруденіння з процесами тектономагматичної активізації Інгулецько-Криворізької зони Українського щита

Згідно з даними дослідників [199, 202], найінтенсивніше процеси ТМА у часі на платформному етапі розвитку УЩ проявлялися у пізньому—середньому протерозої, рифеї, венді, ордовіку, девоні, пермо-тріасі, юрі, аж до неогену. Просторово процеси ТМА приурочені до субширотних і субмеридіональних зон, а також дрібніших розломів, які їх оперяють. Результатом прояву процесів ТМА є різноманітні тектоніти, метасоматити, флюїдизити, тіла і дайки магматичних пород — діабазів, ортофірів, діабазових порфіритів, аплітів, трахідацитів, трахіандезитів та ін. Локально прояви ТМА зосереджені у ВТС, приурочених, як правило, до вузлів перетину розломів. Давні ВТС вивчені недостатньо, збереглися фрагментарно, оскільки їх структуру порушено накладеною складчастістю. Досить добре реконструйовані молодші Болтиська та Іллінецька ВТС (кальдери), в межах яких установлено кислі ефузиви, туфобрекчії та туфолави, перекриті осадовими породами. Час прояву магматизму в цих структурах — 80—100 млн і 460—500 млн років відповідно. Зони ТМА успадковуються западинами, які виповнені палеозой-мезозойськими відкладами (Ротмістрівська, Ятранська, Тальнівська та ін.).

Актуальність вивчення продуктів ТМА і приурочених до них ВТС визначається можливим зв'язком з ними різних рудних концентрацій [29], зокрема, мезозойських уранових і уран-поліметалевих [75], установлених в Забайкаллі (Стрєльцовська, Дорнотська ВТС); герцинських ВТС в обрамленні Арморикансього та Центрального масивів Франції і Месета в Іспанії, до яких також приурочені уран-поліметалеві родовища.

Як приклад можна навести детально вивчене мідно-уранове родовище Олімпік-Дем в Австралії [185]. Це родовище приурочено до ВТС (трубки вибуху), яка локалізована у протяжній глибинній зоні неузгодженості Торренс, що закладена між архейським блоком Гоулер і троговою структурою Аделаїда, виповненою породами венду і активізованою в середньому—пізньому протерозої. Припускають, що в глибинній частині ВТС Олімпік-Дем знаходиться великий батоліт мафітів, який проник у докембрійські гранітизовані породи.

Уран-поліметалеве зруденіння приурочене до верхньої апікальної частини цього батоліту, де поширені дайки діабазів, фельзитів, інтенсивно ме-

тасоматично змінені тектонічні та вулканічні брекчії. В зонах брекчування установлено також шлаки, лапілієві туфи, туфові конгломерати, флюїдизити, тобто породи, що утворилися під час потужних вибухових процесів. Вулканобрекчії переважають у центрі структури, в периферичній частині спостерігаються гранітні тектонобрекчії. Цемент брекчій серицитизований, окварцований, гематитизований.

Мідно-уранове зруденіння приурочене до гематитизованих вулканобрекчій, в гранітних тектонобрекчіях установлено золото-срібну мінералізацію. Мідна мінералізація представлена халькопіритом, борнітом, халькозином, рідше — ковеліном, діагенітом, самородною міддю; уранова — чорнями, кофінітом, уранінітом, інколи бранеритом.

З точки зору оцінки процесів ТМА, утворення ВТС і можливого зв'язку з ними рудоутворення, безперечний інтерес становить Інгулецько-Криворізька структурно-формаційна зона УЩ. Процеси платформної активізації цієї зони досить різні. До них належить утворення ряду ВТС як би «нанизаних» на Криворізько-Кременчуцький субмеридіональний трансрегіональний розлом та порушення, що його оперяють. Детальну реконструкцію ВТС і етапів їх розвитку ускладнено у зв'язку з розкриттям їх фрагментів на різних рівнях ерозійного зрізу.

Доволі детально вивчено *Первомайську ВТС*, приурочену до вузлу перетину Саксаганського насуву Криворізько-Кременчуцької зони і широтного Девладівського розлому [203, 204]. Первомайська структура (брекчійова трубка) має конусоподібну форму, діаметр її біля поверхні 800 × 500 м, з глибиною він зменшується. Центр трубки складений еруптивною брекчією з уламків оплавлених залізних руд, вмісних порід (залізистих кварцитів, гранітів), зцементованих перетертою кристалічною масою з реліктами базальтоїдного нерозкристалізованого скла. Цемент брекчій окварцований, хлоритизований, серицитизований, ділянками озалізнений з утворенням гізингериту. В межах вулканічної структури встановлено лави і лавобрекчії, які у вигляді апофіз січуть тектонічні брекчії в периферичній її частині. Структура лавобрекчій мигдалеподібна (пузирчаста); мигдалини кварц-карбонатні. Основна маса їх складена напівроскристалізованим вулканічним склом, склад якого відповідає трахіандезитам — трахібазальтам.

Структурні дослідження кварцу (тридиміту) та графіту (його впорядкованість) вказують на високобаричний характер вулканотектонічних процесів у межах Первомайської структури. Час закладення трубки вибуху визначають як постранньопротерозойський: в уламках тектонобрекчій і вулканобрекчій установлено залізисто-кременисті породи саксаганської світи криворізької серії, а також лужні метасоматити і багаті залізні руди. Час розвитку Первомайської ВТС був дуже тривалим: від утворення тектонобрекчій і проникнення тіл пегматитів 1,8—1,5 млрд років тому до виливу пузирчастих лав у період 260—240 млн років тому, що відповідає герцинському етапу активізації [203]. Зв'язок уранового зруденіння із зазначеними етапами розвитку Первомайської ВТС достовірно не установлено.

Менш вивчено *Жовторіченську ВТС*, розташовану північніше Первомайської в Криворізькій зоні, між рудниками ім. Першого Травня і Жовта Ріка. Тут у неузгодженому контакті порід саксаганської та гданцівської світ

проявлені різноманітні процеси активізації: брекчування, катаклазу, до неї приурочені тіла гіпербазитів, пегматитові жили, лужний метасоматоз (мікроклінізація, егіринізація) і рідкісноземельно-уранове зруденіння віком ~1,8 млрд років. Імовірно, ерозійний зріз Жовторіченської ВТС глибший, ніж Первомайської ВТС.

На процеси ТМА вказує значна поширеність низькотемпературних аргілізит-кварцових, гізингерит-стильпномеланових метасоматитів, за окиснення яких утворюються лімонітові вохри. У цих метасоматитах встановлено графіт, пірит, арсенопірит, сфалерит, халькопірит, галеніт, золото [205]; до них приурочені аномалії Zn, Ag, Bi, Nb, Zr, Y, Pt, Pd. Ознакою активізації є експлозивна діяльність з утворенням у швах розломів флюїдизитових продуктів, представлених вторинними алюмокварцитами, псевдоконгломератами та псевдобрекчіями [206—208], що досить часто приймають за утворення зон лінійних кір вивітрювання. Для флюїдизитів характерні рясні включення CO_2, наявність хлору та фтору, вуглецю (CO, C_2H_2, C_2H_6), H_2S. Прояви флюїдизитів установлено на рудниках ім. М.В. Фрунзе і В.І. Леніна, у балці Власівська, в Реївській зоні [209].

Прояви процесів активізації спостерігаються уздовж всієї Криворізько-Кременчуцької зони; особливо інтенсивно вони розвинуті на контакті нижньопротерозойської саксаганської світи криворізької серії і перекривної гданцівської світи зі структурним, формаційним і стратиграфічним неузгодженням пострannьопротерозойського (можливо, рифейського) віку. Для зони неузгодженості характерні інтенсивні тектонічні процеси з утворенням структур будинажу, катаклазитів і тектонобрекчій; у низах гданцівської світи залягають груботеригенні породи, до яких приурочені багаті залізні руди так званого інгулецького типу [210], а нерідко — уранові прояви (рудники ім. Р. Люксембург, XX Партз'їзду, Ф.Е. Дзержинського, С. Орджонікідзе, В.І. Леніна). Для зони неузгодженості порід саксаганської і гданцівської світ характерні різноманітні навколорудні метасоматичні процеси: окварцювання, хлоритизації, карбонатизації, біотитизації, мусковітизації, рідше — епідотизації, амфіболізації та отальковання, в яких поширені сульфіди та сульфоарсеніди Pb, Cu, Fe, Zn, Mo, самородна мінералізація Bi, Ag, а також відзначаються підвищена золотоносність (0,1—2 г/т) окварцованих і сульфідизованих брекчій на рудниках ім. М.В. Фрунзе, В.І. Леніна, Р. Люксембург, аномальний вміст (0,2—0,3 г/т) металів платинової групи. На руднику ім. М.В. Фрунзе встановлена жила толеїтових базальтів віком ~500 млн років.

Процеси ТМА проявлені в кулісоподібних розломах, які із заходу оперяють Криворізько-Кременчуцьку зону (Реївський розлом), і субширотних, що січуть її. До цих розломів і вузлів їх перетину тяжіють *Родіонівська* та *Червоношахтарська ВТС*. Підставою для виділення Родіонівської ВТС була наявність андезитових лав і еруптивної брекчії, що складається з уламків порід родіонівської світи і хлорит-ідингситового цементу, який відповідає складу трахібазальтів [211, 212].

Червоношахтарський мідно-урановий прояв знаходиться у вузлі перетину Карачунівського меридіонального та Софіївсько-Криничуватського субширотного розломів і, можливо, приурочений до ВТС. Імовірно, сверд-

ловинами й шахтною виробкою завглибшки 60 м розкрито західний фланг цієї структури. У межах вивченої частини структури розвинуті мігматити, граніти й пегматити архейського фундаменту з останцями залізисто-кременистих порід саксаганської світи криворізької серії, а також різноманітні сланці родіонівської світи інгуло-інгулецької серії, що неузгоджено залягають на породах архейського фундаменту. На площі рудопрояву встановлено амфіболіти (метабазити) і хлорит-талькові сланці (можливо метаультрабазити). Гранітоїди фундаменту і метаморфічні породи січуться дайками діабазів, що, ймовірно, є апофізами більшого магматичного тіла на глибині. У східній частині Червоношахтарської ВТС знаходиться потужна (до 2 км) зона тектонітів, представлених мілонітами і тектонобрекчіями, ділянками будинажу, глинками тертя.

Уранове зруденіння локалізоване в субмеридіональних зонах, малопотужних жилах і гніздах серед тектонітів (хлоритових, гематитових, серицитових), що оперяють основну зону мілонітизації. Представлено уранінітом, кофінітом, ненадкевітом, давидитом, урановими чернями, уранвмісними апатитом, сфеном [143]. Довжина рудних зон — десятки метрів, потужність — перші метри; вміст урану — соті частки відсотка, локально — понад 1 %.

Мідна мінералізація (кубаніт, борніт, халькозин, халькопірит), а також сульфідна (Pb, Zn, Mo, Fe, самородний Bi) щодо уранової є пізнішими; процес зруденіння завершився карбонатизацією.

Мідно-урановий Червоношахтарський прояв має деякі риси подібності з мідно-урановим родовищем Олімпік-Дем в Австралії:

- близькість до регіональної зони великої тектонічної, стратиграфічної та структурної неузгодженості;
- широкий розвиток метасоматично змінених тектонітів;
- наявність пластових тіл метавулканітів (метабазитів, метаультрабазитів), які січуть дайки діабазів, жил пегматитів, що, можливо, є апофізами великого, поки не розкритого магматичного тіла;
- склад комплексної Cu-Fe-U рудної мінералізації; наявність оксидів і титанатів урану, прояв гематитизації.

Відмінність полягає у слабкій вивченості та іншому ступені еродованості Червоношахтарського прояву порівняно з родовищем Олімпік-Дем, яке являє собою велику зруденілу брекчійову трубку (діатрему). Подібність Червоношахтарського прояву до крупного мідно-уранового родовища визначає перспективність подальшого детального вивчення Червоношахтарської ВТС, основна частина якої, ймовірно, розміщується східніше частково розкритого західного флангу.

У південно-західній частині Інгулецько-Криворізької зони знаходяться Михайлівське родовище і перспективні рудопрояви урану (Іванівський, Павлівський, Покровський, Чабанківський, Казанківський, Лагодівський та ін.). На площі родовища і рудопроявів поширені різноманітні тектоніти, метасоматити, установлено дайки діабазів віком 1,2—1,3 млрд років; розкид віку уранової мінералізації — 2200—290 млн років, що вказує на кількаразовий прояв тут процесів ТМА.

Рудні поклади (Гранітний, Гнейсовий, Родник) і навколорудні метасоматити Михайлівського родовища локалізовані уздовж системи північно-

східних порушень, які оперяють регіональну субмеридіональну зону розломів. Уранове зруденіння представлено настураном, кофінітом, уранінітом, урановими чернями, супроводжується процесами аргілізації, утворенням ейситів, аномалій Pb, Zn, Cu, Mo, Ag. Вік основного етапу уранової мінералізації родовища 1100—710 млн років, що відповідає рифейському етапу активізації; пізній етап утворення уранових черней датовано періодом 400—200 млн років тому [23].

Зв'язок уранонакопичення в родовищах Інгулецько-Криворізької зони із платформним пізньопротерозойським і рифейським етапами активізації УЩ зазначають різні дослідники [212, 214].

Виходячи з розглянутого вище, можна визначити такі закономірності просторової приуроченості уран-поліметалевих рудопроявів, пов'язаних з етапами платформної активізації Інгулецько-Криворізької зони УЩ:

- зона великої структурно-стратиграфічної неузгодженості нижньопротерозойських порід саксаганської світи криворізької серії та постнижньопротерозойських порід гданцівської світи фрунзенської серії (?) ускладнена системою Криворізько-Кременчуцького розлому;
- ВТС (трубки вибуху) Першотравнева, Жовторіченська, Родіонівська, Червоношахтарська (?) мають різну вивченість і різні рівні ерозійного зрізу, на яких розкрито окремі їх фрагменти;
- розломи, які обмежують блоки — виступи (Володимирівський, Маліївський, Туровський, Казанківський) і уступи (Інгулецький вал) архейського фундаменту в полі розвитку молодших утворень (зокрема, порід родіонівської світи);
- вузли перетину розломів, особливо в блоках, на рівні ерозійного зрізу яких розкрито продукти рідкіснометалевої і колчеданної стадій гідротермального зруденіння, зокрема, південніше Зелено-Завадівського субширотного розлому.

Вказані закономірності просторової приуроченості уранових проявів можуть бути використані для прогнозування родовищ багатих уранових руд, утворення яких було зумовлене процесами ТМА Інгулецько-Криворізької зони. З погляду сприятливого сполучення указаних факторів, найперспективнішою є південна частина Інгулецько-Криворізької зони, яка на півночі обмежена Зелено-Завадівським субширотним розломом.

2.4.4. Комплексне зруденіння міжформаційних зон неузгодженості в докембрії Українського щита і його перспективна оцінка

Актуальність розглянутих питань зумовлена приуроченістю багатих комплексних уран-поліметалевих родовищ світу до зон структурно-формаційних неузгодженостей докембрійських порід з породами фанерозоя. У більш частковому й менш вивченому аспекті становлять інтерес перспективи рудоносності зон неузгодженості великих стратиграфічних і формаційних комплексів у межах УЩ. Регіональними зонами таких неузгодженостей є міжблокові ГГЗ, у яких сполучені в просторі й довгостроково взаємодіють у часі породи суміжних мегаблоків (наприклад, Подільського

й Кіровоградського в Голованівській ГГЗ; Кіровоградського й Середньопридніпровського — у Криворізько-Інгулецькій ГГЗ). Саме в межах ГГЗ УЩ розкриті неузгодженості між формаціями нижнього архею—верхнього архею; архею—нижнього протерозою; нижнього—верхнього протерозою.

Міжформаційні зони ранньоархейської—пізньоархейской неузгодженості. Найдавніша зона структурно-стратиграфічної й формаційної неузгодженості порід нижнього—верхнього архею розкрита в Голованівському блоці в однойменній ГГЗ. Геологічна будова тут зумовлюється наявністю різновеликих блоків (Луполівського, Ятранського, Великомечетнинського та ін.), які складені нижньоархейськими породами дністровсько-бузької серії, ендербітами гайворонського й літинського комплексів, у полі розвитку верхньоархейських порід бузької серії й гранітоїдів побузького комплексу [215]. Навколо ранньоархейських блоків завжди фіксують зони зчленування (неузгодженості) їх з молодшими породами. У зонах неузгодженості спостерігається структурна перебудова, яка полягає у підпорядкуванні ранньоархейського субширотного плану складчастості пізньоархейському північно-західному. Рівень структурної перебудови залежить від розмірів ранньоархейських блоків. До зон зчленування блоків раннього архею з породами пізнього архею приурочені тіла метаультрабазитів; широко розвинуті процеси чарнокітизації ендербітів і діафторезу піроксен-плагіоклазових кристалосланців дністровсько-бузької серії (амфіболізації, біотитизації) під впливом гранітизованих порід бузької серії. Для зон зчленування характерні мікроплойчасті ін'єкційні гнейси, грубосмугасті мігматити, трахітоїдні граніти, а також агматити, субстрат яких представлений ксенолітами діафторованих кристалосланців та ін'єкційних гнейсів, які зцементовані жильним гранітним матеріалом. Спільними для зон зчленування є плойчастість, дисгармонійна гострокутна мікроскладчастість волочіння, що виникає в результаті взаємодії пластичних порід верхньоархейського структурного ярусу з твердішими жорсткими породами блоків-виступів ранньоархейського фундаменту.

Для описаних зон неузгодженості порід нижнього—верхнього архею характерні такі металогенічні особливості. У периферичних частинах Першотравневого, Чаусовського, Мигійського ранньоархейських виступів у південно-східній частині Голованівського мегаблока встановлені численні прояви (балка Корабельна, с. Крикливка, хут. Забари) торій-рідкісноземельної мінералізації в біотититах, представленої монацитом, ксенотимом, апатитом, ортитом з ізоморфною домішкою урану. У межах і на периферії Ятранського ранньоархейського блока розвинуті прояви бору, молібдену, вольфраму. У метаультрабазитах, нерідко поширених у зонах зчленування ранньоархейських блоків з породами верхнього архею, установлені хромітові руди й підвищений вміст платиноїдів; у товщі залізисто-кременистих порід бузькой серії — скарнові залізні руди, збагачені апатитом, вольфрамітом, турмаліном, дюморт'єритом, молібденітом; в апліто-пегматоїдних гранітах янишівського комплексу — підвищений вміст урану, бору, молібдену, цинку, цирконію, РЗЕ. Геохімічні особливості, характерні для зон неузгодженості раннього—пізнього архею (РЗЕ, Cr, W, B, Mo, Zr, Ti), засвідчують прояв у цих зонах на рівні ерозійного зрізу процесів скарнової і рідкіснометалевої стадій

пневматоліто-гідротермального процесу. Зони неузгодженості, що утворилися в пізньоархейський час, ймовірно, упадковувалися й розвивалися в протерозої.

Міжформаційні зони архей-ранньопротерозойської неузгодженості. Зони структурно-стратиграфічної й формаційної неузгодженості порід архею з породами нижнього протерозою на рівні ерозійного зрізу розкриті у Синицівському і Ташлицькому синкліноріях Голованівської ГГЗ, Приінгульському синкліноріі Криворізько-Інгулецької ГГЗ, які розвивалися уздовж великих субмеридіональних розломів — Тальнівського, Першотравневого, Кіровоградського, Східнохристофорівського.

Геологічна будова Криворізько-Інгулецької ГГЗ визначається наявністю виступів, блоків, «куполів» нижньо-верхньоархейських метаморфічних порід (кам'яно-костуватської, рощахівської, спасівської, артемівської й зеленоріченської світ інгуло-інгулецької серії) і розвинених по них гранітоїдів інгулецького комплексу, у полі нижньопротерозойських порід чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії й гранітоїдів кіровоград-житомирського комплексу. При цьому верхньоархейські породи різною мірою перероблені під впливом як архейської, так і протерозойської гранітизації. Найменш переробленими є архейські чарнокіти новоукраїнського комплексу, які дуже рідко збереглися; навколо них поширені зони зчленування (неузгодженості) з нижньопротерозойськими породами. Більш перероблені архейські породи Онуфріївського, Овнянського, Зеленівського, Петрівського, Жовтянського, Володимирівського блоків і Інгулецького валу, складені реліктами верхньоархейських порід зеленоріченської, артемівської, спасівської світ серед гранітоїдів інгулецького комплексу. Породи архею найбільш перероблені в межах Семенівського, Олександрівського, Олімпіадівського, Гурівського, Казанківського «куполів», складених нижньопротерозойськими гранітоїдами кіровоград-житомирського комплексу з реліктами верхньоархейських гранітоїдів інгулецького комплексу. Архей-ранньопротерозойські зони зчленування (неузгодженості) навколо таких куполів також інтенсивно перероблені в ранньому протерозої, але за детального вивчення їх характерні риси розпізнаються.

У Синицівському синкліноріі в західній частині Голованівської ГГЗ дуже рідко спостерігаються релікти («тіні») чарнокітизованих ендербітів немирівського комплексу; тут нижній структурний ярус представлений фрагментами верхньоархейських порід хащувато-заваллівської світи бузької серії й побузького комплексу, які по зонах зчленування контактують із гранітоїдами кіровоград-житомирського комплексу з реліктами гнейсів синицівської світи спірного стратиграфічного положення. Дуже характерні Хащуватська й Заваллівська зони неузгодженості, що обрамляють з півночі й півдня Бандурівський (Хащувато-Заваллівський) блок, складений нижньоархейськими породами дністровсько-бузької серії. По зонах субширотних розломів породи цього блока контактують із верхньоархейськими породами бузької серії, а останні, у свою чергу, мають тектонічний контакт з нижньопротерозойськими гранітоїдами кіровоград-житомирського комплексу. У Заваллівській зоні неузгодженості встановлені дайки лампрофірів з борною мінералізацією [216]; тектонічні брекчії, флюїдизити, метаультра-

базити, високовуглецеві метасоматити, що вказує на глибинність і проникність цієї зони й визначає її перспективність на алмази.

У Ташлицькому синклінорії в східній частині Голованівської ГГЗ виступи-блоки архейського структурного ярусу представлені гранулітовими породами кам'яно-костуватської світи, ендербітами, чарнокітами й плагіогранітами ташлицького комплексу.

Таким чином, структурний план ерозійного зрізу Синицівського, Ташлицького, Приінгульського синкліноріїв характеризується наявністю блоків, виступів, «куполів», складених породами раннього й пізнього архею, які утворюють релікти роздробленого фундаменту в полі розвитку нижньопротерозойських порід і мають із останніми зони зчленування (неузгодженості). Породи цих зон неузгодженості нерідко структурно підпорядковані субмеридіональній складчастості; для гранулітових парагенезисів характерний діафторез в умовах амфіболітової і епідот-амфіболітової фацій. У зонах неузгодженості поширені дайки діабазів, лампрофірів; метаультрабазити, вуглецеві метасоматити; породи інтенсивно мікроклінізовані, окварцовані й сульфідизовані.

Металогенічні особливості зон архей-ранньопротерозойської неузгодженості пов'язані з формацією ураноносних кремній-калієвих метасоматитів і численними проявами урану й поліметалів (зокрема золота). У Ташлицькому синклінорії знаходяться Калинівське, Лозуватське й Південне родовища ураноносних кремній-калієвих метасоматитів, які приурочені до північно-західної зони неузгодженості фрагментів верхньоархейських порід кам'яно-костуватської світи із гранітоїдами кіровоград-житомирського комплексу. У зоні цієї неузгодженості кристалосланці й гнейси кам'яно-костуватської світи амфіболізовані, окварцовані, біотитизовані, заміщуються грейзенами, скарнами, мікроклінітами. Встановлені метаультрабазити, скьоли, апліто-пегматоїдні граніти з рідкісноземельною акцесорною мінералізацією і уранінітом. Для кремній-калієвих метасоматитів характерні уранініт, брегерит, торогуміт, кофініт, молібденіт [23]. Уздовж зони неузгодженості, що обрамляє із заходу Новоукраїнський масив, зосереджені прояви й геохімічні аномалії Cu, Au, Bi, Pb, Mo, Zn. Це вказує на прояв тут колчеданної й поліметалевої стадій гідротермального процесу [217].

У Синицівському синклінорії відомо Травневе родовище золота, установлені численні золото-поліметалеві прояви (Савранське, Чемерпільське, Капустянське та ін.); радіоактивні аномалії (Коханівська, Слюсарівська, Гвоздавська та ін.); турмалінвмісні апліто-пегматоїдні граніти з молібденовою, бісмутовою й урановою мінералізацією [217, 218]. На північ від Хащуватської зони неузгодженості знаходиться Гайворонський рудний вузол з кількома уран-поліметалевими проявами. Є передумови виявлення платиноїдо-золотого зруденіння [219]. Для Приінгульського синклінорію характерні золото-поліметалеві прояви (Волошківське, Гайовське, Надеждівське) і родовища (Юріївське, Клинцівське) неузгодженості, що також сформувалися в зоні неузгодженості виступів верхньоархейських порід спасівської світи з нижньопротерозойськими гранітизованими породами чечеліївської світи [30].

На схід від Новоукраїнського масиву знаходиться складнопобудована зона неузгодженості архею—нижнього протерозою, до якої приурочені ро-

довища й прояви урану й поліметалів. У північно-східній частині цієї зони встановлені прояви ураноносних кремній-калієвих метасоматитів, у південно-західній частині — Михайлівське родовище, Чабанківський й Казанківський прояви урану, які тяжіють до зон неузгодженості виступів верхньоархейських гранітоїдів інгулецького комплексу з нижньопротерозойськими породами. На Михайлівському родовищі серед ураноносних кремній-калієвих метасоматитів установлені релікти апліто-пегматоїдних гранітів з уранінітом, що може побічно вказувати на існування тут давнішої зони неузгодженості раннього—пізнього архею. Зруденіння є комплексним торій-урановим, представлене уранінітом, торогумітом, брегеритом, настураном; кофінітом; супутніми монацитом, цирконом, молібденітом; сульфідами заліза, свинцю, цинку, міді, сульфоарсенідами нікелю, заліза; самородними сріблом, золотом, бісмутом, що свідчить про прояв тут поліметалевої й частково сульфосольної стадій метасоматозу.

Міжформаційна зона неузгодженості саксаганської—гданцівської світ Кривбасу. Ця зона тектонічної і формаційної ранньо-пізньопротерозойської неузгодженості, що довгостроково й багатоетапно формувалась, охоплює контакт порід саксаганської і гданцівської світ криворізької серії. Вона простежується на всьому протязі Саксаганського району Кривбасу, аж до Жовторіченського рудника. Ймовірно, зона існує в Дальніх західних смугах, а також у Реївській зоні, де фрагменти залізисто-кременистих порід саксаганської світи криворізької серії утворюють кліни-виступи серед порід родіонівської світи інгуло-інгулецької серії. Зону неузгодженості порід саксаганської—гданцівської світ детально вивчено по свердловинах і гірничих виробках на рудниках ім. К. Лібкнехта, М.В. Фрунзе, Р. Люксембург у Саксаганському районі й на Буденівській ділянці шахти «Вільховська» у Жовторіченському районі [220]. В Саксаганському районі вона характеризується наявністю слабометаморфізованих порід базального горизонту гданцівської світи (пісковиків, сланців, седиментогенних брекчій), розсланцюванням, мікроплойчастістю і метасоматичною зміною порід саксаганської світи. У Жовторіченському районі в глибше розкритій зоні неузгодженості встановлені тектонічні брекчії, метаультрабазити, будини і жили апліто-пегматоїдних гранітів, тіла біотититів з турмаліном і уранінітом, різні метасоматити.

Металогенія зони неузгодженості саксаганської—гданцівської світ насамперед визначається приуроченістю до неї руд інгулецького (іллічівського) типу, найпотужніші тіла яких розробляли на шахтах рудників ім. К. Лібкнехта, Комінтерну, Ф.Е. Дзержинського, М.В. Фрунзе Саксаганського району й на Інгулецькому руднику Інгулецького району. Особливістю руд інгулецького типу є їх гетерогенність і комплексність — сполучення в рудних покладах полігенетичних концентрацій заліза [220]. В одних випадках це результат перевідкладання залізорудних утворень під час розмиву саксаганської світи (седиментогенний тип), в інших — гідротермально-метасоматичної концентрації заліза з утворенням мартитизованих магнетитових і гематит-магнетитових руд (метасоматичний тип). Для седиментогенних руд характерні конгломератобрекчії, магнетитові метапісковики із кластичною мінералізацією хроміту, анатазу, сфену, ксенотиму, цир-

кону, монациту. Метаморфізм цих руд є ізофаціальним з метаморфізмом фації зелених сланців порід гданцівської світи, що їх вміщують, з якими руди мають поступові переходи (Гданцівська ділянка шахти «Валявко»). Метасоматичні залізні руди відрізняються такими особливостями: їх поклади супроводжуються метасоматичними навколорудними змінами вмісних порід як саксаганської, так і гданцівської світ, з характерними мікроплойчастими, брекчійовими, катакластичними структурами; широко виявлені процеси окварцювання, хлоритизації, карбонатизації, біотитизації, мусковітизації, амфіболізації, рідше — епідотизації, отальковання; з ними пов'язана поява топазу, гранату, турмаліну, апатиту, сульфідної (галеніт, бравоїт, пентландит, пірит, піротин, халькопірит, арсенопірит, сфалерит, халькозин, ковелін, борніт, кубаніт, молібденіт) і самородної (Bi, Ag, Au) мінералізації. Ці процеси формують зональність залізорудних покладів: на флангах покладів Буденовської ділянки розвинуті мусковіт-біотит-магнетитові масивні (найраніші) руди, а в центрі — пізніші смугасті хлорит-магнетит-гематитові руди із пластинчастим гематитом, спекуляритом; у шахті № 5 рудника ім. М.В. Фрунзе спостерігається зміна силікат-магнетитових руд за підйомом пластів гематит-магнетитовими. Метасоматичні процеси окремих стадій накладаються на породи різного ступеня метаморфізму Саксаганського (фація зелених сланців) і Жовторіченського (епідот-амфіболітова фація) районів. Важливою особливістю процесів, виявлених у тектонізованих контактах саксаганської—гданцівської світ, є розвиток таких залізисто-магнезіальних високоглиноземистих мінералів, як андалузит, ставроліт, кордієрит, хлоритоїд, антофіліт, силіманіт. Подібна мінералізація особливо характерна для Дальніх західних смуг, де розкриваються глиноземисті слюдисті вузлуваті сланці.

Перспективними типами зруденіння в зоні контакту є рідкіснометалеві й благороднометалеві прояви в різних метасоматитах. Так, у Правобережному районі деяких ділянок (Маякській, Зеленівській, Новостародубській) і на Буденовській ділянці Жовторіченського району, у зоні передбачуваного тектонічного контакту порід саксаганської і гданцівської світ, установлені пегматоїдні граніти з торій-урановою мінералізацією (уранініт, кофініт, настуран, ненадкевіт). Із цією зоною просторово сполучені також численні слабко вивчені геохімічні аномалії молібдену, вольфраму (вміст останнього досягає місцями 0,1—0,5 %). На всьому протязі зони відмічають підвищену золотоносність сульфідних руд: вміст золота для Інгулецького рудника досягає 12 г/т; в окварцованих і сульфідизованих брекчіях контакту, розкритих на рудниках ім. М.В. Фрунзе, В.І. Леніна й Р. Люксембург, варіює від 0,8 до 4,0 г/т і вище, але здебільшого його концентрації становлять 0,1—2 г/т.

У рудах інгулецького типу і просторово сполучених з ними метасоматитах поширені метали платинової групи (МПГ). За результатами фрагментарних досліджень підвищений вміст МПГ мають сульфідні руди на рудниках ім. М.В. Фрунзе (платина до 1, паладій до 6 г/т) і Р. Люксембург (паладій до 0,5 г/т) за асоціації МПГ і золота. У розрізах Жовторіченської структури платинові метали (платина, меншою мірою паладій і родій) постійно відмічають у сульфідизованих породах — їх сумарний вміст становить 0,2—0,3 г/т,

в окремих пробах до 1 г/т. Наявність платиноїдів у сульфідних рудах контакту саксаганської—гданцівської світ має особливе значення у зв'язку з їх комплексністю із золотим зруденінням, що може суттєво змінити економічні параметри золоторудних проявів [220].

Добрі перспективи має комплексне уран-поліметалеве зруденіння (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Bi) Реївської зони неузгодженості (Червоний Шахтар, Донський Яр, Родіонівка) порід саксаганської і родіонівської світ, де широко проявлені процеси метасоматозу й рудоутворення поліметалевої і, можливо, сульфосольної стадій.

Наявність у Кривбасі в зоні неузгодженості саксаганської світи із гданцівською і родіонівською світами численних проявів уран-торієвої, торієвої мінералізації, золото-сульфідних проявів, тіл ультрабазитів із платиновою мінералізацією дає змогу прогнозувати тут родовища багатих комплексних руд, подібних до родовищ докембрійських зон неузгодженості Австралії, США й Канади [164].

Таким чином, залежно від віку описаних докембрійських зон неузгодженості й рівня їх ерозійного зрізу [221] простежується еволюція комплексних рудопроявів від давніших глибинних і високотемпературних торій-рідкісноземельних і уран-торієвих до середньоглубинних уранових кремній-калієвих метасоматитів і найменш глибинних уран-благороднометалево-поліметалевих руд.

Рудогенеруюча система, що сформувалася в архейських зонах неузгодженості ще під час раннього поділу літосфери, еволюціонувала протягом протерозою у пізніших зонах неузгодженості, що частково успадкували найранішу неузгодженість. В основі еволюції цієї системи було падіння T, $P_{заг}$ і збільшення P_{H_2O}, P_{O_2} і P_s.

2.5. ОЦІНКА УРАНОНОСНОСТІ ПЛАТФОРМНОГО ОСАДОВОГО ЧОХЛА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЙОГО СХИЛІВ

2.5.1. Уранове зруденіння в мезо-кайнозойському чохлі

Формування УЩ як самостійної структури в межах СЄП завершилось у фанерозої. В обрамленні УЩ накопичились потужні товщі фанерозойських відкладів, а власне щит на більшій частині території покритий малопотужним чохлом мезо-кайнозойських утворень. При цьому чохол щита має переважно кайнозойський вік, а мезозойські відклади потужністю від нуля до декількох десятків метрів розвинені лише на 2—3 % його площі.

Мезо-кайнозойські осадові формації містять доволі багато корисних копалин сингенетичного, діагенетичного, епігенетичного походження. Це манганові руди Середнього Придніпров'я, розсипи титанових, цирконієвих, торій-рідкісноземельних мінералів, буре вугілля Дніпробасу, каоліни, боксити, уранові руди.

В основі аналізу умов формування мезо-кайнозойського осадового чохла УЩ та екзогенних корисних копалин лежить уява про циклічний геологічний розвиток регіону [222]. Тривалість циклів визначалась юрським, крейдяним,

палеогеновим і неогеновим періодами. Впродовж кожного з циклів регіон зазнавав послідовних тектонічних стадій розвитку, що визначало зміну трансгресивно-регресивних і континентальних режимів, а отже, зміну седиментаційних обстановок. Це фіксувалось формуванням латеральних і вертикальних рядів екзогенних формацій, зокрема рудоносних і рудних. Цикл, таким чином, набував значення основної тектоно-седиментаційної одиниці. Протягом кожного циклу тільки на певних його стадіях створювались сприятливі умови екзогенного рудоутворення (для різнотипного зруденіння), і такі часові інтервали набували значення металогенічних епох. Вони, як правило, відповідають епохам стратиграфічної шкали. У мезокайнозої це були середньоюрська, ранньокрейдяна, еоценова, олігоценова, неоген-четвертинна металогенічні епохи.

Фаціально-палеогеографічні, геоморфологічні, геохімічні, гідрогеологічні та інші умови мезо-кайнозойського рудоутворення на території УЩ визначалися такими факторами, як клімат, геохімічна та металогенічна спеціалізація зони живлення, тектонічний режим. Останній як ландшафтноутворювальний фактор визначав співвідношення седиментації та зносу, напрямок і характер давньої гідромережі, оживлення гідрогеологічного режиму.

У межах УЩ виділяють декілька епох екзогенного уранонакопичення в осадовому чохлі: ранньокрейдяну, що складається з двох етапів — неокомаптського і альб-сеноманського; пізньоеоценову і неоген-четвертинну. Для перших двох епох характерні сингенетичні, діагенетичні та екзодіагенетичні концентрації урану, що не мають промислового значення у зв'язку з малими масштабами або низьким вмістом урану та несприятливими гірничотехнологічними властивостями. Для промислового уранового зруденіння найпродуктивнішою є неоген-четвертинна металогенічна епоха. Ґрунтовоінфільтраційні родовища цієї епохи (за застарілою термінологією — «пісковикового типу») складають основний промисловий тип екзогенних родовищ урану України, що розробляються методами ПВ. Ці уранові родовища приурочені до відкладів палеогену (переважно бучацького ярусу еоцену), що заповнюють палеодолини в кристалічних породах, а сформувались в неоген-четвертинну епоху і продовжують змінюватись у наш час.

У розрізі бучацьких континентальних відкладів чітко виділяються три товщі — підвугільна (базальна), вугленосна і надвугільна, які в цілому складають вугленосно-теригенну формацію. Підвугільні шари розвинені тільки у нижньому вузькому врізі долин, виповнюючи їх на половину глибини. Вони представлені русловими фаціями: знизу залягають різнозернисті піски з галькою, гравієм і валунами; вгору за розрізом піски стають одноріднішими, дрібно- та середньозернистими.

Вугленосна товща, що поступово замінює нижню підвугільну, побудована складно і представлена заплавними, озерно-болотними, меншою мірою русловими фаціями; складена вуглистими пісками, піщанистими темними глинами, лінзами каолінів і пісковиків та містить численні поклади бурого вугілля, які нерідко займають великі площі, на багато кілометрів уздовж долин (наприклад, в Олександрійській долині — майже на 100 км). Потужність вугілля зазвичай становить перші метри, інколи (м. Олександрія) досягає 8—12 м. У деяких районах простежуються два-три пласти бу-

рого вугілля, розділені вуглистими пісками та глинами. Вугленосна товща не тільки виповнює найглибшу частину долин, а й поширюється на нижню терасу, інколи й на верхню.

Надвугільна товща потужністю 10—12 м утворює ще ширші смуги вздовж долин. Місцями вона відсутня внаслідок розмиву. Складена товща дрібно- та середньозернистими пісками й глинами, іноді вуглистими.

У Конксько-Ялинській западині вугленосна товща бучацького ярусу представлена фаціально невитриманими по латералі й у розрізі різнозернистими сірими та темно-сірими пісками, пісковиками, глинами, каолінами. Породи часто вуглисті, містять уламки обвугленої деревини. Буре вугілля утворює іноді лінзи невеликої потужності. Однак на північ від западини, на південному схилі Вовчанської брили, розташоване велике Санжарівське буровугільне родовище.

Промислові уранові родовища приурочені до вугленосної товщі бучацького ярусу еоцену. На цей час відомі 13 відносно невеликих (із запасами 1—3 тис. т) родовищ, 33 рудопрояви та значна кількість проявів уранової мінералізації і радіоактивних аномалій [223]. Вони об'єднані в три рудні райони: Південнобузький (Братське, Садове, Ташлицьке родовища), Інгуло-Інгулецький (Сафонівське, Христофорівське, Девладівське родовища) та Саксагансько-Сурський (Новогур'ївське, Хуторське, Криничанське, Оленівське, Сурське, Червоноярське, Петромихайлівське, Первозванівське родовища). Усі вони зосереджені в межах субширотної смуги північно-східного простягання у вододільній частині УЩ завширшки від 30 км на південному заході до 80 км на північному сході, яка об'єднує верхів'я, відгалуження, іноді середні частини палеодепресій обох схилів щита: від Бандурської на південному заході до Синельниківської на північному сході. За межами цієї смуги у напрямках до північного заходу та південного сходу в палеодепресіях розвинуті утворення озерно-болотяного або лагунно-лиманного комплексу, менш сприятливих для розвитку зон пластового і ґрунтового окиснення, ніж вугленосні відклади річкового комплексу.

Згідно з класифікацією гідрогенних родовищ [224, 225], зазначені родовища віднесено до класу ґрунтово-інфільтраційних, тобто таких, що формуються метеорними підземними водами за активного інфільтраційного гідродинамічного режиму, зумовленому підвищенням зони живлення над зоною розвантаження, і контролюються ґрунтовою окиснювальною зональністю.

Глибина урізу палеодолин, що містять уранове зруденіння, у фундамент і кору вивітрювання — до 70—90 м, протяжність — 30—100 км. Потужність перекривних відкладів (морських — еоцену і олігоцену або прибережно-морських — міоцену) — 30—60, максимум — 100 м. Палеодолини були утворені річками, які стікали з УЩ на північ — у морський басейн Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), або на південь — у морський басейн Тетісу. Родовища приурочені переважно до річкових відкладів, які або повністю заповнюють палеодолини, або залягають в основі осадового чохла під лагунно-лиманними або озерно-болотяними відкладами. Відомі також випадки, коли значна частина зруденіння (90 % загального обсягу уранових порід) міститься в корі вивітрювання у вторинних каолінах, напри-

клад на Петромихайлівському та Первозванівському родовищах, розташованих у межах Синельниківської депресії в зоні перетину Девладівського розлому з іншими регіональними структурами.

Уранові поклади контролюються ґрунтовою або ґрунтово-пластовою окиснювальною зональністю і, залежно від умов її розвитку від верхів'їв або бортів палеодолини, розміщуються або уздовж стрижня по всій ширині палеорусла, або уздовж бортів у вигляді нешироких звивистих смуг [23, 223, 225]. Повна мінералого-геохімічна зональність представлена такими зонами: 1) поверхневого окиснення (просочування метеорних вод); 2) ґрунтового окиснення (стікання кисневмісних ґрунтових вод); 3) ґрунтово-пластового окиснення (під локальними водоупорами з місцевими напорами ґрунтових вод); 4) уранового зруденіння, що розташоване під нижньою поверхнею зони ґрунтового окиснення або на фронтальному виклинюванні зони ґрунтово-пластового окиснення; 5) не окиснених порід.

Глибина поширення зон ґрунтового і ґрунтово-пластового окиснення і пов'язаного з ними зруденіння обмежена положенням місцевого або регіонального базису ерозії. Кисневмісні ґрунтові води формуються в межах головного субширотного вододілу упродовж УЩ і вододілів другого порядку між притоками річок Дніпро, Південний Буг, Молочна. Основними дренами слугують русла згаданих річок, додатковими — русла їх приток. Формування сучасної річкової мережі, яка не відповідає положенню палеодепресій, зон окиснення і зруденіння почалося на межі раннього і пізнього пліоцену і продовжується нині. Взагалі неоген-четвертинна епоха на території України характеризувалася субарідним кліматом і передсуборогенним тектонічним режимом, що сприяло широкому розвитку зон ґрунтового окиснення у відкладах палеогену на УЩ [23]. У результаті сформувалися численні уранові прояви, контрольовані ґрунтовою окиснювальною зональністю.

Уранові родовища розташовані на шляху руху підземних вод від вододілів другого порядку до зон розвантаження [23]. Водоносні горизонти палеогену живляться кисень- і урановмісними водами четвертинних, пліоценових відкладів, кори вивітрювання і кристалічного фундаменту. Уран переміщується ґрунтовими водами у вигляді уранiл-трикарбонатного комплексу $Na_4[UO_2(CO_3)_3]$ від зони живлення до місцевої дрени. Підземні води, що містять кисень та уран, униз по потоку від субширотного вододілу змінюються сірководневими водами, що несуть вдесятеро менше урану, про що свідчать дослідження сучасної гідрогеохімічної зональності. Це чітко вказує на сучасне формування уранового зруденіння.

Іншими словами, загальна генетична схема ґрунтово-інфільтраційних родовищ неоген-четвертинної епохи уранового рудоутворення в пісках палеорусел буровугільного Дніпровського басейну полягає у такому.

В результаті перетікання ґрунтових вод сарматського горизонту, які містять розчинений кисень і уран, а також напірних вод кристалічного фундаменту, які мають подібні властивості, в пісках продуктивного горизонту формуються зони пластово-ґрунтового окиснення. Внаслідок окиснення піриту, інших мінералів Fe^{2+}, вуглистої речовини (вуглистого рослинного детриту) сірий і темно-сірий (до чорного) колір пісків змінюється на жовтий різної інтенсивності (від жовтувато-білого до жовто-бурого). На межі

між окисненими (жовтими) і неокисненими (сірими) породами через витрати розчиненого у воді кисню розвиваються анаеробні сульфатвідновлювальні бактерії, які вживають вуглецеву речовину, відновлюють сульфати підземних вод і продукують H_2S. Це приводить до зміни Eh з позитивного (приблизно +200 мВ) на негативний (близько –250 мВ) і відкладення сполук U^{4+} (оксидів або силікатів) за рахунок відновлення сполук U^{6+} (переважно гідрокарбонатних комплексів, розчинених у підземних кисеньвмісних водах). Ця загальна схема на кожному гідрогенному родовищі урану має свої відміни, які пояснюються різним складом порід водоносного горизонту, кількістю відновних речовин та їх типом (пірит, інші сульфіди, вуглиста речовина, бітуми тощо), вмістом кисню, урану і сульфатів у воді горизонту, коефіцієнтом фільтрації та ін. Слід зазначити, що ревізія геологічних матеріалів Девладівського уранового родовища дала змогу виявити недостатнє урахування цих чинників під час розвідки та експлуатації [226].

Уранові поклади переважно пластової або лінзоподібної форми локалізовані у вуглистих пісках, бурому вугіллі, рідше — вуглистих глинах або корі вивітрювання. Вони утворюють декілька ярусів по всьому розрізу водоносного горизонту. Протяжність рудних тіл під нижньою межею зони ґрунтового окиснення — до декількох кілометрів, ширина — сотні метрів, потужність — зазвичай десятки сантиметрів, зрідка до 2 м, вміст урану — соті частки відсотка. На виклинюванні зон ґрунтово-пластового окиснення утворюються багатші рудні тіла потужністю до 4—5 м, які іноді мають форму ролів.

Для родовищ цього класу характерні переважно три основні літологічні типи руд: у вуглистих пісках з вуглистим рослинним детритом, вуглистих глинах і бурому вугіллі. На Братському родовищі їх запаси становлять відповідно 63, 13 і 16 % у загальному балансі руд. Запаси уранового зруденіння у верхній частині кори вивітрювання дорівнюють 8 % у балансі запасів [23]. Уран в рудах міститься переважно у вуглистій речовині (в середньому 35 %), меншою мірою — в глинистій (у середньому 25 %) і у вигляді уранової черні (17 %). Близько 5 % урану міститься в лейкоксені та близько 3 % — у гідроксидах заліза. Вміст урану у вуглистій речовині досягає 1,7 %, у глинистій — 0,378 %. Уранова чернь встановлена тільки в багатих рудах. Вона утворює дрібні виділення, зрощення або тонкі плівки навколо зерен піриту, марказиту, ільменіту.

На Девладівському родовищі прошарки бурого вугілля радіоактивні, особливо на ділянках із скупченнями піриту й марказиту (розсіяний сульфідний пил, жовни). В рудах цього родовища встановлені також радієві мінерали, а саме: уран-радієвий лейкоксен — псевдоморфоза по ільменіту, радіобарит, радіоактивний пірит, що містить радій, радіоактивний озокерит. Кількість цих мінералів незначна, максимум — 0,2—0,4 % важкої фракції. Вміст урану в лейкоксені варіює від 0,37 до 0,6 %, вміст радію — у середньому $3{,}8 \cdot 10^{-8}$ г/г породи. Уран-радієвий лейкоксен цих родовищ відрізняється від уран-титанових мінералів ендогенних родовищ відсутністю РЗЕ, танталу та ніобію. У радіобариті (високорадіоактивному) уран і торій відсутні [226].

На інших родовищах інфільтраційного типу за допомогою електронної мікроскопії та мікрозондування встановлений кофініт, який разом з урановими

чернями утворює дрібні (соті частки міліметра) скупчення: в цементі пісковиків, на поверхні кварцу, на поверхні та всередині вуглистих решток, навкруги уламкових зерен і виділень дисульфідів заліза, на зернах ільменіту [227].

Уранове зруденіння супроводжується інтенсивною сульфідизацією різних літолого-фаціальних типів вугленосних відкладів. Потужність прошарків сульфідизованих порід у межах Братського рудного поля змінюється від 0,1 до 3—5 м, вміст сульфідів в них варіює від 3—5 до 30—70 %. Сульфіди утворюють вкраплення, порошкуваті нальоти, тонкі прожилки, стягнення і жовна в глинисто-вуглистих різновидах порід. Іноді вони слугують цементом у пісковиках. Приблизна послідовність виділення: марказит — бравоїт, іордизит, сфалерит — пірит — мельниковіт.

Зони сульфідизації й уранового зруденіння характеризуються аномальним вмістом цілого ряду металів — селену, молібдену, ренію, талію, ванадію, свинцю, міді, цинку, кобальту, нікелю, деяких рідкісноземельних елементів. Наприклад, на Володимирівському рудопрояві ми визначили вміст ренію від 0,11 до 4,29 г/т на межі епігенетично окиснених і сіроцвітних вугленосних порід еоцену, а також установили підвищений вміст молібдену (20—30 г/т), лантану та ітрію (10—15 г/т), германію (4—8 г/т). На Новогур'ївському родовищі також виявлені високі концентрації ренію на виклинюванні пластової зони окиснення; при цьому реній локалізується у внутрішній частині зони, а молібден — у зовнішній, тобто відбувається їх розділення. На Сафонівському родовищі високий вміст селену корелюється із вмістом урану.

Реній взагалі є характерним супутником урану в тих родовищах, де уран накопичувався за безпосередньої участі або непрямого впливу органічних речовин рослинного походження. Це пояснюється як здатністю рослин накопичувати реній за життя, так і відновленням і накопиченням його викопними рослинними рештками із підземних вод. Мінеральна форма ренію — ізоморфна домішка в піритах, тонкодисперсні дисульфіди.

Цінні метали-супутники уранового зруденіння можна попутно видобувати в разі видобутку урану методом ПВ. Фахівці Всесоюзного НДІ хімічної технології [223] розробили методику видобутку скандію і рідкісноземельних елементів із продуктивних розчинів ПВ. Вони встановили, що динаміка вилучення урану, скандію і РЗЕ ідентична і що під час вилучення урану з руд в кількості 72—74 % вилучення Sc і TR становить 12—14 %. При цьому в процесі сірчанокислотного вилуговування змінюється відносний вміст окремих РЗЕ стосовно вмісту вихідних у руді.

Відповідно до ізотопних визначень віку зруденіння, епігенетичні інфільтраційні процеси розпочалися у передкиївський та передсарматський час (25 млн років тому — Сафонівське родовище). На Братському родовищі отримані визначення віку від 10—20 тис. до 1—2 млн років, на Вербовецькому рудопрояві — 2,4 млн років. Доволі висока окисненість руд і рудовмісних відкладів на Новогур'ївському і Хуторському родовищах пояснюється їх вищим положенням щодо зони регіонального розвантаження ґрунтових вод. Не виключено, що у зв'язку з пониженням базису ерозії сучасними окиснювальними процесами охоплені рудні тіла на багатьох уранопроявах Саксагансько-Сурського рудного району.

Як приклад впливу сучасних процесів на збереження уранових покладів можна навести факт, який зафіксовано в ДДЗ у відкладах верхнього оліго-

цену (берецька світа) та міоцену (полтавська світа). Ґрунтово-інфільтраційні уранові прояви в них значною мірою знищені сучасними процесами окиснення. Відклади міоцену уздовж південно-західного схилу ДДЗ розчленовані сучасною річковою мережею, внаслідок чого полтавські піски складають регіонально розвинену зону ґрунтового окиснення, в якій уранові концентрації істотно окиснені й винесені.

Ґрунтово-інфільтраційні і ґрунтово-пластово-інфільтраційні уранові родовища в осадовому чохлі УЩ відіграють другорядну роль у балансі запасів урану України, зважаючи на порівняно невеликі розміри, але є рентабельними для відробітку методом ПВ через їх гірничо-технологічні особливості. Девладівське і Братське родовища вже відпрацьовані з достатньо високим вилученням урану з надр — 75—95 %. На Сафонівському і Новогур'ївському родовищах проведені натурні дослідження на полігонах [223]. Решта об'єктів вивчена з різною детальністю. Рентабельність розробки таких родовищ зумовлена також можливістю попутного вилучення інших металів (ренію, селену, талію та ін.) і меншим ступенем забруднення навколишнього середовища порівняно із звичайними методами розробки. Рекультивація землі при цьому мінімальна, оскільки витягання обсадних труб і цементування стовбура свердловин проводиться до рівня глибини оранки, а також немає скидання твердих і рідких відходів, газів, аерозолів у повітря [228].

Щодо наслідків ПВ урану для навколишнього середовища слід зазначити таке. На Девладівському родовищі з 1962 по 1983 р. уран видобували закачуванням у свердловини технологічного розчину, який містив сірчану та азотну кислоти, аміачну селітру й аміачну воду. Після вилуговування урану ореол забруднення охопив всю площу уранових покладів і простягнувся вздовж палеодолини на відстань 4,5 км завширшки 0,4—0,6 км. У продуктивному горизонті об'єм залишкових розчинів становив близько 6 млн $м^3$ [226].

На поточний час на площі Девладівського родовища підприємство СхідГЗК створило мережу спостережних водопунктів (свердловин, колодязів і гідрогеологічних створів) на горизонти ґрунтових вод. За весь період моніторингових спостережень (1983—2006) отримано інформацію щодо коливань рівнів підземних вод та зміни хімічного складу і концентрації радіонуклідів. Відповідно до аналізу фактичних даних [226], у продуктивному горизонті, тобто у водоносному горизонті бучацької світи, відбуваються сучасні процеси як техногенного, так і геологічного характеру. Геологічні процеси характеризуються надходженням у продуктивний горизонт тріщинних підземних вод з кристалічного фундаменту та порових підземних вод з піщаного водоносного горизонту міоцену через гідрогеологічні «вікна» у бортах палеодолини. Ці води розводять залишкові розчини, взаємодіють з ними хімічно і вижимають їх із порового простору порід, вимушуючи пересуватися у напрямку зони розвантаження, тобто р. Саксагань. Хімічна взаємодія залишкових розчинів з породами водоносного горизонту призводить до нейтралізації сірчаної кислоти, збагачення розчинів солями металів та осадження нерозчинних хімічних сполук (оксидів заліза і алюмінію, гіпсу, тощо) у порах пісків. Вміст у підземних водах горизонту більшості сполук, зокрема радіоактивних елементів, перевищує допустимі норми і становить загрозу забруднення як суміжних водоносних горизонтів, так і ближніх річок.

За період спостережень з 1983 р., коли існувала найбільша забрудненість підземних вод компонентами технологічного розчину, до 2006 р. зменшилися вміст сульфат-іону, загальний вміст солей в цілому, вміст урану, а також інтенсивність процесу вилуговування в центральній частині родовища за рахунок розрідження залишкових розчинів підземними водами. Водночас залишкові розчини з низьким pH поширилися на нові площі, де почали вилуговуватися низькі некондиційні концентрації урану (< 0,01 %). Відбувались мікробіологічна денітрифікація залишкових розчинів, виведення з них радію і радіогенного свинцю, але підвищення вмісту торію (внаслідок зниження pH та підвищення Eh); вміст полонію залишився незмінним [226].

Проведене моніторингове дослідження показало необхідність розширення спостережень, особливо в західному напрямку — до басейну р. Саксагань, куди переміщуються ореоли забруднення.

Перспективи України відносно інфільтраційного уранового зруденіння окиснювальної зональності в цілому визначилися. Ґрунтово-інфільтраційні родовища, розміщені на вододільній частині УЩ у вуглистій формації бучацької світи палеогену, складають основні ресурси урану (близько 18 тис. т) в осадовому чохлі, видобуток якого можливий методом ПВ. У межах цієї території можуть знаходитися ще не виявлені відгалуження відомих палеодепресій та нові невеликі палеодепресії, що містять промислове уранове зруденіння. Це насамперед Тернівсько-Девладівська, Троїцько-Сафонівська, Нововолодимирівська палеодолини, а також Знаменська і Новопразька. Верхів'я Олександрійської палеодолини залишилися практично не дослідженими.

Пошукові критерії родовищ такого типу чітко визначені й полягають у такому:

- наявність палеодепресій у фундаменті, заповнених породами вугленосної формації палеогену певного літолого-фаціального комплексу;
- наявність водотривких відкладів, які перекривають вугленосну формацію;
- розміщення вугленосних відкладів вище рівня регіональних дрен;
- наявність ознак розвитку зон ґрунтового та пластового окиснення у породах вугленосної формації;
- підвищена уранопосність порід вугленосної формації та порід фундаменту в зоні живлення пластових вод;
- аномальні концентрації урану в тріщинно-ґрунтових і пластових водах.

Для пошуків родовищ такого типу необхідне уточнення карти рельєфу поверхні фундаменту та сучасного рівня регіональних дрен.

Щодо пошуків пластово-інфільтраційних родовищ урану, перспективніших стосовно запасів, ніж ґрунтово-інфільтраційні, дослідження показали відсутність зон пластового окиснення у відкладах мезо-кайнозою у північному борту Молдавського артезіанського басейну (на південь від р. Дністер), у північному борту Причорноморського артезіанського басейну та у північному борту ДДЗ [229]. У глибокозалягаючих водоносних горизонтах палеозою і мезозою великих артезіанських басейнів, які оточують УЩ, панував ексфільтраційний гідрогеологічний режим, що виключає розвиток пластового окиснення. Проте залишається ще декілька відносно мало вивчених територій, де можливі перспективи виявлення уранопосних зон пластового окиснення.

Один з таких районів розташований на південному схилі УЩ, де гідрогеологічні умови формування епігенетичної зональності наближаються до умов артезіанського схилу. За даними М.М. Макаренка [229], уранове зруденіння можуть вміщувати водоносні горизонти апту (чорні лагунно-озерні піски) і бучацької світи еоцену, перекриті глинами київської світи (регіональним водоупором). Протяжність зони транзиту тут досягає десятків кілометрів, підземні води розвантажуються по розривних порушеннях у межах середньої течії р. Інгул (уріз води +20 м), у районі Вісуньського горсту виявлено приховане розвантаження прісних вод, що дренують УЩ, а в одній з свердловин встановлені окиснені піски крейди.

За даними А.Є. Бабинця, у західній і центральній частинах Дніпровського басейну бучацький водоносний горизонт містить напірні води, а отже, можливе формування пластової окиснювальної зональності, тим паче що прояви уранової мінералізації тут відомі. Крім того, для палеодолин, відкритих на південь, певну роль відігравало переміщення вододілу (зони живлення) в пліоцені—четвертинному періоді з півдня на північ на 30—40 км. При цьому до зони водозбору залучалися все нові ділянки кори вивітрювання з розсіяною урановою мінералізацією, збільшувався напірний градієнт водоносного горизонту, що могло сприяти формуванню пластової окиснювальної зональності і пов'язаного з нею уранового зруденіння.

У східній частині Дніпровського басейну, де основною дреною ґрунтових вод слугує долина р. Дніпро, родовища формувалися, відступаючи від неї у міру її поглиблення у зв'язку з неотектонічною активізацією УЩ. Тому поблизу долини можуть розміщуватися давніші (куяльницького віку) уранові родовища пластово-інфільтраційного типу [23].

У Присиваському артезіанському басейні виділяють дві площі поширення вод з підвищеним вмістом урану як джерела металу під час формування рудоносної кисневої зональності у відкладах неогену: 1) у верхів'ях р. Молочна і її приток Токмак і Токмачка, що дренують Приазовський масив; 2) поблизу Сиваського перешийку. У зоні зчленування Причорноморської западини і Приазовського масиву в межах Молочанського грабена в неогенових відкладах виявлено декілька аномалій з підвищеним вмістом урану. За результатами робіт Відділення металогенії ІГФМ АН України в 1986—1990 рр. складено карту епігенетичної зональності в межах цієї території, виділено зони поверхневого окиснення, ґрунтово-окиснених і темноколірних неокиснених порід. Інтерес становить південна межа зони ґрунтового окиснення, яка не вивчена. Тут на південь від м. Мелітополь ґрунтово-окиснені відклади сармату змінюються сіроколірними водопроникними пісками, в яких установлена сірководнева і метанова обстановка. Таким чином, формування епігенетичної окиснювальної рудоконтролюючої зональності можливе на території, розташованій між південною межею зони ґрунтового окиснення на схід від р. Молочна, Приазовським масивом і північною межею зони поширення сірководнево-метанових вод у відкладах сармату.

До перспективних територій, недостатньо вивчених, може бути віднесена також Конксько-Ялинська западина. У западині нагромадилася строката за складом товща відкладів, представлена сірими і темно-сірими піскуватими глинами, що часто і незакономірно чергуються, глинистими пісками і

каолінами. Нерідко породи вуглисті, зрідка трапляються невеликі поклади бурого вугілля. Така строкатість відкладів пояснюється розвитком блукаючих річок, тимчасових озер мінливих контурів, боліт і пролювіальних шлейфів поблизу відносно високо піднятого Приазовського масиву. Буровими роботами підприємства «Кіровгеологія» в Конксько-Ялинській западині виявлені ознаки зон пластового окиснення у відкладах крейди і палеогену. Тут можливе виявлення рудоконтролюючої пластової окиснювальної зональності поблизу відносно високо піднятих зон гідрогеологічного живлення (Донецького кряжа і Приазовського масиву) і могли зберегтися рудні поклади на глибині 100—120 м.

Слід також зазначити, що деякі стратиформні родовища і рудопрояви у фанерозойському чохлі України (як і в цілому СЄП) донедавна вважали сингенетичними і тому апріорі оцінювали негативно. На цей час доведено, що уранове зруденіння на багатьох з них пов'язане з широкими зонами давнього пластового окиснення і глибоко врізаними палеодолинами. Встановлено, що деякі рудопрояви, які раніше вважали сингенетичними, є тиловими частинами зон пластового окиснення і, відповідно, потребують дорозвідки для подальшого відробітку ПВ [223].

2.5.2. Урановосність фанерозойських утворень на схилах щита

Для визначення перспектив виявлення уранових родовищ типу «неузгодженості» та факторів їх можливої локалізації на схилах УЩ необхідно дати оцінку урановосності утворень платформного чохла, а саме базальних відкладів різного віку, які залягають безпосередньо на корі вивітрювання кристалічного фундаменту і відокремлені від нього значною перервою в часі. І в першу чергу увагу слід приділити тим відкладам і територіям, де відомі уранові концентрації та рудопрояви.

Західний схил. У межах західного схилу щита відома значна кількість проявів уранової мінералізації віком близько 1 млрд років, приурочених як до фундаменту, так і до поверхні неузгодженості кристалічного фундаменту і осадового чохла [23]. У фундаменті рифейські рудопрояви урану мають ендогенний генезис. У зоні рифей-вендського неузгодження відомі на сьогодні уранопрояви формувалися під впливом як ендогенних, так і екзогенних процесів.

Будова поверхні неузгодженості. Західна частина щита складена архейськими і протерозойськими гранітизованими складчастими утвореннями різного ступеня метаморфізму, що зростає з півночі на південь. На підставі геофізичних і геологічних досліджень у цій частині щита виділені три блоки: Осницький, Новоград-Волинський та Подільський, що об'єднані у Волино-Подільський мегаблок. Найдавнішими породами, метаморфізованими в умовах гранулітової і амфіболітової фацій, складений Подільський блок. Західний схил УЩ завширшки 50—70 км східчасто занурюється по зонах меридіональних розломів, віддалених один від одного на 10—15 км. У межах південно-західної частини схилу (Подільська монокліналь) чітко встановлено чотири розділені розломами виступи поверхні фундаменту завширшки 7—10 км. Ізогіпси поверхні вендських і палеозойських горизонтів у межах пів-

денно-західного схилу мають північно-західне простягання, тоді як орієнтування ізогіпс докрейдяної поверхні західного схилу переважно широтне.

Платформні структури схилів УЩ обмежені неоднорідними різновіковими тектонічними елементами, які розміщуються на блоках кристалічного фундаменту. Осадові товщі, які залягають на фундаменті уздовж схилів УЩ, мають різний вік, що визначає, в кінцевому рахунку, вік поверхні неузгодженості. Платформний чохол на північно-західному і західному схилах УЩ складають осадові та вулканогенно-осадові породи верхнього протерозою (поліська, волинська і валдайська серії) і фанерозою (палеозойські відклади у нижньому ярусі та мезозойські і кайнозойські — у верхньому). Відклади поліської серії, які відносять до рифею, поширені в межах Волинського блока, заповнюють Волино-Оршанську западину. Вони залягають з розмивом і кутовим неузгодженням на складчастих утвореннях і магматичних породах осницької серії.

Уздовж північно-західної межі щита в основі поліської серії залягає малопотужна пачка змінених елювіальних відкладів — кора вивітрювання кристалічних порід. Власне поліська серія представлена чергуванням різних за потужністю пачок червоноколірних пісковиків і алевролітів з прошарками аргілітів, а також грубозернистими пісковиками і гравелітами у пониженнях фундаменту. Вік поліської серії визначено як пізньорифейський. Ізотопні датування поліських відкладів (діагенетічно змінених гідрослюдистих порід), отримані калій-аргоновим методом, становлять 1050—800 млн років [230]. Разом з тим за калій-аргоновим датуванням вік габро-долеритів, що утворюють субузгоджені тіла в породах поліської серії, становить 1041 ± 28 і 1061 ± 41 млн років. Оскільки вік поліської серії за наявними даними визначений як середньо-пізньорифейський, то й вік поверхні неузгодженості вважатимемо середньорифейським.

Південніше на фундаменті залягають вулканогенно-осадові відклади волинської серії венду, що складається з трьох світ: бродівської, горбашівської і берестовецької, які на різних територіях північно-західного та західного схилів УЩ можуть залягати як на корі вивітрювання фундаменту, так і на відкладах поліської серії. У нижній частині волинської серії поширені звичайні грубоуламкові породи (тиліти, осадова брекчія, гравійні відклади, іноді з гідрогематит-глинистим цементом), у верхній — переважно аргіліти та пісковики (червоноколірні), нерідко з туфогенним матеріалом. Розріз завершує берестовецька світа, складена туфами і туфопісковиками з туфоаргілітами, в деяких розрізах перешаровується з базальтовими покривами. У цьому випадку вік поверхні неузгодженості визначають як ранньовендський.

Будова осадового чохла південно-західного схилу УЩ відрізняється від будови чохла на західному і північно-західному схилах; досі немає єдиного погляду на зіставлення і ув'язку рифей-вендських відкладів на протязі від р. Дністер до р. Прип'ять. Неоднозначно сприймається і вік відкладів, що визначають поверхню неузгодженості, тобто відкладів, які залягають безпосередньо на кристалічних породах або їх корі вивітрювання. Виділяють два яруси осадових відкладів: нижній — рифей-вендський і верхній — мезокайнозойський.

Відклади рифей-вендського комплексу представлені волинською, могилів-подільською (валдайською) і кошилівською серіями, кожну з яких поді-

лено на пачки. В основі волинської серії залягає сорокська світа, складена континентальними теригенними пісковиками і гравелітами, що виповнюють зниження у рельєфі фундаменту. Ця світа є аналогом горбашівської світи на західному схилі щита. Відклади сорокської світи перекриті діабазами (основні ефузиви) і туфоконгломератами каменської світи; простежуються у вигляді двох потоків завширшки 5—6 і 2—2,5 км уздовж Південноподільської тектонічної зони; залягають із стратиграфічним і кутовим неузгодженням на кристалічних породах та відкладах сорокської світи. Вік (K-Ar) — 1250—900 млн років.

Хрустівська світа потужністю від 0,5 до 30 м простежується уздовж Подільської тектонічної зони, залягає на каменських базальтах та їх корі вивітрювання або безпосередньо на кристалічному фундаменті, має прошарки конгломератів від 0,7 до 5—7 м в основі. Конгломерати складені обкоченими уламками альбітизованих діабазів, зцементованими залізисто-глинистим матеріалом. Вік хрустівської світи розглядають як перехідний від рифею до венду.

Відклади хрустівської світи перекриваються породами могилів-подільської серії венду, що складається з трьох світ, у межах яких виділяють 9 шарів з власними назвами (ольчедаївські, ломозівські, ямпільські та ін.). Відклади цієї серії представлені континентальними і прибережно-морськими гравелітами, пісковиками, алевролітами, морськими глинистими аргілітами, вулканогенними і вулканогенно-осадовими утвореннями.

Отже, для південно-західної частини схилу, в Подільській зоні, поверхня неузгодженості також різновікова. Під червоноколірними грубоуламковими делювіальними відкладами сорокської світи і базальтами каменської світи вік поверхні неузгодженості середньорифейський [231]; під хрустівською світою, представленою червоноколірними осадовими відкладами, — довендський або пізньорифейський, а під теригенно-уламковими відкладами валдайської серії — пізньовендський [232].

В епоху перерви осадонагромадження між середнім і пізнім рифеєм формувалася кора вивітрювання, звичайно невеликої потужності. Так, у районі м. Котовськ під хрустівськими відкладами розкрита безструктурна кора вивітрювання потужністю 2 м, що складається з хлориту, монтморилоніту і червоних гідроксидів заліза, які просочують їх. Вік формування кори вивітрювання визначено, як доверхньорифейський [231]. Давніші структурні кори вивітрювання були розкриті під відкладами поліської серії на західному схилі УЩ та під відкладами сорокської світи на південно-західному його схилі.

Зазвичай кори вивітрювання представлені зонами (знизу вгору) дезінтеграції, гідрослюдистою, гідрослюдисто-каолінітовою, полуторних оксидів (з переважанням оксидів заліза). Потужність кори вивітрювання порід фундаменту в поверхні неузгодженості, як правило, не перевищує 2 м, але простежується лінійна кора, яка проникає по тектонічних зонах на глибину 10—30 м нижче підошви осадових товщ.

Уранова мінералізація. У формуванні уранової та супутньої мінералізації на західному схилі УЩ виділено кілька етапів. Ці етапи різною мірою характеризуються участю в рудоутворенні і перерозподілі рудних елементів як ендогенних, так і екзогенних процесів.

Найімовірнішим з ранніх етапів утворення уранової мінералізації є післягранітизаційний процес накопичення уранових і урановмісних акцесорних мінералів у жильних тілах лейкократових і пегматоїдних гранітів, що мають вік 2,1—1,9 млрд років. Ця ж мінералізація спостерігається у біотит-польовошпат-кварцових мігматитах і метасоматитах близького віку, приурочених до зон великих розломів фундаменту. Уранініт, ураноторит, монацит, ксенотим, циркон і циртоліт утворюють дрібну вкрапленість в породах, іноді насиченіші ділянки, збагачені також біотитом. Ця акцесорна мінералізація, можливо, була джерелом урану в процесі лужно-магнезіального метасоматозу, час прояву якого (~1,3 млрд років) пов'язаний з ранньорифейською ТМА. У цю епоху утворилися актиноліт-епідот-польовошпат-кварцові і хлорит-польовошпат-кварцові метасоматити (переважно по мігматитах і гнейсах) і тісно пов'язані з ними гематит (пірит)-карбонат-хлоритові метасоматити (і прожилки), що містять настуран, іноді кофініт, молібденіт й інші сульфіди. Характерно, що уранова мінералізація в метасоматитах з'являється тільки в разі накладання їх на породи, що містять розсіяну акцесорну уранову мінералізацію. На західному схилі щита з такими процесами пов'язане утворення настуранових (іноді кофінітовмісних) руд у породах фундаменту на Косниця-Воронківському, Коханівському, Новосвітівському та інших рудопроявах [23]. Рифейські уранопрояви у фундаменті можна розглядати як «коріння» можливих концентрацій урану в зоні рифей-вендської неузгодженості в основі осадового чохла.

Слід зауважити, що прояви рифейського магматизму переважно у вигляді дайок основного складу зазвичай відзначаються на віддалі від рудопроявів, хоча розташовуються в межах структур, які контролюють і вміщують ці рудопрояви.

У результаті тривалої перерви осадонагромадження та денудації в рифеї метасоматити і супроводжувальна уранова мінералізація були виведені на земну поверхню, внаслідок чого всі основні прояви уранової мінералізації в породах фундаменту тяжіють до рифей-вендської поверхні неузгодженості.

Уранові концентрації, пов'язані з корою вивітрювання на породах фундаменту або палеобазальтах, зазвичай мають інфільтраційний генезис. Цей тип мінералізації вивчений на рудопрояві Ковбасна. Уран збагачує гіпергенні мінерали — лейкоксен (по ільменіту та титаномагнетиту), лімоніт (по титаномагнетиту і темноколірних мінералах), хлорит (по темноколірних мінералах). Уранова мінералізація розподілена вкрай нерівномірно, незначна за вмістом (тисячні частки відсотка). Вік гіпергенних концентрацій урану приблизно 1160—1190 млн років, тобто відповідає часу вивітрювання [23].

Платформний період на території західного схилу УЩ характеризувався інтенсивною міграцією і накопиченням урану в базальних відкладах осадового чохла. Екзогенна уранова мінералізація, сформована в цей період, надалі змінювалася тою чи іншою мірою через регенерацію в результаті накладених процесів, як ендогенних, так і екзогенних. Серед проявів такого типу найбільший інтерес становить уранова мінералізація, виявлена у відкладах верхнього рифею—венду на південно-західному схилі УЩ у межах Подільської зони розломів поблизу поверхні неузгодженості між фундаментом і платформним чохлом. Уранові прояви первинно-осадово-діагенетичного

типу мають стратиформний характер і локалізуються в пісковиках і алевролітах хрустівської світи, пісковиках, алевролітах і аргілітах ольчедаївських і ломозовських шарів могилівської світи, рідше — у підошві лядовських аргілітів могилівської світи.

Зокрема, в піщаних і алеврито-глинистих відкладах хрустівської світи, що нагромадилися внаслідок перевідкладення продуктів вивітрювання, уран сорбувався гідроксидно-глинистою речовиною порід, утворюючи пошарові концентрації з вмістом урану в соті частки відсотка. Ці концентрації, однак, розвинуті не повсюдно, а приурочені до північного і східного обрамлення Котовського (Придністровського) купола і одночасно до вузла перетину (зчленування) зон Подільського та Одеського розломів (рудопрояви Паркани, Гума, Рибниця, Глибочок, Новосвітівка). Характерно, що до цього самого тектонічного вузла тяжіють прояви уранової мінералізації у фундаменті, пов'язані з ранньорифейськими метасоматитами. Це дає змогу розглядати сорбційно-діагенетичні концентрації урану в елювіально-делювіальних відкладах хрустівської світи як імовірні вторинні ореоли розсіювання давнішого (ранньорифейського) зруденіння. Сорбційно-діагенетічні концентрації урану хрустівських шарів частково були знищені ольчедаївською трансгресією, причому частина урану сінгенетично накопичилася в глинистих пісковиках і алевролітах ольчедаївської світи.

У результаті подальшого прогинання, занурення відкладів рифею—венду на велику глибину, глибинного катагенезу сорбційно-діагенетична концентрація урану зазнала деякого перерозподілу. За результатами досліджень катагенетичних змін зазначених відкладів [233, 234], ці зміни відбувалися на глибинах від 4 до 5 км за температури від 115 до 155 °С [235], тобто відповідають умовам катагенезу третього ступеня і навіть початку раннього метагенезу. Так, для порід рифею—венду на лівобережжі Дністра південніше міст Рибниця—Котовськ характерні сильноущільнені зернисті структури пісковиків, інтенсивний конформізм зерен, інкорпораційні, кварцитоподібні структури, регенераційні облямівки кварцу і альбіту. Скупчення гідроксидів заліза перетворені в гематит і магнетит. У південному напрямку ступінь перетворень збільшується (як і ступінь метаморфізму кристалічної основи), однак не перевищує інтенсивності початкового метагенезу.

У процесі катагенезу (і раннього метагенезу) в результаті перетворення органічної речовини на окремих ділянках порід створювалася відновлювальна обстановка, сприятлива для осадження урану з катагенетичних порових вод, що виникають під час перетворення глинистої речовини. Найбільш збагатилися ураном катагенетично відновлені ділянки алевролітів і аргілітів, у яких уран «стягнувся» до кристаликів піриту, утворивши дисперсні оксиди урану або мікролінзочки урановмісної чорної органічної речовини. Спостерігається також заміщення вуглецевою речовиною уламків акцесорних радіоактивних мінералів, найчастіше монациту, і накопичення в них урану. Таким чином, катагенетично відновлені ділянки порід накопичують уран, нерідко до сотих часток відсотка.

Осадово-катагенетичні концентрації урану зафіксовано практично на всіх проявах в осадовому чохлі поблизу поверхні неузгодженості. Найбільші з них — Новосвітівський, Глибочокський, Резинський, Рибницький, Пар-

кани, Ковбасний. Вік уранової мінералізації, за визначенням різних дослідників, від 658 до 860 млн років [23].

Пізньопалеозойська-ранньомезозойська тектонічна активізація, що супроводжувалася швидким здійманням регіону і відновленням розривних порушень, привела до пожвавлення гідродинаміки Волино-Подільського та Молдовського артезіанських басейнів. Зони Подільського та Одеського розломів слугували зоною розвантаження елізійних і ексфільтраційних термальних вод, а також шляхами руху до поверхні глибинних нагрітих флюїдів. Ізотопно-геохімічні дослідження сірки сульфідів і вуглецю карбонатів дають змогу припустити, що термальні вуглеводнево-хлоридні розчини, які надходили по розривних порушеннях з фундаменту, взаємодіяли з пластово-поровими водами елізійного гідрогеологічного басейну, які містили сульфати [23, 231]. Це призвело до нової регенерації концентрацій урану поблизу поверхні неузгодженості і формування гідротермально-регенераційних проявів. Найбільші з них — Новосвітівський (східна ділянка), Думбровенський, Чапаєвський, Вовчинецький.

Характерні особливості гідротермально-регенераційних уранопроявів такі: приуроченість до зон розривних порушень; прожилково-вкраплений характер мінералізації; наявність її не тільки в осадових породах, а й в зонах тріщинуватості фундаменту; асоціація уранових мінералів (кофініту, настурану) з виділеннями твердих чорних бітумів; колорудні зміни вмісних порід (окварцювання, дикітизація або серицитизація); зв'язок уранової мінералізації з рудопроявами барит-флюорит-поліметалевої формації. Температура розчинів, визначена за кальцитом, який містить тверді бітуми і кофініт, становить 220—200 °С [23]. Широкий, хоча і слабкий прояв тектонічної тріщинуватості зумовив розосереджене розвантаження розчинів і формування безлічі дрібних рудопроявів.

Тверді бітуми (антраксоліт і нижчий керіт, за визначенням В.Ф. Пенькова), як правило, урану не містять. Кофініт замінює і облямовує виділення бітумів або утворює в них мікропрожилки, тісно асоціюючи з піритом, рутилом і кальцитом. На рудопрояві Паркани в рудному інтервалі (0,134 % урану) найтонші плівки кофініту спостерігаються по мікротріщинках у сульфідах, навколо глобулярного піриту, в найдрібніших виділеннях у лусочках гідробіотиту. Частина урану рівномірно розсіяна в глинистому цементі алевролітів і пісковиків. На Чапаєвському рудопрояві антраксоліт і кофініт заміщують гідрослюдистий цемент у гравелітах і пісковиках, утворюючи січні або згідні мінералізовані зонки потужністю 0,1—0,2 м.

Крім кофініту в рудопрояві наявні інші уранові та уранвмісні мінерали: настуран (у підпорядкованій кількості), уранініт (імовірно теригенно-уламкового походження), іноді повністю заміщений залишковою урановою чорню, і урановмісний титаніт (одиничні зерна). На деяких проявах ділянки порід з високим вмістом урану оточені нешироким ореолом почервоніння — дисперсним гематитом, що просочує цемент пісковиків.

Масштаби уранового зруденіння невеликі. Зазвичай це малопотужні (менше 1 м) переривчасті поклади з бідним і рядовим (соті частки, рідко до малих десятих відсотка) вмістом урану. Рудні поклади звичайно залягають згідно із заляганням осадових шарів, часто збігаються з тектонічними зо-

нами. Вік уранової мінералізації гідротермально-регенераційного типу, визначений ізотопно-спектральним методом, майже на всіх рудопроявах [23] становить 180 ± 40 млн років, що відповідає кімерійській епосі тектонічної активізації. Таким чином, регенерація урану відбувалася в результаті діяльності гідротермальних розчинів, що сформували барит-флюорит-поліметалеву мінералізацію, за рахунок перевідкладення урану з давніших концентрацій у фундаменті та екзогенних концентрацій у чохлі. При цьому зазначено, що уранові мінерали у барит-флюорит-поліметалевій асоціації поширені там, де наявні раніше утворені концентрації урану гідротермального (в породах фундаменту) або сорбційно-діагенетичного (в породах чохла) типів. Разом з тим тверді бітуми відомі в кальцитових, баритових, флюорит-кальцитових прожилках, які не містять уранових мінералів, що вказує на різнотривале надходження до породи бітумів і урановмісних розчинів [236].

Отже, уранові концентрації на території західного схилу УЩ мають різноманітний генезис, у їх формуванні виділено кілька етапів, на яких відбувались рудоутворення і перерозподіл рудних елементів. При цьому успадкована первинна (ранньопротерозойська) спеціалізація порід регіону.

В основі формування концентрацій урану лежать ультраметаморфічні прояви уранової мінералізації, регенеровані в процесі подальшого ранньорифейського лужно-магнезіального метасоматозу. Вивчення речовинного складу колорудно змінених порід та уранової мінералізації на рудопроявах віком 1,3—0,8 млрд років показало [23], що ці рудопрояви належать до єдиної рудної формації, пов'язаної з лужно-магнезіальними метасоматитами, що мають риси як зеленосланцевих діафторитів, так і гідротермальних пропілітів. Це дає підстави стверджувати, що дати віку рудопроявів не випадкові, а відповідають рифейській епосі ТМА і рудоутворення. Уранова мінералізація, пов'язана з лужно-магнезіальними метасоматитами, в осадовому чохлі не простежується. На основі виявлених типоморфних особливостей зруденіння побудовано попередню геолого-генетичну модель уранового родовища рифейського віку. Ця модель має певну подібність до родовищ типу «неузгодженості», поширених у Північній Австралії [23, 234].

Утворення платформного чохла на західному схилі УЩ супроводжувалося накопиченням і перерозподілом у ньому урану на кількох етапах, які характеризувалися участю в рудоутворенні як екзогенних, так і ендогенних процесів. Це дає змогу виділити в породах платформного чохла, що покриває рифей-вендську поверхню неузгодженості, екзогенну і гіпогенну уранову мінералізацію. До першої належать осадово-діагенетичні (розсипні та сорбційні) концентрації урану, а також інфільтраційні прояви у тріщинах, розташовані нижче давньої кори вивітрювання (1100—1200 млн років тому). Гіпогенними є катагенетичні (метагенетичні) і гідротермально-регенераційні концентрації урану в базальних шарах платформного чохла. Гідротермально-регенераційні прояви пов'язані з формуванням мінералізації барит-флюорит-поліметалевої рудної формації в кімерійську епоху тектонічної активізації. Рудопрояви кімерійської епохи утворені висхідними низькотемпературними вуглекисло-вуглеводневими хлоридними розчинами глибинного (метаморфічного або метагенетичного) походження, які до кінця рудоутворення

розбавлялися підземними метеорними водами [232]. Таким чином, етап утворення платформного чохла характеризувався перерозподілом урану в процесі літогенезу осадових порід і новою регенерацією в епоху пізньопалеозойської—ранньомезозойської ТА.

Масштаби встановлених на західному схилі уранових концентрацій невеликі, і вміст урану невисокий, проте перспективи виявлення промислових родовищ ще не вичерпані. Передбачається, що поблизу великих розломів у породах фундаменту можуть бути встановлені переважно субзгідні із вмісними породами зони розсланцювання, мілонітизації, метасоматичних змін, що містять прожилково-вкраплене кофініт-настуранове зруденіння [23]. Однак оскільки уранова мінералізація у породах кристалічного фундаменту, яку віднесено до рифейської епохи ТМА та рудоутворення, не простежується в осадовому чохлі, а відклади верхнього рифею—венду містять лише вторинні ореоли розсіювання ендогенної уранової мінералізації, на західному схилі УЩ можна виявити лише дочохольне уранове зруденіння, розташоване під поверхнею неузгодженості середньо-пізньорифейського віку.

Південний схил. На південному схилі щита найдавнішими фанерозойськими утвореннями є відклади нижньої крейди, що представлені комплексами континентальних фацій неокома—апта потужністю до 70—80 м. Вони заповнюють пологі протяжні палеодолини в кристалічному фундаменті, часто відсутні на вододілах; перекриваються морськими відкладами альбу (комплекс органогенно-кременистих порід, глауконітових пісків і пісковиків), турону (вапняковисті пісковики, глини, мергелі, крейда), палеогену (глауконітові і вапняні пісковики, піски, глини з прошарками вапняків) і неогену (глини з прошарками вапняків). Загальна потужність мезо-кайнозойських відкладів 300—400 м.

У континентальних відкладах нижньої крейди на південному схилі УЩ відомі Новоодеський, Вісуньський і Молочанський рудопрояви урану та кілька аномальних точок з підвищеним вмістом урану і торію, розташовані у давніх долинах на поверхні щита [23]. Давні долини, що прорізають поверхню докембрійського фундаменту, сформувалися в грабен-западинах, витягнутих з півночі на південь, у бік морського басейну, що існував в апті (Врадіївська, Новоодеська, Інгулецька, Білозерська, Молочанська та ін.). Долини, безсумнівно, зазнали перетворень з часу закладання, особливо в періоди тектонічної активізації, але в цілому протягом мезозою загальний малюнок гідромережі зберігався. Долини зазнали до п'яти стадій розвитку, що відображали різноспрямовані блокові рухи фундаменту.

Роль долин у формуванні металогенічних особливостей фанерозойських осадових формацій на південному схилі УЩ надзвичайно велика. Це просторово орієнтовані та локалізовані потоки поверхневого і підземного стоку, які дренують конкретну ділянку зони постачання з притаманними їй геохімічними і металогенічними рисами; шляхи міграції різноманітних форм хемогенної, теригенної, органогенної, зокрема рудної компоненти; поле диференціації цих складових; ділянки виникнення та розвитку фізичних і різнотипних геохімічних бар'єрів; резервуари для осадонагромадження та рудоутворення на різних стадіях літогенезу; шляхи короткочасних, пульсуючого типу, інгресій, а також транзиту моря на початкових стадіях трансгресії.

Основний принцип екзогенного уранового рудоутворення — спряженість рудного процесу зі стадіями літогенезу вмісних порід. При цьому для осадових сингенетичних і епігенетичних рудних родовищ характерна конвергенція ознак, в силу чого завдання реконструкції їх генезису значно ускладнюється і потребує не тільки вивчення морфології та складу зруденіння, а й літолого-геохімічного та фаціально-стадіального дослідження самих рудовмісних осадових товщ. Тому ми вивчали закономірності накопичення і перерозподілу радіоактивних елементів на різних стадіях літогенезу теригенної товщі ранньої крейди [237]. Рудоутворювальні компоненти, які брали участь у процесах осадової мінералізації на території УЩ та його схилів, пов'язані з верхньою частиною земної кори, де були залучені передусім у екзогенну міграцію. Це підтверджують комплексні ізотопні дослідження [238].

Літолого-фаціальна характеристика нижньокрейдяних відкладів. Слабка палінологічна характеристика нижньокрейдяних товщ, складна літолого-фаціальна будова по латералі і розрізах, міграція різновікових фацій в просторі, відсутність маркованих горизонтів ускладнюють їх розчленування і виявлення металогенічних особливостей. У зв'язку з цим континентальні відклади крейди на південному схилі УЩ поділяють переважно за літологічними ознаками. В.Х. Геворкян [23] в основі нижньої крейди виділяє глинисто-каолінітовий бокситоносний комплекс неокома—апта, який відрізняється підвищеною уранопосністю. Цей комплекс перекритий піщано-глинистим прибережно-морським комплексом апту і далі вгору по розрізу морськими відкладами верхньої крейди, палеогену і неогену.

Уранопосні відклади нижньої крейди, що залягають на корі фундаменту, ми розділили за літологічними, мінералого-геохімічними і радіогеохімічними властивостями на дві пачки. В основі нижньої пачки, що відповідає глинисто-каоліновому бокситоносному комплексу, залягає горизонт «незрілих» порід, представлених каолінами запісоченими, щебенистими, з прошарками чистих каолінів, червоних і строкатих каолінових глин і бокситів. По суті це — делювій, переміщені (алохтонні) кори вивітрювання. У них трапляються уламки вуглефікованої рослинності, ходи черв'яків і прошарки давнього ґрунту з вертикально розташованими вуглефікованими корінням рослин. У напрямку від докрейдяних піднять фундаменту до осьових частин палеодолин спостерігаються фаціальні заміщення алохтонної кори вивітрювання каолінистими хлідолітами і пісковиками.

Вище алохтонної кори вивітрювання в межах нижньої пачки залягають давні ґрунти (хлідоліти з вертикально розташованими вуглефікованими корінням рослин), пролювіальні пісковики, рідше — піски. В напрямку від давніх підняттів до осьових частин палеодолин весь цей комплекс відкладів також заміщується хлідолітами. Із заходу на схід на протязі 500 км уздовж схилу щита серед цих відкладів збільшується кількість віяло-відстійних утворень, представлених вторинними каолінами, каоліновими глинами, алевролітами з прошарками бурого вугілля потужністю від кількох сантиметрів до 20—30 см. Отже, осадонагромадження відбувалося в умовах слаборозчленованого прибережжя із заболоченою мережею широких балок, часто затоплюваних морем.

Верхня пачка, що відповідає прибережно-морському комплексу апту, за літологічним складом і фаціальними умовами осадонагромадження в цілому відрізняється від нижньої. На заході регіону у верхній пачці переважають чорні дрібно- і тонкозернисті піски, які добре відсортовані, містять прошарки чорних глин, іноді з вуглефікованими уламками тростин. Фаціально піски і пісковики заміщуються хлідолітоподібними глинами. У середній частині схилу кількість чорних пісків зменшується, а ще далі на схід вони змінюються товщею перешаровування пісковиків і глин, часто з відбитками коренів рослин і уламками вуглефікованої деревини. Наявність у верхній пачці глауконіту вказує на те, що відклади нагромаджувалися в основному в мілководно-морських, прибережно-морських, лиманних, озерно-лагунних умовах, хоча в низах її зрідка спостерігаються алювіально-пролювіальні піски і гравеліти тимчасових русел.

У неоком-аптських відкладах за вмістом заліза і співвідношенням його мінеральних форм ми виділили кілька мінералого-геохімічних типів порід: глауконіт-ільменітовий, глауконіт-піритовий і гідрогематитовий. Вони розрізняються за загальним вмістом заліза, співвідношенням його уламкових і розчинних форм, зокрема Fe^{3+} окисного, Fe^{2+} карбонатно-хлоритового і Fe^{2+} піритового, а також за вмістом $C_{орг}$ і CO_2. Ці показники свідчать про умови як осадонагромадження, так і подальших процесів діагенезу [239].

Глауконіт-ільменітовий тип порід відрізняється низьким валовим вмістом заліза (до 0,5 %), переважанням його уламкових форм і низьким вмістом розчинних форм заліза дво- і тривалентного за відносно високого вмісту органічного вуглецю. Це може вказувати на формування порід унаслідок перевідкладення продуктів каолініт-гідрослюдистої зони кори вивітрювання, з якої були винесені розчинні форми заліза і збереглися тільки уламкові (ільменіт, гематит та ін.).

Глауконіт-піритовий тип порід (зазвичай сірого, рідше — білого кольору) містить значні кількості заліза двовалентного розчинного (глауконіт, гідробіотит, рідше хлорит і сидерит) і заліза двовалентного піритового (пірит, рідше марказит) приблизно в рівних кількостях при $C_{орг} > 1$ %. Зі збільшенням змісту $Fe^{2+}_{карб+хлорит}$ і $Fe^{2+}_{пірит}$, тобто ступеня відновлення порід, у них зростає вміст урану.

Гідрогематитовий тип порід (червоноколірні) характеризується високим вмістом загального заліза (6—8 %) з переважанням окисної форми Fe^{3+}. Вміст уламкової форми заліза також підвищений порівняно з вмістом інших мінералого-геохімічних типів порід, що пов'язано з низькою розчинністю гідрогематиту і фіксацією частини заліза, що міститься в ньому, в уламковій формі. Кількість $C_{орг}$ і CO_2 мала. Ці відклади, типові для гумідного клімату, формувалися внаслідок перевідкладення продуктів зони полуторних оксидів кори вивітрювання.

Радіогеохімічна характеристика. Мігматити кристалічного фундаменту на всьому протязі південного схилу УЩ характеризуються приблизно однаковим вмістом урану (близько $4 \cdot 10^{-4}$ %), але різним вмістом торію. Торієм збагачені кристалічні породи у західній частині схилу (близько $40 \cdot 10^{-4}$ % порівняно з $(10—12) \cdot 10^{-4}$ % у середній і східній частинах).

Кора вивітрювання характеризується різноманітнішим вмістом урану і торію на території південного схилу. Спостерігаються збагачення ураном майже вдвічі автохтонної (в середньому $9,5 \cdot 10^{-4}$ %) і ще більшою мірою алохтонної (в середньому $16,7 \cdot 10^{-4}$ %) кори в західній частині схилу та різке зростання вмісту торію в алохтонній корі ($48,7 \cdot 10^{-4}$ %) у середній частині схилу. Збільшення вмісту урану в алохтонній корі вивітрювання вказує на його привнесення в процесі транспортування, осадонагромадження або діагенезу. Водночас спостерігається винесення урану і торію з кори вивітрювання на деяких ділянках середньої і східної частин схилу УЩ.

У відкладах нижньої крейди середній вміст урану становить $15,5 \cdot 10^{-4}$ %, зменшується у напрямку із заходу на схід на протязі 500 км від Новоодеської грабен-западини до Молочанської. Ця тенденція зберігається як для нижньої і верхньої пачок крейди в цілому, так і для окремих літологічних і фаціальних різновидів порід. Відклади нижньої (базальної) пачки значно збагачені ураном і торієм порівняно з відкладами верхньої пачки. Середній вміст урану в нижній пачці $22,8 \cdot 10^{-4}$, у верхній — $8,6 \cdot 10^{-4}$ %; вміст торію в нижній пачці $37,7 \cdot 10^{-4}$, у верхній — $12,8^{-4}$ %.

У нижній пачці найбільш збагачені ураном каолінові глини, приблизно в 2—2,5 раза порівняно з давніми ґрунтами і втричі порівняно з пролювіальними пісковиками (до $43,9 \pm 17,7 \cdot 10^{-4}$ %). Ця тенденція за різного середнього вмісту урану в каолінових глинах, простежується на всьому протязі південного схилу УЩ. Одночасно з ураном глини збагачені торієм, хоча і меншою мірою. Можливо, крім уран- і торійвмісних мінералів обидва елементи знаходяться у сорбованій формі в каолініті.

Серед порід верхньої пачки найбільш збагачені ураном і торієм піски і пісковики пролювіальні та прибережно-морського генезису (конуси виносу в море) — $15,5 \cdot 10^{-4}$ % U і $25,0 \cdot 10^{-4}$ % Th. Трохи нижчий вміст урану і торію у озерних та лиманних чорних глинах, помітно нижчими середніми вмістами урану і торію відрізняються лиманні чорні і білі кварцові піски — $7,0—5,5 \cdot 10^{-4}$ %. У цілому в розрізі апту помітна приуроченість вищого вмісту урану до порід, що містять більшу кількість каолініту.

У морських відкладах крейди, що перекривають товщу апту, відзначається зменшення вмісту урану і торію від теригенних порід альбу до крем'янистих порід сеноману і далі — до карбонатних порід турону (від 3,3 до $1,2 \cdot 10^{-4}$ % U і від 10,6 до $2,8 \cdot 10^{-4}$ % Th) [237].

Характеристика зруденіння. Прошарки порід, збагачені ураном до 0,005—0,02 %, утворюють пластові «рудні» тіла незначної потужності та протяжності в алохтонній корі вивітрювання (у каолінових пісковиках, кварцових пісковиках на каоліновому цементі, вторинних каолінах) або у давніх ґрунтах, хлідолітах і пролювіальних пісковиках, зазвичай сильно каоліністих, збагачених вуглефікованим рослинним детритом і, як правило, піритизованих. Найвищі концентрації урану (і торію) приурочені до підніжжя давніх підняттів фундаменту і до верхів'їв палеодолин, зменшуються у напрямку до осьових частин останніх.

За результатами мінералого-петрографічного вивчення уранового зруденіння, уран міститься в таких формах: а) в оксидах (переважно черні,

рідше настуран); б) у сорбованому вигляді в каолініті і вуглефікованій органіці; г) в уламкових мінералах — уранвмісні циркон, ортит, монацит, ксенотим, цоїзит, лейкоксен; д) у піриті.

Баланс урану в рудних пробах засвідчує, що у вуглистих алевролітах і пісковиках з піритизованим і вуглефікованим рослинним детритом 10—20 % загальної кількості урану в породі припадає на важку фракцію. До 80 % урану від загальної його кількості в породі міститься в каолінітовому цементі в сорбованому вигляді (рівномірно розсіяні треки на мікрорадіографії), а також у вуглефікованому рослинному детриті — корінні, уламках деревини, вугіллі.

Роздільне визначення урану у вуглефікованій деревині, коренях і вугіллі показало, що найбільш збагачене ураном вуглефіковане коріння (до 51,0 г/т). У деревині вміст урану близько 24,4, у вугіллі — 14,0 г/т. Максимальна концентрація урану встановлена в чорній вуглецевій речовині з рудної проби — 150 г/т. При цьому, як показало визначення загального і рухомого урану, значна частина урану, приуроченого до органічної речовини, знаходиться в рухливій формі, тобто представлена, очевидно, оксидами. Вуглефіковані рослинні рештки містять також підвищену кількість Cr, V, Zr, Ba, Pb, Zn, Cu, Ni. Зола вугілля і вуглефікованих коренів на Новоодеському рудопрояві містить 300—400 г/т міді. Вміст урану в піриті — 1,7—3,3 г/т, причому рухомий уран становить лише близько 30 % загальної кількості, пов'язаної з піритом. У піриті, який заміщує вуглефіковане коріння, в деяких випадках встановлено 400—500 г/т свинцю — у 15—20 разів більше, ніж у піриті, що створює стягнення [237].

Уранові та уранвмісні мінерали знаходяться у важкій фракції шліхів. Оксиди урану утворюють дрібні зерна неправильної форми чорного кольору. Уранова чернь спостерігається також у гніздах червоподібних кристалів каолініту, що утворилися під час перекристалізації каолінітового цементу, спільно з новоутвореними сидеритом, піритом і марказитом. Урановмісний циркон утворює призматичні й дипірамідальні кристали молочно-білого та бурого кольору, метаміктний. Основну частину важких фракцій складають пірит, циркон і турмалін. У кількості 5—10 % або рідкісних зерен наявні монацит, ксенотим, ортит, цоїзит, епідот, рутил, анатаз, лейкоксен, ільменіт, гранат, глауконіт, сидерит.

Стадії літогенезу і уранонакопичення. ***Седиментогенез.*** Осадонагромадження відбувалося в межах слаборозчленованого прибережжя, яке то заливалося морем, то звільнялося від нього, тобто чергувалися субаквальні і субаеральні умови седиментогенезу. Близькість зони знесення продуктів каолінової кори вивітрювання і перенесення кластичного матеріалу водними потоками зумовили накопичення стійких до вивітрювання мінералів і серед них уран-торійвмісних циркону, ортиту, цоїзіту. Крім того, із зон зносу уран мігрував, імовірно, в розчинах й суспензіях, зокрема, в сорбованому вигляді на каолініті. З урахуванням підвищених концентрацій в каолініті не лише урану, а й торію можна припустити також сорбцію останнього і перенесення на каолініті.

Підвищені концентрації радіоактивних елементів тяжіють до нижньої частини відкладів неокому—апту в алохтонній корі вивітрювання (запісо-

чені каоліни, кварцові пісковики на каоліновому цементі, вторинні каоліни) або в прошарку каолінистих порід серед давніх ґрунтів, пролювіальних пісковиків і хлідолітів. Як уже зазначено, найвищий вміст цих елементів зафіксовано в підніжжях давніх підняттів фундаменту. У напрямку осьових частин палеодолин вміст урану і торію зменшується. Постійний просторовий зв'язок урану і торію, їх загальне тяжіння до концентрації на схилах палеопідняттів свідчать про розсипне (делювіальне, колювіальне, пролювіальне) походження значної частини їх концентрацій, а також про досить близьке розташування джерел зносу. На це вказують погане сортування осадових порід, їх «сміттєвий» характер, переважання уламкових мінералів заліза, значне поширення циркону, який містить уран і торій.

Діагенез. Особливістю літогенезу відкладів неокому—апту, особливо нижньої пачки, є чергування морського субаквального діагенезу з його відновним середовищем і континентального субаерального (екзодіагенезу) з привнесенням урану ґрунтовими водами. При цьому і завідомо морські відклади (з глауконітом), і континентальні (з корінням рослин) належать до піритового мінералого-геохімічного типу, що свідчить про насичення континентальних відкладів морськими сульфатними водами, діагенетичну сульфатредукцію і піритоутворення.

Геохімічна обстановка екзодіагенезу характеризувалася окисними умовами. Це засвідчують наявність пустот вилуговування і «згорілої» органіки у давніх ґрунтах, а також ступінь окиснення вуглефікованого детриту (CO = +0,005 ÷ ÷ 0,017, за визначенням В.А. Успенського) [240]. Іноді спостерігається розвиток гідроксидів заліза поблизу уламків вуглефікованої рослинності. Однак здебільшого рослинний детрит і вуглефіковане коріння зберігають свої форму, структуру і чорне забарвлення, що вказує на високий рівень ґрунтових вод і постійну тенденцію до занурення схилу.

Відновлювальні періоди діагенезу відкладів апту характеризувалися специфічними умовами: по-перше, слабокислим середовищем і великою кількістю сорбенту (каолініту), по-друге, глейовою, а місцями і сірководневою обстановкою і доволі високим вмістом органічного вуглецю. Експериментально доведено, що в сірководневому слабокислому середовищі за наявності сорбенту уран осідає майже повністю — до аналітичного нуля, причому склад сорбенту в цьому випадку значення не має. Ймовірно, причиною є поєднання сорбції та окисно-відновного процесу. Сорбційне згущення урану в плівковій воді на контакті з твердою фазою має підвищувати Eh відновлення, розширюючи тим самим можливість випадання його мінеральної (оксидної) форми, що спостерігається в дослідах і під час вивчення природних об'єктів. Ця обставина, що важко обліковується теоретичними розрахунками, відіграє істотну роль в екзогенних процесах осадження урану [240].

Виходячи з експериментальних даних щодо накопичення урану в осадах, можна умовно виділити дві фази: а) сорбційне витягання урану з розведеного розчину (фіксація); б) відновлення з утворенням вільної оксидної форми [241].

У відновлювальні періоди діагенезу поряд з осадженням і сорбцією урану залізо відновлюється з утворенням піриту, сидериту, залізистих гідрослюд. За рахунок відновлювальних седиментаційних вод, що містяться в товщі апту, відбуваються обілення червоноколірних осадів (алохтонної ко-

ри, глин, пісковиків) пошарове або у вигляді плям і перерозподіл заліза. Сидерит утворює дрібні округлі виділення розміром 1—2 мм, кристалічні агрегати і окремі кристали (пласкі ромбоедри). Пірит, крім звичайних тонких вкраплень, іноді утворює великі (до 5—6 см) жовна або заміщує бобовини гідроксидів заліза в обілених ділянках бокситоподібних глин залишкової кори вивітрювання.

У процесі відновлення продуктів алохтонної кори вивітрювання седиментаційними водами органічна речовина мігрує у вигляді гумінових і фульвіокислот, утворюється чорна вуглецева речовина — дрібні (до 1 мм) вкрапленики, які іноді заміщуються піритом. У цементі пісковиків в асоціації з піритом і марказитом спостерігаються дрібні (частки міліметра) рідкісні вкрапленики оксидів урану [237].

Катагенез. Межа між пізнім діагенезом і катагенезом для відкладів неокому—апту південного схилу УЩ є дуже умовною. У результаті занурення відкладів протягом пізньої крейди, середнього і пізнього палеогену, раннього неогену породи неокому—апту зазнали лише слабкої літифікації, яка не проникла глибше через малі глибини (300—400 м) їх залягання від поверхні. Не зазнали відклади нижньої крейди і регресивного епігенезу, тому що були перекриті водотривкими товщами відкладів верхньої крейди і палеогену. Ймовірно, змінення порід неокому—апту на стадії катагенезу пов'язане переважно з рухом седиментаційних вод і тріщинних вод фундаменту по дрібних розривних порушеннях, які виникають під час тектонічних процесів у періоди активізацій. Зазвичай такі порушення мають вигляд тріщин зі слідами ковзання в корі вивітрювання та у відкладах крейди (переважно глинистих) на межі між підняттями і западинами фундаменту.

На ділянках тріщинуватості спостерігаються перекристалізація породоутворювального каолініту і формування гнізд його червоподібних кристалів, між якими розміщуються уранові черні. У такому разі, ймовірно, відбувається самоочищення каолініту під час його кристалізації. Тут спостерігаються скупчення новоствореного сидериту, вкрапленики і суцільні виділення кристалічного піриту. У рідкісних випадках в асоціації з піритом знаходяться дрібні виділення настурану, що свідчить про безпосереднє осадження урану з концентрованих на окремих ділянках седиментаційних розчинів.

Вік уранової мінералізації, визначений В.А. Анісімовим ізотопно-спектральним методом, дорівнює у середньому 120 ± 10 млн років [23], що збігається з віком вмісних порід і підтверджує її осадове походження та утворення на ранніх стадіях літогенезу. Як зазначено вище, особливістю осадової товщі неокому—апту є чергування морського субаквального діагенезу з його відновним середовищем і континентального екзодіагенезу з привнесенням урану в ґрунтових водах. У періоди привнесення уран потрапляв в осад, який характеризується слабокислим середовищем, великою кількістю сорбенту (переважно каолініту), відновною глейовою, а місцями і сірководневою обстановкою і доволі високим вмістом органічної речовини. Ці умови, що забезпечили поєднання сорбції та відновлення, спричинили накопичення урану навіть у відносно бідних ним ґрунтових водах ґумідно-кліматичної зони.

Таким чином, спільною рисою процесів, що визначають поведінку урану в осадовій товщі сіроколірних крейдяних порід, є сульфідно-глейовий характер пізнього діагенезу і епігенезу, що відбувалися у мезозойську гумідно-кліматичну епоху. Накопиченню урану з відносно бідних ним ґрунтових вод сприяв склад порід, який забезпечив виникнення геохімічних бар'єрів і поєднання сорбції та відновлення. Наявна сполученість рудного процесу зі стадіями літогенезу вмісних порід, що підтверджується розташуванням рудопроявів на схилах і у верхів'ях палеодолин, тісним зв'язком із зонами зносу, речовим складом зруденіння і віком уранової мінералізації.

Перспективи виявлення родовищ типу «неузгодженості» на південному схилі УЩ не встановлені. Можливі знахідки дрібних уранопроявів у раніше не встановлених палеодолинах на поверхні щита.

Північно-східний схил. На сході північно-східного схилу щита, що примикає до складчастого Донбасу, відомі так звані вуглисто-бітумні рудопрояви урану в пісковиках теригенно-вугленосної формації карбону (Шестаківський і Петропавлівський). Вони розташовані в Червоноармійському вуглепромисловому районі поблизу Криворізько-Павлівської розломної зони на глибинах від 100 до 600 м [75].

Відклади карбону великої потужності моноклінально залягають на кристалічному фундаменті з північно-північно-західним простяганням і падінням на північний схід під кутом 10—20°. Мезо-кайнозойські утворення, що перекривають відклади карбону, залягають практично горизонтально, іноді «обходячи» підвищені ділянки поверхні карбону. Спокійне залягання порід карбону ускладнено диз'юнктивними порушеннями, найчастіше насувного характеру, але іноді і скидів, нерідко значної амплітуди. У межах Шестаківської ділянки зафіксовані Самарський, Іверський і Шестаківський насуви, Михайлівський скид, а також дрібніші тектонічні порушення. На Петропавлівській ділянці моноклінальне залягання порід карбону також ускладнено цілою серією розривів, головним чином, скидів, що проходять під гострим кутом до простягання карбонових товщ. Найбільші з них — Петропавлівський і Шевченківський північно-західні скиди з падінням на південний схід під кутом 50—70°.

На північно-східному схилі УЩ спеціальними буровими роботами були розкриті відклади світ C_2^7, і C_3^l, що вміщують зруденіння C_3^l (на Шестаківській площі), і відклади світ C_1^3 і C_1^4 (на Петропавлівській площі). Основні породи розрізу — вапняки, глинисті сланці, алевроліти, пісковики і вугілля, що чергуються у певній послідовності, характерній для теригенно-вугленосної формації. Є вугільні пласти робочої потужності. У вивченому розрізі встановлено 17 ритмів осадонагромадження. Уранове зруденіння приурочене до пісковиків, об'єм яких становить у середньому 30—40 % об'єму розрізу. Вони досить одноманітні як за складом кластичного матеріалу, так і за розміром зерен і типом цементу. Незначні відмінності виявляються у переважанні того або іншого компонента. Кластичний матеріал складається в основному з кварцу, меншою мірою — польових шпатів і рідше — слюди. Переважний тип цементу — стикання і поровий; склад —

слюдяно-глинистий, рідше карбонатний. В окремих пачках пісковиків встановлені скупчення органічної речовини декількох типів: тонкі прошарки і невеличкі лінзи вугілля, уламки вугілля та вуглефікований рослинний детрит і округлі або ізометричні зерна чорного твердого бітуму. Наявні також розчинні бітуми (0,01—0,1 %). Радіоактивні пісковики майже нічим не відрізняються від інших пісковиків розрізу, крім наявності твердих бітумів, що раніше приймали за вугільні зерна.

На Шестаківському рудопрояві пошуково-розвідувальні роботи на уран проводили на чотирьох ділянках. Уранове зруденіння різної інтенсивності виявлено в декількох горизонтах пісковиків і в різних частинах одного горизонту. Найбільший інтерес становить горизонт m_4^v Sm_4^i. Найбільш радіоактивні інтервали розташовані в середній і нижній частинах товщі. Потужність зруденілої частини варіює від десятків сантиметрів до 1,3 м за вмісту урану 0,01—0,07 %, на вузьких інтервалах до 0,1—0,2 %. Рудні тіла мають форму лінз завдовжки від кількох десятків метрів до 500 м і більше, за ширини 100—200 м і більше. Здебільшого рудні тіла залягають згідно із загальним простяганням порід, хоча відомі зони підвищеної ураноносності, розташовані під гострим кутом до простягання порід, що пов'язано з наявністю тектонічних порушень.

На Петропавлівській площі виявлено дві товщі пісковиків з підвищеною радіоактивністю на глибинах 110—120 і 240—310 м. Зруденіння нерівномірне, утворює розрізнені лінзи потужністю від десятків сантиметрів до 3 м. Вміст урану варіює від перших сотих відсотка до 0,16 %. Максимальний вміст припадає на потужність 10 см.

Вивчення речовинного складу зруденіння показало, що основна частина урану пов'язана з твердими бітумами (висококарбонізовані керити). Радіоактивність бітумних включень нерівномірна, зовнішня частина зерен містить удвічі-втричі більше урану, ніж внутрішня. Крім того, вміст урану підвищується до 4,5—5,5 % навколо вкраплеників сульфідів у бітумах (піриту та марказиту). За даними мікрорадіографії, вміст урану в бітумах може досягати 10 %. Мінерали урану не визначені, але відбитки вказують на наявність мінеральної форми. Вуглисті включення і рослинний детрит, як правило, не радіоактивні. Дуже рідко збагачуються ураном вуглисті прошарки на контакті з пісковиками. Деяка частина урану (розсіяного) міститься в аргілітах, збагачених вуглистою речовиною.

На Шестаківському рудопрояві у вапняку M_5, що залягає над товщею рудоносного пісковику, встановлені прояви сульфідної мінералізації (марказит, халькопірит, галеніт) спільно із сидеритом, приурочені до дрібних тріщинок (1,5 см) і пустоток.

На Петропавлівському рудопрояві уранова мінералізація супроводжується підвищеним вмістом молібдену (до 0,02 %), свинцю (до 0,95 %), цинку (0,03—0,3 %), ванадію (до 0,01 %) і хрому (до 0,02 %).

Ізотопний склад свинцю галеніту аномальний, основну частину його складає радіогенний свинець, вік галеніту менше 200 млн років (аналіз виконаний в Інституті геологічних наук (ІГН) АН УРСР у 1963 р.) [75].

Генезис Шестаківського та Петропавлівського рудопроявів швидше за все полігенний ексфільтраційно-інфільтраційний. Вони сформувалися в пісковиках з уранопосних кисневмісних гідрокарбонатно-кальцієвих і сульфатних пластових вод на флюїдному відновному бар'єрі, зумовленому проникненням у водоносні горизонти карбону бітумовмісних розчинів або газових флюїдів по розломах. Ці розчини могли бути і термальними, за аналогією з уранобітумними родовищами пермо-тріасового віку на купольних структурах північно-західного Донбасу і ДДЗ [23, 225]. Бітуми агресивні щодо кластичного матеріалу пісковиків, містять домішки таких металів, як молібден, ванадій, хром, свинець і цинк, що характерно для уранобітумних рудопроявів. Можливо, концентрації урану були б вищі за наявності червоноколірних пісковиків у товщі карбону, що створювало б більш контрастні окисно-відновні бар'єри. Вік зруденіння, напевно, пермо-тріасовий, характерний для кімерійської металогенічної епохи [236].

Аналогічні рудопрояви урану у вуглистих пісковиках теригенно-вугленосної формації карбону досить значно поширені на території Донбасу. Зазвичай вони розміщуються поблизу або в невеликому віддаленні від зон розломів, що контролюють зруденіння і, очевидно, виводять вуглеводні. Встановлені в межах Переддонецького прогину і зони Північнодонецьких насувів (Краснопопівський, Слов'яносербський, Боровський, Петроград-Донецький рудопрояви), а також у межах Селидівської (Донбасс) і Левенцівської (ДДЗ) структур. Уранова мінералізація приурочена до вуглистих і бітумних включень у пісковиках. Масштаби зруденіння невеликі [222].

Встановлені уранопрояви не належать до генетичного типу «неузгодженості». Як перспективний напрям їх використання можливе виявлення більших уранових покладів у складному вузлі сполучення Криворізько-Павлівського розлому і розривних порушень, що його оперяють, із субширотною зоною тектонічних швів у районі с. Шестаківка. Тут відомі аргілізити, прояви твердих бітумів, цинку і міді.

Зона зчленування Приазовського виступу щита з Донбасом. У межах цієї зони в базальних пісковиках девону, що залягають на кристалічному фундаменті, відомо кілька уранових рудопроявів. У Волноваській зоні розломів (Волноваська металогенічна зона) на протязі 35 км від с. Ольгинка на заході до с. Стила на сході на глибинах 50—500 м установлено кілька десятків радіоактивних аномалій, рудопрояви (Мандрикінський, Стильський та ін.) та одне родовище — Миколаївське. Характерною особливістю цього типу зруденіння є асоціація уранової мінералізації з торієм.

Будова Волноваської металогенічної зони надзвичайно складна. Найбільші її структурні елементи: на сході — Єланчицький, у центральній частині — Стильський виступи кристалічного фундаменту і Камишеваський грабен. До вузлів перетину Єланчицької та Волноваської систем розломів приурочені гіпабісальні інтрузивні тіла альбітофірів, маліньїтів та інших порід (від девонського до ранньопермського віку), з якими пов'язані родовища флюориту і дрібні рудопрояви урану [23, 75]. Камишеваський грабен, у межах якого розташоване Миколаївське торій-уранове родовище, витягнутий у північно-західному напрямку. З півдня він обмежений Криворізько-Павлів-

ським скидом, з півночі — Стильським виступом, зі сходу — Єланчицьким виступом фундаменту. Час утворення Камишеваського грабену визначено за розвитком у ньому потужної товщі теригенно-вулканогенних утворень франського і фаменського ярусів девону, які відсутні на Стильському виступі або мають малу потужність (район с. Покрово-Кириївe). В межах грабена виділяються численні блоки, підняті або опущені, такі, що створюють мозаїчну будову. Встановлений широкий розвиток насувів, здебільшого згідних з нашаруванням порід, а іноді перехідних у підкиди, що приводить до незгідності окремих горизонтів, випадання або повторення пластів. Загальна амплітуда переміщення порід не менш декількох сотень метрів. У результаті насувів створилися зони дроблення і мілонітизації порід потужністю 0,25—10 м. Розривні порушення північно-східного простягання з вертикальним падінням площин розломів або падінням на південний схід під кутом 80°, які часто переходять у флексури, утворили системи тріщин, що мають вирішальне значення для процесів рудоутворення.

Отже, існує стратиграфічне неузгодження між докембрієм і фанерозоєм. Всі системи тріщин простежуються як у найдавніших гранітах, так і у відкладах девону і карбону, що свідчить про успадкованість рухів і загального тектонічного плану.

Торій-уранове зруденіння Миколаївського родовища приурочене до базального астероксилонового горизонту ейфельського ярусу середнього девону, що залягає на метаморфічних породах докембрійського фундаменту і слабометаморфізованій корі вивітрювання і перекритий (незгідно) відкладами живетського, франського і фаменського ярусів середнього і верхнього девону. Зруденіння утворює в плані переривисту смугу північно-західного простягання, що має січне положення щодо контакту палеозою з докембрієм. У південно-східній частині родовища зруденіння розкрите на контакті докембрію з палеозоєм під чохлом четвертинних відкладів, а в північно-західній частині воно віддалене від контакту на 1,5—2 км і встановлено на глибині 200—250 м. У межах описуваної смуги, що має протяжність 10 км, ширину від декількох сотень метрів до 1 км і потужність зруденілих порід від 1 до 6 м, зруденіння розподілене нерівномірно, з частим чергуванням багатших і бідніших ділянок. Найбільш збагачені ураном (а також торієм, барієм, стронцієм, свинцем) грубозернисті алювіальні пісковики і підгірно-віялові конгломерати, меншою мірою — заплавні і віяло-відстійні глинисті породи (зеленувато-сірі аргіліти), а також верхня частина гідрослюдистої зони кори вивітрювання і зона дезінтеграції порід фундаменту.

Пластоподібні поклади торій-уранових руд в плані перетинають фаціальні межі, переходять з одного літологічного типу порід в інший, захоплюючи і кору вивітрювання (від пролювіальних підгірно-віялових відкладів у південно-східній частині родовища до алювіальних і дельтових відкладів, поширених у його північно-західній частині). Глибина залягання рудних тіл 100—150 м (до 450 м). Вміст урану в рудах — від 0,02 до 1,2 % (у середньому — соті частки відсотка), вміст торію звичайно 0,015—0,03, рідко досягає 3,5 %. Концентрація торію в рудних покладах зменшується із заходу на схід, а також униз за падінням відкладів приблизно в 4 рази, тоді як вміст урану залишається більш-менш постійним. У межах рудного поля відомі уранові прояви, в яких відсутній підвищений вміст торію.

Склад рудоносних псефіто-псамітових порід кварцовий, польовошпат-кварцовий і кварц-польовошпатовий, цемент гідрослюдистий (у складі гідрослюд переважає іліт), гідроксидно-гідрослюдистий (гідрогетит, гематит, псиломелан, іліт). Трапляється монтморилоніт, рідко — каолініт. Рудні пісковики переважно середньозернисті, погано відсортовані. У них спостерігаються обвуглені рештки псилофітової флори у вигляді детриту, розташованого по шаруватості порід, і бітуми, що заповнюють пори. За даними бітумінологічного аналізу, пісковики містять бітум А — 0,051 %, бітум С — 0,083, гумінові кислоти — 0,05 %. Вторинні процеси: озалізнення, окварцювання, меншою мірою — серицитизація, каолінізація, карбонатизація, пелітизація і баритизація.

Основна кількість урану і торію не утворює видимої мінеральної форми і знаходиться, швидше за все, в сорбованому стані в цементі псефіто-псамітових порід в оксидах і гідроксидах заліза, мангану, в гідрослюдах, монтморилоніті й вуглистій речовині. Встановлено, що в гідроксидах заліза міститься близько 70 % загальної кількості урану і понад 90 % торію, в глинисто-гідрослюдистій речовині — 3—4 % урану і 2—3 % торію, у вуглистій речовині — 4—5 % урану. Частина урану і торію знаходиться в мінеральній формі. Мінеральні форми урану представлені настураном (менш як 1 % загальної кількості урану) і урановою черню (близько 20 %), торію — ураноторитом і фериторитом (2—3 % загальної кількості торію). Близько 1 % урану міститься в лейкоксені і ураноториті, 3—5 % загальної кількості торію входить до складу циркону і монациту.

Настуран утворює коломорфні виділення в цементі пісковиків, а також волосоподібні прожилки на межах зерен регенерованого кварцу. Часті скупчення оксидів урану в тріщинах і на межі порід різного забарвлення: бурого і зеленувато-сірого. Вони утворюють ланцюжки аморфних кулястих зерен (до 1 мм) в асоціації з дрібнозернистими агрегатами сульфідів заліза (пірит, марказит), органічною речовиною, апатитом, новоутвореними гідрослюдами. Форми зрощення оксидів урану і сульфідів заліза різноманітні: зернисті, зональні, емульсійна вкрапленість сульфідів в оксидах урану. Значно рідше оксиди урану утворюють якнайтонші зрощення з гідроксидами заліза. За відбивною здатністю виділяють уранові оксиди різного ступеня окиснення: від майже неокисненого настурану до черні. По площинах тріщин спостерігаються тонкі плівки кварцу, який створює інкрустаційні форми, у свою чергу, покриті якнайтоншими плівками піриту (до 0,2—0,3 мм) у вигляді затікання, облямівки, бахроми химерної форми.

Торієва мінералізація щодо уранової займає вище гіпсометричне положення в рудному пласті, тобто основна кількість торію знаходиться ближче до виходу голів пластів. Відмічена пряма залежність вмісту торію і заліза. Спостереження рудного пласта в розвідувальній шахті показало, що підвищені торієві концентрації тяжіють до ділянок найінтенсивнішого озалізнення. Мінеральні форми торію (ураноторит і фериторит) встановлені за допомогою електродіалізу, рентгенографічного і мінералогічного аналізів. Ураноторит наявний тільки в цементі пісковиків в асоціації з тонкодисперсними гідроксидами заліза, дрібнозернистим апатитом і гідроксидами мангану типу псиломеланваду і ніколи не спостерігається у складі кластогенних зерен. В ураноториті міститься 0,7—1,8 % урану і 1,2—2,98 % РЗЕ.

На думку З.О. Некрасової [23], яка вивчала торієву мінералізацію на Миколаївському родовищі, ураноторит належить до гіпергенних утворень. Про це свідчать: 1) наявність торію в ореолах свердловин, що розкривають водоносний горизонт в пісковиках ейфельського ярусу і самовиливаються на земну поверхню; 2) наявність ураноториту тільки в цементі кластогенних порід; 3) тісний зв'язок ураноториту з гідроксидами заліза гіпергенного походження. Це певною мірою пояснює вище положення торію в пласті щодо урану. Очевидно, торій відкладався раніше за рухоміший уран при нижчих значеннях pH і додатних, але близьких до нульових значеннях Eh.

У гіпергенних умовах торій мігрує переважно в іонній формі, хоча певна роль належить колоїдним розчинам. При цьому торій свою валентність не змінює, на відміну від урану, який переходить у шестивалентну форму.

Можна припустити, що фіксація урану і торію в цементі пісковиків, збагаченому залізом і манганом, відбулася на ранніх стадіях літогенезу. Подальші процеси метагенезу і гідротермальних перетворень привели до виникнення в осадових породах кварцового цементу регенерації і перерозподілу урану і торію. Ізометричні зерна новоутвореного кварцу включають напівобкочені уламки кластогенного кварцу, оточені облямівкою реліктів гідрослюдисто-залізистого цементу, який містить уран і торій. Одночасно з регенерацією кварцу внаслідок руйнування цементу вивільнявся уран і перевідкладався в міжзерновому просторі у вигляді настурану. Найпізнішими є мінеральні утворення в сучасній зоні поверхневого окиснення, глибина якої досягає 30 м: лимоніт, що заміщує пірит, і уранова чернь, розвинена по настурану. У поверхнево окиснених пісковиках встановлена невелика кількість вторинних мінералів урану — отеніту, содіїту, ципеїту, шрекенгериту.

Визначення віку уран-торієвого зруденіння ізотопно-спектральним і свинцево-урановим методом дає розкид від 139 до 572 млн років [23], у середньому 320 ± 60 млн років. Отже, процес рудоутворення у відкладах ейфельського ярусу відбувався на ранніх стадіях літогенезу протягом середнього і пізнього девону, з подальшими перетвореннями під час метагенезу за можливої участі гідротермальних і гіпергенних процесів. Про полігенне походження зруденіння і переважну роль екзогенних епігенетичних процесів свідчать такі факти:

- широкий площовий розвиток уран-торієвого зруденіння в базальних відкладах девону різної фаціальної приналежності;
- концентрація руд поблизу нижньої межі зони гіпергенезу з утворенням ролів, мішкоподібних покладів і дрібної вкрапленості;
- приуроченість уранової мінералізації (оксидів) в основному до тріщин і часте розташування її на межі окиснених і відновлених порід при асоціації з дрібнозернистими агрегатами сульфідів заліза і апатиту;
- наявність торію в ореолах свердловин, що самовиливаються, і постійна асоціація його з апатитом і гідроксидами мангану.

При метагенезі відбувався перерозподіл урану і торію, можливо, за участю гідротермальних розчинів. Про це свідчать асоціації настурану з піритом, апатитом, новоутвореними гідрослюдами, рідше — з баритом, флюоритом, хлоритом і гематитом.

На жаль, складні гірничо-геологічні умови залягання рудних тіл, широкий розвиток розривної тектоніки, порушеність потоків підземних вод призводять до того, що видобуток урану і торію на цьому родовищі методом ПВ є нерентабельним.

Що стосується певної подібності уран-торієвого зруденіння в базальних осадових відкладах девону до відомих родовищ типу «неузгодженості», то насамперед слід зазначити суттєву відмінність цих родовищ. Так, для уранових родовищ району Атабаски характерним є те, що на процес рудоутворення не впливали метаморфізм, короутворення, сингенез, діагенез, катагенез. Ці процеси проходили за сотні мільйонів років до рудоутворення. Формування ж торій-уранових рудопроявів у базальних відкладах девону відбувалося в процесі літифікації та подальших епігенетичних перетворень порід, що вміщують зруденіння, в тому числі метагенезу за участю термальних розчинів. При цьому не було суттєвого привнесення рудної речовини, відбувалися лише її перерозподіл та концентрація. Це пояснює незначні запаси та нерентабельність розробки родовища.

* * *

У результаті досліджень уранових рудопроявів у базальних відкладах осадового чохла на кристалічному фундаменті схилів УЩ установлено, що більшість рудопроявів мають екзогенне або полігенне походження і пов'язані з процесами літогенезу (південний схил УЩ) або зі стадіями ТМА (південно-західний схил УЩ і зона зчленування Приазовського виступу УЩ з Донбасом). В усіх випадках рудні концентрації формувалися внаслідок перерозподілу рудної речовини в кристалічному фундаменті, корі вивітрювання та вмісних породах. У деяких випадках вирішальну роль відігравали глибинні флюїди і термальні розчини метаморфогенного (метагенетичного) походження. Ні в одному з рудопроявів не встановлено глибинного привнесення урану.

Отже, в жодному разі не було виявлено прямих ознак родовищ типу «неузгодженості». Разом з тим слід зауважити, що певні ознаки цього типу зруденіння наявні на західному схилі УЩ і в зоні зчленування Приазовського виступу щита з Донбасом.

На західному схилі УЩ на підставі вивчення речовинного складу уранової мінералізації та колоруднозмінених порід віком 0,8—1,3 млрд років виділено рифейську епоху ТМА і рудоутворення, з якою пов'язане формування лужно-магнезіальних метасоматитів. Однак ця мінералізація не простежується в осадовому чохлі. Відклади верхнього рифею—венду містять вторинні ореоли розсіювання ендогенної уранової мінералізації. Отже, на західному схилі УЩ можна виявити лише дочохольне уранове зруденіння, розташоване під поверхнею неузгодженості середньо-пізньорифейського віку, що зрізає його. Типоморфні ознаки рифейської урановорудної формації дають змогу припустити, що це зруденіння контролюється лінійними зонами катаклазу, мілонітизації у вуглецевих метаморфічних породах архею—нижнього протерозою, які зазнали гранітизації.

У породах платформного чохла, які покривають поверхню неузгодженості на західному та південно-західному схилах УЩ, виділена гіпергенна

та гіпогенна уранова мінералізація. До першої належать осадово-діагенетичні (розсипні та сорбційні) концентрації урану, а також інфільтраційні прояви в тріщинах, розташованих нижче давньої кори вивітрювання (1100—1200 млн років тому). Гіпогенну мінералізацію складають катагенетичні (метагенетичні) гідротермально-регенераційні концентрації урану в базальних шарах платформного чохла. Гідротермально-регенераційні рудопрояви тісно пов'язані з формуванням мінералізації барит-флюорит-поліметалевої рудної формації в кімерійську епоху тектонічної активізації. Рудопрояви кімерійської епохи утворені висхідними низькотемпературними вуглекисло-вуглеводневими хлоридними розчинами глибинного (метаморфічного або метагенетичного) походження, розбавлених наприкінці рудоутворення підземними метеорними водами [236].

У зоні зчленування Приазовського виступу УЩ з Донбасом перспективи виявлення уранових родовищ ще не вичерпані, особливо в межах зчленування структур різного віку і різного тектонічного плану. Відомо, що в породах щита поблизу Волноваської зони розломів виявлено значну кількість уранових і уран-торієвих рудопроявів, пов'язаних із процесами гранітизації та калієвого метасоматозу, з альбітитами та процесами натрового метасоматозу пізньопротерозойського віку, а також низькотемпературні гідротермальні прояви в зонах тріщинуватості й катаклазу молодшого, можливо, палеозойського віку. Сприятливими факторами для мобілізації рудної речовини є також прояви магматизму і вулканізму в палеозої.

Викладене вище дає підстави рекомендувати проведення пошукових робіт у зоні зчленування Приазовського виступу з Донбассом, а також на західному і південно-західному схилах УЩ, особливо в Подільській зоні, в межах перетину Подільської та Одеської розломних зон.

2.6. РОЛЬ ПОСТУРАНОВОРУДНОЇ ГЕОДИНАМІКИ І ТЕКТОНІКИ У ФОРМУВАННІ ТА ЗБЕРЕЖЕННІ УРАНОВОГО ЗРУДЕНІННЯ

2.6.1. Новітня тектоніка Українського щита та його схилів і перспективність активних на новітньому етапі розвитку геоструктур на деякі типи уранових, уран-торієвих родовищ

Вивчення і картографування новітніх рухів земної кори і створюваних або активізованих у результаті їхнього прояву геоструктур є одним з найважливіших сучасних наукових напрямів структурної геології і геотектоніки, що здобуває усе чіткішу прикладну спрямованість. Застосування неотектонічних (структурно-геоморфологічних і аерокосмічних) досліджень з пошуковою та екологічною метою ґрунтується на значно поширених уявленнях про те, що новітній етап відіграв важливу роль у просторовому розміщенні і міграції багатьох корисних копалин, локалізації проявів негативних природних явищ. Особливе значення при цьому має останній, пізньопліоцен-четвертинний, підетап, тому що саме в цей час остаточно оформилися особливості будови геоструктур, що спостерігаються нині, і сучасний рельєф. Основою цих досліджень є встановлена кореляційна залежність розміщення

родовищ корисних копалин від режиму новітніх рухів. Особливу важливість набуває застосування структурно-геоморфологічних (морфографічних і морфометричних) і аерокосмічних досліджень, оскільки вони здатні дуже швидко (за часом), недорого (за витратами) і ефективно (за кінцевими результатами) відтворити будову різних рівнів земної кори, що переконливо доведено вітчизняним і закордонним досвідом.

Нижче розглянуто розвиток і конкретизацію теорії тектоорогенії — створеного академіком В.Г. Бондарчуком вчення про нерозривну єдність процесів утворення складу і структури геологічних тіл і рельєфу, а також уявлень про розломно-блокову будову земної кори (академік І.І. Чебаненко та інші послідовники В.Г. Бондарчука). Це дає можливість прогнозувати генетичні зв'язки між різними типами геоструктур, закономірності розташування корисних копалин, еколого-небезпечні явища та ін. Теоретичною основою дослідження є принцип геолого-геоморфологічної конформності: геоморфологічна поверхня конформна однорідному і однопорядковому геологічному простору, що організує її. Геолого-геоморфологічна конформна система — це нерозривна сукупність геологічного тіла, його будови і зовнішної форми. Процес формування таких систем В.Г. Бондарчук назвав тектоорогенією: це єдність походження структури і рельєфу (змісту і форми) літосфери, що складалася протягом тривалого геолого-історичного розвитку і руху земної кулі як єдиної матеріальної системи [242]. Важливим ідейним засновком виконаних робіт є уявлення І.І. Чебаненка про тектонічну ділимість тектоносфери, розломно-блокову тектоніку, морфогенетичні, геометричні та інші особливості розломів, прибічниками яких є автори монографії.

Під час вивчення активних на новітньому етапі розвитку геологічних структур застосований такий комплекс методів: 1) морфоструктурний аналіз топооснови, що включає вивчення морфографічних і морфометричних особливостей рельєфу і зіставлення отриманих результатів з апріорними геолого-геофізичними даними; площове дослідження перших ми виконали за допомогою методу дирекційних напрямків і аномалій, а других — морфометричного методу пошуку геоструктур, основи якого розробив В.П. Філософов [243]; 2) структурно-геологічне дешифрування й інтерпретація великомасштабних і висотних (середньомасштабних) фотографічних і радіолокаційних знімань; 3) візуально-інструментальне дешифрування і інтерпретація дрібномасштабних оригінальних космоматеріалів і синтезованих зображень, отриманих за допомогою різних оптико-електронних засобів.

Принципи складання карти новітньої тектоніки УЩ масштабу 1 : 500 000 за морфографічними, морфометричними і аерокосмічними даними (включаючи розкриття основних застосованих понять і термінів, класифікаційні аспекти, методи та методичні прийоми дослідження) детально описані в роботі [244].

Активні на новітньому етапі розвитку геоструктури щита і його схилів. У результаті картування встановлені і вивчені об'єкти двох типів — лінеаменти і кільцеві геоструктури (КС). Детальне вивчення цих структур показало, що перші відображують головним чином різного порядку лінійні розривні структури, а другі — об'ємно-площові неоднорідності тектоносфери.

Лінійні геоструктури. Широко відома неоднозначність трактування терміна «лінеамент» численними дослідниками призвела до того, що дотепер

під ними продовжують розуміти різні за генезисом лінійні утворення. У найзагальнішому вигляді лінеамент є елементарною лінією зміни параметрів географічного, геологічного і геофізичного середовищ. Це можуть бути розломи, зони підвищеної тріщинуватості, структурні неузгодження, стратиграфічні, літологічні або петрографічні межі, лінійні геофізичні аномалії, елементи рельєфу й інші компоненти ландшафту, зокрема, не пов'язані з геологічними процесами [245—260]. Водночас більшість дослідників вважає, що в найтиповішому випадку лінеаменти є, як мінімум, поверхневим відображенням різних за розмірами, віком і глибиною закладення розломних структур. На наш погляд, в оптимальному варіанті, лінеамент є своєрідною тріадою, що містить у собі: 1) глибинну лінійну неоднорідність; 2) розлом (зону розломів) у твердих оболонках Землі; 3) лінійно організовані елементи ландшафту на поверхні. При цьому більшість їх зазнали активізації на новітньому етапі розвитку, оскільки інакше їх відображення на аерокосмічних матеріалах (АКМ) і топопланшетах було б доволі проблематичним.

Добір лінеаментів геоструктурної природи із загального лінеаментного поля ґрунтується на збігу дешифрувальних ознак лінеаментів і власне розривів. На АКМ лінеаменти фіксують за лінійними штриховими і смуговими яскравісними аномаліями або (і) геометричним характером об'єктів на зображенні. У ландшафті вони виявляються як упорядковані спрямлені елементи гідрографічної мережі й осьові лінії вододілів, рідше у вигляді градієнтних уступів, ланцюжків окремих форм рельєфу, лінійних ґрунтово-рослинних аномалій тощо. Отже, виділено ті лінеаменти і їх зони, що активно впливали на формування сучасного рельєфу. Вони є ділянками лінійної концентрації проявів регіональних геологічних процесів і явищ.

У межах досліджуваної території лінеаментні зони (ЛЗ) утворюють дві домінуючі (ортогональна $0° \perp 90° \pm 5°$ і діагональна $40—50° \perp 310—320°$) і дві діагональні «пригнічені» ($30—35° \perp 300—305°$ і $60—70° \perp 330—340°$) системи, які представлені прямолінійними (або близькими до таких) сполученими і взаємно перпендикулярними ЛЗ відповідно домінуючих і «пригнічених» напрямків (рис. 2.34, див. вклейку). Визначення рангу ЛЗ ускладнено у зв'язку з тим, що дослідженнями охоплена відносно невелика за площею територія. Вирішення цього питання можливо лише в разі постановки дрібномасштабних досліджень з охопленням великих площ (або ж істотного збільшення (розширення) району досліджень у масштабі 1 : 500 000). Як перший крок у класифікації виявлених активних на новітньому етапі розвитку лінійних структур (ЛС), пропонуємо деякою мірою умовний поділ їх на трансрегіональні, регіональні 1-го і 2-го порядків ЛЗ й одиночні лінеаменти.

Однією з найважливіших характеристик ЛЗ є співвідношення груп ландшафтних індикаторів, на підставі яких вони виділені. Активні розломи виявляють в орогідрографії (відповідно, на аерокосмознімках і топопланшетах), переважно двома способами. З одного боку, це аномальні концентрації спрямлених ділянок різнопорядкових елементів ерозійної мережі («ерозійні» ландшафтні індикатори), з іншого — аналогічні концентрації спрямлених ділянок осей вододілів і рідше уступів у рельєфі («вододільні» ландшафтні індикатори). Очевидно, неотектонічні розломи (ЛЗ), виділені за аномаль-

ними згущеннями спрямлених ділянок ерозійної мережі, тою чи іншою мірою ослаблені, і їх можна пов'язувати із зонами відносного розтягування.

Навпаки, розломи, відображені в особливостях будови і просторового розміщення вододілів і градієнтних уступів, формувалися в умовах відносного стиску. Якщо кількість ландшафтних індикаторів зазначених двох основних груп (за їхньої розбіжності не більше, ніж у 1,2 раза) приблизно однакова, як свідчать дослідні спостереження, у тому числі зіставлення отриманих результатів з відомими тектонічними картами, то лінеаменти утворювалися за переваги сковзання (зсуву, зрізу або сколювання). Природно, що ця ознака є непрямою і дає змогу розділити виявлені неотектонічно активні розломи за механізмом утворення і способом прикладання тектонічних сил (навантаження) тільки в першому наближенні. Отримані результати обов'язково потрібно підтверджувати апріорними геолого-геофізичними даними.

ЛЗ домінуючих систем є багатокомпонентними як за кількістю лінеаментів, що входять до складу зон, так і за загальною кількістю виявлених ЛЗ; вони чітко відображені на топокартах і АКМ і, як правило, підтверджуються під час аналізу геолого-геофізичних матеріалів [245—260].

ЛЗ домінуючої системи 0° ⊥ 90° (±5)° представлені 22 субмеридіональними і 12 субширотними ЛЗ (рис. 2.34). Відстань між субмеридіональними (змінюється від 15 до 70 км, здебільшого 30—35 км) і субширотними (від 15 до 70 км, переважно 20—30 км) зонами досить постійна. Іноді фіксують зближене між собою їх розміщення (до 15—20 км), що дає змогу допустити утворення ними більших лінійних структур (рис. 2.34). Відзначається досить значна близькість субширотних і субмеридіональних ЛЗ за такими характеристиками, як довжина і ширина (потужність). Довжина перших становить 75—490 км (як правило, 400—450 км), других — 120—720 км, але здебільшого також 400—450 км (при цьому майже усі вони хоча б в одному напрямку виходять за межі досліджуваного району); ширина, відповідно, — 3—25 км проти 4—40 км. ЛЗ ортогональної системи чітко витримані за напрямком (майже усі вони, крім субмеридіональних Ананьївсько-Одеської та Волновасько-Білосарайської, вкладаються в її обмежувальні рамки). У цілому для ЛЗ субмеридіонального напрямку характерна перевага ерозійних ландшафтних індикаторів, а для субширотних — вододільних, унаслідок чого практично всі субмеридіональні зони інтерпретовані нами як скиди (водночас окремі ділянки двох з них, у межах центральної частини УЩ, характеризуються зворотним співвідношенням цих двох основних груп ландшафтних індикаторів і виділені нами як скидо-підкиди), а більшість субширотних — як підкиди (дев'ять, дві як скидо-підкиди, одна — підкидо-зсув).

ЛЗ домінуючої системи 40—50° ⊥ 310—320° представлені 14 ЛЗ північно-східного напрямку і 7 зонами північно-західного орієнтування. Відстань між ЛЗ північно-східного напрямку змінюється в межах від 15 до 90 км, здебільшого 30—50 км. Відстань між північно-західними зонами дещо менше (від 15 до 50 км), як правило, 25—40 км, однак сталість «кроку» фіксується також чітко (рис. 2.34). Північно-західні та північно-східні зони близькі між собою за довжиною і шириною: установлена довжина перших 80—570 км (як правило, перевищує 250 км) за ширини 3—25 км (у середньому 5—8 км), других — 110—600 км (у більшості випадків — близько 400 км) за ширини

5—25 км (як правило, до 10 км). Система характеризується недостатньою витриманістю за напрямком. За доволі великих її обмежувальних рамок (10°) вісім ЛЗ виходить за них: максимальне відхилення (в усіх випадках тільки у більший бік) — 3° для північно-східних зон і 5° — для північно-західних. За морфологією (кінематикою) практично всі північно-східні ЛЗ ми віднесли до зсувів або скидо-зсувів (тобто вони дешифровані за однаковою або приблизно рівною кількістю ерозійних і вододільних індикаторів) і тільки одна зона (Вилківсько-Полтавська) інтерпретована як зсуво-підкид (перевага вододільних індикаторів). Усі північно-західні ЛЗ інтерпретовані як зсуво-скиди.

ЛЗ «пригнічених» систем утворені сполученими і взаємно перпендикулярними зонами пригнічених напрямків. Головні відмінності пригнічених систем від домінуючих полягають в істотно меншому кількісному складі (як за кількістю виявлених ЛЗ, так і загальною чисельністю лінеаментів, а також за кількістю елементарних лінеаментів у складі зон), частіше прослідковується одиночна (а не зональна) форма поширення лінеаментів. Як правило, вони значно рідше підтверджуються геолого-геофізичними даними (часто лише фрагментарно), іноді менш чітко виражені на топокартах і АКМ.

ЛЗ пригніченої діагональної системи 30—35° ⊥ 300—305° представлені чотирма зонами північно-східного орієнтування і трьома — північно-західного (при цьому слід зазначити, що дві лінійні структури цієї системи належать до трансрегіональних). Три з чотирьох зон північно-східного напрямку сконцентровані у південно-східній частині регіону і розташовані на невеликій відстані одна від одної (10—20 км), тобто вони швидше за все утворюють могутню трансрегіональну лінійну структуру (довжина цих зон 230—350 км, ширина — 6—18 км). Північно-західна Чорнобильсько-Маріупольська ЛЗ (№ 57 на рис. 2.34 і в табл. 2.42) є південним бортом Дніпровсько-Донецького авлакогену (ДДА) (встановлена довжина 850 км за ширини 11—30 км). Система характеризується витриманістю за напрямком: тільки одна зона виходить за її обмежувальні рамки (Калусько-Вашківська, максимальне відхилення її в меншу сторону сягає 5° — за рахунок дугоподібності). На основі аналізу виразності ЛЗ цієї системи у ландшафтних індикаторах п'ять з них віднесені до зсувів або скидо-зсувів, дві — до скидо-насувів.

ЛЗ пригніченої системи 60—70° ⊥ 330—340° представлені двома зонами північно-східного напрямку і чотирма — північно-західного. Північно-західні зони віднесені до регіональних 1-го і 2-го порядків, одна з північно-східних — до трансрегіональних. Сиваško-Каркінітська ЛЗ північно-східного напрямку (№ 54 на рис. 2.34) трансрегіональна за рангом і є південною (південно-східною) межею СЄП. Північно-західні зони мають довжину від 150 до 350 км за ширини 7—25 км, північно-східні — 150—300 та 7—20 км відповідно. ЛЗ системи мають задовільну витриманість за напрямком: тільки одна зона — Жовтоводсько-Кирилівська, виходить за її обмежувальні рамки (максимальне відхилення у меншу сторону сягає 4°). За кінематичними характеристиками дві з цих зон є зсувами, ще дві — скидо-зсувами і стільки ж віднесені нами до насуво-скидів.

У стислому вигляді відомості про виділені ЛЗ наведені в табл. 2.42 (їх номер на карті, назва, ранг, довжина, ширина, азимут простягання, морфологічний тип, збіг з відомими розломами, пошукова перспективність). Детально деякі інші дані (зокрема, відображення ЛЗ у магнітному і гравітаційному полях, сейсмічних матеріалах) викладені в опублікованих роботах [245—250, 262—266] і звітах про НДР [267—271].

Відзначимо кілька обставин, які стосуються всіх вищеописаних систем: 1) до складу кожної з виділених систем, крім ЛЗ, входять одиночні (локальні) лінеаменти, частково показані на рис. 2.34, однак не описані в тексті; 2) настільки чіткий поділ зон по системах ніякою мірою не можна розуміти однозначно: безсумнівно, між ними існують усілякі типи взаємовідношень, зокрема, у генетичному і кінематичному аспектах. Передусім це стосується зсувів і близьких до них за механізмом утворення і способом прикладання тектонічних сил (навантаження) розривних порушень, що часто утворюють у плані складні «віргуючі» малюнки, які можуть поєднувати кілька сусідніх систем.

Кільцеві геоструктури. В останні десятиріччя геологічна галузь природознавства розвивається особливо інтенсивно. Геологічні концепції можуть докорінно змінитися за життя одного покоління геологів. Одним з нових об'єктів, що надовго привернули увагу багатьох геологічних шкіл, є кільцеві структури (КС).

Розглянемо основні наукові досягнення з вивчення КС світу (за літературними даними та матеріалами власних досліджень по території України).

Космічне зондування поверхні Землі і наземні геолого-геоморфологічні дослідження дали змогу у порівняно короткий термін виявити численні КС, які розрізняються за генезисом, віком і розміром, що змінюється від сотень метрів до 2—4 тис. км. Приблизно три чверті встановлених КС виникли в результаті геологічного розвитку Землі в останні 3 млрд років, а інші утворилися внаслідок падіння великих метеоритів [252—254, 272—278]. У міру нагромадження фактичного матеріалу виникла природна необхідність систематизації КС.

Більшість дослідників визнає, що КС можуть мати різний генезис — тектонічний, магматичний (зокрема вулканічний), метаморфічний, метеоритний, складний. При цьому, як установлено, основні елементи будови Землі — платформи, щити, складчасті пояси — мають характерні генетичні типи КС. Важко переоцінити значення вивчення КС також з погляду прикладної геології, тому що практично всі дослідники вказують на приуроченість до цих структур різних корисних копалин, а виявлення зв'язків між КС, з одного боку, і сучасними катастрофічними явищами — вулканізмом і землетрусами — з іншого, є певним внеском у розв'язання проблеми прогнозу «стихійних» геологічних процесів.

Таким чином, можна вважати, що жваве обговорення проблеми КС зумовлено насамперед функціональною роллю цих структур у будові літосфери не лише Землі, а й інших планет Сонячної системи.

Спочатку термін «кільцева структура» був застосований до систем дайок на початку XX ст. Учені сходяться в думці, що автором цього терміна варто вважати А. Харкера, який ще в 1904 р. описав вулканічні породи Шотландії

Таблиця 2.42. **Основні відомості про активні на новітньому етапі**

Номер на карті (див. рис. 2.34)	Назва, ранг	Азимут, град.	Довжина/ширина, км	К/($Д_1$—$Д_2$), км
				Лінеаментні зони домінуючої
1	Ковельсько-Івано-Франківська, 1	0—2	435*2/10—20	35/5—35
2	Любашівсько-Чернівецька, 1	0—1	435*2/10—25	43/8—60
3	Сарнинсько-Хмельницька, 1	0—1	400*1/10—15	39/7—50
4	Сарнинсько-Окницька, 1	0—2	440*2/12—25	56/7—60
5	Олевсько-Могилівська, 1	359—0	405*1/10—20	37/9—75
6	Вінницько-Ялпугська, 2	359—1	490/3—9	21/7—20
7	Китайська, 2	0—1	120*1/4—5	14/6—25
8	Гайворонсько-Сасикська, 1	0—1	380*1/7—10	35/3—30
9	Котовсько-Тузлівська, 2	356—358	200/5—12	23/2—40
10	Ананьївсько-Одеська, 2	351—356	200*1/8—12	35/7—25
11	Брагинсько-Одеська, Т	355—0	490*2/15—20	112/5—45
12	Чернігівсько-Гнилоєланецька, 2	359—2	450*2/7—10	42/5—30
13	Ніжинсько-Миколаївська, 1	359—1	450*2/16—25	92/5—60
14	Шосткинсько-Скадовська, 1	359—1	410*2/12—25	88/5—45
15	Миргородсько-Кременчуцька, 2	0—1	170*1/5—9	18/3—35
16	Решетилівсько-Чаплинська, 2	0—3	390*1/11—15	42/7—30
17	Карлівсько-Малоутлюцька, 1	358—3	370*1/13—25	56/6—45
18	Лозовсько-Обіточна, 1	355—0	250/16—20	55/4—28
19	Гуляйпольсько-Приморська, 2	359—0	160/6—9	20/5—25
20	Барвінківсько-Бердянська, 1	358—0	240*1/14—18	40/5—30
21	Волноваська-Білосарайська, 2	4—6	75/5—7	8/7—20
22	Кутейниківсько-Новоазовська, 2	3—5	100/3—4	16/5—10
23	Поліська, 1	90—92	430*2/30—40	30/8—65
24	Ковельсько-Вільчанська, 2	89—90	405*1/8—15	21/7—45
25	Локачинсько-Коростенська, 2	89—90	410*1/12—20	35/8—45
26	Червоноградсько-Пирятинська, 1	90—91	215/8—13	14/7—35
27	Львівсько-Миргородська, 1	90—91	680*2/20—35	72/6—70
28	Тульчинсько-Слов'янська, 2	89—90	200/4—6	35/5—30
29	Хотинсько-Дніпропетровська, 1	89—90	720*1/7—14	48/10—50
30	Криворізько-Амвросіївська, 1	90—91	480*1/25—27	94/8—20
31	Котовсько-Тельманівська, 1	88—90	725*2/8—30	122/5—40
32	Роздільненсько-Херсонська, 2	89—91	325*1/6—12	42/5—30
33	Одесько-Цюрупинська, 2	89—90	150/6—8	12/7—16
34	Березинсько-Іллічівська, 2	89—90	120*1/7—10	16/4—20

розвитку лінеаментні зони Українського щита та його схилів

$K_{ср}$ / $K_{вод}$	Збіг зони з відомим розломом	Морфо-тип	Пошукова перспективність
ортогональної системи 0 ⊥ 90° (±5°)			
27/12	+ Рогатинський	С	Cu, Pb, Zn, ВВ, Rm, ПВ, S
30/15	+	С	Cu, Pb, Zn, Rm, mu, Mo, P, TR, gr, ПВ
25/16	+ Рівненський	С	Cu, Zn, Pb, P
35/23	++ Корецько-Шепетівський	С	Fe, Ti, Ni, Cu, Zn, Pb, P, mu, gp, U (96—98)
25/14	++	С	Rm, Mo, P, mu, gp, TR, gr, ПВ, U (101—105)
14/7	+	С	Rm, TR, Ni, ВВ
12/4	+ межа P_3—N_1	С	ВВ
24/12	++ Саратський (Арцизький)	С	Fe, ВВ
16/10	++ Придністровський	С	Fe, ВВ
14/23	++ Тальнівський	С—П	Fe, Rm, U (141, 142)
70/45	++ Першотравнево-Трахтемирівський	С	Ni, W, U (2, 154)
28/15	—	С	Au, Ag, U (163—165)
40/55	++ Кіровоградський, Миколаївський	С—П	ВВ, gp, U (44—54, 167)
58/32	++ Херсонський, Західноінгулецький,	С	Mo, ВВ, U (55, 56)
12/7	+ Криворізько-Кременчуцький	С	ВВ, U (61, 62, 65)
18/12	+	С	ВВ, U (67, 68)
26/18	+ Мелітопольський	С	ВВ, U (73)
34/23	+	С	ВВ, U (170—172)
14/8	++ Центральноприазовський	С	Fe, Rm, ПВ, ВВ, U (181, 182)
27/14	+	С	ПВ
5/3	+	С	ПВ
11/5	++ Грузько-Єланчицький	С	Ni, Cu, ПВ
12/18	++ Південноратнівський	С—П	V, Ti, Fe, Rm, Ni, Sn, Cu, F, ku, Pb, Au, Ag, Mo
8/14	+ Поліський	П	Ti, P, Rm, Fe, Ag, Au, Pb, Zn, Mo
12/25	+ Володимир-Волинський	П	TR, Rm, W, Mo, ВВ
5/10	+	П	Fe, Ti, P, U (121, 122)
30/45	++ Андрушівський	П	Cu, Pb, Zn, P, Mo, gp, Pb, Sn, Fe, ВВ, ПВ, U (96—99, 127—129, 131, 137, 138, 143—145)
12/25	+	П	TR, Ni. ПВ, ВВ, U (124, 170—172, 180)
18/32	+ Суботсько-Мошоринський	П	Fe, Ti, gp, Rm, Au, Cu, Pb, Sn, go, Ti, Fe, Ni, ВВ, U (11—14, 16—40, 45—47, 50—54, 62, 69, 71)
42/56	++ Девладівський, Бобринецький	П—З	Mo, TR, F, Rm, Fe, Mn, U (57, 58, 60, 63, 65, 168, 176, 181)
70/55	+ Конкський	П—С	Fe, Mo, Ni, gp, gp, cor, TR, F, Rm, Mn, U (142)
17/30	+ Північнотаврійський	П	ПВ, ВВ
3/12	+ межа K_2	П	ПВ, ВВ
8/14	+	П	ПВ, ВВ

Номер на карті (див. рис. 2.34)	Назва, ранг	Азимут, град.	Довжина/ширина, км	К/($Д_1$—$Д_2$), км
			Лінеаментні зони домінуючої діагональної	
35	Вижівська, 1	48—53	110*2/8—12	5/20—70
36	Івано-Франківсько-Лельчицька, 1	40—50	540*2/15—25	38/9—100
37	Шепетівсько-Коростенська, 2	40—50	190/9—15	8/10—70
38	Залещико-Вільчанська, 1	45—50	260*1/5—10	15/6—55
39	Окницько-Чорнобильська, 1	40—50	400*1/10—16	36/7—50
40	Макарівсько-Козелецька, 2	49—52	140*1/7—10	24/5—30
41	Могильовсько-Ніжинська, 1	48—52	390*1/5—15	56/9—50
42	Крижопільсько-Варвавська, 1	45—50	420*2/18—25	55/6—40
43	Фрунзівсько-Миргородська, Т	45—52	400*2/10—20	52/8—30
44	Вілковсько-Полтавська, 1	42—46	600*1/8—25	72/8—50
46	Цюрупинсько-Орільська, 1	40—45	300*1/10—12	34/5—30
47	Новотавричинсько-Близнюківська, 2	40—45	120*1/7—10	17/10—35
49	Гирсовсько-Великоновоселківська, 2	40—45	190/6—9	21/4—30
53	Східномаріупольсько-Катеринівська, 2	40—50	120*1/4—5	15/4—15
58	Вільчансько-Вишгородська, 2	310—315	80*1 10—11	4/10—60
60	Олевсько-Фастівська, 1	310—315	150/16—25	9/6—25
61	Сарнинсько-Тетіївська, 1	315—325	425*2/12—18	49/6—47
62	Шепетівсько-Очаківська, 1	315—325	570*2/5—15	57/7—50
63	Маневицько-Одеська, 1	310—325	570*2/5—15	57/7—50
64	Луцько-Копайпільська, 2	315—320	260/3—10	18/6—75
65	Червоноградсько-Окницька, 2	315—325	375*1/8—20	22/6—70
			Лінеаментні зони пригніченої діагональної	
48	Молочансько-Барвінківська, 1	30—35	270*1/6—8	27/10—35
50	Донецько-Гурзуфська, Т	30—35	1000*2/15—20	80/6—100
51	Приморсько-Ларинська, 1	30—35	230*1/8—12	22/5—40
52	Маріупольсько-Кутейниківська, 1	30—35	350*1/7—8	40/5—60
55	Кустолівсько-Макіївська, 2	300—305	280*2/15—18	52/5—45
57	Чорнобильсько-Маріупольська, Т	300—305	850*2/11—30	350/5—50
68	Калусько-Вашківська, 1	295—305	250*2/20—35	26/9—55

Продовження табл. 2.42

$K_{ср}$ / $K_{акт}$	Збіг зони з відомим розломом	Морфотип	Пошукова перспективність
системи 40—50° ⊥ 310—320°			
3/2	++ Вижівський	З—С	Fe, Ti, Cu
23/16	++ Пержансько-Кременецький	З—С	Rm, Sn, W, TR, F, Ti, P
6/4	+	З—С	Rm, mu, Ti, P, Ni, Mo, W, Cu, Ag
10/7	++ Тетерівський	З—С	Ti, F, Mo, Cu, gp, U (99, 115, 120—122)
22/16	+ Троянівський	С—З	TR, Rm, Ni, Au, Fe, Ti, BB, U (113, 114)
14/12	+	З	ПВ, ВВ
35/24	++ Немирівський	З—С	Fe, TR, W, U (1, 123—126, 130, 132—137, 139, 143—145)
27/29	+ Володарський	З	Rm, Ni
26/28	++	З	Mo, BB, ПВ, U (2—6, 8, 11, 13—41, 142, 154, 157, 167)
31/42	++ Алібейський, Чорноморський	З—П	Au, Ag, BB, U (163, 164)
17/19	+ Дерезуватський	З	BB, ПВ, U (73, 74)
9/9	+	З	BB, ПВ
12/11	+	З	Fe, Rm
9/6	+	З—С	Rm
3/2	+	З—С	Ti, P, Rm, Sn, W
6/4	++ Центральний	З—С	Ti, P, Rm, W, Mo, Au, U (143—145)
30/21	++ Сарнинсько-Варварівський, Ємільчинський	З—С	Fe, Ti, Ni, Rm, W, Cu, Au, U (11, 13, 14, 16, 22, 23, 25, 26, 28, 116—119, 121, 122, 128—130,132—136, 149, 152, 154, 157, 158)
36/24	++ Хмільникський, Бузький, Гвоздівський	З—С	Fe, Ni, W, TR, Rm, U (112, 125, 140, 141, 146—148)
35/23	++ Хмільникський, Бузький, Придністровський	З—С	Fe, Ni, W, TR, Rm, U (124)
11/7	++ Подільський	З—С	TR, Fe, Cu, Pb, Zn
14/8	++ Сокальський	З—С	TR, Zn, Pb, P, BB
системи 30—35° ⊥ 300—305°			
12/18	+	З—Н	BB, ПВ
46/36	++ Донецько-Гурзуфський, Обіточненський, Волновасько-Чорнухинський, Катеринінський	С—З	Ta, Nb, TR, Be, W, Cu, Pb, Hg
12/11	+	З	Rm, TR, Sn, Au, gp
24/18	++ Кальміуський	С—З	La, Mo, Cu, Zn, V, Co, Hg
30/22	++	З—С	BB, U (170—172, 175, 180)
205/170	++ Сорочинський, Куйбишевський, Дніпродзержинський	С—З	Rm, TR, F, gp, Al, Cu, Sn, Fe, BB, U (65, 73, 74, 168, 169, 176, 181, 182)
10/17	+	Н—С	Ag, Pb, Zn, cs, BB, Au

Номер на карті (див. рис. 2.34)	Назва, ранг	Азимут, град.	Довжина/ ширина, км	К/($Д_1$—$Д_2$), км
			Лінеаментні зони пригніченої діагональної	
45	Ягорлицько-Херсонська, 2	60—62	150/7—8	8/12—30
54	Сивасько-Каркінітська, Т	65—70	300*2/15—20	38/10—70
56	Першотравенсько-Білосарайська, 2	330—335	180/7—10	22/6—25
59	Жовтоводсько-Кирилівська, 2	326—330	150*2/10—14	28/4—35
66	Червоноградсько-Хотинська, 1	330—335	350*2/10—18	27/7—60
67	Львівсько-Чернівецька, 1	330—335	300*2/15—25	44/8—40

Примітка: ранг ЛЗ: Т — трансрегіональна, 1 — регіональна 1-го порядку, 2 — те саме 2-го розломом; «+» — те саме, але частково (фрагментарно); «—» ЛЗ не відображується у досліджуваних позначено, що ЛЗ виходить за межі району в одному напрямку; двома зірочками — те саме,

й Ірландії, де є вулкани неогенового віку, які супроводжуються серіями кільцевих дайок. До середини XX ст. були закладені уявлення про істотну роль КС у земній корі, виявлені різні типи концентричних утворень і відзначена їх роль у розміщенні родовищ корисних копалин. Дотепер у геологічній літературі відсутня термінологічна єдність у визначенні КС. Однак, незважаючи на існуючий термінологічний різнобій, термін «кільцева структура» — найуживаніший. Не бажаючи вносити додаткової плутанини введенням нового терміна, ми використовуємо поняття «кільцева структура», однак при цьому чітко розрізняємо кільцеві аномалії і КС. Під першими ми розуміємо ізометричні об'єкти неглибинного, а також неясного або незʼясованого генезису, під другими — тільки різні за генезисом, розмірами і формами прояву на земній поверхні структурно-геологічні об'єкти, що володіють центральною симетрією в перетині із земною поверхнею (розрізняючи серед них достовірні і передбачувані). Для позначення ж приповерхневих і поверхневих ізометричних утворень, які виділяють за допомогою дистанційних досліджень, існує досить могутній термінологічний апарат у геоморфології і ландшафтознавстві, об'єктами дослідження яких ці утворення і є.

КС на АКМ виражені круглими або овальними, цілком або фрагментарно замкнутими фотоаномаліями, що звичайно формуються концентричним або радіально-концентричним розташуванням малюнка зображення. Цей малюнок зумовлений відповідним розміщенням орогідрографічних, ґрунтових, рослинних й інших елементів ландшафту, а також речовинним складом геологічного субстрату.

КС складаються з ядра і зовнішнього контуру. Межею КС прийнято вважати найвіддаленіший від ядра концентричний елемент або зовнішній контур, що обмежує фотоаномалію. Дуже часто КС ускладнюються системами розломів — концентричними, сегментарними, радіальними.

Виразність КС на АКМ різна. Вона залежить від багатьох факторів: розміру, тектонічної активності, ступеня збереження та ін. Однак загальним правилом є чіткіше й упевненіше дешифрування КС малих діаметрів порівняно з виявленням аналогічних об'єктів великих діаметрів.

Закінчення табл. 2.42

$K_{ер}$ / $K_{вол}$	Збіг зони з відомим розломом	Морфотип	Пошукова перспективність
системи 60—70° ⊥ 330—340°			
6/4	–	З—С	ПВ
23/16	+ Бердянсько-Маріупольський	С—З	TR, Ti, Zr, Mo, ВВ
12/11	+ Малоянисольський	З	Fe, Rm, gp
16/14	+	З	Fe, Cu, Au, U (61, 62, 64, 65)
12/17	++ Белз-Балучинський	Н—С	TR, Rm, ВВ
20/25	++ Хлевчани-Перемишлянський, Чернівецький	Н—С	Cu, S, cs, ВВ, Au

порядку; С — скид; П — підкид; З — зсув; Н — насув; «++» — ЛЗ повністю збігається з відомим показниках; ВВ — вуглеводні (нафта, газ), ПВ — підземні води тріщинного типу. Одною зірочкою але в обох напрямках.

Установлені різні співвідношення КС із рельєфом: пряме, коли КС виражена у відповідній формі рельєфу, і обернене, якщо рельєф і КС мають зворотні співвідношення.

Під час вивчення кільцевих форм значну увагу приділяють їх класифікації. Класифікують КС за багатьма ознаками: розмірами, генезисом, розходженням у складності будови, зв'язком з рельєфом, виразністю на АКМ, структурно-речовинними і геометричними особливостями тощо. Ці питання вирішувало багато дослідників колишнього СРСР: В.А. Буш, В.М. Брюханов, Б.В. Єжов, А.А. Іщенко і Г.І. Худяков, Я.Г. Кац, В.С. Кутейников і Н.С. Кутейникова, С.І. Стрельников, В.А. Ян-Жин-Шин та ін.

Як справедливо зазначив В.В. Соловйов, існуючі класифікаційні лінії, не дублюючи одна одну, певним чином взаємозалежні і у сукупності забезпечують різнобічну характеристику структурних об'єктів [279]. Водночас досвід вивчення КС показав, що для створення досить чіткої і науково обґрунтованої класифікації з численної розмаїтості ознак достатніми є дві основні: розміри і генезис.

Латеральні розміри КС є важливим параметром, тому що за діаметром вони можуть варіювати в дуже широких межах: від перших метрів до декількох тисяч кілометрів, при цьому, як показано нижче, встановлений їх взаємозв'язок із глибиною закладення (проникнення) кільцевих утворень. За цими даними можна встановити наявність (відсутність) упорядкування в просторовому розміщенні відповідних структур, а також оцінити їх ранг як об'ємних таксонів.

На думку більшості дослідників (В.В. Соловйов, І.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, М.А. Фаворська, О.І. Борисов, Н.І. Філатова, В.В. Агентов, В.В. Єжов, Г.І. Худяков, І.І. Башилова, Д.М. Трофимов, С.В. Порошин та ін.), існує чітка дискретність у латеральній розмірності КС. Однак думки різних авторів розходяться як щодо кількості природних груп різного діаметра, так і конкретного обсягу останніх.

Так, С.В. Порошин підрозділяє КС на планетарні, гігантські, великі і дрібні діаметром відповідно 3000, 2000—400, 400—60 і до 60 км [276]. В.Ю. Зайченко з колегами описали в межах СЄП КС діаметром 1020—1000, 450—350,

100—50, 35—20, 10—5 км [275]. На думку В.В. Соловйова, можна виділити сім груп, що поєднують форми з поперечниками, які виміряють у кілометрах: 1) одиницями, 2) багатьма одиницями, 3) першими десятками, 4) багатьма десятками, 5) першими сотнями, 6) першими тисячами [279]. Разом з тим деякі дослідники вважають, що природне групування КС за діаметром відсутнє. Зокрема, це затверджують автори космогеологічної карти масштабу 1 : 2 500 000 (Н.С. Афанасьєва, В.І. Башилов, В.М. Брюханов та ін.). Згадані дослідники виділили накладену на загальний логнормальний тренд високочастотну варіацію з періодом 12,5 км і однаковим діаметром для всіх геологічних груп і для всіх інтервалів. Однак на їх думку, ця високочастотна варіація є артефактом, викликаним поки не відомими особливостями процесів зняття інформації з АКМ і перенесення її на карту [254]. В усякому разі зв'язок цієї варіації як з генезисом структур, так і з їх діаметром ми не встановили.

Більшість дослідників не заперечує наявність взаємозв'язку між латеральними розмірами і глибиною закладення КС, утім детально вивчали це питання лише деякі з них. Найповніше наявність такого взаємозв'язку обґрунтовано в роботах В.В. Соловйова, Ю.Ф. Чемекова, Г.І. Худякова [272, 279]. Вони порівняли глибини залягання геолого-геофізичних поділів і радіусів КС як для окремих регіонів, так і для Землі в цілому, що дає змогу виявити дві обставини. По-перше, кількість поділів, як правило, дорівнює кількості груп КС, по-друге, спостерігається рівність або близькість значень глибин і радіусів [272]. Іншими словами, виявляється дискретний характер і тотожність числових рядів, що відображують кількісні характеристики розглянутих об'єктів. Це дало підставу авторам припускати просторово-генетичні зв'язки між КС і геолого-геофізичними розділами, а саме розглядати останні як місця закладення КС певних розмірів (радіус структури дорівнює глибині залягання відповідного поділу).

За даною ознакою КС підрозділяють на корові (радіуси до 25—30 км), літосферні (30—100 км), астеносферні (100—250 км), верхньомантійні (250—900 км), нижньомантійні (900—2900 км), верхньоядерні (2900—5200 км), нижньоядерні (5200—6400 км) [107, 114]. Можливе і дрібніше розчленовування структурних форм з урахуванням їх зв'язку з проміжними поділами всередині зазначених земних шарів.

Таким чином, на думку більшості дослідників, щільність розподілу радіусів (діаметрів) КС, розташованих у порядку їх збільшення, є нерівномірною і виявляє певну впорядкованість. Вони утворюють групи, усередині яких, як правило, виділяють піки розмірів, що найчастіше трапляються. Особливості розподілу латеральних розмірів КС у багатьох випадках ідентичні розподіленню геолого-геофізичних поділів за глибиною: середні радіуси КС приблизно дорівнюють глибині залягання різних геолого-геофізичних поділів, тобто ініціювальні осередки («корені») КС локалізуються поблизу геолого-геофізичних поділів або на них самих.

За результатами структурно-геоморфологічних й аерокосмічних досліджень в межах території України, у ході яких була здійснена статистична обробка даних щодо латеральних розмірів виявлених КС [280], виділено кілька груп з такими радіусами, км: 3—5, 7—8, 10—12, 20—22, 30—35, 45—50, 60—65, 90—95. Знаючи про можливе існування вищеописаного взаємо-

зв'язку між радіусами КС і глибиною залягання геолого-геофізичних поділів, ми за допомогою кореляційного аналізу даних ГСЗ, гравіметрії, магнітометрії і буріння визначили приблизні (через досить істотну розбіжність наявних матеріалів) глибини залягання різнорідних геолого-геофізичних поділів у межах досліджуваної території, км: 5, 7—8, 11—12, 20—25, 35—40, 50, 60, 95—100, тобто отримані числові ряди цілком порівнянні. Таким чином, ці дані підтверджують на регіональному рівні основні положення, на яких нині ґрунтується найповніше розроблена і перспективна у науково-практичному відношенні класифікація КС за латеральними розмірами і глибиною закладення.

Не менш важливим параметром слід вважати генетичні особливості КС, зумовлені різноманітними геологічними чинниками — екзогенними, ендогенними і космогенними. Відзначається чітка і пряма залежність між розмірами КС і часом їх формування.

КС може бути породжена одним геологічним чинником і тоді є моногенною або виникає за взаємодії декількох геологічних процесів і в цьому випадку є полігенною. Наприклад, малі КС, як правило, моногенні і є результатом одноактного геологічного процесу. КС великих діаметрів можуть бути сформовані внаслідок накладення декількох геологічних процесів (магматизму, метаморфізму, тектогенезу), що відбуваються тривалий час — іноді мільйони років.

КС, утворені в результаті інтенсивних і глибоких процесів *метаморфізму*, представлені, як правило, макро- і мезоструктурами. Їх найповніше описав Й.І. Салоп (як гнейсові складчасті овали та гранітогнейсові і мігматитові куполи, розташовані виключно в межах давньої гранітно-метаморфічної кори). У багатьох випадках подібні КС вдається знайти на плитах давніх платформ під осадовим чохлом.

Магматогенні КС поділяють на вулканічні й плутонічні. Ймовірно, вони є самим поширеним генетичним класом. Їх поперечник не перевищує 300—500 км, але переважними є міні структури. Магматогенні КС пов'язані як з підкоровим, так і з коровим магматизмом.

Тектоногенні КС належать до всіх класів розмірів, їх поділяють на позитивні та негативні. Позитивні збігаються з антиклізами, склепіннями, виступами фундаменту, негативні — із синеклізами, мульдами, прогинами. До цього ж генетичного класу відносять і діапірові КС. Тектонічні КС є похідними процесів платформного тектогенезу.

Космогенні КС утворені в результаті метеоритного бомбардування і встановлені майже на всіх континентах. Звичайно за розмірами це мініабо мікроКС.

Екзогенні КС у літосфері утворюються в результаті впливу зовнішніх чинників — вивітрювання, вилуговування та ін. До них відносять карстові воронки, провали та інші подібні мініоб'єкти.

Два останні генетичні класи КС ми не розглядаємо.

Приблизно у 10—20 % випадків виявити генетичну приналежність КС неможливо. У такому варіанті їх варто віднести до самостійного класу структур невиявленого генезису.

Найбільші КС відображують деформації найглибших горизонтів земної кори і верхньої мантії.

Найбільші з відомих кільцевих утворень, так звані нуклеари, на дрібномасштабних знімках мають вигляд складних сполучень концентричних утворень великого радіуса (майже до 2 тис. км), ускладнених радіальними лінеаментами. Вони часто супроводжуються дрібнішими кільцевими утвореннями (діаметром 100—300 км), розташованими у формі своєрідних сателітів на зовнішньому контурі головної структури. Ці структури виділяють тільки в межах давніх платформ, тобто найбільш стабільних ділянок літосфери Землі, їх існування надійно підтверджується геолого-структурними і геофізичними матеріалами. Зазначені структури достатньо впевнено виражені в аномаліях магнітних і гравіметричних полів, деякі з них раніше встановили О.Б. Гінтов [281] і В.В. Соловйов [279] методами морфометричного аналізу в межах, близьких до тих, що були виявлені, а потім уточнені дешифруванням АКМ.

Кожен з виділених нуклеарів має індивідуальні особливості будови, однак їм властиві і загальні риси становлення і розвитку. Для всіх стратифікованих, палінгенно-метасоматичних і магматичних комплексів докембрію характерна центральна симетрія, вони відповідають великим овоїдним структурам первинної подільності земної кори. Загальним є і те, що нуклеари зародилися на стадії виплавлення первинної базитової оболонки Землі і, ймовірно, стимульовані, як вважає М.З. Глуховський, автономним розігрівом первинно неоднорідної мантії або спровоковані ударами великих метеоритів, або обидва фактори діяли спільно.

Нуклеари, закладені на початкових етапах становлення земної кори і всієї континентальної стадії (1600—1900 млн років тому), являють собою гетерогенні сіалічні ядра, розділені симатичними областями з незрілою континентальною корою — інтернуклеарними просторами. Нуклеари порівняно з інтернуклеарними просторами характеризуються більшою потужністю консолідованої кори і літосфери й утворюють сочевицеподібні геоблоки [273]. Нуклеари і інтернуклеарні області — найконсервативніші елементи літосферних плит, що визначили комірчасто-петельчастий стиль фундаменту давніх платформ. Вони виражені в докембрії під платформним чохлом, а часто й у чохлі. Нуклеари відповідають великим антеклізам і виступам фундаменту; інтернуклеарні простори — синеклізам, великим прогинам або траповим полям. Як правило, всі відомі нуклеари із зовнішніх, найбільш проникних боків обрамлені докембрійськими зеленокам'яними поясами. Більшість дослідників виділяє в межах України один нуклеар — Скіфський (або Дніпровський) діаметром 1000 км, виявлений за геолого-геофізичними і геолого-морфологічними даними.

Серед КС виділяють гнейсові складчасті овали і гранітогнейсові куполи.

Гнейсові складчасті овали спостерігаються головним чином у межах докембрійської граніто-метаморфічної кори. Часто вони лежать всередині нуклеарів, у вигляді сателітів, уздовж їхніх зовнішніх контурів. Центральні частини гнейсових овалів звичайно складені архей-ранньопротерозойськими товщами, що мають концентричну будову, підкреслені простяганнями метаморфічних комплексів, а також кристалізаційною сланцюватістю порід. У багатьох випадках встановлено омолодження (за радіологічними визначеннями) метаморфічних товщ від центрів до периферії гнейсових складчастих

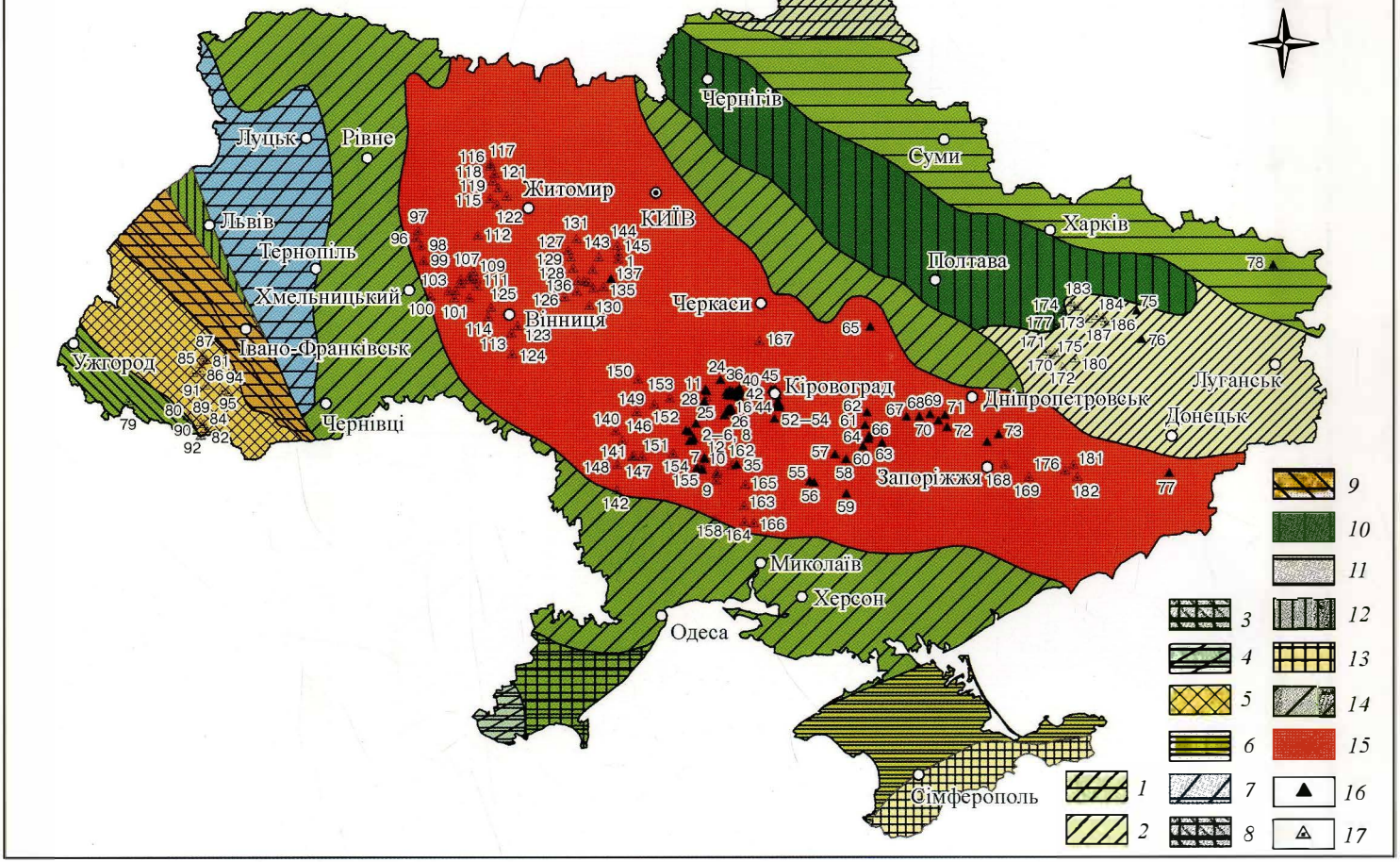
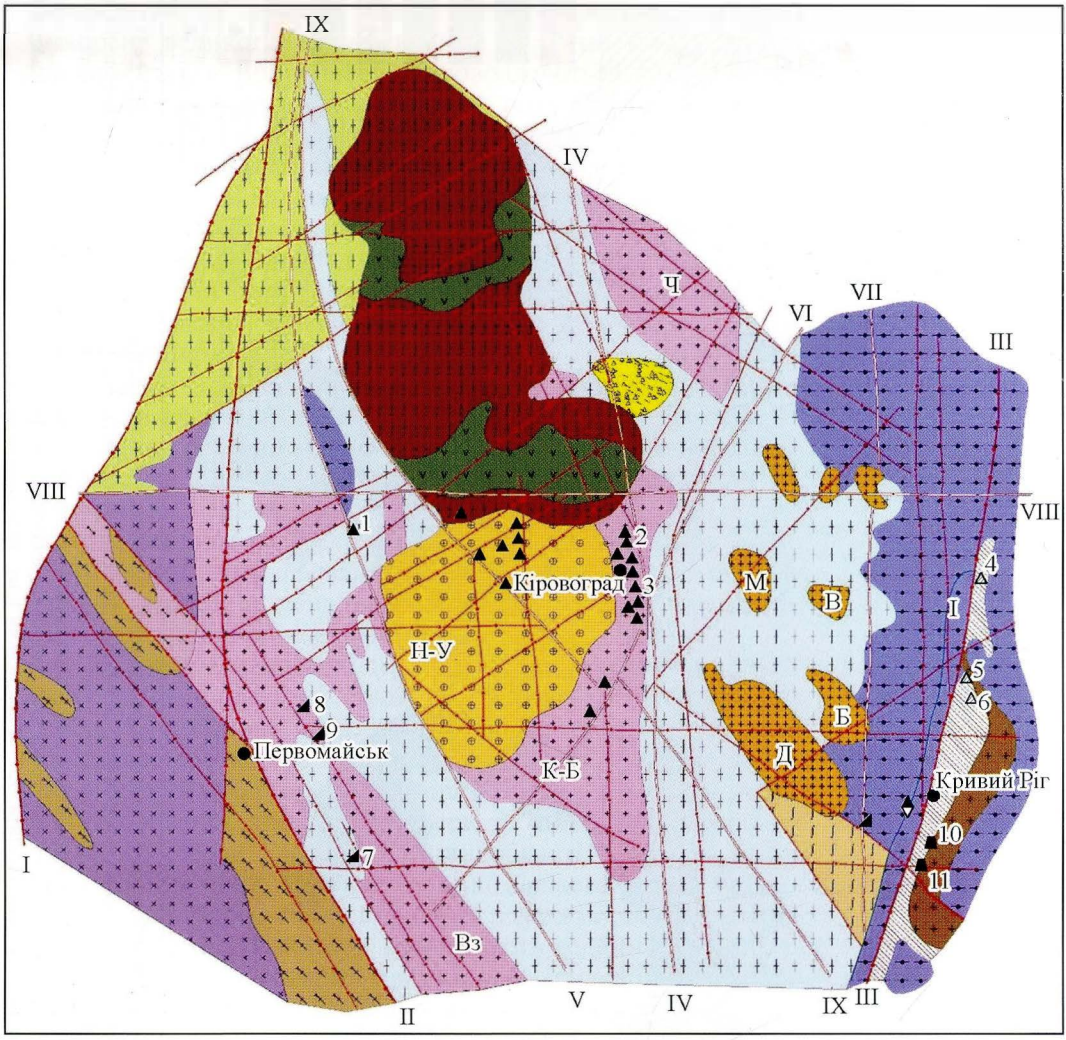


Рис. 1.6. Карта структурно-тектонічного районування та розміщення родовищ і рудопроявів урану України (див. табл. 2.43).

Структурно-тектонічне районування: 1 — Воронезький кристалічний масив, *2* — Донецька складчаста споруда, *3* — Закарпатський внутрішній прогин, *4* — зона похованих складок Північної Добруджі, *5* — Карпатська складчаста система, *6* — кримська частина Скіфської плити, *7* — Львівський палеозойський прогин, *8* — Переддобрудзький прогин, *9* — Передкарпатський передовий прогин, *10* — Прип'ятсько-Дніпровський прогин, *11* — південно-західний схил Воронезького кристалічного масиву, *12* — Рава-Руська зона Західноєвропейської платформи, *13* — складчаста система Гірського Криму, *14* — схили Українського щита, *15* — Український щит; *16* — родовище; *17* — рудопрояв



1 2 3 4 5 а б 6 7 8 9 10 11

12 13 14 Н-У 15 16 17 18 а б 19 20 21 22

Рис. 2.4. Схема розміщення уранових родовищ і рудопроявів уран-натрової (альбітитової) формації в центральній частині Українського щита (складена з використанням матеріалів КП "Кіровгеологія"), за даними [103].

Мезозой. *Вулканічні породи*: *1* — дацити і туфи Болтиської западини.

Протерозой. *Магматичні та ультраметаморфічні породи: 2* — магматити Корсунь-Новомиргородського плутону, граніти рапаківі та інші гранітоїди; *3* — те саме, анортозити, габро-анортозити, габро-норіти, габро-діорити; *4* — граніти боков'янського комплексу; *5* — мігматити кіровоградського комплексу; *6* — граніти кіровоградського та новоукраїнського комплексів (*а* — середньозернисті порфіроподібні, *б* — трахітоїдні новоукраїнські); *7* — гранітоїди подільського комплексу; *метаморфізовані осадові і вулканогенні породи: 8* — бузької серії; *9* — інгуло-інгулецької, *10* — криворізької серії.

Архей. *Ультраметаморфічні, магматичні інтрузивні утворення дніпропетровського комплексу: 11* — мігматити, *12* — граніти; *метаморфізовані осадові та вулканогенні породи: 13* — дністровсько-бузької серії, *14* — росинсько-тікицької серії; *15* — масиви гранітів (Н-У — Новоукраїнський, К-Б — Кіровоградсько-Бобринецький, Ч — Чигиринський, В — Верблюзький, Вз — Вознесенський, М — Митрофанівський, І — Інгулецький вал); *зони розломів: 16* — 1-го рангу (глибинні розломи: I — Східноуманський, II — Бузько-Миронівський, III — Криворізький), *17* — 2-го рангу (розломи глибокого закладення: IV — Кіровоградський, V — Звенигородсько-Ганнівський, VI — Мар'ївський, VII — Західноінгулецький, VIII — Суботсько-Мошоринський, IX — Центральний), *18* — 3-го рангу.

Генетичні типи уранових родовищ і рудопроявів: 19 — у натрієвих метасоматитах серед граніто-гнейсів (*а*) і в породах залізисто-кременистих формацій (*б*) (цифри на карті: 1 — Ватутінське, 2 — Северинівське, 3 — Мічурінське, 4 — Жовториченське, 5 — Ганнівське, 6 — Першотравневе); *20* — в пегматоїдах і пов'язаних з ними калієвих метасоматитах (7 — Південне, 8 — Лозуватське, 9 — Калинівське); *21* — «червоношахтарського» типу (Червоний Шахтар); *22* — в конгломератах (10 — Миколо-Козельське, 11 — Рахманівське)

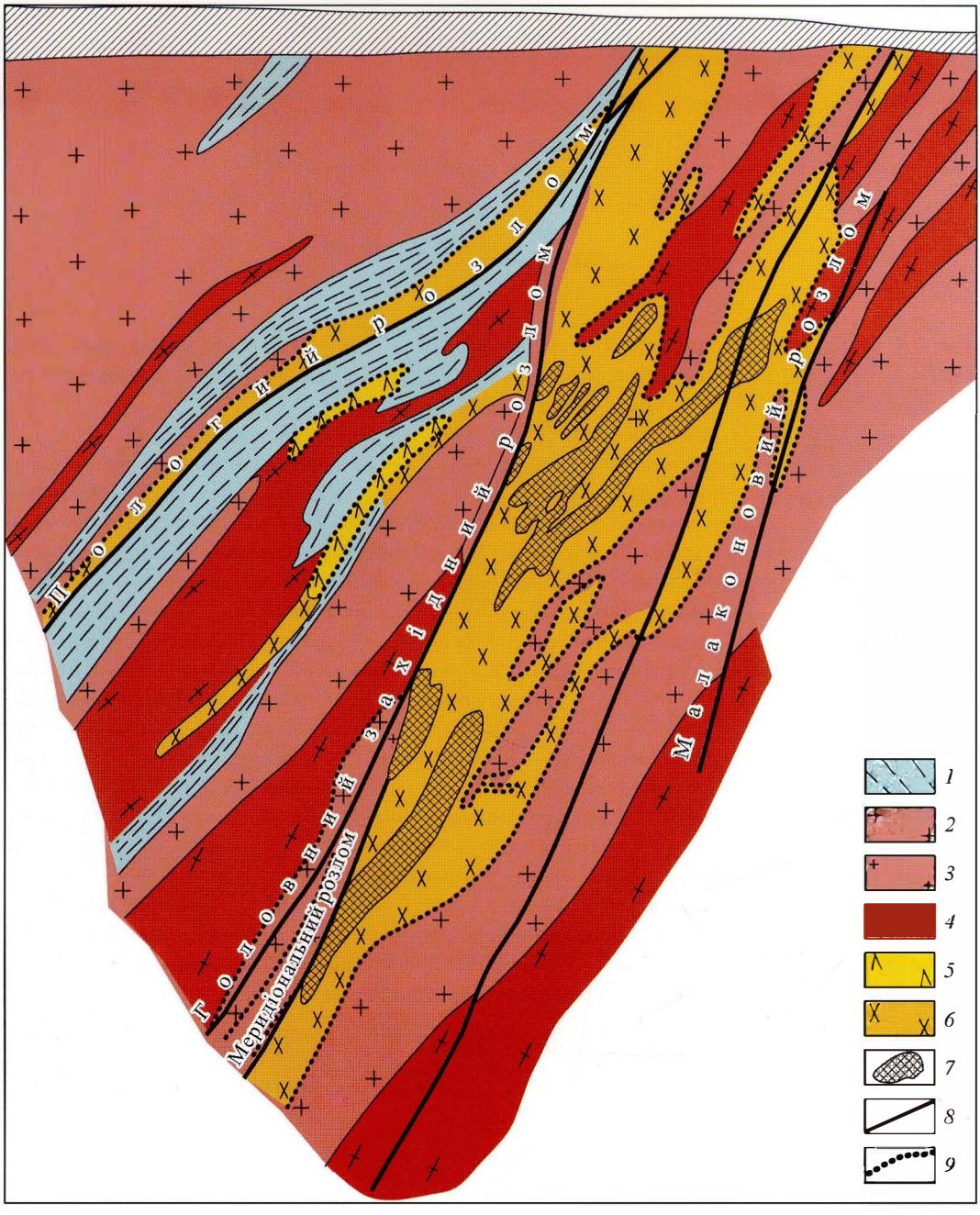


Рис. 2.6. Геологічний розріз горизонту 115 м Ватутінського уранового родовища. Масштаб 1 : 5000 [23]:

1 — біотитові гнейси; *2* — граніти середньозернисті; *3* — граніти дрібнозернисті; *4* — мігматити; *5* — сієніто-подібні породи; *6* — альбітити; *7* — рудні тіла; *8* — тектонічні порушення; *9* — метасоматичні контакти

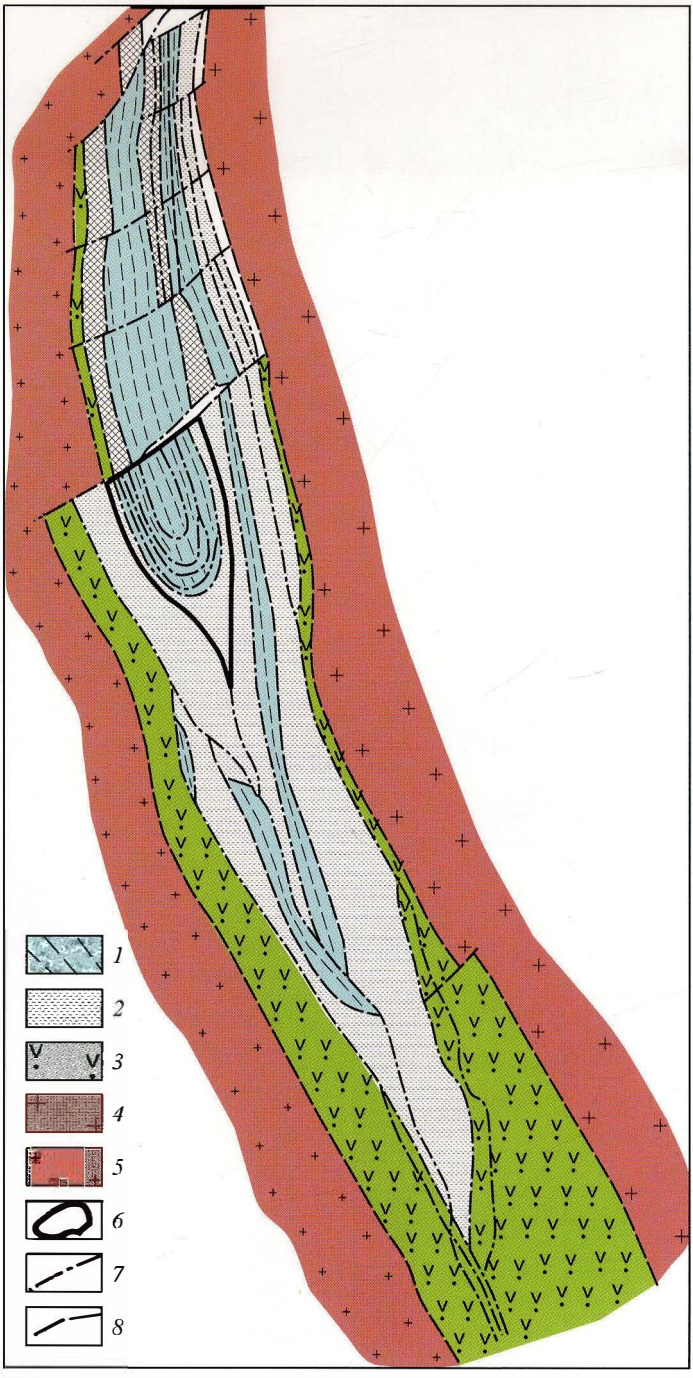


Рис. 2.9. Положення в плані рудоносних лужних натрієвих метасоматитів у межах Жовторіченської геосинклінальної структури. Масштаб 1 : 50 000 [23, 117].

Метаморфічні породи: *1* — гданцівської світи (K_3), *2* — саксаганської світи (K_2), *3* — скелюватської та новокриворізької світ; *гранітоїди архею*: *4* — двопольовошпатові, *5* — плагіоклазові; *6* — контур ділянки поширення рудоносних лужних натрієвих метасоматитів; *7* — тектонічні порушення; *8* — літологічні межі

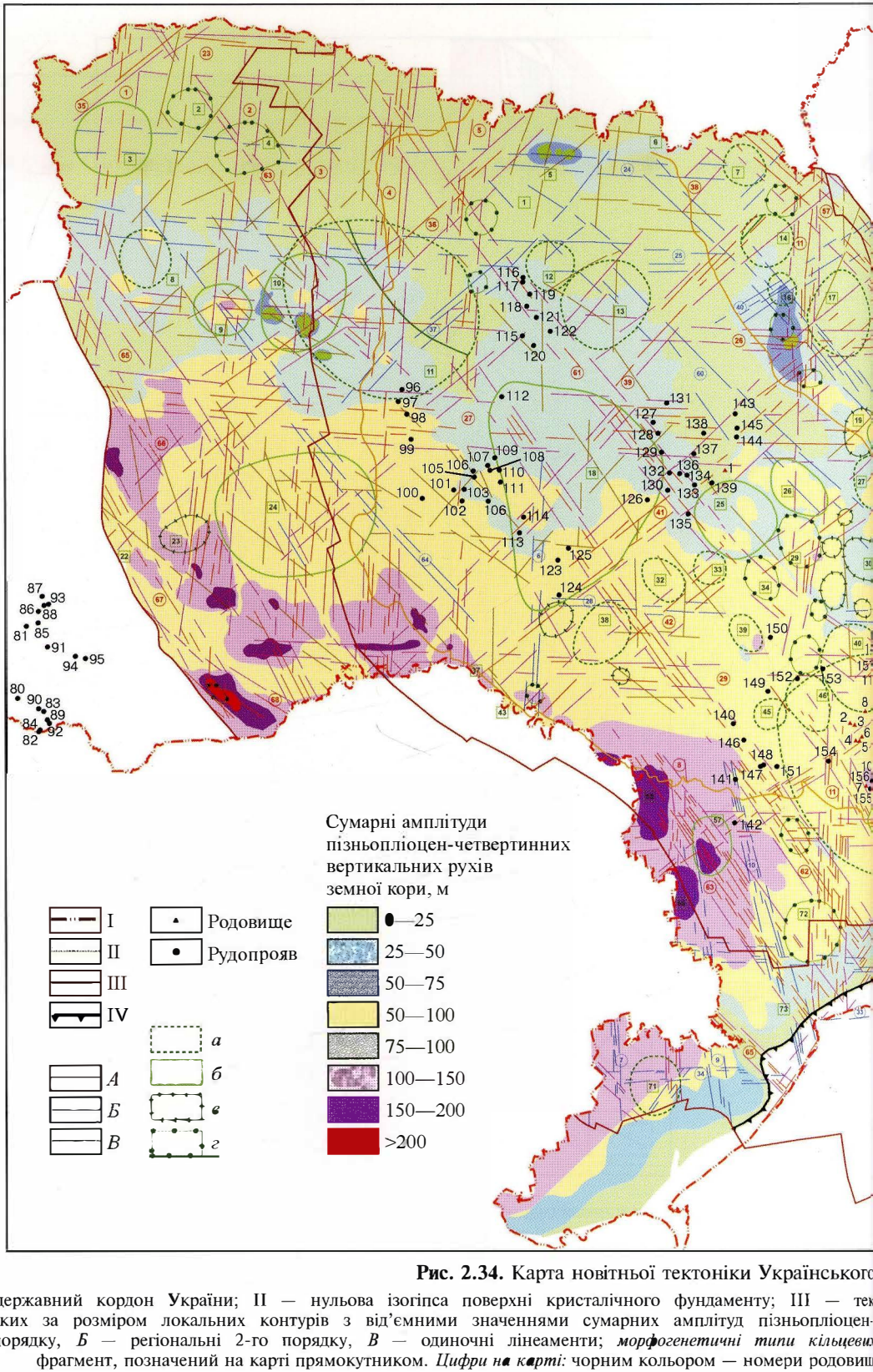
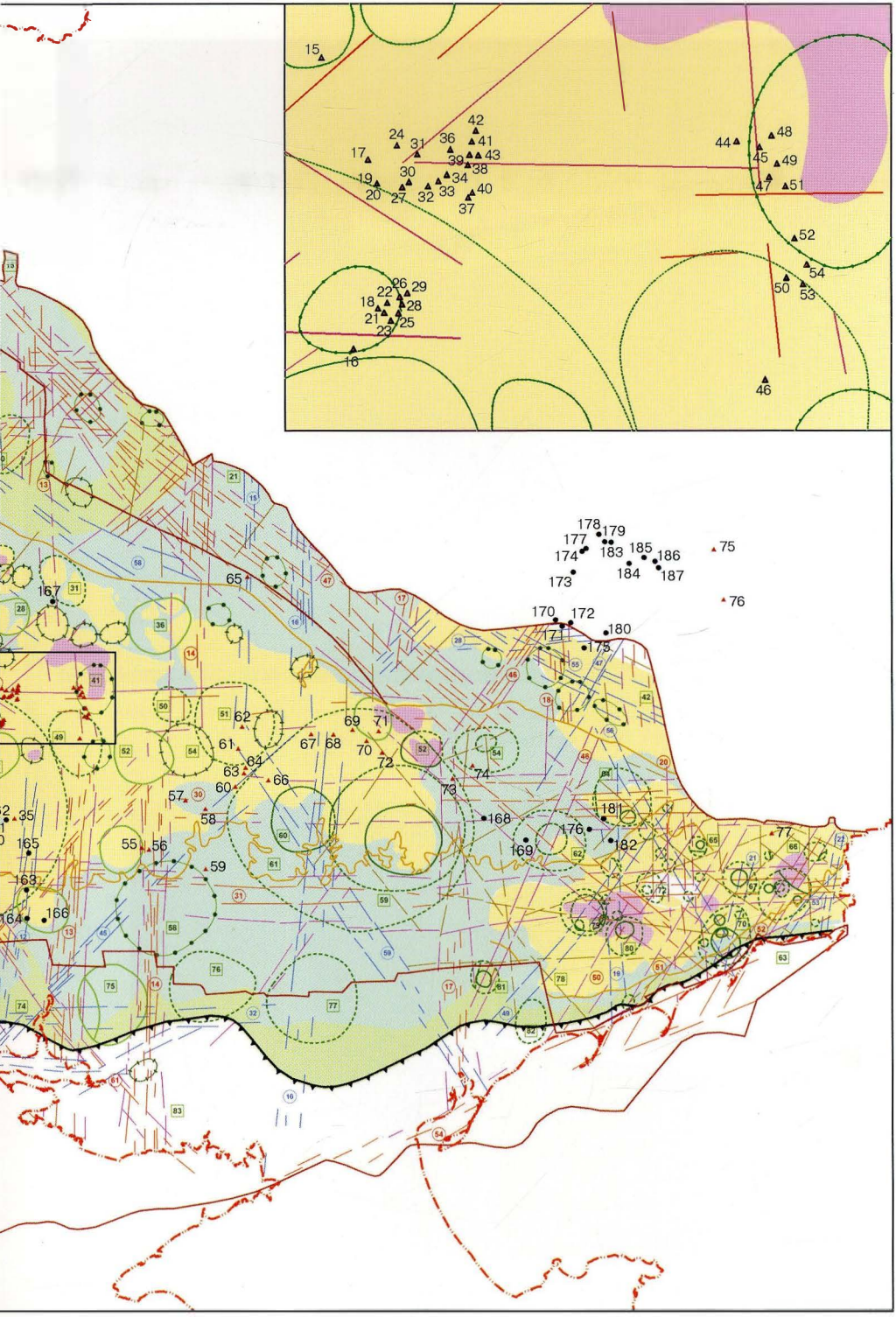


Рис. 2.34. Карта новітньої тектоніки Українського

I — державний кордон України; II — нульова ізогіпса поверхні кристалічного фундаменту; III — тек
невеликих за розміром локальних контурів з від'ємними значеннями сумарних амплітуд пізньопліоцен-
1-го порядку, *Б* — регіональні 2-го порядку, *В* — одиночні лінеаменти; *морфогенетичні типи кільцевих*
фрагмент, позначений на карті прямокутником. *Цифри на карті:* чорним кольором — номери родовищ



та та його схилів. Масштаб 1 : 500 000:

ічні межі, за [31]; **IV** — межа, південніше якої за детальніших досліджень можливе знаходження вертинних вертикальних рухів земної кори; *лінеаментні зони*: *А* — трансрегіональні і регіональні *уктур*: *а* — успадковані, *б* — неуспадковані, *в* — проміжні, *г* — безкореневі. ***На врізці*** — збільшений допроявів, наведених у табл. 2.43, зеленим кольором — номери кільцевих структур, наведених у табл. 2.44

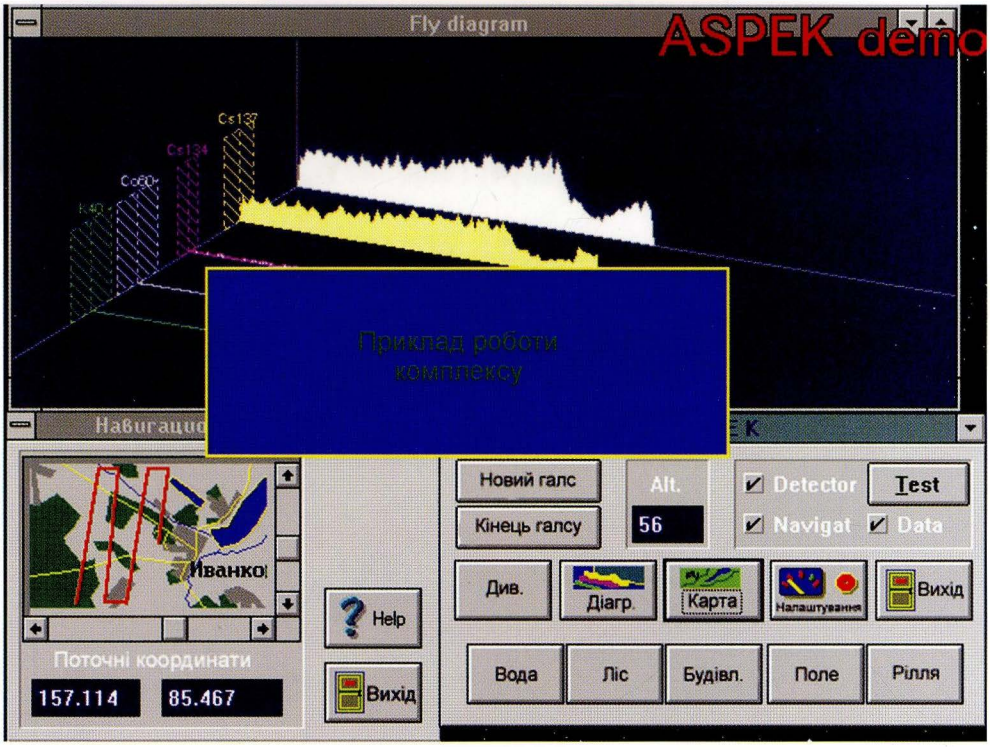


Рис. 3.12. Візуалізація поточної інформації під час проведення радіаційної розвідки на борту ЛА (зона відчуження Чорнобильської АЕС)

Рис. 3.13. Зовнішній вигляд портативної станції контролю навколишнього середовища

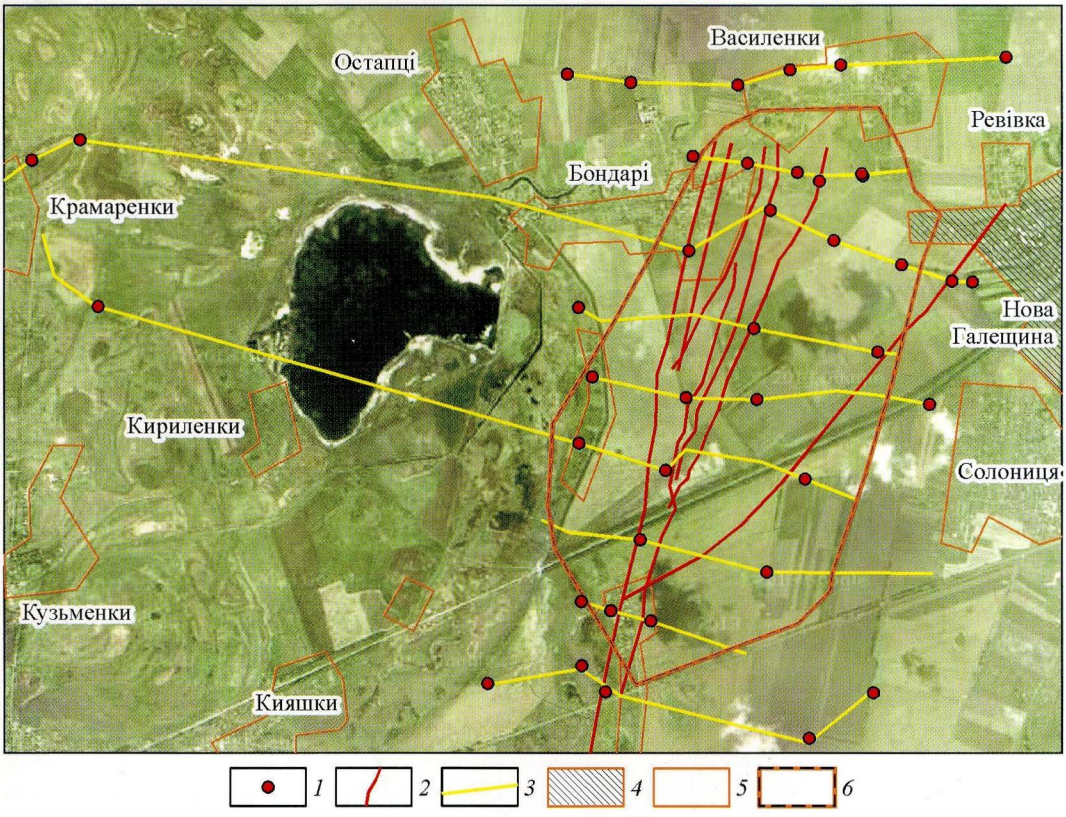


Рис. 3.21. Карта фактичного матеріалу обстеження території Біланівського ГЗК:
1 — точки інструментальних вимірювань; *2* — геологічний розлом; *3* — профіль обстеження; *населені пункти:* *4* — селища міського типу, *5* — сільського типу; *6* — контур горнозбагачувального комбінату

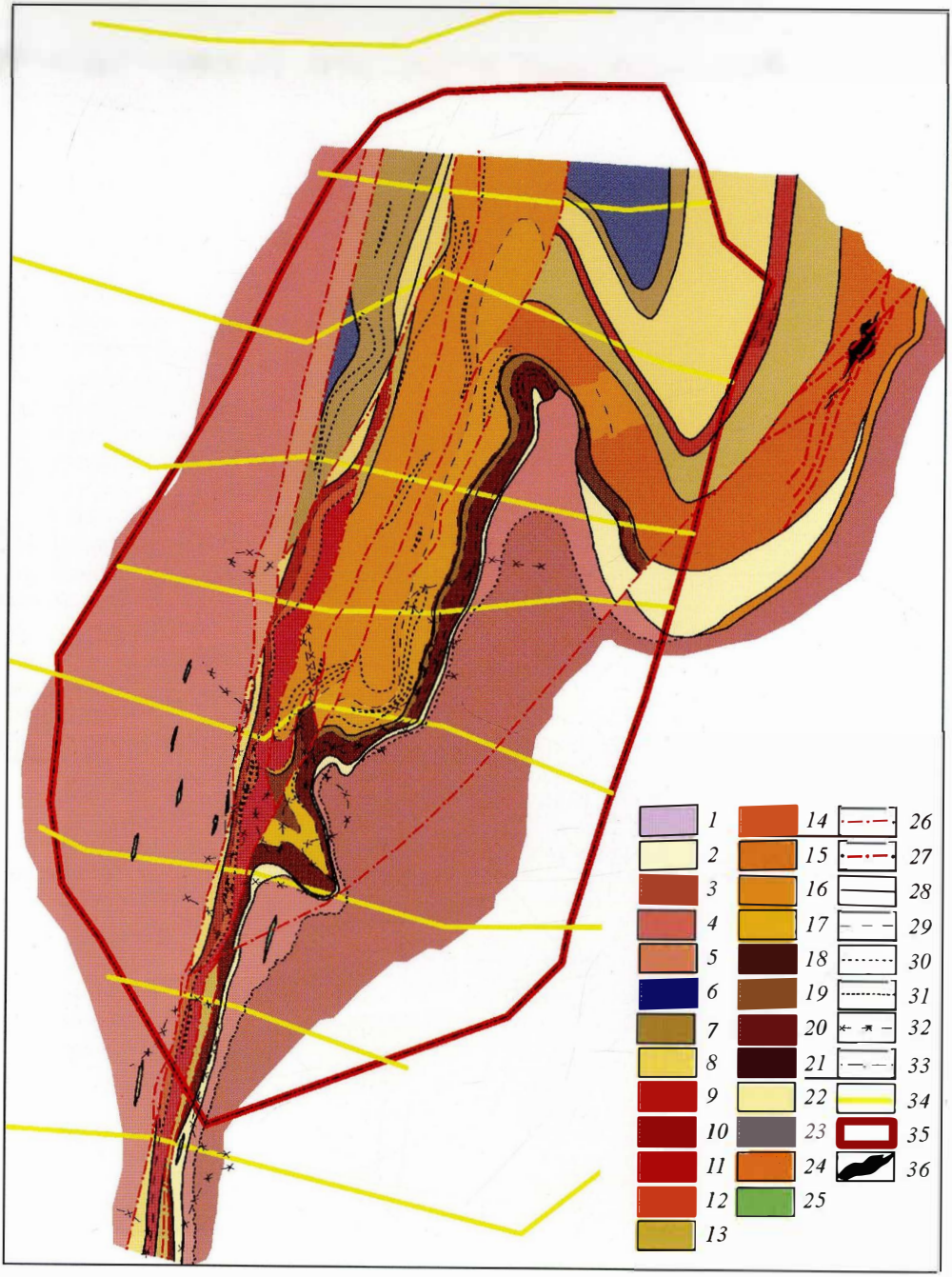

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36

Рис. 3.20. Геологічна карта докембрію Біланівського залізорудного родовища та прилеглої території, за даними Кременчуцької ГРЕ (з доповненнями та змінами О.О. Крамара). Комп'ютерну кольорову версію склав Є.Б. Краснов:

1 — $\beta_1 PR_1$—PR_2 — діабази; *2* — зони прояву лужного і карбонатного метасоматозу; *кіровоградський гранітоїдний комплекс* ($\rho l\gamma mPR_1 k$): *3* — граніти плагіоклазові сірі різнозернисті, *4* — мігматити плагіоклазові сірі різнозернисті, *5* — катаклазити мігматитів; *саксаганська серія (нерозчленована)*: *6* — K_2^8 — сланці кварц-біотитові, місцями хлоритизовані, з прошарками кварцових дрібнозернистих метапісковиків, 7 — K_2^7 — кварцити магнетитові, кумінгтоніт-магнетитові та біотит-магнетитові (пачка 1) з лінзами кварц-магнетит-біотитових сланців (пачка 2), *8* — K_2^6 — сланці кварц-біотитові філітоподібні та метапісковики кварц-польовошпатові, часто карбонатизовані, іноді з прошарками кумінгтоніт-магнетитових кварцитів, конгломерати, седиментаційні брекчії, *9* — K_2^5, пачка 4 — кварцити магнетитові та кумінгтоніт-магнетитові з прошарками кварц-кумінгтонітових і кварц-біотитових сланців, хлоритизованих, місцями з гранатом; *10* — K_2^5, пачка 3 — кварцити магнетитові червоносмужкуваті з прошарками сіросмужкуватих магнетитових і кумінгтоніт-магнетитових кварцитів, *11* — K_2^5, пачка 2 — кварцити магнетитові, кумінгтоніт-магнетитові з лінзами кварц-біотитових сланців, *12* — K_2^5 — сланці кварц-біотитові та кварц-магнетит-кумінгтонітові з магнетитом, з прошарками магнетит-кумінгтонітових кварцитів; *13* — K_2^4 — сланці кварц-біотитові філітоподібні, кварц-гранат-біотитові, іноді з прошарками магнетит-кумінгтонітових кварцитів, в основі з пластоподібними тілами колчеданів; *14* — K_2^3 — кварцити кумінгтоніт-магнетитові з підпорядкованими прошарками кварц-магнетит-кумінгтонітових і кварц-магнетит-біотитових сланців; *15* — K_2^3, пачка 3 — кварцити кумінгтоніт-магнетитові та сланці кварц-магнетит-кумінгтонітові з рідкісними прошарками кварц-кумінгтонітових з магнетитом сланців; *16* — K_2^3, пачка 2 — кварцити кумінгтоніт-магнетитові і сланці кварц-магнетит-кумінгтонітові та кварц-магнетит-біотитові; *17* — K_2^3, пачка 1 — кварцити кумінгтоніт-магнетитові та магнетитові з прошарками кварц-магнетит-кумінгтонітових і кварц-магнетит-біотитових сланців; *18* — K_2^2 — кварцити магнетитові та кумінгтоніт-магнетитові червоно- та сіросмужкуваті; *19* — K_2^2, пачка 3 — кварцити магнетитові, переважно червоносмужкуваті, тонкошаруваті; *20* — K_2^2, пачка 2 — кварцити магнетитові, іноді з куммінгтонітом, сіросмужкуваті, тонко- та середньошаруваті, місцями з прошарками кварц-магнетит-кумінгтонітових сланців; *21* — K_2^2, пачка 1 — кварцити магнетитові, переважно червоносмужкуваті, тонкошаруваті, в основі — кумінгтоніт-магнетитові з прошарками кварц-магнетит-кумінгтонітових і кварц-магнетит-біотитових сланців; *22* — K_2^1 — сланці кварц-біотитові та кварц-кумінгтонітові, часто хлоритизовані, з гранатом, з тонкими прошарками кварцових метапісковиків; *23* — тальк; *24* — K_1 — аркозові пісковики, філіти; *25* — ARkv — амфіболіти, сланці кварц-біотит-амфіболові та кварц-амфібол-біотитові; *26* — тектонічні порушення; *27* — тектонічні порушення біля рудного тіла; *геологічні межі*: *28* — між комплексами, серіями, світами та підсвітами, *29* — між пачками, *30* — між кондиційними та некондиційними рудами за вмістом заліза магнетитового в межах пачки, *31* — між мігматитами та гранітами-плагіогранітами; *32* — зона вивітрених, окиснених порід; *33* — межа між катаклазованими та «свіжими» породами; *34* — профілі комплексного обстеження; *35* — контур Біланівського ГЗК; *36* — Кременчуцьке уранове родовище

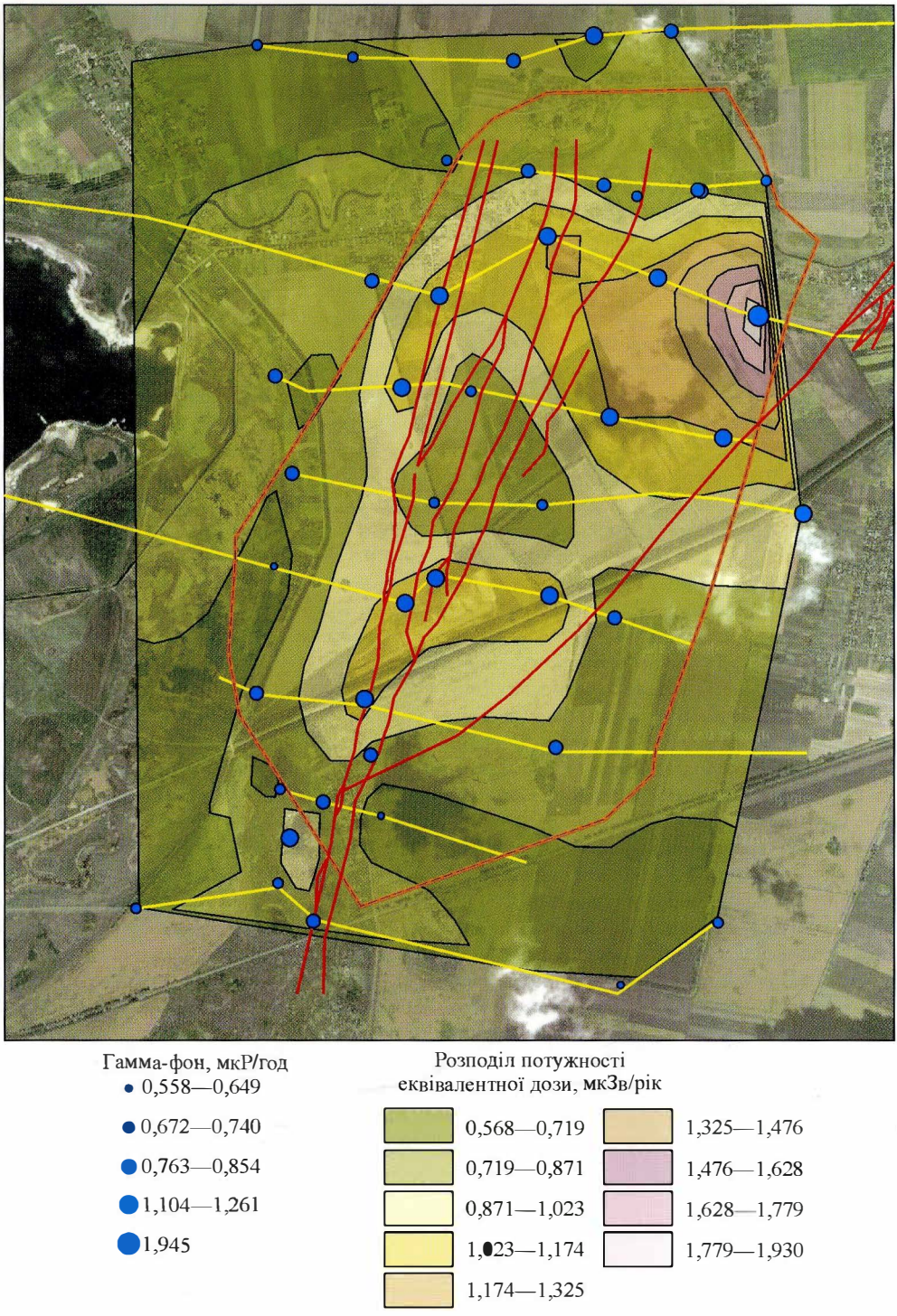


Рис. 3.22. Результати інструментальних вимірювань потужності ефективної дози на території Біланівського ГЗК.

Умовні позначення див. на рис. 3.21

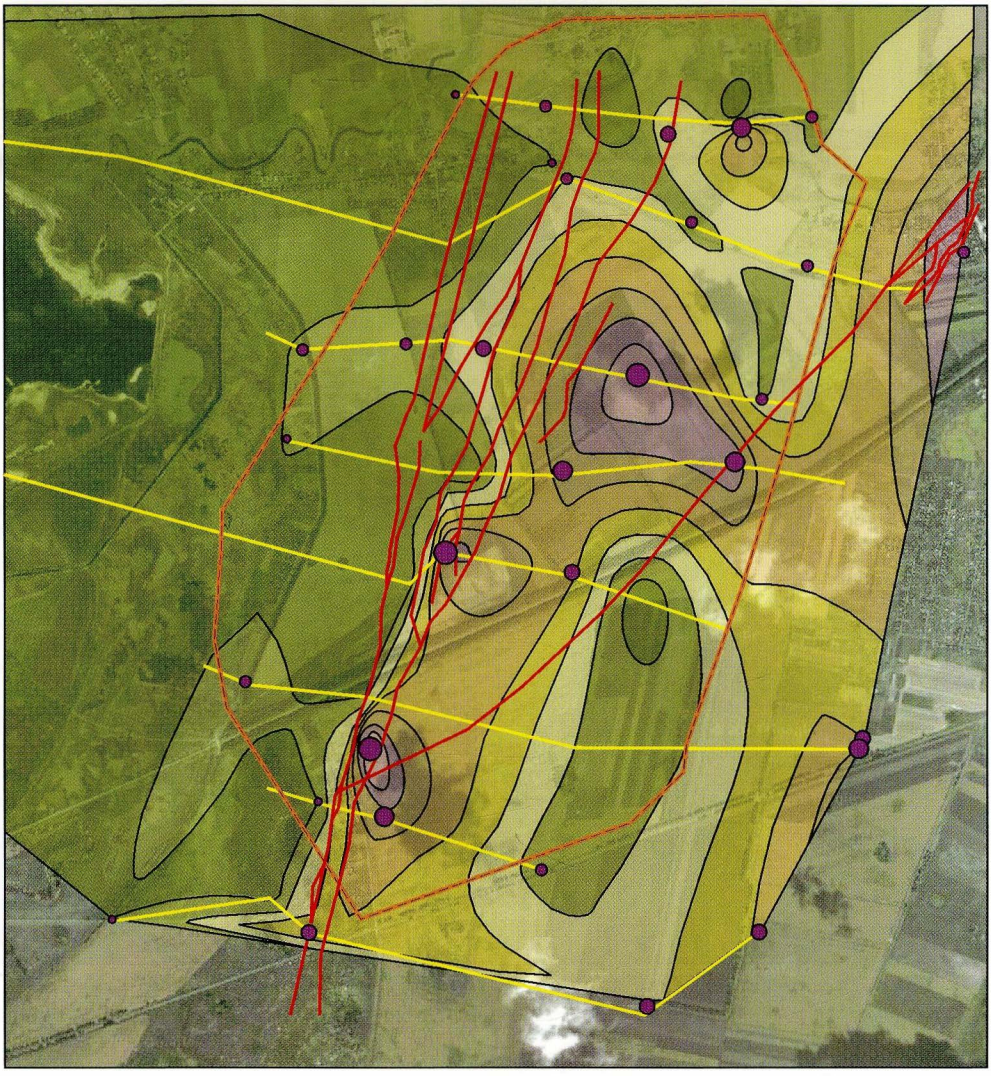


Рис. 3.23. Активність еманації радону з ґрунту на території Біланівського ГЗК.
Умовні позначення див. на рис. 3.21

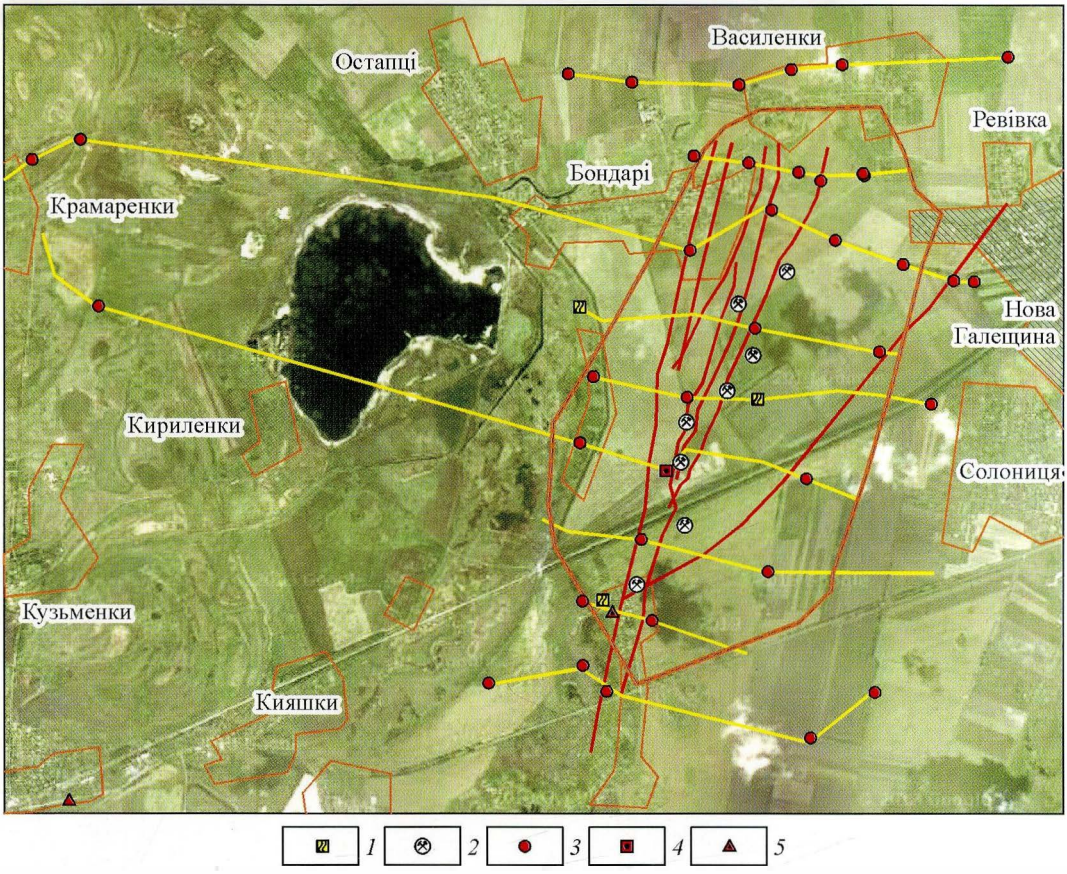


Рис. 3.24. Карта фактичного матеріалу обстеження території Біланівського ГЗК:
1 — пилові планшети; *2* — зразки керна; *проби ґрунтів: 3* — інтегральні, *4* — конверт, *5* — конверт + інтегральні. Інші умовні позначення див. на рис. 3.21

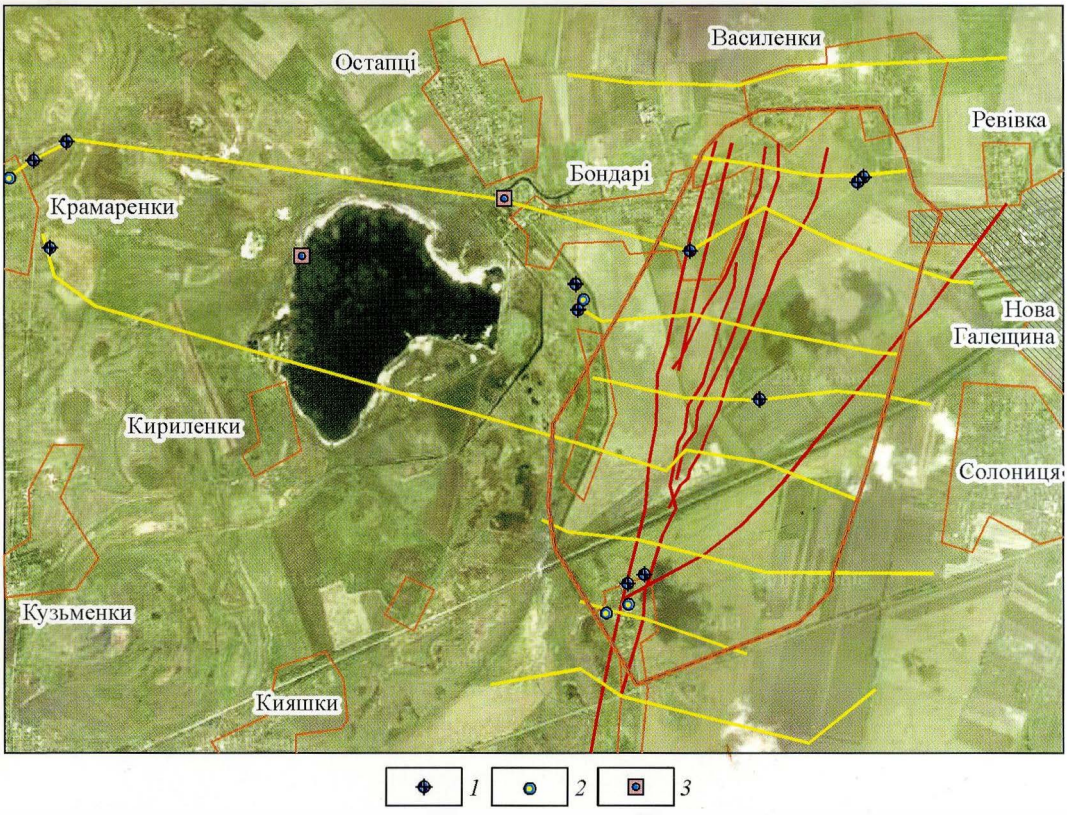


Рис. 3.25. Карта фактичного матеріалу обстеження території Біланівського ГЗК.
Проби води: 1 — свердловинні, *2* — криниці, *3* — відкриті водойми. Інші умовні позначення див. на рис. 3.21

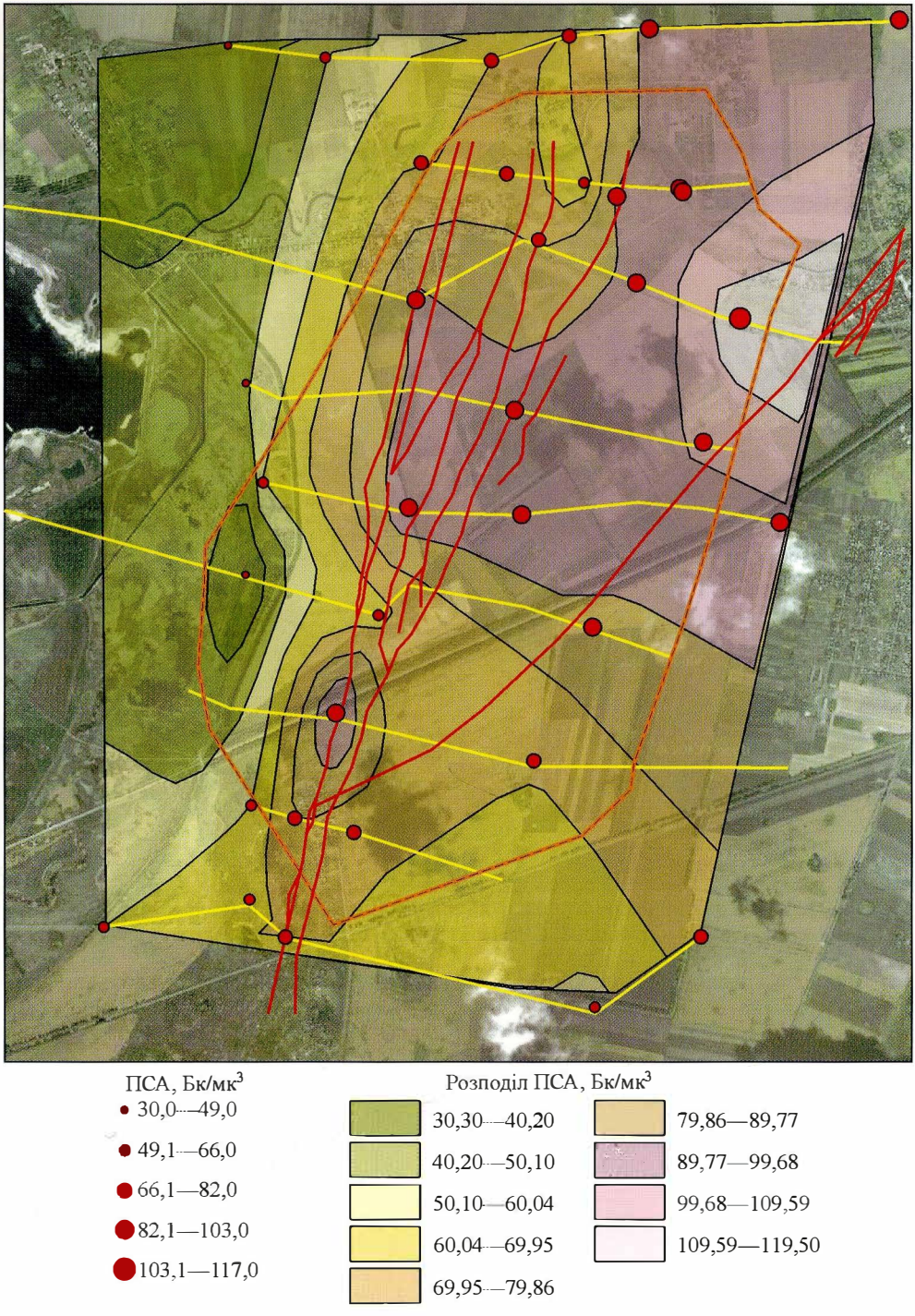


Рис. 3.26. Питома сумарна активність (ПСА) гамма-випромінювання грунту.
Умовні позначення див. на рис. 3.21

овалів, що дає змогу трактувати їх як давні центри акумуляції кислого гранітного матеріалу в літосфері та іменувати структурами — тектоноконцентрами, чим справедливо підкреслюється роль тектоніки в їх формуванні. Деякі з овалів («сателіти») могли виникнути на «місячній» стадії розвитку. Мало поширені гранітогнейсові овали пізнішої формації, завершення формування яких можна датувати раннім протерозоєм або навіть початком пізнього протерозою. Вони пов'язані з процесами гранітизації і магматичного діапіризму, накладеними на давніший субстрат протометаморфічної кори.

Гнейсові куполи є речовинним вираженням дозрівання граніто-метаморфічного шару сучасної континентальної кори. Гранітогнейсові куполи часто розміщуються у вигляді сателітів навколо гнейсових складчастих овалів або нуклеарів, але іноді формують і хаотичні групи. Будова гранітогнейсових куполів характеризується перевагою в їх контурі гнейсогранітів, гранітів, гранодіоритів і мігматитів як палінгенного, так і власне магматичного походження. Їх діаметр від 3—4 до 30—40 км. Ядра цих куполів складені гранітогнейсами архею, іноді катархею. Навколо цих куполів залягають нижньопротерозойські товщі кристалічних, рідше слюдистих сланців. Як гнейсові складчасті овали, так і гранітогнейсові куполи, здебільш виявляються і під платформним чохлом на плитах давніх платформ, особливо на ділянках обмеженої потужності чохла. КС у першому випадку супроводжуються диференційованими гравітаційними і магнітними полями з яскраво вираженими рисами концентричного плану; в другому — із КС пов'язані переважно негативні гравітаційні і магнітні аномалії, контури яких конформні КС.

На ділянках давньої континентальної кори, особливо переробленої у фанерозої, і гнейсові складчасті овали, і гранітогнейсові куполи, як правило, збігаються, особливо в межах серединних масивів і великих антиклініріїв, і зазнають постумного розвитку як магматогенні й тектоногенні КС. Звичайно такі структури значною мірою зумовлюють тектонічний план і характер структур палеозойських і мезо-кайнозойських утворень.

Магматичні КС можуть бути пов'язані як з підкоровим (мантійним), так і з коровим магматизмом. За формою прояву магматизму їх підрозділяють на вулканічні (або вулкано-плутонічні) і власне плутонічні.

Мантійні вулканічні (вулкано-плутонічні) КС найчастіше фіксують серед трапових полів давніх платформ, до них часто приурочені щитові вулкани і центри виливів, кореневі зони великих трапових силів. Звичайно це порівняно невеликі (діаметром максимум 100—150 км) структури, іноді розташовані в зонах глибинних розломів.

Корові вулканічні КС тяжіють, по-перше, до вулканічних структур вапняно-лужних континентальних вулканічних поясів, по-друге — до остріводужних вулканічних поясів.

Найбільші плутонічні мезо- і міні структури на СЄП пов'язані з проникненням габро-анортозитових і лужно-ультраосновних магм. Головним чином, це плутони так званого центрального типу. Проникненням лужних підкорових магм, карбонатитів, а також кімберлітів спричинено, як правило, формування мікроструктур розміром від перших кілометрів до 15—20 км у поперечнику. Серед інтрузій, що зумовили утворення цих структур, поряд з невеликими штоками і діатремами є кільцеві й конічні інтрузії.

Плутонічні КС представлені мезо- і міністуктурами і породжуються проявами корового гранітоїдного магматизму як безпосередньо на поверхні, так і в приповерхневих частинах літосфери. Ці КС супроводжують дуже широкий спектр інтрузій корових магм — від габро-діоритових і діоритових через плагіогранітові, гранодіоритові і гранітні-нормальногранітні аж до інтрузій аляскітового і лужно-гранітного складу [273, 274].

Вивчення детальних геолого-геофізичних даних щодо будови плутонічних КС показало, що зовнішні концентри часто зумовлені розсіяними зонами тріщин сколювання, по яких внутрішня частина структури зазнає вертикального здіймання. Причиною останніх може бути ізостатичне «спливання» відносно легких гранітних мас серед вмісних порід. Непрямим підтвердженням цього є характерні здебільшого для гранітних масивів відзначені нами активні неотектонічні підняття над ділянками вмісних порід. Однак у цілому на докембрійській континентальній корі відносна роль плутонічних структур іншого генезису істотно менша. Можливо, це пов'язано з накладенням процесів метаморфізму, що стирають контури плутонічних структур на давніх щитах.

За результатами вивчення плутонічних КС одержують багато нових геологічних даних. Дуже цікаву інформацію може дати дешифрування ендоплутонічних структур у межах контурів великих гранітних полів, які на геологічних і тектонічних картах мають вигляд безструктурних плям. Це дає змогу певною мірою розкрити ендотектоніку таких масивів. Практичну цінність має дослідження екзоплутонічних структур, з якими можуть бути пов'язані не розкриті на сучасному зрізі масиви гранітоїдів і рудні родовища.

Формування тектоногенних КС супроводжується переважно процесами орогенезу, що відбуваються як під час становлення земної кори континентального типу («епігеосинклінальний» орогенез), так і за розвитку континентальної кори («епіплатформний» орогенез, плитна або платформна тектоніка).

Тектонічні КС формуються насамперед під впливом вертикальних тектонічних рухів, але відомі КС, пов'язані з горизонтальними тектонічними рухами (ротаційні та ін.).

За способом прояву тектонічних рухів тектоногенні КС можуть бути пов'язані з дислокаціями вигину (плікативні), з розривними дислокаціями (диз'юнктивні) або з явищами діапіризму (ін'єктивні).

За морфологією тектоногенні КС можуть бути позитивними, що супроводжуються підняттям ядра або всієї КС над рамою; негативними, що супроводжуються зануреннями; складними, коли і підняття, і депресії в межах КС мають відповідні форми [251—256, 272—279, 282].

Невеликі КС діаметром до 20—30 км на платформах відповідають локальним підняттям і брахіантиклінальним складкам платформного чохла. Негативних структур серед цього різновиду дуже мало.

Творцем ротаційної гіпотези утворення тектоногенних КС по праву можна вважати китайського геолога Лі-Си-Гуана. У результаті багаторічних польових спостережень і лабораторних досліджень на експериментальній установці в 1940-х роках він не тільки показав, а й теоретично обґрунтував наявність вихрових структур і пов'язав їх виникнення з ротаційним режимом

Землі [283]. Обов'язковими чинниками, що контролюють утворення описуваних структур, є рухи блоків основи і так звані крайові умови, тобто наявність масивів твердих порід, розломів глибокого закладення, інтрузій в уже напружене середовище і т. п., що визначає різку неоднорідність фізико-механічних властивостей середовища і створює умови для перерозподілу напружень. Наявність описаних факторів визначає виникнення в середовищі гірських порід (за рахунок обертання будь-якого блока) не просто обертального руху, а обертального зсуву. Оскільки характерною рисою ротаційних структур є різна кривизна складових їхніх елементів, необхідно відзначити побудови київського геолога О.І. Слензака, що вказав на широке, практично повсюдне поширення вихрових структур на всій земній кулі, включаючи і континентальні простори, і океанічні акваторії [284—286]. Показавши глобальну систему вихрів усієї літосфери, де гілки і дуги різних вихрів переплітаються і взаємно переходять друг у друга, О.І. Слензак пов'язав їх утворення з напруженнями, що виникають у тілі Землі в результаті нерівномірного обертання і періодичної дії приливних хвиль. Зазначимо також, що, на думку С.С. Шульца, структури, які мають вихровий малюнок, можуть відбивати застиглі рухи струменів магматичних розплавів [287].

Утворення частини (можливо, досить значної) КС Землі зумовлено сейсмічною активністю надр планети протягом її геологічного розвитку. Змінювалися масштаби і контури кілець, глибина, інтенсивність і спрямованість міграції осередків землетрусів у часі і просторі, але кільцевий стиль «подиху» Землі зберігався, успадковуючи кільцеві утворення попередніх етапів розвитку планети і приводячи до зародження нових кільцевих елементів [251—256, 272—277, 279, 288].

Підсумовуючи викладене необхідно акцентувати увагу на такому.

• Теоретичним стрижнем у вивченні КС є принцип геолого-геоморфологічної конформності: геоморфологічна поверхня конформна організуючому її однорідному й однопорядковому геологічному просторові. Геолого-геоморфологічна конформна система — це нерозривна сукупність геологічного тіла, його будови, складу і зовнішньої форми. Процес формування таких систем В.Г. Бондарчук назвав тектоорогенією. Це «єдність походження структури і рельєфу (змісту і форми) літосфери, що склалася протягом тривалого геолого-історичного розвитку земної кулі як єдиної матеріальної системи» [242].

• Основне значення під час вивчення КС мають також висновки, найповніше обґрунтовані у публікаціях В.В. Соловйова [279], Б.В. Єжова, Г.І. Худякова [272]:

1) кільцеві аномалії здебільш фіксують виходи на поверхню Землі КС, що мають, як правило, форму переверненого східчастого конуса;

2) уся безліч КС поділяється на сукупності, що характеризуються середніми радіусами, які дорівнюють глибині їх закладення;

3) ініціювальні осередки КС локалізуються поблизу геолого-геофізичних поділів або на них самих, що підтверджується тотожністю дискретних числових рядів, які відображують глибини залягання меж поділів, з одного боку, середні радіуси груп розмірностей КС — з іншого.

Питання розвитку КС і механізму їх утворення залишаються ще слабовисвітленими і нерідко дискусійними. Допускають протоструктурну природу КС, їх утворення пов'язують з «місячною» стадією розвитку літосфери; динамічні гіпотези враховують механічний вплив на земну кору магматичних розплавів або вже затверділих інтрузій; існує погляд на їх виникнення за рахунок імпульсно-хвильової розрядки геодинамічних напружень або поширення висхідних мантійних потоків і хвиль. Жодну з цих гіпотез, однак, не можна розглядати як універсальну — кожна з них пояснює специфіку формування лише окремих типів КС. Водночас більшість дослідників вважає, що найзагальнішою причиною виникнення КС є спрямована розрядка енергії з окремих глибинних енергогенеруючих центрів [23, 75, 289—291].

Основні результати картування в масштабі 1 : 500 000 кільцевих геоструктур УЩ та його схилів. Усе вищевикладене ми використали для інтерпретації активних на новітньому етапі розвитку КС УЩ та його схилів, що дешифруються на АКМ у вигляді площових аномалій фототону і структури малюнка зображення.

На сучасній поверхні КС виражені в особливостях розподілу абсолютних висот і ступені розчленування рельєфу, а також закономірному розташуванні (у вигляді дугових і кільцевих контурів) форм рельєфу різного генезису й інших компонентів ландшафту.

Залучення геолого-геофізичних матеріалів, у тому числі отриманих у результаті перевірки виділених об'єктів, дало змогу визначити геологічну природу кільцевих аномалій, класифікуючи їх як склепінні підняття, гнейсові овали, гранітогнейсові і мігматитові куполи, гранітоїдні масиви, осередкові структури, ізометричні блоки фундаменту, накладені западини та ін.

Крім того, залежно від характеру відображення виявлених активних на новітньому етапі розвитку КС у морфометричних показниках, відповідно до методики, розробленої В.П. Філософовим [243] і доповненої авторами [244, 245, 249, 250, 267—271], вони розділені на декілька морфогенетичних типів: 1) успадковані; 2) неуспадковані; 3) поховані (цей тип структур у межах досліджуваної території встановлюють дуже рідко, що є однією зі специфічних рис); 4) проміжні (цей тип структур уперше виділив В.Г. Верховцев); 5) безкореневі.

Успадковані КС мають фіксоване в плані положення центральної частини протягом, як мінімум, пізньопліоцен-четвертинного часу, відображуються на всіх статичних морфометричних картах і характеризуються збігом контурів, виділених на всіх побудованих базисних і вершинних поверхнях (розбіжність не має перевищувати 1/3 розміру узагальненого контуру), здебільшого чітко виражаються в морфографічних даних і сумарних амплітудах новітніх вертикальних рухів земної кори, а також підтверджуються апріорними геолого-геофізичними матеріалами.

Неуспадковані КС (з мігруючою в плані центральною частиною) — також відображуються на всіх статичних морфометричних картах (обов'язково на всіх базисних і вершинних поверхнях), але при цьому величина зсуву контурів відносно один одного перевищує 1/3 розміру узагальненого контуру. Це свідчить про зміну напрямку розвитку структури в часі (швидкий підйом, повільний підйом, опускання і т. п.) або ж просторову міграцію, як мінімум, склепінної (центральної) її частини.

Проміжні КС займають проміжне положення між успадкованими і безкореневими об'ємно-площовими утвореннями (що і відображено в їх назві): вони зафіксовані на обох статичних морфометричних картах молодших порядків і на одній з таких поверхонь старшого порядку (у досліджуваному районі, як правило, це вершинна поверхня 4-го порядку), часто відображуються в сумарних амплітудах пізньопліоцен-четвертинних рухів земної поверхні і практично завжди — у морфографічних показниках. Ці структури характеризуються успадкованим розвитком у простеженому часовому інтервалі, але мають менші розміри і менш глибоке, чим успадкованих КС, проникнення (закладення).

Безкореневі КС обов'язково простежуються на статичних морфометричних картах молодших порядків і не відображені на старших, досить чітко фіксуються за морфографічними даними і в сумарних амплітудах новітніх рухів.

Усього в межах УЩ та його схилів виділено (на рівні досліджень масштабу 1 : 500 000) 87 активних на новітньому етапі КС, з них 48 успадкованого, 20 неуспадкованого, 10 проміжного та 4 безкореневого морфогенетичних типів. Розміри їх змінюються від 20 × 18 до 300 × 250 км, а передбачувана (розрахункова) глибина закладення (проникнення) — від 9 до 150 км (рис. 2.34).

Виявлені 48 активних на новітньому етапі КС *успадкованого типу* за генетичними ознаками віднесені до метаморфогенних, магматогенних і тектоногенних та інтерпретовані в структурно-геологічному відношенні як склепінно-брилові підняття, гранітогнейсові (гранітомігматитові) куполи, структури осередкового типу, відносно підняті (рідше опущені) ізометричні блоки фундаменту, гранітоїдні масиви.

На жаль, наявного апріорного геолого-геофізичного матеріалу недостатньо для однозначного визначення геологічної природи об'ємно-площових утворень регіону. Реальна оцінка результатів досліджень затримується через істотні тимчасові розриви між дешифруванням топоматеріалів і АКМ і перевіркою вірогідності виявлених об'єктів наземними геолого-геофізичними методами. Тому значною мірою губляться основні переваги їх застосування — економія часу й витрат.

За латеральними розмірами КС розподіляють у такий спосіб: макроструктури — 9, мезоструктури — 21, мініструктури — 18 (мікроструктури в цій монографії не розглянуто). Розміри їх змінюються від 20 × 18 до 300 × 250 км, а передбачувана (розрахункова) глибина закладення (проникнення) — від 9 до 150 км.

Неуспадкованих КС виділено 20. У генетичному відношенні — це метаморфогенні, тектоногенні і рідше магматогенні структури, у структурно-геологічному — склепінно-брилові підняття й опущені ізометричні блоки фундаменту, осередкові структури, гранітоїдні масиви. За латеральними розмірами 3 з них належать до макроструктур (регіональні), 13 — до мезоструктур (регіональних) і 4 — до мініструктур (локальних). Розміри їх змінюються від 25 × 22 до 140 × 90 км, а розрахункова глибина закладення (проникнення) — відповідно від 11 до 70 км.

КС проміжного типу віднесені до тектоногенного і рідше магматогенного генетичних типів і в структурно-геологічному відношенні являють собою підняті (рідше опущені) ізометричні блоки фундаменту, гранітоїдні інтрузії

і плікативні структури осадового чохла. Усього виявлено 10 таких структур. За латеральними розмірами вони належать до мезоструктур (п'ять об'єктів — всі регіональні) і стільки ж до мініструктур (локальні). Розміри їх змінюються від 28 × 20 до 58 × 54 км, глибина закладення (проникнення) — від 10 до 29 км.

Безкореневі активні на новітньому етапі розвитку КС представлені чотирма утвореннями. За латеральними розмірами усі вони є локальними і належать до мезоструктур (три) і мініструктур (дві). Розміри їх змінюються від 34 × 22 до 47 × 42 км, розрахункова глибина закладення (проникнення) — від 11 до 23,5 км. У генетичному відношенні — це тектоногенні кільцеві утворення, у структурно-геологічному — ізометричні блоки фундаменту і плікативні структури осадового чохла.

Діаметр усіх виявлених у межах УЩ та його схилів КС похованого морфогенетичного типу, активних на новітньому етапі розвитку, менший за 15 км, тобто ці КС є мікроструктурами і тому у монографії не розглянуті.

Відомості про більшість виявлених КС України, активних на новітньому етапі розвитку, в стислому вигляді наведені в табл. 2.43.

Таблиця 2.43. **Основні відомості про активні на новітньому етапі розвитку**

Номер на рис. 2.34	Назва, розміри (діаметр), км	Відображення на картах					
		Базисна, 2-й порядок	Вершинна, 2-й порядок	Базисна, 4-й порядок	Вершинна, 4-й порядок	Сумарні амплітуди	Морфографічні дані
							Успадковані КС
1	Коростенська, 300 × 250	+	++	++	++	+↑25—75А—Р	++
7	Прип'ятсько-Корогодська, 28 × 25	++	++	++	++	+↑10—40 А	++
8	Сокальська, 112 × 100	++	++	++	++	++↑25—50 А	+
11	Шепетівська, 130 × 110	+	++	++	++	++↑50—100 А	+
12	Володарськ-Волинська, 60 × 60	++	+	+	++	+↑25 Р	++
13	Житомирська, 60 × 50	++	++	++	++	+↑25 Р	+
14	Димерська, 34 × 32	++	++	++	++	+↑25 Р	+
16	Вишгородська, 22 × 18	++	++	+	+	+↑50 А	++
17	Бориспільська, 54 × 43	+	++	++	++	+↑25 А	+

Сумарні амплітуди пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні. Картування сумарних амплітуд новітніх рухів земної кори отримало широкий розвиток з 1960-х років. За цей час для території України побудовано серію неотектонічних карт, авторами яких є В.Г. Бондарчук, П.К. Заморій, І.Л. Соколовський, М.Г. Волков, Г.М. Білінкіс, О.М. Маріпич, І.Д. Гофштейн, М.І. Ніколаєв, Л.П. Полканова, С.К. Горелов, Л.М. Розанов, В.П. Палієнко, С.С. Бистревська, Б.О. Ніколаєнко, В.Г. Верховцев, О.К. Карабанов, С.І. Проходський та ін. [251, 255, 292 та ін.]. Однак більшість цих карт охоплюють неотектонічний етап у цілому, без поділу його на складові часові проміжки (на регіональному рівні такі побудови виконувались дуже рідко, крім робіт [255, 258, 267—271, 293—295]).

Наше завдання полягало у картуванні й детальному вивченні заключної стадії (підетапу) неотектонічного етапу — пізньопліоцен-четвертинної, з виділенням в її межах ще дрібніших складових (переважно на велико- і середньомасштабних еталонних ділянках). Установлення сумарних амплітуд рухів земної кори є однією з найважливіших частин (поряд з виявленням

кільцеві геоструктури Українського щита та його схилів

Рельєф фундаменту	Розрахункова глибина проникнення, км	Взаємовідношення з лінеаментами	Структурно-геологічна інтерпретація	Пошукова перспективність
+ ↑Коростенський плутон	125—150	О-3, 11, 27, 39, 63+В-4, 5, 23-26, 36-39, 57-61	СБП+СОТ	Ti, Rm, P, W, Mo, Au, Sn, TR, gp, U (115—122)
+ ↑	12,5—14	О-38, 39, 57, 58, л	ПІБ+СОЧ	Mo, Cu, Fe, Ti, ПВ
+ ↑Волино-Поліський, Львівський прогини	50—56	О-2, 24, 27, 66 + + В – 1, 25, 26, 65, л	ПІБ+СОТ	ВВ, ПВ
+ ↑	55—65	О-3, 5, 25, 27, 38, 61, 64+В-3-5, 25, 26, 36, 37, 63, л	ПІБ+СОТ	Rm, Fe, Ni, Zn, TR, Mo, Cu, Pb, mu, U (96, 97)
+ ↑	30	О-37, 38, 60, 61, л	ПІБ+СОТ	W, Cu, Ag, Ni
+ ↑	25—30	О-25, 39, 61, л+В-26, 39, 60, л	ПІБ+СОТ	Rm, Ti, W, Mo, Ag
—	16—17	О-11, 39, 58	ПІБ	ВВ, Fe
+ ↑	9—11	В-11, 40, 58	СОТ+СОЧ	ВВ, Fe
+ ↓	21,5—27	О-11, 26, 40, 41, 57, 58	СОТ+СОЧ	ВВ, Fe

Номер на рис. 2.34	Назва, розміри (діаметр), км	Відображення на картах					
		Базисна, 2-й порядок	Вершинна, 2-й порядок	Базисна, 4-й порядок	Вершинна, 4-й порядок	Сумарні амплітуди	Морфографічні дані
20	Східноканівська, 33 × 25	++	++	+	++	+↑25 А	++
27	Східнобогуславська, 33 × 32	++	++	+	++	+↑50 А	++
28	Приольніанська, 20 × 18	++	++	+	++	+↑50—100 А	++
31	Тясминська, 33 × 22	++	++	+	++	+↑50 А	+
32	Їльїнецька, 30 × 20	+	+	+	+	—	+
33	Монастирищенська, 22 × 20	+	+	+	+	+↑50 Р	–
38	Тульчинська, 42 × 32	+	+	+	+	—	++
39	Західноуманська, 25 × 18	++	++	+	++	+↑100 А	+
40	Новоархангельська, 57 × 45	+	++	+	++	—	++
42	Маліївська, 34 × 30	++	++	+	++	—	+
43	Єдинцовська, 80 × 76	+	+	+	+	+↑50 Р	+
44	Першотравнева, 144 × 126	+	++	+	++	+↑50—100 А—Р	++
45	Західноголованівська, 20 × 18	++	++	++	++	—	++
46	Голованівська, 37 × 28	++	++	+	++	—	+
48	Припершотравнева 3-тя, 40 × 30	+	++	+	+	—	+
50	Південноолександрійська, 22 × 20	++	++	+	++	+↑50 Р	++
51	Жовтоводська, 50 × 48	++	++	+	++	—	+
53	Західносинельниківська, 25 × 21	++	++	+	++	++↑100 А	++

Продовження табл. 2.43

Рельєф фундаменту	Розрахункова глибина проникнення, км	Взаємовідношення з лінеаментами	Структурно-геологічна інтерпретація	Пошукова перспективність
+ ↑	12,5—16,5	О-12, 13, 27, 58+З-42	ПІБ+СОЧ	ВВ, Cu
+ ↑	16—16,5	О-12, 27, 60+З-42	ПІБ+СОЧ	Rm, W, Sn, Mo, Cu, Ti, P
—	9—10	О-60, л	СОТ+СОЧ	Rm, W, Sn
+ ↑	11—16,5	О-13, 43, 58	СОТ+СОЧ	Ti, P, U (135, 139)
+↓Ільїнецька западина	10—15	О-28, 41, 42, 63, л	СОТ	TR, Rm
—	10—11	О-42, 61, л+З-42	СОТ	TR, Rm
+ ↑	16—21	О-28, 29, 41, 42, 62, 63	ПІБ+СОТ	TR, Rm
+ ↑Уманський антиклінорій	9—12,5	О-8, 11, 28, 29, 61	ПІБ+СОТ	Fe
+ ↑	22,5—28,5	О-11, 43, 61+В-29, 43, 61	ПІБ+СОТ	Fe, Ni, Ti, Rm, P, gp, U (8, 11, 13-15, 153)
++↑Самарсько-Волчанський виступ	15—17	О-20, 47, 55, л+В-20, 55	ПІБ+СОЧ	Fe, Rm, ВВ
+↑Дрокійський масив	38—40	О-4, 5, 65	СОТ	W, Sn, Rm
+ ↑	63—72	О-13, 29, 44, 62+В-11, 12, 31, 43, 61	СБП	Mo, Au, Ag, TR, Ni, U (2—14, 16, 19, 20, 22, 23, 25, 26, 28, 35, 151—163, 165)
+ ↑	9—10	З-61	СОТ+СОЧ	Fe, Ni, gp
+ ↑	14—18,5	О-11, 29, 61	ПІБ+СОТ	Fe, Ni, gp, Cu, Au, U (152)
+ ↑	15—20	В-13, 29+З-13	ПІБ	Mo, U (163, 164, 166)
+ ↑	10—11	В-14, 29	СОТ+СОЧ	Fe, gp
+ ↑	24—25	В-15, 29, 59	ПІБ+СОТ	Fe, Ni, gp, Mo, Cu, W, U (61, 62, 64)
+ ↑	10,5—12,5	В-17, 46, 57+З-57	СОТ+СОЧ	Cu, Mo, Au

Номер на рис. 2.34	Назва, розміри (діаметр), км	Відображення на картах					
		Базисна, 2-й порядок	Вершинна, 2-й порядок	Базисна, 4-й порядок	Вершинна, 4-й порядок	Сумарні амплітуди	Морфографічні дані
54	Синельниківська, 36 × 30	++	++	+	++	—	+
59	Нікопольська, 150 × 140	++	+	+	++	++↑50—100 А—Р	++
60	Чортомлицька, 40 × 36	+	++	+	++	+↑50 Р	++
62	Гуляйпольська, 42 × 35	++	++	+	++	+↑50 А	++
63	Приазовська, 190 × 180	+	+	+	++	+↑50—100 А—Р	++
64	Шевченківська, 36 × 32	+	++	+	++	+↑50 А	+
65	Конксько-Ялинська, 45 × 40	+	++	++	++	—	++
66	Тельманівська, 60 × 45	++	++	+	++	+↑100 А	+
67	Жовтнева, 22 × 20	++	++	++	++	—	++
68	Східнокуйбишевська, 20 × 16	++	++	+	++	++↑50 А	+
69	Південно-кальміуська, 34 × 30	++	++	+	+	++↑75—100 А	++
70	Південно-кальчицька, 38 × 30	++	++	+	++	+↑25—50 Р	++
71	Арцизька, 36 × 32	++	++	++	++	+↑50—100 Р	++
73	Одеська, 82 × 72	+	+	+	++	+↑25—50 Р	+
76	Бериславська, 50 × 42	+	++	+	++	+↑25 Р	++
77	Горностаївська, 52 × 50	++	++	+	++	+↑25 Р	++
78	Мелітопольська, 130 × 120	+	+	++	++	+↑25—100 А—Р	++

Продовження табл. 2.43

Рельєф фундаменту	Розрахункова глибина проникнення, км	Взаємовідношення з лінеаментами	Структурно-геологічна інтерпретація	Пошукова перспективність
+ ↑	15—18	О-17, 30, 46+З-57	ПІБ+СОТ	Rm, U (74)
+ ↑	70—75	О-17, 29, 31, 45, 57+В-16, 30, 59, л	СБП	Fe, Ni, Mo, W, Cu, Au, Ag, U (60, 63, 66--73)
+ ↑	18—20	В-16, 30, 59	ПІБ+СОТ	Fe, Mo
+ ↑	17,5—21	В-48, 57+З-57	ПІБ+СОТ	Fe, U (169)
+ ↕	90—95	О-19, 54, 57+ + В-20, 23, 30, 31, 49—52, л	СБП+СОТ	TR, Be, Nb, Cs, La, Ta, Sn, Cu, Pb, Al, Ni, Co, Ti, Fe, Hg, U (77, 181, 182)
+ ↑	16—18	О-48, 49, 56, 57+В-19, 30, л	ПІБ+СОТ	Rm, U (181)
+↓Конксько-Ялинська западина	20—22,5	О-30, 31, 51, 56+В-20, 49, 50, л	ОІБ+СОТ	Fe, Rm
+ ↑	22,5—30	О-30, 31, л+ + В-22, 52, 53, л	ПІБ+СОТ	Cu, Pb, Ni, Al, Mo, TR, Sr, Ti, Ag
+ ↑	10—11	В-21, 31, л	СОТ+СОЧ	Ta, Nb, Hg, Mo, Al, Cu, Ti, Zr
++↓Конксько-Ялинська западина	8—10	В-31, 50, л	ОІБ+СОТ	Fe, Rm
+ ↑	15—17	О-31, 53, л+ + В-31, 52	ПІБ+СОТ	Cu, Mo, TR, Be, Hg, Ag
+ ↑	15—19	О-20, 31, 52, 57+В-21, 56, л	ПІБ+СОТ	Fe, Ta, Nb, TR, Ce, La
+ ↑	16—18	О-7, 8, 34, 66, л	ПІБ	ВВ
+ ↑	36—41	О-9, 32, 62, 65+ + В-10, 11, 33, 44	СОТ+СОЧ	ВВ, Fe
++↑Чкаловський масив	21—25	О-14, 31, 32, 46	ПІБ+СОЧ	ВВ
++↑Рубанівсько-Фрунзенський виступ, Костянтинівський масив	25—26	О-31, 46, 59+ + В-16, 32	ПІБ+СОЧ	ВВ, Mo
++ ↑	60—65	О-17, 20, 31, 48, 51, 54, 57+В-19, 49, 50, л	СБП+СОТ	TR, Be, Nb, Cs, Ta, W, Sn, Cu, Pb, Mo, Ti, Fe, Ag, Au

Номер на рис. 2.34	Назва, розміри (діаметр), км	Відображення на картах					
		Базисна, 2-й порядок	Вершинна, 2-й порядок	Базисна, 4-й порядок	Вершинна, 4-й порядок	Сумарні амплітуди	Морфографічні дані
79	Чернігівська, 28 × 27	++	++	+	++	+↑100 А	+
80	Єлисеївська, 23 × 21	++	++	+	++	+↑100 А	++
81	Новобогданівська, 20 × 18	++	++	+	++	+↑25 Р	+
82	Ботіївська, 30 × 18	++	++	+	++	+↑25 Р	++
							Неуспадковані КС
3	Ковельська, 48 × 46	++	++	+	++	+↑25 А	+
5	Овруцька, 58 × 46	++	++	++	++	++↑25—75 А—Р	++
6	Вільчанська, 32 × 30	+	++	++	++	++↑25—75 А—Р	++
9	Дубнівська, 36 × 32	++	++	++	++	++↑50—100 А	++
10	Рівненська, 64 × 50	++	++	++	++	++↑25—75 А—Р	+
18	Бердичівська, 140 × 90	+	++	+	++	+↑50 А—Р	+
22	Івано-Франківська, 50 × 40	+	+	+	++	++↑100—150 А	+
24	Хмельницька, 100 × 80	+	+	+	+	—	+
25	Тетіївська, 50 × 46	+	++	+	++	+↑50 А	++
26	Таращанська, 42 × 32	+	++	+	++	+↑50 А	++
35	Східношпольська, 25 × 22	++	++	+	++	+↑50 А	++
36	Чигиринська, 38 × 32	++	++	+	++	+↑50 А	++
47	Новочервона, 40 × 28	++	++	+	+	—	+
49	Долинська, 36 × 32	+	+	+	+	–	++
55	Чорна, 48 × 36	++	++	+	++	++↑150 А	++
56	Фрунзівківська, 55 × 40	++	++	+	++	++↑150 А	+
57	Качурівська, 37 × 26	+	++	+	++	++↑150 А	+

Продовження табл. 2.43

Рельєф фундаменту	Розрахункова глибина проникнення, км	Взаємовідношення з лінеаментами	Структурно-геологічна інтерпретація	Пошукова перспективність
+ ↑	13,5—14	В-31, 49, 57, л	СОТ+СОЧ	Ta, Nb
+ ↑	10,5—11,5	В-19, 50, 57	СОТ+СОЧ	Ta, Nb, Pb, Cs, Be, TR, Cu
+ ↓	9—10	О-17, 48, л	СОТ+СОЧ	Rm
+ ↑	9—15	О-49, 50, 54, л	СОТ+СОЧ	Fe, BB
++↑Ковельський виступ	23—24	В-1, 24	ПІБ+СОТ	BB, Cu
+ ↕	23—29	О-36, 60, л + + В-24, л	ПІБ	Fe,Au, pp, Sn
+ ↑	15—16	О-23, 24, 38, 58, л	ПІБ	Ti, P, Au
+ ↑	16—18	В-2, 26, 64, л	ПІБ	Rm, Sn, W, TR
+ ↑	25—32	О-2, 25, 36, л+В-3, 26, 63, л	СОТ+СОЧ	Rm, Sn, Ni, Zn, Fe, mu
+ ↑	45—70	О-5, 27, 41, 61, 63, л+В-6, 39, 62, л	СБП+СОТ	TR, Rm, Au, Cu, Mo, Ni, gr, gp, U (108—114, 123—126, 129)
+ ↕	20—25	О-1, 36, 67, 68, л	ПІБ+СОТ	BB, ПВ
++ ↑	40—50	О-2, 4, 27, 64, 66, л+В-3, 65 л	ПІБ+СОТ	Zn, Pb, P, Fe, TR, W, Sn
+ ↑	23—25	О-11, 41, 42, 60, 61	ПІБ+СОТ	Fe, Ni
+ ↑	16—21	О-11, 41, 42, 60	ПІБ+СОТ	Rm
+↑Корсунь-Новомиргородський плутон	11—12,5	О-43, 60, л	ПІБ+СОТ	Ti, P, gp
+↓Ротмістрівська западина	16—19	О-14, 58	ПІБ+СОТ	W
+ ↑	14—20	О-12, 29, 43	ПІБ	Mo, TR
+ ↑	16—18	О-13, 14, 29, 44	СОТ	Mo, U (46, 50, 53)
+ ↑	18—24	О-8, 31, 63	ПІБ	Rm
++ ↑	20—22,5	О-9, 31, 32, 65+В-8, 43	ПІБ	Fe
++ ↑	13—18,5	О-9, 10, 31+ + В-31, 43	ПІБ	Fe

Номер на рис. 2.34	Назва, розміри (діаметр), км	Відображення на картах					
		Базисна, 2-й порядок	Вершинна, 2-й порядок	Базисна, 4-й порядок	Вершинна, 4-й порядок	Сумарні амплітуди	Морфографічні дані
61	Мар'їнська, 29 × 28	++	++	+	+	—	+
74	Миколаївська, 85 × 80	+	++	+	+	+↑25 Р	+
75	Чорнобаївська, 48 × 46	+	+	+	+	++↑25 Р	+
							Проміжні КС
2	Тур'їнська, 26 × 24	++	++	–	++	—	+
4	Маневицька, 42 × 32	++	++	–	++	—	+
15	Носівська, 55 × 45	++	++	–	+	+↑25 Р	+
21	Радивонівська, 32 × 30	++	++	–	++	—	++
29	Західнолисянкінська, 33 × 26	++	++	–	+	+↑50—100 А	+
34	Маньківська, 28 × 20	++	++	–	+	—	++
37	Могилів-Подільська, 40 × 26	+	+	–	+	++↑100—150 А	++
41	Кіровоградська, 30 × 22	++	++	–	++	+↑100 А	++
58	Білокриницька, 58 × 54	++	+	–	+	—	+
72	Приодеська 2-га, 38 × 36	++	++	–	++	+↑50 Р	+
							Безкореневі КС
19	Східнокагарлицька, 30 × 25	++	++	–	–	+↑50 А	+
23	Монастирійська, 34 × 22	+	+	–	–	+↑100 А	+
30	Ватутінська, 42 × 34	++	++	–	–	—	++
52	Петрівська, 32 × 30	+	+	–	–	—	++
83	Скадовська, 47 × 42	+	++	–	–	—	+

Примітка: «++» — повне, «+» — фрагментарне відображення КС у проаналізованих показниках, вищих значень ізобаз, «↓» — те саме відносно знижених значень, «↕» — складне сполучення малією сумарних амплітуд або із згущенням ізобаз найвищих значень, які підкреслюють своїм ізолінія); цифри біля стрілок — значення ізобаз (в м), у просторовому розміщенні яких відбивається КС розміщується в межах безпосереднього впливу ЛЗ, л — одиночний лінеамент; СБП — склепін гнейсовий) купол, ГМ — гранітоїдний масив, ПІБ — відносно піднятий ізометричний блок чохла; ВВ — вуглеводні (нафта, газ), ПВ — підземні води тріщинного типу.

Закінчення табл. 2.43

Рельєф фундаменту	Розрахункова глибина проникнення, км	Взаємовідношення з лінеаментами	Структурно-геологічна інтерпретація	Пошукова перспективність
+↑Токівський масив	14—14,5	О-16, 30, 31, 59, л	СОТ	Fe, Mo, Ni
+ ↕	40—42,5	О-33, 44, 61, 62+В-12, 13, 33, л	СОТ+СОЧ	gp, ВВ
++↑Херсонський виступ	23—24	О-13, 14, 45, л+З-32	ПіБ	ВВ, ПВ
++↑Ковельський виступ	12—13	О-23, 63, л	ПіБ+СОТ	ВВ, Cu
++ ↑	16—21	В-2, 24, 63, л	ПіБ+СОТ	—
++↑Старохутірський виступ	22,5—27,5	О-40, 41, 57, л+В-41, 57	ПіБ+СОТ	ВВ, Fe
++↑Миргородський виступ	15—16	О-14, 15, 57	ПіБ+СОТ	Fe, ВВ
+ ↑	13—16,5	В-11, 42	СОТ+СОЧ	Rm
—	10—14	В-42, 61	СОТ+СОЧ	Fe
+ ↕	13—20	В-5, 29, 41, л	ПіБ+СОТ	W, Sn, Rm
+ ↑	11—15	В-13, 29	ПіБ+СОЧ	Cu, Au, U (44, 45, 47—49, 51, 52, 54)
+ ↑	27—28	В-14, 31, л	СОТ+СОЧ	ВВ
+ ↓	18—19	О-10, 11, 32, 62, 63	ОіБ	Fe, ВВ
+ ↑	12,5—15	В-27, 58, л+З-27	СОТ+СОЧ	Mo
+ ↑	11—17	О-2, 36, 66, л	ПіБ+СОТ	—
+↑Корсунь-Новомиргородський плутон	17—21	О-42, 60, л	ПіБ+СОТ	Ti, gp, Au
+ ↑	15—16	О-14, 29, 44	СОТ	Mo
+ ↑	21—23,5	В-14, 61	СОТ+СОЧ	ВВ

«—» — КС не відбивається у відповідних показниках; «↑» — збіг контуру КС з ділянкою під- в межах КС відносно підвищених і знижених значень ізобаз; А — збіг КС із замкненою ано- розміщенням контур КС, Р — КС виражено у рисовці розріджених ізобаз (як правило, одна КС; О — КС, оконтурена лінеаментами, В — КС знаходиться у вузлі перетину лінеаментів; З — но-брилове підняття, СОТ — структура осередкового типу, ГМК — граніто-мігматитовий (граніто- (підняття), ОіБ — відносно опущений ізометричний блок (западина), СОЧ — структура осадового

лінеаментів і кільцевих геоструктур) будь-яких неотектонічних досліджень, якій часто не надається належної уваги.

На жаль, за наявними методами, методичними прийомами та технічною оснащеністю робіт під час регіональних досліджень достовірно можна визначати кількісні характеристики тільки вертикальних неотектонічних рухів земної поверхні, обмежуючись оцінкою горизонтальних переміщень головним чином на якісному рівні.

Більшість раніше побудованих для території України неотектонічних карт ґрунтуються на аналізі сучасного висотного положення і потужності морських акумулятивних відкладів, палеобатиметричних даних з поправками на денудацію і надлишкову акумуляцію [255, 261, 292].

Інший принцип покладений в основу використаного нами морфометричного методу В.П. Філософова (з нашими доробками і доповненнями). На наш погляд, це дало змогу уникнути деяких допущень, без яких раніше неможливо було обійтися в процесі складання карт, але ці допущення могли призводити до часткового викривлення значень сумарних амплітуд (анітрохи не применшуючи значення інших методів і отриманих з їх використанням результатів, вважаємо, що всі ці методи суттєво доповнюють один одний і їх слід використовувати комплексно).

Морфометричний метод пошуку геоструктур полягає у графічному розкладанні висот рельєфу на базисні, залишкові, вершинні й ерозійні поверхні відповідно до порядків долин і вододільних ліній, а також у виконанні подальших математичних дій з цими поверхнями за правилами гірської геометрії [243].

Ми побудували карту різниці між вершинною і базисною поверхнями 4-го порядку. Якщо карти базисних, вершинних поверхонь належать до статичних (по цих картах можна вивчати статичні зв'язки, які існують між морфометричними поверхнями рельєфу і тектонічними структурами, без урахування їх розвитку), то карти різницевих поверхонь належать до динамічних (за їх допомогою можна вивчати рельєф у процесі розвитку, а також установлювати зв'язки рельєфу з рухами земної кори й іншими процесами його розвитку).

При інтерпретації побудованої карти враховані дані щодо віку долин і вододільних просторів, потужності неогенових і четвертинних відкладів. У підсумку була складена карта сумарних амплітуд пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної кори (рис. 2.34, див. вклейку).

Розподіл неотектонічного етапу на коротші часові інтервали має важливе значення, оскільки дає змогу визначити час реалізації основного обсягу вертикальних переміщень і прослідкувати взаємозв'язок між неотектонічними, новітніми і сучасними рухами.

Перший наш крок у цьому напрямі — виділення в межах досліджуваної і суміжних територій з неотектонічного етапу сумарних амплітуд пізньопліоцен-четвертинних рухів земної кори.

Зауважимо, що побудована карта (рис. 2.34) відображує лише найзагальніші закономірності поширення сумарних амплітуд, оскільки побудована на основі топопланшетів масштабу 1 : 500 000, на яких горизонталі проведені усього лише через 25 м (іноді навіть через 50 м). Ізоліній (ізобаз)

цього перетину недостатньо для виявлення локальних аномалій. Для детальнішого вивчення тектонічних рухів треба використовувати, як мінімум, топооснову масштабу 1 : 200 000 з перетином ізоліній через 10 м.

Аналіз складеної карти сумарних амплітуд пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні показав, що останні в межах досліджуваної території різко диференційовані за площею і мають значну інтенсивність: сумарні амплітуди змінюються від нуля в районі кіс північного узбережжя Азовського моря до +200 м у районах, що тяжіють до Передкарпаття. При цьому найзагальніші закономірності у площовому поширенні сумарних амплітуд пов'язані з контурами відомих порівняно великих структурних одиниць, а деталі підкреслюють розломно-дрібноблокову будову земної кори і значною мірою контролюють розміщення КС.

Отже, зазначимо таке.

1. Доволі часто спостерігається зв'язок підвищених значень ізобаз і замкнених контурів (аномалій) з ЛЗ. Ця закономірність установлена вздовж лінеаментів практично усіх напрямків [245—250, 258, 262—266] (див. рис. 2.34, табл. 2.42).

2. Чітко прослідковується зв'язок між сумарними амплітудами і КС. При цьому у більшості випадків контуру КС відповідає контур підвищених значень сумарних амплітуд пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні. Зокрема, це слушно стосовно 58 із 61 відображених у сумарних амплітудах КС (22 кільцеві утворення з 83 виявлених не відображені амплітудним показником). Дві КС корелюються відносно зниженими (але все ж позитивними) сумарними амплітудами, одна КС — зі складнопобудованим знакозмінним полем (див. рис. 2.34, табл. 2.43).

Якщо контур КС збігається з ділянкою аномально підвищених (дуже рідко відносно знижених) значень ізобаз, чітко розрізнюються такі варіанти: 1) контуру КС відповідає замкнена аномалія підвищених (відносно знижених) значень ізобаз (рідше частина цієї аномалії) або ж ізобази згущуються (за високих значень), що підкреслює форму кільцевого утворення (такий вид взаємозв'язку встановлено для 39 КС, серед яких 20 — успадкованих, 14 — неуспадкованих, 3 — проміжні, дві — «без коренів»); 2) контур КС підкреслений характерним розрідженням (як правило, одна ізолінія з відносно низькими значеннями) ізобаз у вигляді так званих структурних носів (установлено для 18 КС: 14 — успадковані, 2 — неуспадковані, 2 — проміжні).

Детальніше цей взаємозв'язок розглянуто в публікаціях [245, 247, 249, 250, 258, 263—265, 294, 296, 297].

Важливою характеристикою регіонів є загальна просторова картина розподілу сумарних амплітуд новітніх рухів земної поверхні (зокрема пізньопліоцен-четвертинних), особливо в межах таких складнопобудованих територій.

Мінімальні сумарні амплітуди зафіксовані в зоні зчленування СЄП і Скіфської плити, де проходить нульова ізобаза. На південь від показаної нами на карті лінії (див. рис. 2.34) можливе знаходження за детальніших досліджень невеликих за розмірами локальних контурів з від'ємними значеннями сумарних амплітуд пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні [295] (на косах північного узбережжя Азовського моря

вони сягають –80 м). Однак ці ділянки настільки малі за площею, що на карті не показані. Не набагато більші їх значення (до +25 м) на півночі Волино-Поділля і УЩ (до лінії населених пунктів Луцьк—Новоград-Волинський—Радомишль—Фастів) та прилеглій північно-західній частині ДДЗ (до лінії населених пунктів Хорол—Пирятин—Ромни—Конотоп).

Максимальні із зафіксованих значення сумарних амплітуд у межах УЩ та його схилів +200 м (райони, що тяжіють до Передкарпаття).

Для більшої частини щита характерні ізобази від +25 до 100 м (рис. 2.34).

Прикладні (пошукові) аспекти вивчення активних на новітньому етапі розвитку геоструктур УЩ та його схилів. Регіональні прогнозні мінералогенічні (у першу чергу металогенічні) дослідження в Україні були розпочаті в 1950-х роках — у період інтенсивного проведення геологознімальних, пошукових і розвідувальних робіт [255, 272, 273, 298—303 та ін.].

У цілому територію України розглядають як металогенічну провінцію, що складається з окремих металогенічних одиниць. Більшість дослідників виділяє металогенічні й структурно-металогенічні зони (райони). У металогенічних зонах зруденіння, як правило, пов'язане з однією домінуючою геологічною формацією чи групою родинних формацій (близьких за складом і структурою). Структурно-металогенічна зона відповідає структурно-формаційній зоні, тобто це зона поширення зруденіння, пов'язаного з рудоносним комплексом певної стадії розвитку земної кори. Іноді виділяють генералізовані структурно-металогенічні зони, які поєднують рудоносні утворення, що належать до різних, часто різновікових структурно-формаційних зон, але обмежені єдиною структурою. Уточнення перспектив металогенічних одиниць дає змогу виділити локальніші продуктивні площі — рудні і рудоносні зони (поля), родовища і рудопрояви [298—300, 304—306].

Перспективність застосування результатів неотектонічних досліджень, що ґрунтуються на структурно-геморфологічних і аерокосмічних методах, з пошуковою метою випливає з відомого зв'язку проявів корисних копалин і районів аномальної роздробленості земної кори (високої, рідше — відносно зниженої), що упевнено дешифруються за топо- і аерокосмоматеріалами.

На підставі спільного аналізу результатів комплексних структурно-геоморфологічних (морфографічних і морфометричних) і аерокосмогеологічних досліджень з виявлення активних на новітньому етапі розвитку геоструктур і даних щодо родовищ і проявів корисних копалин України [261, 292, 298—303, 307—313] ми виділили такі основні типи рудоконтролюючих структур:

1) склепінно-брилові підняття підкорового (астеносферного) закладення (регіональні КС — макроструктури, іноді мезоструктури), що контролюють розміщення генералізованих структурно-металогенічних районів;

2) осередкові структури внутрішньокорового закладення (головним чином, локальні КС — мезо-, міні- і мікроструктури) — локальні склепіння, гранітогнейсові (гранітомігматитові) куполи, малі інтрузії, а також з певною мірою умовності ізометричні блоки, що контролюють розміщення різнопорядкових металогенічних одиниць (залежно від їх розмірів) — від

структурно-металогенічних і металогенічних районів до рудних і рудоносних полів;

3) трансрегіональні і регіональні ЛЗ, зокрема так званого наскрізного типу, що контролюють розміщення структурно-металогенічних і металогенічних зон;

4) вузли перетину різноспрямованих трансрегіональних і регіональних ЛЗ (як правило, не менш трьох), вплив яких поширюється на відстань до перших сотень квадратних кілометрів і які контролюють розміщення рудних й рудоносних полів і металогенічних районів.

Установлено, що не менш 70—75 % усіх відомих на Землі родовищ корисних копалин просторово пов'язані з КС [251—256, 272—279]. Такий тісний зв'язок між родовищами і КС не випадковий і не лише відбиває статистичний збіг великих чисел, а й має міцні генетичні взаємовідношення. Питання цієї проблеми інтенсивно розробляються.

Доведено, що певним генетичним типам КС відповідає тільки свій специфічний набір корисних копалин. Однак досить упевнено визначити мінеральну спеціалізацію того чи іншого структурного типу не завжди вдається однозначно, оскільки КС здебільш ускладнюють одна одну. Протягом геологічної історії молодші КС накладаються на давні — утворюється своєрідна інтерференція [251—258, 272—279, 282, 296, 297].

Визначальним фактором є ступінь проникності земної кори, зумовлений її роздробленістю. Залежно від положення зони проникності стосовно КС корисні компоненти можуть локалізуватись як у периферичних, так і центральних частинах.

Найприйнятнішим варто вважати прогноз, який ґрунтується на порівнянні пізнаних і добре вивчених кільцевих рудоносних структур, що являють собою як би еталон для виділених структур певного генетичного різновиду, які можна оцінювати як перспективні.

Плутонічні КС складені гранітоїдами, нефеліновими сієнітами, карбонатитами та ін. Найпоширені серед цих інтрузивних утворень гранітоїди. Кільцеві інтрузії можуть бути прийняті за еталони гранітових родовищ танталу, ніобію, олова, берилію, міді, цинку, поліметалів, золота, срібла. Особливо цікаві в мінералогічному відношенні зони перетину плутонічних КС з лінеаментами.

Кільцеві масиви нефелінових сієнітів також мають важливе значення в мінералогічному відношенні. Високі концентрації апатиту не вичерпують їх мінералогічних можливостей: потенційні і реальні джерела танталу, ніобію, стронцію, цезію, титану, ванадію, калію, цирконію, алюмінієвої сировини й ін.

Кільцеві масиви лужного ультраосновного складу (карбонатити) широко відомі й численні, містять промислову кількість магнетиту, баделеїту, апатиту, флогопіту, вермікуліту, кальциту, діопсиду, урану, ніобію, бариту, титану, РЗЕ.

Великий інтерес становлять мінералогічні особливості плутонічних КС основного складу, що характеризуються комплексною мінералізацією: промислове значення мають концентрації міді, нікелю, кобальту, заліза, титану, ванадію, хрому, платини, золота, молібдену, олова, флюориту.

З вулканічними і вулкано-плутонічними КС пов'язані мідно-порфірові руди, кольорові, рідкісні й благородні метали.

Вивчення магматогенних КС становить інтерес для прогнозування корисних копалин у двох основних аспектах. З одного боку, тенденцію до утворення масивів правильної округлої форми виявляють інтрузії як кислого, так ультраосновного ряду, але, як правило, — породи з підвищеною лужністю, а отже, і зі специфічною металогенією. Ймовірно, це можна пояснити формуванням магми з підвищеною лужністю на великих глибинах порівняно з магмою нормального складу [115, 267—279, 282, 298, 314 та ін.]. З іншого боку, часто кільцеві форми дешифрують у тих районах, де на поверхні немає виходів магматичних порід. У такому разі вони слугують індикаторами нерозкритих інтрузивних масивів, що залягають на порівняно невеликих глибинах.

У межах рудних полів особливого значення набуває виявлення малих кільцевих структурних форм, що фіксують як власне вулканічні жерла, так і ділянки проникнення до поверхні рудоносних флюїдів.

Відомо, що основні ВВ головним чином пов'язані зі структурами, які розташовані в чохлах молодих і давніх платформ, крайових прогинів. У цьому зв'язку найважливіше значення мають КС тектонічного походження — округлі западини і підняття.

У першу чергу дані щодо тектонічних структур застосовують під час пошуків локальних ускладнень платформного чохла, що є структурними пастками для скупчення ВВ. Багато з них являють собою округлі чи овальні брахіантиклінали або солянокупольні структури, що супроводжуються системами розривних плікативних дислокацій центрального типу і виявляються у вигляді КС міні- і мікроструктурного класів.

Структури другого порядку — зони нафтогазонакопичення — також часто спостерігають у вигляді кільцевих утворень. Особливо це стосується ізометричних платформних склепінь.

Відомі приклади і більших нафтогазоносних структур — нафтогазоносних областей і басейнів, проявлених кільцевими об'єктами (Прикаспійський нафтогазоносний басейн та ін.).

Виявлені склепінно-брилові підняття характеризуються кільцевою (ізометричною) конфігурацією обмежувальних розломів; розміщенням, головним чином у центральних їхніх частинах ізометричних, як правило, наймолодших осередкових (осередково-купольних) структур і малих інтрузій, а в зонах радіально-концентричних розломів — рифтогенних зеленокам'яних структур; ускладненням і обмеженням їх западинами і прогинами; проявом у межах структур багатоактних магматизму і метаморфізму різної фаціальної приналежності; специфічною будовою земної кори (як правило, із трохи зниженою потужністю); наявністю в основі більшості структур мантійних діапірів [115, 272, 273, 298, 314]. Корисна спеціалізація склепінно-брилових підняттів відповідає їх будові і розвитку.

Бердичівське склепінно-брилове підняття (№ 18 на рис. 2.34) характеризується зруденінням нікелю і міді, пов'язаним з лейкократовими істотно калієвими гранітами, молібдену — з грубозернистими і пегматоїдними піроксеновими гранітами, розташованими в його периферійних частинах (у цих самих місцях сконцентровані скупчення гранатів і графіту) і проявами золота в центрі геоструктури.

Загальним для Першотравневого, Приазовського і Мелітопольського склепінно-брилових підняттів є інтенсивний розвиток гранітоїдного, а для останніх двох і лужного магматизму із зруденінням рідкісних (Mo, W, Ta, Nb), кольорових (Ni, Cu, Zn, Al, Pl) металів, титану, золота і срібла.

Класичним прикладом структур цього типу є Приазовське склепінно-брилове підняття, що виділено як самостійний генералізований структурно-металогенічний район і характеризується наявністю численних рудопроявів чорних металів (Fe, Ti), рідкісних металів (Ta, Nb, Li, Rb, Cs і ін.), РЗЕ, кольорових металів (Cu, Pb, Co, Mo, Zn), алюмінієвої сировини, ртуті, благородних металів та ін. При цьому, як правило, спостерігається виявлена О.О. Гавриловим [298] металогенічна асиметрія КС: якщо структуру перетинає діаметральний магмаконтролюючий розлом, зруденіння концентрується в одному з напівколових у плані блоків, тоді як другий є малопродуктивним щодо вказаного типу зруденіння.

Зокрема, істотно розрізняються між собою дві частини структури, які розділяються Центрально-Приазовською міжблоковою зоною: для західної характерна локалізація практично усіх відомих у межах структури родовищ і проявів заліза, для східної — РЗЕ, алюмінієвої сировини, ртуті.

З внутрішнім концентром цієї структури (Східноприазовською КС) збігається відома Східноприазовська генералізована структурно-металогенічна зона. Вона характеризується широким розвитком інтрузивних формацій пізнього орогенезу й активізації: нефелінових і лужних сієнітів, граніт-сієнітової, габро-верлітової. Тут інтенсивно проявився лужний метасоматоз, окварцювання, ослюденіння, флюоритизація. Основні корисні копалини — алюміній, молібден, флюорит; з кінцигітовою формацією пов'язані рудопрояви графіту [250, 267—271, 277, 296, 297, 299—303, 314, 315].

З певною часткою умовності до цього ж типу належить Мелітопольська КС (сумніви пов'язані, головним чином, з наявністю в її межах проявів самих різнорідних геологічних процесів, що свідчить, очевидно, про гетерогенність цієї структури). У її межах установлені численні родовища і рудопрояви заліза у зв'язку із залізисто-кварцит-гнейсовою формацією, рудопрояви апатиту (Новополтавський (Чернігівський) масив ультраосновних, лужних порід і карбонатитів, Мелітопольський масив лужних порід). Відомі одиничні прояви мінералізації нікелю, кобальту, міді, свинцю, танталу, ніобію й ін. [250, 267—271, 277, 296, 297, 299—303, 314, 315]. Відзначають також металогенічну асиметрію КС. Зокрема, апатитова мінералізація прослідковується тільки на захід від Чернігівської ЛЗ.

У цілому для цих геоструктур характерна чітко виражена латеральність у розміщенні ендогенного зруденіння, що пояснюється локалізацією в їх центральних частинах осередкових структур, переважно з літофільним (у гранітоїдних пегматитах) і сидерофільним (в анортозитах, габро та ін.) зруденінням метасоматичного і магматичного походження. Ближче до периферій підняттів, де широко розвинуті гібридні породи, поширені нікель-кобальтове і поліметалеве зруденіння, а також теригенно-хемогенні залізні руди, графіт, корунд.

Більшість виявлених осередкових (осередково-купольних) геоструктур пов'язані з ультраметаморфізмом і насиченням земної кори гранітами.

Еволюційний ряд таких структур починається з утворення гнейсових куполів (за доволі тривалого стаціонарного надходження глибинної енергії і речовини, що приводить до істотного приросту обсягу, розущільнення порід, переходу їх кварцвмісних різновидів у в'язкопластичний стан, виникають гнейси, а приріст об'єму реалізується появою гнейсових куполів). Подальше зростання куполів пов'язане з розвитком масової гранітизації і переродженням гнейсових куполів у мігматит-гнейсово-мігматитові. Масовий прояв у гнейсово-гранітних куполах магматичного заміщення, яке завершується анатексисом, а потім і палінгенезисом, веде до утворення автохтонних, а пізніше алохтонних гранітоїдів і до переродження куполів в осередкові (осередково-купольні) структури, що стають магмагенеруючими структурами і скупченнями гранітоїдного магматизму [316]. Практично всі масиви гранітоїдів є зрілими гранітогнейсовими куполами. Більшість виявлених КС осередкового типу в кінцевому результаті можна інтерпретувати як відносно підняті (дуже рідко — відносно опущені) ізометричні блоки, що зумовлено як вищевикладеним, так й іншими відомими причинами, пов'язаними передусім з динамікою цих структур (зокрема, розломно-блоковою тектонікою).

З огляду на механізм утворення і речовинний склад, установлено пошукову перспективність (спеціалізацію) цих структур. Насамперед це кольорові (Ni, Co, Zn, Al, Pb), рідкісні (Mo, Sn, W, Ta, Nb, Be, Lz), чорні (Fe, Ti, Mn) і благородні (Au, Ag) метали, а також РЗЕ, ВВ і підземні води тріщинного типу (див. табл. 2.43). При цьому як для склепінно-брилових підняттів (у першу чергу), так і структур осередкового типу, як правило, спостерігається явище металогенічної асиметрії КС.

Найтиповіші структури цього типу встановлені в межах Північного Приазов'я. Це передусім плутоногенні Тельманівська, Південнокальміуська і Південнокальчицька КС, які збігаються з масивами граносієнітів (у зв'язку з чим їх можна представити, як структури центрального типу). Металогенічна спеціалізація цих структур зумовлена широким розвитком у їхніх межах рудоносних інтрузивних формацій пізнього орогенезу та активізації: гранітоїдної лужної і нефелінових та лужних сієнітів. У межах Тельманівської структури виявлена мінералізація кольорових (Cu, Sn, Pb, Mo) і рідкісних металів (Ta, Nb, TR, Be), одиничні прояви срібла, ртуті; Південнокальміуської — рідкісних металів (Ta, Nb, TR) і одиничні прояви титану, цирконію, флюориту; Південнокальчицької — рідкісних металів (Ta, Nb, Ce), графіту. Тут знаходиться також Маріупольське залізорудне родовище [250, 267—271, 301—303, 314, 315].

Звертає на себе той факт, що вищеописані КС перевищують за розмірами площі поширення порід східноприазовського граносієнітового комплексу, що дає змогу припустити можливість виявлення нових масивів цих порід у їхніх межах.

Протилежний взаємозв'язок спостерігаємо в межах Жовтневої КС, у центральній частині якої збереглися давні супракрустальні породи нижнього протерозою, тоді як до її обрамлення (як до ділянок підвищеної проникності) тяжіють сієніти, граносієніти й однойменний масив ультрабазитів і лужних порід у цілому. Відзначена закономірність може бути вико-

ристана під час картування цих порід і пошуків пов'язаних з ними корисних копалин. На користь зазначеного свідчить виявлення невеликих тіл, аналогічних за складом Жовтневому масиву і приурочених до південного обмеження КС. У межах структури відомі родовища і прояви алюмінію, молібдену, танталу, титану, міді.

До цієї групи рудоконтролюючих структур належать і невеликі КС, які просторово тяжіють до малих гранітоїдних інтрузій центрального типу, зокрема до масивів рідкіснометалевих гранітів кам'яномогильського типу. Виходячи з аналогії геолого-структурних позицій і відображення у фізичних полях, ми передбачаємо, що деякі малі кільцеві форми пов'язані із ще не відомими масивами гранітів. Це припущення підтверджено для Боївської КС, розташованої в 4 км на північ від Стародубівського масиву. За геологічного знімання тут виявлено невелике гранітоїдне тіло, подібне за складом до Стародубівського масиву рідкіснометалевих гранітів.

Однією з найцікавіших структур досліджуваного типу є Єлисеївська (гранітогнейсовий купол), мінералогенічний аналіз якої виконав О.С. Балуєв [277]. По периферії цієї структури відзначені прояви залізисто-кременистої формації, конформні до її зовнішніх дуг. На думку О.С. Балуєва, уздовж останніх унаслідок розтягання утворювалися довгі вузькі депресії, що заповнювалися рудоносним осадом. Їх збагачення відбувалося за тектонічного стиску під час наступної активізації розломів (очевидно, тектономагматичної, що відповідає етапу регіонального метаморфізму). У межах структури локалізовано понад 50 % відомих у Північному Приазов'ї пегматитових тіл, що несуть рідкіснометалеву мінералізацію. Відзначається просторовий зв'язок пегматитів з дуговими розривами розтягання (Андріївське і Сорокинське пегматитові поля), а також приуроченість їх до центральної частини структури (Єлисеївське пегматитове поле). Максимальні концентрації рідкісних і рідкісноземельних елементів тяжіють до альбітизованих і грейзенізованих різновидів пегматитів, у яких спостерігаються також вкраплення вольфраміту і благородні метали. Слід також зазначити, що до дугових розломів у південній частині КС приурочена Андронівська зона метасоматитів (гельсинкітів), з яким пов'язані прояви міді.

Третя група рудоконтролюючих структур є найчисленнішою.

Відомо, що роль лінеаментів (розломів), що відображують на різних зрізах тектоносфери і земної поверхні різноглибинні і різновікові лінійні неоднорідності, важлива не лише для теоретичного вивчення будови і розвитку Землі, а й для практичних цілей, оскільки залежно від масштабу неоднорідності вони можуть контролювати ступінь розподілу (чи дроблення) земної кори — від мікротріщинуватості порід до планетарних сегментів (блоків), впливати на механічні властивості гірських порід і визначати вертикальні шляхи міграції розчинів, флюїдів і газів, а також детермінувати елементи районування земної кори — палеотектонічного, тектонічного, неотектонічного, металогенічного та ін. До цієї групи належать більшість виявлених у межах України лінеаментів зонального типу, при цьому знайшли відображення у вигляді ЛЗ практично всі відомі за геолого-геофізичними даними розломи, які мають рудоконтролююче значення. Разом з тим у результаті наших досліджень істотно змінені основні параметри останніх, що розширило їх пошуково-розвідувальну перспективність.

Так, Кальміуська зона розломів за дистанційними матеріалами має значно більшу ширину (до 8 км) і є трансрегіональною ЛЗ, що простягається далеко за межі щита. Її зафіксовано у вигляді серії зближених лінеаментів, у тому числі східніше відомих на цей час розломів. На сході зона майже не вивчена. Породи фундаменту тут різко занурюються, що свідчить про основні переміщення блоків.

У межах зони відомі численні прояви рідкіснозем ельного зруденіння, пов'язані з породами східноприазовського граносієнітового комплексу, рудопрояви молібдену, ртуті, міді, цинку, флюориту й інших корисних копалин. У районі зчленування Приазовського масиву з Донбасом до місця перетину цієї зони з Грузько-Єланчицькою приурочене Покрово-Кириївське родовище флюориту серед відкладів палеозою. На щиті з указаною зоною пов'язані окремі карбонатно-флюоритові, карбонатно-халцедонові, карбонатні жили потужністю до 4 м і завдовжки кілька сотень метрів, що витягнуті в її напрямку. Падіння жил від 20° до вертикального. Зазначені утворення містять рідкіснозем ельну мінералізацію, яка представлена паризитом. Трапляються халькопірит, малахіт, установлені бісмут, кобальт. Привертає до себе увагу також приуроченість до цієї зони родовища графіту серед метаморфічних порід.

Таким чином, Кальміуська зона має важливе металогенічне значення і є одним з основних структурних елементів території.

Більша за шириною Грузько-Єланчицька зона також трохи зміщена на схід від відомих розломів. Вона простягається серед порід східноприазовського граносієнітового комплексу майже паралельно східній прямолінійній межі їх поширення на віддаль 5—10 км від останньої, що дає змогу припускати наявність тут давнього розлому. Крім Покрово-Кириївського рудоносного району до зони приурочені прояви титану, циркону, рідкісних елементів.

Дніпродзержинсько-Сорокинська ЛЗ (входить до складу трансрегіональної Чорнобильсько-Маріупольської), за нашими даними, охоплює в плані смугу завширшки до 10 км. Вона простягається у північно-західному напрямку до Дніпродзержинського розлому і зчленовується з ним. Однойменна трогова структура, виповнена ефузивно-осадовою товщею осипенківської світи, розташовується в основному на захід від неї. У межах зони знаходиться лише південна, найбільш опущена частина цієї структури, де осипенківська світа має найповніший розріз. Тут зафіксовані й витягнуті у напрямку зони тіла ультрабазитів, що дає змогу припускати переважний прояв саме в цій частині території глибинного розлому. Колінкоподібна частина, що відходить на захід Сорокинської трогової структури, виповнена порівняно малопотужною теригенною за складом товщею нижньої частини осипенківської світи (магматичні породи не виявлені).

Зона становить пошуковий інтерес у зв'язку з виявленням у її межах пегматитових полів — «Крута Балка», «Садовий», «Блакитні Скелі» та ін., в яких установлений колумбіт. Жили пегматитів витягнуті у північно-західному і субширотному напрямках до 600—700 м. Серед грейзенізованих різновидів зафіксовано вкрапленість вольфраму. У кварцевих жилах спостерігається мідна і сульфатна мінералізація, трапляються одиничні знаки зо-

лота. Слабовивчене Андріївське залізорудне родовище пов'язане із залізистими кварцитами осадово-вулканогенної товщі.

У межах Кам'яномогильської зони розломів також виявлено різноманітну рудну мінералізацію. Виділена нами за дистаційними матеріалами північно-західна частина зони на цей час практично не вивчена, хоча і становить безсумнівний пошуковий інтерес.

Крім уточнення місця розташування, зміни основних параметрів і деталізації внутрішньої будови відомих лінійних рудоконтролюючих зон, ми виділили нові ЛЗ, що мають рудоконтролююче значення (див. рис. 2.34, табл. 2.42). Для проведення середньомасштабних пошукових робіт особливу роль відіграють трансрегіональні і більшість регіональних 1-го порядку ЛЗ, що належать до структур, які, не змінюючи простягання й особливостей прояву, перетинають гетерогенні і різновікові геологічні утворення, характеризуються тривалим розвитком (мають, як правило, докембрійське закладення і багаторазове підновлення), часто прослідковуються геофізичними і сейсмічними методами до верхньої мантії. Дослідженнями багатьох учених установлено, що значна частина наскрізних структур визначає розміщення найбільших родовищ (не є винятком і досліджувана нами територія, що дає змогу розглядати вказані структури як рудоконтролюючі; одна з найтиповіших ЛЗ цього типу детально охарактеризована у публікації [262]).

Спільний аналіз геолого-структурних, металогенічних, геофізичних і дистанційних матеріалів дав змогу установити нову ЛЗ — Донецько-Гурзуфську, віднесену до категорії наскрізних рудоконтролюючих структур. Простягаючись за азимутом 30—35°, ЛЗ перетинає Донецький басейн, приазовську частину УЩ, Причорноморську западину, Скіфську плиту і Гірський Крим. Зона контролює масиви, штокоподібні і дайкові тіла різного складу і віку: Жовтневий лужний, Кам'яномогильський, Катеринівський, Стародубівський і Малоянисольський масиви гранітоїдів, штоки андезитів, тіла метавулканітів, а також скупчення пегматитових, аплітових і кварцових жил. До неї приурочені ділянки грейзенізації й інших вторинних процесів.

Рудоконтролююча роль зони визначається серією тектономагматичних вузлів (не менш восьми), локалізованих у її створі на перетинах з розломами північно-західного і широтного напрямків. До цих вузлів, а також до всієї приазовської ділянки розлому приурочені мінеральні скупчення рідкісних і розсіяних елементів, чорних і кольорових металів, карбонатитів, графіту, вермикуліту. Виявлені також геохімічні аномалії, що заслуговують подальшого вивчення. Характерною властивістю смуги ЛЗ є ртутна спеціалізація (Донецько-Макіївське, Східнодоломітне та інші ртутні прояви в Донбасі, Привітнинське і Веселівське — у Криму, геохімічні аномалії і кіноварна мінералізація в приазовській частини УЩ).

У західній частині Північного Приазов'я паралельно Кальміуській зоні в районі населених пунктів Чернігівка, Велика Новоселка й інших у північносхідному напрямку простягається дуже велика зона, що виходить далеко за межі щита. Вона складається з двох близько розташованих серій лінеаментів, які у сукупності охоплюють смугу завширшки до 20 км.

У внутрішній частині зони розміщуються відомі утворення чернігівського комплексу (карбонатити, ультрабазити). У цілому вона тяжіє до поля

переважного поширення гранітоїдів, що можна пов'язати з підвищеною в її межах гранітизацією метаморфічних порід у докембрії. Збережені тут метаморфічні породи і новоутворення чернігівського комплексу мають субмеридіональне орієнтування, тоді як за межами зони метаморфічні породи і гранітоїди мають істотно північно-західне простягання у північній частині і субширотне — у південній. Відповідно, можна припускати перебудову тут структурного плану в докембрії, переважно у період формування гранітоїдів. Виходячи з орієнтування тіл і відомих закономірностей структуроутворення швидше за все у цьому разі відбувалися правозсувні тектонічні переміщення.

Зважаючи на вік порід, що виповнюють зону, ці переміщення відбувалися переважно до ранньопротерозойського періоду складкоутворення (пластичні деформації в зоні глибинного розлому). Тією чи іншою мірою вони продовжувалися в період формування порід осипенківської світи, про що свідчить колінкоподібна зміна простягання в її межах Куйбишевської структури, яка виповнена цими утвореннями.

Субмеридіональне простягання відомих тіл чернігівського комплексу можна представити як результат прояву локального сколювання в межах зони в процесі зсувних переміщень. Відповідно, пошукові роботи можуть бути спрямовані на виявлення субпаралельних кулісоподібно розташованих тіл, витягнутих під гострим кутом або паралельно (рідше) простяганню зони.

Під час пошукових досліджень не менш важливу роль відіграють регіональні 2-го порядку ЛЗ, що дуже часто збігаються з розломами земної кори і контролюють розміщення корисних копалин. При цьому рудоконтролююче значення мають ЛЗ різних напрямків — поздовжні, поперечні й діагональні, однак конкретні види корисних копалин пов'язані з певними напрямками зон і різними формами їх взаємовідношень [245—250, 263, 314, 315], див. рис. 2.34, табл. 2.42.

До четвертого типу рудоконтролюючих структур належать перетини трансрегіональних і регіональних ЛЗ, що утворюють у плані складний вузол перетину, а по вертикалі — ослаблену зону, по якій фільтрується глибинна (аж до мантійної) речовина, що утворює родовища. Підвищені роздробленість і рухомість земної кори вузлів перетину зумовлюють вертикальну міграцію речовини і її акумуляцію. На думку дослідників [79], поняття «вузлова структура» не розкриває змісту цього явища, тому для позначення вузлів перетину лінеаментів (розломів) вони запропонували інший термін — «кентроген», або «кентрогенна структура». Під такою структурою мається на увазі ділянка динамічного впливу перетину розломів, що характеризується інтенсивною роздробленістю земної кори, високою проникністю для магматичних порід, флюїдів і розчинів, а також підвищеною ерозійною розчленованістю і диференціацією новітніх рухів.

Основні особливості зазначеної структури такі: перетини декількох лінеаментів різних напрямків — подвійного, потрійного і більшого зчленування; значна площа впливу (до сотень квадратних кілометрів); прояв по периферії кільцевих і дугових лінеаментів; різні орієнтування і ступінь роздробленості структурних комплексів земної кори; диференційоване переміщення блоків, що групуються навколо центрального підняття і западин; довгий і різноманітний за складом магматизм; підвищена активність стосовно

суміжних ділянок; активність (підновлення) розломів давнього закладення; закономірне сполучення геофізичних аномалій (сходження до єдиного центру, перетини). З наведених особливостей видно, що з «кентрогенами» часто пов'язані КС осередкового типу, тобто ці дві групи рудоконтролюючих структур взаємозалежні.

Зокрема, вищеописані Тельманівська, Південнокальміуська, Південнокальчицька, Жовтнева КС, які приурочені до інтрузивних граносієнітових масивів, розташовані в зонах зчленування розломів, тобто вони можуть бути віднесені до кожної з цих двох груп, як і малі інтрузії гранітів кам'яномогильського типу. Разом з тим частина виявлених перетинів ЛЗ є тільки «кентрогенами» (тобто не мають кільцевого відображення).

Так, Осипенківська вузлова структура (площа впливу 170 км^2) утворена перетином Дніпродзержинсько-Сорокинської (315—320°), Ольгинської (45—50°), Мелітопольсько-Білосарайської (85—90°) і Розівської (0°) ЛЗ і не має «кільцевого» аналогу. Тут виявлені масиви діоритів і гранодіоритів, інтрузії основних і ультраосновних порід, пегматитові тіла, встановлені рудопрояви міді, молібдену, свинцю, рідкісних металів.

Східнорозівська вузлова структура (площа впливу 180 км^2) утворена зчленуванням Курахівської, Центрально-Маріупольської та Іловайсько-Приморської ЛЗ, складена переважно ультраметаморфічними плагіогранітами і слюдистими гранітами. У її межах виявлені рудопрояви міді, свинцю, цинку.

Виділено інші, менш значні за ступенем впливу вузли перетину, більшість яких характеризується наявністю поліметалевої і рідкіснометалевої мінералізацій, іноді з ними пов'язані родовища ВВ і підземних вод тріщинного типу.

Основні дані щодо пошукової перспективності виявлених під час картування в масштабі 1 : 500 000 активних на новітньому етапі розвитку геоструктур УЩ та його схилів наведені в табл. 2.42 і 2.43, структури показані на рис. 2.34.

У результаті проведення великомасштабних (1:10 000—1:50 000) досліджень у межах деталізаційних (еталонних) ділянок були визначені типові позиції взаємовідношень структурних елементів, за яких створюються максимально сприятливі умови для локалізації «корисної» речовини.

Для лінійних структур це ділянки підвищеної тріщинуватості гірських порід; смуги інтенсивного дроблення між лінеаментами (розломами); вигини рудопідвідних дислокацій; системи, що оперяють і супроводжують тріщини сколу і відриву уздовж великих розломів (лінеаментів); крутопадаючі розломи (лінеаменти); вузли перетину і зчленування різноорієнтованих розломів (одиночних і елементарних лінеаментів у складі зон).

Для КС установлено розміщення підвищеної «корисної» мінералізації і родовищ у зовнішніх концентрах; каркасних вузлах; місцях перетину каркасних елементів лінеаментами; площах інтерференції різнопорядкових КС; апікальних частинах одиночних кільцевих (купольних) форм.

На основі комплексного аналізу отриманих під час вивчення новітньої тектоніки УЩ (за допомогою структурно-геоморфологічних і аерокосмічних методів), даних і геолого-геофізичних матеріалів з урахуванням виявлених позицій відомих родовищ і проявів корисних копалин вдалося виділити

перспективні у пошуковому відношенні локальні (прогнозні) площі (головним чином, у межах деталізаційних ділянок). При цьому основну увагу приділено тим видам корисних копалин, формування яких найтісніше пов'язане з неотектонічними процесами (нафта, газ, підземні води тріщинного типу, розсипи).

Матеріали щодо цих площ уже опубліковані [289—291] або відображені у звітах, складених за результатами численних бюджетних наукових і госпдоговірних тем. Результати досліджень, що стосуються пошукових питань, впроваджені в практику робіт наукових і виробничих організацій (Артемівська, Приазовська, Харківська, Причорноморська ГРЕ, ВАТ «Укргазпроект», КП «Кіровгеологія»).

Закономірності просторового зв'язку родовищ урану з новітньою тектонікою і перспективи пошукових робіт. Абсолютна більшість дослідників вказує на визначальну рудоконцентруючу і рудоконтролюючу роль різних тектонічних елементів щодо утворення родовищ урану та виділяє велику кількість (не менше шести) епох уранового рудоутворення, зокрема неоген-четвертинну, пов'язуючи їх насамперед з численними ТА і ТМА [23, 75]. Тому доцільно, на наш погляд, дослідити, як мінімум, просторовий взаємозв'язок основних неотектонічних параметрів, показаних на карті новітньої тектоніки УЩ і його схилів, з розміщенням відомих уранових родовищ і рудопроявів (див. вклейку, рис. 2.34, табл. 2.44).

Вважаючи наші матеріали проміжними за 2 роки роботи за цим напрямом, завершення якого заплановано на 2015 р., та не бажаючи нав'язувати свою думку читачеві, ми не наводимо результатів детальнішого аналізу, залишаючи фахівцям можливість самим зробити відповідні висновки.

Таблиця 2.44. **Стислі відомості про родовища і рудопрояви урану та їх просторове співвідношення з неотектонічними показниками (склали В.Г. Верховцев, О.О. Крамар, Г.Ф. Маричев, Є.Б. Краснов, В.Г. Швайко, Ю.В. Юськів)**

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Родовища				
Північно-березнянське	1	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і північно-східної — № 41	—	↓0—25
Лозуватівське	2	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 11 і північно-східної № 43	Північно-західна частина успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Калинівське	3	Те саме	Те саме	↑50—100
Виноградівське	4	Північно-східна ЛЗ № 43, поблизу вузла перетину її з субмеридіональною ЛЗ № 11	Центральна частина успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Західнобандурівське	5	У межах північно-східної ЛЗ № 43	Те саме	↑50—100
Східнобандурівське	6	Те саме	» »	↑50—100
Південне	7	» »	У центрі успадкованої макроКС № 44	↑100—150 А

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Гнатівське	8	У центрі успадкованої макроКС № 44	На півночі успадкованої макроКС № 44 і одночасно на південному обрамленні накладеної успадкованої КС № 40	↑50—100
Ташлицьке	9	Смуга впливу північно-західної ЛЗ № 61	У центрі успадкованої макроКС № 44	↑100—150 А
Садово-Костянтинівське	10	—	Те саме	↑50—100
Новопавлівське	11	Вузол перетину ЛЗ № 29 (субширотна), № 43 (північно-східна), № 61 (північно-західна)	На півночі успадкованої макроКС № 44 і одночасно у східній частині накладеної на неї успадкованої КС № 40	↑50—100
Садове	12	—	У центрі успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Ватутінське	13	Вузол перетину ЛЗ № 29 (субширотна), № 43 (північно-східна), № 61 (північно-західна)	На обрамленні успадкованої макроКС № 44 і одночасно на сході накладеної на неї успадкованої КС № 40	↑50—100
Андріївське	15	У межах північно-східної ЛЗ № 43	На південно-східному обрамленні малої проміжної КС	↑75—100
Партизанське	22	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 43, північно-західної ЛЗ № 61 та субширотної ЛЗ № 29	Східна частина малої КС безкореневого типу	↑75—100
Апрелєвське (Квітневе)	20	Те саме	На південно-східному обрамленні успадкованої макроКС № 44	↑75—100
Літнє	34	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 43 та субширотної ЛЗ № 29	Біля обрамлення успадкованої макроКС № 44	↑75—100
Братське	35	Смуга впливу субмеридіональної ЛЗ № 12	Південно-східна частина успадкованої макроКС № 44	↑75—100
Докучаєвське	37	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 43, північно-західної ЛЗ № 61 та субширотної ЛЗ № 29	На південно-східному обрамленні успадкованої макроКС № 44	↑75—100
Новокостянтинівське	42	Біля вузла перетину північно-східної ЛЗ № 43 та субширотної ЛЗ № 29	Біля обрамлення успадкованої макроКС № 44	↑75—100

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Лісне	43	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 43 та субширотної ЛЗ № 29	Біля обрамлення успадкованої макроКС № 44	↑75—100
Щорсівське	44	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 13 і субширотної № 29	На західному обрамленні безкореневої КС № 41	↑50—100
Северинівське	45	Те саме	Західне обрамлення безкореневої КС № 41	↑50—100
Юріївське	46	» »	У центрі успадкованої КС № 49	↑50—100
Підгайцівське	48	» »	На західному обрамленні безкореневої КС № 41	↑50—100
Лелеківське	49	» »	Те саме	↑50—100
Західноконоплянське	50	» »	На північно-східному обрамленні успадкованої КС № 49	↑50—100
Центральне	51	» »	Поблизу південного обрамлення безкореневої КС № 41	↑50—100
Мічурінське	52	» »	Західне обрамлення безкореневої КС № 41	↑50—100
Південноконоплянське	53	» »	На північно-східному обрамленні успадкованої КС № 49	↑50—100
Північноконоплянське	54	» »	Поблизу південного обрамлення безкореневої КС № 41	↑50—100
Сафонівське	55	Субмеридіональна ЛЗ № 14	На східному обрамленні неуспадкованої малої КС	↑50—100
Михайлівське	56	Те саме	Поблизу східного обрамлення неуспадкованої малої КС	↑50—100
Христофорівське	57	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 14 і субширотної № 30	—	↓25—50
Червоношахтарське	58	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 30 і північно-східної № 45	—	↓50—100
Миколо-Козельське	59	Субширотна ЛЗ № 31	Поблизу північно-східного обрамлення безкореневої КС № 58	↑25—50
Красноармійське	60	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 30 і північно-східної № 45	Поблизу північно-західного обрамлення успадкованої макроКС № 59	↑50—100
Ганнівське	61	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 15 і північно-західної № 59	У південній частині успадкованої КС № 51	↑50—100

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Жовторіченське	62	Поблизу вузла перетину ЛЗ № 15 (субмеридіональна) № 29 (субширотна), № 59 (північно-західна)	У центрі успадкованої КС № 51	↑50—100
Першотравневе	64	Поблизу вузла перетину ЛЗ № 30 (субширотна), № 45 (північно-східна), № 59 (північно-західна)	Поблизу південно-східної частини обрамлення успадкованої КС № 51	↑50—100
Кременчуцьке	65	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 15 і трансрегіональної північно-західної № 57	—	↑25—50
Девладівське	66	Вузол перетину ЛЗ № 30 (субширотна), № 45 (північно-східна), № 59 (північно-західна)	Крайова північно-західна частина макроКС № 59	↑50—100
Новогуріївське	67	Поблизу вузла перетину субмеридіональної ЛЗ № 16, субширотної № 29 і північно-східної № 45	Поблизу північно-західного обрамлення успадкованої макроКС № 59	↑50—100
Хуторське	68	Те саме	Північна окраїна успадкованої макроКС № 59	↑50—100
Криничанське	69	» »	Північна окраїна успадкованої макроКС № 59, поблизу обрамлення малої КС неуспадкованого типу	↑50—100
Єленівське	70	Одиночний лінеамент північно-західного простягання	Те саме	↑50—100
Сурське	71	В межах зони впливу трансрегіональної північно-західної ЛЗ № 57	» »	↑50—100
Червоноярське	72	Одиночний лінеамент північно-західного простягання	Північна частина успадкованої макроКС № 59	↑50—100
Петромихайлівське	73	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 30 і трансрегіональної північно-західної № 57	Північно-східне обрамлення успадкованої макроКС № 59	↑25—50
Петрозаводське	74	У межах трансрегіональної північно-західної ЛЗ № 57	Південно-західна окраїна успадкованої КС № 54	↑25—50

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Червонооскільське*	75	Немає даних	Немає даних	Немає даних
Адамівське*	76	» »	» »	» »
Миколаєвське	77	Одиночний протяжний лінеамент північно-східного напрямку	На північно-західному обрамленні успадкованої КС № 66 і одночасно в центрі успадкованої макроКС № 63	↑50—100
Марківське*	78	Немає даних	Немає даних	Немає даних
Дібровське	188	У межах трансрегіональної субширотної ЛЗ № 30	У межах успадкованої макроКС № 59	↑25—50
		Рудопрояви		
Паломський	16	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 43 та субширотної ЛЗ № 29	Південне обмеження малої КС безкореневого типу	↑75—100
Розсохуватський	17	Те саме	Біля обрамлення успадкованої макроКС № 44	↑75—100
Олександрівський	27	» »	Те саме	↑75—100
Брикуля	96	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і одиночного лінеамента північно-західного напрямку	На південному обрамленні успадкованої КС № 11	↑50—100
Коськів	97	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і північно-західної № 63	Південна окраїна успадкованої КС № 11	↑25—50
Капустин	98	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27, північно-східної № 38 і одиночного північно-західного лінеамента	—	↑50—100
Григорівка	99	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і північно-східної № 38	—	↑50—100
Голосків	100	—	—	↑50—100
Щедрова	101	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 5 та одиночного лінеамента північно-східного напрямку	—	↑50—100
Бохни	102	Субмеридіональна ЛЗ № 5	—	↑50—100
Суслівці	103	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 5 та одиночного лінеамента північно-східного напрямку	—	↑25—50

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Старосинявський	104	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 5 та одиночних лінеаментів північно-східного і північно-західного напрямків	—	↑25—50
Гулі	105	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 5 та одиночних лінеаментів північно-східного і північно-західного напрямків	—	↑50—100 А
Дяківці	106	Одиночний лінеамент північно-західного напрямку	—	↑150—100
Соколова	107	Одиночний лінеамент північно-східного напрямку	Поблизу західного обрамлення неуспадкованої КС № 18	↑25—50
Лелітка-1	108	—	Те саме	↑150—100 А
Лелітка-2	109	Одиночний лінеамент північно-східного напрямку	На західному обрамленні неуспадкованої КС №18	↑25—50
Хмільник	110	—	Те саме	↑50—100
Стара Гута	111	—	» »	↑50—100
Веселка	112	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і північно-східної № 62	Північно-західна окраїна неуспадкованої макроКС № 18	↑25—50
Рижківський	113	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 39 та декількох різноспрямованих одиночних лінеаментів	Західна окраїна неуспадкованої макроКС № 18	↑25—50
Малинівський	114	У межах північно-східної ЛЗ № 39	На заході неуспадкованої макроКС № 18	↑50—100 А
Прутівський	115	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 26, північно-східної № 38 і північно-західної № 61	Південна окраїна успадкованої макроКС № 1	↑25—50
Новоолександрівський	116	Північно-західна ЛЗ № 61	Те саме	↑25—50
Киселівський	117	Те саме	» »	↑25—50
Березова Гать	118	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 26 і північно-західної № 61	» »	↑25—50
Пуліно-Гута	119	Північно-західна ЛЗ № 61	» »	↑25—50
Покостівський	120	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 38 і північно-західної № 61	» »	↑25—50

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Слобідський	121	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 26, північно-східної № 38 і північно-західної № 61	Південна окраїна успадкованої макроКС № 1	↑25—50
Юлянівський	122	Те саме	Те саме	↑25—50
Пилявський	123	У межах північно-східної ЛЗ № 41	У південній частині неуспадкованої макроКС № 18	↑50—100↑
Стоянівський	124	Поблизу вузла перетину північно-східної ЛЗ № 41 та субширотної ЛЗ № 28	Поблизу південно-східного обрамлення неуспадкованої макроКС № 18	↑50—100
Вороновицький	125	Поблизу вузла перетину північно-східної ЛЗ № 41, північно-західної № 62 та субширотного одиночного лінеамента	У південній частині неуспадкованої макроКС № 18	↑50—100
Погребищенський	126	Північно-східна ЛЗ № 41	Східна окраїна неуспадкованої макроКС № 18	↑50—100
Макарівський	127	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і північно-західної № 61	Поблизу північно-східної окраїни неуспадкованої макроКС № 18, але за її межами	↑25—50
Верхівнянський	128	Те саме	Те саме	↑25—50
Мовчанівський-1	129	» »	На північно-східному обрамленні неуспадкованої макроКС № 18	↑25—50
Юнашківський	130	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 41 і північно-західної № 61	Поблизу східної окраїни неуспадкованої макроКС № 18, але за її межами	↑25—50
Великолісовецький	131	Субширотна ЛЗ № 27	—	↑25—50
Новофастівський	132	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 41 і північно-західної № 61	Поблизу східної окраїни неуспадкованої макроКС № 18, але за її межами	↑25—50
Мовчанівський-2	133	Те саме	—	↑25—50
Каленівський	134	» »	—	↑25—50
Тетіївський	135	» »	Поблизу західної окраїни неуспадкованої макроКС № 25, але за її межами	↑25—50
Володимирівський	136	» »	—	↑25—50

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Домантівський	137	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27, північно-східної № 41 і північно-західної № 61	—	↑25—50
Таборівський	138	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27 і північно-східної № 41	—	↑0—25
Рогізнянський	139	Вузол перетину північно-східної ЛЗ № 41 і північно-західної № 61	Поблизу північно-західної окраїни неуспадкованої КС № 25, але за її межами	↑0—25
Заваллівський	140	Північно-західна ЛЗ № 62	—	↑50—100
Ясенівський	141	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 10 і північно-західної № 62	—	↑50—100
Коханівський	142	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 10, субширотної № 31 і північно-східної № 43	—	↑100—150
Сидорянський	143	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 27, північно-східної № 41 і північно-західної № 60	—	↑0—25
Фурсівський-2	144	Те саме	—	↑0—25
Фурсівський-1	145	» »	—	↑0—25
Савранський	146	Північно-західна ЛЗ № 62	—	↑50—100
Янишівський північний	147	Те саме	—	↑50—100
Янишівський	148	» »	—	↑50—100
Грушківський	149	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 29 і північно-західної № 61	—	↑50—100
Берестовецький	150	—	—	↑50—100
Кривоозерський	151	У зоні впливу північно-західної ЛЗ № 62	Поблизу західного обрамлення успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Наливайківський	152	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 11, субширотної № 29 і північно-західної № 61	Північно-західне обрамлення успадкованої КС № 46	↑50—100
Тернівський	153	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 29 і північно-західної № 61	Вузол перетину зовнішніх обрамлень успадкованих КС № 40 і 44 (макроструктура)	↑50—100

Продовження табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Кодимський (Кам'яний Міст)	154	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 11, північно-східної № 43 і північно-західної № 61	Західна частина успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Костянтинівський	155	—	У південно-східній частині успадкованої макроКС № 44	↑100—150 А
Ташлицький	156	Поблизу північно-західної ЛЗ № 61	У центрі успадкованої макроКС № 44	↑100—150 А
Казакова Балка	157	Вузол перетину ЛЗ № 29 (субширотна), № 43 (північно-східна), № 61 (північно-західна)	На північній окраїні успадкованої макроКС № 44 та одночасно у східній частині накладеної на неї успадкованої КС № 40	↑50—100
Веселинівський	158	Північно-західна ЛЗ № 61	Поблизу південно-східного обрамлення успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Анетівський	159	Поблизу субширотної ЛЗ № 31	У південно-східній частині успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Красноярський	160	—	У південно-східній частині успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Зарічнянський	161	—	Те саме	↑50—100
Високогірський	162	—	» »	↑50—100
Щербанівський	163	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 12, субширотної № 31 та північно-східної № 44	Південно-східна окраїна успадкованої макроКС № 44 і одночасно на північно-західному обрамленні накладеної на неї мікроКС неуспадкованого типу	↑50—100
Новоодеський	164	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 12 та північно-східної № 44	На південно-західному обрамленні мікроКС неуспадкованого типу	↑50—100
Єланецький	165	Вузол перетину субмеридіональної ЛЗ № 12 і субширотної № 31	Південно-східна окраїна успадкованої макроКС № 44	↑50—100
Новошмидтівський	166	—	Південна частина мікроКС неуспадкованого типу	↑50—100
Ярівський	167	Немає даних	Немає даних	

Закінчення табл. 2.44

Родовище, рудопрояв	Номер на рис. 2.34	Просторова кореляція		Відображення у сумарних амплітудах, м
		з лінеаментними зонами	з кільцевими структурами	
Бекарівський	168	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 30 та північно-західної трансрегіональної ЛЗ № 57	—	↑25—50
Васинівський	169	Північно-західна ЛЗ № 61, поблизу вузла її перетину з північно-східною ЛЗ № 48	На заході успадкованої КС № 62	↑25—50
Мальцівський-2	171	Субширотна ЛЗ № 28	—	↑25—50
Берестовий	175	Зона впливу субширотної ЛЗ № 28	—	↑50—100
Солодківський	176	Вузол перетину субширотної ЛЗ № 30 і трансрегіональної північно-західної № 57	—	↑25—50
Гуляйпільський	181	Те саме	Західна окраїна успадкованої макроКС № 63 і одночасно на обрамленні накладеної на неї успадкованої КС № 64	↑25—50
Малинівський-1	182	У межах трансрегіональної північно-західної ЛЗ № 57, поблизу вузла її перетину з субширотною ЛЗ № 30	На західному обрамленні успадкованої макроКС № 63	↑25—50

Примітка. Зірочкою позначено, що родовище знаходиться за межами УЩ та його схилів; пропущені номери в колонці 3 — рудопрояви, які знаходяться за межами УЩ та його схилів; ↑25—50 — збіг родовища або рудопрояву з ділянкою підвищених значень сумарних амплітуд пізньопліоцен-четвертинних вертикальних рухів земної поверхні (в метрах), ↓25—50 — те саме відносно знижених, але позитивних амплітуд; А — збіг родовища або рудопрояву із замкненою аномалією сумарних амплітуд або із згущенням ізобаз найбільших значень.

2.6.2. Структурно-геодинамічний аналіз процесів формування та збереженості від денудації уранових родовищ і рудопроявів Інгульського мегаблока

Лінійно-площові, розломно-блокові, купольні, кільцево-купольні та кільцеві морфоструктури. Інгульський мегаблок УЩ, обмежений із заходу Бузько-Миронівським, а зі сходу Криворізько-Кременчуцьким глибинними розломами, виділяється серед інших геоструктур подібного рангу багатьма ознаками автономного тектонічного розвитку та наявністю деяких типів промислового уранового зруденіння, відсутнього на суміжних і віддаленіших однорангових блоках та інших геоструктурах [23, 317].

Уранові зруденіння на Інгульському мегаблоці значною мірою контролюються тектонічними структурами різних порядків і форм прояву на поверхні похованого рельєфу фундаменту та його кори вивітрювання і в су-

часному рельєфі, які утворюють різноманітні морфоструктури. За формами прояву таких структур у похованому та сучасному рельєфі і за результатами структурно-геологічного дешифрування різномасштабних матеріалів ДЗЗ і топокарт виділені лінійно-площові, розломно-блокові, купольні, кільцево-купольні та кільцеві морфоструктури.

Лінійно-площові морфоструктури виражені у сучасному рельєфі та на матеріалах дистанційних знімань системами лінійних форм й елементів рельєфу і лінеаментами різної протяжності ландшафтного походження, які у переважній більшості є відображенням на експонованій поверхні різнопорядкових та різновікових розривних порушень, як залікованих гідротермальними процесами, так і розкритих у результаті ТА на різних етапах геологічного розвитку. Ці порушення згруповані у відносно вузькій смузі (5—30 км), включно із розривами зони геодинамічного впливу головного диз'юнктиву, і перетинають Інгульський мегаблок у межах УЩ та суміжні однопорядкові або більші геоструктури (Придніпровський, Росинсько-Тікицький мегаблоки УЩ, ДДЗ, Причорноморську западину тощо) [318] тобто мають наскрізний характер (рис. 2.35). До таких структур належать межові структури: субмеридіональні — Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом і Бузько-Миронівська зона розломів; субширотні — Суботсько-Мошоринська, Девладівська і Південнокриворізько-Нікопольська зони розломів. Великою лінійно-площовою морфоструктурою є система узагальненого субмеридіонального простягання, утворена Кіровоградською та Інгуло-

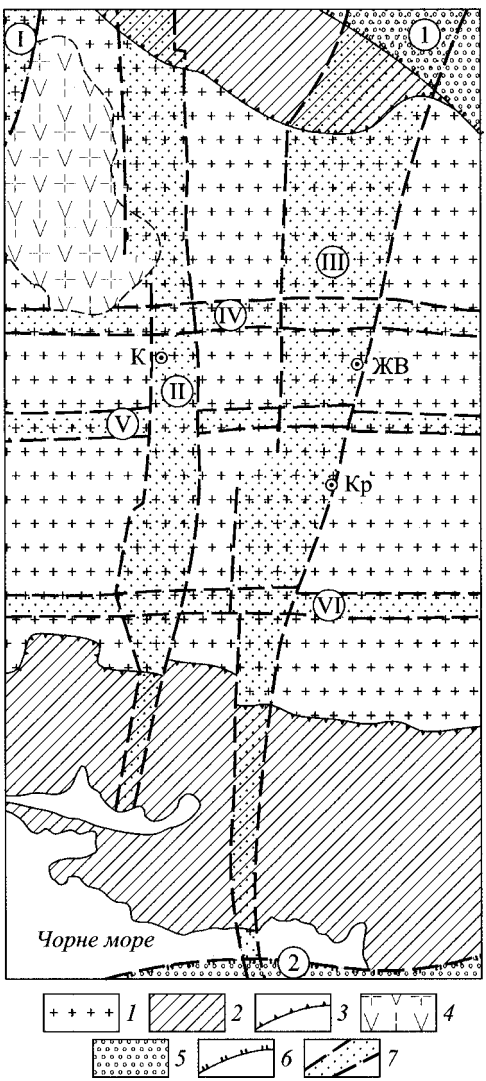


Рис. 2.35. Наскрізні лінійно-площові морфоструктури Інгульського мегаблока:
1 — Український щит; *2* — схили щита; *3* — контур щита (за ізогіпсою –300 м); *4* — Корсунь-Новомиргородський плутон; *5* — Дніпровсько-Донецький авлакоген (I) і Причорноморська западина (2); *6* — тектонічні межі авлакогена і западини; *7* — наскрізні лінійно-площові морфоструктури (римські цифри в кружках): I — Бузько-Миронівська, II — Кіровоградсько-Інгуло-Кам'янська, III — Криворізько-Західноінгулецька; IV — Суботсько-Мошоринська; V — Девладівсько-Бутівська; VI — Південнокриворізько-Нікопольська; *населені пункти:* К — Кіровоград, ЖВ — Жовті Води, Кр — Кривий Ріг

Кам'янською зонами розломів. Площини розривних порушень Кіровоградської зони мають переважно східні азимути падінь під кутами 75—85°, тоді як у Інгуло-Кам'янської зони — поряд із субвертикальними, почасти східними на багатьох ділянках спостерігаються західні азимути падінь розривів. Іншими словами, зазначена велика лінійно-площова структура має однокореневий характер (рис. 2.36).

Дещо відмінні у цьому відношенні лінійно-площові Звенигородсько-Ганнівська та Новомиргородська морфоструктури субмеридіонального простягання, які фрагментарно прослідковуються на окремих ділянках та з більшою виразністю у субширотній зоні тектонічного контакту Корсунь-Новомиргородського плутону і Новоукраїнського масиву. Новомиргородська морфоструктура має тенденцію до збільшення горизонтальної потужності і поступового затухання у південному напрямку [319]. Загалом Звенигородсько-Ганнівську і Новомиргородську морфоструктури за зазначеними параметрами можна віднести до внутрішньоблокових, причому остання з них, можливо, є рудоконтролюючою щодо крупних родовищ натрій-уранової формації (Новокостянтинівського, Лісового, Докучаєвського та ін.) і рудопроявів (принаймні, просторово збігається з ними).

За результатами детальних геологопошукових і геологорозвідувальних робіт можна дійти висновку, що більшість лінійно-площових морфоструктур, крім неотектонічно активізованих розривних порушень, просторово пов'язаних з різнопорядковими зонами розломів, складається також із «залікованих» рудопідвідних, рудорозподільних і рудоконцентруючих порушень, які структурно різною мірою, залежно від *PT*-умов та наявності геохімічних бар'єрів, контролювали процеси натрієвого метасоматозу і подальшого уранового рудогенезу. Основними концентраторами рудної мінералізації при цьому були ТМЗ [143].

Розломно-блокові морфоструктури проявлені у сучасному рельєфі та у геологічній будові кристалічного фундаменту. Переважно це різномасштабні полігональні масиви гранітизованих вулканогенно-осадових порід різної конфігурації, обмежені різноорієнтованими розривами. Такі масиви (Шполянський, Долинський, Новгородківський та ін.) утворюють у сучасному і похованому рельєфі фундаменту та його кори вивітрювання локальні вододіли (рис. 2.37, 2.38), обмежувальні розломи здебільш продовжуються на суміжних площах.

Зазначений генетичний тип розломів тісно пов'язаний з формуванням та становленням масивів гранітоїдів [320]. Ці розломи у своїй більшості приурочені до екзо- та ендоконтактів масивів суттєво калієвих мікроклінових гранітів і простягаються узгоджено із вмісною мігматит-гнейсовою товщею. У плані ці розриви в одних випадках прямолінійні і являють собою суцільні смуги дроблення і мілонітизації; в інших — проявлені серією переривчастих тріщин.

Дискретність просторової кореляції на рівні сучасного ерозійного зрізу контурів гранітизованих порід і лінійних морфоструктур, представлених переважно розробленими річковими долинами, що обмежують граніт-мігматитові масиви, пояснюється незавершеною препарацією цих масивів денудаційними процесами, тобто знаходженням їх глибинних частин у завуальованому стані під гнейсово-сланцевою товщею, яка частково перекриває переважно периферійні ділянки таких масивів.

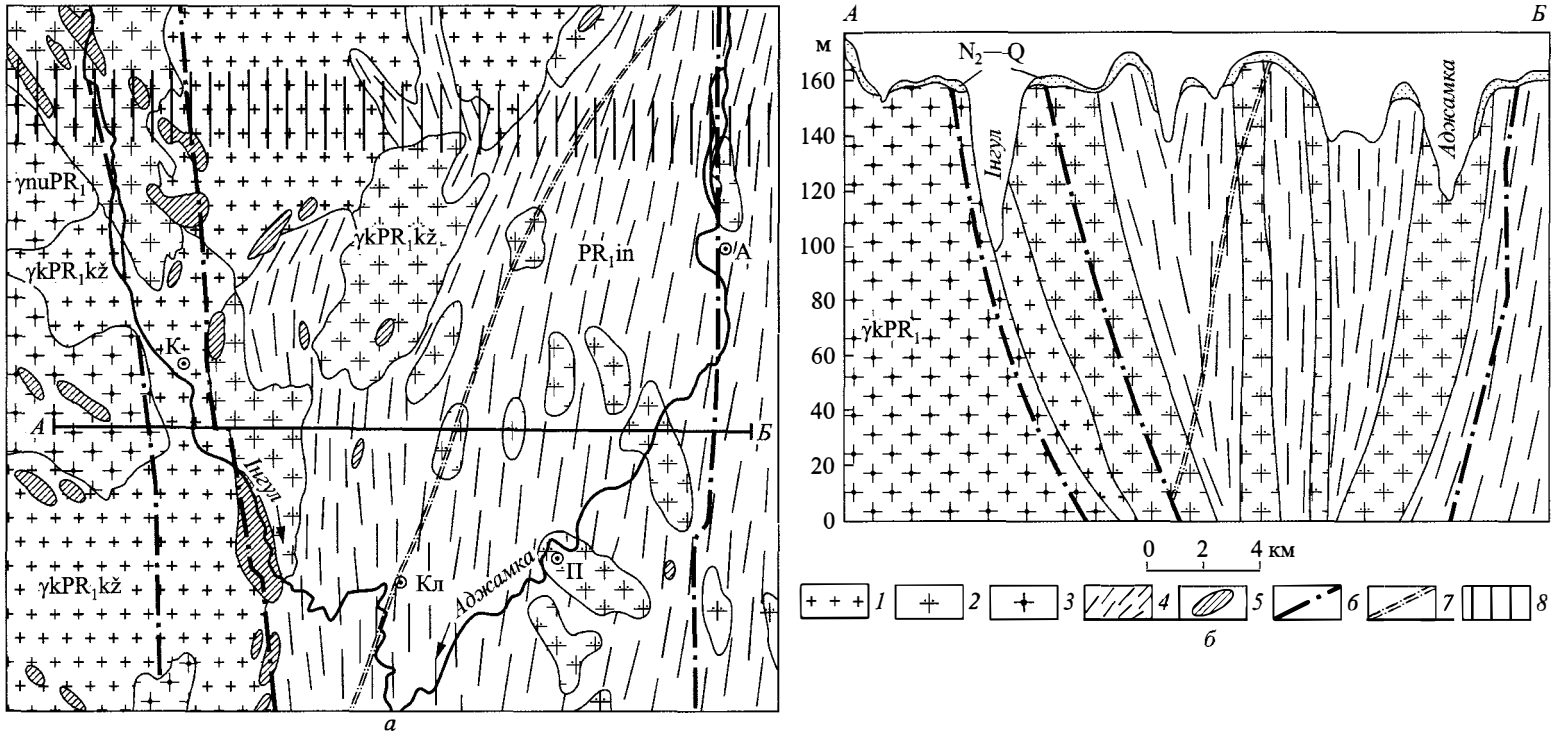


Рис. 2.36. Кіровоградсько-Інгуло-Кам'янська однокоренева лінійно-площова морфоструктура:

а — план; *б* — геолого-геоморфологічний розріз по лінії *А—Б*; *граніти і мігматити кіровоградсько-житомирського комплексу: 1* — граніти крупнозернисті, *2* — граніти і мігматити дрібнозернисті; *3* — граніти порфіробластові новоукраїнські; *4* — гнейси і кристалосланці інгуло-інгулецької серії; *5* — альбітити; *6* — основні розломні структури Кіровоградсько-Інгуло-Кам'янської морфоструктури; *7* — діагональна зона (Пд. зх.—Пн. сх.) Мар'ївського розлому; *8* — зона наскрізної Суботсько-Мошоринської морфоструктури; *населені пункти:* К — Кіровоград; Кл — Клинці; П — Покровське; А — Аджамка

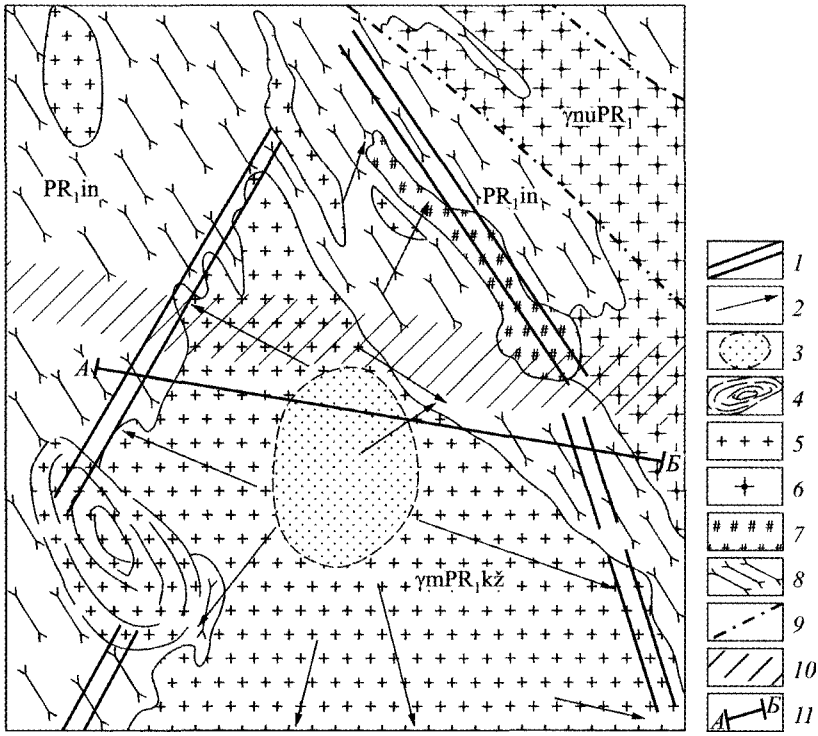


Рис. 2.37. Долинська розломно-блокова морфоструктура (геологічна ситуація показана за матеріалами КП «Кіровгеологія», О.М. Сухінін, Е.О. Кожіна, 1991):
1 — генералізовані напрямки долин річок Березівка (на заході) і Боковенька (на сході), що обмежують Долинський масив гранітоїдів; *2* — відцентрові ерозійні форми в контурі Долинського масиву; *3* — апікальна частина морфоструктури; *4* — Криничуватський купол; *5* — гранітоїди кіровоградсько-житомирського комплексу; *6* — новоукраїнські порфіробластові граніти; *7* — чарнокіти новоукраїнського комплексу; *8* — гнейси і кристалосланці інгуло-інгулецької серії; *9* — розривні порушення, субузгоджені з простяганням текстурних елементів вмісних порід; *10* — фрагмент Девладівсько-Бутівської наскрізної морфоструктури; *11* — лінія геологічного розрізу

Купольні, кільцево-купольні та кільцеві морфоструктури характерні для кристалічного фундаменту та сучасного й похованого рельєфу. Їх загальною організуючою основою є наявність дугових обмежень (форм рельєфу, лінеаментів) і відцентрового або доцентрового напрямку ерозійних форм рельєфу, що дренують ці морфоструктури. У поперечному розрізі зазначені морфоструктури різняться відповідно опуклим, опукло-увігнутим і увігнутим профілем. За параметрами цю категорію морфоструктур поділяють за розмірами на порядки: від Кіровоградської мегаморфоструктури, внутрішня будова якої ускладнена багатьма дрібнішими (дочірніми) концентричними структурами і розміри якої у поперечнику сягають 170—180 км [308], до Товмацької і Нечаївської (11—12 км) та групи дрібних купольних морфоструктур біля с. Тарасівка (Північнотарасівської і Південнотарасівської) з розмірами у поперечнику 5—6 км, розташованих на північ від Чичиркозівської кільцево-купольної морфоструктури (рис. 2.39).

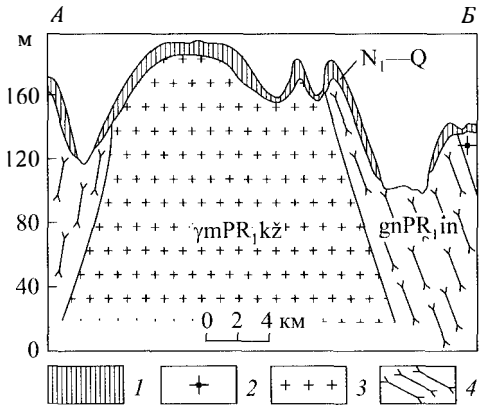


Рис. 2.38. Геологічний розріз по лінії *А—Б*:
1 — неоген-четвертинні відклади; *2* — новоукраїнські порфіробластові граніти; *3* — полігенні мігматит-гранітоїдні утворення кіровоградсько-житомирського комплексу; *4* — гнейсово-кристалосланцеві утворення інгуло-інгулецької серії

Доречно зазначити, що характерною особливістю кільцево-купольних морфоструктур є наявність у їх осьовій частині депресії, приуроченої до потужної дрени, якою є розроблена річкова долина, пов'язана з розломно-тріщинними структурами. Зокрема, увігнутість центральної частини Чичиркозівської кільцево-купольної морфоструктури забезпечується річковою долиною, яка просторово успадкувала зону Звенигородсько-Ганнівського розлому. Центральна частина Криничуватської кільцево-купольної морфоструктури дренується долиною р. Березівка, яка змінює у межах зазначеної структури свій генералізований напрямок з південно-західного-південного на південно-східний з набуттям першого нижче за течією, вже поза межами Криничуватської морфоструктури (рис. 2.40).

У полі сили тяжіння таким морфоструктурам відповідають локальні гравітаційні мінімуми ізометричної, округлої або овальної форми, які зумовлені гранітоїдами, густина яких на 0,06—0,16 г/см^3 менша за густину вмісних порід гнейсово-сланцевої товщі.

Деякі купольні та кільцево-купольні морфоструктури відображуються у магнітному полі позитивними аномаліями округлої, овальної, дугоподібної або напівкільцевої форми, розташованими навколо центральних частин морфоструктур. Зазначені вище перші три форми магнітних аномалій пов'язані з гранітоїдами, насиченими дрібними тілами діоритів і кварцових діоритів [321].

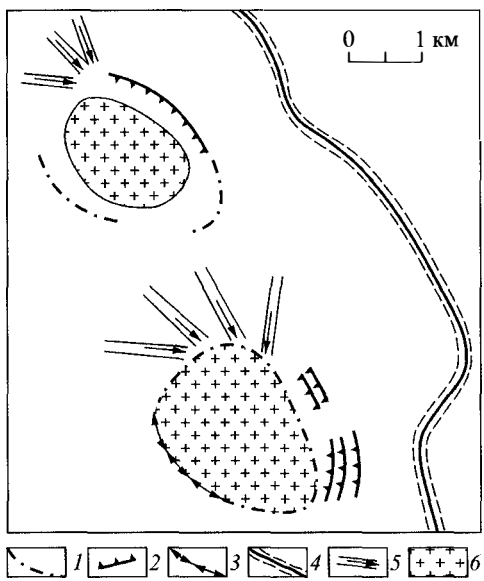


Рис. 2.39. Вираженість у сучасному рельєфі фрагмента Шевченківсько-Березівського гранітизаційного валу:
1 — дугові ерозійні форми, що обмежують апікальні ділянки Північно- і Південнотарасівської купольних структур; *2* — виположені уступи в рельєфі; *3* — дугові ділянки локальних вододілів; *4* — долина р. Шполка на ділянці обгинання групи дрібних куполів; *5* — концентрація ерозійних форм на периферійних ділянках дрібних куполів (стрілки вказують напрямок водного стоку); *6* — дешифровані склепінні ділянки дрібних куполів

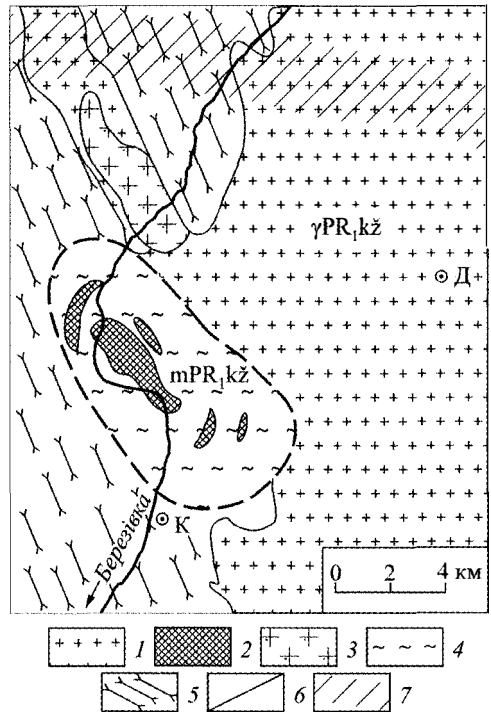


Рис. 2.40. Криничуватська кільцево-купольна морфоструктура.

Граніт-мігматитові утворення кіровоградсько-житомирського комплексу: 1 — гранітоїди Долинського масиву, *2* — апліто-пегматоїдні граніти, *3* — граніт-порфіри, *4* — мігматити; *5* — гнейси і кристалосланці інгуло-інгулецької серії; *6* — межі петрологічних різновидів; *7* — зона наскрізної Девладівсько-Бутівської лінійно-площової морфоструктури; *населені пункти:* Д — Долинська, К — Криничуватка

У генетичній основі купольних і кільцево-купольних морфоструктур, виражених у гравітаційному полі позитивними аномаліями, домінуючими слід вважати процеси термохімічного плюму на заключних стадіях гранітизації вихідних вулканогенно-осадових порід, зокрема таких, що зазнали гнейсофікації. Відпрепаровані тривалою денудацією і виведені на сучасний рівень ерозійного зрізу купольні й кільцево-купольні структури зберігали тенденцію до випереджувальних здіймань; внаслідок відносно стійкіших до денудації петрологічних особливостей вони почасти набули сучасних морфологічних рис.

Ці структури за морфологічними особливостями, геологічною будовою, механізмом формування тощо виділені у самостійний генетичний тип [321], який широко представлений саме у межах Інгульського мегаблока. Таке територіальне розміщення зазначених структур дослідники [321] пояснюють розвитком у межах мегаблока унікальних за масштабами та інтенсивністю процесів ранньопротерозойського ультраметаморфізму й граніто-утворення в умовах амфіболітової фації. У внутрішній будові структур простежується петрологічна зональність, коли від центральних частин до периферії крупнозернисті різновиди гранітоїдів змінюються меланократовими різнозернистими гранітами з рештками гнейсового субстрату і далі — смугастими мігматитами й мігматизованими гнейсами. Такі відносно дрібні морфоструктури (Шендерівська, Північно- та Південнотарасівська, Чичиркозівська, Надлацька, Глодоська та ін.) можуть групуватись у вузькій смузі (10—20 км), орієнтованій у визначеному напрямку (північ—захід—північ), який відповідає простяганню шарніра великої антиклінальної складки у породах догранітизаційного субстрату (рис. 2.41), утворюючи своєрідний вал гранітизації (Шевченківсько-Березівський) [321].

Суто кільцеві морфоструктури — це переважно відносно молоді (мезокайнозойські) ізометричні або овальні напівкільцеві утворення різного генезису, почасти дискусійного характеру (Бовтиська западина). Дрібномасштабні морфоструктури з подібною морфологією пов'язані з локальними концент-

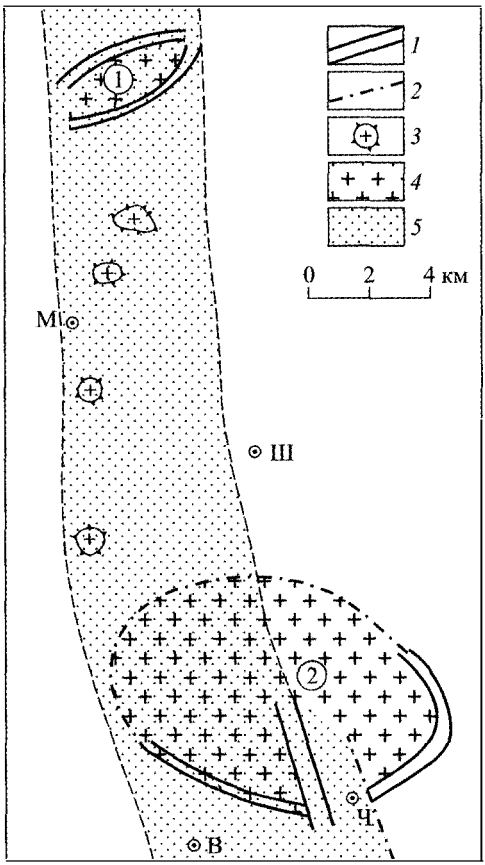


Рис. 2.41. Вираженість у сучасному рельєфі північного флангу Шевченківсько-Березівського гранітизаційного валу:

1 — дугові ділянки ерозійних форм; *2* — межі площ з різнотипним рельєфом; *3* — акумулятивно-денудаційні останці, ідентифіковані як дрібнокупольні структури; *4* — купольні і кільцево-купольні морфоструктури (1 — Шендерівська, 2 — Чичиркозівська); *5* — Звенигородсько-Ганнівська зона розломів; *населені пункти:* М — Моринці; Ш — Шевченкове; Ч — Чичиркозівка; В — Ватутіне

ричними максимумами гравітаційного поля й можуть бути ідентифіковані як докембрійські структури за наявністю у їх центральних частинах основних, ультраосновних або залізисто-кременистих порід, які утворюють локальні максимуми гравітаційного поля (Жовтоводська кільцева морфоструктура).

Еволюція лінійно-площових морфоструктур та їх роль у формуванні родовищ натрій-уранової формації та регенерованої уранової мінералізації. Як зазначено, більшість родовищ натрій-уранової формації контролюються розломними структурами різного порядку та походження, які є складовими як наскрізних зон, так і внутрішньоблокових (стосовно Інгульського мегаблока) розломів, що утворюють включно із зонами геодинамічного впливу і ТМЗ лінійно-площові морфоструктури на сучасному рівні денудаційного зрізу.

У працях [23, 322] з огляду на роль структурного фактора в локалізації постгранітизаційного ендогенного уранового зруденіння, пов'язаного з рідкіснометалевими альбітитами, наголошено, що здебільшого рудні тіла приурочені до блоків, обмежених окремими розривами. Відзначена особливість структурного контролю зумовлена інтенсивним тріщиноутворенням в межах таких дрібних блоків, катаклазом, подрібненням і брекчуванням порід, що у тектопарагенезисі з розломами, складом металонасичених розчинів й геохімічними особливостями вмісних породних асоціацій визначило форму та розміри рудних тіл.

Так, у західній частині Інгульського мегаблока такі розривні порушення та обмежені ними дезінтегровані блоки розміщуються у смугах шести великих лінійно-площових морфоструктур, які просторово добре корелюються з установленими, за геолого-геофізичними даними, різнопорядковими зонами розломів [319]. Трансблокові, або наскрізні, Кіровоградська та Суботсько-Мошоринська лінійно-площові морфоструктури відповідно субмери-

діонального та субширотного простягань утворюють ортогональну систему, у вузлі перетину якої розміщуються родовища та великі рудопрояви Лелеківського рудного поля. На західному фланзі Суботсько-Мошоринської морфоструктури (в межах Корсунь-Новоукраїнського блока), у вузлі перетину її з внутрішньоблоковою Звенигородсько-Ганнівською лінійно-площовою морфоструктурою, розміщується Ватутінське родовище урану. Слід зазначити, що на Лелеківському рудному полі та в межах Ватутінського родовища рудні тіла орієнтовані у північно-західному або навіть широтному напрямках, що загалом добре узгоджується з функціонуванням системи рудопідвідних, рудорозподільних та рудоконцентруючих розривних порушень упродовж усього часу формування того чи іншого рудного тіла.

Особливу морфоструктурну позицію займає група родовищ і великих рудопроявів натрій-уранової формації, яка розміщується в районі верхів'їв річок Велика Вись, Мала Вись і Плетений Ташлик (середня, південна й південно-західна ділянки Центральноукраїнського урановорудного району [23]). Ця група родовищ і рудопроявів контролюється складним за будовою перетинанням субмеридіонально орієнтованої внутрішньоблокової лінійно-площової Новомиргородської морфоструктури з діагонально орієнтованими Криничуватсько-Краснопілкською горстоподібною [323] (північний захід) і Плетеноташлицькою грабеноподібною (північний схід) морфоструктурами. Жодне з відомих на сьогодні родовищ або великих рудопроявів натрій-уранової формації у цьому районі не виходить за межі згаданого структурного вузла (рис. 2.42).

Одна з показових характеристик структурного контролю родовищ урану зазначеної вище формації різноорієнтованими розривами, які є складовими елементами тієї чи іншої лінійно-площової морфоструктури, — коефіцієнт лінійності (відношення у плані протяжності до середньої ширини) родовищ. Так, для Мічурінського родовища, переважно контрольованого диз'юнктивами Кіровоградської морфоструктури, він становить 15; Северинського (вузол перетину Кіровоградської та Суботсько-Мошоринської морфоструктур) — 4,25; Ватутінського (вузол перетину Звенигородсько-Ганнівської та Суботсько-Мошоринської морфоструктур) — 4,5; Новокостянтинівського родовища, яке контролюється вузлом перетинання діагонально орієнтованої Криничуватсько-Краснопілкської горстоподібної морфоструктури з субмеридіональною Новомиргородською, — лише 2,6.

Отже, простежується чітка просторова кореляція між ступенем тектонічної дезінтеграції кристалічного субстрату (вузли перетинання різноорієнтованих лінійно-площових морфоструктур) та концентрацією урановорудного компонента у конкретних об'ємах рудовмісного середовища та площі. Встановлено також, що коефіцієнт лінійності (морфологія у плані) рудних тіл значною мірою контролюється як суто лінійними (дуговими) ТМЗ, так і вузлами перетинання останніх.

Підкресливши позитивну роль розривних порушень у формуванні ТМЗ і урановорудних покладів, слід зазначити, що подальші неодноразові активізації цих порушень і різноорієнтованих розломних зон з формуванням значних за масштабами вузлів перетинання останніх, сприяли розущільненню як наявних рудних тіл, так і рудовмісних порід, що приводило до збіднення

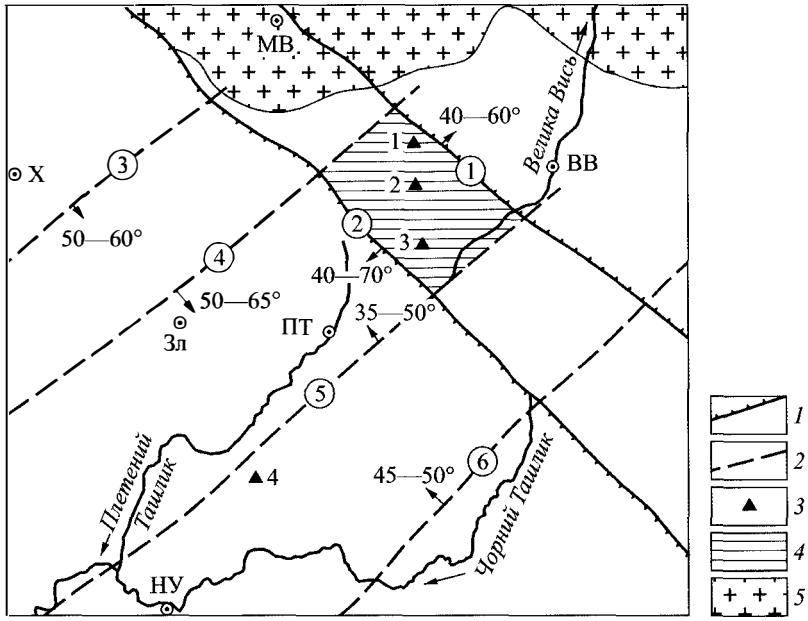


Рис. 2.42. Морфоструктурна позиція Новокостянтинівського урановорудного вузла:
1 — розломи, що обмежують склепінну зону Криничуватсько-Краснопілкської морфоструктури (цифри в кружках: 1 — Шестаківсько-Ворошиловський, 2 — Андріївсько-Оникіївський); *2* — розломи, що обмежують Плетеноташлицьку морфоструктуру (цифри в кружках: 3 — Глодоський, 4 — Злинківський, 5 — Адабаський, 6 — Кварцовий); *3* — уранові родовища (1 — Новокостянтинівське, 2 — Лісове, 3 — Докучаєвське, 4 — Партизанське); *4* — Новокостянтинівський структурний вузол; *5* — Корсунь-Новоукраїнський плутон; *населені пункти:* МВ — Мала Виска, ВВ — Велика Виска, Х — Хмільове, Зл — Злинка, НУ — Новоукраїнка, ПТ — Плетений Ташлик

ендогенних концентрацій урану водними розчинами різного складу та формування на більших глибинах за наявності геохімічних бар'єрів (бітуми, залізо, сірка сульфідів, сірководень тощо) інфільтраційних (регенерованих) покладів з підвищеним вмістом рудного компонента (настуран, уранові черні). Пошук цього нового типу уранового зруденіння в межах Інгульського мегаблока може бути позитивним за умов урахування багатьох факторів.

Одним із важливих факторів у цьому контексті виступає пострудна (відносно часу утворення натрій-уранової формації) ТМА, яка інтенсивно проявилася на південному фланзі Кіровоградської лінійно-площової морфоструктури (Кіровоградського розлому). Тут на Бобринецько-Розанівській площі, що відповідає складному тектонічному вузлу, утвореному власне субмеридіональними розривними елементами зони Кіровоградського розлому і численними розломами північно-західного простягання, виповненими різновіковими дайками діабазів і діабазових порфіритів, КП «Кіровгеологія» виявлено декілька інтервалів радіоактивних порід. Рудоконтролююча розривна структура, яка сформувалася згідно з текстурними особливостями середньозернистих гранітів і пегматоїдів, представлена дрібноуламковими бластобрекчіями й бластокатаклазитами. За загальної стовбурової потужності зруденілої зони близько 80 м істинна потужність головного шва, виповненого апогранітовою катаклазованою бластобрекчією, сягає 4 м. У напрямку

на північний захід від зазначеної ділянки уранової мінералізації на відносно невеликій відстані (близько 650 м) ступінь дислокаційного метаморфізму різко змінюється. Така ситуація може бути наслідком як нерівномірних деформацій порід унаслідок розрядки тектонічних напружень уздовж простягання розлому, так і різних глибин денудаційного зрізу суміжних тектонічних блоків (південно-східного й північно-західного), що контактують по одному із розривів Кіровоградської зони. За результатами детальних структурно-геологічних досліджень на інших площах Інгульського мегаблока [324] можна дійти висновку, що формування тектонітів на одному вертикальному рівні у середньозернистих гранітах й гігантозернистих пегматоїдах через відмінності фізико-механічних властивостей цих порід (більшої компетентності пегматоїдів) привело б до катаклазу перших й інтенсивному брекчуванню останніх. У цій ситуації спостерігається зворотне співвідношення тектонітів. Інакше кажучи, більш піднятим і зденудованим є північно-західний блок, розташований на південно-східній периферії Новоукраїнського масиву, який зазнав суттєвих здіймань [325] протягом пострудного етапу свого розвитку. У північно-західному блоці фіксується більш глибинний рівень розломо-брекчії, тоді як у південно-східному блоці — приповерхневий, що представлений тріщинуватістю і катаклазом у зоні затухання деформацій.

Багатоетапний характер формування розлому північно-західного простягання чітко фіксують за поширенням у його смузі субзгідних дайок діабазів і діабазових порфіритів. Потужність цих малих інтрузивних тіл варіює від 1 до 3—5 м. Утворюючи рої в межах Інгульського мегаблока, окремі дайки, поступово виклинюючись, простягаються на кілька сотень метрів і навіть на перші кілометри.

Вік дайок, за багатьма визначеннями, 900—1200 млн років. Вік формування, неодноразового омолодження і гіпергенезу радіоактивного зруденіння у зазначеному вище розривному порушенні північно-західного простягання (у північно-західному блоці) становить від 2725 до 487 млн років. З урахуванням «хімічного віку» торій-уранового зруденіння, пов'язаного з монацитом, можна визначити чотири основні стадії рудної мінералізації, які синхронні з відповідними етапами тектонічної й тектономагматичної активізації і гіпергенезу в зоні цього порушення за аналогією перебігу подібних процесів в інших районах УЩ [326].

Рудна мінералізація локалізована тут в апогранітовій мономіктовій дрібноуламковій брекчії. Рудоконтролюючий тектоніт розвинутий по лейкократовому граніту плагіоклаз-мікроклінового складу. Розмір найбільших уламків у брекчії 3—5 мм. Цемент складений плагіоклазом, мікрокліном і кварцом з тонкозернистим жильним серицитом. Вміст гідроксидів заліза в цементі 0,5—1 %. Вони утворюють мікропрожилки й аморфні скупчення. Розмір поодиноких темноколірно-рудних агрегатів від 0,05 до 0,3 мм. Вони нерівномірно розсіяні у цементувальній масі, їх вміст до 0,5 % породи. У брекчії виявлені також мікропрожилки (до 0,01 мм) уранініту, які фрагментарно складають зальбанди пізніх серицитових прожилків.

У шліфах і пластинах із зразків граніту з рудного вертикального інтервалу простежені три основні тектонічні етапи: 1-й — брекчування, яке завершилось бластезом; 2-й — катаклаз і дрібна тріщинуватість по брекчії,

які супроводжувались формуванням мікропрожилків серициту і рудної мінералізації; 3-й — дрібна тріщинуватість, частково залікована кальцитом.

Крім чорних прожилків уранініту, якими виповнена постбрекчієва дрібна тріщинуватість, у цементі виявлені нерівномірно розсіяні дрібні зерна й безформні скупчення змінених монациту і піриту.

У межах Бобринецько-Розанівської площі джерелом урану для формування рудопроявів були перевідкладені у результаті вивітрювання і денудації архейські породи Придніпровського мегаблока, який розташований східніше, а також уран, що вивільнявся у процесі метасоматозу порід, синхронного становленню Новоукраїнського масиву і пізніших етапів ТМА.

Підсумовуючи результати вивчення перспектив виявлення нових типів уранового зруденіння на південному фланзі Кіровоградської зони розломів, де сформувався потужний структурний вузол на ділянці перетинання її діагональною (північно-західного простягання) смугою різновікових дайок діабазів і діабазових порфіритів, можна констатувати, що багаті, у тому числі комплексні уранові руди характеризуються щонайменше двома типами.

1-й тип формувався за умов надходження урану з блоків, де його вміст був набагато вищим кларкового, подальшого переміщення по рудопідвідних і рудорозподілювальних розривних структурах та локалізації у рудоконцентруючих структурах. 2-й тип формувався внаслідок багаторазових метасоматичних змінень хімічного складу порід у бік їх базифікації, коли уран набував якостей надмірного хімічного елемента і, вивільнюючись, локалізувався у сприятливих термобаричних і літологічних умовах.

Як зазначено вище, на цій ділянці поширені різновікові дайкові породи і тектонічні тріщини, частково виповнені дайковим матеріалом. Це сприяло неодноразовому перерозподілу урану і формуванню уранового зруденіння впродовж вікового інтервалу 2100—290 млн років.

За визначеннями ізотопного віку уранового зруденіння, можна вважати, що джерелом урану для рудопроявів на південному фланзі Кіровоградської зони були пізньоархейські та ранньопротерозойські метасоматити, збагачені монацитом і ксенотимом, що суттєво підвищує перспективи виявлення у цьому районі не лише уранового, а й рідкісноземельного зруденіння. Не виключено також виявлення аналогічного типу уранового і комплексного зруденіння у східній частині субширотної Суботсько-Мошоринської зони розломів (між Інгуло-Кам'янським розломом і Західноінгулецькою структурно-формаційною зоною).

Нові структурні фактори утворення регенерованої уранової мінералізації, пов'язаної з формуванням купольних, кільцево-купольних і кільцевих структур. Як указано вище, переважна більшість купольних і кільцево-купольних структур Інгульського мегаблока тісно пов'язані з процесами складкоутворення на орогенному етапі розвитку докембрійської рухомої зони і виникли внаслідок нагнітання гранітоїдного матеріалу у склепінні підняття глибинних частин фундаменту [327]. Ця локальна назагал гранітизація, в особливості на ділянках утворення відносно дрібних купольних або кільцево-купольних утворень, просторово координувалась з глибинними осередками розвитку термохімічного плюму. Утворення купольних і кільцево-купольних структур на Інгульському мегаблоці, згідно з працею [327], су-

проводжувалось формуванням уранових ТМЗ. Ці зони займають апікальні частини або екзо- чи ендоконтакти масивів і великих тіл автохтонних палінгенних сублужних гранітів амфіболітової фації, які залягають в ядрах зрілих купольних структур. Морфологічно — це криволінійні зони, узгоджені з товщею облямування. В ендоконтактах та апікальних частинах вони успадковують прототектоніку вмісних порід: прямолінійні з флексуроподібними вигинами за простяганням і падінням. Лужний метасоматоз у цих зонах представлений переважно альбітизацією з утворенням лужних темноколірних мінералів (егірин, рибекіт). Вкраплено-прожилкове, мікрогніздове та зрідка прожилкове віком 1,8—1,75 млрд років уранове зруденіння у ТМЗ купольних і кільцево-купольних структур зосереджене в апогранітових або апомігматитових альбітитах і представлене уранінітом, бранеритом, настураном й складними титанатами урану. Уранове зруденіння на багатьох родовищах та рудопроявах супроводжується у різних комбінаціях супутньою мінералізацією, представленою піритом, галенітом, сфалеритом, халькопіритом, піротином, молібденітом, магнетитом, гематитом. Ширший спектр супутньої мінералізації характерний для родовищ, зосереджених у залізисто-кременистій формації Криворізького басейну. Зокрема, на Жовторіченському родовищі виділені комплексні руди скандію, ванадію, рідкісноземельних елементів і урану [23].

За результатами структурно-геоморфологічного аналізу матеріалів дистанційних знімань, великомасштабних топокарт Жовторіченського рудного поля і суміжних територій та геолого-геофізичних матеріалів встановлені дві кільцеві, точніше напівкільцеві морфоструктури: Жовтоводська та розташована північніше Попельнастівська (рис. 2.43). Напівкільцева у плані форма цих морфоструктур зумовлена денудаційним зрізом західної частини Жовтоводської структури і північної — Попельнастівської.

Комплексна мінералізація в межах Жовтоводської структури контролюється кільцевими пошаровими зонами розущільнення і дроблення, розташованими серед порід саксаганської і гданцівської світ криворізької серії [23].

З метою встановлення комплексної мінералізації Попельнастівської структури були проведені детальні дослідження, які включали мікроскопічне вивчення зразків керна (шліфи та аншліфи) із св. 24882 (петрограф Б.Ф. Мельниченко), а також спектральний аналіз, зокрема на рентгенівському дифрактометрі «ДРОН-2» (лабораторна база ІГМР НАН України). На масспектрометрі «МИ-1201» визначений ізотопний склад сірки відносно внутрішнього стандарту піротину (як контрольні зразки використано троїліт Сіхоте-Алінського метеорита і сульфат з донного осаду Індійського океану). За результатами досліджень установлено, що центральна і північна частини Попельнастівської площі знаходяться у межах складного розломного вузла, утвореного зоною Криворізько-Кременчуцької лінійно-площової морфоструктури і прилеглою до неї із заходу (а можливо, і перетинає її) субширотною Суботсько-Мошоринською лінійно-площовою морфоструктурою, яку на цій ділянці і дещо західніше виділили як глибинний розлом у 1965 р. Ю.Б. Бабков та І.М. Етінгоф (за результатами геолого-знімальних робіт масштабу 1:50 000) і назвали Добронадіївсько-Куколівською зоною розломів. У вказаному структурному вузлі змінюється орієнтування Криворізько-Кремен-

чуцького глибинного розлому (у межах 5—10°) із північно-східного—північного на чіткіше виражене північне. Загалом Попельнастівська площа розташована у контурі великої КС із слабко проявленими північними концентрами.

За результатами наших досліджень, значна частина розрізу св. 24882 інтенсивно піритизована, причому найбільше цей процес проявився у зонах суцільного катаклазу і брекчування, де піритизовані 10—30 % вихідних порід, представлених сланцями кварц-хлорит-біотитового складу, смугастими залізистими кварцитами і багатими залізними рудами саксаганської світи. Піритова мінералізація у цих зонах має пошарові, січні та гніздоподібні форми виділень. Пірит утворює тонкозернисті кристали розміром від 0,01 до 0,5 мм й великі метакристали — від 1 до 5,0 мм. В аншліфах спостерігається «цементація» тонкозернистим піритом агрегатів метакристалів розмірами у кілька міліметрів. Деякі метакристали по тріщинках і в основній масі насичені включеннями залізорудних мінералів (гематит, магнетит), зрідка халькопіритом. Усі проаналізовані пірити (табл. 2.45) збагачені важким ізотопом сірки із незначними варіаціями (від +6,2 до +8,1 ‰).

Для порівняння зазначимо, що ізотопний склад сірки піритів з Попельнастівської площі суттєво відрізняється від такого порід саксаганської світи родовищ Кривого Рогу (Центральний район) і північних районів (Першотравневе й Жовторіченське родовища). Сланці і залізорудні горизонти в них характеризуються ізотопно легкою сіркою із середніми показниками від 0,1 до 3,5 ‰.

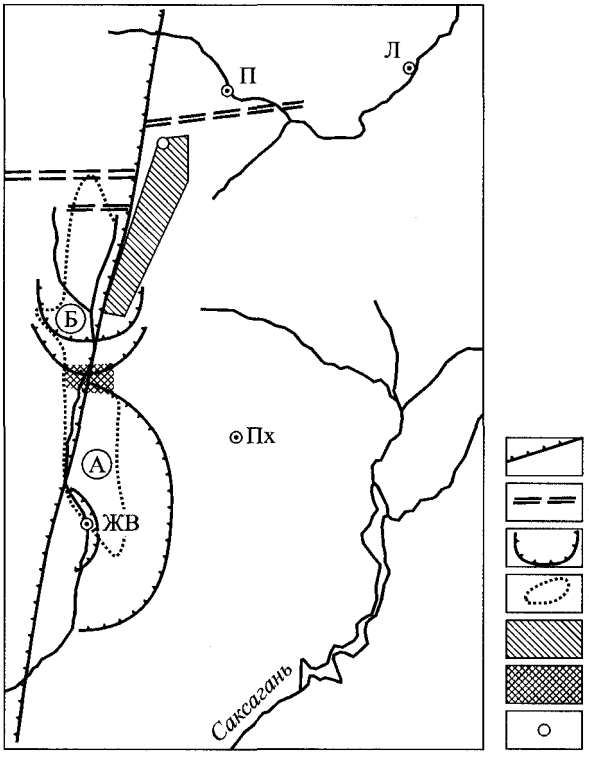


Рис. 2.43. Структурна позиція Попельнастівської площі:

1 — Криворізько-Кременчуцький розлом; *2* — Суботсько-Мошоринська зона розломів; *3* — концентри КС (А — Жовтоводської, Б — Попельнастівської); *4* — контур поширення альбітизованих порід; *5* — Попельнастівська площа; *6* — зона інтерференції КС; *7* — положення св. 24882. ***Населені пункти:*** П — Попельнасте; Л — Лихівка; ЖВ — Жовті Води; Пх — П'ятихатки

Таблиця 2.45. **Ізотопний склад сірки піритів із св. 24882**

Номер зразка	Глибина опробування, м	Гранулометрична фракція, мм	δS, ‰	Вмісна порода
7	68,1	0,5	+ 8,1	Кварц-хлоритовий сланець
9	80—81,0	1—2	+ 6,6	Кварц-серицит-хлоритовий сланець
9/1	80—81,0	0,25—0,5	+ 6,2	Те саме
11	92,0	>2,0	+ 6,5	Залізистий роговик
12	97,7	>1,0	+ 8,0	Багата залізна руда
121	97,7	0,25—0,5	+ 7,5	Те саме

Ізотопний склад сірки сульфідів Попельнастівської площі за абсолютними значеннями ближчий до такого піритів із сланців гданцівської світи Першотравневого і Жовторіченського уранових родовищ (середні показники важкої сірки +10—12 ‰; діапазон окремих показників від +3,5 до +16,5 ‰).

За геохімічними характеристиками аналізованих піритів можна констатувати, що пірити цієї ділянки Попельнастівської площі збіднені кобальтом, нікелем і ванадієм та збагачені свинцем, сріблом й ітрієм.

Геохімічні особливості пухких аргілітоподібних порід св. 24882 вивчені у п'яти інтервалах, м: 41—52,3; 14—117; 119—126; 126—133; 133—135.

Макроскопічно це пухкі м'які породи білого і блідо-зеленого кольору, жирні на дотик. В окремих пробах спостерігаються плями окиснених сульфідів, зрідка — реліктові пірити. У порошках під бінокуляром у поляризаційному мікроскопі можна визначити блідо-зеленуваті серицитоподібні псевдоморфози, луски тальку, які діагностують за високим інтерференційним забарвленням, на відміну від глинистих.

За результатами рентгеноструктурного аналізу переважними мінеральними фазами у складі цих порід є тальк, хлорит, домішки магнезиту.

Спектральний аналіз цих порід вказує на наявність у них підвищеного вмісту магнію (1—5 %), нікелю (0,2 %), кобальту (0,005—0,02 %), мангану (0,2—0,4 %), титану (0,1—0,2 %), ванадію (0,01—0,03 %), хрому (0,1—0,4 %) та ін.

Такий комплекс мікроелементів властивий породам ультраосновного і основного складів. На Жовторіченському родовищі змінені породи зазначеного типу по гіпербазитах містять до 1 % нікелю, що також суттєво підвищує перспективи Попельнастівської площі на цей елемент.

За результатами геолого-пошукових робіт у південній частині Попельнастівської морфоструктури і північній — Жовтоводської у подібних породних комплексах виявлено підвищений вміст золота. Цю ділянку можна інтерпретувати як зону інтерференції зазначених КС, де внаслідок тектонічної проникності кристалічних порід виникали сприятливі умови для висхідних рухів термальних розчинів і формування комплексних уранових руд.

Аналогічний пошуковий структурний критерій встановлено в зоні інтерференції Товмацької та Нечаївської купольних морфоструктур (рис. 2.44) у полі розвитку гранітів рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону.

За результатами структурно-геологічної інтерпретації матеріалів дистанційних знімань і структурно-геоморфологічних досліджень у межах Новоук-

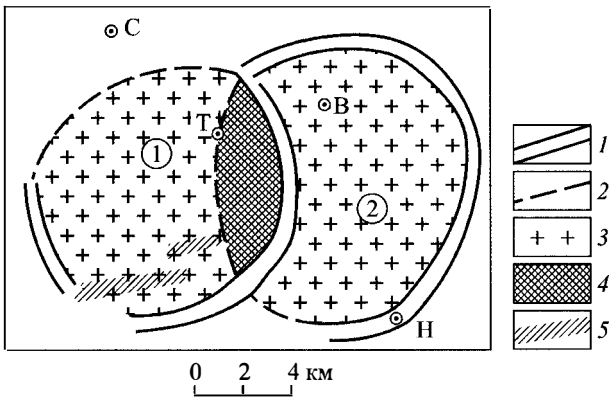


Рис. 2.44. Інтерференція купольних морфоструктур:
1 — дугові ділянки ерозійних форм; *2* — межі ділянок з різнотипним рельєфом; *3* — купольні морфоструктури (1 — Товмацька, 2 — Нечаївська); *4* — зона інтерференції купольних морфоструктур; *5* — фрагменти Суботсько-Мошоринської лінійно-площової морфоструктури; *населені пункти:* С — Скотареве, Т — Товмач, В — Водяне, Н — Нечаєве

раїнського масиву встановлені дочірні купольні структури, які утворюють своєрідні зони інтерференції і за структурними позиціями становлять відповідний пошуковий інтерес на виявлення комплексних руд і регенерованої уранової мінералізації.

2.6.3. Постурановорудна геодинаміка структур Інгульського мегаблока та її вплив на збереженість родовищ натрій-уранової формації

Як зазначено вище, переважна більшість ендогенних родовищ урану, виявлених на УЩ, пов'язана з натрієвими метасоматитами, розвинутими у залізорудних формаціях докембрію і в кристалічних породах граніто-гнейсового комплексу Інгульського мегаблока. За результатами багаторічних досліджень структурної позиції суто лужних та лужно-карбонатних метасоматитів установлено, що усі вони контролюються різнопорядковими розломами, активізованими або утвореними в епоху ТА (1,9—1,8 млрд років тому) Інгульського мегаблока та сформованими у складну систему рудопідвідних, рудорозподільних та рудоконтролюючих структур. З огляду на геологічний вік розбіжність у часі між формуванням метасоматитів і пізніших концентрацій уранової мінералізації незначна і становить за різними визначеннями ізотопного віку перших і других від 10 до 50 млн років, тоді як ізотопний вік кристалічних порід, що містять урановосні метасоматити (від залізисто-кременистої формації криворізької серії до гранітоїдів Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву), становить 2,3—2 млрд років [328].

Водночас глибини формування гранітоїдів Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву за термобарогеохімічними даними та показниками пористості оцінюють у діапазоні 17—23 км [329] (стосовно зразків урановосних альбітитів на сучасних глибинах до 1 км). Виконані у ІГМР НАН України термобарогеохімічні дослідження свідчать, що процеси уранового рудоутворення у зазначену вище епоху ТМА відбувались на глибинах до 4 км і при температурах, нижчих за 250 °С [23].

Отже, можна констатувати, що процеси гранітизації під впливом глибинних еманацій і тепла в межах Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву

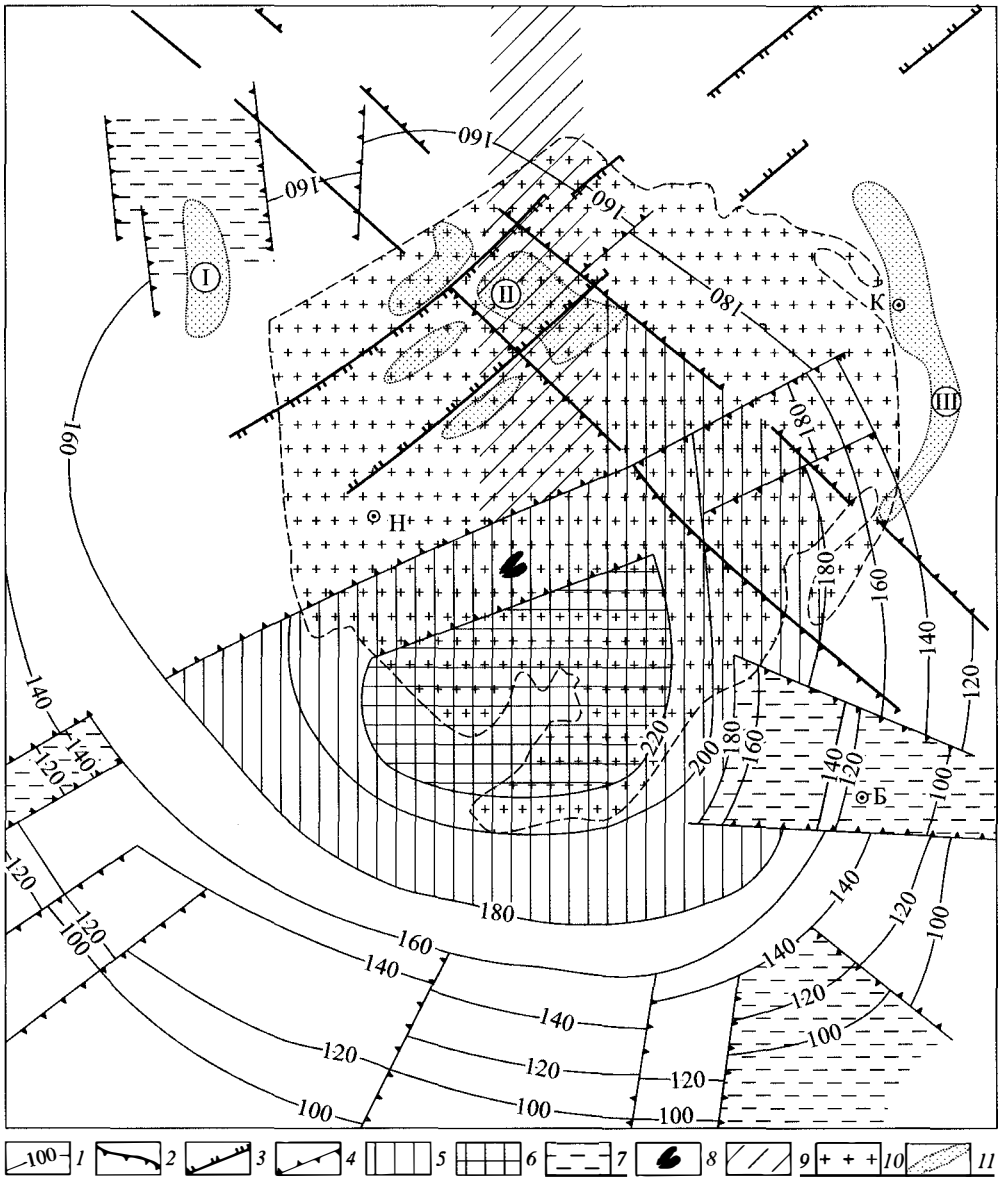


Рис. 2.45. Купольно-блокова диференціація денудаційного зрізу Новоукраїнського граніто-гнейсового купола:

1 — тектоізогіпси поверхні кристалічного фундаменту та його кори вивітрювання, м; *2* — розломи, що обмежують склепінну зону Криничуватсько-Краснопілкської морфоструктури; *3* — розломи, що обмежують центральну зону Плетеноташлицької морфоструктури; *4* — активізовані у мезо-кайнозої розривні порушення (зубці спрямовані у бік опущеного блока); *блоки Новоукраїнського купола, які зазнали у мезо-кайнозої*: *5* — випереджувальних здіймань, *6* — максимальних здіймань, *7* — уповільнених здіймань; *8* — ділянки залягання рівненської мінети; *9* — Новомиргородська лінійно-площова морфоструктура; *10* — граніти новоукраїнські порфіробластові; *11* — урановорудні райони (I — Ватутінський, II — Новокостянтинівський, III — Кіровоградський); *населені пункти:* К — Кіровоград, Б — Бобринець, Н — Новоукраїнка

змінились тривалою епохою (100—350 млн років) ізостатичних здіймань, зумовлених виникненням обширного гравітаційного мінімуму і відповідним денудаційним зрізом перекривних порід, у тому числі граніто-гнейсів, який оцінюють у 13—19 км.

Сучасний вертикальний розмах уранового зруденіння в альбітитах (кілька десятків метрів — 1 км і більше) свідчить про уповільнення у пострудну епоху здіймань суто гранітоїдних масивів різного порядку і кореляції інтенсивності підняттів з латеральними масштабами гранітоїдних масивів на рівні наявного денудаційного зрізу.

Показовим у цьому відношенні є Новоукраїнський масив (рис. 2.45), у межах якого вертикальний розмах уранового зруденіння варіює від кількох десятків (у склепінній частині) до багатьох сотень метрів і більше 1 км (на периферії).

Відповідно змінюються і кути падіння рудовмісних розломів: від пологих (30—50°) і майже субгоризонтальних у склепінній частині до крутих (60—85°) — на периферії [23]. Пологі розломи властиві більш глибинним інтервалам розривних порушень, виведеним тривалими здійманнями на приповерхневий рівень, що у стратитектонічній системі демонструє елементи лістризму, характерні для корових розривів.

Узагальнюючи наведені ознаки диференційованого у просторі здіймання гранітоїдних масивів Інгульського мегаблока, можна прогнозувати виявлення нових концентрацій уранової мінералізації у натрієвих метасоматитах на глибинах, які нівелюють можливості сучасної аерогаммазнімання та традиційних наземних пошукових засобів. Такий прогноз підвищує перспективи урапоносності Інгульського мегаблока УЩ.

* * *

Підсумовуючи результати виконаних досліджень впливу структурних факторів на формування регенерованих і комплексних уранових руд на ключових ділянках Інгульського мегаблока, а також пострудної геодинаміки морфоструктур на збереженість родовищ натрій-уранової формації, можна констатувати таке.

Перспективи виявлення регенерованих комплексних уранових руд існують у структурних вузлах, утворених різноорієнтованими рудоконцентруючими (натрій-уранова формація) розломними структурами, які пересікаються пізнішими зонами ТМА, і на ділянках інтерференції локальних купольних та кільцево-купольних структур.

Формування інфільтраційних уранових руд контролюється тріщинною тектонікою, зумовленою кінематичними характеристиками розривних порушень (розсувів переважно північно-західного простягання), які пересікають рудоконцентруючі структури або узгоджені за напрямком з останніми.

Збереженість уранових родовищ у натрієвих метасоматитах на площі Новоукраїнського масиву зростає у менш зденудованій його північно-західній частині та на периферії однойменної морфоструктури, за винятком її південної частини, яка зазнала інтенсивної і відносно глибокої денудації протягом тривалого часу, відповідного часу формування Скіфської епіпалеозойської платформи і Причорноморської западини.

РОЗДІЛ 3

НАУКОВО-МЕТОДИЧНА І ТЕХНІЧНА ПІДТРИМКА ПОШУКОВО-РОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ НА УРАНОВУ СИРОВИНУ

Радіометрична розвідка — комплекс методів розвідувальної геофізики, що використовують прояви природної радіоактивності для пошуків і розвідки руд радіоактивних елементів. У поєднанні з іншими методами застосовують також під час пошуків і розвідки нерадіоактивних руд (фосфоритів, рідкісних земель, цирконію, ванадію та ін.), у складі яких містяться домішки радіоактивних елементів. Як допоміжний метод використовують при геологічному картуванні [330].

Методи радіометричної розвідки ґрунтуються на реєстрації іонізувальних випромінювань за допомогою чутливих елементів. Чутливі елементи (їх називають також детекторами) слугують для визначення інтенсивності і енергетичного спектра ядерних випромінювань перетворенням енергії радіоактивного випромінювання в електричну енергію. У апаратурі для ядерногеофізичних досліджень як чутливі елементи використовують іонізаційні камери, лічильники Гейгера—Мюллера, напівпровідникові детектори, сцинтиляційні лічильники, термолюмінесцентні кристали.

1. У *іонізаційній камері* розміщено два електроди, до яких підводять напругу в декілька сотень вольт. Під дією α-, β-променів або вторинних заряджених частинок, які виникають за поглинання нейтронів, газ, що міститься у камері, іонізується, а вільні електрони та іони рухаються до електродів. У результаті в ланцюзі виникає струм. Вимірявши його або різницю потенціалів, можна визначити інтенсивність випромінювань, що спричинюють іонізацію.

2. У *лічильниках Гейгера—Мюллера*, або газорозрядних, у балоні під зниженим тиском знаходяться інертний газ і два електроди під високою напругою (до 1000 В). У разі появи хоч би однієї пари іонів виникає короткий розряд. У результаті випромінювання балона γ-квантами виникають вторинні заряджені частинки (іони і електрони) і, як наслідок, система розрядів у вигляді імпульсів струму, які можна зафіксувати.

3. *Напівпровідниковий детектор* — твердотільний аналог іонізаційної камери. Іонізувальні частинки, які виникають під час опромінювання детектора, створюють у напівпровіднику електронно-дірчасті пари, що за дії електричної напруги приводить до виникнення струму.

4. *Сцинтиляційний лічильник* складається з сцинтилятора або люмінофора (неорганічні або органічні кристали, рідкі і газоподібні сцинтилятори),

здатного під дією іонізації викликати спалахи світла. Кванти світла, потрапляючи на фотокатод фотопомножувача, вибивають з нього електрони. За рахунок вторинної емісії і наявності ряду електродів, що перебувають під зростаючою напругою, у фотопомножувачі виникає потік електронів, який лавиноподібно збільшується. В результаті на аноді збирається у 10^5—10^{10} разів більше електронів, чим було вибито з фотокатода, а в ланцюзі виникає електричний струм.

5. ***Термолюмінесцентний кристал*** (наприклад LiF) має здатність під дією іонізації створювати вільні електрони, які накопичуються за рахунок дефектів кристалічної ґратки кристала і можуть довго зберігатися. Якщо нагрівати такий кристал перед фотопомножувачем, то він випускатиме світло, пропорційне прийнятій раніше дозі опромінювання.

Вимірюваннями встановлюють джерело радіоактивності та середній вміст радіоактивних елементів у гірських породах, рудах, водах, ґрунтах, рослинному покриві і в приземному шарі атмосфери [331]. На результати вимірювань впливають концентрації радіоактивних елементів, густина і склад гірських порід та руд, а також величина природного фону радіоактивності.

Найширше в радіометричній розвідці застосовують методи, що ґрунтуються на реєстрації γ-випромінювання і еманації [332]. Можливість радіоактивної розвідки зумовлена, з одного боку, різною радіоактивністю руд і порід, з іншого — міграцією радіоактивних елементів і продуктів розпаду внаслідок руху підземних вод і ґрунтового повітря. Оскільки глибина радіометрії невелика (до 1 м), об'єктом пошуків частіше є ореоли розсіяння радіоактивних елементів. Зі всіх видів радіоактивних випромінювань найбільшою проникною здатністю володіють γ-кванти, тому в радіометрії застосовують переважно методи гамма-знімання. Ці методи вивчають інтенсивність природного γ-випромінювання, а частіше — його спектральний енергетичний склад.

Ефективність виявлення радіоактивних руд за допомогою гамма-знімання залежить не лише від інтенсивності γ-випромінювання $I_г$ розвідуваних руд, а й від рівня нормального фону $I_{н.ф}$. Він зумовлений натуральним фоном радіоактивності порід $I_{н.ф.п}$, що перекривають рудне тіло, і залишковим фоном через космічне випромінювання і «забрудненість» приладу $I_{зал}$, тобто $I_{н.ф} = I_{н.ф.п} + I_{зал}$. Середній нормальний фон визначають на свідомо безаномальних ділянках:

$$I_{н.ф} = \sum_{i=1}^{N} I_{н.ф_i} / N ,$$

де $I_{н.ф_i}$ — інтенсивність γ-випромінювання у будь-якій i-й точці зі всіх N точок, прийнятих для розрахунку нормального фону.

Аномаліями в результаті гамма-знімання ($\Delta I_{\gamma i} = I_{\gamma i} - I_{н.ф}$) вважають значення, що втричі і більше перевищують середнє квадратичне відхилення від нормального фону:

$$\sigma_{н.ф} = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} \left(I_{н.ф_i} - I_{н.ф} \right)^2 / (N-1)} ,$$

і виявлені більш ніж на трьох точках (правило «трьох сигм і трьох точок» [333]).

У разі використання гамма-знімання для картування з набраних фонових значень $I_{н.ф_i}$ віднімають залишковий фон $I_{зал}$, тобто

$$\Delta I_{\gamma i} = I_{\gamma i} - I_{н.ф} - I_{зал}.$$

Залишковий фон визначають за даними гамма-знімань на ділянках, де поширені свідомо нерадіоактивні породи (вапняки, кварцові піски), або на акваторіях річок і озер.

До методів радіометрії належать повітряне, автомобільне, пішохідне, глибинне гамма-знімання, радіометричний аналіз проб гірських порід, знімання еманації, а також методи випробування, призначені для оцінювання концентрації радіоактивних елементів у відслоненнях і гірничих виробках [334]. У гірничих виробках вивчають також жорстку компоненту космічного випромінювання. Гамма-знімання гірничих виробок виконують під час розвідки родовищ радіоактивних руд для уточнення уявлень про будову рудних тіл. За результатами гамма-випробування руд у корінному заляганні і у відбитих масах оцінюють середній вміст у них радіоактивних елементів. Радіоактивний каротаж проводять для літологічного розчленовування розрізів свердловин і виділення інтервалів з підвищеним вмістом радіоактивних елементів. Під час розвідки родовищ урану, торію і калійних солей гамма-каротаж слугує основним методом випробування свердловин. Методи еманацій радіометричної розвідки ґрунтуються на вимірюваннях концентрацій радіоактивних газів — радону (^{222}Rn), торону (^{220}Rn) і актинону (^{219}Rn) в ґрунтовому повітрі. У зв'язку з удосконаленням гамма-спектроскопії методи еманацій поступово втрачають провідне пошукове і розвідувальне значення. До радіометричної розвідки відносять також пошуки уранових родовищ за ореолами радіоактивних елементів у підземних водах, ґрунтах і рослинному покриві.

3.1. МЕТОДИ ПОШУКОВО-РОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ І ГЕОЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСНОВИ ЇХ ЗАСТОСУВАННЯ

Дистанційні геофізичні методи дослідження

Аерогаммаспектрометричний метод. В основу аерогаммаспектрометричного методу визначення концентрації урану, торію і калію в гірських породах покладено вимірювання енергії і щільності потоку γ-квантів характерних спектральних ліній випромінювання нуклідів бісмут-214, талій-208 і калій-40. Апаратура, яку застосовують, дає змогу реєструвати й інтегральне γ-випромінювання гірських порід в інтервалі енергій 0,25—3,0 МеВ. Зазначений метод є дистанційним, оскільки предмет вивчення (гірська порода) і детектор просторово роз'єднані.

У основу застосування методу покладено закономірності просторового розподілу і міграції радіоактивних елементів в незмінених гірських породах, пухких відкладах і ґрунтах, рудних зонах і ореолах розсіяння [335, 336]. Аеропошуки рудних родовищ ефективно можуть бути здійснені за умови парагенетичної асоціації рудних елементів з радіоактивними.

Аерогаммаспектрометричний метод можна розглядати як один з геохімічних методів пошуків корисних копалин. При цьому об'єктом аеропошуку є не тільки рудні тіла і ореоли розсіяння (як, наприклад, у разі пошуків родовищ урану і деяких нерадіоактивних рудних корисних копалин), а й рудні поля родовищ (у разі пошуків нерадіоактивних рудних родовищ і деяких родовищ урану), тобто ділянки земної поверхні, в межах яких проявлені всі або декілька стадій рудного процесу, являють собою сукупність рудних тіл, метасоматично змінених порід і первинних ореолів розсіяння. У першому випадку родовища і перспективні ділянки виділяються локальними аерогаммаспектрометричними аномаліями (площею до 0,1 км), в другому — зазвичай площовими аерогаммаспектрометричними аномаліями (розмірами до 10 км^2). Виявлення з повітря останніх значно полегшено. Особливістю методу є те, що аерогаммаспектрометричні аномалії неоднозначно відповідають ділянкам із зруденінням, і обов'язковим елементом аерогаммаспектрометричного знімання є наземна перевірка виявлених аномалій.

Аерогаммаспектрометричним зніманням називають вимірювання аерогаммаспектрометром концентрацій радіоактивних елементів у гірських породах, пухких відкладах і ґрунтах з літака (гелікоптера), що летить з «обтіканням» рельєфу, за мережею маршрутів, що прокладаються на місцевості залежно від геологічної будови і природних умов.

За даними аерогаммаспектрометричного знімання будують карти концентрацій урану (радію), торію і калію, інтерпретація яких дає можливість використовувати отримані дані для вирішення завдань прогнозування родовищ корисних копалин і геокартування. У регіональному масштабі такого роду карти можуть бути використані для розв'язання проблем радіогеології.

Геолого-геохімічні основи застосування методу. Використання аерогаммаспектрометричного методу з метою пошуків родовищ корисних копалин ґрунтується на реєстрації аномальних концентрацій радіоактивних елементів (або їх аномальних співвідношень) у рудних полях родовищ. Природа радіоактивності аномальних концентрацій на однотипних родовищах, як правило, однакова, незважаючи на те, що фонові концентрації радіоактивних елементів варіюють у різних регіонах в широких межах. Спорідненість рудної мінералізації до тектонічних зон, що зазнали серії послідовних і взаємопов'язаних змін, які зумовлюють перерозподіл радіоактивних елементів і порушення первинно-конституціональних співвідношень між ними, забезпечує можливість виділення за допомогою зазначеного методу рудоконтролюючих структур, тобто вирішення завдання прогнозування [337].

Метод застосовують переважно для пошуків і прогнозування ендогенного зруденіння, рідше — екзогенного. Використання методу для пошуків захороненого і глибокозалягаючого зруденіння обмежується потужністю перекривних геологічних утворень. Його застосовують для пошуків родовищ радіоактивних елементів, РЗЕ, олова, вольфраму, молібдену, танталу, ніобію, берилію, золота, міді, кобальту, бісмуту, цинку, свинцю, стибію, ртуті, арсену, бокситів, фосфоритів та інших корисних копалин.

З геохімічної позиції, всі родовища корисних копалин є комплексними, оскільки разом з елементами, які утворюють промислові скупчення, в рудних тілах і їх ореолах розсіяння концентрується багато інших елементів.

Ефективне застосування аерогаммаспектрометричного методу можливе в умовах, коли асоціація радіоактивних і рудоутворювальних елементів є стійкою. Стійка геохімічна асоціація може бути тільки парагенетичною.

Аномальні концентрації радіоактивних елементів або їх аномальні співвідношення властиві будь-якому парагенезису. Це зумовлює на родовищах строкату картину аномального розподілу урану (радію), торію і калію, що відображує радіогеохімічні особливості рудного поля.

Для пошуків родовищ урану аерогаммаспектрометричний метод є «прямим», оскільки дає змогу безпосередньо визначати концентрацію шуканого рудного елемента. Ефективність його застосування визначається головним чином розмірами природних виходів рудних тіл, первинних і вторинних ореолів розсіяння на земну поверхню і концентрацією урану (радію).

У разі аерогаммаспектрометричних пошуків родовищ урану в зонах активізації давніх щитів і серединних масивів необхідно враховувати різко диференційований характер розподілу радіоактивних елементів у гірських породах. Гідротермальне уранове зруденіння настуран-сульфідного і браннерит-настуранового типів розміщується в межах підвищених концентрацій торію, урану, а також у зонах надфонових концентрацій урану. Для родовищ давідитових руд підвищення концентрації торію менш характерне. В деяких випадках ураноносні зони в давніх утвореннях супроводжуються підвищеними концентраціями калію, пов'язаними з метасоматично зміненими гірськими породами.

Уранове зруденіння в осадових відкладах давніх щитів і масивів утворює локальні аномалії переважно уранової природи радіоактивності. Родовища рідкісноземельних, радіоактивних, зокрема уранових, руд у лужних інтрузивних комплексах локалізуються в межах високоінтенсивних і сильно диференційованих гамма-полів, які характеризуються уран-торієвою природою радіоактивності та ізометричною конфігурацією. Рудні аномалії серед високоінтенсивного гамма-поля виділяються відносно підвищеними концентраціями урану.

Непрямі ознаки уранових родовищ серед кислих гранітоїдів і вулканогенних утворень — поширення полів підвищених концентрацій урану і торію, зумовлених привнесенням радіоактивних елементів на початкових стадіях гідротермального процесу.

За ступенем прояву на земній поверхні родовища урану підрозділяють на контрастнопроявні і слабопроявні. На відміну від контрастнопроявних слабопроявні родовища характеризуються меншими за розмірами та інтенсивністю ореолами розсіяння урану (радію). До геологічних чинників, що впливають на ослаблення ореолів розсіяння урану на земній поверхні, належать: глибоке залягання рудних тіл; специфічний склад і фізичні властивості порід, що вміщують рудні тіла; підвищена тріщинуватість і водопроникність порід рудовмісного розрізу; характер мінеральних асоціацій в рудах; особливості складу пухких відкладів; рівень ерозійного зрізу дочетвертинної кори вивітрювання та ін.

Відмітна особливість застосування аерогаммаспектрометричного методу для пошуків слабопроявного уранового зруденіння — виявлення і використання непрямих радіогеохімічних ознак [80, 338]. До них відносять: підви-

щені щодо фону концентрації урану і торію в окремих магматичних породах і тілах пізніх стадій геосинклінального розвитку або періоду постгеосинклінальної ТМА; нерівномірний розподіл урану (радію) в інтрузіях кислого і сублужного складу, з переважним збагаченням ураном крайової частини; підвищену торієносність кислих вулканогенних порід або відносне підвищення вмісту торію в магматичних породах різного складу; підвищений вміст урану в певних літолого-стратиграфічних горизонтах порід; диференційований характер полів концентрацій урану (радію), що вказує на перерозподіл елементів у процесі гідротермального метасоматичного перетворення гірських порід; відношення численної гіпергенної акумуляції урану (радію) до певних геологічних структур.

Фізико-технічні і метрологічні основи методу. Аерогаммаспектрометричний метод пошуків корисних копалин є подальшим розвитком аерорадіометричного методу, який ґрунтується на вимірюванні інтегрального потоку γ-квантів у широкому діапазоні енергії γ-випромінювання. На відміну від аерорадіометричного аерогаммаспектрометричний метод дає змогу визначати концентрації основних радіоактивних елементів, що входять до складу гірських порід: урану, торію і калію.

У природі існують три ряди радіоактивних речовин: урану–радію; торію; актинію. Існування цих рядів визначається наявністю родоначального елемента. З геологічної позиції, інтерес становить ряд урану–радію і ряд торію. У уран-радієвому ряду родоначальником є уран-238, у торієвому — торій-232. Стабільними кінцевими продуктами цих рядів є ізотопи свинцю (Pb-206 і Pb-208). Визначення концентрацій урану, торію і калію аерогаммаспектрометричним методом ґрунтується на відмінності енергетичних спектрів γ-випромінювання нуклідів радіоактивних родин уранового і торієвого рядів і нукліда калій-40. Первинний енергетичний спектр γ-випромінювання природних радіоактивних елементів є лінійчастим. В урановому сімействі γ-випромінювання в інтервалі енергій E_0 0,25 МеВ пов'язане виключно з продуктами розпаду радію, передусім з бісмутом-214 (RaC), у торієвому сімействі основними γ-випромінювачами є талій-208 (ThC) і актиній-228.

Енергетичний спектр γ-випромінювання на висоті польоту відрізняється від спектра первинного випромінювання внаслідок розсіяння і поглинання γ-квантів гірськими породами і атмосферою [339]. Ці процеси вносять до спектрів відмінності, які залежать від розмірів випромінювальних об'єктів. Загальна закономірність полягає в тому, що із збільшенням розмірів випромінювального об'єкта спектральна густина зменшується у високоенергетичній і збільшується в низькоенергетичній частинах спектра. Густина потоку γ-квантів гірських порід спадає із збільшенням висоти тим швидше, чим менше розміри випромінювальної ділянки.

Для вимірювання аерогаммаспектрометричним методом концентрацій урану, торію і калію в гірських породах використовують характерні лінії γ-випромінювання нуклідів: бісмут-214 — E = 1,12 і 1,76 МеВ; талій-208 — E = = 2,62 МеВ; калій-40 — E = 1,46 МеВ.

Вимірювання проводять за припущення, що густина потоку γ-квантів указаних значень енергії лінійно пов'язана з концентрацією нуклідів і співвідношення концентрацій цих нуклідів і елементів є постійними. Проте в

умовах земної поверхні радіоактивна рівновага між ураном і радієм може порушуватися, між радієм і бісмутом-214 практично завжди існує зрушення рівноваги, зумовлене еманацією і ексгаляцією радону.

Обернену задачу гамма-спектрометрії (визначення за вимірюванням енергії і густини потоку γ-квантів концентрації радіоактивних елементів) розв'язують двома способами: за густиною потоку нерозсіяних γ-квантів (спосіб прямих променів); за густиною потоків нерозсіяних і розсіяних γ-квантів (спосіб оптимальних інтервалів енергетичного спектра).

Обов'язкові умови аеропошуків корисних копалин, прогнозування і геокартування такі: безперервність вимірювань, досягнення малого рівня статистичних похибок за малої (0,5—2,0 с) сталої часу інтенсиметрів, отримання результатів в аналоговій і цифровій формах безпосередньо у польоті, відносна простота апаратури. Цим умовам достатньою мірою відповідає спосіб оптимальних інтервалів енергетичного спектра.

Оптимальність у виборі інтервалів енергетичного спектра полягає у забезпеченні мінімальних середньоквадратичних похибок по каналах спектрометра при вимірюванні середніх фонових концентрацій радіоактивних елементів. За енергії понад 1 МеВ, коли відсутній вплив речового складу гірських порід і радіоактивного забруднення середовища, оптимальними є інтервали на ділянках фотопіків 1,46; 1,76; 2,62 МеВ. Конкретний вибір рівнів дискримінації, відповідних указаним фотопікам, залежить від таких чинників: типу детектора, його розмірів, роздільної здатності, співвідношення вимірюваних концентрацій радіоактивних елементів та ін. У серійному спектрометрі з кристалічним детектором NAI (Tl) для додаткового зменшення статистичних похибок використовують канал на ділянці фотопіка 1,12 МеВ, складаючи його сигнал із сигналом від каналу в межах фотопіка 1,76 МеВ.

Для роздільного визначення концентрацій трьох елементів вимірюють інтенсивність γ-випромінювання не менше, ніж у трьох спектральних інтервалах, відповідних характерним лініям визначуваних ізотопів. Концентрації ізотопів визначають у результаті розв'язання системи лінійних рівнянь, що представляють швидкості рахунку імпульсів у цих інтервалах як функції концентрації. Обчислювальну схему описують формулою (для варіанта з однією додатковою лінією)

$$q_j = Ph\{\alpha_{j1}(N_1 - N_1^{\Phi}) + \alpha_{j2}[(N_2 - N_2^{\Phi}) + \kappa_j(N_4 - N_4^{\Phi})] + \alpha_{j3}(N_3 - N_3^{\Phi})\}, \quad (3.1)$$

де q_j — концентрація j-го ізотопу; Ph — множник, що враховує ослаблення випромінювання атмосферою (з достатньою точністю може бути прийнятий однаковим для всіх спектральних інтервалів); N_i — швидкість рахунку, зареєстрована на висоті польоту в i-му спектральному інтервалі (диференціальному каналі Ф аналізатора, $i = 1, 2, 3, 4$); N_i^{Φ} — залишковий фон, тобто швидкість рахунку імпульсів по диференціальних каналах за відсутності γ-випромінювання гірських порід; κ — ваговий коефіцієнт попереднього підсумовування; α_{ji} — елементи матриці, оберненій матриці початкової системи.

Типовий аерогаммаспектрометр складається з таких вузлів:

• великогабаритного високочутливого детектора γ-випромінювання;

• диференціального аналізатора амплітуд імпульсів з числом каналів, що дорівнює числу використовуваних спектральних ліній (інтервалів);

• радіометричного (інтегрального, загального) каналу з нижнім енергетичним порогом 0,25—0,3 МеВ;

• системи автоматичної стабілізації енергетичної шкали;

• автоматичних обчислювальних пристроїв, що реалізують операції, які виражаються формулою (3.1);

• автоматичного або ручного пристрою компенсації залишкового фону;

• аналогового або цифро-аналогового реєстратора;

• пристрою для реєстрації дійсної (радіовисотомірної) висоти польоту.

У сучасних аерогаммаспектрометрах γ-випромінювання реєструють сцинтиляційними детекторами. Сцинтиляційний детектор перетворює енергію γ-квантів, що впливають на нього, в енергію світлових спалахів, які реєструються фотоелектронним помножувачем (ФЕП). Амплітуда імпульсів на виході ФЕП залежить від енергії γ-квантів. Приладовий спектр розподілу амплітуд імпульсів суцільний і значно відрізняється від спектра первинного γ-випромінювання. Комптонівське розсіяння енергії γ-квантів приводить до утворення за кожною характерною лінією спектра суцільного фону в діапазоні низьких енергій. Приладовий спектр певною мірою відображує спектр первинного випромінювання. Кожній енергетичній лінії первинного спектра відповідає пік, що має форму, близьку до гауссової кривої. Ширина піка залежить від енергетичної роздільної здатності детектора. Останню визначають як відношення ширини піка на половині його висоти до найімовірнішого значення його енергії [340, 341].

Інтенсивність γ-випромінювання у вибраних інтервалах енергії в аероспектрометрах вимірюють диференціальними амплітудними селекторами. Селектори складаються з амплітудних диференціальних дискримінаторів. Для визначення концентрацій радіоактивних елементів необхідно з високою точністю забезпечувати стабільність енергетичної шкали приладу.

Рахунково-лічильні пристрої аерогаммаспектрометра реалізують такі операції:

• визначення концентрацій підсумовуванням з певними ваговими коефіцієнтами напруги з виходів диференціальних каналів;

• введення поправок на висоту польоту і віднімання залишкового фону рахунково-лічильним пристроєм автоматичного приведення вимірювань до рівня земної поверхні.

Аерогаммаспектрометричний метод зазвичай застосовують у комплексі з іншими методами (повітряними і наземними). В разі комплексування його з іншими аерогеофізичними методами (аеромагніторозвідкою, аероелектророзвідкою та ін.) основною і необхідною умовою є забезпечення можливості виконання знімального польоту зі встановленим комплексом апаратури на висотах до 75 м над поверхнею рельєфу. Максимальна висота знімального польоту під час аерогаммаспектрометричного знімання обмежується поглинанням γ-випромінювання у повітрі. Ця обставина може на-

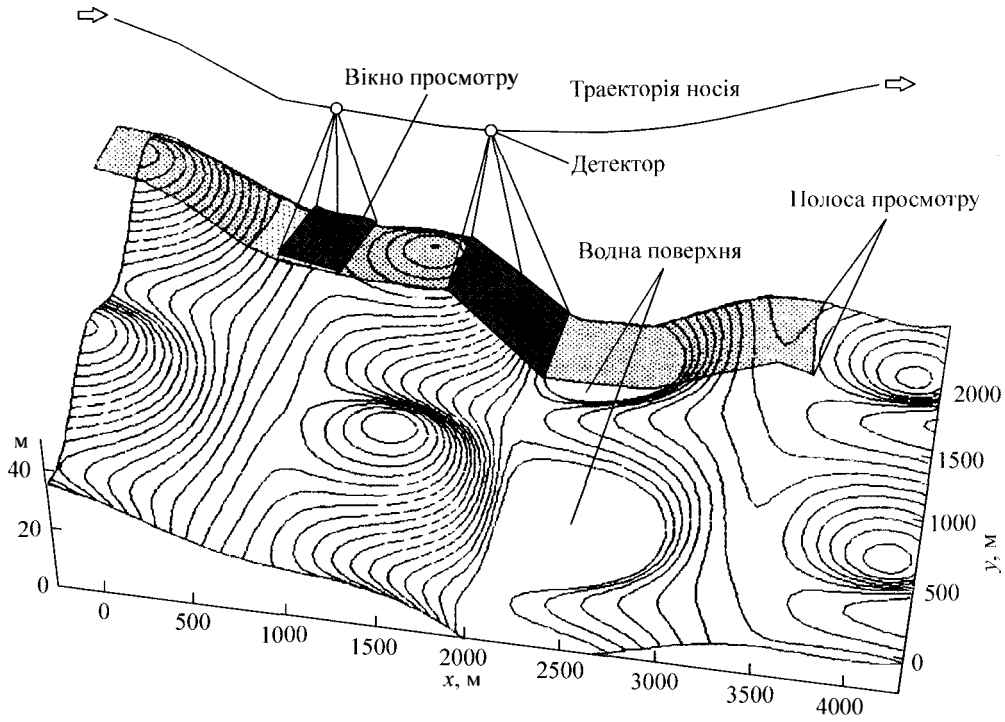


Рис. 3.1. Приклад рельєфу підстильної поверхні і схема сканування паралельно осі *X*

кладати обмеження на комплексування аерогаммаспектрометричного методу з аерогеофізичними методами, що мають апаратуру з випускними та іншими зовнішньофюзеляжними елементами.

Розв'язання задачі відновлення функції поверхневої щільності γ-випромінювання на ґрунті за даними гамма-аерознімання. Типова схема сканування обстежуваної місцевості зображена на рис. 3.1, де $H = h\ (x, y)$ — висота синтезованого на комп'ютері рельєфу модельної поверхні над деяким нульовим рівнем репера $h_0 = 0{,}0$ м.

Літальний апарат — *носій* гамма-детектора переміщується над прямокутною ділянкою із заданим рельєфом. Траєкторія польоту носія — гладка крива, проекція якої на площину (X, Y) паралельна осі X. Діафрагма поля зору детектора є вертикально орієнтованим коліматором рупорного типу прямокутного поперечного перетину і кутовою апертурою θ_x, θ_y. Зазвичай $0{,}5\theta_x = 0{,}5\theta y \le 60°$. У поле зору детектора потрапляє майже квадратний фрагмент поверхні рельєфу, так зване *вікно перегляду*. Розміри вікна перегляду визначають кутовою апертурою коліматора і висотою прольоту детектора над землею. При $0{,}5\theta_x = 0{,}5\theta_y \le 60°$ і висотах польоту 50, 100, 150 і 200 м розміри сторони квадрата вікна перегляду $\Delta x = \Delta y = 2 - h^d - \mathrm{tg}(0{,}5\theta_x)$ відповідно дорівнюють 174, 346, 520 і 692 м. Переміщення вікна перегляду за сканування місцевості виділяє *смугу перегляду*. Інтервал часу $\tau = t_i \cdot t_{i-1}$, протягом якого підраховують спалахи від γ-квантів у детекторі, а у момент t_i за-

писують накопичену суму, називатимемо *часом експозиції*. Час експозиції залежить від величини потоку γ-квантів, і, природно, для забезпечення реєстрації статистично значущого сигналу в разі зменшення потоку на вході детектора значення τ має збільшуватися. Вікно перегляду, що переміщується із швидкістю носія V, за час експозиції зрушується на вектор $\boldsymbol{\tau} - \mathbf{V}$, утворюючи *смугу експозиції*. Отже, в результаті прольоту одного галса матимемо масив показань відліків детектора $W(t_i)$, $i = 1, N^d$, де N^d — кількість інтервалів часу експозиції за повний час сканування одного галса. Передбачаються відомими координати носія $(x^d(t), y^d(t))$, рельєф $h(x, y)$ і висота польоту $h^d = h^d(x^d(t), y^d(t))$ над деякою площиною репера нульового рівня $h_0 = 0{,}0$ м.

На рис. 3.2 показано синтезоване модельне 3D зображення функції $\sigma(x, y)$ поверхневої щільності радіоактивного γ-випромінювального матеріалу, що «випав на ґрунті» ділянки з рельєфом $h(x, y)$ (див. рис. 3.1).

Функції $\sigma(x, y)$ і $h(x, y)$ не корелюють. Утім за наявності річок і озер водну поверхню з хорошим наближенням можна вважати такою, що не випромінює γ-кванти.

Вичерпний розв'язок задачі полягає у відновленні функції $\sigma(x, y)$ на масиві даних $W(t_i)$, $i = 1, N^d$ для всієї сукупності галсів сканування місцевості за описаною схемою. Ми обмежилися завданням одновимірної реконструкції щільності $\sigma = \sigma(X)$ за даними одного галса. Таке спрощення допустиме, коли характерна довжина зміни $\sigma(x, y)$ уздовж напрямку X значно менша за таку довжину впродовж напрямку Y, тобто вектор grad $(\sigma(x, y))$ майже паралельний осі X.

Якість двовимірної реконструкції функції $\sigma(x, y)$ в разі використання однокристального гамма-детектора, очевидно, сильно залежатиме від частоти

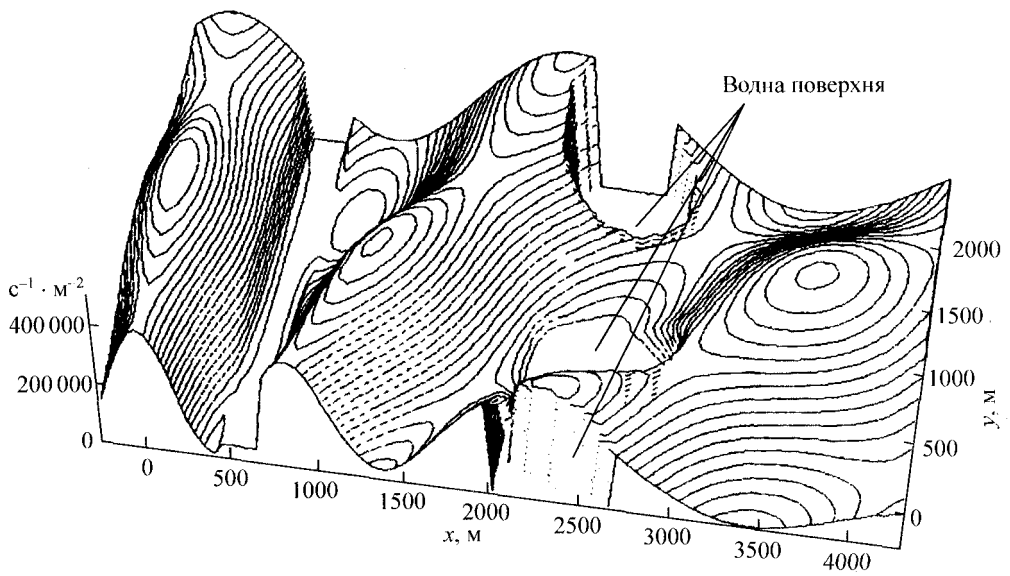


Рис. 3.2. Функція модельної поверхневої щільності γ-джерел

розташування галсів, тобто від ступеня перекриття смуг перегляду [342]. З урахуванням вартості години польотного часу літальних апаратів доцільно вирішувати завдання двовимірної реконструкції, маючи у розпорядженні можливість порівняння декількох типів детекторів, зокрема однокристальний сцинтиляційний, як порівняно простий і дешевий. Використання складніших і дорожчих детекторів з поперечною відносно вектора швидкості носія **V** роздільною здатністю за високої якості двовимірної реконструкції функції $\sigma(x, y)$, може привести до зменшення потрібної частоти галсів, а в цілому — до зменшення ціни реконструкції для одного квадратного кілометра площі обстежуваної поверхні.

У зв'язку з цим постановка завдання мінімізації ціни інформації в просторі (поперечна роздільна здатність, вартість детектора, ціна польотної години) уявляється дуже актуальною.

Випишемо основне інтегральне співвідношення, що пов'язує функцію розподілу щільності джерела $\sigma(x, y)$ з показаннями детектора $W(t_i)$ за час експозиції $\tau = t_i - t_{i-1}$. Розглянемо спочатку нерухомий однокристальний детектор, розташований над точкою (x^d, y^d) деякого галса $y^d = \text{const}$ на висоті h^d. Число $w(x^d, y^d = \text{const}) = w(x^d)$ γ-квантів, що реєструються таким нерухомим детектором за одиницю часу, можна виразити подвійним інтегралом за площею вікна перегляду S^d. З урахуванням ізотропного початкового випромінювання, загасання в атмосферному повітрі і параметрів детектора отримаємо

$$\iint_{s^d} dxdy\sigma(x,y)sg(x^d,y^d,x,y)\frac{\exp(-\mu\rho)}{4\pi p^2} = W(x^d) \quad , \tag{3.2}$$

де $\sigma(x, y)$ — поверхнева щільність джерела, виражена в одиницях розпадів з квадратного метра за одну секунду; S — ефективна площа вхідного отвору детектора (з урахуванням параметрів квантового виходу c^γ, ефективності c^d для вибраної енергії γ-кванта конкретного ізотопу і площі вхідного отвору $s^d \cdot s = s^d - c^\gamma - c^d$); $H(x, y)$ — підняття рельєфу над рівнем репера в точці (x, y); μ — лінійний коефіцієнт загасання в атмосфері; p — відстань до досліджуваної поверхні; $g(x^d, y^d, x, y)$ — функція кутової залежності ефективності детектора, яка в розрахунках дорівнювала косинусу кута між вертикальною віссю детектора і напрямком від нього в точку (x, y) на поверхні рельєфу, тобто

$$g(x^d, y^d, x, y) = (h^d - h(x, y)) / p,$$

$$p = \sqrt{(h^d - h(x,y))^2 + (x^d - x)^2 + (x^d - y)^2} \ .$$

Інтегральне співвідношення (3.2) можна розглядати як початкове з метою розв'язання *прямої задачі* для схеми з нерухомими детекторами, тобто для розрахунку правої частини $w(x^d)$ за відомими функціями $\sigma(x, y)$, $h(x, y)$, $h^d(x^d, y^d)$ і параметрами детектора s—g. Якщо ж права частина $w(x^d)$ задана і необхідно знайти $\sigma(x, y)$, то рівняння (3.2) є записом *оберненої задачі* у формі інтегрального рівняння Фредгольма першого роду з ядром:

$$G\left(x^d, y^d, x, y\right) = sg(x^d, y^d, x, y)\frac{\exp(-\mu\rho)}{4\pi\rho^2}.$$

За руху детектора з деякою сталою швидкістю V кількість відліків $W(t_i)$, зареєстрованих детектором за інтервал часу експозиції τ між моментами t_{i-1} і t_i, дорівнюватиме:

$$\int_{t_{i-1}}^{t_i} w(x^d(t))dt = \int_0^{\tau} w(x^d(t_{i-1}+t))\,dt = W(t_i),\ \ i = 1,\ N^d. \qquad (3.3)$$

Формальна підстановка (3.2) в (3.3) приводить до системи N^d рівнянь:

$$\int_{t_{i-1}}^{t_i}\left[\iint_{s^d} dxdy\sigma(x,y)G\left(x^d, y^d, x, y\right)\right]dt = W(t_i)\ i = 1,\ N^d, \qquad (3.4)$$

яка є основною для розв'язання прямої і оберненої задач схеми гамма-аерознімання із зрушенням за час експозиції. У рівнянні (3.4) по x, y здійснюємо інтеграцію вікна перегляду, по t — інтеграцію зрушення $\tau — V$ вікна перегляду за час експозиції τ. Потрійний інтеграл (3.4) за деякого i описує інтеграцію по *і-й смузі* експозиції, а в цілому дає масив N^d показань $W(t_i)$ детектора за один галс сканування.

Пряме завдання: *обчислювальний експеримент*. Велика величина кутової апертури діафрагми поля зору $0{,}5\theta_x = 0{,}5\theta_y \le 60°$, або колімація в широкому тілесному куті, приводить до того, що картина виміряного γ-поля на висоті детектора не відображує в деталях картину розподілу щільності $\sigma(x, y)$ джерел γ-квантів на поверхні рельєфу. Картина спотворена у бік згладжування, і це згладжування зумовлене інтеграцією за вікном перегляду. Зрушення у смузі експозиції вносить додаткові спотворення. Добрим аналогом такого вимірювання може бути фотознімок двовимірного об'єкта за поганого фокусування об'єктива фотокамери і «змазування» під час експозиції. Використання одного і того самого коліматора, але різних схем вимірювання призводить до того, що двовимірні аерогаммазнімання деякого фіксованого розподілу $\sigma(x, y)$ можуть сильно відрізнятися один від одного, оскільки ядро інтегрального виразу в (3.4) містить профіль висоти польоту носія $h^d(x^d(t), y^d(t))$, рельєф підстильної поверхні $h(x, y)$ і параметр експозиції τ.

Для ілюстрації цього факту проведено обчислювальний експеримент з моделювання процесу сканування однокристальним детектором з коліматором $0{,}5 - \theta_x = 0{,}5 - \theta_y \le 60°$ прямокутної ділянки $0 \le x \le 4000$ м, $1500 \le y \le 2000$ м місцевості (див. рис. 3.1), з щільністю радіонуклідів, що випали на неї, $\sigma(x, y)$ (див. рис. 3.2). Сканування здійснено паралельними осі X галсами з кроком 50 м по осі Y. Параметри $s = s^d - c^\gamma - c^d$ і μ в (3.3) відповідають найінтенсивнішій γ-лінії ^{137}Cs за діаметра вхідного отвору 15 см і нормальних атмосферних умов (рис. 3.3).

На рис. 3.3 функція $\sigma(x, y)$ в указаній смузі доповнена трьома «дуплетами», тобто поперечними до галса аномаліями завширшки 50 м і шпаруватістю між елементами «дублета» 150, 100 і 50 м. Такі доповнення дають

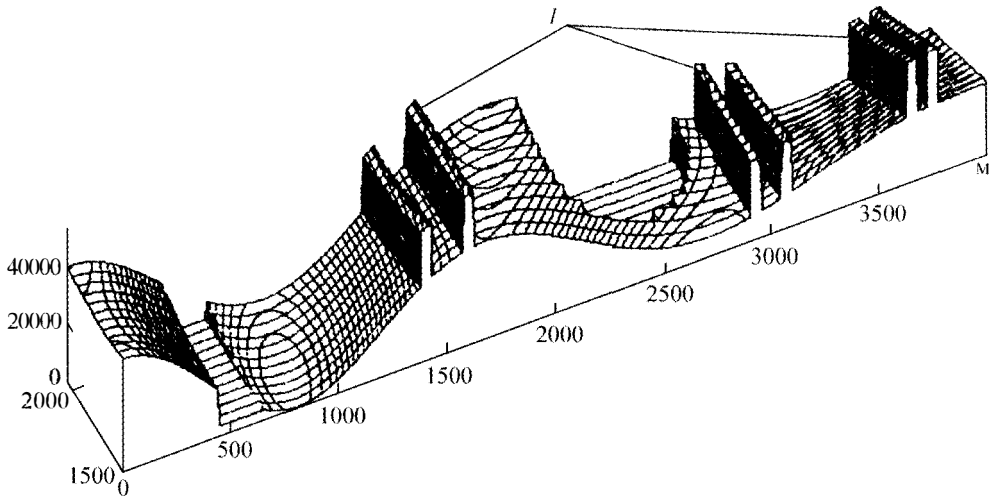


Рис. 3.3. Щільність поверхневого джерела на ґрунті в смузі сканування

змогу контролювати важливу характеристику вимірювання — просторову роздільну здатність уздовж осі *X*. Функції $\sigma(x, y)$ у розпадах за секунду з 1 м^2, тобто 1 Кі/км, відповідає значення 37 000 за шкалою на рис. 3.2 і 3.3. На рис. 3.4 представлені двовимірні функції $W(x, y)$ показань детектора для чотирьох варіантів сканування прямолінійними галсами з кроком 50 м по осі *Y*, часом експозиції $\tau = 1{,}0$ с і постійними для кожного варіанта висотами прольоту за швидкості носія 100 км/год.

Під час знімання з висоти 75 м над репером нуль-площиною тестові «дублети» ще можна розрізнити. Однак уже за польоту на висоті 100 м на знятій картині «дублети» істотно розмиті. Політ на висоті 150 м нівелює характер «дублетів» до сильно розширених «синглетів». Знімання з висоти 200 м абсолютно маскує наявність будь-яких або контрастних аномалій в розподілі $\sigma(x, y)$.

Синглетно-дублетну термінологію з курсу спектроскопії тут застосовано не випадково. Як показано далі, математична постановка і алгоритм розв'язку задачі відновлення початкової просторової дублетної структури функції $\sigma(x, y)$ мають природні аналогії із завданнями спектральної роздільної здатності в оптиці.

Специфічною особливістю аерогаммазнімання, на відміну, наприклад, від аерознімання в оптичному діапазоні, є сильно виражений статистичний характер реєстрованого сигналу, який зумовлений пуассонівським процесом радіоактивного розпаду (з виходом γ-кванта), а також процесами розсіяння і поглинання γ-квантів у повітрі та об'ємі детектора. В разі чисельного розв'язання прямої задачі статистичні властивості вказаних процесів можна моделювати, застосовуючи генератори пуассонівських розподілів з відомим середнім. На рис. 3.5, *а* показано таку «пуассонівську» розрахункову функцію $W(t_i)$ для одного з галсів у смузі $\sigma(x, y)$ (див. рис. 3.3) на висоті 100 м з часом експозиції $\tau = 1{,}0$ с.

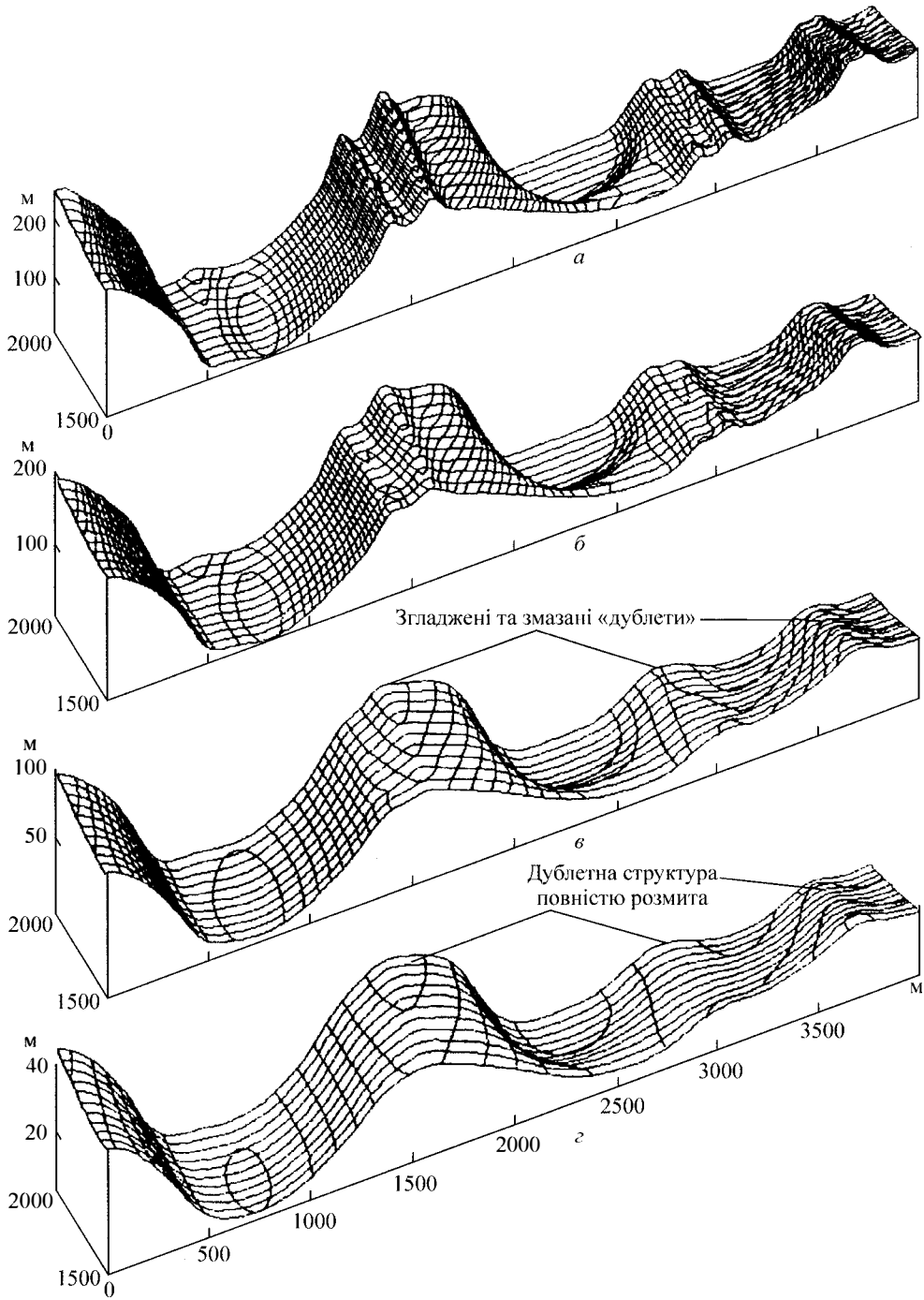


Рис. 3.4. Показання детектора. Висота польоту 75 (*а*), 100 (*б*), 150 (*в*) і 200 м (*г*)

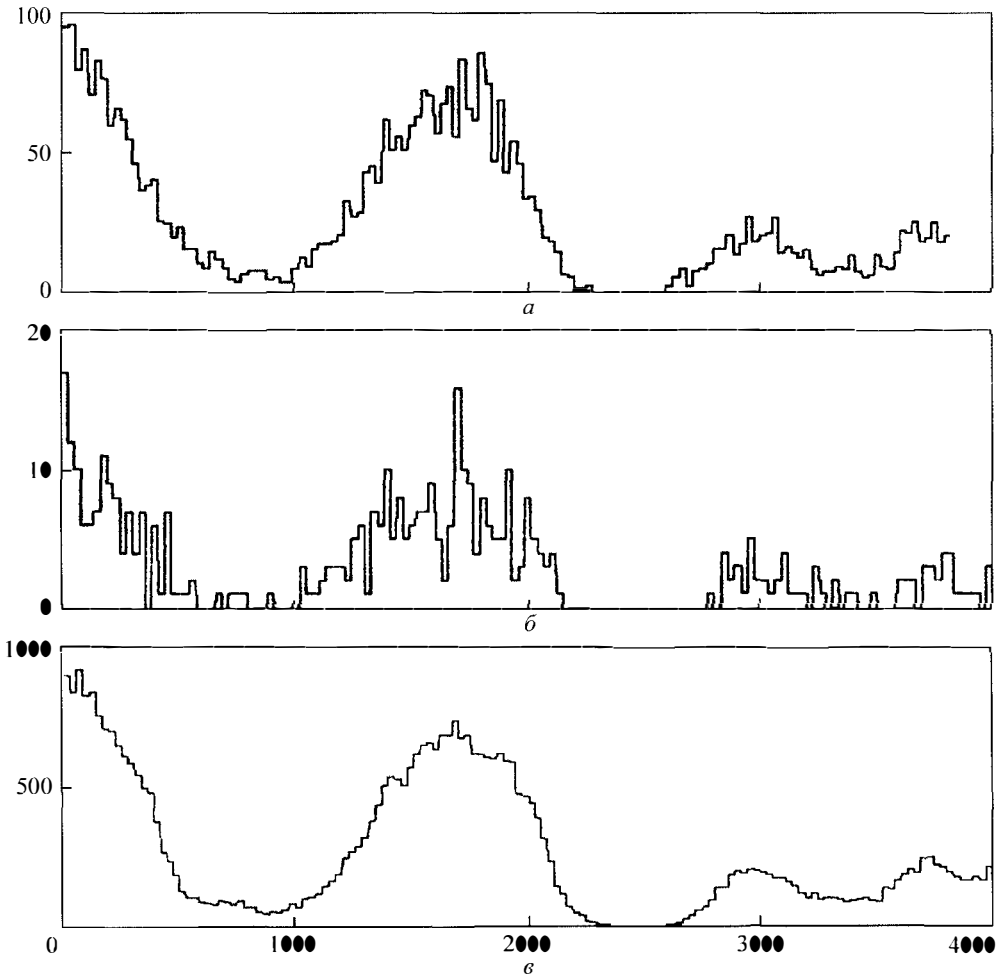


Рис. 3.5. Пуассонівський процес детектування.
Щільність джерела: а — $\sigma(x, y)$, *б* — $0{,}1\sigma(x, y)$; *в* — $10\sigma(x, y)$

На рис. 3.5, *б*, *в* функція щільності джерела відповідно дорівнює 0,1 – $\sigma(x, y)$ і 10,0 – $\sigma(x, y)$. Видно, що статистична достовірність вимірювання $W(t_i)$ тим вища, чим вища щільність джерела.

Алгоритм розв'язку прямої задачі дуже простий в реалізації. Чисельне інтегрування (3.4) можна без обмежень використовувати для моделювання процесу аерогаммазнімання, а отримані дані — для тестування набагато складнішого алгоритму розв'язку оберненої задачі [343].

Визначення інтенсивності реєстрації поля γ-квантів від рівномірного поверхневого джерела. Схема геометрії аерогаммазнімання місцевості, яку використано для розрахунків, показана на рис. 3.6. Джерело γ-випромінювання — диск зі сталою поверхневою щільністю активності A (Бк/м^2). Маємо поле з осьовою симетрією. Визначимо інтенсивність рахунку детектора у фотопіку

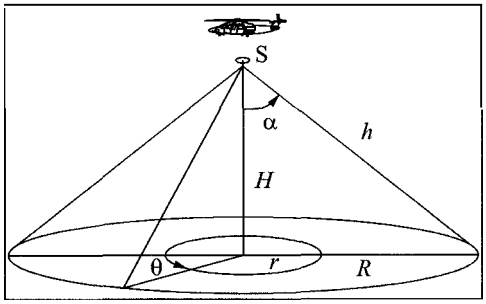


Рис. 3.6. Схема геометрії аерогаммазнімання місцевості нукліда

від випромінювання досліджуваного об'єкта [332, 344].

Для точкового джерела

$$dI_g = \sigma \eta_i \varepsilon_g^i G' K_i dS,$$

$$dS = rdrd\theta,$$

$$I_g = \int_0^R \int_0^{2\pi} \sigma \eta_i \varepsilon_g^i G' K_i r dr d\theta = 2\pi\sigma \eta_i \int_0^R \varepsilon_g^i G' K_i r dr,$$

$$G' = G((h)W(r, H)) = \frac{S}{4\pi h^2} W(r, h),$$

$$K_i = e^{-\mu_i h},$$

$$I_g = \frac{1}{2} \sigma \eta_i S \int_0^R \varepsilon_g^i \frac{e^{-\mu_i H \sqrt{1 + r^2 / H^2}}}{H^2 (1 + r^2 / H^2)} W(r, H) r dr.$$

Заміна змінних:

$$r / H = \text{tg}\alpha,$$

$$dr = H/\cos\alpha \; d\alpha,$$

У експериментах за визначенням чинника колімації показано, що власна фотоефективність детекторів $\varepsilon_д'$ в межах кута опромінювання α від 60 до 75° не залежить від *a*. Тому

$$I_g = \frac{1}{2} \sigma \eta_i \varepsilon_g^i S \int_0^{\alpha} e^{-\mu_i H / \cos\alpha} \cdot W(\alpha) \cdot tg\alpha \, d\alpha \qquad (3.5)$$

Для детектора 200 × 100 мм: $W(a)$ — вид функції, відомий з апроксимації експериментальних даних; $\varepsilon_д'$ — визначають за експериментальними даними; S, м^2 — площа детектора; η_i — квантовий вихід γ-випромінювання досліджуваного нукліда; H, м/см^2 — висота польоту.

Провівши чисельну інтеграцію в межах кута α, що цікавить нас, і визначивши інтенсивність підрахунку I_g у фотопіку відповідної енергії E_i під час аерогаммазнімання на висоті польоту H, можна визначити (Бк/м^2) поверхневу щільність активності досліджуваного радіонукліда.

Визначення щільності поверхневого забруднення за спектрометричними вимірюваннями. Чисельна інтеграція інтеграла, що входить до формули (3.5), проведена для висоти польоту H = 100 м у діапазоні енергій γ-квантів E_γ = 0,1—3,0 МеВ з кроком 0,01 МеВ і відповідним μ_i для різних кутів огляду *a* певного типу коліматора. Підставивши отримані значення інтег-

рала для певної енергії E γ-випромінювання (отже, для відповідного досліджуваного нукліда) у формулу (3.5) і використавши експериментальні значення власної ефективності реєстрації детектора $\varepsilon'_{д}$, можна записати формулу (3.5) у вигляді

$$I_д = B_{i,H,\acute{a}}\sigma \Rightarrow \sigma = I_д / B_{i,H,\acute{a}}, \text{ [Бк/м}^2\text{]},$$

де $B_{i,H,\acute{a}}$, м^2/Бк · с — const, для певного детектора, коліматора ά, досліджуваного нукліда і певної висоти польоту H.

Обчисливши $B_{i,H,\acute{a}}$ і визначивши інтенсивність підрахунку $I_д$ у фотопіку нукліда, можна визначити поверхневу щільність забруднення (Бк/м^2).

Увівши $C_{i,H,\acute{a}} = 3{,}7 \cdot 10^4\ B_{i,H,\acute{a}}$, км^2/(Кі · с), запишемо:

$$I_д = C_{i,H,\acute{a}}\ \sigma;\ \sigma = I_д = C_{i,H,\acute{a}},$$

де σ — поверхнева щільність забруднення, Кі/км^2.

Зауваження до врахування заглиблення досліджуваного нукліда в ґрунті. Завдання дослідження нуклідів, заглиблених у ґрунт, можна звести до завдання дослідження поверхневого забруднення, використавши вираз

$$\sigma = \int_0^L \sigma_V(l) e^{-\mu_i l} dl,$$

де $\sigma_V(l)$ — об'ємна щільність забруднення як функція глибини заглиблення L.

Детектувальна частина аерогаммаспектрометра є основною частиною системи, яка визначає всі характеристики і, відповідно, вимоги до всього комплексу апаратури, характеру проведення знімання і обробки результатів. Головною характеристикою системи є її чутливість до реєстрації активності від досліджуваних нуклідів. Саме ця характеристика визначається конкретним детектором і зумовлюється подальшими вимогами до висоти польоту, часу вимірювання і, зрештою, необхідного масштабу картування із заданою чутливістю. Досліджено спектрометричні характеристики сцинтиляційних детекторів NaI (Tl) розміром 150 × 100 і 200 × 100 мм та проведено експериментальне моделювання в наземних умовах реєстрації за різних висот польоту поля γ-випромінювання від точкового і рівномірного поверхневого джерела випромінювання для нуклідів ^{137}Cs, ^{40}K, ^{214}Bi, ^{232}Th.

Наземне гамма-знімання

Разом із методом аерогаммазнімання під час пошуків та розвідки уранової сировини широко використовують методи *автогаммазнімання і пішохідного (наземного) гамма-знімання* [345].

Автогаммазнімання — швидкісне наземне гамма-знімання, що виконується автоматично під час руху автомобіля. Роботи проводять за допомогою автогаммаспектрометрів (АГС-3, АГС-4). Чутливість автогаммазнімання значно вища за чутливість аерогаммазнімання завдяки наближенню станції до об'єкта дослідження. За допомогою цього методу проводять деталізацію аерогаммааномалій та їх первинний пошук.

Методика автогаммазнімання зводиться до профільних і площових спостережень на ділянках, доступних для автомашин високої прохідності

[346]. Відстань між профілями залежить від можливості проїзду машин, масштабу знімання, передбачуваних розмірів розвідуваних об'єктів. Масштаби площового автогаммазнімання змінюються від 1 : 2 000 до 1 : 10 000 за відстані між профілями відповідно від 20 до 100 м. Швидкість знімання — 3—15 км/год. Роботи можна виконувати за різної висоти підняття касети з чутливим елементом над земною поверхнею. З високо піднятою касетою збільшується ширина зони розвідки, з низько розташованою — зростають інтенсивність поля і детальність розвідки. Профілі спостережень прив'язують візуально, по орієнтирах і карті, а також за допомогою спеціальних курсопрокладачів.

Результати автогаммазнімання представляють у вигляді стрічок аналогової реєстрації $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{зал}$ (з автоматичним обліком залишкового фону) для різних енергій γ-випромінювань. Виявлені аномальні ділянки закріплюють на місцевості, прив'язують інструментальним способом і перевіряють точковими спостереженнями, зупинивши на декілька хвилин автомашину і вимірявши інтенсивність випромінювання, а також наземним гамма-спектрометричним зніманням. Після первинної обробки матеріалів будують карти графіків і карти ΔI_γ. На них, користуючись правилом «трьох сигм і трьох точок», виявляють аномалії. Порівнявши їх з геологічними картами та іншою інформацією, оцінюють перспективність на радіоактивні елементи.

Пішохідне (наземне) гамма-знімання — один з основних пошукових і розвідувальних методів радіометричних досліджень. Його проводять за допомогою польових радіометрів і спектрометрів. Радіометри або спектрометри за допомогою стандартних зразків (еталонів) γ-випромінювання періодично градуюють. Це необхідно для визначення ціни ділення шкал інтегральної або спектральної радіоактивності. За даними градуювання можна визначати потужність експозиційної дози γ-випромінювання.

Розрізняють самостійні радіометричні знімання, які виконують у разі площових досліджень масштабу 1 : 10 000 і більше (за відстаней між профілями менше 100 м), та попутні, які проводять спільно із маршрутним геологічним зніманням у масштабах 1 : 25 000—1 : 50 000. Під час попутних і пошукових робіт гільзу виносного зонда польового радіометра розташовують на висоті 10—20 см від поверхні і оператор у русі «прослуховує» радіоактивний фон порід у смузі декількох метрів за напрямом руху. Через кожні 5—50 м (крок знімання) або за аномального підвищення фону гільзу з детектором опускають на землю на 0,5—1,0 хв і на стрілковому приладі знімають середній відлік інтенсивності поля.

Мета попутних і пошукових гамма-знімань — виявлення рудних полів і родовищ. Аномальні ділянки обстежують детальними гамма-зніманнями в масштабах більше 1 : 10 000 (до 1 : 1 000) за щільності мережі близько 100 × 10 м (до 10 × 1 м). У результаті виявляють окремі рудні тіла і оцінюють промислову перспективність (рис. 3.7).

За даними наземного гамма-знімання будують графіки, карти графіків і карти інтенсивності ΔI_γ, еквівалентні гамма-активності порід $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{н.ф}$ (інтегральній або спектральній). Обробка даних спектрометричного гамма-знімання зводиться до обчислення концентрацій урану qU, торію qTh і калію ^{40}K за швидкостями підрахунку I_Γ на різних енергіях. Рис. 3.7 ілюструє

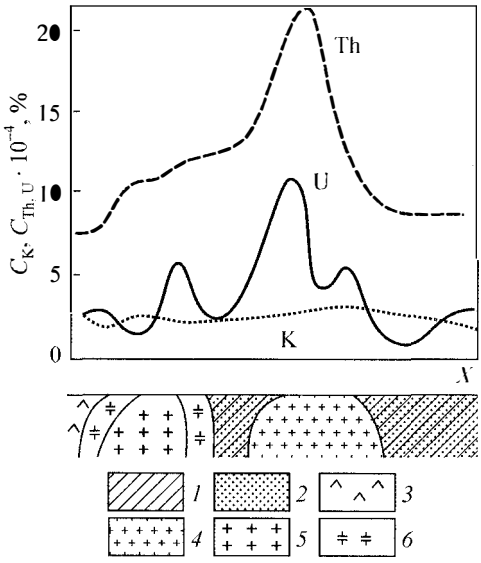


Рис. 3.7. Профілі концентрацій урану, торію і калію за даними гамма-спектрометрії над родовищем танталу:
1 — породи піщано-сланцевої товщі; *2* — ороговикovані породи; *3* — діабазові порфірити; *граніти*: *4* — двослюдяні мусковітові, *5* — порфіроподібні мусковітові, *6* — амазоніт-альбітові

обробку даних спектрометричного гамма-знімання у Східному Сибіру, в результаті якого вдалося виявити в гранітах тантало-ніобієву мінералізацію. Оскільки в середньому глибинність пішохідного гамма-знімання не перевищує 1 м, для підвищення глибинності вивчення перспективних на радіоактивні руди ділянок виконують глибинне гамма-знімання, під час якого γ-випромінювання порід визначають у шпурах завглибшки до 1 м, а іноді в свердловинах завглибшки до 25 м. Вимірювання проводять або пішохідними радіометрами, або радіометрами свердловин.

Знімання еманації — це вивчення вмісту еманації, тобто газоподібних продуктів розпаду радіоактивних речовин у підґрунтовому повітрі або в повітрі, що заповнює свердловини і гірничі виробки. Як наголошено вище, найбільший період піврозпаду з радіоактивних газів має радон (3,82 доби), тому знімання еманації фактично є радоновим. Короткоіснуючі еманації торію і актинію не створюють помітних ореолів.

Еманування порід, або їх здатність виділяти еманації радону підґрунтовому повітрю або підземним водам, визначається не лише вмістом радіоактивних елементів ряду урану, а й будовою породи, її густиною, ступенем зруйнування і тріщинуватості, вологістю, температурою та іншими чинниками. Ступінь віддачі породою еманації характеризується коефіцієнтом еманування, який дорівнює відсотку еманації, що надходить у навколишнє середовище, від її загальної кількості в породі. Він змінюється від 1 % для щільних порід до 98 % для зруйнованих порід з більшою питомою поверхнею, які підлягають зберіганню.

Крім еманування порід поява еманацій зумовлена їх дифузією у бік знижених концентрацій радону і конвекцією до земної поверхні. Ці причини приводять до різких змін концентрації еманації у верхньому шарі, пов'язаних з метеорологічними та іншими умовами, і лише на глибинах близько 1 м вони визначаються емануванням порід.

Методика польового знімання еманації зводиться до відбору проб підґрунтового повітря з глибини до 0,5—1,0 м і визначення за допомогою еманометра концентрації радону в ньому. Для цього зонд еманометра забивають у ґрунтовий шар, за допомогою насоса в камеру еманації закачують ґрунтове повітря і відразу ж вимірюють концентрацію ($л^{-1} \cdot с^{-1}$) радону в ньому.

Знімання еманації може бути маршрутним і площовим. Масштаби робіт змінюються від 1 : 2 000 до 1 : 100 000. Відстані між профілями за площового знімання становлять відповідно від 20 до 1000 м, а крок — від 2 до 100 м. Детальну розвідку еманації виконують у вигляді площового знімання за сіткою 10—50 × 1—5 м.

За даними знімання еманації будують графіки і карти рівних концентрацій радону ($л^{-1} \cdot с^{-1}$) і на них виділяють аномалії — ділянки підвищеного вмісту радону. Над родовищами радіоактивних руд аномалії досягають сотень і тисяч еман (1 еман — 3,7 $л^{-1} \cdot с^{-1}$). Над ділянками з підвищеним емануванням унаслідок роздробленості, тріщинуватості пор аномалії складають десятки еман, нормальний фон зазвичай дорівнює 37—110 $л^{-1} \cdot с^{-1}$ (10—30 еман).

Знімання еманації застосовують для розвідки радіоактивних руд і ореолів розсіяння радіоактивних елементів. Крім того, його використовують для виявлення ділянок з підвищеною здатністю пропускати радон (зони скидів, дроблення, тріщинуватості, карсту) і ділянок екранування, де залягають газонепроникні пласти (глини, сланці, мерзлі породи).

У цілому глибинність еманаційного знімання не перевищує 5—10 м. Проте за наявності зон, що добре проводять радон (скиди, зони інтенсивної циркуляції підземних вод тощо), вона може досягати десятків метрів.

Метод гамма-каротажу. Природна радіоактивність гірських порід зумовлена здебільшого домішками радіоактивних елементів уран-радієвого і торієвого рядів, а також ізотопів ^{40}K. Енергетичний спектр γ-випромінювання радіоактивних рядів складається з багатьох ліній і тягнеться до 2,45 МеВ у ряду U—Ra і до 2,62 МеВ у ряду Th. Ізотоп ^{40}K становить 0,01 % природної суміші і є моноенергетичним випромінювачем: E = 1,46 МеВ.

Застосування сучасної апаратури дає змогу встановити за спектральною інтенсивністю виміряного у свердловині γ-випромінювання кількість радіоактивного матеріалу в 1 $см^3$ породи (або на 1 г породи) і тип джерел γ-випромінювання.

Теорія гамма-каротажу побудована на основі розв'язання такої прямої задачі. Джерела γ-квантів з енергією E рівномірно розподілені в гірській породі. Потрібно знайти залежність спектральної кривої, що реєструється детектором γ-квантів у свердловині, від E, хімічного складу і густини гірської породи. В разі заповнення свердловини розчином, радіоактивність якого сумірна з радіоактивністю породи, необхідно враховувати і фон свердловини.

Якісну оцінку спектра γ-випромінювання в гірській породі можна отримати у такий спосіб [343]. Уявимо собі майже точковий детектор γ-квантів, поміщений на початку координат нескінченно протяжної гірської породи. Легко оцінити потік γ-квантів через детектор, що не зазнали жодного зіткнення. Інтенсивність такого прямого γ-випромінювання, що надходить на початок координат від рівномірно розподілених ізотропних і моноенергетичних джерел, опишемо очевидним інтегралом:

$$I = Q \int d\mathbf{r} \frac{e^{-\mu(E)r}}{r^2} = \frac{4\pi Q}{\mu(E)}.$$

Тут Q — число квантів енергії E, що випромінюються одиницею об'єму породи; $\mu(E)$ — макроперетин (повний коефіцієнт поглинання) квантів енергії E: $\mu(E) = \rho\mu_m(E)$, де ρ — густина породи; $\rho\mu_m(E)$ — масовий коефіцієнт поглинання, $см^2/г$.

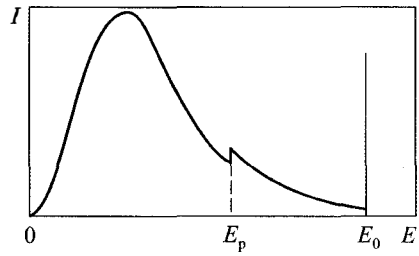


Рис. 3.8. Спектр гамма-каротажу

Звідси випливає, що інтенсивність лінії прямого γ-випромінювання прямо пропорційна випромінювальній здатності породи Q, яка, у свою чергу, пропорційна вмісту відповідного радіоактивного елемента і обернено пропорційна повному коефіцієнту поглинання.

Оцінимо характер спектра γ-квантів, розсіяних гірською породою. Мінімальна енергія кванта $E_{1\min}$ після першого комптонівського розсіяння на квазівільних електронах має вигляд

$$E_{1\min} = \frac{E}{1 + 2E/m_e c^2}.$$

Отже, спектр у точці $E_{1\min}$ матиме якийсь стрибок. Оскільки переріз фотоефекту атомів гірських порід нікчемно малий при $E > 0{,}1$ МеВ, накопичуються кванти, що зазнали декількох зіткнень, і спектральна щільність підвищується з пониженням енергії. Нарешті, за низьких енергій, близько десятків кілоелектронвольт, переріз фотоефекту зростає пропорційно E^{-3} і спектральна густина зменшується внаслідок інтенсивного поглинання γ-квантів. Спектр має якісно відповідати спектру, показаному на рис. 3.8.

Це рівноважний спектр, його форма однакова в кожній точці породи за рівномірності джерел і лише у свердловині і присвердловинній зоні може трохи деформуватися.

Достатньо точну кількісну характеристику спектра, як і взагалі розв'язок довільної прямої задачі гамма-каротажу, можна отримати будь-яким спеціалізованим алгоритмом Монте-Карло.

3.2. ТЕХНІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ПОШУКОВО-РОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ

Аерогаммаспектрометричний бортовий комплекс дистанційного виявлення ядерно-радіаційних матеріалів і джерел іонізувального випромінювання. Комплекс АСПЕК — це вітчизняний аерогаммаспектрометричний бортовий комплекс для дистанційного виявлення ядерно-радіаційних матеріалів (ЯР-матеріалів) і джерел іонізувального випромінювання радіоекологічного моніторингу.

АСПЕК — комплексна багатоцільова система, яка призначена для ведення з борту рухомого засобу (літак, гелікоптер, корабель) дистанційної радіаційної розвідки місцевості і оперативного радіаційного контролю обширних територій на наявність несанкціонованого переміщення ядерно-радіаційних матеріалів. Це система нового покоління, в якій реалізовані сучасні наукоємні і технічні рішення, передові інформаційні технології, останні досягнення

ядерної фізики. Система конструктивно має модульну структуру, що дає змогу легко її встановлювати на будь-якому типі рухомого засобу. За допомогою комплексу АСПЕК (що складається з бортового і наземного комплексу) можна з високим ступенем автоматизації виконувати повний цикл робіт — від проведення розвідки до побудови карт радіаційних полів без залучення допоміжних підрозділів (рис. 3.9).

Дистанційні методи розвідки з авіаносія мають істотні переваги порівняно з наземними і космічними методами.

Насамперед це оперативність проведення розвідки конкретно вибраного об'єкта (територія, дорога, транспорт, об'єкти атомної енергетики та ін.); висока достовірність результатів вимірювань; отримання інформації про радіаційну обстановку обширних територій в режимі реального часу; висока просторова роздільна здатність, віднесена до реальних земних об'єктів; безпека для персоналу під час проведення розвідки; економічна ефективність (невисока вартість проведення розвідки); висока продуктивність під час обстеження вибраних районів та інформативність отриманих результатів.

Повна автоматизація процедур проведення розвідки з авіаносія дає змогу отримувати інформацію в режимі реального часу в тисячі разів швидше, ніж наземними методами, з вищою достовірністю і низькою вартістю проведення робіт.

Суть методу аерогаммазнімання з авіаносія полягає у такому: літальний апарат (ЛА), обладнаний системою АСПЕК, пролітає над обстежуваною територією галсами по маршрутах, прокладених у системі координат Гаусса—Крюгера (рис. 3.10).

Сітка є практично прямокутником з величиною кроку, достатньою для отримання заданої точності. Для побудови докладної карти забруднення території сітка маршрутів в указаному районі є прямокутником з кроком по горизонталі 500 м, для великомасштабної карти — 2 км (за рахунок основних і додаткових меридіанних маршрутів). Швидкість авіаносія може варіювати від 60 до 1000 км/год за висоти польоту 50—1000 м і вище. Інформація щомиті фіксується в спеціалізованому бортовому комп'ютері і може передаватися на наземну станцію через спеціальний канал зв'язку або супутниковий інформаційний канал. У процесі польоту на екрані монітора в режимі реального часу відображуються: координати літального апарата, отримані автоматично з блока супутникової навігаційної системи GPS (рис. 3.11); спектральний склад радіоактивного забруднення, віднесений до реальних об'єктів; потужність дози радіоактивного випромінювання.

Карта радіаційних полів може бути отримана безпосередньо на борту літального апарату або на наземній станції (рис. 3.12, див. вклейку).

Наземний комплекс (основою якого можуть бути різноманітні комп'ютерні платформи) приймає отримані у польоті дані і видає комплексну інформацію: розподіл на обстежуваній території радіоактивних плям, їх ідентифікацію, потужність і дозу радіоактивного випромінювання, а також топографічні координати.

Портативна робоча станція комплексного радіаційного моніторингу навколишнього середовища. Призначена для виконання комплексного моніторингу і вимірювання радіоактивності різних об'єктів у польових і лабораторних умовах (рис. 3.13, див. вклейку).

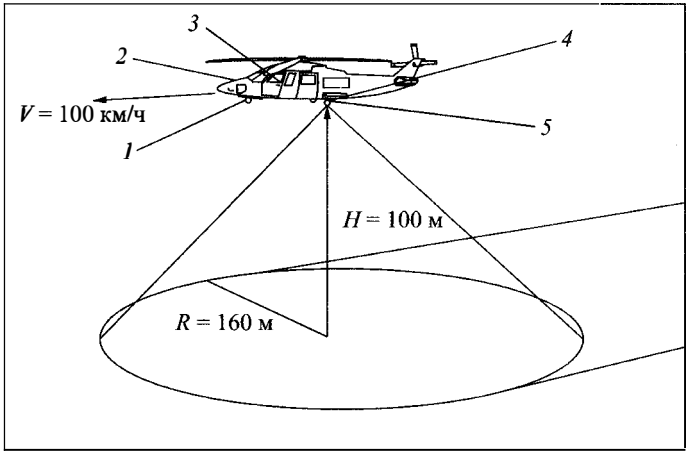


Рис. 3.9. Технологія виконання дистанційної радіаційної розвідки

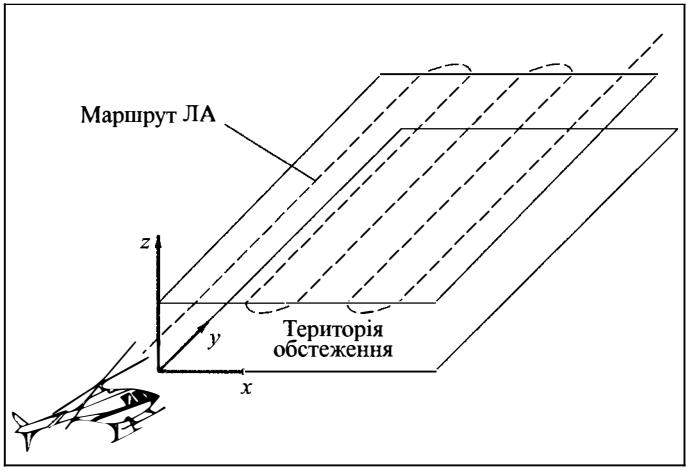


Рис. 3.10. Методика пошуку ЯР-матеріалів

Комплексний радіоекологічний моніторинг включає: моніторинг людини і транспортних засобів; моніторинг харчових продуктів; моніторинг підстильної поверхні. Комплект устаткування і атестованих методик дає змогу проводити такі види робіт.

В умовах стаціонарної лабораторії:

• визначення об'ємної активності радіонуклідів у рідких, сипких і твердих пробах;

• визначення радіонуклідного складу і активності γ-випромінювальних нуклідів у продуктах харчування, зразках ґрунту, будматеріалах, лісоматеріалах та інших об'єктах навколишнього середовища; можливість роздрукування результатів вимірювань.

У польових умовах:

• виконання функцій дозиметра, радіометра, багатоканального спектрометра;

• пошук і локалізація аномалій гамма- і бета-випромінювання в динамічному режимі (миттєва реєстрація — одиниці секунд);

• вимірювання радіаційних і спектральних характеристик джерел іонізувальних випромінювань;

• автоматична ідентифікація радіоактивних джерел;

• вимірювання прижиттєвої активності радіонуклідів у тварин;

• визначення поверхневої щільності забруднення території населеного пункту або лісової місцевості з реєстрацією географічних координат точки знімання інформації;

• визначення глибинних запасів радіоактивності.

Прилад випускають у трьох модифікаціях, повний комплект постачання включає: блок збору і обробки інформації; стаціонарний блок — зарядний пристрій; мобільний блок гамма-детектора; мобільний блок гамма-бета-лічильника; стаціонарний блок гамма-детектора; антену GPS; триногу для установки детектора під час вимірювання поверхневої активності; комплект судин Марінеллі; кабель для підключення до персонального комп'ютера; підсумок.

У процесі вимірювання можливий запис до пам'яті приладу до 500 різних спектрів. Можна записати час проведення вимірювання і географічні координати місця вимірювання, що виключає втрату або неправильне трактування даних у разі обробки в стаціонарних умовах.

Основні технічні характеристики наведено в табл. 3.1.

Дозиметричний канал портативної робочої станції виконаний на основі газорозрядного лічильника типу СБТ-10. Спеціальний алгоритм управління

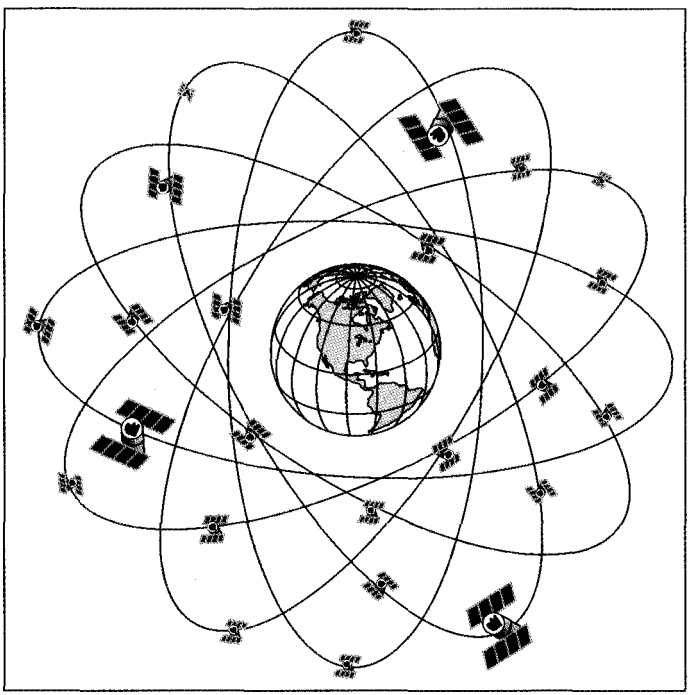


Рис. 3.11. Система навігації GPS

Таблиця 3.1. **Технічні характеристики портативної станції контролю навколишнього середовища**

Параметр	Значення	Час вимірювання
Діапазон енергій	50 кеВ—30 МеВ	—
Максимальна вхідна загрузка	46 000 імп/с	—
Прижиттєве визначення питомої активності у тварин	100—150 Бк/кг	20—60 с
Об'ємна активність	7 Бк/л (за ^{137}Cs)	Понад 5 хв
Поверхнева щільність забруднення	0,01 мКі/м^2	60—180 с
Енергетична роздільна здатність	Не більше 9 %	—
Інтегральна нелінійність	Не більше 0,5 %	—
Диференціальна нелінійність	Не більше 2 %	—
Нукліди, що реєструються	^{241}Am, ^{137}Cs, ^{60}Co, ^{40}K, ^{228}Th, ^{226}Ra та ін.	—
Максимальна потужність еквівалентної дози	До 10 Зв/год	—
Максимальна еквівалентна доза	До 15 Зв	—
Режим пошуку поверхневих плям і точкових джерел		
Рівень виявлення в разі використання диференціального методу	300–500 Бк	0,5—1 с
Режим роботи		
Від штатного акумулятора (за максимального використання GPS та системи підсвічування індикатора)	Не менше 16 год без підзарядки	—
Від мережі 220 В, 50 Гц	Цілодобово	—

лічильником з боку мікроконтролера дає змогу розширити межі лінійної підрахункової характеристики до значень 10 Зв/ч.

У радіометричному і спектрометричному каналах використано сцинтиляційні детектори на базі кристалів CsI (Tl) розміром 30 × 70 мм (у мобільному блоці) і 40 × 45 мм (у стаціонарному блоці). Мобільний блок гамма-детектора є герметичною циліндровою конструкцією, забезпеченою зручною ручкою для тривалої роботи в польових умовах. Стаціонарний блок гамма-детектора — свинцевий захист завтовшки 40 мм, в якій розміщені судина Марінеллі об'ємом 0,5 л, детектор, джерело живлення ФЕП, попередній підсилювач. У лабораторних умовах підключають стаціонарний блок гамма-детектора для вимірювання об'ємної активності зразків, живлення станції здійснюють від стаціонарного блока, що містить крім джерела живлення пристрій зарядки акумулятора.

Усі блоки, призначені для роботи в польових умовах, герметичні, допускається дезактивація штатними засобами. У автономному режимі живлення станції здійснюють від герметичного свинцевого акумулятора напругою 12 В з можливістю живлення і зарядки безпосередньо від автомобільної бортової мережі.

Для визначення географічних координат використовують систему глобального позиціонування (GPS) NAVSTAR. Сигнали супутників GPS приймають приймачем виробництва фірми Trimble Navigation, після складної

математичної обробки ці сигнали стають доступними у вигляді координат у форматі довгота—широта—висота з точністю до секунд (близько 100 м).

Архітектурні особливості. Станція відповідає світовому рівню досягнень у галузі гамма-спектрометрії і сучасним вимогам до програмного забезпечення, побудована на електронних компонентах провідних виробників, що відрізняються підвищеною надійністю, легкістю у програмуванні, високою інтеграцією, малою споживаною потужністю. Технічні рішення, реалізовані в цій системі, визначають її конкурентоздатність і продовжують термін експлуатації системи на 10 років і більше за напрацювання на відмову понад 10 000 год.

Архітектура програмного забезпечення дає змогу побудувати в найкоротші терміни на вимогу замовника систему з широкими можливостями втручання оператора в процес збору і аналізу даних або звести роботу персоналу до вибору одного з декількох видів вимірювань і автоматичним виконанням необхідних процедур. Станція має унікальну властивість, яка полягає у можливості внесення змін і доповнень у програмне забезпечення і системну логіку безпосередньо у замовника персоналом, що не має спеціальної підготовки (без розкриття корпусу). Система не є продовженням настільних персональних комп'ютерів і не має властивих їм недоліків (невміле звернення не приводить до фатальних наслідків, неможливе зараження вірусами та ін.).

Приклади застосування у польових дослідженнях. Функціональні можливості портативної станції радіаційного контролю навколишнього середовища дають змогу успішно її використовувати для площинного гамма-знімання місцевості. В режимі покрокового вимірювання з використанням гамма-детектора безпосередньо фіксують перевищення показників потужності еквівалентної дози γ-випромінювання над фоновими показниками навколишнього середовища, що забезпечує високу оперативність і динаміку пошуку за збереження достатньої чутливості приладу.

Використання обладнання як польового спектрометра дає змогу вимірювати у польових умовах (тобто без відбору проб) радіоактивність будь-яких компонентів середовища: ґрунту, води, біоти, техногенних об'єктів тощо.

Згадані властивості станції успішно використані у серії досліджень.

Карадазький природний заповідник НАН України. Протягом 2007—2010 рр. на території заповідника в результаті періодичних спостережень і опробувань проведено комплексний радіоекологічний моніторинг за участі фахівців ДУ «ІГНС НАН України» та співробітників відділу екологічного моніторингу заповідника.

Основні результати виконаних досліджень (головним чином, відображені графічно) коротко наведено нижче:

- картографування узагальнених (середньозважених) результатів вимірювань (рис. 3.14);
- аналітичне опрацювання результатів вимірювання радіоактивності різних природних комплексів (рис. 3.15);
- побудова діаграм радіоактивності кристалічних порід і ґрунтів (рис. 3.16, 3.17);
- усереднення радіаційного фону компонентів літосфери (рис. 3.18).

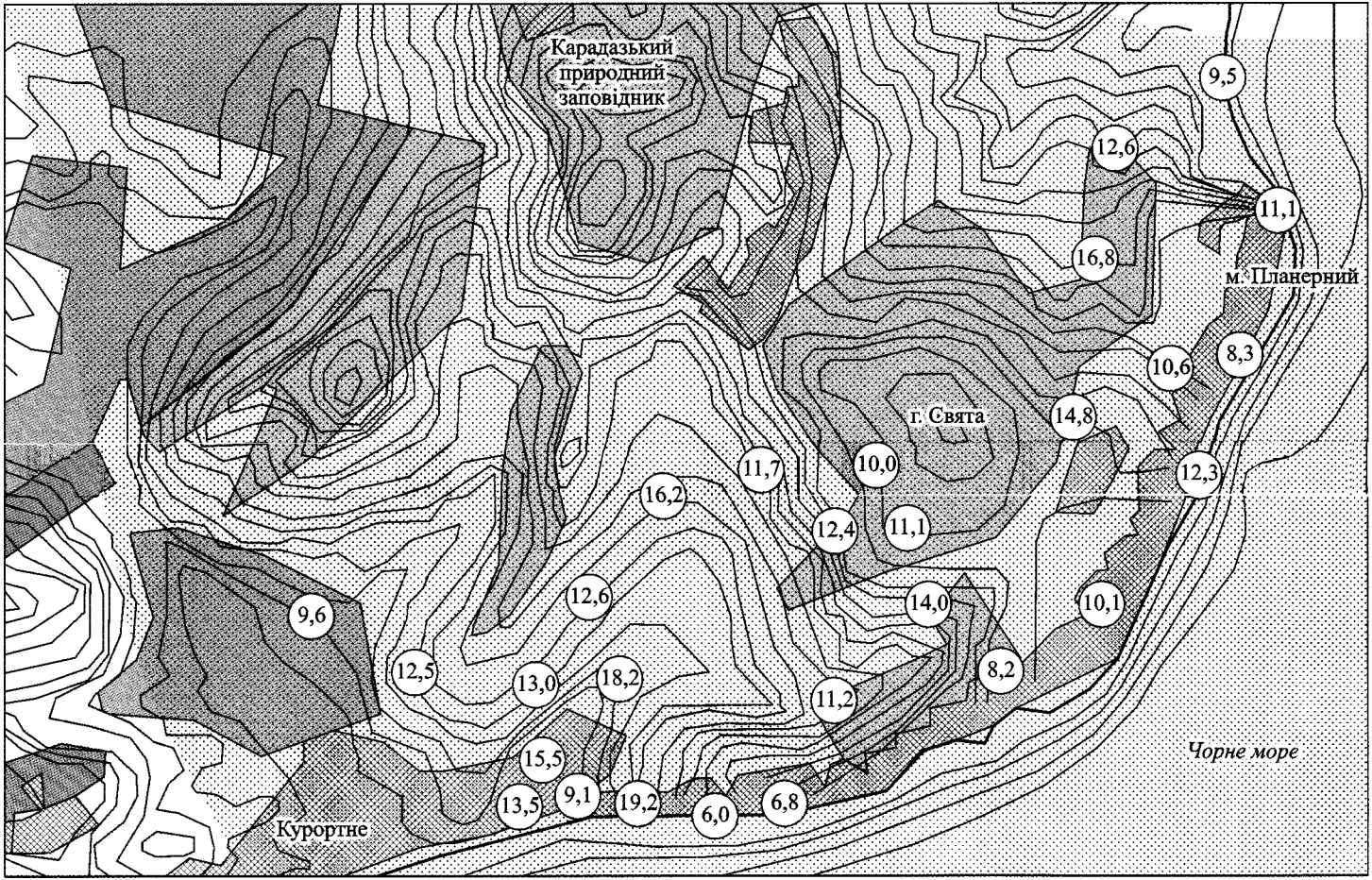


Рис. 3.14. Карта-схема розподілу гамма-радіоактивності на території Карадазького природного заповідника за результатами маршрутних знімань 2007—2010 рр.

Цифри в кружках — показники гамма-радіоактивності, мкР/год

Рис. 3.15. Гамма-радіоактивність основних ландшафтних різновидів:
1 — ґрунти під деревостанами; *2* — ґрунти під степовою рослинністю; *3* — кристалічні породи; *4* — вулканічні породи; *5* — осадові породи (глинисті осипи); *6* — яри, тальвеги; *7* — антропогенні зони

За отриманими результатами досліджено радіоактивність компонентів навколишнього середовища, які роблять внесок у радіаційний фон на території Карадазького заповідника. Виявлено, що «космічна» складова фону, тобто γ-випромінювання, яке надходить на земну поверхню від Сонця, відповідає параметрам планетарного космічного фону (2—4 мкР/год).

Усього за період досліджень проведено близько 1000 вимірювань потужності еквівалентної дози у 66 постійних точках (похибка вимірювання до 20 %). Значний обсяг накопиченого фактичного матеріалу дав змогу виконати статистичний аналіз розподілу радіаційного фону на території заповідника в окремих природних комплексах. Усереднені результати показано на діаграмі (рис. 3.19).

В умовах невисокого, загалом, радіаційного фону досліджуваної території, ландшафтні комплекси заповідника характеризуються мозаїчністю і плямистістю радіоактивності поверхні. Це пояснюється значною розчленованістю рельєфу, наявністю на відносно малій території великої кількості ландшафтних різновидів і природних комплексів, як наслідок — високою інтенсивністю водної та вітрової ерозії. Такі умови сприятливі для швидкого механічного перерозподілу інкорпорованих ґрунтовим поглинальним комплексом

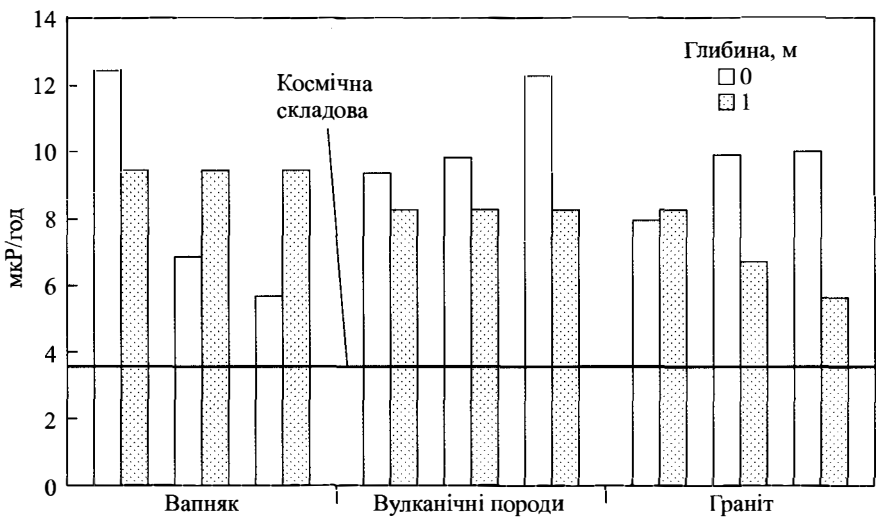


Рис. 3.16. Гамма-радіоактивність гірських порід Карадазького заповідника

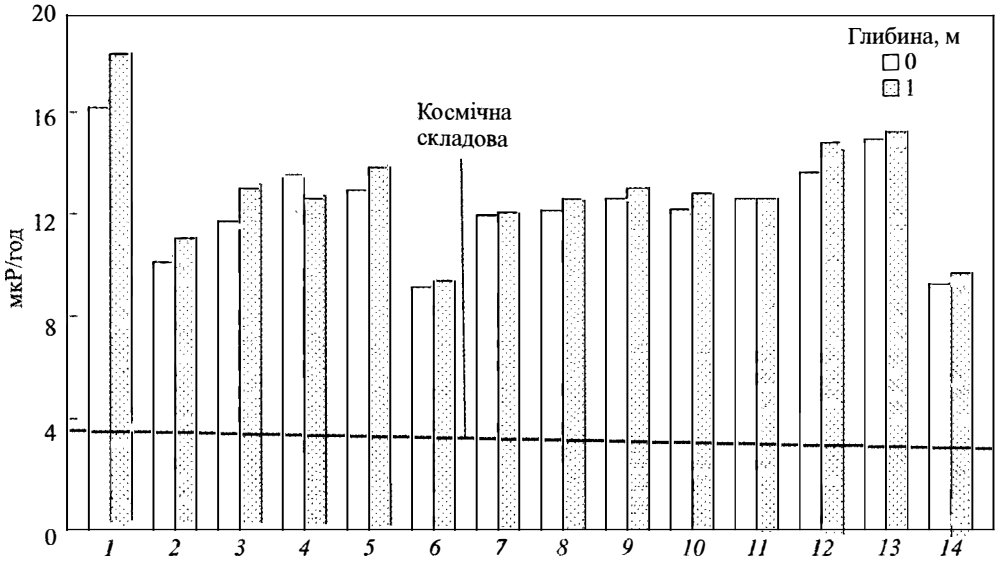


Рис. 3.17. Гамма-радіоактивність ґрунтів у біоценозах Карадазького заповідника:
1 — балка, трава; *2* — трава, підніжжя г. Свята; *3* — різнотрав'я (Коктебель); *4* — різнотрав'я (Курортне); *5* — різнотрав'я гірське; *6* — трава на гірському масиві; *7* — поле; *8—10* — хвойний ліс; *11—13* — листяний ліс; *14* — виноградник

хімічних речовин техногенного походження, які надходять з опадами, а також для їх геохімічної міграції, пов'язаної з інтенсивними змінами ґрунтово-геохімічних умов.

Ці висновки підтверджуються підвищеною радіоактивністю промоїн, тальвегів, ярів, конусів виносу замкнутих понижень рельєфу (в 1,5—2 рази) порівняно з радіоактивністю безпосередньо прилеглих площ.

Нижче наведено усереднені результати вимірювань радіоактивності умовно виділених основних типів поверхні заповідника.

Радіоактивність глинистих відкладів — «чорних» прибережних схилів — пояснюється відомими властивостями всіх глинистих мінералів — мобілізацією і міцним утримуванням радіонуклідів між шарами кристалічних ґраток.

У ході робіт визначено сумарну питому та площову радіоактивність (табл. 3.2). Похибка вимірювання 23—92 %.

З урахуванням високої однорідності вмісту радіонуклідів у пробах і приблизного розподілу природних комплексів на суходільній площі заповідника (20,5 км^2) орієнтовну активність

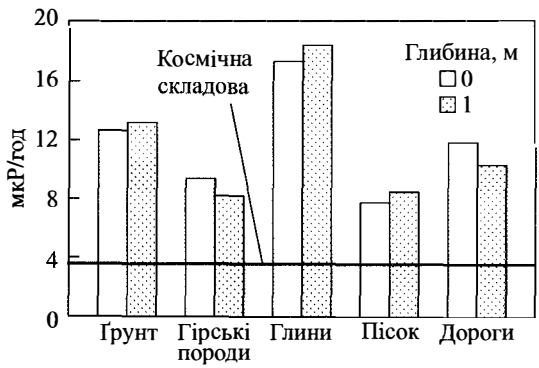


Рис. 3.18. Гамма-радіоактивність компонентів літосфери Карадазького заповідника

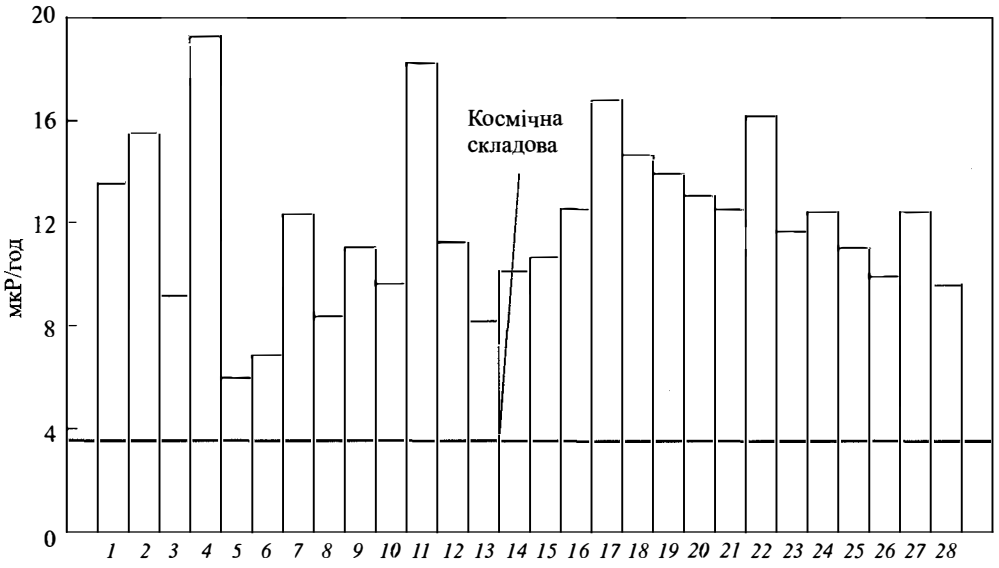


Рис. 3.19. Розподіл гамма-радіоактивності на площі Карадазького заповідника:
1 — біостанція; 2 — сельбищна зона; *3* — пляж біостанції; *4* — «Чорний яр»; *5* — бухта Кузмича; *6* — бухта Левінсона-Лессінга; *7* — «Долина троянд»; *8* — бухта «Гравійна»; *9* — бухта «Лягушача»; *10* — пляж перед Коктебелем; *11* — «Стоянка», яр; *12* — екологічна стежка — лісовий масив; *13* — екологічна стежка — гірський масив; *14* — оглядові майданчики «Золоті ворота» і «Мертве місто»; *15* — скеля «Чортів палець»; *16* — дорога на Коктебель; *дорога з Коктебелю*: *17* — до біостанції-1; *18* — до біостанції-2, *19* — до біостанції-3; *20* — шлагбаум; *21* — дорога на г. Свята; *22* — струмок; *23* — метеомайданчик; *24* — підніжжя г. Свята; *25* — південний схил г. Свята; *26* — джерело на г. Свята; *27* — ґрунтова дорога; *28* — виноградник

радіонуклідів, накопичених у верхньому (до 5 см) шарі ґрунтів і мінералів, оцінено у 2,2—2,5 млн кБк (0,05—0,07 Кі).

Отже, за період 2007—2010 рр. уперше виконані радіоекологічні дослідження Карадазького природного заповідника, які дають можливість у першому наближенні оцінити кількісні та якісні характеристики сучасного стану радіоактивності поверхні досліджуваної території (табл. 3.3). Зроблено припущення щодо умов формування радіоактивного фону та його динаміки.

Таблиця 3.2. **Результати спектрометричних аналізів**

Характер проби	Питома радіоактивність, Бк/кг		Площинна радіоактивність, Бк/м^2	
	max—min	Середнє значення	max—min	Середнє значення
Конуси виносів гірських порід	66,8—91,3	79,0	20,0—27,4	23,7
Глинисті мінерали прибережних схилів	91,9—96,4	94,6	60,6—63,7	62,4
Ґрунти	98,4—130,1	118,5	63,0—83,3	75,8

Біланівське залізорудне родовище. У 2012 р. ДУ «ІГНС НАН України» виконано роботи за темою «Натурні радіогеоекологічні дослідження та оцінка ризиків, пов'язаних з радіаційною небезпекою при розробці Біланівського залізорудного родовища, Полтавська область».

Таблиця 3.3. **Імовірні запаси радіоактивності на території заповідника, тис. кБк**

Компонент середовища	Запаси радіоактивності
Осадові породи гірської частини	50—90
Глинисті мінерали прибережних схилів	40—80
Ґрунти	1100—1500
У с ь о г о	1200—1600

Мета роботи: дослідження та оцінювання потенційного радіаційно-екологічного впливу на навколишнє середовище від розробки та експлуатації Біланівського родовища.

Основні завдання: вивчення, узагальнення та аналіз фондових геологічних і геофізичних матеріалів; виконання натурних польових досліджень і відбір проб; проведення лабораторних та експериментальних радіоекологічних досліджень; обробка й систематизація отриманих даних щодо радіаційного стану родовища; визначення радіоекологічного ризику та картографування результатів досліджень; підготовка науково-експертних рекомендацій.

Особливості геологічної будови. У геоструктурному відношенні район належить до північно-східного схилу УЩ, до зони його переходу в ДДЗ. У будові цієї зони виділено два структурні яруси — нижній, представлений докембрійськими кристалічними породами, і верхній, складений відкладами кайнозою. Докембрійські породи покриті осадовим чохлом потужністю від 84 м у південній частині до 115 м у північній частині родовища.

Нижній структурний ярус має складчасто-блокову будову.

У межах району виділено синклінальні й антиклінальні структури північ-північно-східного та північно-західного простягання, а також розривні порушення переважно тих самих напрямків.

Головні з них — Кременчуцька і Кобеляцька синкліналі, які розділені П'ятихатським валом — великою антиклінальною структурою.

Синклінальні структури складені метаморфічними породами криворізької і конксько-верхівцевської серій, антиклінальні — насамперед плагіогранітами і мігматитами дніпровського та кіровоградсько-житомирського гранітоїдних комплексів.

Кременчуцька синклінальна структура простягається на північний схід 10—15° на 45 км. Це вузька (ширина 0,2—3 км) структура, яка заглиблюється з півдня на північ до 4—5 км. Західне крило синкліналі зрізано Кременчуцько-Криворізьким (Головним) розломом.

У Кременчуцькій структурі виділено декілька структур другого порядку. Головні з них — Горишньо-Плавнинська і Галещинська синкліналі та Південногалещинська антикліналь. Біланівське родовище залізистих кварцитів розміщується в межах останньої, яка, в свою чергу, розділена Біланівською антикліналлю на дві синкліналі вищого порядку. Загальне падіння порід західне, під кутами 15—65°, місцями 75°.

Особливу роль у межах структури відіграє Кременчуцько-Криворізький (Головний) глибинний розлом. Простягання його північно-східне, падіння — західне, круте — 70—80° поблизу поверхні фундаменту, за даними ГСЗ

на глибині поступово виположується. Розлом є проблемним у сейсмотектонічному відношенні. У 2007 і 2011 рр. у його межах, у районі м. Кривий Ріг, відбулися два землетруси інтенсивністю у епіцентральній зоні 4—5 балів.

У межах Кременчуцької синклінальної структури простежені Єристівський, Галещинський, Біланівський, Ревівський, Харченківський та інші розломи, які січуть товщу порід криворізької серії у північ-північно-східному напрямку. Так, Галещинський розлом простягається на північний схід 20—25° з падінням на північний захід під кутом 70—75°. Відомі й інші другорядні розривні порушення, переважно північно-східного простягання (наприклад, два — на профілі II у межах Біланівського родовища). Амплітуда зміщень по розломах змінюється від десятків, перших сотень метрів до 1 км і більше.

З давніх кристалічних порід у межах Біланівського родовища поширені метаморфічні поклади конксько-верхівцевської серії архею і криворізької серії протерозою, а також відповідні їм за віком комплекси гранітоїдів. Породи конксько-верхівцевської серії утворюють лінзоподібні останці амфіболітів і кварц-біотитових сланців серед гранітоїдів дніпровського і кіровоградсько-житомирського комплексів. Криворізька серія метаморфічних порід залягає на еродованій поверхні конксько-верхівцевських порід. У складі серії виділяють середню і верхню світи, у східній частині родовища — нижню світу. В основі нижньої, або скелюватської, світи (K_1) залягає пачка щільних кварцових пісковиків світло-сірого кольору. У верхній частині світа складена кварц-слюдистими сланцями — темно-сірими породами, іноді з зеленуватим або буруватим відтінком. Середня, або саксаганська, світа (K_2) в межах родовища представлена вісьмома підсвітами — K_2^1, K_2^2, K_2^3, K_2^4, K_2^5, K_2^6, K_2^7, K_2^8 (рис. 3.20, див. вклейку). Породи фундаменту перекриваються регіонально поширеними кайнозойськими відкладами, в складі яких виділяють породи палеогенової і четвертинної систем.

Палеогенова система представлена відкладами бучацької, київської та харківсько-обухівської світ. Вони залягають майже горизонтально на поверхні докембрійських відкладів.

Безпосередньо на кристалічних породах лежать відклади бучацької світи ($P_2bč$) потужністю 6—31,5 м, які представлені дрібнозернистими пісками, кварц-глауконітовими глинистими, часто більш подібними до пухких пісковиків, зім'ятими та перемішаними з глинами і мергелистим матеріалом, вуглистими глинами, а також змішаними пісчано-глинистими вуглистими відкладами.

Вище залягають відклади київської світи (P_2kv, 25—40 м), складеної сірувато-білими, часто з голубим відтінком щільними мергелями, які в низах товщі містять гравелисті зерна кварцу та лінзи грубозернистого піску.

Відклади харківської світи P_2hr (22—37 м) представлені алевролітами, глинами з прошарками пісковиків тонко-дрібнозернистих, кварц-глауконітових, глинистих.

Відклади четвертинної системи (Q_{III-IV}) поширені повсюдно і покривають суцільним чохлом всі нижчезалягаючі давні утворення. Загальна їх потужність від 2—3 до 12—15 м. У літологічному відношенні вони представ-

лені верхньочетвертинними еолово-делювіальними пісчанистими суглинками, жовтувато-бурими, сірувато-жовтими, інколи зеленувато-сірими, та середньо-верхньочетвертинними алювіальними дрібнозернистими кварцовими пісками, інколи глинистими сірими, жовто-сірими [330—333].

Ґрунтово-рослинний шар потужністю до 0,5 м суцільним чохлом покриває всі утворення.

Відповідно до геологічної будови та гідрогеологічних умов у районі виділено водоносні горизонти, що містять прісні підземні води, середньо-верхньочетвертинних алювіальних, харківських та бучацьких, відкладів.

Основні результати радіоекологічних досліджень. Дослідження території виконані у дві стадії: польові роботи; камеральні роботи.

Комплексні профільні польові радіогеоекологічні дослідження були проведені у липні 2012 р. з урахуванням відомих геолого-геофізичних матеріалів. Дев'ять субширотних профілів протяжністю від 1600 до 8900 м охоплюють всю територію Біланівського залізорудного родовища. Загальна кількість стаціонарних точок спостережень — 33.

Експедиційні дослідження включали: натурні апаратурні вимірювання і попередню обробку результатів; відбори проб ґрунту, керна, води та пилу повітря; координатну супутникову прив'язку на місцевості точок спостережень.

Потужність радіоактивного випромінювання середовища (гамма-фон) вимірювали приладами СРП зі шпуровим детектором на висоті 1 м від поверхні ґрунту, на поверхні ґрунту і каротажним детектором у ґрунті інтегровано від поверхні до глибини 1 м. Точки інструментальних вимірювань, в тому числі приладом СРП-88Н, показано на рис. 3.21 (див. вклейку), результати вимірювань наведено в табл. 3.4.

Потужність ефективної дози (ПЕД) вимірювали приладом СКМ «Вектор» інтегрально в повітрі і на поверхні ґрунту (табл. 3.5, рис. 3.22 (див. вклейку)).

Радіоактивність ґрунту на території варіює у межах 48—74 за середнього значення 66 Бк/м^2. Похибка виміру фону 5,2—6,2 %, похибка виміру активності поверхні 45—69 %.

Активність еманації радону вимірювали еманометром РРА-01М-01 «Альфарад» у ґрунті, в атмосферному повітрі й на поверхні ґрунту. Отримано ре-

Таблиця 3.4. **Результати вимірювань потужності радіоактивного випромінювання приладом СРП-88Н, мкР/год**

Показник	0—1 м, у ґрунті	1 м, у повітрі	0 м, на поверхні ґрунту
Мінімальний	9,9	9	13
Максимальний	30	15	25
Середній	17,2	13,7	21,3

Таблиця 3.5. **Результати вимірювань потужності ефективної дози приладом СКМ «Вектор»**

Показник	ПЕД, мкЗв/год	ПЕД, мЗв/рік	ПЕД, мЗв/10 років
Мінімальний	0,0715	0,626	43,84
Максимальний	0,222	1,945	136,13
Середній	0,096	0,8445	59,12

зультати у 53 точках вимірювань еманації з ґрунту, з них 18 результатів не перевищують порогової чутливості приладу, перевищення фонових значень еманації радону виявлено у 36 точках спостережень, зафіксовані показники становлять 23—180 Бк/м^3 за середнього значення 59,3 Бк/м^3. Особливості просторового розміщення показників еманації радону у ґрунті показано на рис. 3.23 (див. вклейку).

Для лабораторних досліджень відібрано керн з восьми свердловин, 31 пробу ґрунту і 34 проби води: 27 — із свердловин, 4 — з колодязів, 3 — з поверхневих водних об'єктів (рис. 3.24, 3.25, див. вклейку).

Питому сумарну активність (ПСА) гамма-випромінювальних радіонуклідів у пробах ґрунтів, відібраних на глибині 0—1,0 м, вимірювали на стаціонарному радіометрі «Food Lite». Ґрунтовий покрив території характеризується невисоким рівнем радіоактивності:

Показник	Питома сумарна активність ґрунтів, Бк/кг
Мінімальний	28 ± 25
Максимальний	117 ± 39
Середній	72

За гамма-спектрометричним аналізом проб ґрунту та керна залізистих кварцитів родовища виявлено радіонукліди уран-торієвого ряду. Згідно з даними табл. 3.6, уранове зруденіння несуттєво впливає на формування радіоактивності ґрунтів порівняно з радіоактивним калієм.

Крім лабораторних вимірювань у рамках робіт визначено альфа- та бета-активність у гірських породах і ґрунтах; виконано рентгенфлуоресцентний аналіз на вміст важких металів у ґрунтах; визначено масову концентрацію урану у водному розчині; проведено загальний хімічний аналіз природних вод; аналіз елементарного складу речовини у водному розчині (атомно-абсорбційне визначення); атомно-емісійний спектральний аналіз; визначено активність радону у водному розчині.

За результатами досліджень виконано *статистичний аналіз*, який, зокрема, засвідчує наявність надійних корелятивних зв'язків результатів, отриманих у повітряному середовищі, і їх відсутність у різних середовищах (повітря і ґрунт).

Відсутність кореляції між радіоактивністю 1-метрового шару ґрунту і фону поверхні (повітря) вказує на те, що вплив на радіоактивність середовища зовнішніх факторів (стан атмосфери, сонячна активність) значно перевищує вплив внутрішніх факторів — власної питомої радіоактивності біокосної системи ґрунту.

Отримані результати можуть свідчити про існування певного впливу інтегральної питомої радіоактивності верхнього шару ґрунту і потужності γ-випромінювання у навколишньому середовищі (повітря). Для формування певних наукових висновків щодо цієї ймовірності необхідно продовження накопичення результатів фактичних вимірів (поповнення ряду даних).

Результати статистичного аналізу показують відсутність корелятивних зв'язків виміряних значень еманації радону з жодним із інших виміряних показників радіоактивності середовища. Такі результати засвідчують, що радіо-

Таблиця 3.6. **Результати гамма-спектрометричного аналізу**

Точка	Радіонуклід	Бк/кг	Відносна похибка, %	Внесок, %
WP0188	^{228}Ac	47,7	34,5	4,5
	^{40}K	478	16,8	45,1
	^{212}Pb	50	13,3	4,7
	^{214}Pb	95,2	22	9,0
	^{223}Ra	174	33,7	16,5
	^{226}Ra	74,5	37,2	7,0
	^{234}Th	134	90,4	12,7
	^{235}U	4,63	37,2	0,4
WP0200	^{228}Ac	34,2	40,6	3,3
	^{214}Bi	145	23,1	13,9
	^{40}K	577	15,6	55,2
	^{212}Pb	36,4	15,5	3,5
	^{214}Pb	57,5	28,5	5,5
	^{223}Ra	126	40,4	12,1
	^{226}Ra	42,8	51,5	4,1
	^{234}Th	23,6	38,9	2,3
	^{235}U	2,66	51,5	0,3
WP0254	^{228}Ac	55,9	31,7	5,6
	^{214}Bi	117	26,1	11,6
	^{40}K	546	16	54,3
	^{212}Pb	39,5	15	3,9
	^{214}Pb	57,5	28,5	5,5
	^{223}Ra	145	37,6	14,4
	^{234}Th	10,3	48,1	1,0
WP213	^{228}Ac	28,1	35	3,1
	^{214}Bi	66	27,1	7,3
	^{40}K	468	14,1	51,5
	^{212}Pb	35,2	12,2	3,9
	^{214}Pb	39,7	26,8	4,4
	^{223}Ra	214	23,1	23,5
	^{226}Ra	54,5	33,4	6,0
	^{235}U	3,39	33,4	0,4

активні еманації не впливають на формування радіоактивного фону досліджуваної території.

Отже, в результаті проведених польових та камеральних робіт установлено:

- територія Біланівського родовища залізистих кварцитів характеризується низькою радіоактивністю; усереднене значення ефективної дози (0,85 мЗв/рік) більш ніж удвічі нижче за середнє для УЩ;
- радіоактивність середовища формується насамперед верхнім (до 1 м) шаром родючого ґрунту;
- розподіл активності в ґрунті з глибиною рівномірно стабільний (наслідок переорювання сільгоспугідь);
- усереднена радіоактивність шару ґрунту 0,0—1,0 м становить 70,1 Бк/кг; запаси радіоактивності для території Біланівського ГЗК — 1,6 млн кБк, або 0,043 Кі; щільність забруднення — 128 Бк/м^2, або 3,44 Е-3 Кі/км^2; ці показники значно нижчі за середні для УЩ;

• утворення пилу під час земляних робіт на території Біланівського ГЗК не спричинить радіаційної загрози для здоров'я населення міст Кременчук і Комсомольськ, відстань до яких становить відповідно 15 і 13 км; необхідне оцінювання ризику для населення сіл Нова Галещина і Солониця та персоналу;

• впливу природної радіоактивності (еманації радону) може зазнавати лише персонал; необхідне оцінювання ризику.

* * *

Навколишнє середовище досліджуваної території характеризується низьким в цілому рівнем радіоактивності у поверхневому шарі. Зафіксовані активності радіонуклідів як у польових умовах, так і під час лабораторних вимірювань зразків усіх проб є нижчими, ніж відповідні середньозважені показники для території України. Водночас існують певні прояви впливу уранового зруденіння, що простежується через наявність радіонуклідів уранового і торієвого рядів у значній кількості проб ґрунту і керна. Ця обставина зумовлює необхідність впровадження комплексу контрольних і попереджувальних заходів.

На території зони впливу Біланівського ГЗК виявлено локальні радіаційні аномалії — у північно-східній частині, і дещо меншу — у південній частині (рис. 3.27). Перша аномалія спричинена впливом розташованого неподалік Кременчуцького уранового родовища. Походження другої не встановлено, ймовірно, вона пов`язана з ще не відомим на сьогодні уранопроявом.

Досліджені природні води, як поверхневі, так і підземні, не є джерелом радіаційної загрози, не містять радіоактивних елементів у концентраціях, які суттєво відрізняються від фонових.

Існуючі рівні еманації радону не створюють радіаційної небезпеки для населення, водночас можуть бути фактором певного впливу на персонал, що потребує контролю під час проведення земляних робіт.

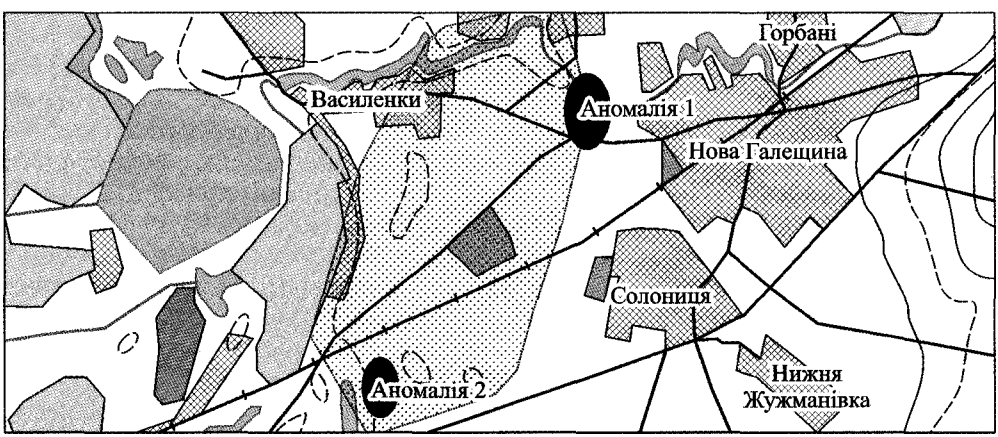


Рис. 3.27. Виявлені локальні зони радіаційних аномалій

Умови для фізико-хімічної трансформації радіонуклідів та зміни їх геохімічних міграційних властивостей під впливом кар'єрних робіт відсутні з огляду на характер планованої діяльності, яка хоча й пов'язана з втручанням у існуючі умови масоперенесення, але на першому етапі земляних робіт у кар'єрі не приведе до значної зміни сучасних процесів термодинаміки гіпергенезу.

Оцінені потенційні радіоекологічні ризики прийнятні, розробка першої черги родовища не приведе до суттєвого збільшення існуючого на цей час радіаційного навантаження на населення і утворення нових додаткових загроз для екологічної безпеки середовища та санітарного благополуччя населення за умови постійного радіоекологічного контролю, своєчасного вжиття попереджувальних та, у разі потреби, захисних заходів.

Рекомендації

1. Рекомендації щодо можливих подальших радіоекологічних досліджень:

а) провести детальніші обстеження виявлених локальних радіаційних аномалій (рис. 3.27) у північно-східній частині Біланівського родовища (західніше смт Нова Галещина) та у південній його частині (північніше с. Базулуки);

б) провести комплексне радіаційне обстеження під час і по завершенні першого етапу розкривних робіт.

2. Рекомендації щодо передпроектного радіоекологічного моніторингу:

а) *щомісячні обстеження за такими показниками:*

- *потужністю гамма-випромінювання середовища*;
- *потужністю гамма-випромінювання ґрунту до глибини 1,0 м у шпурах*;
- *еманацією радону у ґрунті*;
- *радіоактивністю проб ґрунту за лабораторного вимірювання*;

б) *щомісячні відбори проб підземних вод з трьох підземних горизонтів існуючих свердловин по кущах 1—4 з подальшим лабораторним вимірюванням об'ємної радіоактивності*;

в) *створення додаткового куща 5 свердловин режимних гідрогеологічних спостережень (рис. 3.28), у тому числі для картування гідрогеохімічних ореолів, пов'язаних з винесенням радіоактивних ізотопів за межі Кременчуцького уранового родовища. На наш погляд, кущ слід закласти на захід від цього рудного об'єкта у вигляді одного профілю свердловин північно-західного простягання з перетином висячого і лежачого крил Ревівського розлому і другого профілю субширотного простягання в межах північного флангу родовища урану. З метою одержання достовірних даних щодо напрямку і масштабів перенесення радіоактивних елементів у межі Біланівського та Галещинського родовищ заліза глибина спостережних свердловин має дорівнювати не менш як 120 м, що дасть змогу перетнути осадовий чохол і кори вивітрювання, які підстилають його, — головну транспортну структуру міграції елементів і забруднення суміжних ділянок докембрію;*

г) *проведення подальших робіт за схемами розміщення точок комплексних вимірювань та опробування (див. рис. 3.26, 3.28) з додаванням ще кількох (до 10) виявлених у районі локальних радіаційних аномалій.*

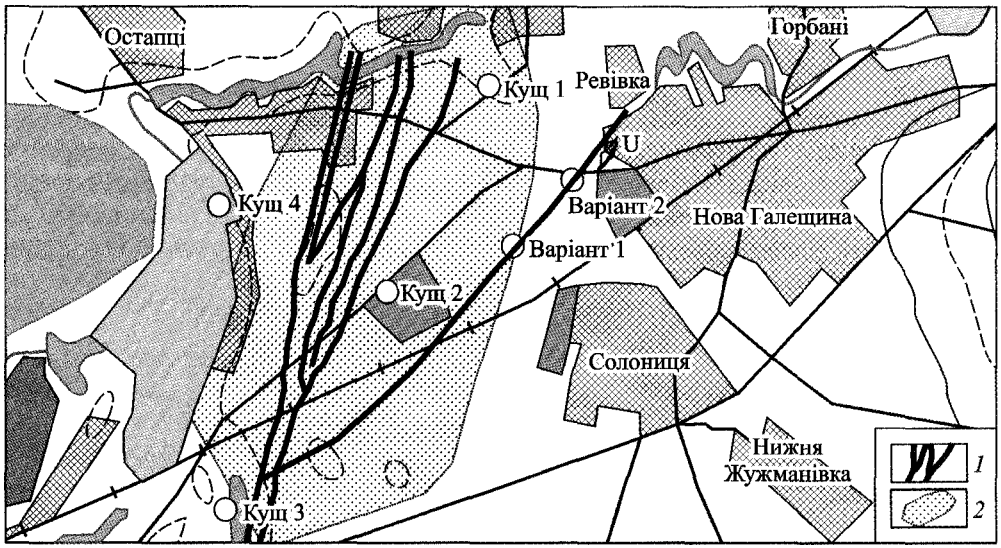


Рис. 3.28. Варіанти можливого розміщення додаткового куща 5 гідрогеологічних свердловин

3. Рекомендації щодо комплексного передпроектного екологічного моніторингу:

а) *щомісячні відбори проб підземних вод з трьох підземних горизонтів існуючих свердловин по кущах 1—4 (а в разі закладення додаткового куща 5 — з чотирьох підземних горизонтів) з подальшим лабораторним вимірюванням загальної жорсткості та кількості основних іонів;*

б) *щоквартальні відбори проб води з поверхневих джерел з подальшим лабораторним вимірюванням загальної жорсткості, кількості основних іонів і нафтопродуктів.*

4. Рекомендації щодо моніторингу земляних робіт:

• *радіологічний контроль у щоденному режимі під час ведення робіт*;

• *у разі суттєвого підвищення радіаційного фону середовища — призупинення робіт й оперативне радіаційне обстеження до з'ясування причин підвищення радіоактивності.*

5. Рішення щодо екологічного моніторингу під час розробки кар'єру доцільно приймати за наявності даних усіх перелічених вище контрольних заходів.

6. Рекомендації щодо комплексу захисних, відновлювальних, компенсаційних та інших природоохоронних заходів слід приймати за результатами подальших досліджень.

7. У стратегічній перспективі доцільно розглянути питання щодо уточнення меж розробки кар'єру, а саме коригування граничного розташування північно-східного борту.

3.3. СУЧАСНІ МОДИФІКАЦІЇ ЕМАНАЦІЙНОГО І ПІДҐРУНТОВОГО ГЕОХІМІЧНОГО ЗНІМАНЬ

У міру вичерпання запасів відомих родовищ загострюється проблема пошуку і розвідки нових. Дослідження все більш зміщуються у відносно маловивчені райони. При цьому актуальним є пошук покладів уранової, торієвої і рідкіснометалевої мінералізації нових, нетрадиційних для України генетичних типів або захоронених під наносами на значних глибинах. Через сукупність цих причин пошук стає все дорожчим і складнішим, тому стає важливим розвиток нових підходів, що дасть змогу скоротити витрати і час. За аналогією вивчення великих родовищ Канади, Австралії і Середньої Азії одними з найперспективніших вважають дослідження з виявлення родовищ типу «неузгодженості», а також поширених в Україні покладів, пов'язаних з уран-натровою (альбітитовою) формацією, та екзогенного типу, приурочених до різного віку палеодолин платформного чохла. Пошуки подібних родовищ істотно ускладнюються відносно глибоким заляганням рудних покладів і потребують розробки і застосування комплексу нових технологій пошуку. Використовуючи методи геофізики і геохімії, можна успішно вирішувати практичні завдання прогнозування і пошуку слабопроявлених родовищ урану. Основою розвитку подібних технологій є емпірично встановлений факт, що рудні об'єкти, які залягають на значних глибинах і перекриті осадовими відкладами, з поверхні проявляються накладеними ореолами елементів у пухких породах і ґрунті.

Приклади застосування еманаційного і підґрунтового геохімічного знімання. На УЩ і його схилах — найбільшій уран-рідкіснометалевій провінції (рис. 3.29) виявлення нових родовищ утруднено, тому що рудні концентрації урану і рідкісних металів у докембрійських породах перекриті осадовим чохлом потужністю 10—100 м і більше. Використання комплексу геофізичних (зокрема еманаційного знімання) і геохімічних (підґрунтового геохімічного знімання) методів є традиційним способом виділення на великих територіях локальних ділянок, перспективних на виявлення нових родовищ урану.

На об'єктах уранової, торієвої і рідкіснометалевої мінералізації значну роль відіграють міграційні парогазові й водні іонно-дифузійні флюїдні потоки, які піднімаються субвертикально від рудних об'єктів до земної поверхні. У відмінній фізико-хімічній обстановці, на межі з атмосферою, елементи, які містяться в цих флюїдах, сорбуються ґрунтом, утворюючи накладені (сольові, сорбційні, металоорганічні та ін.) і атмогеохімічні ореоли, а також виносяться в атмосферу у парогазовій фазі. Найінформативнішими є методи, які селективно виділяють іонні форми елементів, що дає змогу визначити склад іонних водно-парогазових флюїдних потоків у ґрунті. Цій вимозі практично відповідає модифікований комплекс газогеохімічних методів: еманаційне і підґрунтове геохімічне знімання. Вимірювання об'ємної активності (ОА) газів (радону та ін.) у ґрунті — один з найоперативніших методів виявлення і оцінки рудної спеціалізації й тектонічної активності розломних структур.

Потенційно рудоносні породи перекриті осадовими породами різної потужності; верхній гумусовий (містить органічну речовину) шар ґрунту (гори-

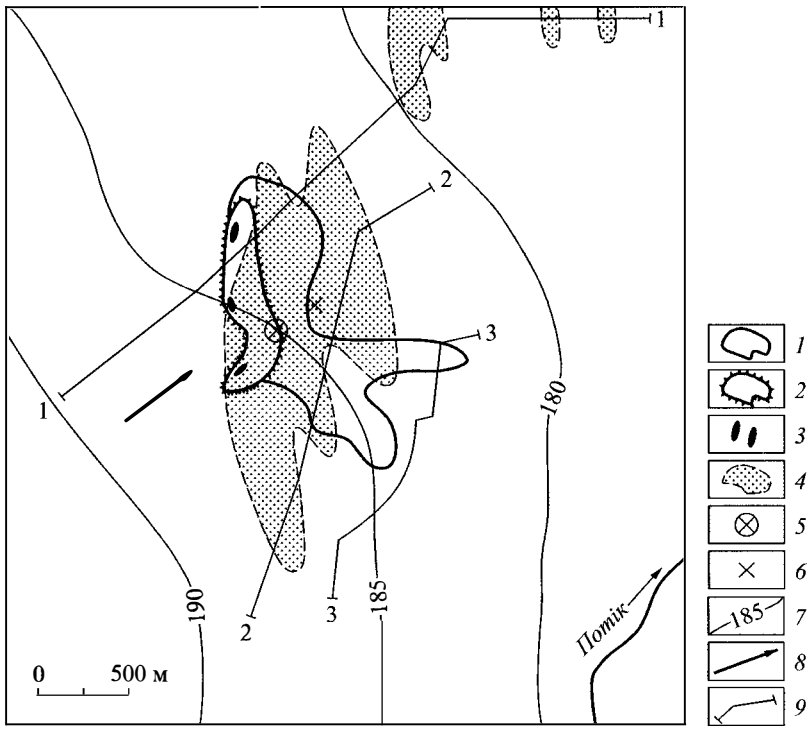


Рис. 3.29. Уранові ореоли в ґрунті на Новокостянтинівському родовищі урану [350]:
1 — проекція уранових покладів на земну поверхню; *2* — контур уранових руд, розташованих вище регіонального базису ерозії (рівень Чорного моря); *3* — ділянки виходу уранових покладів під осадовий чохол УЩ; *4* — урановий ореол у ґрунті; *5* — умовний центр родовища; *6* — центр уранового ореола; *7* — гідроізоп'єза підземних вод, м; *8* — напрямок потоку підземних вод; *9* — профіль підґрунтового геохімічного знімання

зонт *А*) поширений практично повсюди (рис. 3.30). Він виконує роль геохімічного бар'єра, на якому внаслідок надходження з надр до земної поверхні водно-газових флюїдів проявляється уранова мінералізація. Важливо, що перехідний шар ґрунту (горизонт *В*) під час пошуку родовищ урану і торію доступний для дослідження, оскільки знаходиться на глибині 0,3—1,5 м від земної поверхні.

Детальними гідрогеохімічними дослідженнями на промислових родовищах урану в центральній частині УЩ установлено закономірності розвитку і стабільності в часі водних ореолів розсіювання урану, торію, радію і радону [347]. Ці закономірності використовують для прогнозування і пошуку нових родовищ радіоактивної сировини: за регіональних досліджень виконують гідрогеохімічне знімання (визначення ґрунтового стоку малих річок у літній період) у масштабах 1 : 500 000—1 : 200 000; за середньомасштабних і детальних пошуків родовищ урану — випробування підземних вод на уран, торій, радій і радон.

Із застосуванням нових приладів і використанням комп'ютерних технологій обробки інформації еманаційне знімання стає ефективним методом [348, 349] масштабних пошуків родовищ урану, вивчення і оцінки перспектив-

них ділянок, у межах яких виявлено рудопрояви урану, радіоактивні і радіогідрогеологічні аномалії.

Для прогнозу перспективних ділянок і структур використовують традиційні методики і методи, модифіковані на основі застосування сучасної високочутливої радіометричної апаратури і аналітичної бази. Під час еманаційного знімання об'ємну активність радону і торону в ґрунті вимірюють радіометром альфа-активних газів РГА-01 «Гліцинія». Діапазон вимірювань $0{,}2 \cdot 10^2$—$3{,}15 \cdot 10^6$ Бк/м^3, похибка ±15—30 %. Проби ґрунтового повітря відбирають із шпурів завглибшки 0,8—1,0 м діаметром 0,07 м у сцинтиляційну камеру. Для кількісного визначення вмісту урану використовують лазерно-люмінесцентний метод в інтервалі від $3 \cdot 10^{-5}$ % (0,3 г/т) до $1 \cdot 10^{-2}$ %. Інтенсивність люмінесценції урану вимірюють на лазерному флуоресцентному аналізаторі «Ангара». Метод дає змогу визначати вміст урану в ґрунті і породі з відносним середньоквадратичним відхиленням від 12 до 30 %.

Геохімічними дослідженнями в межах уранових родовищ України [347, 348] та інших країн установлено поширення як первинних, так і вторинних геохімічних ореолів рухомого урану та інших елементів.

Еманаційне і підґрунтове геохімічне знімання проведено на Мічурінському, Новокостянтинівському та інших родовищах урану, а також на пошукових ділянках.

На *Мічурінському родовищі* фахівці ВСЕГЕІ (Ленінград) і КП «Кіровгеологія» (Київ) у ґрунті горизонту *B* виявили і оконтурили вторинний ореол урану (рис. 3.31), а також зафіксували наявність у горизонті ґрунту *B* скандію, ванадію та інших елементів [350]. Аналітичні можливості визначення в ґрунті та горизонті *B* (див. рис. 3.30) вмісту рідкісних металів і встановлені закономірності накопичення рухомих форм металів у вигляді вторинних орео-

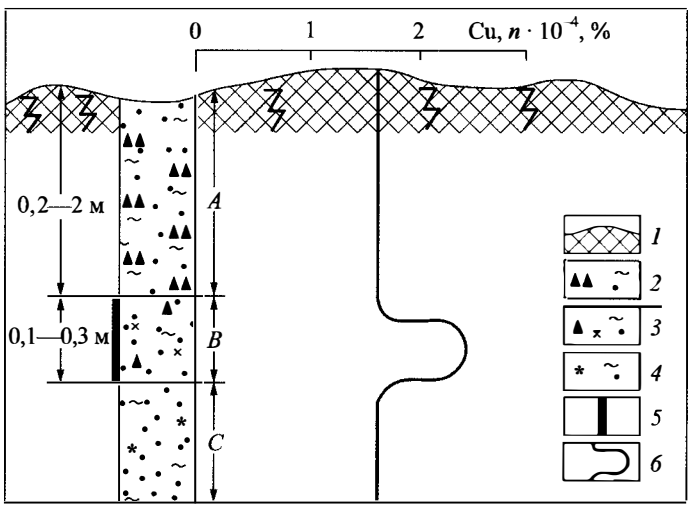


Рис. 3.30. Принципова схема формування вторинних ореолів урану в ґрунті:
1 — земна поверхня; *2* — гумусовий шар ґрунту (горизонт *A*); *3* — перехідна зона (горизонт *B*) між горизонтом *A* і підстильним окисненим ґрунтом; *4* — підстильний окиснений ґрунт (горизонт *C*); *5* — інтервал накопичення в ґрунті урану з глибинних флюїдів; *6* — графік вмісту урану в розрізі ґрунтів

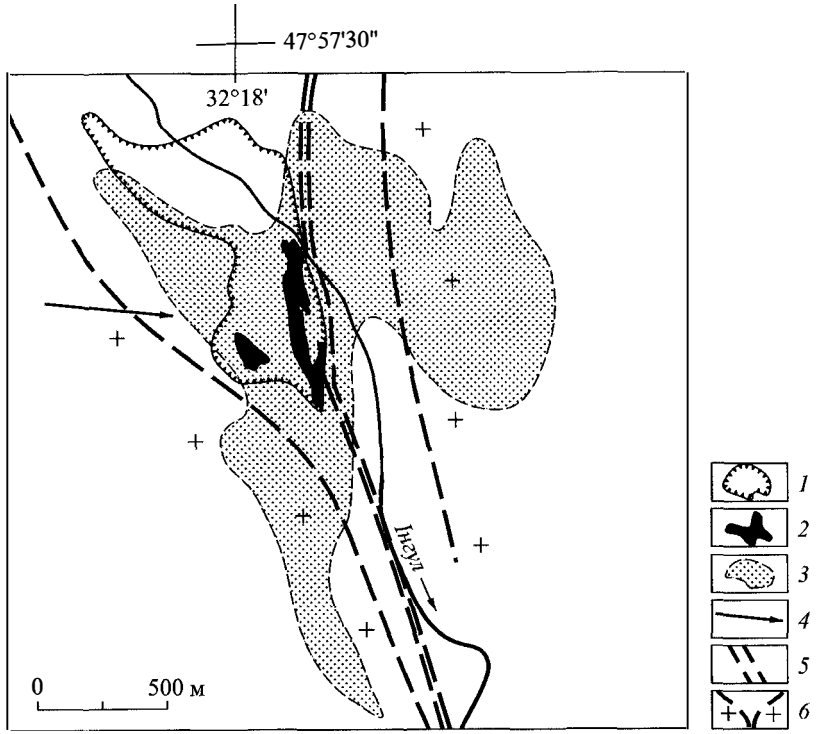


Рис. 3.31. Уранові ореоли в ґрунті на Мічурінському родовищі урану [347]:
1 — проекція балансових уранових руд на земну поверхню; *2* — ділянки виходу уранових покладів під осадовий чохол УЩ; *3* — урановий ореол у ґрунті; *4* — напрямок потоку підземних вод; *5* — Головний Мічурінський розлом; *6* — граніти

лів дають змогу застосовувати метод геохімічного знімання для пошуків не лише уранових, а й рідкіснометалевих родовищ.

У межах південної частини *Кочерівського грабена* на стику Волинського і Білоцерківського блоків УЩ за результатами підґрунтового геохімічного знімання за мережею пунктів 50 × 500 м на площі 68 км^2 [350] виявлено декілька уранових ореолів, зокрема один комплексний з рідкіснометалевою спеціалізацією. Розміри ореолів, вміст у ґрунті урану зіставні і перевищують ті показники, які відомі на ділянках уранових родовищ УЩ.

На площі *Новокостянтинівського родовища* урану [60] дослідно-методичними роботами виявлено і оконтурено ореол урану в горизонті *B* (вміст урану $(1,6—2,6)10^{-4}$ %). Розмір ореола в плані вп'ятеро більший за об'єднаної проекції рудних покладів на земну поверхню (див. рис. 3.29). Урановий ореол слабоконтрастний, але зафіксований на фоновому рівні вмісту урану $(0,5—1,4)10^{-4}$ %.

З метою оцінки радіоекологічних умов в межах гірничого відведення Новокостянтинівського родовища урану наприкінці його детальної розвідки експедиція № 37 КП «Кіровгеологія» виконала еманаційне знімання на площі 8 км^2 по 15 профілях, відстань між якими 200 м, крок між пунктами вимірювання об'ємної активності радону в ґрунті в профілях — 25 м. За ре-

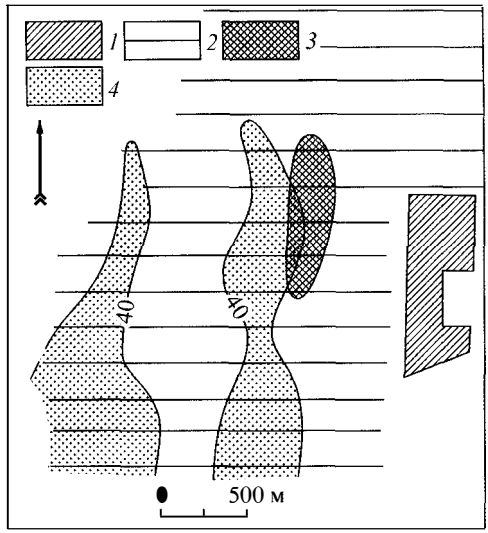


Рис. 3.32. Ореоли радону на Новокостянтинівському родовищі урану [351]:
1 — населений пункт; *2* — профіль еманаційного знімання; *3* — вертикальна проекція на земну поверхню узагальненого контуру рудних покладів урану; *4* — ореоли радону (цифра — аномальний рівень об'ємної активності радону, кБк/м^3)

зультатами цього знімання визначено верхню межу рівня об'ємної активності радону (40 кБ/м^3). Побудовано схему розміщення об'єктів з фоновим і аномальним рівнями ОА радону в ґрунті (рис. 3.32).

Зафіксовано два орієнтовані у субмеридіональному напрямку ореоли радону. Один з них, Східний, знаходиться над родовищем, але зміщений від нього на захід вгору по схилу розлому, який «контролює» об'єкт. Другий ореол, Західний, не менш контрастний як за рівнем об'ємної активності радону в ґрунті, так і за площею, виявлений на відстані близько 1 км від першого. Західний ореол радону не оконтурений у південному і південно-західному напрямках. На його площі практично відсутні оцінювальні (глибокі) свердловини і є лише поодинокі відкартовані свердловини. За даними еманаційного знімання можна прогнозувати перспективну ураноносну зону в південно-західній частині родовища. В місці розширення ореола, як і під родовищем урану, перетинаються розломні зони, зафіксовані за даними граві- і магніторозвідки. Структурний контроль є одним з головних факторів локалізації як уранових, так і інших родовищ корисних копалин. На цій площі не проводили підґрунтове геохімічне знімання на уран, тому не можна робити висновки щодо фіксації вторинними ореолами урану родовища і перспективної Західної ділянки розвитку ореолів радону. Очевидно, доцільно здійснити підґрунтове геохімічне знімання на уран і додатково еманаційне знімання, оконтурити виявлений ореол радону і виконати буріння свердловин.

На *Південновербівській ділянці* західного схилу УЩ оцінено об'ємну активність радону і торону в ґрунті з урахуванням літологічних типів ґрунтів і вміст урану в горизонті *B* — геохімічному бар'єрі [351]. Біля с. Вербівка Дубровицького р-ну Рівненської обл. проведено пошуки уранового родовища типу «неузгодженості» (нижній протерозой—рифей). Ділянка знаходиться в мішанолісовому (Поліському) ландшафті в підзоні алювіально-зандрової плоскохвилястої низовини з дерновими слабо- і середньопідзолистими ґрунтами. Ця територія належить до геохімічного ландшафту з переважною низхідною міграцією хімічних елементів [349, 352]. На площі близько 40 км^2 по 580 пунктах на 7 профілях, які пройдено поперек Південновербівської палеодолини, за даними еманаційного знімання встановлено, що об'ємна активність радіоактивних газів є низькою (табл. 3.7). Це пов'язане з достатньо глибоким (понад 120—150 м) заляганням кристалічних порід (діорити, гра-

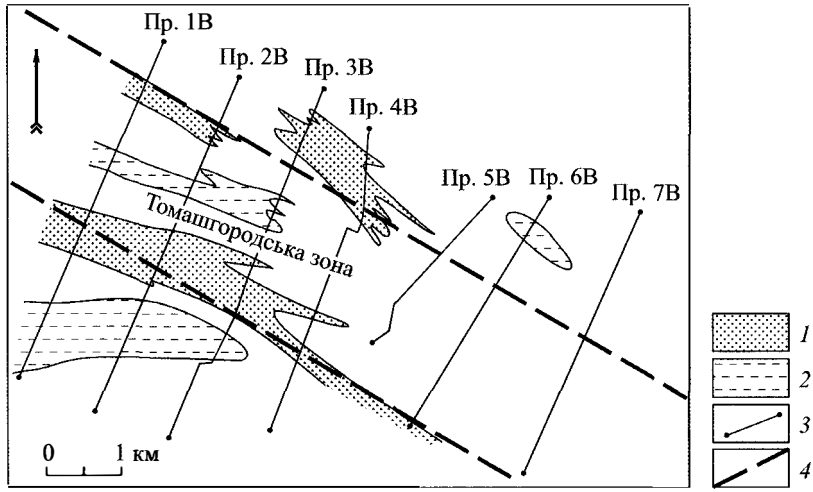


Рис. 3.33. Поширення літологічних типів ґрунтів [25] на Південновербівському полігоні (західний схил УЩ):
1 — окиснені піски; *2* — торф'яники; *3* — профілі (і їх частини), де поширені основні типи ґрунтів — слабовуглисті і вуглецеві піски; *4* — зона тектонічних порушень

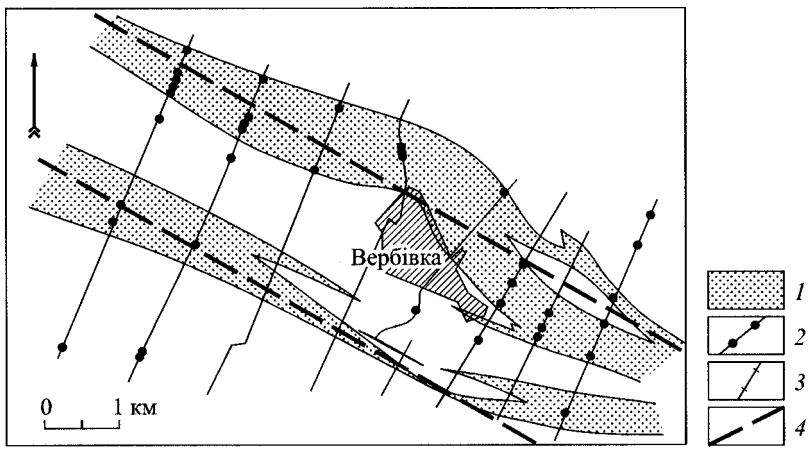


Рис. 3.34. Зони підвищених і аномальних рівнів об'ємної активності (ОА) радону [351]:
1 — зони (ореоли) підвищеної ОА радону; 2 — положення на профілі пунктів з високою ОА радону; *3* — профіль еманаційного знімання з фоновою ОА радону; *4* — розломна зона

нодіорити, діабази і габро-діорити) з низьким вмістом радіонуклідів. Медіанний рівень об'ємної активності радіоактивних газів (за сумою радону і торону) ділянки дорівнює 11 000 Бк/м^3.

Томашгородська зона розломів, до якої приурочена ділянка, фіксується лінійними ореолами радону і торону (рис. 3.33, 3.34), що свідчить, з одного боку, про її радіоактивну спеціалізацію, з іншого — про ефективність застосування еманаційного знімання для виявлення подібних зон.

Таблиця 3.7. **Об'ємна активність (ОА) радіоактивних газів у ґрунті на Південновербівській ділянці**

Вибірка	ОА(^{222}Rn + ^{220}Rn), кБк/м^3				ОА^{222}Rn, кБк/м^3				ОА^{220}Rn, кБк/м^3			
	n	Ме	ВМФ	ВАР	*n*	Ме	ВМФ	ВАР	*n*	Ме	ВМФ	ВАР
По всіх типах ґрунтів	100*	1,1	3,2	12	100*	0,25	1,4	4	100*	0,65	1,7	9
Піски окиснені	111	1,5	3,8	8	111	0,3	0,5	2,2	111	1	2,7	7
Піски слабо-вуглецеві	155	1,5	2,0	5	155	0,4	0,8	3,5	155	1	3	8
Піски вуглецеві	156	0,9	2,6	13	156	0,25	0,6	4,5	156	0,65	1,5	10
Піски сильно-вуглецеві	22	0,4	1,3	3	22	0,15	0,3	2	22	0,1	0,4	1,7
Торф'яники запісочені	63	0,09	0,6	1,3	63	0,04	0,2	0,6	63	0,05	0,15	0,6

Примітка: *n* — кількість пунктів; Ме — медіанний рівень ОА радіоактивних газів; ВМФ — верхня межа фонового рівня; ВАР — високоаномальний рівень. Зірочкою позначено, що рівні оцінено за пунктами опорної мережі (1 × 0,25 км).

Таблиця 3.8. **Розподіл літологічних типів ґрунтів на ділянці Південновербівської палеодолини**

Номер профілю	Кількість проб	Літологічний тип				
		1	2	3	4	5
1В	96	18/19	18/19	27/28	4/4	29/32
2В	99	15/15	17/17	22/22	7/7	38/39
3В	101	23/23	20/20	29/28	9/9	20/20
4В	83	25/30	32/39	23/28	1/1	2/3
5В	51	—	14/27	35/69	2/4	—
6В	68	13/19	28/41	19/28	2/3	6/9
7В	77	13/17	33/43	27/35	2/2,5	2/2,5
1В—7В	575	107/19	162/28	182/32	27/5	97/17

Примітка: літологічні типи ґрунтів визначено за результатами аналізів загальної вуглецевості (в.п.п. — втрати при прожарюванні) і кількості зв'язаної води ($H_2O_{зв'яз}$); тип 1 — піски окиснені, в.п.п. менше 0,7 %; тип 2 — піски слабовуглецеві; в.п.п. 0,7—2,1 %; тип 3 — піски вуглецеві, в.п.п. понад 2,1—13 %; тип 4 — піски сильновуглецеві, в.п.п. понад 13—35 %; тип 5 — торф'яники, в.п.п. понад 35 %. Над рискою — кількість проб, під рискою — відсоток від загальної кількості (100 %).

Встановлено, що на Південновербівській ділянці поширені 5 літологічних типів ґрунтів, які розділяють за показником загальної вуглецевості (в.п.п. — втрати при прожарюванні) і кількістю зв'язаної води ($H_2O_{зв'яз}$). Найпоширеніші три типи пісків: слабовуглисті (28 % загальної кількості проаналізованих проб), вуглецеві (32 %) і практично безвуглецеві (19 %) (табл. 3.8).

Два основні літологічні типи ґрунтів (типи 2 і 3) поширені на більшій частині ділянки. Безвуглецеві (чисті) піски (тип 1) утворюють лінійні смуги, орієнтовані з північного заходу на південний схід (за напрямком Томашгородської зони розломів) (див. рис. 3.33), що на наш погляд, є результатом окиснення ґрунтів кисневмісними атмосферними опадами, які інфільтруються в надра в межах активованих розломних зон по більш проникних гранітах. Окиснені піски, з одного боку, фіксують Томашгородську тектонічну зону, а з іншого, внаслідок більшої проникності характеризуються підвищеною об'ємною активністю радону (див. рис. 3.33, 3.34, табл. 3.7). Ґрунти органічного складу (торф'яники) утворюють лінзи, орієнтовані в напрямку Томашгородської розломної зони і відзначаються низькою об'ємною активністю радону (табл. 3.7). Очевидно, ці лінзи знаходяться за межами розломних зон.

Проаналізовано вміст урану (загального і рухомого) у 580 пробах, відібраних у пунктах еманаційного знімання в межах Південновербівської ділянки (табл. 3.9). За результатами лазерно-люмінесцентного аналізу проб на уран оцінено рівні накопичення урану з глибинних (від розломів у кристалічних породах) флюїдів на геохімічному бар'єрі — горизонті *В* (див. рис. 3.30).

За даними табл. 3.9, середній вміст урану загального ($U_{заг}$) в різних літологічних типах ґрунтів практично однаковий, а рухомий уран ($U_{рух}$) чутливий до ступеня вуглецевості ґрунтів. Саме вуглецеві, сильновуглецеві піски і торф'яники максимально накопичують і містять рухомий уран. Слабовуглецеві і особливо окиснені піски збіднені рухомим ураном внаслідок його винесення атмосферними кисневмісними опадами. Очевидно, в цих ґрунтах відбу-

Таблиця 3.9. **Рівні накопичення урану (загального і рухомого) в ґрунтах на Південновербівській ділянці**

Тип ґрунтів	$U_{заг}$, 10^{-4} %, г/т				$U_{рух}$, 10^{-5}, %			
	Кількість проб	Ме	ВМФ	ВАР	Кількість проб	Ме	ВМФ	ВАР
Усі типи	117*	0,53	0,62	1,8	580	0,67	2	6
Піски окиснені	111	0,42	0,57	1,0	109	0,15**	0,7	2,6
Піски слабовуглецеві	163	0,5	0,7	1,1	163	0,45**	1,2	4,6
Піски вуглецеві	185	0,57	0,9	1,5	191	1,2	3,5	8
Піски сильновуглецеві	27	0,57	1,0	1,5	26	1,25	3	7
Торф'яники запісочені	95	0,52	1,0	1,9	92	1,25	1,8	6,5

Примітка: Ме — медіанний вміст урану; ВМФ — верхня межа фонового вмісту; ВАР — високоаномальний вміст; одною зірочкою позначено, що вміст урану розрахований за пунктами опорної мережі (1 × 0,25 км), двома зірочками — розрахований вміст.

ваються попеременно процеси надходження по розломах рухомого урану з надр, особливо інтенсивного влітку, і, навпаки, його винесення атмосферними опадами під час їх інфільтрації в надра.

* * *

Ореоли урану, радію і радону, що формуються над урановими родовищами, зафіксовані гідрогеохімічними і еманаційними методами, методом підґрунтового геохімічного знімання.

На УЩ і його схилах, в умовах перекритих осадовим чохлом продуктивних на радіоактивну сировину докембрійських порід, існує доступна для пошуку за вторинними ореолами урану і радону перехідна зона між гумусовим шаром ґрунтів і ґрунтами горизонту *B*, який поширений практично повсюдно.

Розміри ореолів радону і урану над урановими родовищами в горизонті *B* у плані більші, ніж розмір об'єднаної проекції уранових покладів на земну поверхню. На Новокостянтинівському родовищі поряд з ореолом радону, який фіксує родовище, виявлено ореол, що дає змогу прогнозувати в його межах нові поклади урану.

Підвищеними рівнями радону і урану в ландшафтно-кліматичних і геолого-структурних обстановках на УЩ і його схилах встановлено спеціалізовані на радіоактивні елементи розломні зони, які можна розглядати як ділянки, перспективні на виявлення родовищ урану.

На Південновербівській ділянці (західний схил УЩ) уперше встановлено, що розломні зони фіксуються не лише ореолами радону, торону і урану в ґрунті, а й лінійним поширенням уздовж розломів специфічного типу ґрунтів — практично безвуглецевих (очевидно, окиснених атмосферними опадами) пісків.

У літологічних типах ґрунтів перехідної зони ґрунти—горизонт *B* вміст загального урану практично не залежить від складу ґрунтів, а рухомий уран більшою мірою накопичується у вуглецевих типах ґрунтів; окиснені піски характеризуються зниженим вмістом урану.

Геохімічними дослідженнями на уранових родовищах і на пошукових ділянках установлено поширення як первинних, так і вторинних геохімічних ореолів рухомого урану та інших металів.

За даними еманаційного знімання зафіксовано радіоактивну спеціалізацію розломних зон. Ця інформація може бути використана як для пошуків родовищ радіоактивних руд, так і для оцінки радононебезпеки територій за їх районування.

ВИСНОВКИ

Для визначення перспектив виявлення нових типів уранових родовищ у геологічних структурах УЩ проведено переінтерпретацію результатів геологічних, геофізичних, аерокосмічних й інших спеціальних досліджень, систематизовано дані щодо виявлених уранових родовищ і рудопроявів (структурне, стратиграфічне положення, генезис, вік тощо).

Встановлено закономірності ендогенного уранового рудоутворення у зв'язку з еволюцією земної кори. У новій моделі принципово новим є визнання існування в середній частині розрізу кори незвичайного шару з інверсією пружних властивостей. Інверсійний шар є найбільш активною і мобільною частиною земної кори, в якій генеруються процеси структурної та мінеральної перебудови й формуються родовища корисних копалин. Процес рудоутворення — це заключний етап серії попередніх геологічних процесів послідовної концентрації рудної речовини в геологічних структурах під час їх еволюційних перетворень. Отже, проблема виявлення рудної речовини потребує простеження всього ланцюга подій, які приводять до її накопичення.

Розроблено геолого-генетичні моделі нових типів ендогенних уранових родовищ з метою виявлення пошукових критеріїв багатих і комплексних уранових руд на території України для істотного підвищення якості мінерально-сировинної бази урану держави. З цих позицій найреальнішим уявляється відкриття нових родовищ у межах УЩ і його схилів. За наявними даними є підстави очікувати виявлення таких типів родовищ урану: гідротермальних жильних і прожилково-вкраплених уранових руд, пов'язаних із різними епохами ТМА; так званого «типу неузгодженості» у передсхилових частинах УЩ; гідротермальних родовищ у ВТС щита різного віку (стрільцовського типу); комплексних уранових руд (зокрема, пов'язаних із кремній-калієвим метасоматозом).

Створено модель фізико-хімічних умов накопичення урану та супутніх елементів у лужних натрієвих метасоматитах на прикладі родовищ уран-натрієвої (альбітитової) формації УЩ. Лужні натрієві метасоматити, що утворилися по алюмосилікатних, магнезіально-залізо-кременистих і кременисто-карбонатних породах, незалежно від складу вихідних порід характеризуються чіткою геохімічною спеціалізацією на ванадій та чітким геохімічним зв'язком урану з ванадієм, зумовленим фізико-хімічною природою.

Незважаючи на подібні риси геохімії урану та ванадію, у лужних натрієвих метасоматитах ці два елементи принципово розрізняються мінеральни-

ми формами знаходження в породах. Уран утворює переважно власні мінерали (уранініт, бранерит, ненадкевіт та ін.), тоді як ванадій входить до складу породоутворювальних мінералів (лужні амфіболи та лужні піроксени) як ізоморфний компонент.

Значущим збільшенням вмісту ванадію супроводжуються перші ознаки метасоматичного заміщення. З ростом ступеня перетворення вихідних порід вміст ванадію зростає від периферії до центру метасоматичних ореолів, складених повнопроявленими метасоматичними породами, з найвищими концентраціями ванадію, що відповідає кондиціям на промислові ванадієві руди. Так, в ураноносних залізо-карбонатних метасоматитах Криворіжжя вміст ванадію нерідко перевищує 1000—2000 г/т, тому ці породи можна розглядати як комплексні ванадій-уранові руди.

У розглянутому метасоматичному процесі на поведінку урану та ванадію по-різному впливає склад заміщених порід. Так, у породах, які не містять залізо, фактори осадження урану та ванадію мають різну природу, що визначає просторову роз'єднаність ванадій-скандієвих і уран-рідкіснометалевих (малакон-апатитових) руд у межах рудно-метасоматичних зон Жовторіченського родовища.

Високу міграційну здатність урану і ванадію за лужного натрієвого метасоматозу забезпечували фізико-хімічні властивості лужних, істотно натрієвих, окисних гідротермальних розчинів, що змінювали склад вихідних порід. Процеси осадження ванадію й урану пов'язані з фактором ізоморфної ємності природних мінеральних фаз щодо цих двох елементів. На думку авторів, імовірним джерелом розчинів, а також розчинених у них ванадію й урану, є похідні лужних гранітоїдних магм.

Наявність в уранових рудах ванадію, скандію та інших супутніх елементів у промислових концентраціях підвищують цінність родовищ.

На підставі результатів ізотопно-геохімічних досліджень побудовано моделі процесів накопичення урану і золота у центральній частині УЩ. Розроблено геохімічні критерії пошуків та оцінки комплексного золотого та уранового зруденіння на Северинівському, Мічурінському, Юріївському та Східноюріївському родовищах урану і золота Кіровоградської рудної зони. Ураноносні натрієво-карбонатні метасоматити і золотокварцові утворення супроводжують одне одного, пов'язані єдністю геологічних процесів, але розрізняються умовами формування і, відповідно, прогнозними ознаками, що потребує різного підходу для їх промислового освоєння.

Ізотопно-геохімічне вивчення уранових альбітитів дає ключ до розуміння динаміки мінералоутворювальних флюїдів у рудних системах. Дослідженнями встановлено природу рудоутворювальних флюїдів Новокостянтинівського родовища урану, розроблено ізотопно-геохімічні критерії пошуків і оцінки комплексності зруденіння.

Розглянуто особливості поведінки урану у системі: докембрійські ураноносні альбітити та вмісні породи Кіровоградського мегаблока — мезокайнозойська зона гіпергенезу — сучасні підземні і поверхневі води. Об'єктами досліджень є родовища урану альбітитової формації усіх найпродуктивніших тектонометасоматичних зон: Кіровоградської, Звенигородсько-Ганнівської, Центральноукраїнської. На підставі дослідження та порівняння цього

району УЩ з подібним ураноносним районом Канадського щита проведено оцінку перспектив утворення у межах блока поверхневих уранових концентрацій. Запропоновано використовувати отримані дані для прогнозування і пошуку поверхневих родовищ в умовах лісостепової й степової ландшафтно-геохімічних зон, а також вивчення ймовірних техногенних ризиків.

На основі складеної карти новітньої тектоніки УЩ і його схилів досліджено співвідношення новітньої тектоніки з приповерхневими (такими, що картуються засобами геологічного знімання) і глибинними різновіковими структурами земної кори. На підставі спільного аналізу результатів комплексних структурно-геоморфологічних (морфографічних і морфометричних) та аерокосмогеологічних досліджень з виявлення активних на новітньому етапі розвитку геоструктур і даних щодо родовищ і проявів корисних копалин України виділено такі основні типи рудоконтролюючих структур:

1) склепінно-брилові підняття підкорового (астеносферного) закладення (регіональні КС — макроструктури, іноді мезоструктури), що контролюють розміщення генералізованих структурно-металогенічних районів;

2) осередкові структури внутрішньокорового закладення (головним чином, локальні КС — мезо-, міні- і мікроструктури) — локальні склепіння, гранітогнейсові (гранітомігматитові) куполи, малі інтрузії, а також з певною мірою умовності ізометричні блоки, що контролюють розміщення різнопорядкових металогенічних одиниць (залежно від розмірів) — від структурно-металогенічних і металогенічних районів до рудних і рудоносних полів;

3) трансрегіональні і регіональні ЛЗ зони, зокрема так званого наскрізного типу, що контролюють розміщення структурно-металогенічних і металогенічних зон;

4) вузли перетинання різноспрямованих трансрегіональних і регіональних ЛЗ (як правило, не менш як три), що мають значну зону впливу (до перших сотень квадратних кілометрів) і контролюють розміщення рудних і рудоносних полів і металогенічних районів.

Визначено пошукові перспективи на деякі типи уранових родовищ та оцінено вплив небезпечних геологічних процесів на навколишнє середовище. Встановлено закономірності просторового зв'язку родовищ урану з новітньою тектонікою.

Проведено структурно-геодинамічний аналіз процесів формування та збереженості від денудації уранових родовищ і рудопроявів Інгульського (Кіровоградського) мегаблока. Дослідження впливу структурних факторів на формування регенерованих комплексних уранових руд на ключових ділянках Інгульського мегаблока, а також пострудної геодинаміки морфоструктур на збереженість родовищ натрій-уранової формації показали таке.

Перспективи виявлення регенерованих комплексних уранових руд існують у структурних вузлах, утворених різноорієнтованими рудоконцентруючими розломними структурами, які пересічені пізнішими зонами ТМА, і на ділянках інтерференції локальних купольних й кільцево-купольних структур. Формування інфільтраційних уранових руд контролюється тріщинною тектонікою, спричиненою кінематичними характеристиками розривних порушень (розсувів переважно північно-західного простягання), які перетинають рудоконцентруючі структури або узгоджені за напрямком з

останніми. Збереженість уранових родовищ у натрієвих метасоматитах на площі Новоукраїнського масиву зростає у менш денудованій його північно-західній частині та на периферії морфоструктури, що збігається з ним, за винятком південної її частини.

Узагальнено і проаналізовано інформацію про рівні об'ємної активності радону в районах видобутку і переробки різних корисних копалин. Особливу увагу приділено з'ясуванню особливостей розподілу урану, торію, радію і їх дочірніх ізотопів-газів (^{222}Rn і ^{220}Rn (Tn)) на родовищах корисних копалин. За результатами досліджень із застосуванням сучасних модифікацій традиційних наземних методів пошуку родовищ урану встановлено, що над уран-рідкіснометалевими родовищами формуються вторинні ореоли природних радіонуклідів, які зафіксовано еманаційними і підґрунтовими геохімічними аномаліями радіоактивних газів і урану. Виявлено закономірності формування і поширення ореолів урану і радону в різних геолого-структурних умовах, що доводить ефективність застосування на сучасному рівні (чутлива апаратура і аналітична база) традиційних методів виявлення ознак уран-торій-рідкіснометалевої спеціалізації розломних структур. На УЩ і його схилах виділено ділянки і структури, перспективні на виявлення нових родовищ урану.

Проведено експериментальне вивчення фільтраційних параметрів зразків гранітоїдних порід Кіровоградського мегаблока УЩ з метою подальшого використання фільтраційних характеристик (у тому числі проникності) для технології збагачення бідних уранових руд або вилуговування урану.

Передумови виявлення уранових руд типу «неузгодження», які формувалися у постранньопротерозойський (рифейський ?) час, установлено в Інгулецько-Криворізькому районі щита в зонах структурно-формаційного неузгодження докембрійського фундаменту з відкладами гданцівської та родіонівської світ, які нагромаджувалися у субмеридіональних трогах. Визначено перспективні ділянки розвитку багатих уранових руд.

На схилах УЩ перспективи уранозруденіння визначаються зонами структурно-формаційного неузгодження порід докембрійського фундаменту з породами осадового чохла: рифейськими на північному заході, вендськими на південному заході й девонськими (?) на північному сході. Масштаби розвитку та стадійність зруденіння визначаються геологічною будовою трогових структур, що отримали розвиток уздовж зон неузгодження, а також часом прояву гіпогенних процесів ТМА та екзогенних процесів у фанерозої.

Перспективи уранонакопичення в міжблокових зонах УЩ, а також у трогових структурах в його обрамленні розширяються у зв'язку з наявністю у цих трогах локальних вулканотектонічних структур (трубок вибуху). Характер уран-поліметалевого зруденіння в цих структурах визначається глибиною їх закладення та рівнем ерозійного зрізу.

У Голованівській та Інгуло-Інгулецькій шовних гнейсово-гранулітових зонах УЩ комплексне зруденіння, як правило, приурочене до зон структурно-стратиграфічного неузгодження (зчленування) блоків нижньоархейського та верхньоархейського структурних ярусів з породами нижньопротерозойського ярусу. Такі зони ускладнені розломами і процесами тектономагматичної активізації. Металогенія таких зон визначається концентраціями Ti, W, Cr,

B, РЗЕ, Th. Для зон зчленування архейських блоків з ранньопротерозойськими породами характерне торій-уранове зруденіння в кремній-калієвих метасоматитах, а також золото-металеві прояви.

Для визначення перспектив виявлення уранових родовищ типу «неузгодженості» та факторів їх можливої локалізації на схилах УЩ оцінено урапоносність порід платформного чохла. Досліджено базальні відклади різного віку, які залягають безпосередньо на корі вивітрювання кристалічного фундаменту і відокремлені від нього значною перервою в часі. Більшість рудопроявів мають екзогенне або полігенне походження, пов'язане з процесами літогенезу (південний схил УЩ) або зі стадіями тектономагматичної активізації (південно-західний схил УЩ та зона зчленування Приазовського виступу УЩ з Донбасом). В усіх випадках рудні концентрації накопичувалися за рахунок перерозподілу рудної речовини в кристалічному фундаменті, корі вивітрювання та вмісних породах. У деяких випадках вирішальну роль відігравали глибинні флюїди та термальні розчини, не пов'язані з магматизмом. У жодному з рудопроявів не встановлено глибинного привнесення урану.

Таким чином, не виявлено прямих ознак родовищ типу «неузгодженості». Разом з тим слід зауважити, що певні ознаки цього типу зруденіння зафіксовано на західному схилі УЩ та в зоні зчленування Приазовського виступу УЩ з Донбасом. На західному схилі УЩ уранова мінералізація у породах щита, яку віднесено до рифейської епохи тектономагматичної активізації та рудоутворення, не простежується в осадовий чохол. Відклади верхнього рифею—венду містять вторинні ореоли розсіювання ендогенної уранової мінералізації. Отже, на західному схилі УЩ можна виявити лише дочохольне уранове зруденіння, яке розміщується під зрізувальною поверхнею неузгодженості середньо-пізньорифейського віку.

У зоні зчленування Приазовського виступу УЩ з Донбасом перспективи виявлення уранових родовищ ще не вичерпані, особливо в межах зчленування структур різного віку і різного тектонічного плану. Відомо, що в породах УЩ поблизу Волноваської зони розломів виявлено уранові та уран-торієві рудопрояви, пов'язані з процесами гранітизації та калієвого метасоматозу, з альбітитами та процесами натрового метасоматозу у пізньому протерозої, а також низькотемпературні гідротермальні прояви в зонах тріщинуватості й катаклазу молодшого, можливо, палеозойського віку. Сприятливими факторами для мобілізації рудної речовини є також прояви магматизму і вулканізму в палеозої.

Визначено структурно-геологічні передумови відкриття уранових родовищ у південно-західній частині УЩ (Середнє Придністров'я). Інтенсивне рудоутворення тут супроводжувалося здиманням, підновленням тектонічних порушень і проникненням по них із кристалічного фундаменту мінеральних розчинів. Регіональний глибинний низькотемпературний метаморфізм привів до перерозподілу й накопичення урану. Для виявлення промислових урановорудних родовищ у межах Дністровської рифтогенної зони можна рекомендувати дві перспективні ділянки для постановки детального пошукового буріння: Сорокську і Воронківську.

Застосування сучасних модернізованих систем (дистанційних і польових) для проведення радіометричних пошуково-розвідувальних робіт на уранову сировину, що використовують прояви природної радіоактивності, суттєво підвищує ефективність пошуків і розвідки руд радіоактивних елементів.

Розроблене програмне забезпечення методів дистанційної розвідки для «інтелектуальних» бортових комплексів із застосуванням програмно-технічних засобів і спеціалізованих моделей дає можливість визначати вибір неявних (замаскованих) інформативних параметрів для аналізу статичних властивостей нестаціонарних радіаційних полів і на цій основі надійно виявляти ознаки руд.

Використання комплексної технології дистанційного та польового аналізу полів радіоактивного випромінювання сприяє удосконаленню існуючих методів пошуку, локалізації та ідентифікації точкових і просторово розподілених радіоактивних руд.

СПИСОК ПРИЙНЯТИХ СКОРОЧЕНЬ

АКМ — аерокосмічні матеріали
ВАТ — відкрите акціонерне товариство
ВТС — вулканотектонічна структура
ГГЗ — гнейсово-гранулітова зона
ГЗК — гірничозбагачувальний комбінат
ГРВ — газово-рідкі включення
ГСЗ — глибинне сейсмічне зондування
ГРР — геологорозвідувальні роботи
ДДА — Дніпровсько-Донецький авлакоген
ДДЗ — Дніпровсько-Донецька западина
ДЗЗ — дистанційне зондування Землі
ДКЗ — Державна комісія по запасах корисних копалин України
КП — Казенне підприємство
КС — кільцева структура
ЛЗ — лінеаментна зона
ЛС — лінійна структура
МПГ – метали платинової групи
МШЗ – міжблокова шовна зона
ПАР – Південно-Африканська Республіка
ПВ – підземне вилуговування
ПМ – Приазовський мегаблок
РГС – розломна геоструктура
РЗЕ – рідкісноземельні елементи
РУ – рудоуправління
СЄП – Східноєвропейська платформа
СП – спільне підприємство
ТА – тектонічна активізація
ТМА – тектономагматична активізація
ТМЗ – тектонометасоматична зона
ТМС – тектономагматична структура
REE, TR — рідкісноземельні елементи
УЩ – Український щит

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Uranium* 2007: Resources, Production and Demand. — EOCD, 2008.

2. *World* Nuclear Association [Electronic Resource]. — Mode of access: URL: http://www.world-nuclear.org . — Title from the screen.

3. *Австралия* планирует увеличить поставки урана // Информ.-аналит. бюл. «Новости мирового атомного рынка». — 2009. — № 4. — С. 5—8.

4. *Національна* атомна компанія «Казатомпром» [Електронний ресурс]. — Режим доступу: URL: www.kazatomprom.kz. — Назва з екрана.

5. *Тарханов А.В.* Новейшие тенденции развития мировой и российской минерально-сырьевой базы урана / А.В. Тарханов, В.В. Шаталов // 2-й междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство», Москва, 26—28 нояб. 2008 г.: тез. докл. — М., 2008. — С. 112.

6. *Аванесов А.* Кто будет строить новую АЕС в Армении / А. Аванесов // Мировая энергетика. — № 1 (60). — 2009.

7. *Живов В.Л.* Уранодобывающая отрасль России: состояние и основные направления развития / В.Л. Живов // 2-й междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство», Москва, 26—28 нояб. 2008 г.: тез. докл. — М., 2008. — С. 46.

8. *Колпакова Е.В.* Научные аспекты развития работ по подземному выщелачиванию урана / Е.В. Колпакова, В.Н. Есаулов, Г.С. Саттаров и др. // Горный вестник Узбекистана. — 2009. — № 1.

9. *Глотов Г.Н.* О некоторых аспектах геотехнологического районирования рудных залежей пластово-инфильтрационных месторождений урана / Г.Н. Глотов // Горный вестник Узбекистана. — 2009. — № 2.

10. *Глотов Г.Н.* Применение скважинных систем на урановых пластово-инфильтрационных месторождениях, отрабатываемых способом подземного выщелачивания / Г.Н. Глотов // Горный вестник Узбекистана. — 2009. — № 2.

11. *Гордиенко О.Е.* Результаты опытно-промышленных работ по применению окислителей на месторождениях России / О.Е. Гордиенко, Е.П. Бучихин, А.С. Бабкин, Е.И. Гонтарь // 2-й междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство», Москва, 26—28 нояб. 2008 г.: тез. докл. — М., 2008. — С. 36.

12. *Ниетбаев М.А.* Интенсификация процесса подземного скважинного выщелачивания урана с использованием окислителя на месторождениях Южного Казахстана / М.А. Ниетбаев, А.Д. Уваров, Б.О. Дуйсебаев [и др.] // 2-й междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство», Москва, 26—28 нояб. 2008 г.: тез. докл. — М., 2008. — С. 87.

13. *Пантелеев В.М.* Возможность повышения результативности подземного и кучного сернокислотного выщелачивания урана из бедных руд / В.М. Пантелеев, О.Н. Васюта // 2-й междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство», Москва, 26—28 нояб. 2008 г.: тез. докл. — М., 2008. — С. 96.

14. *ОАО* «Атомэнергопром» и «Тошиба Корпорэйшн» — совместные действия на рынке товаров и услуг ЯТЦ урана // Информационно-аналитический бюллетень «Новости мирового атомного рынка». — 2009. — № 3. — С. 11—12.

15. *Eagle* Rock Enrichment Facility — ближе к рынку сбыта // Информационно-аналитический бюллетень «Новости мирового атомного рынка». — 2009. — № 3. — С. 9—10.

16. *Areva* — мощность будущего завода в США увеличена вдвое // Информационно-аналитический бюллетень «Новости мирового атомного рынка». — 2009. — № 4. — С. 15—16.

17. *Поворот* в сторону ядерной энергетики // Информационно-аналитический бюллетень «Новости мирового атомного рынка». — 2009. — № 3. — С. 6—8.

18. *Италия* возвращается к атомной энергетике // Информационно-аналитический бюллетень «Новости мирового атомного рынка». — 2009. — № 3. — С. 3—6.

19. *Корогодин В.И.* Перспективы развития атомной энергетики России / В.И. Корогодин // 2-й междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство», Москва, 26—28 нояб. 2008 г.: тез. докл. — М., 2008. — С. 66.

20. *TradeTech* Company [Electronic Resource]. — Mode of access: URL: http:// uranium.info/. — Title from the screen.

21. *The Ux* Consulting Company [Electronic Resource]. — Mode of access: URL: http://www.uxc.com. — Title from the screen.

22. *Макивчук О.Ф.* Геологоразведочные работы на уран в Украине / О.Ф. Макивчук, Е.А. Зыков // Междунар. науч.-практ. конф. «Особенности развития минерально-сырьевой базы Украины, его добыча и обогащение» (УРАН-2009), г. Киев, 15—17 сент. 2009 г.: тез. докл. — К., 2009. — С. 4—8.

23. *Генетические* типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины; отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. — К.: Наук. думка, 1995. — 396 с.

24. *Драгомирецкий А.В.* Золотоносные формации центральной части Украинского щита / А.В. Драгомирецкий. — Одесса: Астропринт, 2001. — 228 с.

25. *Попівняк І.В.* Фізико-хімічні умови та послідовність формування руд Східно-Юріївського родовища / І.В. Попівняк, А.Є. Ніколенко, А.В. Пізнюр [та ін.] // Мінералогічний збірник. — 1995. — Вип. 1, № 18. — С. 84—98.

26. *Фомин Ю.А.* Изотопный состав серы и золотоносность пирита в натриево-карбонатных метасоматитах докембрия / Ю.А. Фомин // Доклады АН Украины. Сер. Б. — 1990. — № 6. — С. 28—31.

27. *Фомин Ю.А.* Восточно-Юрьевское месторождение золота / Ю.А. Фомин // Минералогический журнал. — 1999. — Т. 21, № 4. — С. 32—44.

28. *Фомин Ю.А.* Золото и уран Кировоградской тектоно-метасоматической зоны / Ю.А. Фомин // Доповіді НАН України. — 2005. — № 11. — С. 113—119.

29. *Фомин Ю.А.* Генетическое соотношение золотого и уранового оруденения Кировоградской тектоно-метасоматической зоны / Ю.А. Фомин // Геохімія та екологія. — 2006. — Вип. 12. — С. 11—18.

30. *Яценко Г.М.* Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита / Г.М. Яценко, А.К. Бабынин, Д.С. Гурский [и др.]. — К.: Геоинформ, 1998. — 256 с.

31. *Фомин Ю.А.* Дискретность процесса золотонакопления на Восточно-Юрьевском месторождении (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Доповіді НАН України. — 2006. — № 3. — С. 126—131.

32. *Фомин Ю.А.* Природа вещества Восточно-Юрьевского месторождения золота / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Е. Лазаренко // Доповіді НАН України. — 2001. — № 2. — С. 135—139.

33. *Фомин Ю.А.* Эволюция серы в процессе формирования альбититовых месторождений урана (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Доповіді НАН України. — 2010. — № 5. — С. 124—130.

34. *Фомин Ю.А.* Сера в процессе эволюции урановых месторождений альбититовой формации, Кировоградский мегаблок / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Пошукова та екологічна геохімія. — 2010. — № 1 (10). — С. 71—81.

35. *Фомин Ю.А.* Температура формирования золотого и уранового оруденения Юрьевского месторождения (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Е.Е. Лазаренко // Доповіді НАН України. — 2009. — № 7. — С. 114—120.

36. *Геология* и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах. — М.: Недра, 1980. — 270 с.

37. *Коржнев М.Н.* Эволюция условий накопления пород криворожской серии по геохимическим и изотопным данным / М.Н. Коржнев, Ю.А. Фомин // Геологический журнал. — 1992. — № 3. — С. 93—99.

38. *Фомин Ю.А.* Изотопный состав углерода и серы раннепротерозойских пород центральной части Украинского щита / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Доповіді НАН України. — 2008. — № 7. — С. 123—129.

39. *Фомин Ю.А.* Сульфидная система в раннепротерозойских породах чечелеевского литолого-стратиграфического уровня Кировоградского мегаблока (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Геохімія та екологія. — 2010. — Вип. 18. — С. 80—90.

40. *Иванкин П.Ф.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах / П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова. — М.: Недра, 1988. —254 с.

41. *Фомин Ю.А.* Природа карбонатов Североиновского месторождения урана (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Е. Лазаренко, С.И. Терещенко // Геохімія та екологія. — 2002. — Вип. 5—6. — С. 124—132.

42. *Бакаржиев А.Х.* Эволюция уранового рудообразования в докембрии Украины / А.Х. Бакаржиев, В.Б. Коваль, Ю.А. Фомин [и др.] // Минералогический журнал. — 1997. — Т. 19, № 5. — С. 35—39.

43. *Фомин Ю.А.* Изотопный состав кислорода и водорода воды газово-жидких включений в полевых шпатах натриево-карбонатных метасоматитов докембрия / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Доклады АН Украины. Сер. Б. — 1990. — № 10. — С. 26—29.

44. *Комаров А.Н.* Редкометальные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита / А.Н. Комаров, Л.А. Черкашин. — К.: Наук. думка, 1991. — 180 с.

45. *Фомин Ю.А.* Модель эволюции рудообразующей флюидной системы Североиновского месторождения урана (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Е. Лазаренко // Геохімія та екологія. — К., 2003. — Вип. 8. — С. 169—178.

46. *Гидротермальные* месторождения урана; отв. ред. Ф.И. Вольфсон. — М.: Недра, 1978. — 446 с.

47. *Наумов Г.Б.* Основы физико-химической модели уранового рудообразования / Г.Б. Наумов. — М.: Атомиздат, 1978. — 213 с.

48. *Рафальский Р.П.* Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования / Р.П. Рафальский. — М.: Атомиздат, 1973. — 230 с.

49. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности / Д.С. Коржинский. — М.: Наука, 1982. — 102 с.

50. *Фомин Ю.А.* Температурные условия формирования урановосных альбититов Украинского щита / Ю.А. Фомин, Е.Е. Лазаренко // Доповіді НАН України. — 2009. — № 8. — С. 120—126.

51. *Фомин Ю.А.* Особенности рудообразующего флюида Новоконстантиновского месторождения урана (Украинский щит) / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Е. Лазаренко // Доповіді НАН України. — 2009. — № 4. — С. 130—136.

52. *Лазаренко О.Є.* Температурні умови формування Новокостянтинівського родовища (Український щит) / О.Є. Лазаренко, Ю.О. Фомін // Записки Українського мінералогічного товариства. — 2009. — № 6. — С. 85—91.

53. *Борщевский Ю.А.* Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия / Ю.А. Борщевский, В.М. Шавлов, В.И. Устинов [и др.] // Советская геология. — 1976. — № 5. — С. 95—102.

54. *Ємець О.В.* Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зруденіння альбітитів Кіровоградського блока на прикладі Новокостянтинівської уранворудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит) / О.В. Ємець, О.М. Пономаренко, М. Кюні [та ін.] // Мінералогічний журнал. — 2007. — Т. 29, № 2. — С. 102—110.

55. *Луговая И.П.* Особенности формирования редкометального месторождения альбититовой формации докембрия по изотопным данным / И.П. Луговая, Д.Н. Щербак, Л.И. Проскурко // Доклады АН УССР. Сер. Б. — 1981. — № 2. — С. 30—33.

56. *Луговая И.П.* Условия образования альбититов Новоконстантиновского урано-

носного участка по изотопным данным / И.П. Луговая, Д.Н. Щербак, В.С. Мороз, Л.И. Проскурко // XVIII симп. по геохимии изотопов: тез. докл. — М.: ГЕОХИ, 2007. — С. 167—168.

57. *Friedman I., O'Neil J.R.* Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // U.S. Geological Survey Professional Paper. — Washington: United States government printing office, 1977. — 440—KK.

58. *Kawabe I.* Calculation of oxygen isotope fractionation in quartz-water system with special reference to the low temperature fractionation // Geochimica et cosmochimica acta. — 1978. — Vol. 42. — 613—621.

59. *Zheng Y.F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochimica et cosmochimica acta. — 1993. — Vol. 57. — P. 1079—1091.

60. *Bottcher M.E.* $^{13}C/^{12}C$ and $^{18}O/^{16}O$ fractionation during synthesis of $BaMg(CO_3)_2$ and $PbMg(CO_3)_2$ // Abstracts of the 16th IMA Meeting. — 1994. — P. 53.

61. *O'Neil J.R., Clayton R.N., Mayeda T.K.* Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates // Journal of Chemical Physics. — 1969. — Vol. 51, N 12. — P. 5547—5558.

62. *Ветштейн В.Е.* Особенности распределения изотопов водорода газово-жидких включений в натриевых метасоматитах / В.Е. Ветштейн, Д.Н. Щербак // Доклады АН УССР. Сер. Б. — 1981. — № 1. — С. 3—6.

63. *Демихов Ю.Н.* Дейтерий в природных водах центральной части Украинского щита / Ю.Н. Демихов, Ю.А. Фомин // Геохімія та екологія. — 2009. — Вип. 17. — С. 45—62.

64. *Фомин Ю.А.* Изотопно-геохимические признаки урановосности и золотоносности Кировоградской тектоно-метасоматической зоны / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов // Геохімія та екологія. — 2007. — Вип. 15. — С. 160—168.

65. *Минеева И.Г.* Минералого-геохимические аспекты формирования урановосных альбититов докембрия / И.Г. Минеева // Советская геология. — 1986. — № 3. — С. 87—93.

66. *Сидоренко А.В.* Метаморфизм осадочных толщ и углекислое дыхание земной коры / А.В. Сидоренко, О.М. Розен, В.А. Теняков // Советская геология. — 1973. — № 5. — С. 3—11.

67. *Чернецова К.Н.* О зональности метасоматического уранового месторождения / К.Н. Чернецова // Месторождения урана. Зональность и парагенезисы. — М.: Атомиздат, 1970. — С. 34—43.

68. *Фомин Ю.А.* Поведение урана в процессах эволюции альбититовых месторождений Кировоградского мегаблока / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Г. Сущук // Доповіді НАН України. — 2010. — № 1. — С. 131—137.

69. *Фомин Ю.А.* Система урановосных альбититов как потенциальный источник поверхностных месторождений урана / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Г. Сущук // Доповіді НАН України. — 2010. — № 2. — С. 126—131.

70. *Фомин Ю.А.* Система урановорудных альбититов как потенциальный источник поверхностных месторождений урана и/или техногенной опасности / Ю.А. Фомин, Ю.Н. Демихов, Е.Г. Сущук // Геохімія та екологія. — 2010. — Вип. 18. — С. 31—49.

71. *Кудрявцев В.Е.* Поверхностные месторождения урана / В.Е. Кудрявцев, Н.П. Корнеева, Р.С. Титова // Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. — М., 1987. — Вып. 38. — С. 9—37.

72. *Бойл Д.Р.* Генезис поверхностных месторождений урана / Д.Р. Бойл // Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. — М., 1987. — Вып. 38. — С. 64—83.

73. *Калберт Р.Р.* Поверхностные месторождения урана в Канаде / Р.Р. Калберт, Д.Р. Бойл, А.А. Левинсон // Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. — М., 1987. — Вып. 38. — С. 83—105.

74. *Оттон Дж. К.* Поверхностные месторождения урана: обзор и выводы / Дж. К. Оттон // Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. — М., 1987. — Вып. 38. — С. 38—49.

75. *Закономерности* образования и размещения урановых месторождений Украины; отв. ред. Я.Н. Белевцев. — К., 1968. — 763 с.

76. *Герасимов Ю.Г.* Распределение радиоактивных и малых элементов в коре выветривания чудново-бердичевских гранитов Украинского щита / Ю.Г. Герасимов, Л.В. Сонкин, Н.Н. Завьялова // Радиоактивные элементы в горных породах. — Новосибирск, 1972. — Ч. 1. — С. 49—50.

77. *Почтаренко В.И.* Временные методические рекомендации по проведению глубинных литохимических поисков (применительно к условиям Украинского щита) / В.И. Почтаренко, Ю.А. Фомин, А.С. Войновский, Н.И. Боев. — К.: Мингео Украины, 1985. — 60 с.

78. *Міцкевич Б.Ф.* Геохімічні ландшафти Українського щита / Б.Ф. Міцкевич. — К.: Наук. думка, 1971. — 174 с.

79. *Белевцев Я.Н.* Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита / Я.Н. Белевцев, Ю.П. Егоров, В.К. Титов [и др.] // Геологический журнал. — 1975. — Т. 35, вып. 4. — С. 96—117.

80. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре / А.А. Смыслов. — Л.: Недра, 1974. — 231 с.

81. *Копченова Е.В.* К вопросу о ненадкевите / Е.В. Копченова, А.С. Авдонин, Г.А. Сидоренко [и др.] // Записки Всесоюзного минералогического общества. — 1977. — Ч. 106, вып. 4. — С. 387—395.

82. *Фомин Ю.А.* Некоторые закономерности распределения радиоактивных элементов в минералах вулканических пород / Ю.А. Фомин // Геологический журнал. — 1988. — Т. 48, № 6. — С. 79—83.

83. *Шалмина Г.Г.* Естественные радиоактивные элементы в профилях выветривания каолинитового и гидрослюдистого типов гумидного пояса (на примере Урала и Сибири): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Новосибирск, 1971. — 23 с.

84. *Щербина В.В.* Основы геохимии / В.В. Щербина. — М.: Недра, 1972. — 296 с.

85. *Лисицин А.К.* О формах нахождения урана в подземных водах и условия его осаждения в виде UO_2 / А.К. Лисицин // Геохимия. — 1962. — № 9. — С. 763—769.

86. *Токарев А.Н.* Радиогидрогеологический метод поисков месторождений урана / А.Н. Токарев, Е.Н. Куцель, Т.П. Попова [и др.]. — М.: Недра, 1975. — 255 с.

87. *Ветштейн В.Е.* Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР / В.Е. Ветштейн // Л.: Недра, 1982. — 216 с.

88. *Мицкевич Б.Ф.* Физико-химические условия формирования экзогенных ореолов и потоков рассеяния бериллия / Б.Ф. Мицкевич, Ю.Я. Сущик, А.И. Самчук. — К.: Наук. думка, 1984. — 176 с.

89. *Коростышевский И.З.* Источники и оценка погрешностей масс-спектрометрического изотопного анализа водорода в природных водах / И.З. Коростышевский, Ю.Н. Демихов, Ф.И. Березовский // Isotopenpraxis. — 1982. — Bd. 18, H.1. — P. 10—15.

90. *Ферронский В.И.* Изотопия гидросферы / В.И. Ферронский, В.А. Поляков. — М.: Наука, 1983. — 280 с.

91. *Ферронский В.И.* Природные изотопы гидросферы / В.И. Ферронский, В.Т. Дубинчук, В.А. Поляков [и др.]. — М.: Недра, 1975. — 280 с.

92. *Основные* черты геохимии урана; под ред. акад. А.П. Виноградова. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 351 с.

93. *Тарханов А.В.* Ураноносность альбититов докембрия / А.В. Тарханов // Геологический журнал. — 1975. — Вып. 5. — С. 106—114.

94. *Adamek P.M.* Recognition of a new uranium province from Precambrian of Sweeden / P.M. Adamek, M.R Wilson // Recognition and evaluation of uraniferous area. — Vienna: IAEA, 1977. — P. 199—213.

95. *Maruejol P.* The Lagoa Real subalkaline granitic complex (South Bahia, Brazil): a source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metasomatism / P. Maruejol, M. Cuney, K. Fuzikawa, A.M. Netto, B. Poty // Revista brasileira de Geoc. — 1987. — Vol 17. — P. 578—594.

96. *Maruejol P.* Metasomatose alcaline et mineralisationsuranifere du gisement de Lagoa Real (Bahia, Brasil): These Pres. devant L'I, N. P. L. pour l'obtention du titre de Doct. De l'Inst. Nat. Polytch. Du Lorraine spec. Geosci. et Matieres Frem., Centre de Rech. Sur la Geol.de l'uranium.– Nanci, 1988. — 428 c.

97. *Белевцев Я.Н.* Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль // Геологический журнал. — 1968. — № 3. — С. 3—7.

98. *Титов В.К.* Особенности геохимии урана промышленных урановых формаций Украинского и Алданского щитов / В.К. Титов, А.В. Тарханов, В.К. Ильгин // Урановорудные формации Украинского и Алданского щитов и вопросы прогнозирования уранового оруденения — Л.: ВСЕГЕИ, 1977. — С. 146—169.

99. *Тарханов А.В.* Желтореченское ванадий-скандиевое месторождение / А.В. Тарханов, А.Р. Кудлаев, А.В. Петров, В.Д. Козырьков // Геология рудных месторождений. — 1991. — № 6. — С. 50—56.

100. *Гурский Д.С.* Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1: Металлические полезные ископаемые / Д.С. Гурский, К.Е. Есипчук, В.И. Калинин [и др.]. — К.; Львов: Центр Европы, 2005. — 784 с.

101. *Синицын В.А.* Химический состав породообразующих минералов апогранитоидных урановосных альбититов докембрия / В.А. Синицын, Б.Ф. Мельниченко, И.М. Романенко / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — К., 1988. — 50 с.

102. *Справочник* по геохимии. — М.: Недра, 1980. — 480 с.

103. *Глевасский Е.Б.* Геодинамические обстановки и металлогения урана центральной части Украинского щита / Е.Б. Глевасский, О.А. Крамар // Зб. наук. праць Ін-ту геохімії навколиш. середовища НАН та МНС України. — 2002. — Вип. 5—6. — С. 227—244.

104. *Казанский В.И.* О вертикальной зональности урановосных натровых метасоматитов / В.И. Казанский, Б.И. Омельяненко, К.В. Прохоров // Метасоматизм и рудообразование. — М.: Наука, 1974. — С. 92—100.

105. *Мельниченко Б.Ф.* Скарноподобные и натриевые щелочные метасоматиты гранитоидных и железорудных пород докембрия Украинского щита / Б.Ф. Мельниченко, В.Б. Коваль, И.П. Иванов [и др.] // VI Всесоюз. конф. «Метасоматизм и рудообразование»: тез. докл. — Л., 1987. — Ч. 2. — С. 79—80.

106. *Синицын В.А.* Природа геохимической связи между ураном и ванадием в натриевых щелочных метасоматитах Украинского щита / В.А. Синицын, В.Б. Коваль, Б.Ф. Мельниченко, В.А. Степанов // Зб. наук. праць Ін-ту геохімії навколиш. середовища НАН та МНС України. — 2006. — Вип. 12. — С. 39—45.

107. *Синицын В.А.* Минеральные реакции и метасоматическая зональность апогранитоидных урановосных альбититов докембрия / В.А. Синицын // Доклады АН УССР. — 1991. — № 7. — С. 105—108.

108. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омельяненко. — М.: Недра, 1973. — 216 с.

109. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита / И.Б. Щербаков. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 366 с.

110. *Иванов Б.Н.* О генетической и парагенетической связи уранового рудогенеза с процессами нижнепротерозойского ультраметаморфизма на примере западной части Кировоградского блока УЩ / Б.Н. Иванов, Ф.Я. Прытков, О.Ф. Макивчук, В.А. Синицын // Мінеральні ресурси України. — 1999. — № 4. — С. 29—33.

111. *Голуб Е.Н.* Новоукраинский комплекс / Е.Н. Голуб, Д.Н. Щербак, К.Е. Есипчук, К.И. Свешников // Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. — К.: Наук. думка, 1990. — С. 65—82.

112. *Голуб Е.Н.* Новоукраинский комплекс / Е.Н. Голуб // Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. — К.: Наук. думка, 1993. — С. 134—148.

113. *Щербань И.П.* Рудоносные околожильные метасоматиты / И.П. Щербань. — К.: Либідь, 1996. — 252 с.

114. *Елисеев Н.А.* Метасоматиты Криворожского рудного пояса / Н.А. Елисеев, А.П. Никольский, В.Г. Кушев. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. — 204 с.

115. *Александров И.В.* Изучение натрового метасоматоза в Криворожье / И.В. Александров // Тр. 6-го совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 61—66.

116. *Жукова В.И.* Минералогия и первичная зональность гидротермально-метасоматического месторождения урана в железорудной формации докембрия / В.И. Жукова // Месторождения урана: Зональность и парагенезисы. — М.: Атомиздат, 1970. — С. 5—34.

117. *Минералогия* скандиевых руд Желтореченского месторождения / А.В. Тарханов, В.Д. Козырьков, Б.Ф. Мельниченко, М.В. Прозорова, А.В. Петрин // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1991. — № 10. — С. 56—70.

118. *Евтехов В.Д.* Моделирование миграции скандия и ванадия в связи с рибекитизацией куммингтонитсодержащих железных руд Первомайского месторождения (Криворожский бассейн) / В.Д. Евтехов, В.Н. Харитонов // Минералогический журнал. — 1999. — № 1. — С. 60—65.

119. *Євтехов В.Д.* Скандієносні егіринові і рибекітові метасоматити Первомайського родовища Кривбасу / В.Д. Євтехов, В.М. Харитонов // Мінеральні ресурси України. — 2000. — № 3. — С. 17—18.

120. *Мельниченко Б.Ф.* Метасоматиты Желтореченского ванадий-скандиевого месторождения / Б.Ф. Мельниченко, В.А. Синицын, В.Б. Коваль // Доклады АН Украины. — 1994. — № 3. — С. 117—122.

121. *Мельниченко Б.Ф.* О возрасте уран-ванадиевых щелочно-карбонатных метасоматитов Северного Криворожья / Б.Ф. Мельниченко, Д.Н. Щербак, В.Б. Коваль, Н.В. Теплякова // Всесоюз. совещ. «Изотопное датирование эндогенных рудных формаций»: тез. докл. — К.: Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР, 1990.

122. *Мельниченко Б.Ф.* Геохронологія ендогенних рудоутворюючих процесів на Жовторіченському родовищі / Б.Ф. Мельниченко, В.М. Скобелєв, В.О. Степанов // Зб. наук. праць Ін-ту геохімії навколиш. середовища НАН і МНС України. — 2002. — Вип. 5—6. — С. 166—171.

123. *Синицын В.А.* Зависимость состава рибекита от температуры, давления и фугитивности кислорода (экспериментальные данные) / В.А. Синицын, И.П. Иванов // XI Всесоюз. совещ. по эксперим. минералогии: тез. докл. — Черноголовка: Ин-т эксперим. минералогии АН СССР, 1986. — 190 с.

124. *Справочник* по рудам черных металлов для геологов / В.М. Григорьев, Л.Ф. Борисенко, Г.Г. Кравченко [и др.]. — М.: Недра, 1985. — 287 с.

125. *Иванов И.П.* Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдистых сланцев в динамических условиях / И.П. Иванов // Тр. VI совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 53—60.

126. *Иванов И.П.* Экспериментальное воспроизведение зональности при гидротермальном метаморфизме амфиболовых сланцев / И.П. Иванов // Известия АН ССС. Сер. геол. — 1968. — № 2. — С. 134—137.

127. *Коваль В.Б.* Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия / В.Б. Коваль. — К.: Наук. думка, 1980. — 148 с.

128. *Иванов И.П.* Физико-химические условия образования урановосных натриевых метасоматитов докембрия (термодинамический анализ) / И.П. Иванов, В.Б. Коваль, В.А. Синицын, Т.И. Макарова // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. — К.: Наук. думка, 1984. — С. 151—160.

129. *Kulik D. et al.* GEM-Selektor v.1.93b-PSI. — http://les.web.psi.ch/Software/GEMS-PSI, 2001.

130. *Secco L.* Crystal chemistry of Cr^{3+}-V^{3+}-rich clinopyroxenes / F. Martignago, A. Dal Negro, L.Z. Reznitskii, E.V. Sklyarov // American Mineralogist. — 2002. — Vol. 87. — P. 709—714.

131. *Мельниченко Б.Ф.* Состав флюидов при формировании щелочно-карбонатных метасоматитов Желтореченской структуры Северного Криворожья / Б.Ф. Мельниченко, Е.Н. Бартницкий, В.М. Скобелев // XII Всесоюз. симп. по стабильн. изотопам в геохимии: тез. докл. — М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. — С. 72—74.

132. *Мельниченко Б.Ф.* Ванадий в урановосных натриевых щелочных метасоматитах центральной части Украинского щита / Б.Ф. Мельниченко, В.Б. Коваль, В.А. Синицын, В.А. Степанов // Ванадий Украины. —К.: Отд-ние мор. геологии и осад. рудообразования НАН Украины. — 2009. — С. 43—85.

133. *Кореляційна* хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). Національний стратиграфічний комітет України. — К.: УкрДГРІ, 2004. — 31 с.

134. *Крамар О.О.* Дібровське родовище урану на Приазовському мегаблоці. Особливості будови, структурно-петрологічні умови локалізації та генезис / О.О. Крамар, В.М. Кулібаба // Геохімія та екологія. — 2008. — Вип. 16. — С. 37—50.

135. *Лысенко А.Ю.* Дибровское редкоземельно-торий-урановое рудопроявление на Украинском щите / А.Ю. Лысенко, Е.А. Зыков, А.Л. Фалькович [и др.] // Междунар. науч.-практ. конф. (15—17 сент. 2009 г., Киев): тез. докл. — К., 2009. — С. 83—86.

136. *Сватков А.Н.* Дибровское редкоземельно-торий-урановое оруденение на Украинском щите / А.Н. Сватков // Науч.-практ. конф. «Кировгеология-60 лет: история, достижения, перспективы» (22—23 нояб. 2007 г., Киев): тез. докл. — К., 2007. — С. 17—18.

137. *Лазаренко Є.К.* Курс мінералогії. — Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1959. — Ч. 2. — С. 298—304.

138. *Калашник А.А.* Геолого-структурные особенности Дибровского TR-U-Th рудопроявления Украинского щита / А.А. Калашник, А.В. Кузьмин // Наук. праці УкрНДМІ НАН України. — 2012. — № 10. — С. 173—185.

139. *Крамар О.О.* Геодинамическая обстановка, структурно-петрологические условия формирования и локализации Дибровского уран-ториевого рудопроявления / О.О. Крамар // Междунар. науч.-практ. конф. «Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение» (15—17 сент. 2009 г., Киев): тез. докл. — К., 2009. — С. 70—75.

140. *Сёмка В.А.* Дибровское редкоземельно-уран-ториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита / В.А. Сёмка, А.Н. Пономаренко, С.Н. Бондаренко [и др.] // Геохімія та рудоутворення. — 2010. — Вип. 28. — С. 48—76.

141. *Сёмка В.А.* Новый генетический тип редкоземельно-уран-ториевого оруденения в Украинском щите / В.А. Сёмка, А.Н. Пономаренко, С.Н. Бондаренко // Междунар. науч.-практ. конф. «Особенности развития минерально-сырьевой базы урана Украины, его добыча и обогащение» (15—17 сент. 2009 г., Киев): тез. докл. — К., 2009. — С. 76—78.

142. *Бетехтин А.Г.* Об экзогенных процессах образования рудных месторождений / А.Г. Бетехтин // Геология рудных месторождений — 1950. — № 6. — С. 5—26.

143. *Рафальский Р.П.* Физико-химические исследования условий образования урановых руд. — М.: Госатомиздат, 1963. — 148 с.

144. *Тугаринов А.И.* Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом / А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Е.В. Бибикова // Геохимия. — 1963. — № 3.

145. *Тугаринов А.И.* Проблемы геохронологии и ураноносности докембрия: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — М., 1964.

146. *Стратегические* минеральные ресурсы Украины для ядерной энергетики / Е.А. Кулиш, И.Л. Комов, В.Г. Яценко, О.А. Крамар [и др.]. — К.: Логос, 2010. — 285 с.

147. *Кичурчак В.М.* О разрезе сачкинско-приазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье) / В.М. Кичурчак, А.З. Бойко, Б.З. Берзенин // Геологический журнал. — 1991. — № 4. — С. 101—107.

148. *Возняк Д.К.* Індикаторне значення вторинних флюїдних включень з проміжною мінеральною фазою у кварці / Д.К. Возняк, В.М. Бельський, С.С. Остапенко // Мінералогічний журнал. — 2012. — № 4. — С. 34—40.

149. *Леммлейн Г.Г.* Классификация жидких включений в минералах / Записки Всесоюзного минералогического общества. — 1959. — № 2. — С. 137—143.

150. *Калюжний В.А.* Методи вивчення багатофазових включень у мінералах / В.А. Калюжний. — К.: Вид-во АН УРСР, 1960. — 168 с.

151. *Возняк Д.К.* Мікровключення та реконструкція умов ендогенного мінералоутворення / Д.К. Возняк. — К.: Наук. думка, 2007. — 280 с.

152. *Возняк Д.К.* Об условиях проникновения силикатного расплава в кварц апоскарнового кварцита сподумен-петалитового месторождения Надия (Украинский щит) /

Д.К. Возняк, А.А. Вишневский, С.С. Остапенко, С.Н. Бондаренко // VI Междунар. симп. «Минералогические музеи» 17—20 июня 2008 г. — СПб, 2008. — С. 172—174.

153. *Возняк Д·К.* Необычные образования силикатного стекла и кальцита вокруг взорванных включений золота в кварце Майского месторождения золота (Украинский щит) / Д.К. Возняк, С.С. Остапенко, А.А. Вишневский, С.Н. Бондаренко // XIII Всерос. конф. по термобарогеохимии совместно с IV симп. APIFIS (22—25 сент., 2008 г., Москва). — М.: ИГЕМ РАН, 2008. — С. 85—89.

154. *Возняк Д.К.* Особливості формування Дібровського REE-U-Th родовища на Українському щиті (за флюїдними включеннями у кварці) / Д.К. Возняк, О.О. Крамар, В.М. Бельський [и др.] // Мінерал. журн. — 2013. — Т. 35, № 4. — С. 44—55.

155. *Бельський В.М.* Умови формування REE родовища Діброва (Український щит) за результатами дослідження включень CO_2 гомогенного походження / В.М. Бельський // Мінералогічний збірник. — 2012. — № 62, вип. 2. — С. 269—273.

156. *Зонтов Н.С.* Новое в геологии и экономике сырьевой базы урана капиталистических стран / Н.С. Зонтов // Атомная энергия. — 1959. — Т. 6, вып. 6.

157. *Барсуков В.А.* Модели растворения урана в природных водах разного состава / В.А. Барсуков, М.В. Борисов // Геохимия. — 2003. — № 1. — С. 43—69.

158. *Возняк Д·К.* Нові визначальні ознаки уран-торій-рідкісноземельного зруденіння на Приазовському мегаблоці Українського щита / Д.К. Возняк, О.О. Крамар, В.М. Бельський // Зб. наук. праць Ін-ту геохімії навколиш. середовища НАН України. — 2012. — Вип. 20. — С. 125—129.

159. *Гречишников Н.П.* Отчет о поисково-разведочных работах партии № 17 Кировской экспедиции за 1961 г. Ч. 2 / Н.П. Гречишников, В.Г. Круглова [и др.] // Фонды КП «Кіровгеологія». — К.,1962.

160. *Киричек Б.Д.* Сводный отчет о поисково-разведочных работах на Николо-Козельском месторождении урана за 1959—1963 гг. / Б.Д. Киричек, Н.П. Гречишников [и др.] // Фонды КП «Кіровгеологія». — К., 1964.

161. *Котляр В.Н.* Геология месторождений урана / В.Н. Котляр. — М.: Госгеолтехиздат, 1961.

162. *Котляр В.Н.* Уран в древних конгломератах / В.Н. Котяр, А.И. Безгубов [и др.]. — М.: Госатомиздат, 1963.

163. *Пакульнис Г.В.* Месторождения урана типа «несогласия» района Атабаска (Канада) / Г.В. Пакульнис, М.В. Шумилин // Минеральное сырье. — М.: ВИМС, 2005. — № 17. — 102 с.

164. *Лавёров Н.П.* Зарубежные месторождения урана / Н.П. Лавёров, А.О. Смилктын, М.В. Шумилин. — М.: Недра, 1983. — 305 с.

165. *Геолого-геофизическая* модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского шита / Н.Я. Азаров [и др.]. — К.: Наук. думка, 2006. — 196 с.

166. *Державна* геологічна карта України масштабу 1:200 000 // Поясн. записка. — К., 2002. — 101 с.

167. *Яценко Г.М.* О новых находках органических остатков в глееватской свите криворожской серии Украинского щита / Г.М. Яценко, А.А. Ищенко, И.С. Паранько // Палеонтологический сборник. — 1988. — № 257. — С. 62—69.

168. *Яценко Г.М.* О формационном и стратиграфическом расчленении верхней части разреза Криворожской структуры / Г.М. Яценко, И.С. Паранько // Геологический журнал. — 1988. — № 5. — С. 96—104.

169. *Геологическая* история территории Украины. — К.: Наук. думка, 1983. — 185 с.

170. *Геология* Криворожских железорудных месторождений. Т. 1. — К.: Изд-во АН УССР, 1962. — 479 с.

171. *Бордунов И·Н·* Криворожско-Курская эвгеосинклиналь / И.Н. Бордунов. — К.: Наук. думка, 1983. — 303 с.

172. *Бордунов И.Н.* Геология Кременчугского железорудного района / И.Н. Бордунов. — К.: Наук. думка, 1964. — 217 с.

173. *Беседин В.В.* Обломок стенки трахеид из докембрийских пород Кривого Рога / В.В. Беседин // Сб. науч. тр. Криворож. горноруд. ин-та. — М., 1960. — Вып. 8. — С. 46—51.

174. *Ищенко А.М.* Про геологічний вік середньої світи криворізької серії / А.М. Ищенко // Доповіді АН УРСР. — 1957. — № 2. — С. 176—177.

175. *Тимофеев Б.В.* Микрофитофоссилии раннего докембрия / Б.В. Тимофеев. — Л., 1982. — 21 с.

176. *Белокрыс Л.С.* Растительные остатки из криворожского докембрия / Л.С. Белокрыс, Л.Ф. Мордовец // Доклады АН СССР. — 1968. — Т. 183, № 1. — С. 196—199.

177. *Вологдин А.Г.* Открытие остатков организмов в верхней свите криворожской серии докембрия Украины / А.Г. Вологдин, А.И. Стрыгин // Доклады АН СССР. — 1969. — Т. 188, № 2. — С. 446—449.

178. *Каляев Г.И.* Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии / Г.И. Каляев, А.М. Снежко // Геологический журнал. — 1973. — Т. 30, вып. 6. — С. 16—29.

179. *Сніжко А.М.* Знахідки онколітів і катаграфій у верхній світі криворізької серії / А.М. Сніжко // Доклады АН УССР. Сер. Б. — 1974. — № 7. — С. 595—599.

180. *Яценко Г.М.* О находках растительных остатков в породах криворожской серии / Г.М. Яценко, А.А. Ищенко, И.С. Паранько // Доклады АН СССР. — 1984. — № 2. — С. 450—454.

181. *Сковородников Е.А.* Стратиграфическое расчленение и корреляция ингулецкой и тетеревской гнейсовых толщ Украинского щита: автореф. дис. ... канд. геол-минерал. наук. — К., 1981. — 28 с.

182. *Геохронология* раннего докембрия Украинского шита. Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная [и др.]. — К.: Наук. думка, 2005. — 242 с.

183. *Ярощук М.А.* Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны / М.А. Ярощук. — К.: Наук. думка, 1983. — 223 с.

184. *Урановые* месторождения в вулкано-тектонических структурах / Л.П. Ищукова, А.А. Ашихмин, А.К. Константинов [и др.]. — М.: ВИМС, 2005. — 212 с.

185. *Reeve I.S.* Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit / I.S. Reeve, K.S. Cross, R.N. Smith // Geology and Mineral Deposits of Australia and Papua Nea Guinea. — 1990. — P. 1009—1035.

186. *Ярощук М.А.* Предпосылки обнаружения богатых урановых руд зон несогласия в пределах Украинского щита / М.А. Ярощук [и др.] // Сб. науч. тр. ИГОС НАН Украины. — 2007. — Вып. 15. — С. 151—160.

187. *Хатунцева А.Я.* Лептитовая формация северо-запада Украинского щита / А.Я. Хатунцева. — К.: Наук. думка, 1977. — 140 с.

188. *Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита / В.П. Бухарев. — К.: Наук. думка, 1992. — 152 с.

189. *Яценко Г.М.* Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, Д.С. Гурский, Ю.В. Сливко [и др.] — К.: УкрГГРИ, 2002. — 331 с.

190. *Науменко В.В.* Тектоно-магматическая активизация юго-западной части Восточно-Европейской платформы и смежных геосинклинальных систем и некоторые черты их эндогенной металлогении / В.В. Науменко / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — К., 1974. — 63 с.

191. *Мамаев М.Н.* Рудоносность позднедокембрийских образований юго-западного склона Украинского щита / М.Н. Мамаев // Советская геология. — 1984. — № 5. — С. 40—46.

192. *Субботин А.Г.* Формирование и преобразование рифейской урановой и сопутствующей минерализации в юго-западной части Восточно-Европейской платформы: автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. — К., 1992. — 21 с.

193. *Димитров Г.Х.* Структурно-геологические предпосылки открытия урановых месторождений в юго-западной части Украинского щита (Среднее Приднестровье) / Г.Х. Димитров // Сб. науч. тр. ИГОС НАН и МЧС Украины. — 2007. — Вып. 15. — С. 180—185.

194. *Сущук Е.Г.* Соотношение эндогенных и экзогенных процессов при формировании урановых концентраций в зоне рифей-вендского несогласия на западном склоне Украинского щита / Е.Г. Сущук // Сб. науч. тр. ИГОС НАН Украины и МЧС Украины. — 2007. — Вып. 15. — С. 169—175.

195. *Мельниченко Б.Ф.* Состав флюидов при формировании щелочно-карбонатных метасоматитов Желтореченской структуры Северного Криворожья / Б.Ф. Мельниченко, Е.Н. Бартницкий, В.М. Скобелев // XII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии: тез. докл. — М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. — С. 72—74.

196. *Бутурлинов Н.В.* Магматизм грабенообразных прогибов Восточно-Европейской платформы в фанерозое: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Донецк, 1979. — 52 с.

197. *Бутурлинов Н.В.* Дайковые породы и их роль в минерагении Приазовья / Н.В. Бутурлинов, В.А. Корчемагин, В.А. Куженко, Н.Н. Шаталов // Геологический журнал. — 1980. — Т. 40, № 3. — С. 127—132.

198. *Айзенверг Д.Е.* Стратиграфия девонских отложений Донецкого бассейна / Д.Е. Айзенверг, П.К. Лагутин // Сб. тр. памяти Л.И. Латугина. — М., 1967. — С. 55—59.

199. *Метаморфические* комплексы восточной окраины и склона Украинского щита / В.В. Закруткин, Е.А. Кулиш, А.В. Зайцев, Р.М. Полуновский. — К.: Наук. думка, 1990. — 252 с.

200. *Нечаев С.В.* Минерализация Волновахской зоны разломов / С.В. Нечаев. — К.: Наук. думка, 1970.

201. *Радзивилл А.Я.* Углеродистые формации и тектоно-магматические структуры Украинского щита / А.Я. Радзивилл. — К.: Наук. думка, 1994. — 172 с.

202. *Гойжевский А.А.* Тектоно-магматическая активизация регионов Украины / А.А. Гойжевский, В.В. Науменко, В.И. Скаржинский. — К.: Наук. думка, 1977. — 120 с.

203. *Семененко Н.П.* Связь мезозойского платформенного вулканизма с зонами активизации докембрия Северного Криворожья / Н.П. Семененко, Э.А. Ярощук, Ю.Ф. Великанов [и др.] // Геохимия и рудообразование. — 1985. — № 13. — С. 3—13.

204. *Тихонов В.А.* Брекчиевая трубка в Северном Криворожье / В.А. Тихонов, В.С. Карпенко, А.Р. Кудлаев [и др.] // Геология рудных месторождений. — 1968. — Т. 10, № 3. — С. 17—28.

205. *Бутырин В.К.* Перспективы целенаправленного изучения состава и металлоносности «линейных кор выветривания» при проведении региональных геологических исследований / В.К. Бутырин, А.А. Юшин // IV наук.-вироб. нарада геологів-зйомщиків України «Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита», м. Кривий Ріг, 8—12 жовт. 2007 р.: матеріали. — Дніпропетровськ, 2007. — С. 134—137.

206. *Дерябин Н.И.* Рудоконтролирующие флюидизитовые зоны докембрия Украины / Н.И. Дерябин, У.З. Науменко // Наук.-техн. нарада «Геологія і генезис рудних родовищ України: сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення», Київ, 27—29 квіт. 2004 р.: матеріали. — К.: УкрДГРІ, 2004. — С. 44—45.

207. *Дерябин Н.И.* Флюидизитовые зоны и поиски руд / Н.И. Дерябин // IV наук.-вироб. нарада геологів-зйомщиків України «Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита», м. Кривий Ріг, 8—12 жовт. 2007 р.: матеріали. — Дніпропетровськ, 2007. — С. 117—118.

208. *Яценко Г.М.* Флюидизитно-эксплозивный рудогенез юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, В.Г. Яценко, О.В. Гайовский // Наук.-техн. нарада «Геологія і генезис рудних родовищ України: сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення», Київ, 27—29 квіт. 2004 р.: матеріали. — К.: УкрДГРІ, 2004. — С. 41—44.

209. *Яценко В.Г.* Металогенія золота східної частини Кіровоградського блока і Криворіжжя / В.Г. Яценко, Г.М. Яценко, Е.М. Сливко [та ін.] // IV наук.-вироб. нарада геологів-зйомщиків України «Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита», м. Кривий Ріг, 8—12 жовт. 2007 р.: матеріали. — Дніпропетровськ, 2007. — С. 112—130.

210. *Ярощук М.А.* Перспективы комплексного оруденения в зоне контакта саксаганской и гданцевской свит в Кривбассе / М.А. Ярощук, А.А. Юшин, А.В. Вайло // Науковий вісник Дніпропетровського національного гірничого університету. — 2003. — № 9. — С. 31—33.

211. *Мордовец Л.Ф.* Андезиты и гиалоандезиты Северного Криворожья / Л.Ф. Мордовец, М.П. Кузнецова, М.А. Герра-Гарсиа [и др.] // Доклады АН СССР. — 1974. — Т. 216, № 1. — С. 162—165.

212. *Мордовец Л.Ф.* Субвулканические породы платформенного типа в Криворожско-Кременчугской зоне / Л.Ф. Мордовец, Л.Г. Ефименко, В.Н. Трощенко [и др.] // Советская геология. — 1974. — № 10. — С. 148—152.

213. *Рябенко В.А.* Рифей України / В.А. Рябенко, Т.П. Міхницька. — К.: ІГН НАН України, 2000. — 177 с.

214. *Науменко В.В.* Эндогенное оруденение в эпоху тектоно-магматической активизации Европы / В.В. Науменко. — К.: Наук. думка, 1982. — 216 с.

215. *Ярощук М.А.* Диафториты юго-западной части Украинского щита и их рудоносность / М.А. Ярощук, Э.А. Ярощук // Геология рудных месторождений. — 1989. — № 3. — С. 74—81.

216. *Ярощук М.А.* Проявления лампрофирового дайкового магматизма и признаки алмазоносности обрамления Бандуровского выступа Среднего Побужья / М.А. Ярощук, Р.М. Довгань // Геологія та магматизм докембрію Українського щита. — К., 2000. — С. 242—244.

217. *Ярощук М.А.* Савранское золоторудное поле Голованевской гнейсо-гранулитовой зоны Украинского щита / М.А. Ярощук, А.В. Вайло. — К.: Карбон, 1998. — 65 с.

218. *Ярощук М.А.* Жильные турмалиновые граниты золоторудных проявлений Побужского района Украинского щита / М.А. Ярощук, Т.В. Дудар, Г.А. Шварц, А.А. Питаде // Минералогический журнал. — 1995. — № 5. — С. 18—25.

219. *Ярощук М.А.* Предпосылки выявления платиноидо-золотооруденения в Савранском рудном поле Побужского района / М.А. Ярощук, А.А. Юшин // Конф. «XXI столетие: проблемы и перспективы освоения месторождений полезных ископаемых»: тез. докл. — К., 1998. — Т. 1. — С. 124—126.

220. *Ярощук М.А.* Перспективы проявлений комплексного оруденения контакта саксаганской и гданцевской свит в Кривбассе / М.А. Ярощук, А.А. Юшин, А.В. Вайло // Науковий вісник Дніпропетровського національного гірничого університету. — 2003. — № 9. — С. 31—33.

221. *Ярощук М.А.* Металлогения и прогнозная оценка перспектив комплексного оруденения гнейсо-гранулитовых областей юго-западной части Украинского щита / М.А. Ярощук, А.А. Юшин, А.В. Вайло // Конф. «Геологія та генезис рудних родовищ України: сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення»: матеріали. — К., 2004. — С. 29—32.

222. *Металлогения* фанерозоя платформенной части Украины / А.А. Гойжевский, В.И. Скаржинский, В.А. Шумлянский [и др.]. — К.: Наук. думка, 1984. — 202 с.

223. *Подземное* и кучное выщелачивание урана, золота и других металлов. Т. 1: Уран. — М.: Издат. дом «Руда и металлы», 2005. — 408 с.

224. *Кисляков Я.М.* Гидрогенное рудообразование / Я.М. Кисляков, В.Н. Щёточкин. — М.: ЗАО «Геоинформарк», 2000. — 608 с.

225. *Шумлянский В.А.* Гидрогенное рудообразование в фанерозое Украины / В.А. Шумлянский, Е.Г. Сущук [и др.] // Геохимия и экология. — 2003. — Вып. 8. — С. 82—105.

226. *Моніторинг* природного середовища після добування урану способом підземного вилуговування / В. Шумлянський, М. Макаренко, В. Синчук [та ін.]. — К.: Логос, 2007. — 212 с.

227. *Максимова М.Ф.* Пластово-инфильтрационное рудообразование / М.Ф. Максимова, Е.М. Шмариович. — М.: Недра, 1993. — 160 с.

228. *Bakarjiev A. Ch.* The exploration of uranium deposits of Ukraine by the ISL meted / A.Ch. Bakarjiev, N.N. Makarenko // Changes and events in uranium deposits development. — Vienna: IAEA, 1997. — P. 297—305.

229. *Шумлянский В.А.* Экзогенная металлогения урана в Украине / В.А. Шумлянский, А.Х. Бакаржиев, Н.Н. Макаренко // Геохимия и экология. — 2002. — Вып. 5—6. — С. 218—226.

230. *Великанов В.А.* Венд Украины / В.А. Великанов, Е.А. Асеева, М.А. Федонкин. — К.: Наук. думка, 1983. — 187 с.

231. *Шумлянский В.А.* Хрустовская свита в разрезе верхнего протерозоя Северо-Западного Причерноморья / В.А. Шумлянский, Т.В. Дудар, Е.И. Деревская // Доклады АН УССР. Сер. Б. — 1989. — № 12. — С. 22—25.

232. *Шумлянский В.А.* Новые данные о металлогении вендских образований чехла юго-западной окраины Русской платформы / В.А. Шумлянский, В.Д. Соколов // Доклады АН СССР. — 1989. — Т. 305, № 1. — С. 187—191.

233. *Шумлянский В.А.* Рудообразование в условиях катагенеза и метагенеза / В.А. Шумлянский, Т.В. Дудар, Е.Г. Сущук [и др.] // Геологический журнал. — 1990. — № 2. — С. 34—44.

234. *Шумлянский В.А.* Основные типы концентрации урана в позднепротерозойских образованиях платформенного чехла на юго-западном склоне Украинского щита / В.А. Шумлянский [и др.] // Материалы по геологии урана, редких и редкоземельных металлов. — 1990. — Вып. 22. — С. 76—83.

235. *Канана Я.Ф.* Вертикальная зональность и палеотемпературы регионального метаморфизма органического вещества / Я.Ф. Канана // Геологический журнал. — 1985. — № 6. — С. 69—73.

236. *Шумлянский В.А.* Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины / В.А. Шумлянский. — К.: Наук. думка, 1983. — 220 с.

237. *Шумлянский В.А.* Радиоактивные элементы в процессах мезозойского осадконакопления и эпигенеза осадочных толщ / В.А. Шумлянский, И.П. Сергеев, Е.Г. Сущук, Б.Ф. Мельниченко / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — К., 1981. — 49 с.

238. *Шевченко О.Е.* Рудообразование ранних стадий литогенеза / Е. Шевченко. — К.: Наук. думка, 1987. — 143 с.

239. *Страхов Н.М.* Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии / Н.М. Страхов, Э.Г. Залманзон // Известия АН СССР. Сер. геол. — 1955. — № 1. — С. 34—51.

240. *Данчев В.И.* Вопросы теории экзогенного уранового рудообразования / В.И. Данчев, С.Д. Лепкий, Е.Г. Сущук [и др.] / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — К., 1984. — 53 с.

241. *Расулова С.Д.* Экспериментальное изучение механизма осаждения урана в процессе осадкообразования / С.Д. Расулова, А.В. Коченов // Конф. «Радиоактивные элементы в геологических процессах»: тез. докл. — Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1975. — С. 161—162.

242. *Бондарчук В.Г.* Основные вопросы тектоорогении / В.Г. Бондарчук. — К.: Изд-во АН УССР, 1961. — 382 с.

243. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / В.П. Философов. — Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1975. — 232 с.

244. *Верховцев В.Г.* Основні принципи складання карти новітньої тектоніки Українського щита та його схилів масштабу 1:500 000 за морфографічними, морфометричними і аерокосмічними даними: термінологія, методи та методичні прийоми, класифікаційні та інші аспекти дослідження / В.Г. Верховцев, Ю.В. Юськів // Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист. — 2011. — Вип. 3. — С. 63—76.

245. *Блоковая* тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена (в связи с нефтегазоносностью) / И.И. Чебаненко, А.В. Чекунов, В.П. Клочко [и др.]; под. ред. И.И. Чебаненко, Н.М. Гавриленко, В.П. Клочко. — К.: Наук. думка, 1991. — 156 с.

246. *Верховцев В.Г.* Системы разломов платформенной части территории Украины (опыт тектонофизической интерпретации) / В.Г. Верховцев, Т.А. Знаменская, И.И. Чебаненко // Геологічний журнал. — 1994. — № 4—6. — С. 115—127.

247. *Верховцев В.Г.* Динамика развития активных на новейшем этапе платформенных геоструктур Украины / В.Г. Верховцев // Геологічний журнал. — 2004. — № 2. — С. 66—72.

248. *Верховцев В.Г.* Активные на новейшем этапе развития линейные геоструктуры Украины (результаты исследований масштабов 1:500 000—1:1 000 000) / В.Г. Верховцев // Геологічний журнал. — 2004. — № 3. — С. 59—66.

249. *Геотектоника* Волыно-Подолии / И.И. Чебаненко, И.В. Вишняков, Б.И. Власов [и др.]; под ред. И.И. Чебаненко. — К.: Наук. думка, 1990. — 244 с.

250. *Тектоника* Северного Причерноморья / И.И. Чебаненко, Ю.М. Довгаль, Т.А. Знаменская [и др.]; под ред. И.И. Чебаненко. — К.: Наук. думка, 1988. — 164 с.

251. *Докембрийские* структуры по данным аэрокосмических и наземных геологических исследований / Н.П. Гречишников, С.С. Быстревская, Г.П. Еремеев [и др.]. — К.: Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР, 1983. — 64 с.

252. *Космическая* информация в геологии / Г.И. Волчкова, Н.В. Лукина, В.И. Макаров [и др.]. — М.: Недра, 1983. — 534 с.

253. *Космическая* карта СССР м-ба 1:2 500 000; под ред. Е.А. Козловского. — М.: Мингео СССР, 1984.

254. *Космогеология* СССР / Н.С. Афанасьева, В.И. Башилов, В.И. Брюханов; под ред. В.И. Брюханова, Н.В. Межеловского. — М.: Недра, 1987. — 240 с.

255. *Палиенко В.П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины / В.П. Палиенко. — К.: Наук. думка, 1992. — 116 с.

256. *Багатоспектральні* методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування; за ред. В.І. Лялька, М.О. Попова. — К.: Наук. думка, 2006. — 357 с.

257. *Основы* линеаментной тектоники / Я.Г. Кац, А.И. Полетаев, Э.Ф. Румянцева. — М.: Недра, 1986. — 140 с.

258. *Верховцев В.Г.* Новітні платформні геоструктури України та динаміка їх розвитку: автореф. дис. ... д-ра геол. наук / В.Г. Верховцев. — К., 2008. — 36 с.

259. *Макаров В.И.* Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов) / В.И. Макаров // Исследование Земли из космоса. — 1981. — № 4. — С. 109—115.

260. *Веремьев П.С.* Геологическая природа космографических линеаментов (по материалам Украинского щита) / П.С. Веремьев // Геологический журнал. — 1986. — Т. 46, № 5. — С. 3 —11.

261. *Тектоническая* карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР (с использованием материалов космической сьемки). — 1:500 000; гл. ред. Н.А. Крылов. — К.: ГКП ЦТЭ, 1987.

262. *Чебаненко И.И.* Тектонические аспекты развития сквозных глубинных рудоконцентрирующих структур юго-восточной части УССР / И.И. Чебаненко, В.П. Бобров, В.Г. Верховцев [и др.] // Сб. науч. тр. «Сквозные рудоконцентрирующие структуры». — М.: Наука, 1989. — С. 104—110.

263. *Верховцев В.Г.* Опыт проведения крупномасштабных аэрокосмотектонических исследований (на примере Мариупольско-Стародубовского эталонного участка) / В.Г. Верховцев // Тектоника и стратиграфия. — 1989. — Вып. 30. — С. 6—12.

264. *Верховцев В.Г.* Линейные и кольцевые морфоструктуры междуречья Припять—Уж—Тетерев (в пределах 30-километровой зоны Чернобыльской АЭС) / В.Г. Верховцев, И.С. Потапчук, Л.Ф. Верховцева [и др.] // Тектоника и стратиграфия. — 1993. — Вып. 33. — С. 37—41.

265. *Верховцев В.Г.* Новейшая тектоника района размещения Южно-Украинского энергокомплекса / В.Г. Верховцев, О.В. Титаренко // Геолог України. — 2008. — № 3. — С. 58—66.

266. *Котляр О.Ю.* Виявлення критеріїв сучасного положення південно-західної межі Східноєвропейської платформи за даними дистанційного зондування Землі / О.Ю. Котляр, В.Г. Верховцев // Геологічний журнал. — 2009. — № 3 — С. 58—63.

267. *Тектоника* платформенной части УССР и зоны Крымо-Карпатских складчатых структур: отчет / Ин-т геол. наук АН УССР. — К., 1990. — 164 с.

268. *Розломна* тектоніка України і локалізація корисних копалин (Український щит та Азово-Чорноморський регіон) / І.І. Чебаненко, О.І. Слензак, В.Я. Радзівіл [та ін.]: звіт / Ін-т геол. наук НАН України. — № ДР 01.9.1002.4949. — К., 1995. — 202 с.

269. *Динаміка* геоструктур України та загальні закономірності розміщення корисних копалин / О.І. Слензак, В.Я. Радзівіл, В.Г. Верховцев [та ін.]: звіт / Ін-т геол. наук НАН України. — № ДР 0198U003815. — К., 1999. — 218 с.

270. *Зони* тектонічної активізації геоструктур України в зв'язку з передбаченням екологонебезпечних процесів і прогнозуванням деяких видів корисних копалин / В.Я. Радзівіл, В.Г. Верховцев, І.С. Потапчук [та ін.]: звіт / Ін-т геол. наук НАН України. — № ДР 0204U006917. — К., 2004. — 346 с.

271. *Розломні* геоструктури Українського щита та його схилів, їх просторово-часові співвідношення і новітня активізація / В.Г. Верховцев, І.С. Потапчук, М.М. Шаталов [та ін.]: звіт / Ін-т геол. наук НАН України. — № ДР 0105U001004. — К., 2009. — 250 с.

272. *Ежов Б.В.* Морфотектоника геодинамических систем центрального типа (новая глобальная концепция) / Б.В. Ежов, Г.И. Худяков. — Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984. — 129 с.

273. *Кольцевые* структуры Земли: миф или реальность / Я.Г. Кац, В.В. Козлов, А.И. Полетаев [и др.]. — М.: Наука, 1989. — 188 с.

274. *Буш В.А.* Проблемы кольцевых структур Земли // Итоги науки и техники. Общая геология. — М.: ВИНИТИ, 1986. — Т. 2. — 116 с.

275. *Зайченко В.Ю.* О природе кольцевых аномалий, фиксируемых дистанционными методами / В.Ю. Зайченко, О.Л. Кузнецов, Г.П. Попсуй-Шапко // Советская геология. — 1981. — № 1. — С. 98—105.

276. *Порошин С.В.* Кольцевые структуры по данным дешифрирования космических снимков / С.В. Порошин // Известия вузов. Геология и разведка. — 1980. — № 9. — С. 18—25.

277. *Балуев В.С.* Дуговые и кольцевые структуры Приазовского блока Украинского щита и их минерагеническая роль / В.С. Балуев // Геологический журнал. — 1986. — Т. 54. — С. 24—36.

278. *Тектоно-магматические* структуры неогена (Региональная геотектоника Украины) / А.Я. Радзивилл, В.Я. Радзивил, В.С. Токовенко [и др.]. — К.: Наук. думка, 1986. — 160 с.

279. *Соловьев В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа: (объясн. записка к карте морфоструктур центр. типа территории СССР м-ба 1:10 000 000. — М.: ВСЕГЕИ, 1978. — 110 с.

280. *Верховцев В.Г.* О классификации кольцевых структур по латеральным размерам и глубине заложения / В.Г. Верховцев // Тектоника и стратиграфия. — 1992. — Вып. 32. — С. 3—5.

281. *Гинтов О.Б.* Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития / О.Б. Гинтов. — К.: Наук. думка, 1978. — 164 с.

282. *Буш В.А.* Генетические типы кольцевых структур континентов / В.А. Буш, В.Н. Брюханов, Я.Г. Кац [и др.] // Бюллетень Московского об-ва испытателей природы. Отд-ние геол. — 1985. — № 4. — С. 12—23.

283. *Ли-Сы-Гуан.* Вихревые структуры Северо-Западного Китая / Ли-Сы-Гуан. — М.: Гос-геол. техиздат, 1968. — 129 с.

284. *Слензак О.И.* Вихревые системы литосферы и структуры докембрия / О.И. Слензак. — К.: Наук. думка, 1972. — 184 с.

285. *Слензак О.И.* Структуры пересечения парных метаморфических поясов докембрия / О.И. Слензак. — К.: Наук. думка, 1978. — 112 с.

286. *Слензак О.И.* Локальные структуры зон напряжений докембрия / О.И. Слензак. — К.: Наук. думка, 1984. — 104 с.

287. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. — Л.: Недра, 1979. — 265 с.

288. *Крупський Ю.З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України / Ю.З. Крупський. — К.: УкрДГРІ, 2001. — 144 с.

289. *Верховцев В.Г.* Применение неотектонических исследований при поисках газовых месторождений на малых глубинах (на примере Локачинского месторождения) / В.Г. Верховцев // Тектоніка і стратиграфія. — 2007. — Вип. 35. — С. 31—40.

290. *Верховцев В.Г.* Пошук підземних вод тріщинного типу на основі неотектонічних досліджень (на прикладі Нікопольської еталонної ділянки) / В.Г. Верховцев // Геологічний журнал. — 2006. — № 4. — С. 68—81.

291. *Верховцев В.Г.* Нафтогазоносність приазовської частини південного схилу Українського щита: напрямки пошуків, перспективи приросту запасів та відкриття нових родовищ / В.Г. Верховцев, М.І. Євдощук, В.П. Клочко [та ін.] // Доповіді НАН України. — 2007. — № 2. — С. 112—116.

292. *Карта* разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической сьемки). — 1:1 000 000; гл. ред. Н.А. Крылов. — К.: ЦТЭ ГлавКГУ «Укргеология», 1988.

293. *Верховцев В.Г.* Методика и результаты выявления суммарных амплитуд четвертичных движений земной коры в пределах 30-километровой зоны Чернобыльской АЭС / В.Г. Верховцев, И.С. Потапчук, В.Г. Краснобрыжев [и др.] // Тектоника и стратиграфия. — 1993. — Вып. 33. — С. 33—37.

294. *Верховцев В.Г.* Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими геоструктурами / В.Г. Верховцев // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання: зб. наук. праць. — К.: ВПЦ «Київський ун-т», 2006. — С. 129—137.

295. *Потапчук И.С.* Новые данные о разрывных нарушениях четвертичного возраста на северном побережье Азовского моря / И.С. Потапчук, В.М. Мацуй, В.Г. Верховцев // Геологічний журнал. — 1985. — Т. 45, № 3. — С. 128—131.

296. *Верховцев В.Г.* Активные на новейшем этапе развития кольцевые макро-, мезо- и министруктуры Украины (результаты исследований масштабов 1:500 000—1:1 000 000) / В.Г. Верховцев // Геологічний журнал. — 2004. — № 4. — С. 78—85.

297. *Верховцев В.Г.* Кольцевые структуры Приазовского блока Украинского щита / В.Г. Верховцев, П.С. Веремьев, Н.Н. Шаталов // Кольцевые исследования геологических объектов литосферы. — Ташкент: Фан, 1988. — С. 37—47.

298. *Гаврилов А.А.* Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа / А.А. Гаврилов. — Владивосток: Дальнаука, 1993. — 328 с.

299. *Платформенные* структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность; под ред. Н.П. Семененко. — К.: Наук. думка, 1972. — 294 с.

300. *Металлогения* Украины и Молдавии; под ред. Я.Н. Белевцева. — К.: Наук. думка, 1974. — 507 с.

301. *Геология* и металлогения докембрия Украинского щита: комплект карт масштаба 1:1 000 000 (геологическая, геологических формаций, метаморфических фаций, разломно-блоковой тектоники, геохимическая и металлогеническая); гл. ред. Н.П. Сторчак. — К.: ЦТЭ Мингео УССР, 1984.

302. *Геология* и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы, масштаб 1:1 000 000: комплект карт (схема глубинного строения литосферы, структурно-формационная карта, карта структурного районирования, металлогеническая карта); гл. ред. А.И. Зарицкий. — К.: ГГП «Геопрогноз», 1992.

303. *Комплексна* металогенічна карта України. — 1:1 000 000. Поясн. записка / А.С. Войковський, Л.В. Бочай, С.В. Нечаєв [та ін.]. — К.: УкрДГРІ, 2002. — 336 с.

304. *Вольфсон Ф.И.* Структуры рудных полей и месторождений / Ф.И. Вольфсон, П.Д Яковлев. — М.: Недра, 1975. — 271 с.

305. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа / А.Д. Щеглов. — М.: Недра, 1980. — 431 с.

306. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых / В.И. Смирнов. — М.: Недра, 1982. — 669 с.

307. *Геологическая* карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1:500 000. Объясн. записка; гл. ред. Н.П. Щербак. — К.: ЦТЭ Мингео УССР, 1983. — 101 с.

308. *Карта* кольцевых и линейных структур Украинской ССР (по материалам космических схемок) в м-бе 1:1 000 000. — К.: Мингео УССР, 1987.

309. *Тектоническая* карта Украинской ССР и Молдавской ССР. — 1:1 000 000; гл. ред. В.В. Глушко. — К.: ГКП ЦТЭ, 1988.

310. *Тектонічна* карта України. — 1:1 000 000; відп. ред. Д.С. Гурський. — К.: УкрДГРІ, 2007.

311. *Атлас* родовищ нафти і газу. Т. 1—3: Східний нафтогазоносний регіон; за заг. ред. М.М. Іванюти, В.О. Федишина, Б.І. Денеги, Ю.О. Арсірія, Я.Г. Лазарука. — Львів: Центр Європи, 1998. — 1416 с.

312. *Атлас* родовищ нафти і газу. Т. 4, 5: Західний нафтогазоносний регіон; за заг. ред. М.М. Іванюти, В.О. Федишина, Б.І. Денеги, Ю.О. Арсірія, Я.Г. Лазарука. — Львів: Центр Європи, 1998. — 705 с.

313. *Атлас* родовищ нафти і газу. Т. 6: Південний нафтогазоносний регіон; за заг. ред. М.М. Іванюти, В.О. Федишина, Б.І. Денеги, Ю.О. Арсірія, Я.Г. Лазарука. — Львів: Центр Європи, 1998. — 226 с.

314. *Верховцев В.Г.* Прикладные (поисковые и инженерно-геологические) аспекты изучения платформенных геоструктур Украины / В.Г. Верховцев // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. — 2005. — № 3. — С. 80—92.

315. *Верховцев В.Г.* Прикладні аспекти неотектонічних досліджень на основі структурно-геоморфологічних методів / В.Г. Верховцев // Сучасний стан та перспективи розвитку геоморфології, неотектоніки, геології та палеогеографії: Наук. конф. до 90-річчя проф. П.К. Заморія: матеріали. — К.: ВПЦ «Київ. ун-т», 1996. — С. 44—46.

316. *Рябенко В.А.* Морфология и условия формирования гранитогнейсовых куполов Украинского щита / В.А. Рябенко, О.Д. Моськина // Геологический журнал. — 1985. — Т. 45. — С. 53—63.

317. *Карта* современных вертикальних движений земной коры Восточной Европы. — 1:2 500 000; под ред. Ю.А. Мещерякова. — М.: ГУГК, 1973.

318. *Бугаенко В.Н.* Этапы активизации сквозных субмеридиональных рудоконтролирующих структур юго-запада Восточно-Европейской платформы / В.Н. Бугаенко, В.В. Науменко, Н.П. Семенюк // Сквозные рудоконцентрирующие структуры. — М.: Наука, 1989. — С. 110—116.

319. *Семенюк М.П.* Регіональні структурні критерії розміщення уранових родовищ Кіровоградського блока (за матеріалами аерокосмічних зйомок та морфоструктурного аналізу) / М.П. Семенюк // Зб. наук. праць ІГНС НАН та МНС України. — К., 2003. — Вип. 8. — С. 258—266.

320. *Комаров А.Н.* О новом типе разрывных нарушений в докембрии Украинского щита / 1-е Республ. тектон. совещ. «Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых»: тез. докл. — К.: Наук. думка, 1971. — С. 40—42.

321. *Комаров А.Н.* Новый генетический тип куполов в докембрии Украинского щита / А.Н. Комаров, В.Н. Вербицкий, Ф.Я. Прытков // Геологічний журнал. — 1986. — № 4. — С. 106—112.

322. *Белевцев Я.Н.* Геолого-структурные и физико-химические условия образования месторождений редкометальных альбититов по геологическим и экспериментальным данным / Я.Н. Белевцев, Н.П. Гречишников // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. — М.: Наука, 1978. — С. 98—110.

323. *Семенюк М.П.* Криничуватсько-Краснопільська морфоструктура — новий структурний елемент Кіровоградського блока / М.П. Семенюк // Доповіді АН УРСР. Сер. Б. — 1984. — № 12. — С. 24—27.

324. *Крамар О.А.* Изучение роли физико-механических свойств пород в локализации метасоматитов / О.А. Крамар // Методы изучения докембрийских рудоносных структур и площадей / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — К., 1984. — С. 17—28.

325. *Геодинамика* Новоукраинского гранитогнейсового купола Украинского щита в мезо-кайнозое / Гранитогнейсовые купола // Всесоюз. совещ. «Гранитогнейсовые купола»: тез. докл. — Иркутск, 1983. — С. 82—83.

326. *Возняк Д.К.* Анатомія та орієнтовний вік радіоактивних мінералів-включень (на прикладі топазу пегматитів Волині) / Д.К. Возняк, С.С. Остапенко, В.І. Павлишин [та ін.] // Мінералогічний журнал. — 1998. — Т. 20, № 5. — С. 20—31.

327. *Комаров А.Н.* Редкометальные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита / А.Н. Комаров // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. — М.: Наука, 1981. — С. 74—81.

328. *Щербак Д.Н.* Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита / Д.Н. Щербак, А.Н. Пономаренко, И.Д. Макаренко // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 74—88.

329. *Эндогенное* оруденение древних щитов; отв. ред. В.И. Казанский. — М.: Наука, 1978. — 197 с.

330. *Коваленко Г.* Радиоэкология Украины / Г. Коваленко, К. Рудя. — К.: ИПЦ «Киев. Ун-т», 2001. — 166 с.

331. *Еремеев И.С.* Автоматизированные системы радиационного мониторинга окружающей среды / И.С. Еремеев. — К.: Наук. думка, 1990. — 256 с.

332. *Коган Р.М.* Основы гамма-спектрометрии природных сред / Р.М. Коган, И.М. Назаров, Ш.Д. Фридман. — М.: Атомиздат, 1969. — 468 с.

333. *Яноши Л.* Теория и практика обработки результатов измерений: пер. с англ. Н.П. Клепикова. — 2-е изд. / Л. Яноши. — М.: Мир, 1968. — 464 с.

334. *Израэль Ю.А.* Глобальная система наблюдений. Прогноз и оценка измерений состояния окружающей природной среды. Основы мониторинга / Ю.А. Израэль // Метеорология и гидрология. — 1974. — № 7. — С. 3—8.

335. *Техническая* инструкция по аэрогамма-спектрометрической съемке. — М.: Мингео СССР, 1977. — 188 с.

336. *Вавилин Л.Н.* Аэрогамма-спектрометрия в геологии / Л.Н. Вавилин, В.П. Воробьев, А.В. Ефимов. — Л.: Недра, 1982. — 271 с.

337. *Иванов А.Г.* Физика в разведке земных недр / А.Г. Иванов. — М.: Недра, 1971. — 200 с.

338. *Филиппов Е.М.* Ядерная разведка полезных ископаемых: справочник / Е.М. Филиппов. — К.: Наук. думка, 1978. — 586 с.

339. *Витько В.И.* Система радиационного мониторинга «ГАММА-1»: достижения и проблемы / В.И. Витько, Л.И. Гончарова, Г.Д. Коваленко // Ядерные и радиационные технологии. — 2003. — Т. 3, № 1. — С. 59—69.

340. *Нагля В.В.* Радиометрические и ядернофизические методы разведки / В.В. Нагля, Л.И. Овчинников. — М.: Недра, 1982. — 343 с.

341. *Гольданский В.И.* Статистика отсчетов при регистрации ядерных частиц / В.И. Гольданский, А.В. Куценко, М.И. Подгорецкий. — М.: Госиздат. физ.-мат. лит., 1959. — 412 с.

342. *Фесенко А.И.* Разработка алгоритма восстановления плотности поверхностных радиационных источников по данным гамма-аэросъемки с использованием сцинтилляционного детектора на одном кристалле: отчет. — М.: ИНЭКО, 1986. — 109 с.

343. *Клещенок В.В.* Выбор наиболее эффективных алгоритмов решения обратных задач для восстановления плотности поверхностных радиационных источников по данным гамма-аэросъемки с использованием сцинтилляционного детектора: отчет. — М.: ИНЭКО, 1987. —122 с.

344. *Корн Г.* Справочник по математике / Г. Корн, Т. Корн. — М.: Наука, 1984. — 832 с.

345. *Хмелевский В.К.* Краткий курс разведочной геофизики / В.К. Хмелевский. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. — 288 с.

346. *Ядерная* геофизика при исследовании нефтяных месторождений / Ф.А. Алексеев, И.В. Головацкая, Ю.А. Гулин [и др.]. — М.: Недра, 1978. — 360 с.

347. *Макаренко Н.Н.* Оценка природных и техногенных факторов загрязнений подземных и поверхностных вод природными радионуклидами вокруг урановых месторождений Украины / Н.Н. Макаренко // Информационный бюллетень о состоянии геологической среды Украины в 1998 г. — К.: УкрГГРИ, 2000. — Вып. 17. — С. 102—111.

348. *Оценка* экологических условий формирования водных ресурсов Волыни / Н.Н. Макаренко, А.Х. Бакаржиев, И.А. Купенко [и др.] // Научный вестник Волынского государственного университета им. Леси Украинки. — 2004. — № 1. — С. 1—10.

349. *Почтаренко В.И.* Ландшафтно-геохимическая карта Украины масштаба 1:1 500 000 / В.И. Почтаренко, В.П. Иванченко; под ред. А.И. Зарицкого. — 1994.

350. *Глубинные* геохимические поиски урановых и редкометальных месторождений по вторичным ореолам подвижных форм элементов / Н.Н. Макаренко, Н.И. Попов, А.И. Ярмолюк [и др.] // Редкие металлы Украины — взгляд в будущее. — К., 2001. — С. 67—78.

351. *Кулиш Е.А.* Прогноз урановой, ториевой и редкометальной минерализации по комплексу геофизических и геохимических методов / Е.А. Кулиш, Н.Н. Макаренко, И.Л. Комов, П.И. Диденко // Разведка и охрана недр. — 2007. — № 6. — С. 32—42.

352. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта / А.И. Перельман. — М.: Высш. шк., 1966.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА (*Г.В. Лисиченко, В.Г. Верховцев*) 5

РОЗДІЛ 1. **МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННА БАЗА УРАНОВОЇ ПРОМИСЛОВОСТІ УКРАЇНИ І СВІТУ** (*Г.В. Лисиченко, В.Г. Верховцев, О.В. Маківчук*) 7

1.1. Ресурси та запаси урану 8
1.2. Видобування та виробництво урану 14
1.3. Технології видобування та збагачення урану 16
1.4. Ядерна енергетика 17
1.5. Вартість урану 18
1.6. Оцінка сировинного потенціалу урану України (*О.В. Маківчук, В.Г. Верховцев*) 19

РОЗДІЛ 2. **УРАНОВЕ І КОМПЛЕКСНЕ УРАНОВЕ ЗРУДЕНІННЯ В СТРУКТУРАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЙОГО СХИЛІВ** 22

2.1. Золото-уранове зруденіння в структурах Інгульського мегаблока (*Ю.О. Фомін*)..... 22
2.1.1. Ізотопно-геохімічне моделювання процесів накопичення золото-уранового зруденіння та ізотопно-геохімічні критерії його оцінки 22
2.1.2. Система урановорудних альбітитів як потенційне джерело поверхневих родовищ урану і техногенної небезпеки 45
2.1.3. Дейтерій у природних водах району урановорудних альбітитів 65
2.2. Комплексне ванадій-скандій-уранове зруденіння у лужних натрієвих метасоматитах щита (*Б.Ф. Мельниченко, В.О. Синицин*) 83
2.3. Особливості формування і локалізації Дібровського рідкісноземельно-уран-торієвого родовища (*О.О. Крамар, Д.К. Возняк, О.В. Ноженко*) 126
2.4. Уранове зруденіння у структурно-формаційних зонах неузгодженості та активізації (*М.О. Ярощук*) 148
2.4.1. Передумови виявлення багатих уранових руд у міжблокових зонах неузгодженості Українського щита 148
2.4.2. Уранопрояви в зонах неузгодженості докембрію—фанерозою на схилах Українського щита 158
2.4.3. Зв'язок уран-поліметалевого зруденіння з процесами тектономагматичної активізації Інгулецько-Криворізької зони Українського щита 170
2.4.4. Комплексне зруденіння міжформаційних зон неузгодженості в докембрії Українського щита і його перспективна оцінка 174
2.5. Оцінка ураноносності платформного осадового чохла Українського щита та його схилів (*К.Г. Сущук*) 180
2.5.1. Уранове зруденіння в мезо-кайнозойському чохлі 180
2.5.2. Ураноносність фанерозойських утворень на схилах щита 189
2.6. Роль постурановорудної геодинаміки і тектоніки у формуванні та збереженні уранового зруденіння (*В.Г. Верховцев, М.П. Семенюк, Ю.В. Юськів*) 210
2.6.1. Новітня тектоніка Українського щита та його схилів і перспективність активних на новітньому етапі розвитку геоструктур на деякі типи уранових, уран-торієвих родовищ 210

2.6.2. Структурно-геодинамічний аналіз процесів формування та збереженості від денудації уранових родовищ і рудопроявів Інгульського мегаблока 261
2.6.3. Постурановорудна геодинаміка структур Інгульського мегаблока та її вплив на збереженість родовищ натрій-уранової формації 276

РОЗДІЛ 3. **НАУКОВО-МЕТОДИЧНА І ТЕХНІЧНА ПІДТРИМКА ПОШУКОВО-РОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ НА УРАНОВУ СИРОВИНУ** 279

3.1. Методи пошуково-розвідувальних робіт і геолого-геохімічні основи їх застосування (*Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов*) 281
3.2. Технічне забезпечення пошуково-розвідувальних робіт (*Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов, В.Г. Верховцев, Ю.Є. Тищенко, О.В. Ноженко*) 299
3.3. Сучасні модифікації еманаційного і підгрунтового геохімічного знімань (*П.І. Діденко*) 317

ВИСНОВКИ (*Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов, В.Г. Верховцев*) 326

СПИСОК ПРИЙНЯТИХ СКОРОЧЕНЬ 332

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 333

CONTENTS

INTRODUCTION (*G.V. Lysychenko, V.G. Verkhovtsev*) 5

CHAPTER 1. **MINERAL BASE OF THE URANIUM INDUSTRY OF UKRAINE AND OF THE WORLD** (*G.V. Lysychenko, V.G. Verkhovtsev, O.V. Makivchuk*) 7

1.1. Resources and reserves of uranium 8
1.2. Extraction and production of uranium 14
1.3. Technology of the extraction and enrichment of uranium 16
1.4. Nuclear power 17
1.5. The cost of uranium 18
1.6. Evaluation of raw potential of uranium of Ukraine (*O.V. Makivchuk, V.G. Verkhovtsev*) 19

CHAPTER 2. **URANIUM AND COMPLEX URANIUM MINERALIZATION IN THE STRUCTURES OF THE UKRAINIAN SHIELD AND ITS SLOPES** 22

2.1. Gold-uranium mineralization in the structures of the Ingulsky megablock (*Y.A. Fomin*) 22
2.1.1. Isotopic-geochemical modeling of processes of accumulation of gold and uranium mineralization and isotopic and geochemical criteria for its evaluation 22
2.1.2. Uranium-bearing albitites system as a potential source of surface uranium deposits and technological danger 45
2.1.3. Deuterium in natural water of the area of uranium-bearing albititcs 65
2.2. Complex vanadium-scandium-uranium mineralization of the Zheltorichenska structure (*B.F. Melnichenko, V.O. Synytsyn*) 83
2.3. Peculiarity of the formation and localization rare-earth and uranium-thorium Dibrovske deposit of the Ukrainian Shield (*O.O. Kramar, D.K. Wozniak, O.V. Nozhenko*) 126
2.4. Uranium mineralization in the structural formation zones of unconformity and activation (*M.O. Yaroshchuk*) 148
2.4.1. Background of the detection of rich uranium ores in the areas between the blocks of unconformity of the Ukrainian Shield 148
2.4.2. Uranium signs in areas of unconformity of Precambrian—Phanerozoic on thc slopes of the Ukrainian Shield 158
2.4.3. Connection of the uranium polymetallic mineralization with processes of tectonic-magmatic activation of the Ingulets-Kryviy Rih zone of the Ukrainian Shield 170
2.4.4. Complex mineralization of the zones interformation of the unconformity in the Precambrian of the Ukrainian Shield and its promising rating 174
2.5. Evaluation of the uranium mineralisation of platform sedimentary cover of the Ukrainian Shield and its slopes (*K.G. Suschuk*) 180
2.5.1. Uranium mineralization in the Meso-Cenozoic cover of the Shield 180
2.5.2. Uranium mineralization of Phanerozoic formations on the slopes of the Shield 189
2.6. The role of posturanium ore geodynamics and tectonics in the formation and preservation of uranium mineralization (*V.G. Verkhovtsev, M.P. Semeniuk, V.V. Yuskiv*) 210
2.6.1. Modern tectonics of the Ukrainian Shield and its slopes and active prospects for the new level of geostructures for some types of uranium, uranium-thorium deposits 210

2.6.2. Structural and geodynamic analysis of the formation and preservation of denudation of uranium deposits and occurrences of the Ingulsky megablock 261
2.6.3. Posturanium ore geodynamics of the structures of the Ingulsky megablock and its impact on the safety of deposits of sodium-uranium formation 276

CHAPTER 3. **GUIDANCE AND TECHNICAL SUPPORT OF EXPLORATION IN URANIUM FEEDSTOCK** 279

3.1. Methods of exploration and geological-geochemical basis of their application (*G.V. Lysychenko, Y.L. Zabulonov*) 281
3.2. Technical support of the exploration (*G.V. Lysychenko, Y.L. Zabulonov, V.G. Verkhovtsev, Y.E. Tishchenko, O.V. Nozhenko*) 299
3.3. Modern modifications of the emanation and subsurface geochemical surveys (*P.I. Didenko*) 317

CONCLUSIONS (*G.V. Lysychenko, Y.L. Zabulonov, V.G. Verkhovtsev*) 326
LIST OF ADOPTED ABBREVIATIONS 332
REFERENCES 333

Наукове видання

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНА УСТАНОВА «ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА»

ВЕРХОВЦЕВ Валентин Геннадійович
ЛИСИЧЕНКО Георгій Віталійович
ЗАБУЛОНОВ Юрій Леонідович та ін.

Перспективи розвитку уранової сировинної бази ядерної енергетики України

Київ, Науково-виробниче підприємство
«Видавництво "Наукова думка" НАН України», 2014

Художнє оформлення *М.А. Панасюк*
Художній редактор *І.П. Савицька*
Технічний редактор *Т.С. Березяк*
Коректор *Л.Г. Бузіашвілі*
Оператор *О.О. Пономаренко*
Комп'ютерна верстка *Л.В. Багненко*

Підп. до друку 31.10.2014. Формат 70×100/16. Папір офс. № 1.
Гарн. Таймс. Друк офс. Фіз.-друк. арк. 22,25 + 1,0 арк. вкл. на крейд. пап.
Ум. друк. арк. 30,23. Ум. фарбо-відб. 34,78. Обл.-вид. арк. 31,0.
Тираж 300 прим. Зам. № ДФ279

НВП «Видавництво "Наукова думка" НАН України»
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції
ДК № 2440 від 15.03.2006 р.
01601 Київ 1, вул. Терещенківська, 3

ПП «Видавництво "Фенікс"»
03680 Київ 680, вул. Шутова, 13б