

553.8  
Ц 61

Проект  
Наукова  
Книга

Ю.С. ЦИМБАЛ

**ТИПОМОРФІЗМ  
АЛМАЗУ  
ТА ЙОГО МІНЕРАЛІВ-  
СУПУТНИКІВ  
З ОСАДОВИХ ПОРІД  
ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ  
УКРАЇНСЬКОГО  
ЩИТА**



Yu.S. TSYMBAL

---

**TYPOMORPHISM  
OF DIAMONDS  
AND ACCOMPANYING MINERALS  
FROM SEDIMENTARY ROCKS  
OF THE WESTERN PART  
OF THE UKRAINIAN  
SHIELD**

---

*“SCIENTIFIC BOOK  
PROJECT”*

---



Ю.С. ЦИМБАЛ

---

**ТИПОМОРФІЗМ  
АЛМАЗУ  
ТА ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ  
З ОСАДОВИХ ПОРІД  
ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ  
УКРАЇНСЬКОГО  
ЩИТА**

---

*ПРОЕКТ  
“НАУКОВА КНИГА”*

---

553.8 + 549.2

УДК 549.211+549.5+549.6 (477.6)

561

У монографії наведено типоморфні ознаки алмазу та його мінералів-супутників з осадових порід палеогенового і неогенового віку. Описано закономірності розміщення та палеогеографічні умови утворення їх ореолів розсіювання. Ореоли типізовано за віком, генезисом і положенням щодо джерел живлення. Встановлено вплив локального глибинного метасоматозу на материнські породи деяких піропів. Визначено парагенетичну приналежність хромшпінелідів мантійного і корового походження.

Для фахівців з прогнозування корінних і розсипних родовищ алмазу.

The typomorphic characteristics of the diamond and its minerals-satellites from Paleogene and Neogene sedimentary rocks are presented in the monograph. Regularities of location and paleogeographic conditions of dispersion aureole formation are described. The aureoles are typified by age, genesis and location in respect of the sources of alimentionation. The influence of local mantle metasomatism on parent rocks related to certain types of pyropes is determined. The paragenesis of chromspinelldes of the mantle and crust origin is determined.

For the specialists in prognosing and prospecting the primary and plaser diamond deposits.

#### Рецензенти:

доктор геолого-мінералогічних наук О.М. ПЛАТОНОВ,  
доктор геолого-мінералогічних наук Д.П. ХРУЩОВ

*Рекомендовано до друку вченою радою  
Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України  
(протокол № 06 від 11.06.2013 р.)*



***Видання здійснено за державним контрактом  
на випуск наукової друкованої продукції***

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

Редактор О.І. К а л а ш н и к о в а

© Ю.С. Цимбал, 2014

© НВП «Видавництво “Наукова думка”  
НАН України», дизайн, 2014

ISBN 978-966-00-1431-2



# З М І С Т

---

ПЕРЕДМОВА .....	5
<b>Р О З Д І Л 1. ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ ОРЕОЛІВ АЛМАЗУ І ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ .....</b>	<b>7</b>
<b>Р О З Д І Л 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ОСАДОВОГО ХОХЛА .....</b>	<b>11</b>
<b>Р О З Д І Л 3. ОРЕОЛИ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ В ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДАХ .....</b>	<b>16</b>
<b>Р О З Д І Л 4. АЛМАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ І ТИПОМОРФІЗМ АЛМАЗІВ .....</b>	<b>32</b>
4.1. Алмазонасність теригенних відкладів .....	32
4.2. Типоморфні особливості алмазів .....	37
4.2.1. Алмази із відкладів полтавської серії .....	37
4.2.2. Алмази із відкладів балтської світи .....	42
<b>Р О З Д І Л 5. ТИПОМОРФІЗМ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ ІЗ ОРЕОЛІВ .....</b>	<b>46</b>
5.1. Піропи і піроп-альмандини .....	46
5.1.1. Хімічний склад .....	47
5.1.2. Оптико-спектроскопічні та колориметричні параметри .....	50
5.1.3. Елементи-домішки .....	54
5.1.4. Мінеральні вclusions в піропах .....	62
5.2. Хромшпінеліди .....	69
5.2.1. Кристаломорфологічні та типохімічні особливості хромшпінелідів із кімберлітів і ксенолітів споріднених з ними глибинних порід .....	69
5.2.2. Хромшпінеліди із ореолів південно-західної частини щита .....	71
5.2.3. Мінеральні вclusions в хромшпінелідах із балтських відкладів Немирівського ореола .....	82
5.2.4. Високохромисті хроміти із теригенних відкладів західної частини щита .....	88
5.3. Хромдіопсид .....	92
5.4. Магнезійний ільменіт .....	99
<b>Р О З Д І Л 6. КОРИННІ ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ ОРЕОЛІВ .....</b>	<b>110</b>
6.1. Области живлення алмазонасних Тарасівського і Зеленоярського титаноцирконієвих розсипів .....	110
6.2. Реальні та ймовірні коринні джерела алмазів і їх мінералів-супутників .....	117
6.2.1. Коринні джерела алмазів імпактного типу .....	117
6.2.2. Ймовірні коринні джерела алмазу і його супутників для ореолів західної частини щита .....	118
6.3. Коринні джерела надходження хромшпінелідів в ореоли .....	120
<b>Р О З Д І Л 7. ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ОРЕОЛІВ АЛМАЗУ І ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ .....</b>	<b>127</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕННЯ .....</b>	<b>140</b>
<b>SUMMARY .....</b>	<b>142</b>
<b>СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ .....</b>	<b>144</b>
<b>ДОДАТОК .....</b>	<b>150</b>

# ПЕРЕДМОВА

---

У різних за віком і походженням теригенних відкладах західної частини Українського щита (УЩ) відомі знахідки алмазу і його мінералів-супутників — піропу, пікроільменіту, хромдіопсиду, хромшпінелідів та ін. Вважають, що корінним джерелом названих мантійних мінералів були кімберліти, наявність яких прогнозують на цій території. Як відомо, для пошуків кімберлітів і пов'язаних з ними родовищ алмазів широко застосовують шліхомінералогічний метод. Він дає змогу виявляти в теригенних відкладах індикаторні мінерали кімберлітів, складати карти ореолів їх розсіяння і на підставі даних щодо вмісту, розміру, ступеня механічного зносу зерен цих мінералів та палеогеографічних реконструкцій локалізувати ділянки ймовірного знаходження кімберлітів. Висока ефективність шліхо-мінералогічного методу доведена пошуковими роботами в Якутській та багатьох інших кімберлітових провінціях світу. Протягом понад 50 років метод успішно використовують під час пошуків кімберлітів і в Україні, зокрема в західній частині УЩ. За згаданий час на всій території проведено шліхове, а місцями також мало- і великооб'ємне опробування осадових порід, у результаті чого в них встановлено різною мірою локалізовані ореоли розсіяння індикаторних мінералів кімберлітів. Проте нагромаджений величезний обсяг шліхового матеріалу в переважній більшості залишився недостатньо вивченим.

Враховуючи це і виходячи з нагальної потреби підвищення результативності пошукових робіт на корінні та розсипні родовища алмазу в західній частині УЩ, автор зосередив свої зусилля на вирішенні таких першочергових завдань:

- встановлення закономірності розміщення ореолів розсіяння мінералів і вивчення їх генетичних типів;
- визначення кристаломорфологічних і структурно-домішкових особливостей алмазу;
- вивчення морфології, хімічного складу, елементів-домішків і оптико-спектроскопічних властивостей мінералів-супутників алмазу;
- з'ясування джерел живлення і палеогеографічних умов утворення ореолів.

Кінцевою метою досліджень є вдосконалення мінералогічних критеріїв регіонального і локального прогнозування кімберлітів на основі комплексного вивчення ореолів та їх індикаторних мінералів з використанням сучасних аналітичних методів і новітнього обладнання.

У результаті спільного з С.М. Цимбалом співробітництва з організаціями Державної геологічної служби України, які вели геологознімальні та пошукові роботи на території західної частини УЩ, зібрано досить репрезентативні колекції індикаторних мінералів кімберлітів. Вивчення морфологічних, типохімічних та інших властивостей цих мінералів дало змогу оперативного корегувати напрями пошукових робіт на алмази.



## Передмова

---

За всебічне сприяння в отриманні шліхового та іншого фактичного матеріалу та доброзичливість автор вдячний головному геологу Правобережної геологічної експедиції (ГЕ) В.М. Павлюку і провідному геологу цієї експедиції Р.М. Довганю.

Автор складає глибоку подяку за велику допомогу при визначенні хімічного складу індикаторних мінералів кімберлітів із ореолів О.С. Іванову і В.Б. Соболеву (Технічний центр НАН України), В.М. Верещаку (Інститут проблем матеріалознавства НАН України), В.Л. Гріффіну (Макуорі університет, Австралія), О.О Кременецькому (Інститут мінералогії, геохімії та кристалохімії рідкісних елементів, Москва), при дослідженні фотолюмінесцентних та ІЧ-спектроскопічних властивостей алмазу — М.М. Тарану, Т.М. Лупашко, К.О. Ільченко (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) ім. М.П. Семененка НАН України).

Особлива подяка доктору геолого-мінералогічних наук, професору В.М. Квасниці та кандидату геолого-мінералогічних наук С.М. Цимбалу за постійну всебічну підтримку на всіх етапах досліджень і підготовки рукопису монографії до видання.

Автор з вдячністю сприйняв і врахував слушні зауваження і поради рецензентів докторів геолого-мінералогічних наук, професорів О.М. Платонова та Д.П. Хрушова.

## ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ ОРЕОЛІВ АЛМАЗУ І ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ

Перший кристал алмазу в Україні був знайдений у 1949 р. в алювії р. Базавлук Східноукраїнською експедицією Міністерства геології СРСР. Розмір його становив близько 2 мм, маса — 1,2 мг. Ця знахідка стала однією з важливих підстав для початку планомірних робіт з оцінки перспектив алмазонасності території республіки. В 1951 р. М.П. Семененко та І.С. Усенко проаналізували поширення і склад основних й ультраосновних порід України та дійшли висновку, що найперспективнішими на алмаз є Середнє Побужжя, Східне Приазов'я та північна частина Волино-Подільської плити. В тому самому році були започатковані спеціалізовані пошукові роботи на алмаз у південно-західній частині УЩ. Ці роботи проводила до 1964 р. Центральна експедиція Всесоюзного геологічного інституту (ВСЕГЕІ, Ленінград) (В.Я. Прозоров, І.М. Сафронов, Н.О. Курильова, В.П. Алексеєва, Л.М. Новосолова та ін.). Вона виконала значний обсяг шліхового, мало- і великооб'ємного опробування алювію річок Південний Буг, Синюха, Тетерів й інших, а також відкладів балтської світи і сарматського ярусу. В результаті у 1952 р. у русловому алювії нижньої течії р. Синюха (с. Синюхин Брід) виявили кристал алмазу розміром 2,8 × 2,2 мм і масою 40,1 мг. За даними К.Т. Квокова (ВСЕГЕІ), це зросток безбарвних ламінарних октаєдрів. У 1955 р. в алювіальних відкладах середньої і верхньої течій Дністра вперше в Україні було діагностовано піроп — один з найхарактерніших мінералів-супутників алмазу в кімберлітах [1]. Пізніше піроп був установлений у четвертинних і балтських відкладах Верхнього Побужжя [2]. Починаючи з того часу пошукові роботи на алмаз на всій території України проводять із застосуванням так званого піропового картування, в основі якого лежить виявлення і простеження ореолів піропу у різновікових теригенних відкладах. Деякі підсумки початкового етапу вивчення алмазонасності Східноєвропейської платформи, і зокрема в Україні, коротко підбито у публікаціях В.О. Ружицького [3—5] та В.П. Алексеєвої і Л.М. Новосолової [2]. За їх даними, піроп із алювію рік Дністер і Південний Буг за хімічним складом подібний до малохромистого піропу із кімберлітів Якутії і піропових перидотитів Чеської Республіки, що свідчить про наявність таких порід і в південно-західній частині УЩ.

У 1963 р. у титано-цирконієвих рудах Самотканського (Малишівського) розсипного родовища, яке знаходиться на північно-східному схилі се-



редньопрідніпровської частини УЩ і пов'язане з прибережно-морськими фаціями відкладів полтавської серії і сарматського ярусу, І.Ф. Кашкаров та Ю.О. Полканов [6] уперше ідентифікували дрібні (<0,5 мм) кристали алмазів. Протягом 1964—1965 рр. дослідники встановили алмазоносність Тарасівського, Зеленоярського, Вовчанського і Краснокутського титано-цирконієвих розсіпів [7 та ін.\*]. Завдяки цим знахідкам пошукові роботи на алмаз в Україні були значно розширені. Новий імпульс одержали також спеціалізовані науково-дослідні роботи. У 1964 р. в Інституті мінеральних ресурсів (ІМР, м. Сімферополь) була організована лабораторія геології алмазу, яку очолив д-р геол.-мінерал. наук О.П. Бобрієвич. Під його керівництвом співробітники лабораторії Г.І. Смирнов, О.Н. Тарасюк, Л.М. Дружинін, І.П. Яловенко, М.М. Головка, О.І. Чашка та інші протягом 1964—1973 рр. провели на території України піропове картування та малооб'ємне опробування на алмаз різновікових теригенних відкладів. Цими роботами виявлено 3 кристали алмазу розміром 0,2 × 0,3 мм у балтських відкладах поблизу ст. Ладижин [8] і м. Балта [9], а також піропи в балтських відкладах на межиріччі Південний Буг—Дністер і в алювії річок Південний Буг, Случ, Терерів та ін. [10, 11].

В Інституті геохімії і фізики мінералів ІГФМ АН УРСР (з 1993 р. — ІГМР НАН України) ці роботи протягом 1969—1977 рр. очолював академік АН УРСР М.П. Семененко. За його ініціативою у складі інституту був створений відділ проблем алмазоносності, який плідно працює й донині. Співробітники цього відділу здійснюють активний науковий супровід пошукових робіт на алмази, приділяючи головну увагу вивченню алмазу і його мінералів-супутників, а також удосконаленню мінералогічних критеріїв прогнозування і пошуків їх корінних джерел. Стосовно південно-західної частини УЩ цим питанням присвячені публікації В.М. Квасниці, С.М. Цимбала, В.І. Вуйка, О.А. Вишневського, Ю.С. Цимбала.

Майже одночасно в межах Верхнього Побужжя пошукові роботи на алмаз проводила Побузька ГЕ (Д.А. Лавров, А.І. Кручек та ін.). Вона виконала великий обсяг шліхового та малооб'ємного опробування руслового і терасового алювію р. Південний Буг, бучацьких та полтавських відкладів у басейні верхньої течії р. Рось, а також сарматських і балтських відкладів на межиріччі Південний Буг—Дністер. У результаті виявлені дрібні (<0,5 мм) алмази в полтавських відкладах у с. Наказне (5 кристалів), у балтських відкладах в околі сіл Бохоники (4 кристали), Будки (1 кристал), Кирнасівка (2 кристали), Тростянець (7 кристалів), Савинці (2 кристали) і Строїнці (2 кристали), в русловому і терасовому алювії р. Південний Буг (с. Сутіски — 2 кристали, с. Печера — 5 кристалів) та р. Рось (с. Погреби — 2 кристали, с. Якимівка — 1 кристал). Коротка характеристика їх наведена в роботах [12—15]. Найбільшу кількість кристалів алмазу знайдено у Зеленоярському титано-цирконієвому розсіпу, пов'язаному з алювіальними піщаними відкладами полтавської серії.

Роботи ІМР та Побузької ГЕ у зазначені вище роки підтвердили наявність і показали значне поширення піропу в балтських і четвертинних від-

\* Полканов Ю.А. Мелкие алмазы песчаных отложений. — Симферополь: СПД “Барановский А.Э.”, 2009. — 228 с.

кладах південно-західної частини УЩ. Результати досліджень морфології і хімічного складу піропу висвітлено у монографії О.П. Бобрієвича, Л.М. Дружиніна і Г.І. Смирнова “Алмазоносність теригенних утворень балтської світи України” [14] та в інших публікаціях.

У 1972—1973 рр. спочатку у Самотканському, а потім у Зеленоярському і Тарасівському титано-цирконієвих розсипах діагностовано імпактні алмази [16], подібні до алмазів з порід Попігайської астроблеми [17]. Зважаючи на це, пошуки алмазоносних вибухових структур почали проводити і в західній частині УЩ. Їх здійснювали В.А. Голубев, В.К. Гребнев та В.М. Бондаренко під керівництвом Е.В. Мельничука. У цих роботах активну участь брали А.А. Вальтер, Є.П. Гуков, С.М. Цимбал, Л.Г. Бернадська, В.І. Татаринцев, О.І. Чашка, Г.К. Єременко та ін. В результаті була виявлена Білилівська (за літературними даними — Західна) вибухова структура (астроблема), в якій А.А. Вальтер діагностував імпактні алмази. Подальші розвідувальні роботи показали, що ця структура є першим в Україні корінним родовищем алмазів. Крім Білилівської астроблеми імпактні алмази було знайдено також у породах Іллінецької вибухової структури. На думку одних дослідників, вона має ендегенне походження, інші ж вважають її метеоритним кратером. Будова і речовинний склад цих структур висвітлені в роботах [18—23].

Після відкриття у 1975 р. уламків кімберлітів діатремової фації девонського віку в гетерогенних за складом тектонічних (?) брекчіях центральної частини Прип'ятського валу новостворена Рівненська ГЕ в короткій термін провела шліхове опробування теригенних порід (головним чином сучасного алювію) майже на всій території Волино-Подільської плити та західного краю УЩ. Науковий супровід робіт здійснювали ІМР (Г.І. Смирнов, О.Н. Тарасюк, О.І. Чашка) та ІГФМ АН УРСР (С.М. Цимбал, М.А. Савченко). Було встановлено високі концентрації піропів і поодинокі зерна алмазу, хромдіопсиду, омфациту і пікроільменіту в алювії р. Случ та її приток (О.М. Лугініна, С.О. Золотарьов, В.І. Максименко, Ю.В. Попович та ін.), що стало підставою для активізації пошуків кімберлітів та інших корінних джерел алмазів в межах УЩ. У його південно-західній частині роботи почала проводити Правобережна ГЕ, у північно-західній — Житомирська ГЕ.

У 1976 р. С.М. Цимбал і Д.А. Лавров склали карту шліхових ореолів масштабу 1 : 200 000, яка охопила південний захід УЩ, врахувавши наявні дані щодо алмазу і його мінералів-супутників. На основі встановлених закономірностей розміщення ореолів цих мінералів зроблено висновок, що корінні джерела їх знаходяться у південній частині Бердичівського блока.

У 1980—1982 рр. під час проведення геологічного знімання масштабу 1 : 200 000 листа “Вінниця” (В.Д. Гейко, Ю.В. Гейко та ін.) виявлено високий вміст піропу у четвертинних, балтських і сарматських теригенних відкладах та виділено ділянки для продовження деталізаційних робіт.

Протягом 1983—1988 і 1993—1998 рр. пошуки алмазу проводили у східній частині Бердичівського блока та на прилеглий до нього території Рось-Тикицького мегаблока УЩ (Е.В. Мельничук, В.М. Павлюк). Роботи показали низьку перспективність цієї території на корінну і розсипну алмазоносність. З урахуванням пропозиції С.М. Цимбала пошуки були переорієнто-



вані на південно-західну частину Бердичівського і північну частину Вінницького блоків. Доцільність такого рішення підтвердилась подальшими пошуковими роботами.

У 1998—2000 рр. під час геологічного довивчення території листа “Бердичів” (С.С. Драч, В.М. Павлюк та ін.) у бучацьких відкладах, які збереглися від ерозії в межах значної частини Філіопіль-Бруслинівської палеодолини, була встановлена висока концентрація необкатаних (необкочених) піропів і хромшпінелідів, що вказує на наявність у цьому районі їх корінних джерел, у тім числі кімберлітового типу. Пошуки останніх у межах Хмільник-Вінницької площі починаючи з 2001 р. проводить Правобережна ГЕ (В.М. Павлюк, Р.М. Довгань) у тісному співробітництві з ІГМР НАН України (С.М. Цимбал, Ю.С. Цимбал та ін.). У результаті були встановлені Куманівецький, Філіопільський, Кожухівський і Мізяківський ореоли піропів та інших супутників алмазу в бучацьких алювіальних і сарматських морських відкладах [24—26].

Протягом 2004—2008 рр. здійснювалися деталізація вищезгаданих ореолів, завірка магнітних аномалій в їх межах та пошукові роботи у північно-західній частині листа “Вінниця” і південно-східній частині листа “Староколястинів”.

Підсумки багаторічних пошукових робіт Правобережної ГЕ підведені у звіті за 2008 р. (Р.М. Довгань, В.М. Павлюк, В.А. Ентін та ін.), в якому автору монографії належить розділ “Характеристика індикаторних мінералів кімберлітів”. Головний висновок звіту — виявлені ореоли є первинними і утворилися за рахунок продуктів руйнування кір вивітрювання місцевих кімберлітів, пошуки яких слід продовжувати на виділених перспективних ділянках.

У 2003 р. на Хмільник-Вінницькій площі Кримським відділенням Українського державного геологорозвідувального інституту (УкрДГРІ) (О.І. Чашка) відібрано 28 проб масою 1—1,2 т кожна із сарматських, балтських і четвертинних відкладів, у трьох із них знайдено по одному кристалу алмазу розміром менше 0,3 мм.

Отже, прогнозування і пошуки родовищ алмазів у південно-західній частині УЩ здійснюються з перервами вже понад 50 років. Їх результати узагальнені в колективній монографії “Перспективи коренної алмазонасності України”, виданій у 2006 р. [27]. На їх підставі для подальших пошуків кімберлітів виділено, зокрема, велику Бердичівсько-Вінницьку площу. Локалізація в її межах ділянок першочергової уваги є найважливішим завданням. Цьому значною мірою сприятимуть встановлення закономірностей утворення й розміщення ореолів алмазу і його мінералів-супутників, а також всебічне вивчення типоморфізму останніх.

## ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ОСАДОВОГО ЧОХЛА

Територія дослідження ореолів розсіювання алмазу і його мінералів-супутників охоплює південно-західну, найбільш підняту частину УЩ, де абсолютні відмітки поверхні докембрійського фундаменту сягають 280—310 м над рівнем моря. Таке її положення значною мірою зумовило особливості будови осадового чохла та його незначну потужність. Крім того, на ступінь збереженості первинного розрізу осадового чохла, особливо у північній частині цієї території, істотно вплинула діяльність дніпровського льодовика, який в середньому плейстоцені насувався з північного сходу.

Осадовий чохол являє собою складний поліфаціальний комплекс різних за віком порід, моноклінально нахилений до Волино-Подільської плити і Дніпровсько-Донецької западини, у південній частині — до Причорноморської западини. В цих самих напрямках збільшуються потужність і повнота розрізу чохла. В межах найбільш піднятих ділянок щита спостерігаються зменшення потужності осадового чохла, виклинування окремих стратиграфічних горизонтів та зміна літолого-фаціального складу відкладів.

Осадові породи південно-західної частини УЩ вивчені порівняно добре насамперед завдяки проведеним тут геологознімальним і пошуковим роботам. Поширення, склад і умови утворення їх висвітлені в багатьох наукових працях, серед яких слід особливо відзначити монографію “Геологія СССР. Том 5” [28], монографічні роботи М.Ф. Веклича “Четвертинні відклади правобережжя Середнього Дніпра” [29] і “Палеогеоморфологія області Українського щита” [30], М.М. Ключникова “Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР” [31] та ін. Найновіші дані стосовно будови і літологічного складу осадового чохла узагальнені при складанні комплекту карт масштабу 1:1 000 000 “Геологія і корисні копалини України” та державних геологічних карт України масштабу 1:200 000 (західна частина Українського щита), які видані Державною геологічною службою України протягом 2000—2008 рр.

У *рифейі* та *палеозої* територія південно-західної частини УЩ була підвищеним суходолом і зоною денудації. Відклади цього віку тут невідомі.

*Мезозой* має обмежене поширення і представлений окремими стратиграфічними підрозділами юрської та крейдяної систем. Повніший розріз їх відомий на північно-східному і західному схилах щита.

*Юрська система* представлена середнім відділом — *байоським* і *батським* ярусами. Їх континентальні відклади збереглися від розмивання в межах похованих середньоюрських долин на ділянках м. Радомишль—с. Біла Криниця, північніше м. Фастів, на північний схід від м. Біла Церква тощо [30]. Це переважно різнозерністі і гравелісті піски, вторинні каоліни, вуглисті глини і буре вугілля. Потужність їх змінюється від 3—5 до 40 м.

*Крейдяна система* поширена майже всюди на східному і західному схилах УЩ, де представлена різними за літологічним складом морськими фаціями. На щиті відклади цього віку трапляються спорадично і насамперед у похованих річкових долинах та інших пониженнях у рельєфі фундаменту. Вони належать до морських і континентальних фацій. Річкові долини мають здебільшого ранньокрейдяний вік і відкриваються в морський басейн, який розміщувався на схилі щита до Дніпровсько-Донецької западини. Долини та їх алювіальні відклади ґрунтовно описали М.Ф. Веклич [30] та інші дослідники. Верхньокрейдяні відклади у цій частині щита найчастіше представлені глауконітовими пісковиками і кременями сеноманського ярусу потужністю до 10—15 м.

*Кайнозойські відклади* у складі палеогенової, неогенової і четвертинної систем залягають порівняно неглибоко, часто відслонюються і тому добре вивчені. Найбільш повні розрізи їх встановлено на схилі УЩ до Дніпровсько-Донецької западини.

*Палеоген* представлений еоценом і олігоценом. Еоцен поширений на сході території, де складений континентальними і частково морськими фаціями. Найдавнішими серед них є відклади *бучацької світи* (середній еоцен). Континентальні (алювіальні, алювіально-болотні) їх різновиди збереглися від розмиву в найглибших ділянках похованих річкових долин — Коростишівсько-Березівської, Павлівсько-Фастівської, Любарсько-Оратівсько-Білоцерківської та ін. Долини врізані в докембрійські кристалічні породи та кори вивітрювання. Відклади, якими складені долини, у найповніших розрізах поділяють на три горизонти. В нижньому переважають відклади руслової фації — різнозерністі кварцові піски та гравій з домішками гальок кристалічних порід, які у верхній частині заміщені середньо- і дрібнозерністими пісками з лінзами вуглистих глин і вторинних каолінів. Середній горизонт складений бурим вугіллям та вуглистими глинами і пісками. Верхній горизонт представлений дрібнозерністими вуглистими пісками та вторинними каолінами. Потужність континентальних відкладів бучацької світи — від декількох метрів до 30—40 м.

Бучацькі долини відкриваються у мілководне море, яке на той час вкривало північно-східний схил УЩ і в якому відкладались глауконіто-кварцові піски потужністю до 15—20 м.

Розріз середнього еоцену завершують морські відклади *київського ярусу*, що залягають трансгресивно відносно осадових порід бучацької світи. На схід від лінії Радомишль—Кочерів—Біла Церква київський ярус поширений майже всюди, а на захід від неї відомі лише невеликі острівці цих відкладів. Наявність останніх вказує на те, що мілководне море в пізньому еоцені вкривало майже всю східну частину території досліджень. Сушею залишались найбільш підняті ділянки її західної частини. В повних розрізах київ-

ський ярус має тричленну будову [31]. Нижній горизонт представлений глауконіто-кварцовими пісками, середній — мергелями, верхній — глинами і алевритами. Загальна потужність досягає 20—30 м. У міру наближення до піднятих ділянок західної частини щита ці горизонти виклинюються і фаціально заміщуються глауконіто-кварцовими пісками та трепело- і опокopodobними пісковиками, потужність яких зрідка перевищує 5—10 м.

До олігоцену належать морські глауконіто-кварцові піски і алеврити харківської світи потужністю від 1—2 до 5—10 м. Вони поширені на схід від лінії Радомишль—Кочерів—Біла Церква. Вік відкладів ранній—середній олігоцен.

На породах харківської світи з чітким ерозійним контактом залягає товща піщаних відкладів кварцового складу, яку ще в 1869 р. М.П. Барбот де Марні [32] виділив у самостійний “ярус білих пісків і жорнових пісковиків”. У подальшому їх описували під назвами “полтавський ярус”, “полтавська світа”, “полтавська серія”, а вік різні дослідники визначали як пізній олігоцен, пізній олігоцен—ранній міоцен, ранній—середній міоцен. В останні роки цю товщу розділили на дві самостійні світи — *берекську* (верхній олігоцен) і *новопетрівську* (нижній—середній міоцен). Ми залишили за нею назву *полтавська серія* і її вік прийняли як пізній олігоцен—середній міоцен.

Відклади полтавської серії поширені майже на всій східній частині території, за винятком річкових і водно-льодовикових долин, де вони еродовані у четвертинний час. Відсутні ці відклади також на найбільш піднятих ділянках УЩ західніше лінії Коростишів—Ружин—Плисків—Дашів (рис. 2.1, див. вклейку).

Полтавські відклади залягають переважно на корі вивітрювання порід докембрійського фундаменту і лише в східній частині — на морських відкладах харківської світи, межа з якими ерозійна або чітка за літологічними ознаками. Потужність їх значною мірою зумовлена рельєфом ложа, глибиною четвертинних врізів і діяльністю дніпровського льодовика. У північній частині району вона рідко перевищує 5—10 м, у південній сягає 25—30 м і більше.

За літологічними особливостями товщу відкладів полтавської серії звичай ділять на три горизонти.

Нижній горизонт складений континентальними (переважно алювіальними) відкладами — різнозернистими вуглистими пісками, серед яких є прошарки вуглистих глин і бурого вугілля. Потужність відкладів не перевищує 2—3 м. Вони збереглися лише на окремих ділянках похованих долин поблизу міст Радомишль, Кочерів та ін. Відклади нижнього горизонту зіставляють з піщано-вуглистими відкладами зміївського горизонту берекської світи верхнього олігоцену Дніпровсько-Донецької западини.

До середнього горизонту віднесена найбільш витримана у літологічному відношенні товща кварцових пісків білого і світло-сірого кольору, серед яких переважають дрібнозернисті різновиди. У західній частині району вони більш різнозернисті, часто каоліністі, серед них місцями спостерігаються прошарки слабозцементованих кварцових пісковиків і вторинних каолінів. За умовами залягання і літологічним складом відклади середнього горизонту полтавської серії західної частини УЩ дуже подібні до сивась-

кого горизонту берекської світи верхнього олігоцену Дніпровсько-Донецької западини.

Середній горизонт полтавської серії представлений товщею поліфаціальних піщаних відкладів континентального і морського походження. Континентальні типи поширені на більшій частині території. Вони сформувалися на приморській низовині переважно в річкових долинах, лиманах і озерах, часто мають підвищений вміст ільменіту, рутилу, циркону та інших важких мінералів. Розсипні прояви останніх виявлено західніше м. Радомишль, на ділянках Коростишів—Корнин, Погребище—Ружин, Оратів—Володарка, південно-східніше м. Сквиря та в інших місцях.

Морські відклади представлені мілководною і прибережно-морською фаціями, які поширені на схід від лінії Київ—Васильків—Біла Церква—Володарка—Тараша. Для дрібно- і тонкозернистих кварцових пісків прибережно-морської (пляжевої) фації характерна висока концентрація ільменіту, рутилу, циркону, дистену, силіманіту, ставроліту та інших важких мінералів. З ними пов'язаний Тарасівський титано-цирконієвий розсип.

Літолого-мінералогічні особливості піщаних відкладів середнього горизонту полтавської серії вказують на те, що вони утворились унаслідок перевідкладення продуктів руйнування хімічної кори вивітрювання кристалічних порід УЩ і частково осадових порід палеогенового віку.

Верхній горизонт полтавської серії складений континентальними відкладами — кварцовими пісками і пісковиками потужністю від 2—5 до 10—15 м. Серед пісків переважають різнозернисті відміни, різною мірою каоліністі або глинисті. У верхній частині розрізу вони переходять у слабозцементовані пісковики, у нижній — містять значну домішку грубозернистого матеріалу. До пісків руслової фації приурочений Зеленоярський титано-цирконієвий розсип.

Верхній міоцен представлений морськими і континентальними відкладами середнього сармату. Морські фації майже повсюди поширені на захід від лінії Шепетівка—Старокостянтинів—Хмільник—Жмеринка—Гайсин. Поблизу цієї лінії вони складені переважно дрібно- і середньозернистими пісками, які далі на південний захід заміщені глинами і вапняками. В межах сучасного вододілу річок Південний Буг і Дністер вапняки утворюють риф. Потужність морських відкладів від декількох метрів до 25—30 м. Континентальні відклади середнього сармату встановлені у північно-східній частині району. Це в основному глини лагунної і озерної фацій.

На відкладах полтавської серії і сарматського ярусу залягає товща генетично неоднорідних глинистих порід, вік яких визначено як пізній міоцен—пліоцен. Вони збереглися від ерозії лише на межиріччях. Потужність їх змінюється від 3—5 до 10—12 м.

У південно-західній частині УЩ, нижче широти м. Вінниця, на значній площі поширені континентальні відклади *балтської світи*, які під назвою “балтський ярус” уперше виділив у 1869 р. М.П. Барбот де Марні [32]. Вони з розмивом залягають на середньосарматських морських відкладах, а на лівобережжі р. Південний Буг — на кристалічних породах фундаменту та їх корах вивітрювання. Перекриті балтські відклади строкатими і червоно-бурими глинами четвертинного віку.



Аналіз відміток підосви відкладів балтської світи, наведених у роботі [14], показує, що вони знижуються з північного заходу на південний схід. У цьому напрямку зростає потужність балтських відкладів, змінюється літологічний склад, континентальні фації заміщуються мілководними морськими. Північно-західну ділянку розвитку балтських відкладів називають ще балтською дельтою або балтською дельтовою рівниною. Вона складена пісками різного гранулометричного складу, супісками, алевритами і глинами, серед яких трапляються лінзи і прошарки гравійно-галечного матеріалу. Найбільш грубозернисті різновиди цих відкладів встановлено на ділянках Вінниця—Бохоники, Тиврів—Пирогове, Жмеринка—Строїнці, Немирів—Мухівці. Більшість дослідників вважає їх алювіальними відкладами руслової фації. Літологія та умови утворення балтської світи схарактеризовані в роботах [14, 32—34].

*Четвертинна система* представлена комплексом континентальних поліфаціальних відкладів плейстоцену та голоцену [29]. До плейстоцену належать алювіальні відклади надзаплавних терас, субаеральні леси межиріччя і водно-льодовикові відклади. Голоцен представлений алювіальними відкладами руслової, заплавної і старичної фації.

Таким чином, навіть із наведеної дуже загальної характеристики будови і складу осадового комплексу південно-західної частини УЩ можна зробити висновок, що більшість його порід у літологічному і фаціальному відношенні були мало сприятливими для утворення ореолів алмазу і його мінералів-супутників. Дуже обмежене поширення серед них грубоуламкових відкладів алювіального і морського походження істотно зменшує перспективи цієї території на розсипи великих кристалів алмазу.

## ОРЕОЛИ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ В ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДАХ

Південно-західна частина УЩ характеризується високим гіпсометричним положенням фундаменту протягом всього фанерозою та, відповідно, обмеженим поширенням дочетвертинних осадових порід і водно-льодовикових відкладів плейстоценового віку. Одним із найдавніших колекторів мінералів-супутників алмазу тут є піщані відклади алювіальної фації бучацької світи середнього палеогену. В теригенних породах неогенового віку мінерали-супутники алмазу утворюють кілька контрастних ореолів розсіяння, які зосереджені в основному в межах Хмільник-Вінницької ділянки. Нижче наведені дані щодо будови цих ореолів та особливості морфології мінералів-супутників алмазу в кожному з них.

Хмільник-Вінницька ділянка охоплює південну частину Бердичівського і північну частину Вінницького блоків, які у фанерозої були областю зносу теригенного матеріалу. Сучасні відмітки докембрійського фундаменту на значній території цих блоків становлять 270—300 м. На породах фундаменту розвинута кора хімічного вивітрювання потужністю до 60 м і більше. На ній або безпосередньо на породах фундаменту залягає товща осадових порід палеогенового (бучацька світа), неогенового (сарматський ярус, балтська світа) і четвертинного віку.

Бучацька світа представлена різнозернистими пісками з лінзами і прошарками гравелітів, вторинних каолінів і бурого вугілля. Загальна потужність їх не перевищує 20—30 м. Вони локально збереглися від ерозії в межах палеогенової долини, простеженої на ділянці Любар—Хмільник—Турбів—Липовець—Оратів (див. вклейку, рис. 2.1). Долина “врізана” в кору вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу і на багатьох ділянках успадкувала Хмільницьку зону розломів. Різниця у відмітках фундаменту в дні долини і на прилеглих підняттях, як правило, не перевищує 60—70 м. Це засвідчує, що палеорічка належала до річок рівнинного типу з низьким гідродинамічним потенціалом.

Відклади середнього сармату поширені на захід від лінії Гайсин—Гнівани—Літин—Хмільник—Любар (див. рис. 2.1). Вони залягають на корі вивітрювання порід докембрійського фундаменту, а в межах палеогенової долини — на алювіальних відкладах бучацької світи. Середній сармат представлений товщею піщано-глинисто-карбонатних порід потужністю від 5—10 до 60—70 м. Нижня частина цієї товщі складена переважно оолітовими і детритусовими вапняками з прошарками пісків і гравелітів, верхня — дріб-

нозернистими кварцовими пісками і монтморилонітовими глинами. Піски відрізняються високою “зрілістю”: мають істотно кварцовий склад, у них майже відсутні нестійкі мінерали. Співвідношення літологічних типів середньосарматських відкладів у межах Хмільник-Вінницької ділянки значно змінюється, але загальна тенденція збільшення потужності вапняків і глин у південно-західному напрямку виражена досить чітко. Північно-східна частина Бердичівського блока в сарматі не була вкрита морем і являла собою стійку область постачання теригенного матеріалу в його прибережну зону.

Відклади балтської світи (кінець міоцену — початок пліоцену) встановлені на межиріччі Південний Буг—Дністер південно-західніше лінії Літичів—Вінниця—Немирів. Вони залягають на морських відкладах середнього сармату і лише на окремих ділянках — на корі вивітрювання кристалічних порід. Потужність їх збільшується у південному і південно-східному напрямках від 5—10 до 35—45 м. Балтська світа складена в основному різнозернистими слабовідсортованими кварцовими пісками, алевритами і глинами. Серед них спостерігаються лінзи і прошарки гравійно-галечного матеріалу потужністю до 1—3, рідко до 5—7 м. Найчастіше гравійний матеріал знаходиться в нижніх (базальних) частинах розрізу. О.П. Бобрієвич зі співавторами [14] виділили кілька ділянок поширення грубозернистих відкладів — в околицях сіл Бохоники, Тиврів, Шпиків, Мухівці, Строїнці та ін. У генетичному відношенні балтська світа представлена континентальними поліфаціальними утвореннями — алювіальними, дельтовими, озерними. Вважають [14, 33], що балтські відклади сформовані теригенним матеріалом, який приносили палеорічки з північної частини Бердичівського блока. На думку інших дослідників, ці відклади є продуктами перемивання і перевідкладення у річкових і дельтових умовах місцевих сарматських відкладів.

Сарматські і балтські відклади перекриті строкатими і червоно-бурими глинами пліоценового віку, а в долини річок — четвертинним алювієм. У долинах р. Південний Буг і його приток виділяють до чотирьох терас. Терасовий алювій представлений різнозернистими пісками з лінзами і прошарками галечників, алевритів і суглинків. У складі сучасного алювію переважає валунно-галечно-піщаний матеріал. На вододілах річок іноді зберігаються водно-льодовикові та еолові відклади плейстоценового віку. Сучасний і терасовий алювій утворився за рахунок продуктів розмиву балтських і сарматських відкладів, порід фундаменту та їх кір вивітрювання.

Осадкові породи всіх стратиграфічних горизонтів постійно, але в різних кількостях, містять піроп, хромшпінеліди, Mg-ільменіт і поодинокі алмази. Найвищі концентрації цих мінералів встановлено у Куманівецькому, Філіопільському, Мізьяківському, Кожухівському, Бохоники-Літинському і Немирівському ореолах (див. рис. 2.1).

*Куманівецький ореол* розміщується в 6—8 км на північний захід від м. Хмільник і пов’язаний з мілководно-морськими пісками середнього сармату і частково з алювіальними відкладами бучацької світи (рис. 3.1, див. вклейку). Він локалізований у межах невеликого підняття фундаменту, обмеженого з півдня та сходу долинами малих приток середньопалеогенової річки, яка текла в напрямку с. Жданівка — с. Філіопіль — с. Бруслинів. Відмітки поверхні цього підняття становлять 265—276 м. У межах ореола

або в безпосередній близькості від нього не відомі породи, які могли бути корінними джерелами алмазу і його мінералів-супутників.

Разом з тим у сарматських відкладах на площі понад 12 км<sup>2</sup> виявлено контрастний ореол піропів, хромшпінелідів і магнезійних ільменітів. Вміст піропів досягає іноді 1000—1600 знаків на 20 л породи, а хромшпінелідів і магнезійного-ільменіту ще більший. Характерно, що в межах палеопідняття з відмітками понад 270 м мантійні мінерали зафіксовано лише спорадично і в невеликій кількості, тоді як на його південному і східному схилах їх концентрація набагато вища. Такий розподіл цих мінералів зумовлений формуванням вмісних пісків у прибережній частині мілководного моря, яка охоплювала південний і східний схили підняття. За багатьма ознаками ореол належить до типу первинних мілководно-морських. Він утворився за рахунок продуктів розмиву кір вивітрювання кімберлітів, наявність яких прогнозують поблизу ореола. Для всіх мінералів-супутників алмазу з цього ореола характерні малі розміри (<0,5 мм), відсутність ознак механічного зносу і широкий розвиток скульптур гіпергенного розчинення дислокаційного і кубоїдного типів. Дислокаційний тип корозії проявляється у появі волосоподібних каналів розчинення дефектів кристалічної ґратки піропів, кубоїдний — в утворенні пірамідально-черепитчастих і бугорчастих скульптур. Кубоїдний тип розчинення домінує. Подібні скульптури спостерігаються і на зернах рожевого альмандину — типоморфного мінералу гранітоїдів бердичівського комплексу. В сарматських відкладах іноді трапляються крайні форми розчинення піропів і альмандину — опуклогранні куби з краплеподібною поверхнею (рис. 3.2).

Піропи представлені необкатаними уламками більших зерен. Сколи здебільшого гладенькі, блискучі, на поверхні уламків добре збереглися скульптури гіпергенного розчинення (рис. 3.2). Серед піропів переважають рожеві і світло-червоні відміни. Малиново-червоні, лілові і лілово-фіолетові їх різновиди спостерігаються досить рідко. Більшість піропів є мало- або середньохромистими. Для ореола характерний високий вміст (до 30—40 %) піроп-альмандинів еклогітового типу, які мають оранжеве і оранжево-жовте забарвлення. За морфологією і розмірами зерен вони не відрізняються від піропів. Поряд з піропами в Куманівському ореолі в значній кількості наявні хромшпінеліди. Вони представлені дрібними (<0,4 мм) кристалами правильної октаедричної форми (різко переважають) і видовженими кристалами октаедричного габітусу з блискучими та матовими (кородованими) гранями і гострими вершинами та ребрами (рис. 3.3). Є зростки двох або більше кристалів, уламки кристалів і зерна неправильної форми. Вони, як правило, не обкатані.

Встановлені також кристали октаедричного габітусу, ребра яких ускладнені вузькими гранями ромбододекаедра, та “міріоедричні” кристали, подібні до таких із кімберлітів. Відсутність на кристалах хромшпінелідів ознак стирання і наявність зростків кристалів вказує на близькість розміщення їх корінних джерел, а корозійний характер поверхні на багатьох із них і відсутність зростків із силікатними мінералами свідчать про те, що на цих корінних джерелах була розвинута кора хімічного вивітрювання.

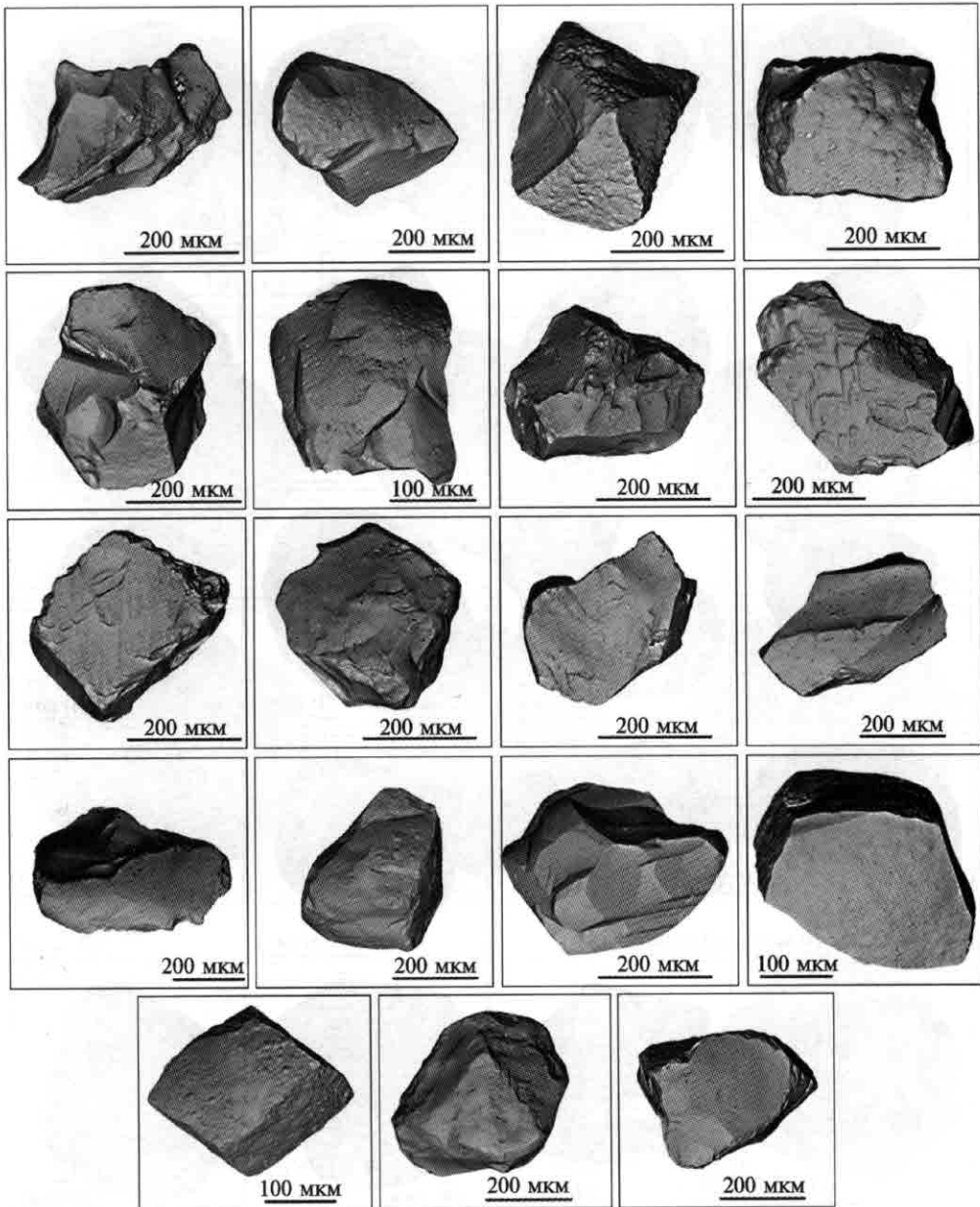


Рис. 3.2. Морфологія зерен піропу із сарматських відкладів. Філіопільський та Куманівецький (останній ряд) ореоли

У межах Куманівецького ореола в сарматських відкладах значно поширені магнезіальні ільменіти з вмістом MgO від 2 до 8 %. Вони представлені переважно сплюсненими кристалами псевдогексагональної форми розміром до 0,5 мм, рідко — їх зростками (рис. 3.4). Порівняно часто спостерігаються



Розділ 3. Ореоли мінералів-супутників алмазу в теригенних відкладах

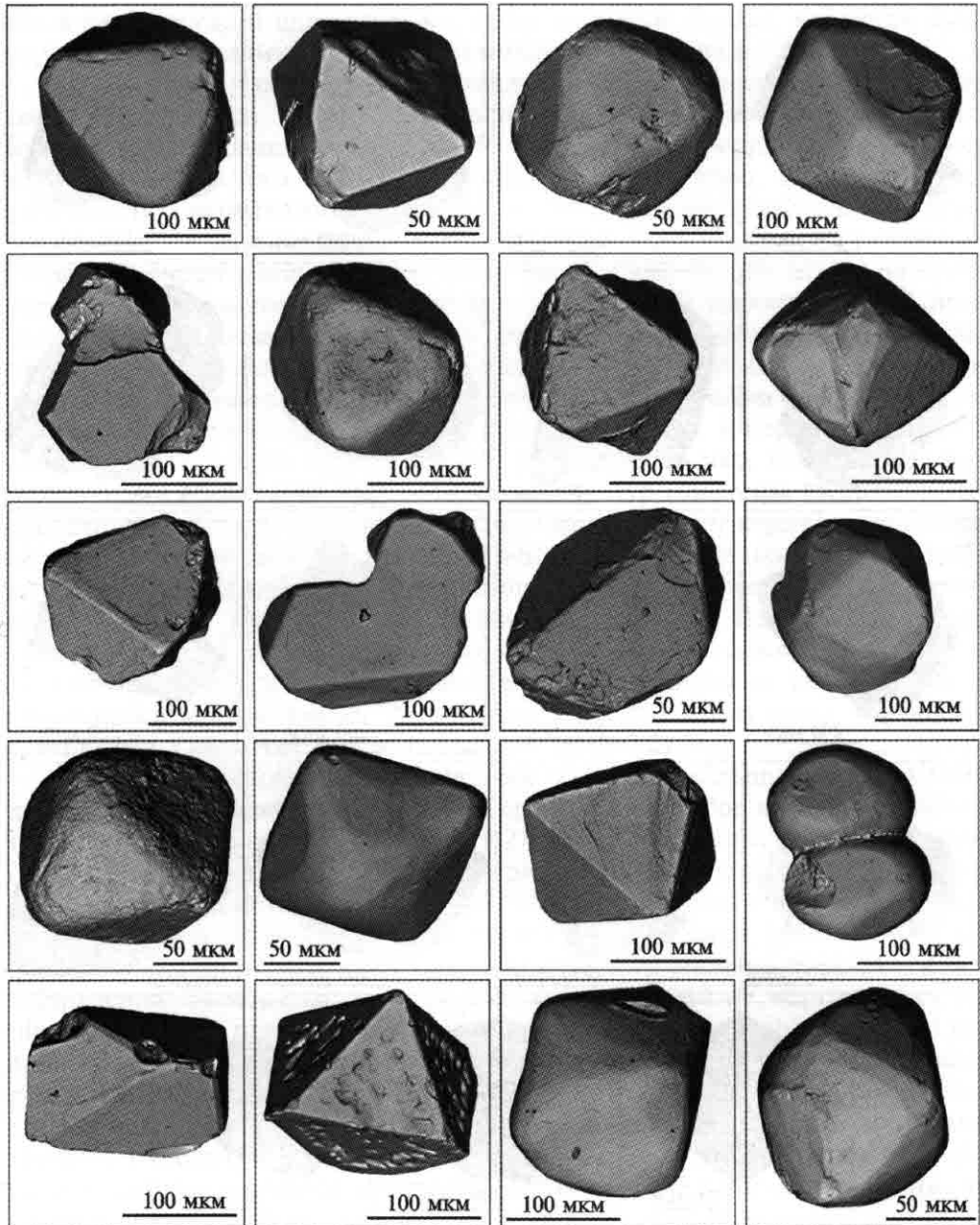


Рис. 3.3. Морфологія зерен хромшпінелідів із ореолів у сарматських відкладах

також кристали ромбоедричного габітусу і перехідної форми. Грані кристалів здебільшого гладенькі, блискучі. Іноді на них помітні “відбитки” інших мінералів, дрібні каверни і западинки овальної форми. У цілому збереженість кристалів досить висока. Такі самі за складом Mg-ільменіти є і в бучацьких відкладах, але тут вони поширені мало і їх кристали несуть ознаки стирання.

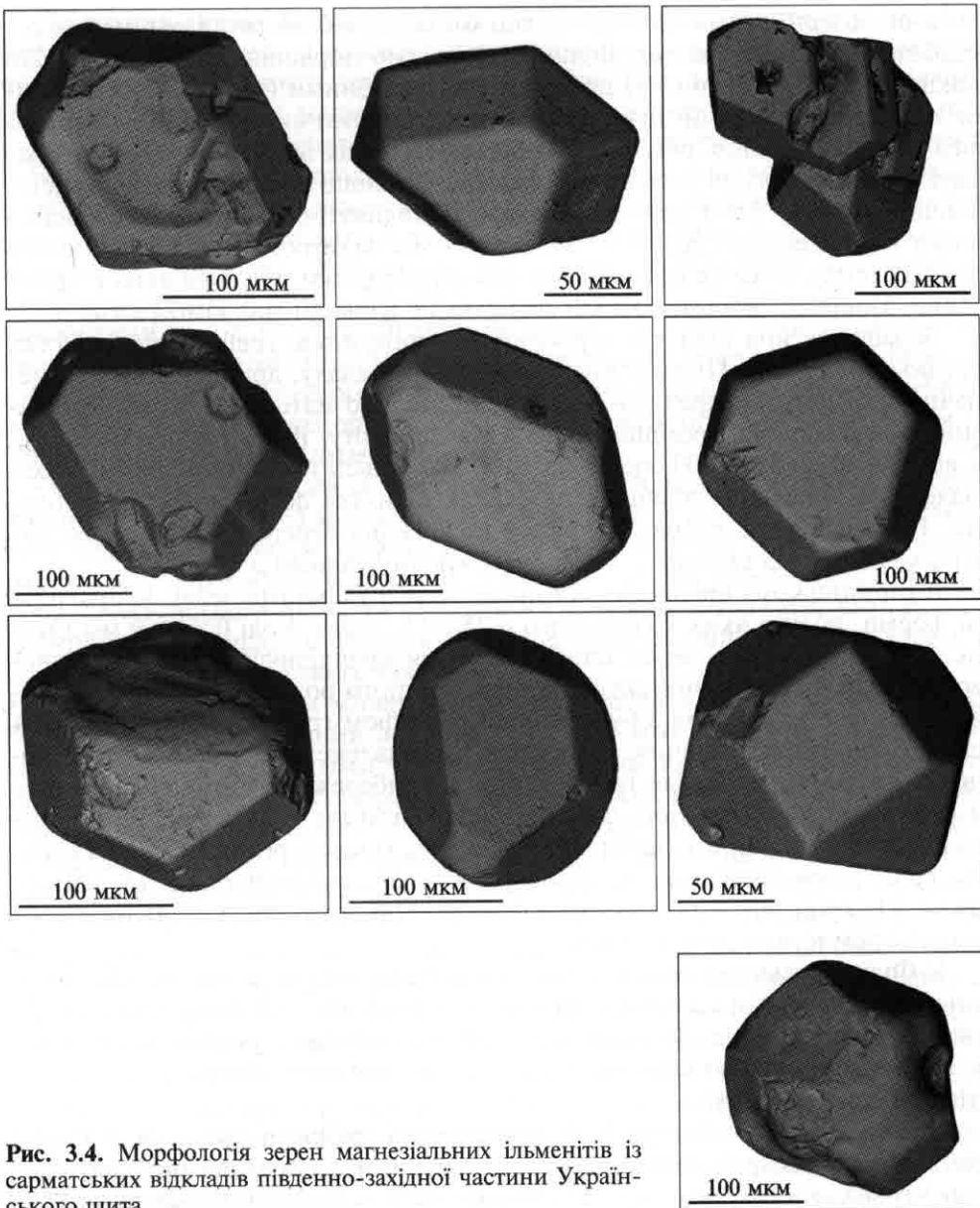


Рис. 3.4. Морфологія зерен магnezіальних ільменітів із сарматських відкладів південно-західної частини Українського щита

Разом з мінералами-супутниками алмазу у ореолі в значній кількості наявні добре збережені зерна рожевого альмандину і кристали медово-жовтого монациту, які за складом ідентичні однойменним мінералам із гранітоїдів бердичівського комплексу. Це засвідчує, що Куманівецький ореол утворився за рахунок продуктів руйнування кір вивітрювання місцевих корінних джерел.

*Філіопільський ореол* знаходиться в 14 км на південний схід від Куманівецького ореола (рис. 3.5, див. вклейку). Спочатку його пов'язували з алювіаль-

ними різнозернистими пісками бучацької світи, які збереглися в межах середньопалеогенової долини. В них встановлено порівняно високий (до 220 знаків на 20 л) вміст піропу, представленого дрібними (здебільшого меншими за 0,5 мм) уламками зерен з добре проявленими скульптурами гіпергенного розчинення (див. рис. 3.2). На більшості з них відсутнє стирання. Враховуючи морфологічні особливості піропу, на площі ореола проводили деталізаційні роботи. Вони були зосереджені на піднятті фундаменту, яке знаходиться на південний схід від с. Філіопіль і має відмітки 250—265 м. З цього підняття брали початок притоки бучацької палеорічки, в алювії яких є дрібні піропи. Пошукові роботи в межах підняття не виявили тіла кімберлітів.

Більша частина підняття перекрита малопотужною товщею пісків і глин середнього сармату. Піски істотно кварцового складу, дрібнозернисті, з незначною домішкою середньо- і крупнозернистого матеріалу. З ними пов'язаний ореол піропів, хромшпінелідів і Mg-ільменіту. Вміст піропу змінюється від 40—50 до 500—600 знаків на 20 л. Найбільші його концентрації встановлені на локальних ділянках на схилах підняття до бучацьких палеодолин. Вони фіксують собою тимчасове положення берегової зони моря, яке інгресувало на цю територію, використовуючи бучацькі долини.

В сарматському ореолі піропи представлені уламками зерен неправильної форми, розмір яких здебільшого 0,25—0,5, лише іноді 0,7—0,9 мм (див. рис. 3.2). На поверхні зерен спостерігаються краплеподібні, пірамідально-черепитчасті та інші типи скульптур гіпергенного розчинення. Окремі зерна мають форму кубоїдів з бугорчастим рельєфом граней. Всі зерна досить “свіжі”, без ознак стирання, що вказує на недалеке перенесення їх від корінних джерел і нетривале перебування в прибережній зоні моря. Звертає на себе увагу мала кількість зерен з дислокаційним типом гіпергенної корозії. Всі піропи світлозabarвлені. За даними Правобережної ГЕ, за кольором вони розподілені так, %: лілово-рожеві 25, світло-червоні 14, світло-рожеві 41, оранжеві + рожево-оранжеві 20. Піропи представлені низько- і помірнохромистими різновидами.

У Філіопільському ореолі поряд з піропами постійно наявні хромшпінеліди і магнезальні ільменіти, причому їх вміст часто в декілька разів перевищує вміст піропів. За морфологічними і хімічними особливостями вони в більшості суттєво відрізняються від однойменних мінералів із кімберлітів і лампроїтів світу.

Хромшпінеліди майже на 70 % представлені дрібними (менш як 0,35 мм) кристалами октаедричного габітусу з блискучими або матовими (кородованими) гранями (див. рис. 3.3). Порівняно часто спостерігаються також октаедри, на місці гострих ребер і вершин яких розвинуті додаткові грані. Крім того, є кристали “міріоедричного” типу (подібні до кристалів хромшпінелідів із кімберлітів), які відрізняються від октаедричних кристалів наявністю численних дрібних граней. Близько 30 % хромшпінелідів із сарматських відкладів Філіопільського ореола мають неправильну форму і просвічують червоно-бурим кольором. Їх розмір 0,1—0,4 мм. Всі морфологічні відміни хромшпінелідів не несуть ознак обкатування, що вказує на близькість розміщення їх корінних джерел.

Вивчення складу хромшпінелідів показало, що це полігенна суміш і їх корінними джерелами є породи ультраосновного складу, які кристалізувались як у верхній мантії, так і в земній корі. При цьому у сарматському ореолі хромшпінеліди мантійного походження кількісно переважають над коровими. Раніше зазначалось, що у межах підняття фундаменту, на схилах якого сформувався Філіопільський ореол у прибережній зоні сарматського моря, кімберліти і ультраосновні породи невідомі. Найближче інтрузивне тіло ультрабазитів знаходиться в 10–12 км на північний захід від ореола, в околицях с. Жданівка. Хромшпінеліди в цих ультрабазитах представлені помірнохромистими ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  30–40 %) низькомагнезійними ( $\text{MgO}$  3–7 %) різновидами корового типу. Подібні їм хромшпінеліди є у Філіопільському ореолі, і, отже, під час його утворення теригенний матеріал в значній кількості надходив з північного заходу. Слід підкреслити, що хромшпінеліди мантійного типу з цього ореола близькі або ідентичні за складом таким із сарматських відкладів Куманівецького ореола.

Серед хромшпінелідів із Філіопільського ореола діагностовано високохромисті ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 60\%$ ) низькомагнезійні ( $\text{MgO}$  3–7 %) хроміти корового типу. Близькі за складом хроміти відомі в ультрабазитах Малокутищенської інтрузії, яка знаходиться в 25 км на північний схід від ореола, на схилі Бердичів-Козятинського підняття фундаменту. Є підстави вважати, що продукти руйнування порід, які поширені на схилі цього підняття, брали участь у формуванні Філіопільського ореола.

Досить характерним мінералом ореола є магнезійний ільменіт ( $\text{MgO}$  2–7 %). Він представлений дрібними (0,2–0,4 мм) таблитчастими кристалами гексагональної форми або ізометричними кристалами ромбодрічного габітусу. Іноді спостерігаються зростки таких кристалів (див. рис. 3.4). Грані кристалів здебільшого гладенькі. Часто на них можна бачити відбитки інших мінералів, круглі западини, виколки. Лише на деяких кристалах спостерігаються ознаки незначного обкатування. Всі магнезійні ільменіти свіжі, не лейкоксеновані. Особливості морфології кристалів свідчать про те, що ореол віддалений від корінних джерел на невелику відстань.

Отже, Філіопільський ореол, який пов'язаний з відкладами середнього сармату, належить до типу мілководно-морських ореолів, утворених з продуктів руйнування кір вивітрювання місцевих кристалічних порід, у тім числі кімберлітів.

*Кожухівський ореол* розміщується на північно-західному схилі Літинського купола у морських глинисто-піщаних відкладах сарматського ярусу (рис. 3.6, див. вклейку). Він простежений на площі близько 10 км<sup>2</sup>. Найвища концентрація піропів установлена в його центральній частині (до 300–500 знаків на 20 л), найменша — у східній (до 50–60 знаків на 20 л). Піропи представлені необкатаними гострокутними уламками і уламками зерен розміром 0,2–0,6 мм (рис. 3.7). Поверхня їх здебільшого слабкородована або матова. Переважають скульптури дрібнобугорчастого типу. Піропи в основному низько- і помірнохромисті. Ореол мало вивчений.

*Мізяківський ореол* локалізований в долині середньопалеогенової річки на ділянці с. Бруслинів — с. Мізяків (у 20–25 км на північний захід від м. Вінниця). Долина завширшки 6–8 км врізана в кору вивітрювання гра-

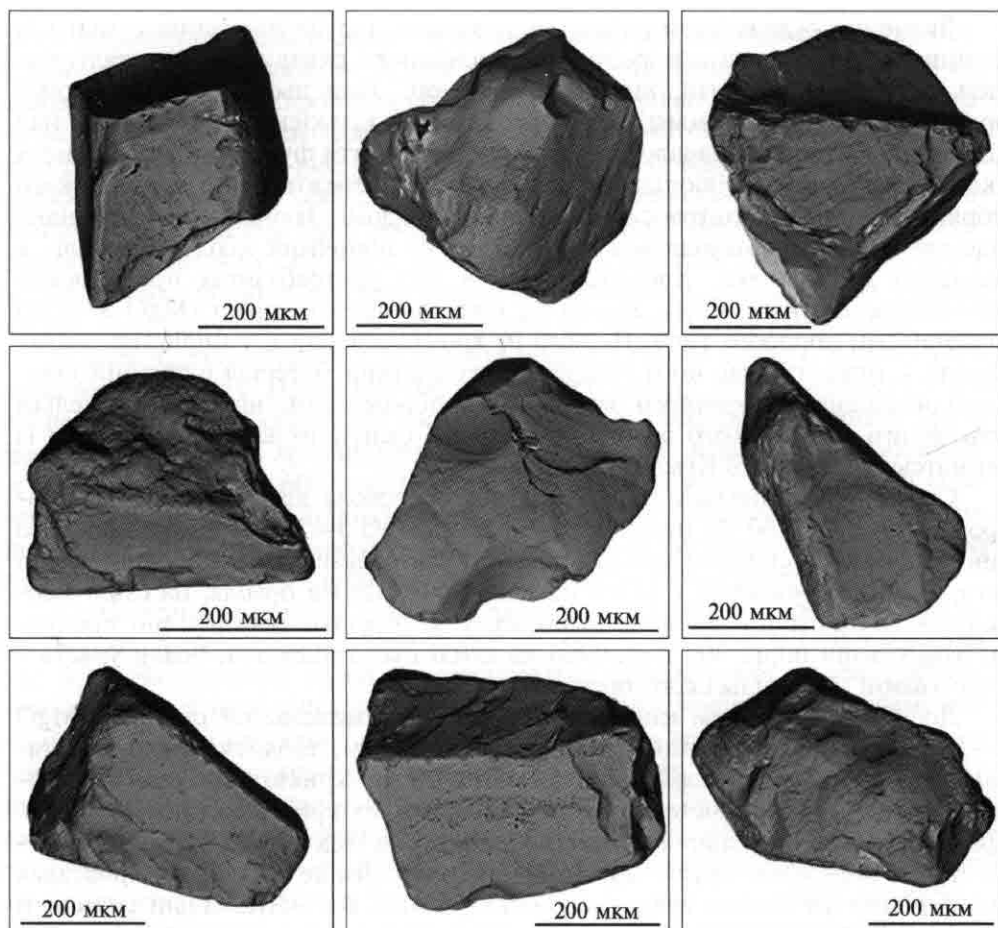


Рис. 3.7. Морфологія зерен піропу із сарматських відкладів (Кожувівський ореол)

нітоїдів і перекрита відкладами сарматського і четвертинного віку загальною потужністю до 15–20 м (рис. 3.8, див. вклейку).

Ореол пов'язаний головним чином з алювіальними відкладами бучацької світи — різнозернистими, а часто й грубозернистими пісками потужністю до 15–20 м. Шліхове опробування показало підвищений вміст піропів (від 100 до 550 знаків на 20 л) у них в околицях с. Мізяків. Крім того, піропи в кількості до 200–430 знаків на 20 л знайдені в дрібнозернистих пісках середнього сармату, які утворюють прошарки потужністю від 1–2 до 4–5 м серед товщі глин. Ореоли піропів у бучацьких і сарматських відкладах просторово збігаються.

Піропи представлені неправильними уламками і уламками більших зерен. Поверхня їх матова, бугорчаста або пірамідально-черепитчаста (рис. 3.9). На окремих зернах є численні канали травлення. Іноді трапляються кубіди з дрібнобугорчастою поверхнею і різним ступенем механічного зносу. Вони в більшості низькохромисті.



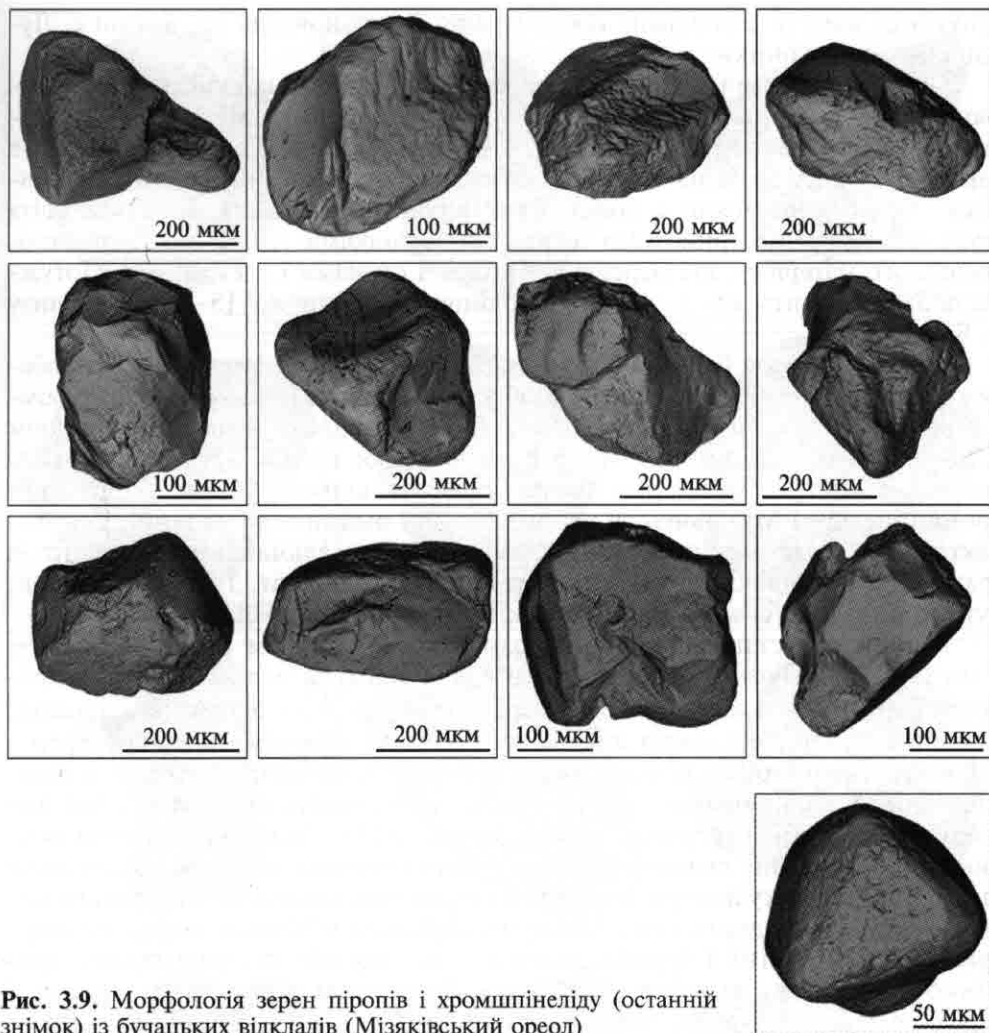


Рис. 3.9. Морфологія зерен піропів і хромшпінеліду (останній знімок) із бучацьких відкладів (Мізяківський ореол)

Хромшпінеліди представлені дрібними ( $<0,5$  мм), різною мірою обкатаними кристалами октаедричного габітусу (див. рис. 3.9) та їх уламками. Ребра і вершини кристалів майже завжди стерті і мають шорстку поверхню, тоді як центральні частини граней ще залишаються гладенькими і блискучими. За особливостями складу їх поділяють на мантійні і корові за співвідношення 1,5:1. Слід зазначити, що серед хромшпінелідів відсутні різновиди, які властиві слюдистим перидотитам Жданівської інтрузії, зате є хроміти, що подібні до таких із перидотитів Малокутищенської і Малоострозької інтрузій, які знаходяться в 30—40 км на північ від ореола.

*Бохоники-Літинський ореол* розміщується на північному схилі Літинського купола, який перекривають морські піщано-глинисті відклади сарматського ярусу (рис. 3.10, див. вклейку). В базальних горизонтах останніх спостерігаються уламки місцевих порід і їх мінералів, а також піроп й інші

супутники алмазу. Найбільша концентрація їх встановлена на ділянці с. Лукашівка—с. Бохоники.

Ореол пов'язаний з теригенними відкладами балтської світи, які виповнюють поховану палеодолину, простежену в напрямку м. Літин—с. Лукашівка—с. Бохоники. На ділянці м. Літин—с. Лукашівка долина вкладає сарматські відклади, а на ділянці с. Лукашівка—с. Бохоники повністю “розрізає” їх і її дном часто є кристалічні породи фундаменту. Балтська світа представлена різнозернистими пісками з домішками гравійного і галечно-гравійного матеріалу, які перешаровуються з глинами і алевроитами. Потужність їх становить від 5—10 м в околицях м. Літин до 15—20 м поблизу с. Бохоники.

Довжина ореола близько 30 км, ширина — 2—6 км. За даними Правобережної ГЕ, майже 80 % шліхових проб з цього ореола містять піропи і хромшпінеліди, а з великооб'ємної проби (36 м<sup>3</sup>) виділено 4 алмази розміром 0,20—0,25 мм (с. Бохоники). Вміст піропів варіює від 100—200 до 500—1000 знаків на 20 л. У таких або значно більших кількостях спостерігаються хромшпінеліди і Mg-ільменіти. Хромдіопсид і омфацит не встановлені. Характерними кластогенними мінералами ореола є альмандин і монацит із гранітоїдів бердичівського комплексу, а також ставроліт, турмалін, дистен, рутил і циркон. Усі вони мають ознаки незначного стирання.

Піропи представлені зернами розміром 0,25—0,5 мм (до 80 %) і 0,5—1 мм (до 20 %). Розмір окремих зерен 1,0—1,5 мм, за межами ореола в гравійно-галечних відкладах знайдено зерно розміром 4,5 × 5,5 мм (с. Строїнци, за даними [35]). Переважно піропи представлені уламками більших зерен з ознаками гіпергенного розчинення. Поверхня їх бугорчаста, рідше з пірамідальними і пірамідально-черепитчастими скульптурами, куби і кубоїди іноді мають дрібнобугорчасті поверхні (рис. 3.11). Трихітичні канали розчинення і корозійне розтріскування на зернах піропів спостерігаються дуже рідко. Такі самі скульптури є на зернах піроп-альмандинів еклогітового парагенезису, що свідчить про тривале перебування їх в корах хімічного вивітрювання кімберлітів і перевідкладення з цих кір або із сарматського проміжного колектору на незначну відстань. За складом переважають низько- і середньохромисті піропи, а високохромисті (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 8 %) поширені дуже мало. Доволі характерні для ореола піропи-альмандини еклогітового типу.

Хромшпінеліди представлені правильними, рідше сплосченими кристалами октаедричного габітусу, їх уламками і зернами неправильної форми розміром 0,1—0,4 мм. Є також міріоедричні кристали. Поверхня їх гладенька і блискуча, рідко дрібнобугорчаста. На ребрах і вершинах окремих кристалів помітні сліди стирання.

Хромшпінеліди є сумішшю різновидів мантийного і корового походження. Слід підкреслити, що відомі поблизу Бохоники-Літинського ореола тіла ультраосновних порід, які містять хромшпінеліди, перекриті морськими відкладами сарматського віку і тому не могли бути безпосереднім джерелом хромшпінелідів у балтські відклади. Хромшпінеліди надходили в ореол у результаті розмиву палеорічкою місцевих сарматських відкладів.

Магнезійний ільменіт доволі поширений і, як правило, утворює табличасто-гексагональні кристали розміром менше 0,5 мм. Іноді трапляються

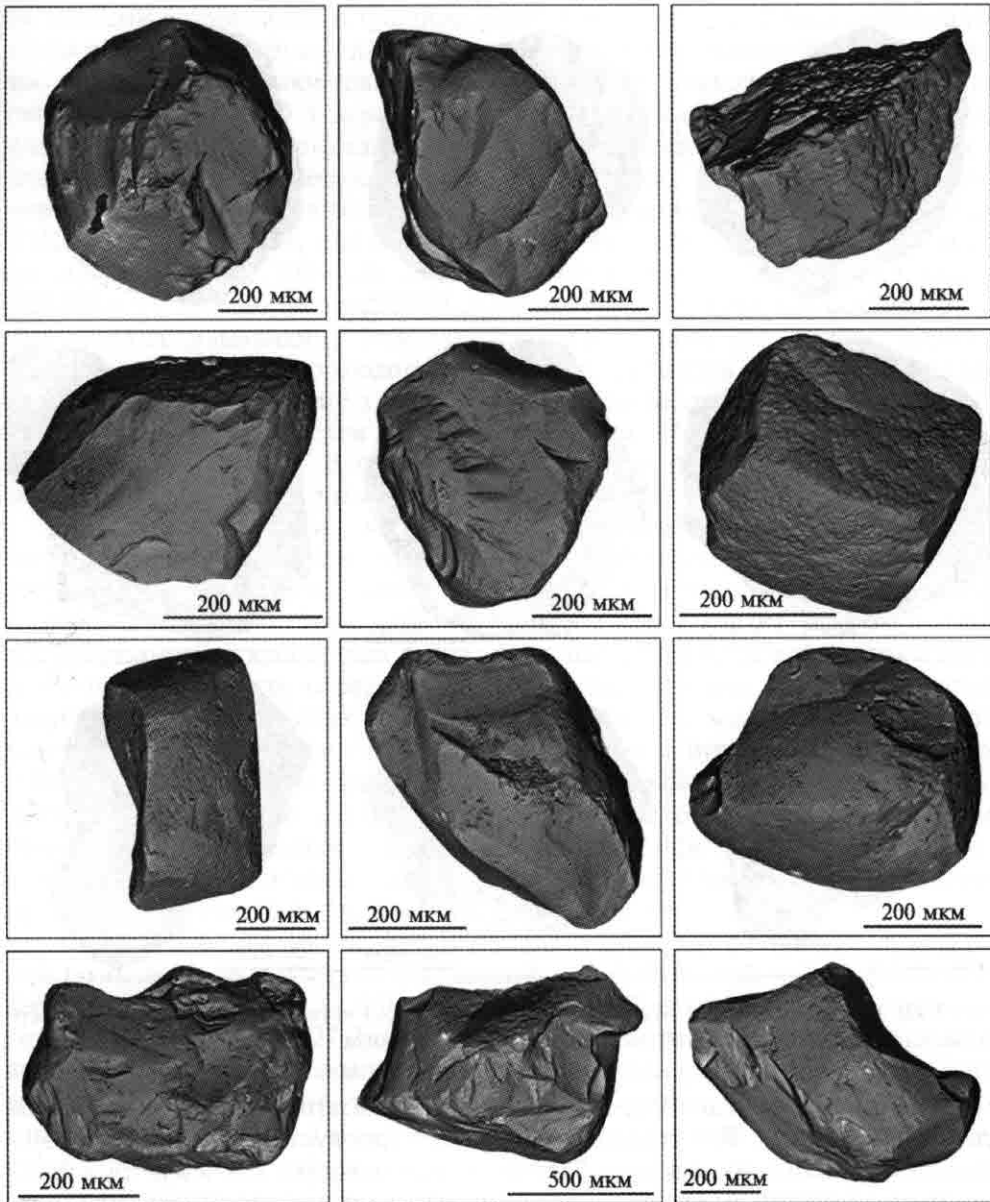


Рис. 3.11. Морфологія зерен піропу із балтських відкладів (Бохоники-Літинський ореол)

зростки двох кристалів. Поверхня їх гладенька, блискуча, без слідів стирання (механічного зносу). За морфологією і складом вони не відрізняються від таких із сарматських відкладів Куманівецького і Філіопільського ореолів (див. рис. 3.4, 3.12).

В межах ореола у великій пробі (36 м<sup>3</sup>) із балтських відкладів знайдено 4 кристали алмазів. Їх характеристика наведена в підрозділі 4.1.

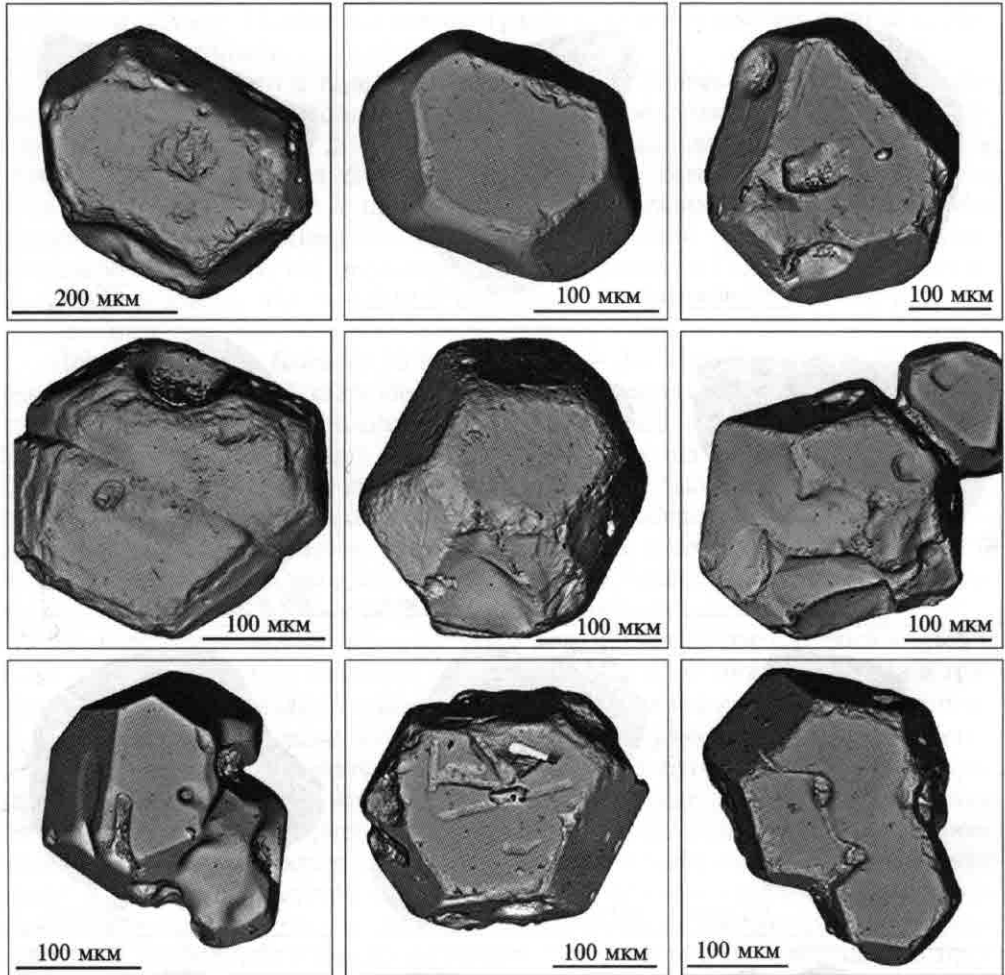


Рис. 3.12. Морфологія зерен Mg-ільменітів із балтських і четвертинних (два останні зерна) відкладів південно-західної частини Українського щита

Бохоники-Літинський ореол належить до категорії вторинних ореолів алювіального типу. Він утворився за рахунок продуктів розмиву і перевідкладення сарматських відкладів балтською палеорічкою, яка текла в напрямку Літин—Бохоники. Ореол відірваний на значну відстань від корінних джерел кімберлітового типу, на яких існувала потужна кора хімічного вивітрювання. Найперспективнішими для пошуків розсипів алмазу і його мінералів-супутників є грубозернисті й гравійно-галечні відклади руслової фації балтської світи.

*Немирівський ореол* розміщується на межиріччі Південний Буг—Устя, поблизу м. Немирів (рис. 3.13, див. вклейку). Він приурочений до алювіальних і алювіально-озерних відкладів балтської світи, потужність яких становить 10—20 м. Алювіальна фація представлена різнозернистими кварцови-

ми пісками з прошарками гравійно-галечного матеріалу. Піски здебільшого слабо відсортовані, іноді глинисті та вуглисті. У базальному горизонті алювію встановлено уламки гранітоїдів, їх мінералів, а також рештки наземних тварин (кістки, зуби) і дерев (стовбури, гілки тощо). Серед алювіально-озерних відкладів переважають дрібнозернисті піски і алеврити, в яких є лінзи або прошарки різнозернистих пісків і гравію. Ореол виділений за результатами опробування балтських відкладів у кар'єрах поблизу сіл Мухівці й Шелудьки. На жаль, він вивчений ще дуже мало. За даними [34], вміст піропів варіює від 100—150 до 1000—1300 знаків на 20 л. Такий самий вміст мають хромшпінеліди і Mg-ільменіт [36, 37]. Серед важких мінералів переважають альмандин, ільменіт, ставроліт, турмалін, дистен, циркон, монацит і рутил. За морфологією кристалів, кольором і хімічним складом монацит відповідає такому з місцевих гранітоїдів бердичівського комплексу.

Розмір більшості зерен піропів 0,4—0,5 мм. На зерна класу 0,5—1 мм припадає до 15—20 %. В околицях с. Мухівці в гравелітах руслової фації знайдено зерна піропу розміром 1,2—1,5 мм.

Піропи представлені, як правило, гострокутними уламками більших зерен (рис. 3.14). Кількість зерен з ознаками незначного механічного зносу становить 10—15 %, дуже стерті відсутні. Майже на половині зерен поверхня матова (оплавлена?). Для 50 % зерен характерні скульптури розчинення дислокаційного і кубоїдного типів. При цьому зерна з кубоїдним типом розчинення кількісно переважають. Поверхня їх вкрита різними за розмірами горбиками, на яких ні візуально, ні під час мікроскопічних досліджень не помічено слідів стирання. На зернах з інтенсивно проявленим кубоїдним типом часто спостерігаються пірамідально-черепитчасті та призматично-черепитчасті скульптури, зумовлені дислокаційним розчиненням. Рідко трапляються також зерна з крайнім ступенем розчинення — куби і кубоїди. Іноді піропи мають дрібні вclusions пікроільменіту (переважають), рутилу, хромшпінелідів, сульфідів та інших мінералів.

Вивчення понад 15 тис. зерен піропів з цього ореола [34] показало такий розподіл їх за кольором, %: ліловий — 2,9; бузковий — 8,6; фіолетово-червоний (малиновий) — 8,0; червоний — 16,7; рожевий — 30,6; оранжевий — 4,1; жовтий — 27,2; безбарвні — 1,5. Звертає на себе увагу досить високий вміст гранатів оранжевого і жовтого кольорів, які за складом і оптико-спектроскопічними параметрами відповідають гранатам еклогітового типу. Піропи низько- і помірнохромисті ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  менше 5 %). Встановлено лише кілька зерен з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 7—8 %.

Хромшпінеліди мають розмір менше 0,5 мм, в основному 0,25—0,35 мм. Це здебільшого кристали октаедричного габітусу з гострими вершинами і ребрами. Є також кристали з віциналями і зерна неправильної форми. Поверхня кристалів матова, ребра і вершини мало стерті. За морфологією і розмірами вони істотно відрізняються від хромшпінелідів із кімберлітів.

Магнезійні ільменіти представлені добре ограненими кристалами розміром 0,2—0,4 мм. Подібні ільменіти відомі в Куманівецькому, Філіопільському і Бохоники-Літинському ореолах [36].



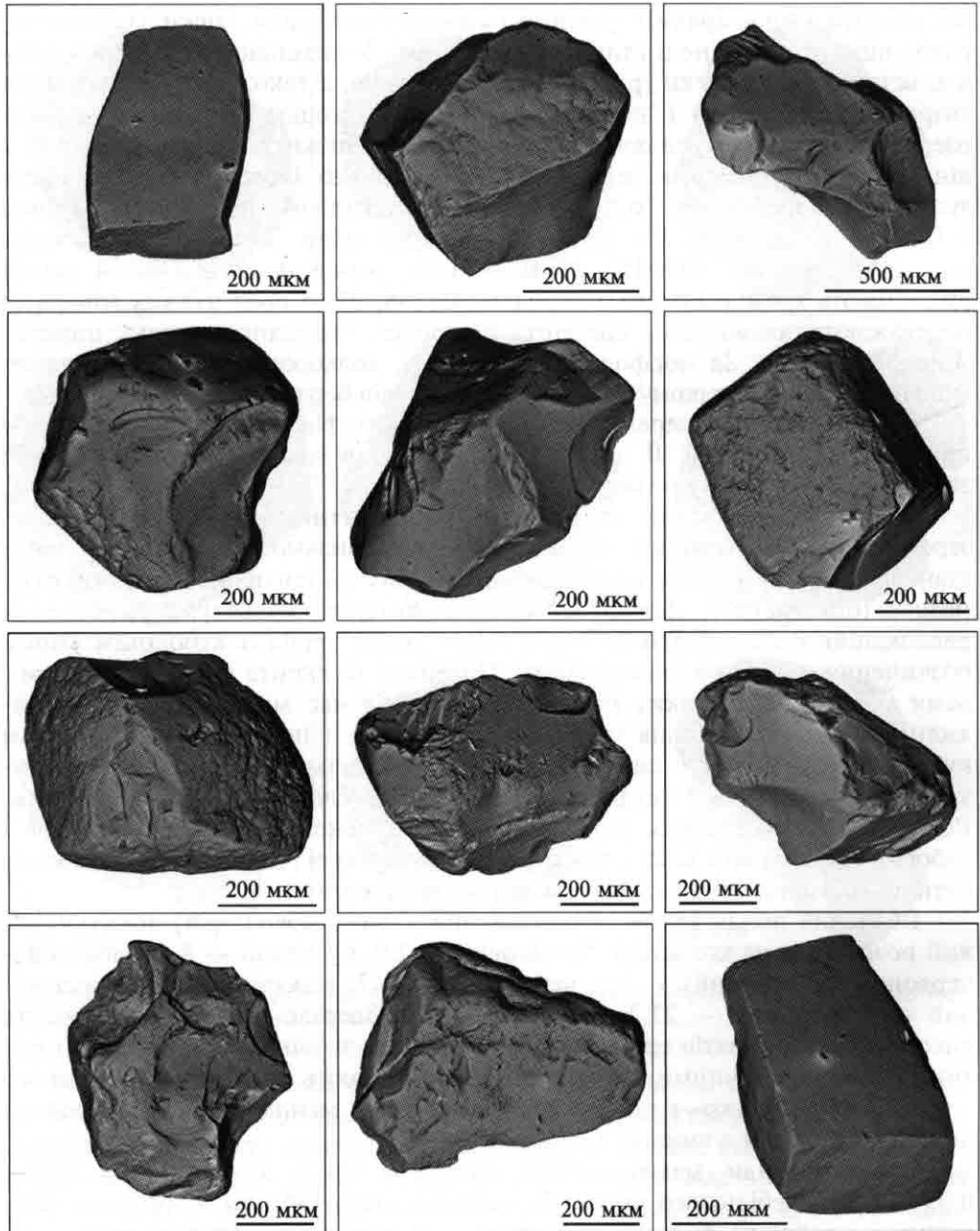


Рис. 3.14. Морфологія зерен піропів із балтських відкладів (Немирівський ореол)

За наявними даними Немирівський ореол належить до категорії первинних континентальних ореолів, які відірвані від корінних джерел на незначну відстань. Необхідні подальша його деталізація і всебічне вивчення.

*Гардишівський ореол* встановлено у 2002 р. Правобережною ГЕ (В.М. Павлюк, Р.М. Довгань) у басейні лівої притоки р. Гнилоп'ять, що впадає в неї на північ від м. Бердичів. Ореол пов'язаний із сучасними і давнішими алювіальними відкладами четвертинного віку — різнозернистими пісками з незначною домішкою гравійно-галечного матеріалу. Форма ореола стрічкоподібна, він простежений по водотоку майже на 14 км. Вміст піропів в ореолі змінюється від 20 до 150 знаків, хромшпінелідів — від 100 до 1000 знаків на 20 л. Піропи розміром 0,25—0,5 мм несуть ознаки незначного стирання. Колір їх оранжевий, рожевий і світло-червоний. Серед хромшпінелідів переважають дрібні (0,25—0,45 мм) обкатані і добре обкатані зерна. Трапляються окремі, не стерті кристали октаедричного габітусу. Морфологічні особливості піропів і хромшпінелідів вказують на те, що вони в більшості надходили з різних проміжних колекторів, а хромшпінеліди — частково з близько розташованих тіл ультраосновних порід. В одній із проб на площі цього ореола знайдено уламок кубічного кристала алмазу розміром 0,2 мм.

\* \* \*

Згідно з наведеною характеристикою найконтрастніших ореолів мінералів-супутників алмазу у південно-західній частини УЩ можна зробити такі загальні висновки.

1. Ореоли пов'язані з високозрілими теригенними відкладами бучацької світи, середнього сармату, балтської світи і голоцену.

2. За умовами утворення переважають ореоли алювіального типу. Мілководно-морський генезис мають лише ореоли середньосарматського віку.

3. Ореоли в бучацьких алювіальних і середньосарматських мілководно-морських відкладах належать до категорії первинних ореолів. У процесі їх утворення мінерали-супутники алмазу надходили безпосередньо із корінних джерел й кір вивітрювання на них. Ореоли в балтських і голоценових алювіальних відкладах є вторинними. Джерелом мінералів-супутників алмазу під час їх формування були давніші осадові породи і пов'язані з ними ореоли.

4. Мінерали-супутники алмазу в ореолах мають виразні ознаки того, що вони походять із місцевих корінних джерел, які зазнали інтенсивного хімічного вивітрювання.

## АЛМАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ І ТИПОМОРФІЗМ АЛМАЗІВ

### 4.1. АЛМАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ

Багаторічні пошукові роботи на алмаз в Україні поки що не привели до відкриття його корінних родовищ ендегенного (мантіяного) походження, але дали змогу встановити потенційно алмазоносні кімберліти палеопротерозойського віку в центральній частині Кіровоградського мегаблока та середньопалеозойського віку на сході Приазовського мегаблока УЩ і в центральній частині Прип'ятського валу. Крім того, завдяки цим роботам виявлені лампроїтоподібні породи палеопротерозойського віку на заході Приазовського мегаблока (трубкоподібне тіло Мрія та ін.) і неопротерозойського віку на північному сході Кіровоградського мегаблока (прояв Руська Поляна). Великим досягненням українських геологів є встановлення імпактних алмазів у породах Білилівської, Іллінецької, Бовтиської, Зеленогайської, Тернівської та деяких інших вибухових структур, які одні дослідники вважають метеоритними кратерами, інші — своєрідними платформними структурами вулканічного походження. Дві з цих структур — Іллінецька і Білилівська — розміщуються у південно-західній частині УЩ, на сході Бердичівського блока. Білилівська структура має значні запаси імпактних алмазів ( $10^9$  карат), тобто є родовищем [20].

Пошукові роботи дали численні знахідки алмазів і в теригенних відкладах різних стратиграфічних горизонтів та геологічних структур (рис. 4.1, див. вклейку). Вивчення цих алмазів показало наявність серед них різновидів ендегенного, метаморфогенного, імпактного і нев'язненого походження. Найчастіше спостерігаються алмази ендегенного типу, корінними носіями яких є кімберліти, а материнськими породами — мантіяні перидотити та еклогіти. Найбільшу кількість їх встановлено в неогенових титано-цирконієвих розсипах.

На території південно-західної частини щита алмази відомі у теригенних відкладах полтавської серії, балтської світи і четвертинного віку.

**Полтавська серія.** Ці відклади значно поширені на схід від лінії Дашів—Погребище—Коростишів. Вони представлені майже виключно кварцовими пісками, серед яких переважають дрібнозернисті різновиди. Відклади формувались у мілководному морі, що трансгресувало з боку Дніпровсько-Донецької западини, і в умовах приморської низинної рівнини. З пісками обох областей седиментації пов'язаний підвищений вміст мінералів з більшою, ніж у кварцу, густиною, які до того ж мають високу абразивну і хіміч-

ну стійкість. На окремих ділянках морського узбережжя і приморської низовини утворилися розсіпні прояви і родовища цих мінералів. У найбільших кількостях в них концентрувались ільменіт, рутил, циркон, дистен, силіманіт, ставроліт, турмалін. На сьогодні алмази встановлено у Зеленоярському і Тарасівському розсіпах [38]. Перший з них має алювіальне, другий — прибережно-морське походження.

*Тарасівський розсіп знаходиться* у східній частині Рось-Тікицького мегаблока УЩ, дещо південніше від м. Біла Церква. За даними публікації [38], в плані розсіп утворює тіло неправильної форми, видовжене в цілому з північного заходу на південний схід. Довжина його 15—20 км, ширина від 5—6 км у західній і центральній частинах до 1—2 км у південно-східній. Розсіп має складну внутрішню будову: у західній частині — це один потужний рудний поклад, у напрямках на схід і північний схід він спочатку розгалужується на два менш потужні поклади, які потім змінюються на лінзоподібні тіла або виклинюються. Рудні піски належать до середнього горизонту полтавської серії. Вони представлені дрібнозернистими відмінами — 60—70 % їх зерен мають розмір 0,10—0,25 мм. У північно-східній частині розсіпу підвищений вміст тонкозернистого матеріалу, а у південно-західній частині серед них з'являються лінзи крупнозернистих пісків і гравелітів з косою шаруватістю, характерною для гравійно-піщаних валів, що формуються в тильній частині пляжу. Рудні піски мають високу гранулометричну і мінералогічну диференціацію, що свідчить про їх утворення в прибережній зоні моря.

З важких мінералів у промислових кількостях встановлено ільменіт (лейкоксенований), рутил, циркон, дистен, силіманіт, ставроліт і турмалін. Є також анатаз, брукіт, лейкоксен, хромшпінеліди, баделейт, топаз, дюмортьєрит, монацит, ксенотим, каситерит та інші мінерали. В 1965 р. у цьому розсіпі Ю.О. Полканов уперше діагностував дрібні алмази, в тому числі імпактного походження. Пізніше (1971) із технологічної проби масою 800 кг було вилучено 57 алмазів розміром менше 0,3 мм.

Видовий склад важких мінералів, відсутність серед них нестійких різновидів і високий ступінь лейкоксенації ільменіту вказують на те, що їх першоджерелом у розсіп були кори хімічного вивітрювання кислих, основних і ультраосновних порід, а також кімберлітів. Як засвідчують палеогеографічні побудови та визначення ізотопного віку монациту і циркону, область живлення Тарасівського розсіпу розміщувалась у південній частині Бердичівського і північній частині Вінницького блоків, тобто в межах області живлення Зеленоярського розсіпу [39—41].

*Зеленоярський розсіп* виявлений у південно-західній частині Рось-Тікицького мегаблока, в 12 км на північний схід від м. Оратів. Розсіп пов'язаний з дрібно- і середньозернистими кварцовими пісками і пісковиками верхнього горизонту полтавської серії, які виповнюють поховану річкову долину, простежену бурінням на відстань 40 км за ширини 1—3 км (див. вклейку, рис. 2.1). Долина врізана у дрібно- і тонкозернисті піски середнього горизонту полтавської серії на глибину від 2—5 до 10—15 м. Південно-західний борт долини крутий, північно-східний — порівняно пологий.

Розсип складається з двох стрічкоподібних покладів, локалізованих поблизу південно-західного борта долини [42]. Один з них (південний) простежено на відстань 13,5 км за ширини від 40—120 до 150—200 м і середньої потужності 4,5 м. Довжина другого (північного) покладу 7,2 км, ширина 40—200 м, потужність до 4 м. Найбільша концентрація важких мінералів у північно-західній частині розсипу, найменша — у південно-східній. Розмір зерен важких мінералів 0,10—0,25 мм. Серед них найкрупнішими є зерна турмаліну і ставроліту, найдрібнішими — зерна циркону, рутилу і монациту. Ільменіт за розмірами зерен займає проміжне положення. Він представлений сильно лейкоксенізованими відмінами. Зерна всіх важких мінералів мають високий ступінь механічного зносу (обкатаності), що вказує на значну віддаленість їх корінних джерел і тривале спільне перебування в умовах седиментації. Видовий склад і типоморфні особливості важких мінералів свідчать про те, що материнськими для них були різні петротипи магматичних і метаморфічних порід та їх кори вивітрювання. Власне Зеленоярський розсип у пісках верхнього горизонту полтавської серії утворився переважно внаслідок перемивання та перевідкладення пісків середнього горизонту полтавської серії під час формування палеодолини [42].

Алмазонасність Зеленоярського розсипу встановили в 1964 р. І.Ф. Кашкаров і Ю.О. Полканов (ІМР, м. Сімферополь) при збагаченні технологічної проби із його північно-західної частини. В пробі масою 4 т було знайдено 404 кристали алмазу розміром менше 0,4 мм. У 1976 р. Побузька ГЕ, яка проводила пошуки родовищ алмазу на Побужжі і Придністров'ї (Д.А. Лавров, А.І. Кручек та ін.) відібрала з цього розсипу пробу об'ємом 5 м<sup>3</sup> (близько 11 т) і в ній, за участі В.М. Квасниці, було встановлено 102 кристали алмазу того самого розміру, що і в першій пробі. З 1984 по 1988 р. Правобережна ГЕ (Е.В. Мельничук, В.К. Гребнев та ін.) відібрала проби загальною масою понад 15 т, з яких вилучено 163 дрібні кристали алмазу.

Таким чином, із майже 30 т титано-цирконієвих руд Зеленоярського розсипу виділено 670 кристалів алмазу розміром 0,1—0,4 мм. За даними Ю.О. Полканова, вміст алмазу становить 0,06 кар на 1 м<sup>3</sup> рудних пісків. Середня маса одного кристала алмаза 0,023 мг. Із мінералів-супутників алмазу в цьому розсипу встановлено хромшпінеліди та помірномагнезійні ільменіти (MgO 2—6 %).

У піщаних відкладах полтавської серії крім Зеленоярського і Тарасівського титано-цирконієвих розсипів алмаз відомий також у верхів'ях річок Сквирка (західніше м. Сквир) і Рось (західніше м. Погребище). На першій ділянці знайдено два кристали алмазу. Один — куб бузково-малинового кольору розміром 0,12 × 0,12 мм, другий — пластинка гексагонального обрису світло-сірого кольору розміром 0,25 × 0,20 мм. Другий кристал належить до імпактного типу і є, можливо, продуктом руйнування алмазонасних зювітів і тагамітів Білilівської астроблеми, розташованої в 35 км західніше, в межах Бердичівського підняття фундаменту.

Поблизу м. Погребище в полтавських піщаних відкладах з домішкою гравійного матеріалу виявлено 5 зерен алмазу розміром 0,10—0,35 мм [15]. Два з них — уламки кристалів октаедричного габітусу. На одному уламку збереглися грані з ознаками поліцентричного росту. Він безбарвний, в уль-



трафіолетових променях люмінесціює яскравим зеленувато-голубим кольором. Уламок іншого октаедра має жовтувато-коричневе забарвлення і паралельну штриховку на ребрах, в ультрафіолетових променях світиться оранжевим кольором. Два кристали мають кубічний габітус і бурувато-жовте забарвлення. Один з них є уламком, інший — зростком трьох кубічних кристалів. Вони люмінесціюють оранжевим кольором середньої інтенсивності. П'ятий алмаз — уламок неправильної форми світло-жовтого кольору. З алмазами асоціюють піропи лерцолітового і піроп-альмандини еклотітового парагенезисів. Більшість їх несе ознаки інтенсивного механічного стирання. Ці піропи і піроп-альмандини дуже подібні до таких із бучацьких відкладів Любар-Філіопіль-Бруслинівської палеодолини, закартованої на Бердичівському блоці.

**Балтська світа.** Поширена на межиріччі Південний Буг—Мурафа, де представлена товщею континентальних відкладів дельтової, руслової, заплавної та озерної фації [14, 34]. Переважають різнозерністі піски з прошарками і лінзами гравійно-галечного або глинистого матеріалу. Вони містять у значній кількості мінерали-супутники алмазу, які утворюють на окремих ділянках досить контрастні ореоли — Бохоники-Літинський, Немирівський, Строїнці-Жмеринський та ін. Відклади цієї світи здавна привертають увагу як важливий колектор і перспективний пошуковий об'єкт на розсипи алмазів. Однак незважаючи на великий об'єм їх збагачення (понад 360 м<sup>3</sup>), встановлено лише 34 кристали алмазу розміром до 0,5 мм. Характеристика їх наведена у п. 4.2.2. Літологію і фаціальний склад відкладів балтської світи досить повно висвітлили О.П. Бобрієвич, Л.М. Дружинін і Г.І. Смирнов у монографії “Алмазонасність теригенних утворень балтської світи України” [14].

**Четвертинна система.** Представлена відкладами різного походження плейстоценового і голоценового віку. В південно-західній частині УЩ відомо 20 кристалів алмазу [12—14, 43]. Більшість їх знайдено в сучасному алювії р. Південний Буг та її правобережних приток, які дренують континентальні відклади балтської світи та морські відклади середнього сармату. З урахуванням наявності алмазів у балтських відкладах можна вважати, що саме вони були проміжним колектором, який постачав алмази під час формування алювію названими річками.

Найбільшу кількість алмазів (7 кристалів) виявлено у сучасному алювії р. Південний Буг на ділянці між селами Сутиски—Печера. Всі алмази дрібні — 0,15—0,40 мм. Чотири з них представлені кристалами і уламками кристалів октаедричного габітусу. На гранях двох кристалів розвинуті тригональні шари росту, два інші кристали — плоскогранні. Два кристали безбарвні, один — світло-сірий, ще один — світло-жовтий. В ультрафіолетових променях вони люмінесціюють блакитним, зеленувато-жовтим і червоно-оранжевим кольором. Крім октаедрів встановлено кристал ромбододекаедричного габітусу з ознаками антискелетного росту граней (111) та уламок неправильної форми бурувато-зеленого кольору. В ультрафіолетових променях вони не люмінесціюють. Ці зелені алмази подібні до алмазів дністровського типу. Ще один алмаз являє собою дещо сплюснений по одній вісі кристал кубічного габітусу світло-сірого кольору. Поверхня його

граней дрібнобугорчаста, ребра прямі. В ультрафіолетовому промінні не люмінесціює. Алмази із сучасного алювію цієї ділянки дуже подібні до таких із балтських відкладів, які поширені головним чином на правобережжі р. Південний Буг.

У сучасному і терасовому алювії р. Південний Буг та її приток на Хмільницькій ділянці (м. Хмільник, села Малий Митник і Жданівка) знайдено 5 індивідів алмазу розміром 0,1—0,5 мм, з них 2 — кристали октаедричного габітусу, 2 — кристали ромбододекаедричного габітусу, 1 — уламок неправильної форми. Чотири кристали безбарвні і лише уламок одного ромбододекаедра має темно-зелений колір. Інші дані стосовно алмазів відсутні. На цій ділянці балтські відклади невідомі, зате значно поширені морські піски і глини середньосарматського віку, з якими пов'язані Куманівецький і Філіопільський ореоли піропів та інших мінералів-супутників алмазу. Оскільки ці мінерали не мають ознак, які б свідчили про наявність безпосередньо на ділянці їх корінних джерел, ми схильні вважати, що алмази надходили у четвертинний алювій із вторинних колекторів і насамперед із місцевих сарматських відкладів, поширених на захід і північний захід від м. Хмільник.

У сучасному алювії короткого водотоку, який зліва впадає у р. Гнилоп'ять північніше м. Бердичів, у межах Гардишівського ореола знайдено пошкоджений кристал алмазу кубічного габітусу розміром 0,20 × 0,15 мм. Поверхня його граней бугорчаста, ребра прямі і гладенькі. Колір світло-сірий. В ультрафіолетових променях не люмінесціює. Подібний тип алмазів відомий у Зеленоярському титано-цирконієвому розсіпу і в балтських відкладах, область живлення яких розміщувалась у південно-західній частині Бердичівського блока. Алмаз знайдено в алювії на північному схилі найбільш піднятої ділянки блока — Бердичів-Козятинської височини. В алювії цього водотоку він міг потрапити лише з давніших місцевих осадових порід. Такими були, ймовірно, флювіогляціальні відклади середнього плейстоцену. Вони складають тут Тетерів-Гнилоп'ятську алювіально-льодовикову рівнину, яку перетинає р. Гнилоп'ять.

Знахідки алмазів у четвертинних відкладах відомі також у верхній течії р. Рось (с. Погреби, терасовий алювій плейстоценового віку) та у верхів'ї р. Роська (с. Якимівка, сучасний алювій руслової фації). У першому пункті виявлено уламки двох кристалів октаедричного габітусу розміром 0,2—0,3 мм. Один з них безбарвний, інший — жовтий. У другому пункті, розташованому поблизу Зеленоярського титано-цирконієвого розсіпу неогенового віку, в пісках верхнього горизонту полтавської серії встановлено один алмаз розміром 0,22 × 0,20 мм (зросток двох кубів світло-жовтого кольору з кородованою (бугорчастою) поверхнею граней). І р. Рось, і р. Роська розмивають алмазонасні відклади полтавської серії й з них, напевно, і надходив алмаз у терасовий та русловий алювій плейстоценового і голоценового віку.

Поодинокі алмази імпактного типу знайдено в алювіальних галечно-гравійно-піщаних відкладах р. Сібок на ділянці, де річка розмиває породи Іллінецької астроблеми. Це уламки псевдогексагональних пластинчастих кристалів розміром 0,1—0,2 мм. На їх поверхні досить добре проявлені корозійні западини і системи паралельних ліній, які пересікаються між собою у двох-трьох напрямках. Один з кристалів має блокову будову. Люмі-

несціюють в ультрафіолетових променях жовтим кольором. Забарвлення темно-сіре і чорне. За зовнішніми ознаками ці алмази подібні до таких із зювітів Іллінецької астроблеми. ІЧ-спектри їх істотно відрізняються від ІЧ-спектрів монокристалічного алмазу із кімберлітів як за конфігурацією спектрів, так і за типами і концентрацією азотних та інших центрів, що пов'язано з принципово різними умовами їх утворення. На жаль, детальніше дослідити імпакті алмази із алювію р. Сібок не вдалося.

## 4.2. ТИПОМОРФНІ ОСОБЛИВОСТІ АЛМАЗІВ

Як зазначено вище, у південно-західній частині УЩ знахідки алмазів відомі у теригенних відкладах полтавської серії, балтської світи і четвертинного віку. В різні роки їх вивчали Ю.О. Полканов, В.М. Квасниця, М.М. Таран, О.Ю. Палкіна, Т.М. Лупашко, К.О. Ільченко та ін. [38, 43—48 та ін.]. Результати цих досліджень враховані при розгляді типоморфізму алмазів.

### 4.2.1. Алмази із відкладів полтавської серії

Відклади полтавської серії значно поширені на сході південно-західної частини УЩ. Вони представлені переважно дрібнозернистими істотно кварцовими пісками континентального і морського походження. З ними пов'язано декілька титано-цирконієвих розсіпів, з яких Зеленоярський і Тарасівський є алмазонасними. Перший належить до алювіального типу, другий — до прибережно-морського.

У процесі збагачення руд Зеленоярського і Тарасівського розсіпів було вилучено відповідно 670 і 60 індивідів алмазів розміром 0,1—0,4 мм. Переважають цілі кристали, багато і їх уламків. За даними Ю.О. Полканова [38], кількість кристалів кубічного габітусу становить 50 %, октаедричного — 22,7, додекаедричного — 1,7, комбінаційного — 25,6 %. Найкраще збереглися кристали кубічного габітусу. Серед них кількість цілих кристалів дорівнює 67, пошкоджених — 33 %, уламки майже повністю відсутні. Серед кристалів октаедричного габітусу цілі й пошкоджені різновиди в сумі не перевищують 45 %, понад 50 % — їхні уламки. Серед кристалів ромбододекаедричного габітусу близько 30 % складають цілі кристали і стільки ж — уламки. Виходячи зі ступеня збереженості кристалів алмазів, можна стверджувати, що розмір деяких з них сягав або перевищував 1 мм.

Кристали октаедричного габітусу здебільшого сплюснені по вісі  $L_3$  та витягнуті по вісі  $L_2$ . Іноді вони утворюють зростки двох і більше октаєдрів. Поверхня їх граней гладенька, рідко тонкобугорчаста, з трикутними западинами і снопоподібною штриховкою.

Кристали ромбододекаедричного габітусу, як правило, кривогранні, частина їх має плоскі грані. Деякі з них сплюснені або видовжені по одній вісі. Виділяються кристали з гладенькою поверхнею граней, з ламінарною їх будовою, із снопоподібною штриховкою, з бугорчастими, черепицеподібними скульптурами.

Кристали кубічного габітусу представлені як власне кубами, так і кубоїдами, вершини і ребра яких ускладнені поверхнями октаєдрів або ромбододекаєдрів. Грані кристалів мають майже завжди нерівну, бугорчасту поверхню. Іноді на них спостерігаються скульптури блокового типу. На багатьох кристалах розвинуті випуклі або увігнуті грані і ребра. Серед кристалів кубічного габітусу переважають правильні куби; відносно часто спостерігаються асиметричні кристали, які дещо видовжені або сплюснені по одній вісі.

Комбінаційні кристали займають проміжне положення між октаєдрами і ромбододекаєдрами. В них, як правило, переважають плоскі грані октаєдрів. Є також комбінаційні кристали з кривогранными поверхнями, зі снопоподібною або паралельною штриховкою. Іноді трапляються комбінаційні кристали типу куб-ромбододекаєдр.

Вище згадувалося, що значна частина кристалів алмазів різних морфотипів має різні пошкодження. Всі сколи на них природного походження. На більшості сколів розвинуті краплеподібні та бугорчасті скульптури, а іноді й трикутні западини, які утворилися в результаті магматичної корозії. Такі самі скульптури досить поширені і на неушкоджених гранях кристалів. Слід підкреслити, що переважна більшість кристалів та їх уламків не несуть ознак механічного зносу, хоча на багатьох з них помітні свіжі сколи і вищербини. Ці морфологічні особливості алмазів є свідченням того, що вони перенесені на незначну відстань від корінних джерел і не знаходились у давніших проміжних колекторах.

Алмази за кольором розподіляють так [38], %: безбарвні — 70; рожеві + бузкові — 13, жовті — 5; зелені — 8; чорні та сірі — 4. В ультрафіолетових променях алмази люмінесціюють, %: оранжевим кольором — 48; жовтим — 10; зеленим — 21; синьо-блакитним — 7. Не проявляють люмінесценції 14 % кристалів алмазів. Оранжеву люмінесценцію мають здебільшого кристали кубічного габітусу та їх уламки. Останні переважають і серед алмазів, що не світяться в ультрафіолетових променях. Значна частина кубічних кристалів має, крім того, жовтий колір люмінесценції. Кристали ж октаєдричного габітусу, як правило, світяться зеленим кольором, рідко — жовтим і синьо-блакитним. За даними Т.М. Лупашко, А.М. Таращана та співавт. [46], блакитний колір люмінесценції алмазів зумовлений високою концентрацією в них центрів N3, зеленувато-блакитний — центрів N3 і H3 (при N3 > H3), зелений — центрів N3 і H3 (при N3 = H3), жовто-зелений — центрів N3 і H3 (при N3 < H3), оранжевий — центрів N3, H3 і 575 нм (при N3 < H3 > 575 нм), жовтий — центрів N3, S1 і 575 нм (при N3 < S1 > 575 нм), оранжево-червоний — центрів 575 і 409 нм (при 575 > 409 нм).

Типові спектри фотолюмінесценції алмазів Зеленоярського розсипу наведено на рис. 4.2. Набір таких центрів та співвідношення їх концентрацій свідчать про наявність у алмазів структурних і домішкових дефектів, в яких знаходиться азот у вигляді одиничних атомів або їх агрегацій залежно від P–T умов утворення та подальшого знаходження алмазів. Отже, фотолюмінесцентні властивості алмазів — важлива типоморфна ознака, яку можна використовувати для ідентифікації алмазів із різних ореолів і корінних джерел.

Порівняння алмазів із Зеленоярського і Самотканського розсипів вказує на їх значну подібність за співвідношенням габітусних форм і кольорових

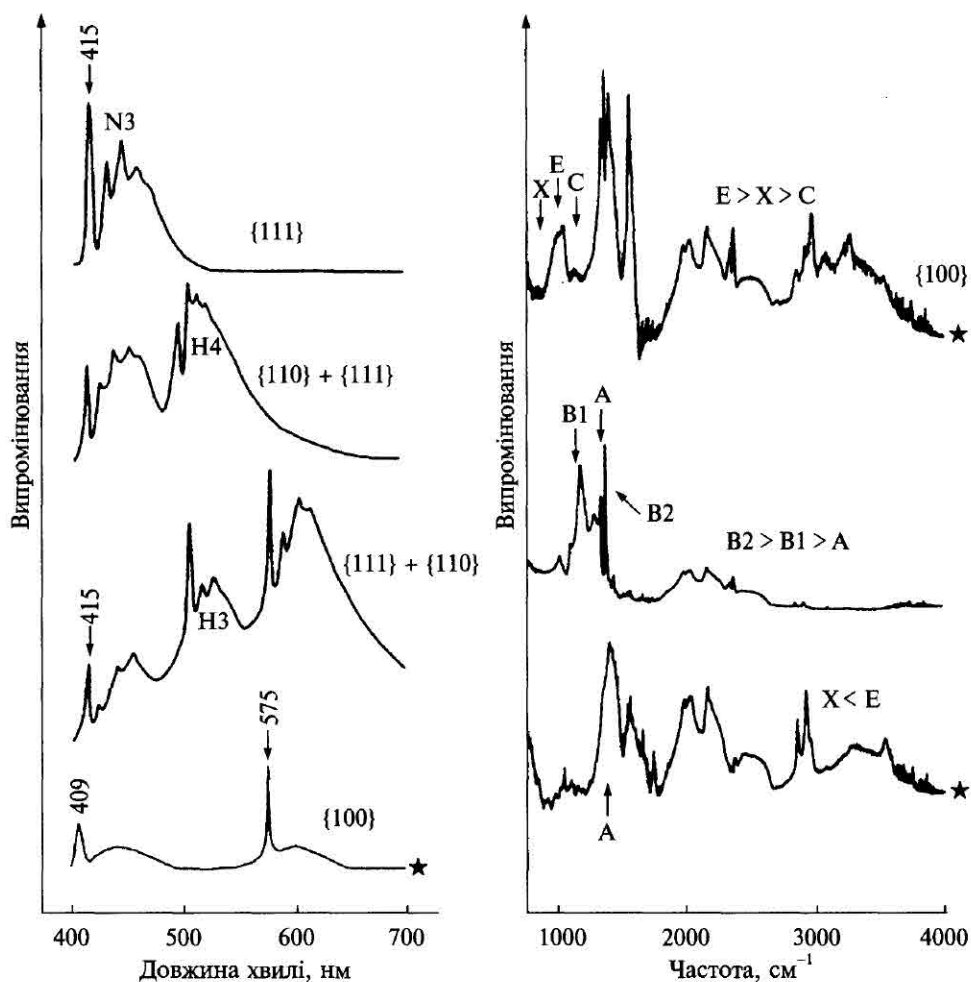


Рис. 4.2. Типові спектри фотолюмінесценції — (300 К) та ІЧ-поглинання алмазів октаедричного та кубічного (позначено зірочкою) габітусів із Зеленоярського титано-цирконієвого розсіпу південно-західної частини Українського щита [46]

відмін кристалів та за особливостями люмінесценції. Разом з тим за цими ознаками вони помітно відрізняються від алмазів із кімберлітів і лампроїтів.

На ІЧ-спектрах алмазів із Зеленоярського розсіпу (вивчено 30 кристалів) проявлені смуги поглинання, які зумовлені характерними для більшості природних алмазів агрегованими азотними центрами А і В1, центром В2 та одноатомним азотним центром С (рис. 4.3, а, з).

За даними [47, 48], інтенсивність основних смуг поглинання в цих алмазах змінюється в таких межах: А-центру ( $1282\text{ см}^{-1}$ ) —  $4,158 \pm 0,092$ ; В1-центру ( $1175\text{ см}^{-1}$ ) —  $3,44 \pm 0,081$ ; В2-центру ( $1359\text{--}1380\text{ см}^{-1}$ ) —  $1,408 \pm 0,034$  (для одного зразка —  $4,172$ ); С-центру ( $1130\text{--}1180\text{ см}^{-1}$ ) —  $0,547 \pm 0,1$ . У спектрах частини алмазів зафіксована слабка смуга центру А за від-



сутності смуг В-центрів. Більшість кристалів мають центр В2. Для декількох алмазів інтенсивність смуги поглинання центру В2 різко переважає над іншими; висока концентрація В2-центру свідчить про високотемпературні умови їх кристалізації.

В ІЧ-спектрах багатьох алмазів із Зеленоярського розсипу наявні смуги поглинання в діапазоні 1030—1050 і 975—1010  $\text{см}^{-1}$  (рис. 4.3, б, в). Найчастіше вони виявляються в тих різновидах алмазів, які не містять азотних центрів А, В1 та В2. Їх наявність пов'язують відповідно з центрами Е і Х, природа яких остаточно не визначена. В ІЧ-спектрах третини алмазів із цього розсипу проявлені різні за інтенсивністю смуги поглинання 3107,

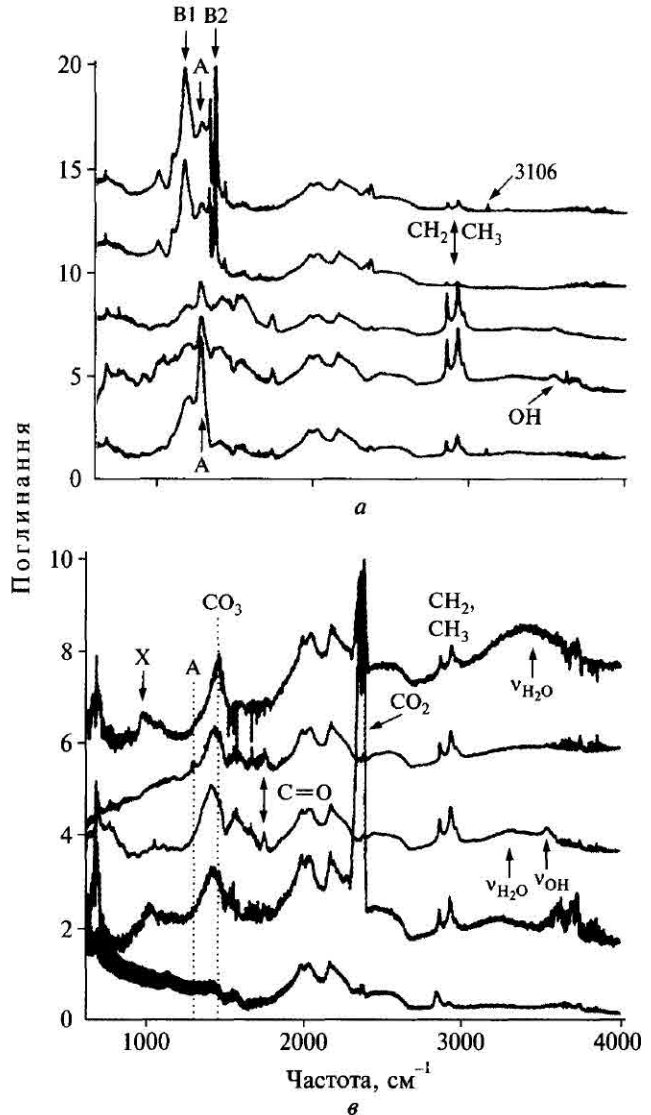


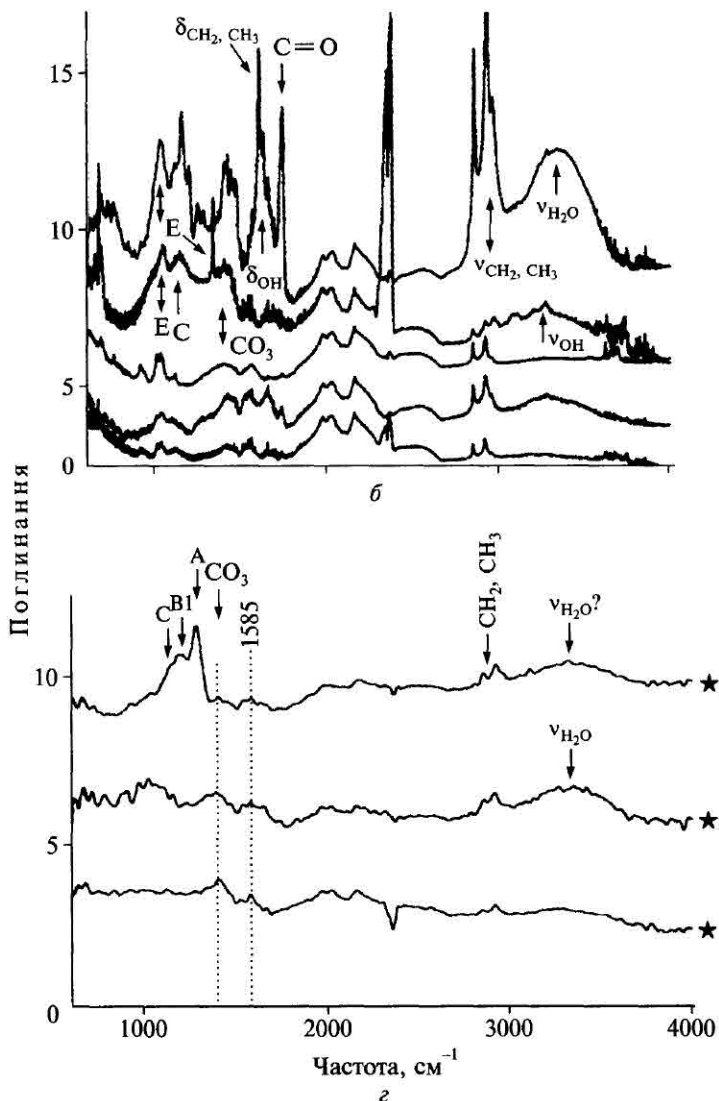
Рис. 4.3. ІЧ-спектри мікроалмазів із Зеленоярського (а—в) і Тарасівського (г) титаноцирконієвих розсипів [47, 48]. Тип мікроалмазів: а — Іа, б — Іаб (другий зверху) та Іаа, в — Іаа, г — Іаб; зірочка — спектри, згладжені по 25 точках

## 4.2. Типоморфні особливості алмазів

2840—2980, 1400—1470  $\text{cm}^{-1}$  та деякі інші (рис. 4.3, *a—в*). На думку багатьох дослідників, вони зумовлені відповідно коливаннями груп  $>\text{C}=\text{CH}_2$ ,  $\text{CH}_2$  та  $\text{CO}_3^{2-}$ . В ІЧ-спектрах окремих алмазів є також смуги поглинання  $\text{H}_2\text{O}$  і  $\text{OH}$ -груп.

Згідно з даними ІЧ-спектроскопічного вивчення зеленоярьських алмазів, 50 % їх належить до спектрального типу Іа (безазотні), 40 % — типу Іа, 5 % — типу Іb і 5 % — до типу Іab.

Наведені вище результати досліджень дають змогу визначити особливості Зеленоярьського і Тарасівського алмазоносних розсипів і типоморфізму їх алмазів:



1) помітне переважання кристалів кубічного габітусу над октаедричними, значний вміст комбінаційних кристалів й відсутність на кристалах пігментації;

2) високий вміст алмазів з оранжевою люмінесценцією, дуже низький вміст алмазів із синьо-блакитною люмінесценцією та відсутність люмінесценції у зелених алмазах;

3) своєрідність ІЧ-спектрів: а) наявність смуг поглинання різної інтенсивності, які зумовлені Е- та Х-центрами, а також вініліденових груп  $>C=CH_2$ , аліфатичних груп  $CH_2$  і  $CH_3$  та  $H_2O$  і ОН-груп; б) висока частка безазотних алмазів; в) знахідки алмазів з високою концентрацією В2-центрів;

4) підвищений вміст полікристалічних алмазів імпактного типу, які за морфологією і кольором зерен, конфігурацією ІЧ-спектрів й структурними особливостями істотно відрізняються від монокристалічних алмазів кімберлітів, лампроїтів та метаморфітів кокчетавського типу;

5) відсутність алмазів, які характерні для еклогіт-гнейсових метаморфітів кокчетавського типу.

Таким чином, у Зеленоярському і Тарасівському титано-цирконієвих розсипах містяться алмази, які походять не менше ніж із трьох різних за генезисом корінних джерел. Переважна кількість алмазів має подібність до дрібних алмазів перидотитового і еклогітового типів із кімберлітів. Корінними джерелами їх були швидше за все кімберліти з підвищеним вмістом продуктів дезінтеграції еклогітів, у тому числі алмазонасних. У межах прогнозованої області живлення цих розсипів кімберліти поки що не відомі, але ореоли їх індикаторних мінералів доволі поширені. Основним корінним джерелом алмазу імпактного типу слугували породи Іллінецької вибухової структури (астроблеми), яка знаходиться південно-західніше від цих розсипів, на південному схилі Хмільник-Тетіїв-Володарської палеодолини, по якій транспортувався теригенний матеріал для формування розсипів. Вміст імпактного алмазу в Іллінецькій структурі незначний [20], але зважаючи на великий розмір (діаметр понад 3 км) та близькість її до названої палеодолини, вона була суттєвим джерелом імпактного алмазу. Білилівська астроблема знаходиться значно північніше від Хмільник-Тетіїв-Володарської палеодолини, від якої до того ж відділена Бердичів-Козятинською денудаційною височиною. І хоча ця астроблема багата на імпактні алмази, її значення як джерела алмазів для Зеленоярського і Тарасівського розсипів було досить обмеженим.

#### 4.2.2. Алмази із відкладів балтської світи

Як зазначено вище, відклади балтської світи поширені головним чином на межиріччі Південний Буг—Дністер. Вони представлені алювіальною, дельтовою і алювіально-озерною фаціями. Головним джерелом теригенного матеріалу для їх формування були місцеві морські піщано-глинисті відклади сарматського віку.

У балтських відкладах відомо 34 індивіди алмазу. Переважна кількість їх знахідок припадає на північну частину розвитку балтських відкладів.

Розмір кристалів менше 0,5 мм, найчастіше 0,13—0,30 мм і тільки двох — більш ніж 0,5 мм. Один з них — пошкоджений кристал (відсутня 1/3 частина) розміром 0,95 мм, знайдений в околицях с. Строїнці у піщано-гравійно-галечних відкладах. Ці породи просторово тяжіють до долини балтської палеорічки, що, за даними [14], текла у напрямку Летичів—Кармелюкове—Жмеринка—Строїнці—Вапнярка.

Кількість кубів, октаєдрів і кристалів комбінаційного типу становить відповідно 8, 6 і 4, уламків неправильної форми — 8. Найкрупніший кристал має додекаедричний габітус. Специфічну групу складають зелені кристали комбінаційних типів {111}—{110} і {110}—{100}, тетрагексаєдроїди і додекаєдроїди. Таких кристалів у балтських відкладах на сьогодні відомо вісім. Подібні їм зелені тетрагексаєдроїди були вперше встановлені Ю.О. Полкановим в алювії р. Дністер і виділені ним у так званий дністровський тип [7].

За кольором алмази розподілено так, %: зелених — 30, безбарвних — 32, жовтих — 21, бурих — 12, рожевих — 5.

Близько 55 % вивчених алмазів люмінесціюють в ультрафіолетових променях. З них майже половина — оранжевим кольором і стільки ж — зеленуватим і жовтуватозеленим. Лише поодинокі алмази мають зеленувато-блакитну люмінесценцію. Понад 45 % алмазів, у тому числі всі зелені алмази, не світяться в ультрафіолетових променях. На найхарактерніших спектрах фотолюмінесценції алмазів із балтських відкладів виразно виділяються основні лінії і смуги, які властиві алмазам із кімберлітів. Разом з тим спектри мають і специфічні особливості. Одна з них — наявність інтенсивної смуги 575 нм, яка відповідає за оранжевий колір люмінесценції алмазів. Більшість дослідників вважає, що ця смуга зумовлена одиночними міжвузловими атомами азоту. Вона зафіксована в спектрах фотолюмінесценції кристалів алмазу кубічного габітусу і одного відносно великого кристала додекаедричного габітусу.

Інфрачервоні спектри є, як відомо, важливою типоморфною ознакою алмазів. Для отримання якісних спектрів придатні кристали, які мають рівну поверхню граней і до того ж добру прозорість. Таким вимогам задовольняло лише декілька кристалів (рис. 4.4). За даними [48], ці алмази мають досконалу структуру і в ІЧ-спектрах їх відсутні смуги поглинання як одиночних атомів азоту (центри типу С), так і агрегованих атомів азоту (центри типів А і В1), що дає підставу вважати їх безазотними і відносити до типу Іа. Разом з тим на ІЧ-спектрах проявлені смуги поглинання груп  $\text{CH}_2$  і  $\text{CH}_3$  у діапазоні 2840—2960 і 3107  $\text{cm}^{-1}$  та широкі смуги поглинання на ділянці 1410 та 1545—1580  $\text{cm}^{-1}$ , які пов'язують з валентними коливаннями іона  $\text{CO}_3^{2-}$ . В спектрі одного з алмазів є також широка смуга поглинання 3260  $\text{cm}^{-1}$  та вузькі смуги 3620 і 3700  $\text{cm}^{-1}$ , які зумовлені валентними коливаннями молекул  $\text{H}_2\text{O}$  та ОН-груп. У цьому самому алмазі спостерігається порівняно інтенсивна смуга 1036  $\text{cm}^{-1}$ , природа якої поки що нез'ясована і умовно пов'язується з центром Е. Для алмазів із балтських відкладів та алювію рік Дністер і Південний Буг співвідношення між типами фізичної класифікації, за даними досліджень з ІЧ-спектроскопії, таке: Іа — 48 % кристалів, тип Іа — 52 %.

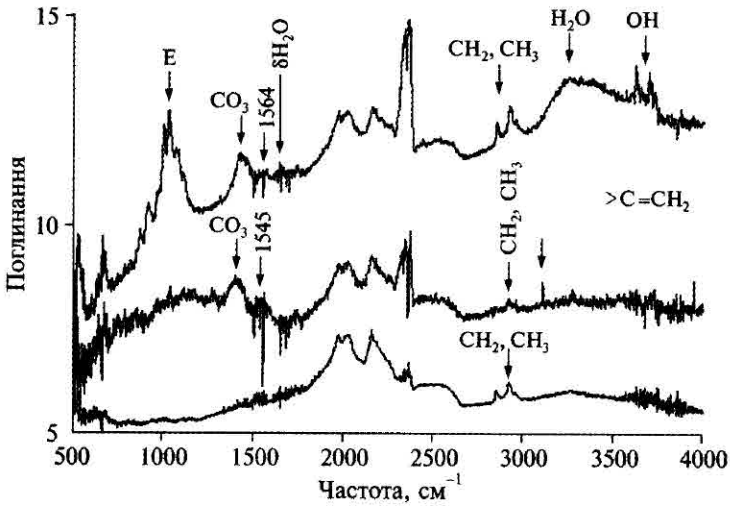


Рис. 4.4. ІЧ-спектри трьох зразків алмазу із балтських відкладів південно-західної частини Українського щита [46—48]

Виходячи з особливостей кристаломорфології, фотолюмінесценції та ІЧ-спектроскопії, можна зробити висновок, що серед відомих у балтських відкладах алмазів різновиди еклогітового типу дещо переважають над перидотитовими. Це цілком узгоджується з результатами вивчення найважливіших мінералів-супутників алмазів — піропів перидотитового і піроп-альмандинів еклогітового парагенезисів. Як показано нижче (див. підрозд. 5.1) серед піроп-альмандинів еклогітового парагенезису із балтських відкладів значна частина належить до алмазної асоціації, тоді як піропи перидотитової алмазної асоціації трапляються надзвичайно рідко.

Окремий тип утворюють комбінаційні кристали і тетрагексаедроїди зеленого кольору. На ІЧ-спектрах подібних до них алмазів із четвертинного алювію нижньої течії р. Дністер проявлена досить інтенсивна смуга  $1135\text{ cm}^{-1}$  та слабкі смуги  $1032\text{--}1046$  і  $1343\text{ cm}^{-1}$ , за які відповідає С-центр (неагреговані атоми азоту). Крім того, на спектрах виділяється смуга поглинання  $1282\text{ cm}^{-1}$ , зумовлена наявністю в алмазах агрегованих азотних А-центрів. Подібні ІЧ-спектри мають алмази із лампрофірів Канади.

Отже, у відкладах балтської світи ідентифіковані алмази, корінним джерелом яких були кімберліти. При цьому алмази еклогітового парагенезису переважають над алмазами перидотитового парагенезису. В підвишених кількостях спостерігаються також алмази дністровського типу, корінні джерела яких поки що не відомі. Разом з тим у відкладах цієї світи достовірно не відомі алмази метаморфогенного (кокчетавського) та імпактного типів.

\*\*\*

У кайнозойських теригенних відкладах південно-західної частини УЩ виявлено лише дрібні алмази. Вони представлені кристалами октаедричного, кубічного і комбінаційного габітусу. Причому кількість кристалів кубічного габітусу становить від 25 (балтська світа) до 50 % (полтавська серія).



## 4.2. Типоморфні особливості алмазів

Алмази здебільшого безбарвні. Значна частина їх має рожевий, жовтий, бурий і зелений колір. Більшість алмазів люмінесціюють в ультрафіолетових променях оранжевим і жовтим кольорами. На різновиди з блакитним світінням припадає менше 10 %, тоді як у кімберлітах і лампроїтах вони домінують.

Серед вивчених алмазів із полтавських і балтських відкладів є азотвмісні різновиди (тип Ia) і безазотні (тип IIa). Вміст безазотних алмазів сягає 50–52 %, тоді як серед дрібних алмазів із кімберлітів їх кількість менша за 5 %, із лампроїтів — близько 70 %. За складом і концентрацією дефектних центрів алмази обох типів подібні до таких самих різновидів дрібних алмазів перидотитового і еклогітового парагенезисів із кімберлітів та лампроїтів.

Таким чином, головним джерелом алмазів у теригенні відклади південно-західної частини УЩ були місцеві кімберліти з незвичним співвідношенням кількості азотовмісних і безазотних алмазів.

У балтських відкладах поширені своєрідні за морфологією зелені алмази “дністровського” типу, які не люмінесціюють в ультрафіолетових променях, мають високий вміст неагрегованого азоту (С-центрів) і дефектних центрів  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{CN}_2$ , ОН-груп та належать до типу Iab. За морфологією кристалів зелені алмази із балтських відкладів подібні до різновидів алмазів із ксенолітів дистенових і бімінеральних еклогітів із кімберлітових трубок Якутії [49]. За даними публікацій [47, 48], ІЧ-спектри цих алмазів і алмазів із лампроїтової дайки Аклуілак у Канаді дуже подібні, хоча загальна атомна частка азоту в останніх значно більша (3500–9000 ppm), ніж у зелених алмазах із балтських відкладів (1500 ppm). Від мікроалмазів із метаморфітів Кокчетавського масиву в Казахстані зелені алмази із балтських відкладів відрізняються нижчим вмістом азоту, але подібні до них за співвідношенням азотних центрів, вмістом води, карбонатів, вуглеводневих та інших дефектів.

Оскільки в алювії верхньої течії р. Дністер зелені алмази “дністровського” типу не виявлені, а в балтських відкладах південно-західної частини УЩ на межиріччі Дністер—Південний Буг спостерігаються порівняно часто, можна припустити, що їх корінні джерела розміщуються саме у цій частині щита в межах Подільського мегаблока. Тут прогнозують тіла кімберлітів з високим вмістом продуктів дезінтеграції верхньомантієвих еклогітів магнезійного, магнезійно-залізного і високоглиноземистого складу, які й могли бути джерелом зелених алмазів “дністровського” типу.

У полтавських відкладах південно-західної частини УЩ установлено підвищений вміст імпактних алмазів, корінним джерелом яких були зювіти і тагаміти Іллінецької астроблеми.

## ТИПОМОРФІЗМ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ ІЗ ОРЕОЛІВ

### 5.1. ПІРОПИ І ПІРОП-АЛЬМАНДИНИ

Ці мінерали є найпоширенішими серед супутників алмазу кімберлітового типу. Вони відомі в теригенних відкладах майже всіх стратиграфічних горизонтів південно-західної частини УЩ. Основні дані щодо вмісту, розміру, морфології і кольору піропів наведено у розділі 3, нижче висвітлено їх найважливіші типоморфні ознаки — хімічний склад, вміст елементів-домішок, оптико-спектроскопічні властивості, включення інших мінералів. Ці ознаки успішно використовують для типізації ореолів, ідентифікації та оцінки алмазонасності їх джерел живлення, реконструкції складу верхньої мантії та умов мінералоутворення в ній на різноглибинних рівнях. У вивченні типоморфізму піропів значний внесок зробили М.В. Соколов, О.Д. Харків, В.П. Афанасьєв, С.С. Мацюк, Є.Є. Лазько, Дж. Доусон, Р. Мітчелл, В. Гріффін та багато інших дослідників [50—63]. Піропи із кімберлітів і ореолів України вивчали О.П. Бобрієвич, Г.І. Смирнов, О.І. Чашка, С.М. Цимбал, С.С. Мацюк, Б.С. Панов, Ю.Б. Панов, В. Гриффін та ін. [2, 14, 27, 34, 35, 53, 64—66]. У південно-західній частині УЩ кімберліти ще не відомі, зате їх індикаторні мінерали спостерігаються досить часто, утворюючи місцями ореоли розсіювання різних розмірів і контрастності.

Ореоли піропів та інших супутників алмазу виявлені переважно в межах Бердичівського і Вінницького блоків. Найбільш вивчені Куманівський, Філіопільський, Мізяківський, Кожухівський, Немирівський і Бохоники-Літинський ореоли. Вміст піропів у них іноді сягає 1000—1300 знаків на 20 л породи (Немирівський і Бохоники-Літинський ореоли). Розмір переважної більшості їх менший за 0,5 мм, хоча в гравійно-піщаних відкладах алювіальної і дельтової фацій балтської світи порівняно часто знаходили індивіди піропів розміром 0,5—1,0, окремих зерен до 2—5 мм (с. Строїнці). Піропи з названих ореолів вирізняються високим ступенем збереженості, відсутністю ознак механічного зносу і наявністю на поверхні зерен різних за морфологією скульптур гіпергенного розчинення. Найпоширенішими є скульптури пірамідального, черепицеподібного і бугорчастого типів. Іноді зерна настільки сильно розчинені, що мають форму кубоїдів або кубів, грані яких вкриті краплеподібними бугорками без слідів механічного руйнування. Морфологічні особливості піропів вказують на тривале перебування у корах хімічного вивітрювання і перевідкладення з кір на незначну відстань. Ореоли таких піропів у теригенних відкладах буцацької світи і се-

реднього сармату можна розглядати як первинні ореоли ближнього зносу, у відкладах балтської світи — як ореоли змішаного первинно-вторинного типу ближнього перенесення. Піропи із ореолів обох типів характеризуються наявністю включень різних мінералів — пікроільменіту, рутилу, сульфідів, рідко — хромшпінелідів і клінопіроксену, дуже рідко — олівину, ловерингіту, жадеїту. Ореоли у терасовому і сучасному алювії четвертинного віку є вторинними за походженням. Піропи з них значною мірою успадковують особливості піропів із сарматських і балтських ореолів, але, на відміну від останніх, несуть ознаки тривалого впливу осадового процесу, що відобразилось у доволі виразній обкоченості зерен піропів і супутніх їм верхньомантійних мінералів.

Піропи з різних за віком і генезисом ореолів південно-західної частини УЩ близькі за хімічним складом, оптико-спектроскопічними і колориметричними параметрами, елементами-домішками і *P–T*-умовами утворення.

### 5.1.1. Хімічний склад

Найконтрастніші за хімічним складом ореоли піропів — Куманівецький, Філіопільський, Міз'яківський, Кожухівський, Бохоники-Літинський і Немирівський. Загальна характеристика їх наведена у розділі 3. Вони належать до ореолів ближнього зносу алювіального і мілководно-морського походження. В них переважають кристали піропу і піроп-альмандину розміром менш як 0,5 мм, які не мають ознак суттєвого механічного зносу і тривалого перевідкладення. Ці ореоли є сумішшю продуктів руйнування декількох корінних джерел близького складу. Особливо це стосується ореолів, пов'язаних з мілководно-морськими відкладами сарматського ярусу та алювіальними і дельтовими відкладами балтської світи. Ореоли формувалися у процесі розмивання одних і тих самих корінних джерел та їх кір вивірювання, що, відповідно, зумовило близькість або ідентичність хімічного складу, фізичних властивостей та морфології гранатів піропового ряду перидотитового і еклогітового типів.

Серед піропів різко переважають низькохромисті ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2,5\%$ ) різновиди з помірним вмістом  $\text{CaO}$  (4,0–5,5 %) і  $\text{FeO}$  (6,5–9,5 %). На діаграмі М.В. Соболева  $\text{CaO}—\text{Cr}_2\text{O}_3$  фігуративні точки їх вмісту компактно лягають у поле піропів лерцолітового типу (рис. 5.1). Ці піропи не містять кнорингітового компонента (див. додаток, табл. Д.1). Піропи з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  понад 5 % трапляються дуже рідко. Інша важлива особливість складу піропів — дещо підвищений вміст  $\text{TiO}_2$  (0,15–0,45 %, рідко більше). За типохімічними ознаками вивчені піропи подібні до таких із кімберлітів трубок “Обнаженная” (Якутія), Умбінська (Тіман), Південна і Новоласпинська (Східне Приазов'я), а також із інтрузій піропових перидотитів і піроксенітів Чеського масиву. Згідно з даними [67], останні утворилися за низького тиску (1,5–2,1 ГПа) і порівняно високої температури (~1100 °С), тобто на глибині 45–65 км за теплового потоку понад 45 мВт/м<sup>2</sup>. З огляду на це можна вважати, що в ореолах південно-західної частини УЩ домінують малоглибинні різновиди піропів піроксенітового і лерцолітового типів, які кристалізувалися в умовах графіт-піропової фації верхньої частини верхньої мантії.

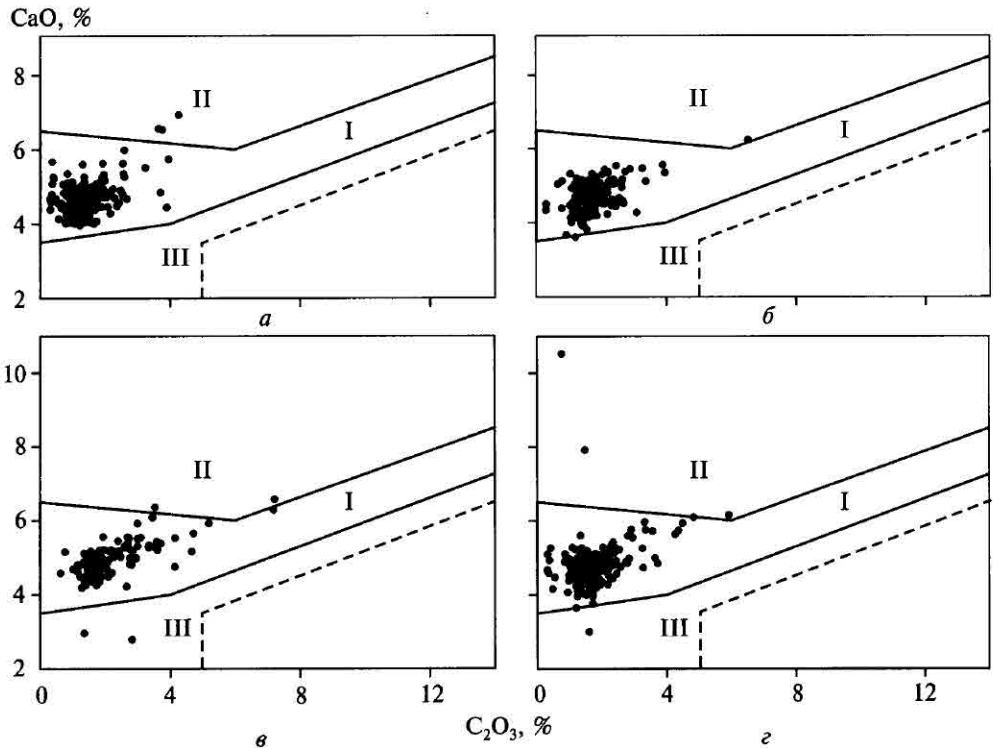


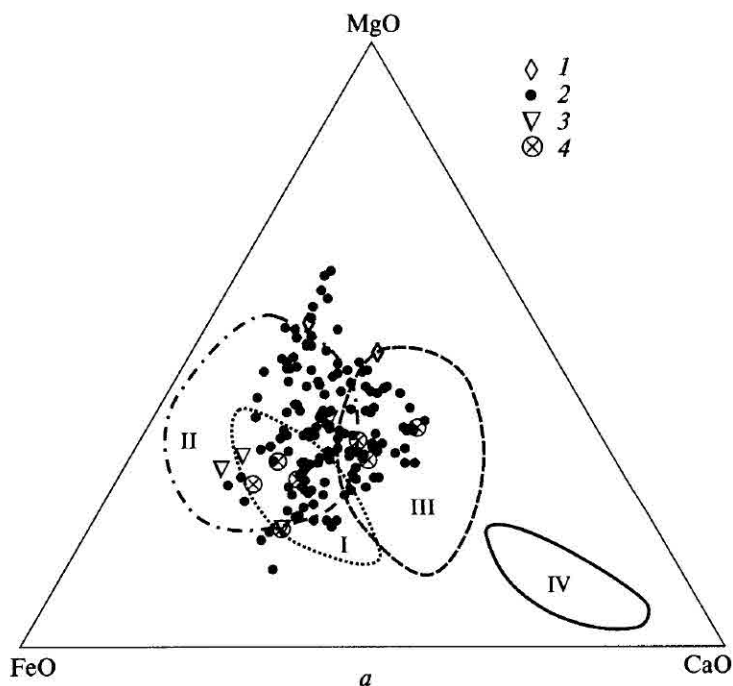
Рис. 5.1. Діаграма CaO—Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для піропів із ореолів південно-західної частини Українського щита.

Відклади: а — бучацькі, б — сарматські, в — балтські, г — четвертинні; поля складу піропів, за даними М.В. Соболевса [55]: I — лерцолітового типу, II — верлітового, III — дуніт-гарцбургітового; штриховою лінією оконтурено поле складу піропів дуніт-гарцбургітового типу алмазної асоціації

У поодиноких знаках у ореолах є піропи з помірним вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,4—4,3 %) і підвищеним — CaO (6,5—7,9 %). За складом вони відповідають піропам верлітового типу, крім того, встановлено різновиди піропів, які властиві дуніт-гарцбургітам (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,5—3,0, CaO 2,5—3,0 %). Зіставлення діаграм CaO—Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для піропів із різних за віком і походженням ореолів показало, що істотної різниці між ними немає. Це свідчить про однотипність їх корінних джерел, ускладнює типізацію ореолів і знижує пошукове значення останніх.

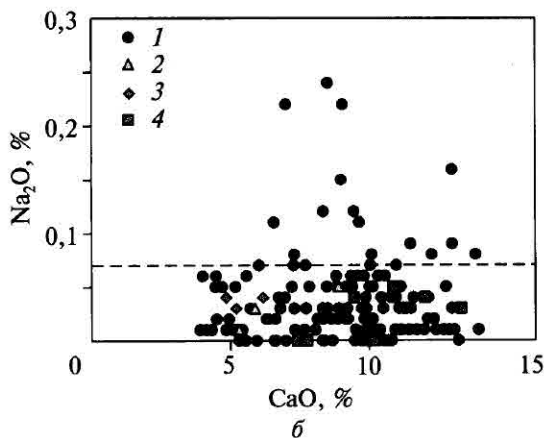
Для ореолів південно-західної частини УЩ характерний високий вміст гранатів еклогітового типу, забарвлених в оранжевий, рожево-оранжевий і рожево-жовтий кольори. За розміром, морфологією і характером поверхні зерен вони не відрізняються від піропів, що вказує на спільність їх джерел живлення і зон седиментації.

Склад еклогітових гранатів варіює в таких межах, %: SiO<sub>2</sub> 39,0—43,0; TiO<sub>2</sub> 0,0—0,6; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 22,0—24,0; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 0,3; FeO 7,0—17,0; MgO 10,0—17,0; MnO 0,1—0,6; CaO 4,0—14,0; Na<sub>2</sub>O 0,0—0,1 (див. табл. Д.1). На діаграмі CaO—Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> точки розташовуються уздовж осі CaO. Ця діаграма невиразно



**Рис. 5.2.** Діаграми складу гранатів еклогітового парагенезису із ореолів південно-західної частини Українського щита:

*a* — поля складу гранатів із: I — алмазоносних різновидів еклогітів, II — магнезійно-залізистих еклогітів, III — дистенових еклогітів, IV — гроспідитів [51]; *б* — вище штрихової лінії ( $\text{Na}_2\text{O} > 0,07\%$ ) — поле гранатів еклогітового парагенезису, які асоціюють з алмазами [55]; вік *опробуваних відкладів*: 1 — балтський, 2 — бучацький, 3 — сарматський, 4 — четвертинний



відображує особливості їх складу, і тому її майже не застосовують. Значно частіше використовують діаграму  $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{FeO}_{\text{зар}}$ . Вона дає змогу виділити такі різновиди еклогітових гранатів: піроп-альмандини парагенезису Mg-Fe-еклогітів, піроп-гросуляр-альмандини парагенезису дистенових еклогітів і піроп-альмандин-гросуляри парагенезису гроспідитових еклогітів (рис. 5.2, *a*). Винесені на таку діаграму результати мікрозондових аналізів гранатів еклогітового типу із вивчених ореолів показали, що серед них переважають гранати піроп-альмандинового складу, які характерні для магнезійно-залізистих еклогітів. Вони, як правило, збагачені MgO і FeO і дещо збіднені CaO. Значно рідше трапляються гранати піроп-гросуляр-альмандинового і дуже рідко —



піроп-альмандин-гросулярового складу. Від гранатів попередньої групи вони відрізняються нижчим вмістом MgO і вищим — CaO (до 10–15 %). Найбільш збагачені на CaO гранати гроспідитового парагенезису. Різновиди парагенезисів еклогітових гранатів визначають на підставі вказаних особливостей їх хімічного складу і відношень  $Ca/(Ca + Mg + Fe)$  та  $Mg/(Mg + Fe + Ca)$ .

Із гранатів еклогітового типу поширені різновиди з підвищеним вмістом  $Na_2O$  (>0,07 %) і  $TiO_2$  (до 0,45 %), що, як установив М.В. Соболев [55], є характерною ознакою гранатів цього парагенезису, які асоціюють з алмазами. Знахідки гранатів еклогітового типу алмазної асоціації (рис. 5.2, б) у ореолах південно-західної частини УЩ вказують на наявність тут алмазносних кімберлітів і необхідність їх подальших пошуків, у тому числі з використанням мінералогічних критеріїв.

Як відомо, за походженням еклогіти поділяють на мантіїні та корові. На думку багатьох дослідників, перші утворилися при  $P > 2,0$  МПа і  $T > 900$  °С. Вони поширені у вигляді ксенолітів у кімберлітах, лампроїтах і лужних базальтоїдах. Корові ж еклогіти асоціюють з комплексами метаморфизованих порід, серед яких залягають у вигляді лінз або пластових тіл. Порівняно з мантійними еклогітами корові є менш баричними і більш низькотемпературними. Часто еклогітвмісні метаморфічні комплекси представлені гнейсово-амфіболітовими, слюдисто-глаукофановими і гранулітовими породами основного, ультраосновного і кислого складу. Згідно з результатами мінералого-петрографічного вивчення еклогітів різних генетичних і формаційних типів, проведеного М.В. Соболевим, О.О. Маракушевим, Дж. Доусоном, Н.Г. Удовкіною та багатьма іншими дослідниками [51, 56, 68–70], гранати із них часто мало відрізняються між собою за хімічним складом, що значно утруднює їх ідентифікацію в ореолах розсіяння.

Немає сумніву, що корінним джерелом переважної більшості гранатів еклогітового типу, які встановлені в ореолах південно-західної частини УЩ, були тіла кімберлітів, які ще не виявлені. Разом з тим широкий розвиток у цій частині щита порід гранулітового комплексу, з якими в інших регіонах (Росія, Урал, Казахстан, Чехія, Норвегія та ін.) часто асоціюють еклогіти та еклогітоподібні породи, а також глибина ерозійного зрізу УЩ (місцями до 20–30 км, за даними [71]) дають змогу допускати наявність тут локальних виходів еклогітів і еклогітоподібних порід корового типу та участь продуктів їх руйнування у формуванні ореолів. На користь цього свідчать знахідки у балтських відкладах Немирівського ореола індикаторних мінералів кімберлітів та хромшпінелідів з включеннями омфациту, збагаченого жадеїтовим компонентом (див. п. 5.2.3). Іноді в районах поширення корових еклогітів є тіла піропових перидотитів і піроксенітів інтрузивного або протрузивного походження. Не можна повністю виключати розвиток останніх і у південно-західній частині УЩ.

### 5.1.2. Оптико-спектроскопічні та колориметричні параметри

Важливою типоморфною ознакою піропів і піроп-альмандинів є, як відомо, їх колір. Його описують двома основними параметрами — кольоровим тоном ( $\lambda_c$ ) і насиченістю кольору ( $P_c$ ). Кольорова гама піропів і піроп-

альмандинів зумовлена концентрацією певних хромофорних центрів або комбінацією тих чи інших центрів. Хромофорні центри у піропах визначають на підставі вивчення оптичних спектрів поглинання в діапазоні 380—775 нм. Проаналізувавши понад 6000 таких спектрів, С.С. Мацюк [53, 54] виділив 17 їх типів і запропонував діаграму в координатах  $\lambda_k - P_c$ , на якій визначив поля, що характеризують колір піропів із різних петротипів верхньомантіїних перидотитів і еклогітів. Отже, за оптичними спектрами поглинання і колориметричними параметрами окремого зерна піропу за допомогою діаграми колірності можна визначити його материнську породу, а відтак ідентифікувати ореоли.

Оптико-спектроскопічні та колориметричні параметри піропів і піроп-альмандинів уже понад 25 років успішно використовують при пошуках і вивченні кімберлітів в Росії і в Україні. Порівняно з діаграмою  $CaO - Cr_2O_3$ , запропонованою М.В. Соболевим, діаграма  $\lambda_k - P_c$  С.С. Мацюка має значні переваги при застосуванні її для надійного ідентифікування піропів з різних за складом перидотитів і еклогітів.

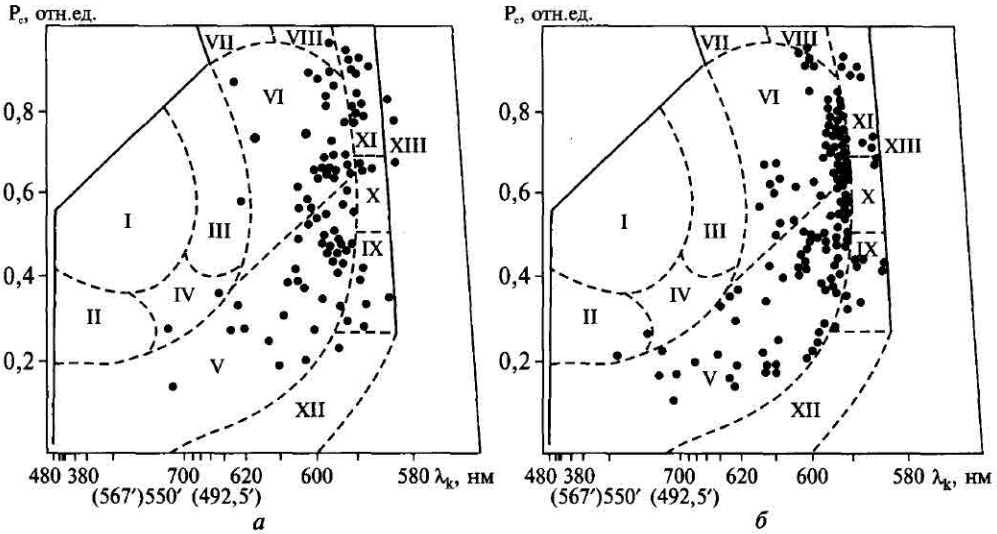
За методикою і технологіями, які використовував С.С. Мацюк, ми провели масове оптико-спектроскопічне та колориметричне вивчення піропів і піроп-альмандинів із різновікових ореолів південно-західної частини УЩ з метою встановлення їх материнських порід і виділення різновидів алмазної асоціації.

Спектри поглинання записували за допомогою мікроспектрофотометра МСФ-10 в діапазоні 380—780 нм. У порядку контролю отриманих нами даних частину зразків піропів і піроп-альмандинів проаналізував С.С. Мацюк. Зівставлення результатів показало їх високу узгодженість.

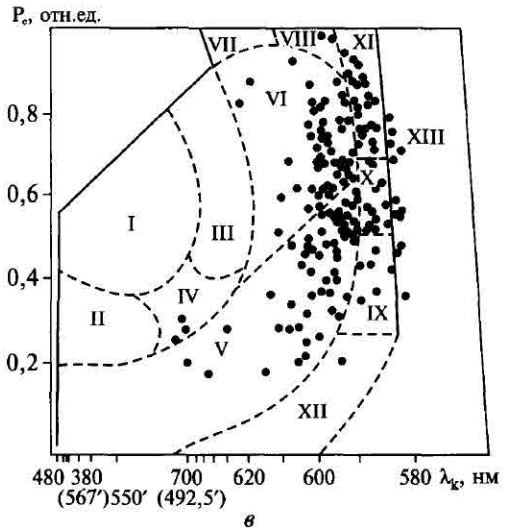
Як зазначено вище (див. розд. 3), у ореолах із південно-західної частини УЩ, пов'язаних з відкладами бучацької світи, середнього сармату, балтської світи і четвертинного віку, домінують гранати верхньомантіїних парагенезисів рожевого, червоного, оранжевого, жовтого та проміжних кольорів незначної насиченості. Такі особливості їх забарвлення зумовлені не стільки дрібними розмірами зерен, скільки пониженою концентрацією хромофорного центру  $Fe^{3+}$  та його співвідношеннями з центрами  $Fe^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$ , а в гранатах еклогітового типу — з центрами  $Fe^{2+}$  і  $Ti^{4+}$ . На насиченість кольору також впливав ступінь концентрації  $Mg$  і  $Ca$ .

На рис. 5.3 показано діаграми колірності вивчених гранатів із ореолів у різних відкладах. Для їх побудови були враховані раніше опубліковані дані [53, 72, 73]. Ці діаграми дуже подібні. Найбільша кількість піропів з ореолів потрапляє в поля піропів із зернистих і порфіроподібних лерцолітів. Забарвлення піропів переважно червоне і рожеве з певними відтінками. Причому в різних за віком і походженням ореолах зберігається приблизно однакове співвідношення вмісту між піропами парагенезисів зернистих і порфіроподібних лерцолітів. На діаграмі колірності точки піропи цих парагенезисів із вивчених ореолів лягають у ту частину полів піропів лерцолітового типу із кімберлітів, яка безпосередньо примикає до полів гранатів піроксенітового і еклогітового типів із кімберлітів, що є однією з найхарактерніших оптико-спектроскопічних і колориметричних особливостей піропів із ореолів південно-західної частини УЩ.

Розділ 5. Типоморфізм мінералів-супутників алмазу із ореолів



**Рис. 5.3.** Діаграма колірності гранатів верхньомантийних парагенезисів із ореолів південно-західної частини Українського щита. Ореоли у відкладах: а — сарматських, б — балтських, в — четвертинних; поля колірності гранатів парагенезисів, за даними С.С. Мацюка: I — дунітів, II — гарцбургітів, III — верлітів, IV — хромшпінелевих перидотитів, V — зернистих лерцолітів, VI — порфіроподібних лерцолітів, VII — мегакристи піропів, VIII — ільменітових перидотитів, IX — вебстеритів, X — магnezіальних еклогітів, XI — магnezіально-залізистих еклогітів, XII — корундових еклогітів, XIII — дистенових еклогітів



Інша особливість останніх — надзвичайно низька частота знахідок малинових і лілових піропів верлітового, гарцбургітового і дунітового парагенезисів та густозабарвлених червонувато-оранжевих піропів парагенезису ільменітових перидотитів. Ще одна специфічна риса цих ореолів — високий вміст у них світло-рожевих піропів вебстеритового парагенезису та різної насиченості й відтінків оранжевих і жовтих гранатів еклогітових парагенезисів. За оптико-спектроскопічними даними серед останніх виділяють різновиди, які властиві ксенолітам магnezіальних, магnezіально-залізистих і дистенових еклогітів, зокрема алмазозносної фації. Гранати алмазозносно-еклогітового типу характеризуються не лише підвищеним вмістом  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $>0,07\%$ ) і  $\text{TiO}_2$  ( $>0,4\%$ ), а й своєрідним співвідношенням хромофорних центрів. Частина оранжевих і жовтих гранатів належить до парагенезису еклогітоподібних порід. Від власне еклогітових вони відрізняються підвищеним вмістом андрадитового компонента і,

відповідно, хромофорного центру  $Fe^{3+}$  та наявністю включень основного плагіоклазу.

Порівняння діаграм колірності гранатів верхньомантійних парагенезисів із різних за віком, походженням і просторовим розміщенням ореолів, установлених у межах південно-західної частини УЩ, дає змогу зробити висновок, що ці ореоли утворилися за рахунок продуктів руйнування однотипних за складом місцевих корінних джерел, розташованих у південній частині Бердичівського блока і в межах прилеглих із заходу Старокостянтинівського, з півдня — Вінницького блоків. Такими джерелами були кімберлітові тіла з високим вмістом ксенолітів і продуктів дезінтеграції мало- і середньоглибинних піропових лерцолітів і вебстеритів та еклогітів магнезіального, магнезіально-залізного і глиноземистого типів.

На думку С.С. Мацюка [73], деяким аналогом їх можуть бути окремі кімберлітові тіла Харамайського, Мерчимденського і Чадобецького полів Якутії, зокрема трубка Боруська. Певну подібність діаграми колірності піропів вивчених нами ореолів мають до діаграм колірності піропів перидотит-піроксенітових інтрузій Чеського масиву, кімберлітоподібних порід Мінусинської западини та лужних базальтоїдів Байкало-Монгольського регіону [53, 74]. Проте у південно-західній частині УЩ такі типи глибинних порід на сьогодні не відомі, хоча повністю виключати можливість їх знаходження тут поки що передчасно.

Немає також жодних підстав вважати, що формування ореолів цієї частини щита пов'язане з матеріалом із дальніх областей живлення — піропових перидотит-піроксенітових інтрузій Карпат, кімберлітів Архангельської і Тиманської провінцій та Фінляндії. У перидотит-піроксенітових інтрузіях Карпатського регіону діагностовано піропи лише лерцолітового і піроксенітового парагенезисів. Гранати інших глибинних парагенезисів у них не відомі. Діаграма колірності цих піропів має досить специфічний характер [74]. Вона істотно відрізняється від діаграм колірності гранатів верхньомантійних парагенезисів із ореолів у бучацьких, сарматських, балтських і четвертинних відкладах південно-західної частини УЩ. До того ж найближчі з відомих у Карпатському регіоні перидотит-піроксенітові інтрузії і трубки розміщуються в межах Чеського масиву, що знаходиться на відстані понад 400 км. Якби матеріал з них надходив у вивчені ореоли, то він був би добре обкатаним. Насправді ж піропи перидотитового і піроксенітового типу, як і інших глибинних парагенезисів, мають дуже свіжий вигляд без ознак інтенсивного механічного зносу.

Зауважимо, що піропи перидотитового і гранатів еклогітового парагенезисів із кімберлітів Архангельської провінції (Росія), за винятком трубки ім. Гриба, трапляються у невеликій кількості і серед них переважають високохромисті ( $Cr_2O_3 > 6\%$ ) різновиди дуніт-гарцбургітового і лерцолітового парагенезисів. Низькохромисті відміни перидотитових піропів і гранати еклогітового парагенезису містяться в дуже малих кількостях. Кімберлітові тіла цього регіону віддалені від ореолів південно-західної частини УЩ майже на 2000 км і не могли бути реальними джерелами живлення останніх.

### 5.1.3. Елементи-домішки

Для вивчення складу піропів та інших мінералів-супутників алмазу широко використовують електронно-зондові прилади. Для визначення елементів-домішок ми застосовували спочатку протонні мікроаналізатори, а в останній час — прецизійний і високопродуктивний лазерно-зондовий прилад LA ICP MS. За сприяння професора Макуорі університету В.Л. Гріффіна в науковому центрі CSIRO (м. Сідней, Австралія) на цьому приладі проаналізовано понад 80 піропів із Немирівського і Верхньобузького ореолів південно-західної частин УЩ. Це дало можливість отримати нову інформацію про геохімічні особливості піропів перидотитових (переважно лерцолітового і вебстеритового) парагенезисів і геохімічні умови, в яких вони кристалізувалися та знаходилися після утворення, але до потрапляння у кімберлітові розплави, що транспортували їх з верхньої мантії до земної поверхні.

За даними В.Л. Гріффіна та співавт. [61, 63], у піропах із кімберлітів та ксенолітів перидотитів основними елементами-домішками є Ti, V, Ni, Co, Sc, Ga, Zr, Y, Hf, Sr, Nb. Вміст їх варіює у значних межах.

*Немирівський ореол* пов'язаний з континентальними гравійно-піщаними відкладами балтської світи. Він досить контрастно виділяється за високим (до 1000—1300 знаків на 20 л породи) вмістом піропів перидотитового та піроп-альмандинів еклогітового парагенезисів, які несуть ознаки інтенсивного гіпергенного розчинення і не мають механічного зносу. Ці особливості піропів вказують на те, що їх джерелом були місцеві породи.

Методом LA ICP MS з цього ореола проаналізовано 36 низько- і помірнохромистих піропів ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1,2—3,6, CaO 4,2—6,1 %). Як видно з табл. 5.1, вони мають підвищений вміст Ti (460—3818 г/т) і V (100—287 г/т), на діаграмі Ti—V утворюють еліпсоподібне поле з чітко вираженим трендом (рис. 5.4). Виняток становить піроп верлітового парагенезису ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  5,8, CaO 6,3 %), який відрізняється від інших високою концентрацією V (287 г/т) за порівняно низького вмісту Ti (860 г/т), Zr (22 г/т), Y (12 г/т) і рідкісноземельних елементів (РЗЕ) (13,5 г/т) та дещо підвищеного — Sc (130 г/т).

Серед піропів переважають різновиди, помірно деплетовані на Y (10—54 г/т) і бідні на Zr (5—42 г/т), Nb, Sr. На діаграмі Zr—Ti (рис. 5.5) вони потрапляють у поле піропів із ксенолітів деплетованих або слабометасоматизованих перидотитів у кімберлітах. У дещо підвищених кількостях у піропах наявний Sc (70—214 г/т). Вміст РЗЕ (табл. 5.2) переважно низький (8—20 г/т), спектри їх розподілу показано на рис. 5.6 (див. вклейку, тип I). Дещо інакше розподілені РЗЕ у низькохромистому піропі з підвищеним вмістом Sr (1,5 г/т) (рис. 5.6, тип II). Від піропів типу I він відрізняється значно більшим вмістом легких лантаноїдів. Специфічний спектр розподілу РЗЕ (рис. 5.6, тип III) має піроп з найвищим (83,4 г/т) їх вмістом: легкі лантаноїди кількісно істотно переважають над важкими. Піропи типів II і III зазнали впливу флюїдного метасоматозу.



## 5.1. Піропи і піроп-альмандини

Таблиця 5.1

**Елементи-домішки в піропах із Верхньобузького і Немирівського ореолів, г/т**

Номер аналізу	Sc	Ti	V	Co	Ni	Ga	Sr	Y	Zr	Nb	Hf
<b>Верхньобузький ореол</b>											
1	76	2105	158	41,6	26,2	9,5	0,064	21,5	21,3	0,032	0,40
2	78	2304	171	40,8	32,0	8,7	0,098	23,1	22,9	0,030	0,43
3	97	2879	186	38,5	19,5	6,6	0,106	28,3	40,0	1,510	0,99
4	94	1245	127	40,1	40,3	4,8	0,062	22,8	5,5	0,080	0,30
5	69	2631	170	39,6	30,8	7,1	0,230	19,8	33,8	0,087	0,77
6	124	1117	179	36,7	47,4	3,6	0,360	21,1	24,3	0,210	0,61
7	86	3959	281	44,1	47,2	10,2	0,162	18,9	36,5	0,133	1,04
8	91	1623	197	38,0	27,1	6,5	0,065	19,6	16,4	0,061	0,58
9	79	3107	220	39,6	40,0	8,7	0,183	18,6	33,7	0,087	0,91
10	126	1392	223	35,1	24,1	5,9	0,180	23,7	45,0	0,150	1,39
11	102	1331	177	36,9	49,5	5,2	0,370	18,5	8,9	0,136	0,31
12	74	1177	162	37,7	18,2	7,8	0,117	16,7	31,0	0,056	0,54
13	88	1283	163	36,5	18,3	6,9	0,200	18,4	18,3	0,109	0,44
14	113	1064	194	35,9	44,4	4,2	0,120	13,2	9,8	0,220	0,32
15	84	1724	142	38,3	25,0	5,4	0,146	23,8	34,7	0,046	0,76
16	73	2018	132	37,0	40,8	6,0	0,149	24,4	34,1	0,086	0,76
17	75	1421	149	40,4	32,6	7,4	0,080	17,0	11,6	0,134	0,23
18	69	820	135	38,9	18,1	5,3	0,084	9,0	13,6	0,055	0,23
19	108	2084	184	37,5	36,6	5,8	0,270	15,1	42,8	0,100	0,82
20	84	1249	142	40,8	24,5	7,8	0,180	21,0	30,0	0,069	0,39
21	73	2626	187	40,5	33,9	10,0	0,115	19,9	26,1	0,049	0,44
22	143	533	223	36,9	33,8	4,8	0,240	4,8	11,9	0,350	0,23
23	93	1726	196	41,9	48,4	7,3	0,082	20,6	13,3	0,130	0,40
24	73	2811	146	39,5	54,5	5,9	0,148	27,0	49,8	0,048	0,95
25	72	1920	197	39,7	22,4	10,1	0,127	15,5	25,3	0,065	0,50
26	72	3392	212	36,6	22,5	11,2	0,113	20,0	27,6	0,052	0,53
27	92	2181	137	42,6	32,1	5,9	0,210	29,0	40,4	0,070	0,77
28	93	2135	139	39,9	32,0	5,4	0,097	30,9	35,6	0,034	0,76
29	73	1403	121	41,4	18,0	7,7	0,112	16,3	15,0	0,046	0,25
30	122	1317	159	40,4	27,4	5,1	0,061	28,2	7,9	0,056	0,36
31	91	972	166	38,4	42,0	7,0	0,031	18,3	5,4	0,091	0,21
32	80	1605	153	39,4	22,3	7,4	0,140	17,0	24,7	0,074	0,38
33	108	1957	209	37,7	55,3	6,1	0,146	15,0	26,0	0,170	0,60
34	93	1634	175	40,7	27,5	5,7	0,119	19,5	22,7	0,056	0,60
35	96	1984	137	37,7	57,1	4,8	0,100	26,6	32,9	0,082	0,67
36	93	1803	227	40,6	44,3	7,7	0,071	14,7	5,9	0,063	0,24
37	93	1437	158	38,3	28,0	5,7	0,101	17,0	18,0	0,064	0,40
38	91	1894	135	38,3	24,0	4,5	0,230	21,4	31,5	0,091	0,65
39	98	1512	189	38,0	38,3	6,2	0,065	17,1	35,3	0,200	0,72
40	84	1582	143	39,3	23,3	7,4	0,200	17,0	73,6	0,095	1,36
41	105	1488	287	40,4	61,6	7,0	0,078	9,6	3,5	0,150	0,08
42	71	2221	156	41,8	29,1	9,5	0,070	18,0	16,4	0,027	0,41
43	93	1844	207	36,3	34,8	6,3	0,104	23,7	24,8	0,098	0,55
44	75	2457	146	40,1	40,9	7,4	0,180	22,6	26,6	0,040	0,47
45	78	1389	126	40,4	20,0	7,1	0,091	24,3	26,4	0,024	0,58

Р о з д і л 5. Типоморфізм мінералів-супутників алмазу із ореолів

Закінчення табл. 5.1

Номер аналізу	Sc	Ti	V	Co	Ni	Ga	Sr	Y	Zr	Nb	Hf
<b>Немирівський ореол</b>											
46	78	1551	127	39,5	17,8	7,8	0,210	23,0	42,3	0,060	0,58
47	83	2463	155	38,7	49,8	6,4	0,190	22,4	37,7	0,110	0,86
48	95	2625	216	39,7	44,1	8,5	0,130	16,3	24,6	0,090	0,63
49	120	1595	171	35,3	39,5	5,3	0,150	17,3	27,7	0,140	0,58
50	80	1984	144	39,4	25,6	7,7	0,118	27,9	33,9	0,020	0,69
51	102	1997	213	42,6	40,5	7,2	0,070	20,4	8,3	0,050	0,26
52	116	1294	100	37,2	32,6	3,4	0,090	54,0	35,4	0,110	0,67
53	69	1659	127	43,2	21,5	9,8	0,114	23,0	34,0	0,040	0,46
54	79	2821	185	39,6	40,1	8,6	0,101	19,7	27,3	0,050	0,67
55	92	1953	155	38,0	45,4	6,8	0,150	21,5	30,7	0,210	0,62
56	87	3066	187	38,8	20,6	8,5	0,120	24,0	33,4	0,300	0,84
57	81	2121	161	40,1	23,4	9,0	0,100	24,4	26,1	0,020	0,57
58	104	1463	194	39,5	21,7	6,9	0,019	15,6	5,6	0,060	0,22
59	95	1870	216	36,8	47,3	7,1	0,230	17,7	10,6	0,180	0,36
60	95	695	120	36,5	26,0	5,1	0,064	22,4	9,8	0,040	0,16
61	214	459	150	35,9	46,9	2,5	0,105	10,1	13,3	0,290	0,22
62	81	3701	227	40,2	32,4	11,2	0,240	20,4	36,8	0,080	0,88
63	102	1480	176	37,4	39,6	5,7	0,037	16,4	17,9	0,220	0,42
64	98	1521	169	38,7	53,4	5,8	0,108	19,2	10,6	0,070	0,34
65	93	999	121	38,2	39,4	4,1	0,062	28,9	9,6	0,100	0,30
66	74	3356	185	41,8	36,0	10,3	0,110	20,0	29,8	0,060	0,60
67	91	1924	143	41,0	38,0	5,3	0,167	22,9	30,2	0,040	0,62
68	132	1158	162	37,3	56,1	4,6	0,150	31,3	11,2	0,060	0,32
69	79	3818	224	41,3	27,4	12,1	0,109	27,9	40,7	0,030	0,99
70	79	1390	115	42,1	22,0	6,7	0,074	23,4	17,4	0,040	0,30
71	106	1507	182	39,7	41,3	6,2	0,086	18,5	14,9	0,280	0,42
72	93	1496	118	37,0	44,9	5,0	0,680	35,1	33,9	0,040	0,53
73	98	1479	146	37,8	38,5	4,7	0,103	22,6	23,8	0,180	0,52
74	83	2479	167	39,3	41,3	7,8	1,560	23,6	24,7	0,040	0,70
75	136	1189	198	36,5	46,2	4,5	0,080	20,5	19,9	0,080	0,51
76	97	2041	128	38,9	25,6	5,4	0,140	32,3	42,7	0,050	0,82
77	121	1735	149	39,9	27,8	4,6	0,320	25,5	47,4	0,160	0,80
78	80	2972	195	39,8	34,3	8,1	0,180	22,0	36,6	0,060	0,87
79	96	1730	124	39,0	22,5	5,5	0,130	30,2	36,0	0,020	0,66
80	80	1332	147	40,3	22,4	7,4	0,100	18,4	13,7	0,110	0,25
81	130	859	287	38,6	25,2	6,1	0,520	12,1	21,8	0,260	0,44

П р и м і т к а. Аналізи виконані методом LA ICP MS у Національному центрі GEMOC (Австралія).

Ф. Бойд і І. Гірней [75] запропонували використовувати діаграму Y/Ga—Zr/Y для ідентифікації піропів архейського протерозойського і рифейського (<1 млрд років) віку. На ній піропи із Немирівського ореола потрапляють переважно в поле піропів із верхньомантіїних перидотитів протерозойського віку (рис. 5.7).

## 5.1. Піропи і піроп-альмандини

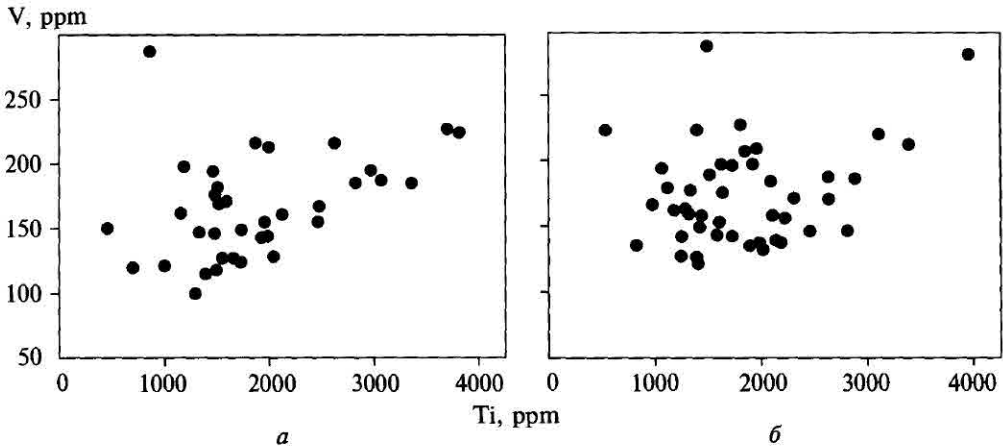


Рис. 5.4. Діаграма Ti—V для піропів із Немирівського (а) і Верхньобузького (б) ореолів північного заходу Українського щита

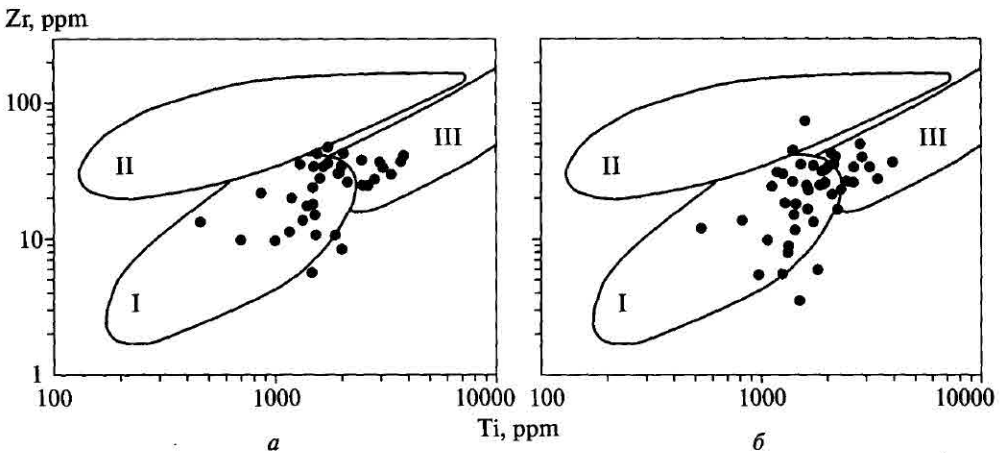


Рис. 5.5. Діаграми Ti—Zr для піропів із Немирівського (а) і Верхньобузького ореолів південно-західної частини Українського щита.

Поля піропів, за [61]: I — із сильно деплетованих перидотитів, II — із метасоматизованих (флогопітизованих) перидотитів, III — із перидотитів, які зазнали високотемпературного метасоматозу і часткового плавлення

Когерентними елементами-домішками вивчених піропів є Ni та Co. Як показали В.Л. Гріфін та співавт. [62], вміст Ni у піропі та співіснуючому і рівноважному з ним олівіні мантійних перидотитів прямо залежить від температури і майже не пов'язаний з тиском, за якого утворився мінерал. На цій підставі дослідники запропонували так званий Ni-термометр, який дає змогу визначати за вмістом Ni у окремому піропі температуру його материнського перидотиту до потрапляння у кімберлітовий розплав з точністю  $\pm 50$  °C. Температури утворення піропів, оцінені за Ni-термометром, варіюють від 750 до 1150 °C. Гістограма температур має два максимуми — в межах 800–850 та 950–1050 °C (рис. 5.8).

Розділ 5. Типоморфізм мінералів-супутників алмазу із ореолів

Таблиця 5.2

Рідкісноземельні елементи в піропах із ореолів західної частини Українського щита, г/т

Номер аналізу	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
<b>Верхньобузький ореол</b>												
1	0,007	0,03	0,02	0,28	0,47	0,31	1,51	3,30	0,82	2,49	2,80	0,42
2	0,007	0,03	0,02	0,35	0,53	0,33	1,50	3,50	0,85	2,70	3,10	0,49
3	0,011	0,06	0,03	0,37	0,76	0,45	2,24	4,30	1,07	3,40	3,80	0,60
4	0,014	0,14	0,04	0,34	0,40	0,28	1,42	3,30	0,83	2,60	3,20	0,50
5	0,007	0,11	0,05	0,62	0,75	0,44	1,78	3,10	0,77	2,32	2,55	0,38
6	0,063	0,56	0,19	1,69	0,84	0,38	1,46	2,90	0,79	2,70	3,70	0,62
7	0,012	0,12	0,04	0,49	0,60	0,36	1,63	3,10	0,72	2,21	2,38	0,34
8	0,008	0,03	0,02	0,37	0,65	0,38	1,67	3,20	0,79	2,41	2,80	0,44
9	0,023	0,20	0,07	0,77	0,70	0,38	1,58	2,90	0,70	2,25	2,52	0,40
10	0,007	0,15	0,07	0,94	1,02	0,46	2,09	3,80	0,93	3,00	3,50	0,58
11	0,065	0,07	0,04	0,43	0,50	0,27	1,35	2,90	0,71	2,24	2,60	0,42
12	0,011	0,15	0,06	0,54	0,52	0,27	1,25	2,60	0,64	2,09	2,33	0,36
13	0,013	0,18	0,09	0,86	0,79	0,45	1,75	3,10	0,71	2,16	2,42	0,39
14	0,020	0,17	0,05	0,53	0,48	0,25	1,10	2,00	0,51	1,64	1,95	0,33
15	0,007	0,04	0,04	0,50	0,74	0,41	1,87	3,70	0,93	2,80	3,20	0,48
16	0,006	0,09	0,04	0,60	0,75	0,44	1,88	3,80	0,96	2,90	3,30	0,52
17	0,031	0,15	0,03	0,25	0,39	0,27	1,21	2,55	0,64	2,05	2,29	0,35
18	0,007	0,07	0,03	0,45	0,63	0,35	1,52	1,84	0,36	0,77	0,66	0,07
19	0,007	0,11	0,08	1,33	1,37	0,58	1,89	2,48	0,58	1,77	2,20	0,37
20	0,016	0,21	0,09	0,89	0,82	0,41	1,86	3,30	0,76	2,27	2,60	0,38
21	0,007	0,08	0,05	0,56	0,62	0,35	1,61	3,10	0,76	2,29	2,50	0,40
22	0,057	0,66	0,23	1,93	0,67	0,09	0,41	0,59	0,15	0,64	1,06	0,19
23	0,007	0,04	0,02	0,22	0,44	0,28	1,23	2,90	0,83	2,50	3,10	0,51
24	0,007	0,05	0,03	0,53	0,90	0,55	2,18	4,30	1,05	3,10	3,60	0,57
25	0,008	0,08	0,04	0,40	0,45	0,27	1,25	2,35	0,59	1,65	1,97	0,31
26	0,009	0,12	0,05	0,70	0,75	0,36	1,58	3,00	0,74	2,26	2,60	0,39
27	0,006	0,07	0,03	0,59	0,75	0,51	2,19	4,50	1,08	3,40	3,70	0,55
28	0,006	0,03	0,02	0,37	0,72	0,44	2,12	4,50	1,14	3,50	4,00	0,61
29	0,011	0,10	0,04	0,32	0,46	0,29	1,30	2,50	0,60	1,75	2,07	0,31
30	0,008	0,02	0,01	0,22	0,47	0,33	1,68	3,90	1,05	3,30	4,20	0,70
31	0,016	0,09	0,03	0,16	0,20	0,16	0,89	2,60	0,69	2,20	2,80	0,47
32	0,006	0,13	0,04	0,44	0,44	0,27	1,33	2,60	0,63	2,06	2,37	0,38
33	0,011	0,11	0,06	0,79	0,81	0,42	1,50	2,39	0,56	1,70	2,01	0,30
34	0,005	0,08	0,03	0,46	0,52	0,32	1,36	2,90	0,72	2,33	2,80	0,47
35	0,009	0,07	0,03	0,54	0,61	0,40	1,79	4,10	0,99	3,10	3,60	0,52
36	0,010	0,04	0,02	0,23	0,34	0,22	1,07	2,18	0,55	1,76	2,01	0,34
37	0,008	0,06	0,03	0,36	0,51	0,29	1,30	2,60	0,64	2,11	2,38	0,37
38	0,008	0,09	0,06	0,62	0,73	0,46	1,92	3,60	0,82	2,30	2,39	0,32
39	0,010	0,09	0,04	0,38	0,54	0,33	1,21	2,60	0,63	2,02	2,43	0,38
40	0,022	0,21	0,08	0,91	0,82	0,39	1,65	2,90	0,65	1,85	2,09	0,31
41	0,011	0,16	0,03	0,27	0,30	0,15	0,62	1,40	0,37	1,29	1,64	0,27
42	0,005	0,02	0,01	0,20	0,40	0,23	1,17	2,70	0,65	2,19	2,45	0,36
43	0,036	0,37	0,14	1,49	1,65	0,33	2,60	3,90	0,85	2,60	3,00	0,45
44	1,010	3,70	0,39	1,45	0,86	0,47	2,06	3,40	0,85	2,60	2,90	0,46
45	0,009	0,03	0,02	0,33	0,53	0,33	1,55	3,50	0,95	3,10	3,90	0,62

5.1. Піропи і піроп-альмандини

Закінчення табл. 5.2

Номер аналізу	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
<b>Немирівський ореол</b>												
46	0,031	0,32	0,09	0,95	1,02	0,46	2,18	3,60	0,84	2,56	2,45	0,36
47	0,010	0,12	0,05	0,65	0,74	0,42	1,78	3,50	0,84	2,70	3,00	0,47
48	0,016	0,10	0,03	0,51	0,57	0,32	1,40	2,40	0,58	1,78	2,11	0,34
49	0,009	0,17	0,09	1,01	0,85	0,42	1,69	2,70	0,65	2,05	2,30	0,37
50	0,006	0,04	0,03	0,35	0,58	0,38	1,82	4,10	1,07	3,50	4,00	0,66
51	0,009	0,05	0,01	0,17	0,25	0,20	1,09	2,80	0,74	2,50	3,00	0,48
52	0,014	0,19	0,04	0,35	0,64	0,46	2,40	7,30	2,07	7,00	8,30	1,35
53	0,014	0,13	0,05	0,46	0,57	0,30	1,49	3,20	0,82	2,50	2,80	0,43
54	0,007	0,05	0,03	0,41	0,53	0,32	1,48	2,80	0,73	2,25	2,50	0,40
55	0,025	0,16	0,07	0,59	0,75	0,43	1,71	3,10	0,77	2,60	3,90	0,74
56	0,008	0,05	0,03	0,42	0,67	0,43	1,92	3,70	0,90	2,90	3,10	0,49
57	0,008	0,07	0,03	0,44	0,63	0,35	1,87	3,60	0,92	2,90	3,20	0,46
58	0,009	0,02	0,01	0,20	0,29	0,20	1,03	2,15	0,57	1,78	2,16	0,35
59	0,032	0,41	0,18	1,58	0,61	0,32	1,28	2,70	0,70	2,30	2,70	0,42
60	0,006	0,04	0,02	0,29	0,47	0,31	1,58	3,30	0,83	2,60	2,90	0,47
61	0,010	0,10	0,04	0,64	0,55	0,26	0,95	1,32	0,41	1,36	2,31	0,45
62	0,010	0,13	0,06	0,82	0,89	0,42	1,88	3,20	0,72	2,30	2,60	0,40
63	0,008	0,05	0,02	0,29	0,51	0,30	1,30	2,50	0,60	1,88	2,37	0,35
64	0,010	0,10	0,03	0,36	0,48	0,26	1,30	2,90	0,74	2,30	2,70	0,44
65	0,011	0,07	0,02	0,20	0,46	0,26	1,50	3,90	1,21	4,00	5,10	0,84
66	0,007	0,05	0,02	0,38	0,52	0,33	1,48	3,00	0,74	2,40	2,70	0,42
67	0,010	0,09	0,04	0,55	0,71	0,39	1,82	3,50	0,83	2,70	2,70	0,40
68	0,006	0,08	0,04	0,63	0,57	0,25	1,30	3,90	1,14	4,10	5,80	1,00
69	0,010	0,06	0,03	0,43	0,73	0,46	2,16	4,30	0,99	3,40	3,80	0,58
70	0,009	0,08	0,03	0,31	0,37	0,26	1,29	3,30	0,91	3,10	3,80	0,61
71	0,030	0,23	0,07	0,54	0,58	0,34	1,50	2,90	0,68	2,15	2,62	0,38
72	11,200	29,60	3,70	15,70	3,10	0,98	4,20	5,80	1,23	3,60	3,70	0,58
73	0,015	0,11	0,03	0,51	0,53	0,35	1,62	3,40	0,89	2,80	3,20	0,52
74	0,960	2,90	0,30	2,02	0,87	0,45	2,10	3,60	0,88	2,80	3,00	0,46
75	0,012	0,06	0,03	0,37	0,43	0,28	1,22	2,90	0,78	2,60	3,20	0,52
76	0,012	0,05	0,03	0,44	0,79	0,49	2,40	4,90	1,20	3,80	4,40	0,67
77	0,033	0,25	0,10	1,07	0,96	0,48	2,00	3,80	0,97	3,00	3,40	0,53
78	0,011	0,07	0,04	0,58	0,81	0,44	1,88	3,50	0,80	2,60	2,80	0,41
79	0,010	0,04	0,03	0,42	0,71	0,49	2,10	4,40	1,13	3,50	4,00	0,62
80	0,012	0,08	0,03	0,37	0,43	0,27	1,26	2,70	0,69	2,00	2,20	0,36
81	0,120	1,21	0,41	3,30	1,16	0,30	0,94	1,43	0,47	1,62	2,19	0,37

П р и м і т к а. Аналізи виконані методом LA ICP MS у Національному центрі GEMOC (Австралія). Номери аналізів відповідають номерам аналізів табл. 1.

В.Л. Гріффін та інші дослідники [61, 63] показали, що найбільш деплетовані піропи мають низький вміст Y, Zr і Ti. У розрізі верхньої мантії вони поширені до певної глибини, нижче якої вже не фіксуються. Її розглядають як межу деплетованої літосфери з астеносферою. В.Л. Гріффін та співавт. [62] запропонували визначити цю глибину (або потужність) літосфери виходячи з даних щодо Ni-температури тих піропів, вміст Y в яких становить менше 10 г/т.



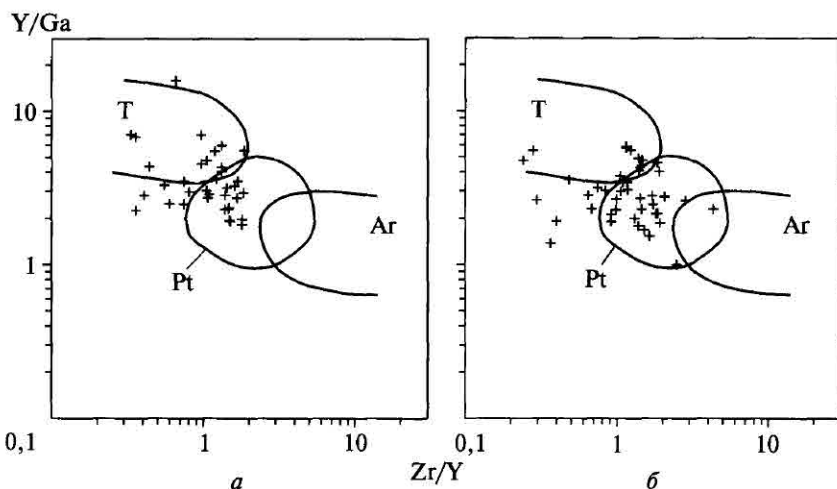


Рис. 5.7. Діаграми Y/Ga—Zr/Y для піропів із балтських відкладів Немирівського (а) і сарматських відкладів Верхньобузького (б) ореолів

Цю межу називають ще піроповим краєм. За нашими розрахунками, вона відповідає 1050 °С. Враховуючи це можна вважати, що у пізньому протерозої, з яким пов'язують вкорінення кімберлітів, потужність субконтинентальної літосферної мантії у районі Немирівського ореола перевищувала 150 км (рис. 5.9).

*Верхньобузький ореол* розміщується у верхів'ях річок Південний Буг, Збруч і Случ. Він пов'язаний з пісками середнього сармату і нижньочетвертинного віку. Областю його живлення були Бердичівський та Старокостянтинівський блоки. Поряд з піропами лерцолітового і вебстеритового парагенезисів в ореолі у значних кількостях наявні піроп-альмандини еклогітового парагенезису і дуже рідко — піропи гарцбургітового і верлітового типів.

Методом LA ICP MS вивчено 43 зразки піропів лерцолітового і 2 зразки піропів верлітового парагенезисів (див. табл. 5.1). Лерцолітові піропи представлені низько- і помірнохромистими різновидами. Вміст Ti у них варіює

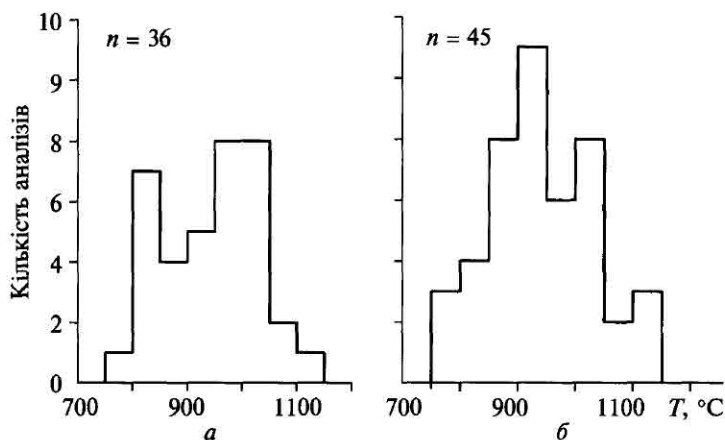


Рис. 5.8. Гістограма температур рівноваги піропів із Немирівського (а) і Верхньобузького (б) ореолів південно-західної частини Українського щита, за даними Ніттерметра ( $n$  — кількість зразків)

### 5.1. Піропи і піроп-альмандини

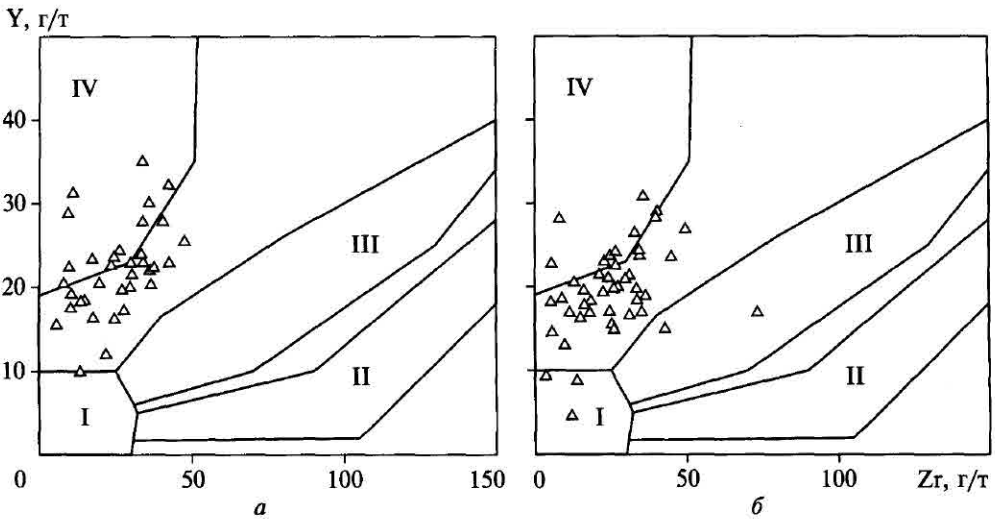


Рис. 5.9. Діаграми Y—Zr для піропів із Немирівського (а) і Верхньобузького (б) ореолів південно-західної частини Українського щита.

Поля піропів: I — із сильно деплетованих перидотитів, II — із метасоматизованих (флогопітизованих) перидотитів, III — із перидотитів, які зазнали високотемпературного метасоматозу і часткового плавлення, IV — малоглибинні помірно деплетовані перидотити

від 820 до 3960, V — від 125 до 287 г/т. Спостерігається здебільшого пряма кореляція між цими елементами (див. рис. 5.4). Подібна залежність є між Ti та Zr, вміст якого коливається від 3—5 до 40—45 г/т, а в одному зразку становить 73,6 г/т. На діаграмі Ti—Zr піропи із ореола потрапляють у поле піропів із помірно деплетованих перидотитів і частково у поле піропів із метасоматизованих перидотитів (див. рис. 5.5). Серед піропів переважають різновиди з вмістом Y від 10 до 30 г/т. Є також піропи, в яких вміст Y менший за 10 г/т (див. рис. 5.9). Прямої залежності між вмістом Y і Zr немає.

Характерними когерентними елементами-домішками піропів Верхньобузького ореола є Ni (18—61 г/т) і Co (35—44 г/т). Вміст Ni в піропах, як відомо [62], прямо корелює з температурою їх кристалізації. Визначена за Ni-термометром вона становила 780—1125 °C (див. рис. 5.8). Найбільш деплетований на Y піроп кристалізувався при  $T = 1125$  °C. На підставі цього можна дійти висновку, що в області живлення ореола потужність субконтинентальної літосферної мантії в пізньому протерозої перевищувала 150 км. Про протерозойський вік корінних джерел піропів із Верхньобузького ореола свідчить положення їх на діаграмі Y/Ga—Zr/Y (див. рис. 5.7).

Піропи цього ореола дуже бідні на Nb, Sr і Hf. Вміст РЗЕ в них варіює від 6 до 20 г/т (див. табл. 5.2), причому середні і важкі РЗЕ різко переважають над легкими (див. вклейку, рис. 5.6). Винятком є низькохромистий ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 1,52 %) піроп із підвищеним вмістом Ti (2457 г/т). Від більшості піропів він відрізняється вищою концентрацією легких лантановидів (рис. 5.6, тип II).

Піроп верлітового парагенезису ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 4,8 %, CaO 6,1 %) має низький вміст не лише Ti, Zr, Y, Sr і Nb, а й РЗЕ (6,7 г/т). Його особливість — дещо понижений вміст середніх і важких лантановидів (рис. 5.6, тип III).

Таким чином, серед вивчених піропів перидотитового типу із Верхньобузького ореола значно переважають помірно деплетовані різновиди, які не зазнали істотного впливу глибинного метасоматозу і, як наслідок, бідні на несумісні елементи-домішки. За концентрацією і співвідношенням вмісту останніх, типом розподілу РЗЕ, температурами кристалізації та іншими особливостями вони майже не відрізняються від піропів із балтських відкладів Немирівського ореола.

#### 5.1.4. Мінеральні вclusions в піропах

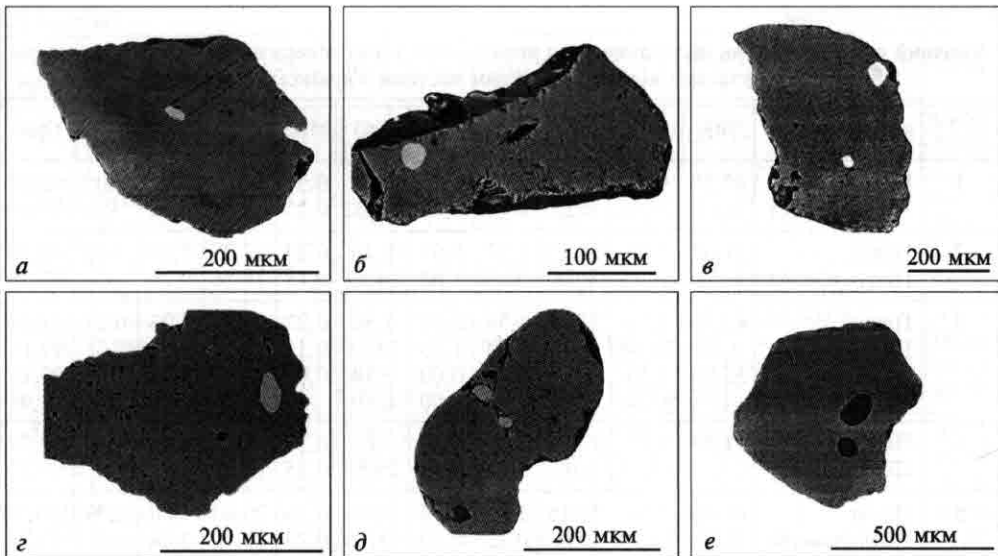
У піропах із різних за віком і походженням теригенних відкладів південно-західної частини УЩ спостерігаються вclusions рудних і силікатних мінералів. Вони несуть важливу інформацію про умови мінералоутворення у верхній мантії та петротипи материнських порід. Однак подібні вclusions майже не досліджували, нам відома лише одна стаття [76], в якій наведено дані щодо складу вclusions пікроільменіту і рутилу в піропах із балтських відкладів.

Під час мінералогічного аналізу шліхів ми зібрали чималу колекцію піропів з мінеральними вclusions. Після попередньої діагностики цих мінералів їх подальше вивчення виконували за допомогою растрових електронних мікроскопів, оснащених енергодисперсійними спектрометрами. Хімічний склад піропів і вclusions в них визначали на мікрозондових приладах JCXA-733 та Cameca SX-50.

На підставі візуальних і аналітичних даних встановлено, що найчастіше мінеральні вclusions спостерігаються в низько- і помірнохромистих піропах червоного і рожевого кольорів, які належать до парагенезисів зернистих лерцолітів з високим вмістом клінопіроксену і олівінових вебстеритів графіт-піропової фації глибинності. В таких піропах найбільш поширені мінерали-вclusions пікроільменіт, рутил і сульфіди піротин-пентландит-халькопіритового складу. Значно рідше діагностовано вclusions хромшпінелідів, енстатиту, хромдіопсиду, амфіболів і дуже рідко — жадеїту та мінералів із групи кричтоніту (ловрингіт, матіасит). Ці мінерали утворили у піропах одиночні або групові вclusions. При цьому групові вclusions представлені одним і тим самим мінералом або різними мінералами. Встановлено такі асоціації мінералів-вclusions: пікроільменіт + рутил; пікроільменіт + рутил + магнезит; пікроільменіт + енстатит ± хромшпінель ± рутил ± чермакіт ± паргасит; пікроільменіт + сульфіди; пікроільменіт + ловрингіт ± матіасит ± жадеїт.

*Пікроільменіти-вclusions в піропах* представлені тонкоаблітчастими, голчастими або ізометричними кристалами (рис. 5.10). Голчасті кристали утворюють іноді сагенітоподібну решітку. Незалежно від морфотипу кристалів пікроільменіти мають близький хімічний склад (табл. 5.3). Для них характерний високий вміст  $TiO_2$  (55–60 %) і  $MgO$  (10–17 %), низький —  $Fe_2O_3$  (рідко сягає 2 %),  $Cr_2O_3$  (менше 0,3 %),  $Al_2O_3$  (до 0,8 %) і  $MnO$  (0,1–0,3 %). Вони належать до серії твердих розчинів  $MgTiO_3-FeTiO_3-Fe_2O_3$ . Гейкелітовий компонент у них становить 38–55 %, гематитовий не перевищує 3 %. Коефіцієнт розподілу  $Fe-Mg$  у парі пікроільменіт-піроп варіює

## 5.1. Піропи і піроп-альмандини



**Рис. 5.10.** Мінеральні вclusions у піропах із ореолів у неогенових і четвертинних відкладах південно-західної частини Українського щита:

*a* — пікроільменіт у рожевому піропі: поперечний зріз пластинчатого кристала, контури якого показано переривистою лінією; *б* — пікроільменіт овальної форми у світло-червоному піропі; *в* — рутил у світло-червоному піропі; *г* — рутил у оранжевому альмандин-піропі; *д* — хромшпінеліди ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  46–47 %) у лілово-рожевому піропі; *е* — олівін ( $\text{MgO}$  47 %) у піропі червоного кольору

в межах 3,5–5,0. З урахуванням експериментальних даних [77], вважаємо, що вони утворилися за тиску понад 2 ГПа і температурі близько 1000 °С. Зважаючи на дуже низький вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в піропах і пікроільменітах, кристалізація їх відбувалась у відновному середовищі.

Деяко інший склад мають вclusions ільменіту в піроп-альмандинах парагенезису Mg-Fe еклогітів. Порівняно з пікроільменітами-включениями в піропах вони містять значно менше  $\text{MgO}$  (5,5 %) і  $\text{TiO}_2$  (53,6 %) та більше  $\text{FeO}$  (37,6 %). Крім того, в них відсутні домішки  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  і  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Наші дані не підтверджують висновок у роботі [76], що вclusions пікроільменіту в піропах і піроп-альмандинах відповідно лерцолітового і еклогітового парагенезисів за хімічним складом не розрізняються між собою.

*Рутил* утворює у піропах вclusions самостійно і в асоціації з пікроільменітом та деякими іншими мінералами. Він представлений кристалами голчастого або таблитчастого обрису смолисто- і бурувато-червоного кольору. Крім  $\text{TiO}_2$  мікрозондовим аналізом у ньому встановлено 0,5–0,9 %  $\text{FeO}$ . Наявність домішок  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  і  $\text{MgO}$  в деяких рутилах пов'язана, напевно, із захопленням зондом піропової матриці під час аналізу. Разом з рутилом і пікроільменітом в одному зерні піропу було виявлено вclusions енстатиту, в іншому — магнезиту.

*Вclusions асоціації мінералів пікроільменіт + ловерингіт ± матіасит ± жадейт.* Піропи з такою асоціацією мінералів-включень установлені в піщаних відкладах сарматського ярусу верхів'я р. Збруч (проба М-3468), балтсь-

Таблиця 5.3

Хімічний склад включень пікроільменіту і асоціюючих з ним мінералів у піропах із неогенових і четвертинних відкладів західної частини Українського щита, %

Номер зерна	Мінерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
1	Піроп	41,36	0,22	21,85	1,82	1,95	7,00	0,31	20,20	4,87	0,05	99,63
	Пікроільменіт	0,12	58,52	0,23	0,26	0,00	26,02	0,23	14,09	0,22	—	99,69
2	Піроп	41,62	0,49	21,13	1,87	0,97	8,10	0,34	19,95	4,80	0,03	99,30
	Пікроільменіт	0,53	57,15	0,78	0,18	1,02	24,92	0,18	14,56	0,26	—	99,58
3	Піроп	42,38	0,28	21,50	1,78	0,63	7,58	0,27	20,38	5,23	0,03	100,06
	Пікроільменіт	1,22	56,38	0,47	0,24	1,31	24,85	0,15	14,17	0,34	—	99,13
	Енстатит	53,93	0,33	4,66	0,46	0,00	5,14	0,08	33,40	1,16	—	99,16
	Рутил	—	97,38	0,58	0,41	0,00	0,59	—	—	—	—	98,96
4	Піроп	41,59	0,25	22,24	1,59	1,18	7,68	0,30	19,87	5,04	0,05	99,79
	Пікроільменіт	—	55,16	0,69	3,74	0,34	25,81	0,25	13,13	0,10	—	99,22
5	Піроп	41,46	0,36	22,16	1,48	2,14	6,76	0,35	20,60	4,60	0,09	100,00
	Пікроільменіт	0,06	60,14	0,18	0,22	0,00	25,15	0,23	13,70	0,04	—	99,72
6	Піроп	41,77	0,26	22,39	1,46	1,67	6,60	0,31	20,65	5,00	0,03	100,14
	Пікроільменіт	0,10	58,75	0,25	0,25	0,00	23,85	0,14	15,41	0,16	—	98,91
	Жадеїт	50,58	1,34	28,97	0,80	0,00	0,91	0,02	1,53	0,51	15,33	99,99
7	Піроп	41,06	0,51	22,01	0,77	3,08	6,85	0,23	20,41	4,55	0,14	99,61
	Пікроільменіт	0,10	57,68	0,26	0,21	0,00	28,19	0,17	12,52	0,21	—	99,34
	Карбонат	0,08	—	—	—	—	4,13	0,10	38,25	0,60	—	43,16
8	Піроп	42,19	0,21	22,54	1,68	0,82	7,08	0,26	20,66	5,00	0,03	100,47
	Пікроільменіт	0,02	58,89	0,22	0,26	0,00	24,78	0,25	14,60	0,23	—	99,25
	Рутил	0,03	97,71	0,39	0,87	0,00	0,35	—	—	—	—	99,35
9	Піроп	41,36	0,27	22,98	1,77	1,47	6,85	0,37	20,45	4,70	—	100,22
	Пікроільменіт	0,30	58,15	—	0,49	0,00	24,48	0,13	15,16	0,32	—	99,03
10	Піроп-альмандин	40,16	—	23,22	0,19	1,01	16,26	0,58	13,60	5,41	—	100,43
	Пікроільменіт	0,37	53,65	—	—	0,36	37,97	0,73	5,54	0,08	—	98,70
11	Піроп	42,41	0,21	22,93	1,28	2,15	5,57	0,07	21,84	4,94	—	101,40
	Пікроільменіт	—	55,08	0,17	0,15	6,25	21,09	0,09	15,90	—	—	98,74
12	Піроп	42,82	0,31	22,74	1,92	0,00	8,34	0,17	19,29	4,39	—	99,98
	Пікроільменіт	—	58,60	0,70	0,30	0,00	25,20	0,40	13,40	—	—	98,60
13	Піроп	41,79	0,06	22,89	1,72	0,25	7,99	0,38	20,19	4,84	—	100,11
	Пікроільменіт	—	58,30	0,20	0,20	0,20	23,80	0,10	16,60	—	—	99,40
14	Піроп	42,54	0,28	21,73	1,63	0,83	8,31	0,22	20,08	4,24	—	99,86
	Пікроільменіт	—	57,40	0,50	0,20	0,00	29,00	0,10	13,20	—	—	100,40
15	Піроп	43,33	0,07	23,47	1,46	0,00	7,90	—	19,47	4,23	—	99,93
	Пікроільменіт	—	58,40	1,00	0,10	0,00	29,90	0,10	10,20	—	—	99,70
16	Піроп	42,62	0,18	22,66	1,37	0,00	8,87	0,17	19,76	4,48	—	100,11
	Пікроільменіт	—	55,80	0,10	1,50	0,80	26,91	—	15,40	—	—	100,51
17	Піроп	42,79	0,16	22,37	1,66	0,00	8,14	0,38	19,89	—	—	95,39
	Пікроільменіт	—	55,50	1,00	0,60	1,70	23,30	—	17,40	—	—	99,50
	Рутил	—	96,80	0,20	1,00	0,90	—	—	0,10	—	—	99,00



### 5.1. Піропи і піроп-альмандини

Закінчення табл. 5.3

Номер зерна	Мінерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
18	Піроп	41,91	0,19	22,04	1,92	0,10	6,78	0,21	20,48	4,14	0,08	97,85
	Пікроільменіт	—	58,58	0,23	0,25	0,00	25,78	0,25	14,04	0,26	—	99,39
19	Піроп	42,11	0,29	23,57	1,16	0,51	6,66	0,31	21,29	4,44	—	100,34
	Пікроільменіт	—	58,39	1,10	0,48	0,00	23,36	0,05	16,13	0,12	—	99,63
20	Піроп	42,78	0,23	21,51	1,70	0,00	7,82	0,32	20,58	5,07	—	100,01
	Пікроільменіт	—	60,51	0,21	0,18	0,00	24,48	0,18	14,04	0,16	—	99,76
	Хромшпінель	—	0,83	50,62	19,52	0,00	6,85	0,10	21,31	0,05	—	99,28
	Рутил	—	98,31	0,17	0,66	0,00	0,26	0,04	—	—	—	99,44
	Енстатит	52,95	0,49	6,57	1,51	0,00	3,37	0,06	31,83	1,84	0,55	99,17
	Паргасит	41,28	4,38	15,52	1,59	0,00	2,01	0,00	16,09	10,19	4,29	95,35
21	Піроп	42,15	0,36	22,11	1,74	0,00	7,96	0,32	20,44	4,62	—	99,70
	Пікроільменіт	—	58,60	0,63	0,28	0,00	26,38	0,17	13,30	0,17	—	99,53
	Енстатит	54,07	0,34	4,52	0,45	0,00	4,37	0,10	35,37	0,17	—	99,39
	Рутил	—	98,11	0,22	0,52	0,00	0,49	—	—	—	—	99,34
	Пікотит	—	0,21	64,33	5,99	0,00	4,90	0,02	23,52	—	—	98,97
22	Піроп	42,27	0,20	22,15	1,51	0,30	8,21	0,34	20,35	4,60	—	99,93
	Пікроільменіт	—	57,72	0,18	0,15	0,00	25,08	0,19	13,53	0,26	—	97,11
	Жедрит?	45,41	0,11	13,57	2,32	0,00	4,50	0,03	30,22	3,74	—	99,90
	Чермакіт	27,60	0,31	29,66	5,76	0,00	3,51	0,04	19,40	12,24	0,11	98,63
23	Піроп	41,68	0,27	22,09	1,80	0,55	8,92	0,27	19,65	4,57	—	99,80
	Пікроільменіт	—	58,88	0,14	0,20	0,00	27,64	0,21	12,80	0,16	—	100,03
	Енстатит	53,15	4,21	3,48	0,20	0,00	4,94	0,09	33,78	0,46	—	100,31
	Пікотит	—	2,37	57,67	9,30	0,00	6,91	0,06	22,05	0,06	—	98,42
24	Піроп	42,00	0,17	21,94	1,99	0,61	7,28	0,30	20,24	5,24	—	99,77
	Пікроільменіт	—	56,50	0,10	0,25	0,41	27,20	0,21	13,02	0,14	—	97,83
	Енстатит	43,26	5,09	9,94	2,01	0,00	6,15	0,10	32,33	0,51	—	99,39
	Хромшпінель	—	0,59	52,34	16,35	0,65	7,45	0,02	21,56	0,05	—	99,01

Примітка. 1—8 — північний захід шита, четвертинні відклади Новоград-Волинської площі; 9—24 — південний захід шита; 9—21 — відклади балтської світи, 22 — сарматського ярусу, 23, 24 — четвертинного віку. Аналізи 12—17 — за даними праці [76].

ких відкладах околиць м. Немирів (у 40 км на південний схід від м. Вінниця, проба 22) і четвертинному терасовому алювії верхньої течії р. Південний Буг (проба М-3479).

Місця цих знахідок віддалені одне від іншого на значну відстань. Вони пов'язані з різними за віком і походженням теригенними відкладами, які мають спільну область живлення, що розміщується в межах Бердичівського підняття УЩ.

Піропи за складом не відрізняються від піропів з включеннями пікроільменіту. Це стосується і пікроільменіту, тому його характеристику не наводимо. Дуже показовими включеннями цієї асоціації є мінерали групи кричтоніту (ловєрингіт, матіасит) і жадеїт.

Ловєрингіт і матіасит утворюють ідіоморфні кристали розміром 10—40 мікрометрів. За оптичними властивостями вони близькі до пікроільменіту, але

мають дещо меншу величину відбиття. Хімічний склад їх наведено в табл. 5.4. Для лOVERингіту характерний високий вміст  $TiO_2$  (67,4–69,4 %),  $Cr_2O_3$  (5,6–7,0 %),  $Al_2O_3$  (3,1–3,8 %),  $ZrO_2$  (1,6–3,1 %),  $UO_2$  (1,9–5,4 %), а також підвищений вміст  $CaO$  (1,7–2,1 %),  $SrO$  (0,8–1,3 %),  $Na_2O$  (до 0,4 %) і  $K_2O$  (до 0,18 %). Вміст  $FeO$  варіює в межах 7,5–8,0 %,  $MgO$  — 3,5–3,8 %. Матіасит відрізняється від лOVERингіту дещо більшою концентрацією  $K_2O$  (0,8 %) і значно нижчою  $UO_2$  (0,1 %). Досліджений нами лOVERингіт за складом близький до лOVERингіту із кімберлітів провінції Шаньдун у Китаї [78]. Подібні йому мінерали із групи кричтоніту відомі також у кімберлітах трубок Де Бірс, Бултфонтейн, Джагерсфонтейн і Колонкванен у Південній Африці [79, 80], лампрофірових кімберлітах дайки Алданська в Якутії, фергусит-порфірах трубки Лейцитова на Памірі та в деяких інших породах. У них згадані мінерали асоціюють з піропом, пікроільменітом, титанистими хромшпінелідами, армоколітом, рутилом, К-ріхтеритом і прайдеритом. Їх наявність пов'язують з процесами глибинного метасоматозу порід верхньої мантії, продукти руйнування яких у вигляді ксенолітів і ксенокристалів потрапляли в кімберлітові розплави і виносились ними на земну поверхню. За даними С.Е. Хаггерті [80], мінерали групи кричтоніту із кімберлітів Південної Африки утворилися при  $P = 2-3$  ГПа і  $T = 900-1100$  °С, тобто у верхній мантії на глибині 75–100 км.

Клінопіроксен з молекулярною масою жадеїтового компонента 57 % встановлено у вигляді включення у зростанні з лOVERингітом у піропі із сарматських відкладів верхів'я р. Збруч (північно-західна частина Подільського мегаблока). Вміст  $Na_2O$  в ньому становить 8,4 %,  $CaO$  — 0,87 %. Крім жадеїтового міналу в клінопіроксені є значна домішка енстатитового (30 %) і чермакітового (12 %) компонентів.

Ще в одному зерні піропу в асоціації з пікроільменітом (але без лOVERингіту!) знайдено (четвертинні відклади Волинського мегаблока) включення майже чистого жадеїту (табл. 5.3, зерно б).

Хімічний склад включень мінералів із групи кричтоніту в піропах із балтських (1), сарматсь

Номер зерна	Мінерал	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	$FeO$	$MnO$
1	Піроп ЛOVERингіт	41,96	0,21	22,20	1,69	8,28	0,27
		0,00	69,44	3,85	7,04	7,46	0,11
2	Піроп ЛOVERингіт Пікроільменіт	42,27	0,23	22,03	1,68	7,12	0,28
		0,00	67,39	3,12	5,62	7,95	0,12
		0,00	58,69	0,40	0,17	25,28	0,22
3	Піроп Матіасит Клінопіроксен	42,71	0,24	22,40	1,53	7,45	0,23
		0,00	68,10	1,81	6,78	8,53	0,10
		55,29	0,30	20,06	0,10	1,03	0,00
4	ЛOVERингіт	0,00	60,36	0,66	16,75	7,48	0,13

Примітка. 1 — проба 22/5; 2 — проба М-3479; 3 — проба М-3468; 4 — кімберліти

## 5.1. Піропи і піроп-альмандини

Включення асоціації мінералів пікроільменіт + енстатит ± хромшпінель ± рутил ± амфібол. Піропи з включенням такої асоціації мінералів виявлені в сарматських, балтських і четвертинних відкладах південно-західної частини УЩ.

Пікроільменіти з цієї асоціації майже не відрізняються за морфологією і складом від раніше охарактеризованих пікроільменітів-включень. Вони мають високий вміст  $TiO_2$  (58—60 %) і  $MgO$  (12,8—14,5 %) та низький —  $Al_2O_3$  (0,1—0,2 %) і  $Cr_2O_3$  (0,1—0,3 %). Розрахунки показують відсутність у них  $Fe_2O_3$ .

Хромшпінеліди представлені низькохромистим ( $Cr_2O_3$  6—20 %) високоглиноземистим ( $Al_2O_3$  21,3—23,5 %) різновидом — пікотитом. За низького вмісту  $FeO$  (5,0—7,5 %) і  $Fe_2O_3$  (<0,6 %) вміст  $TiO_2$  у них становить 0,2—2,3 %.

Рутил має домішки  $FeO$  (до 0,5 %),  $Cr_2O_3$  (0,5—0,6 %) і  $Al_2O_3$  (до 0,2 %).

Енстатит за складом відповідає малозалістому алюмоенстатиту ( $Al_2O_3$  3,5—6,5,  $FeO$  3—5 %) з високим вмістом  $TiO_2$  (0,3—4,2 %) та підвищеним —  $Cr_2O_3$  (0,2—1,5 %) і  $CaO$  (0,17—1,84 %). У найбільш глиноземистому енстатиті встановлено домішку  $Na_2O$  (0,55 %).

Амфіболи-включення в піропах трапляються рідко. Вони представлені паргаситом і чермакітовою роговою обманкою. Паргасит належить до високотитанистого різновиду ( $TiO_2$  4,3 %), збагаченого  $Na_2O$  (4,3 %) і  $Cr_2O_3$  (1,6 %). Подібні за складом паргасити відомі в ксенолітах метасоматизованих перидотитів із кімберлітів Колорадо (США) та інших регіонів. Чермакітова рогова обманка містить близько 30 %  $Al_2O_3$  і 5,7 %  $Cr_2O_3$ . Вона є малозалістною ( $FeO$  3,5 %) і малотитанистою ( $TiO_2$  0,3 %). На відміну від звичайного чермакіту в ній розраховано дуже високий вміст  $Al_{IV}$  (понад 4,39 форм. од.) і низький —  $Al_{VI}$  (0,19 форм. од.). З такою роговою обманкою асоціює низькокальцієвий магнезійно-глиноземистий силікат, який розраховано на жєдритовий амфібол. Для цього амфіболу також характерний низький вміст  $Al_{VI}$ .

Таблиця 5.4

ких (3) и четвертинних (2) відкладів південно-західної частини Українського щита, %

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ZrO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BaO	SrO	Сума
20,29 3,48	4,68 2,11	0,39	0,18	Не визначали					99,58 100,90
20,64 3,87 14,47	5,19 1,77 0,23	0,34	0,00	1,61	5,46	0,39	0,74	0,80	99,44 99,18 99,46
20,13 3,64 13,52	4,78 1,80 0,87	0,16 8,39	0,83 0,05	3,15	0,12	0,16	0,65	1,29	99,47 97,12 99,61
4,02	1,42	0,09	0,81	4,65	н.в.	1,00	1,67	0,56	99,60

Китаю [78]. Усе залізо у вигляді  $FeO$ ; н.в. — не визначали.

Включення сульфідів у піропах спостерігаються порівняно часто. Вони мають здебільшого куле- або краплеподібну форму і полімінеральний склад. Мінеральні фази дуже малі за розмірами, і тому проаналізувати кожну з них окремо вдається не завжди. Більшість мікрозондових аналізів відображують склад суміші цих фаз. Їх розраховано на пентландит, піротин і халькопірит, утворення яких зумовлено розпадом високотемпературного моносульфідного твердого розчину, захопленого в процесі кристалізації піропів. Співвідношення між названими фазами за об'ємом у різних включеннях істотно варіюють. Слід підкреслити, що включення сульфідів є типовими не тільки для піропів перидотитового, а й для піроп-альмандинів еклігітового парагенезисів.

Включення хромшпінелідів не характерні для низькохромистих піропів червоного і рожевого кольорів. Дещо частішими є їх знахідки у помірно- і високохромистих піропах лілового кольору. Хромшпінеліди, які асоціюють з включеннями пікроільменіт + енстатит  $\pm$  амфібол паргаситового або роговообманкового типу, описано вище. За складом вони відповідають пікотиту. Крім того, в піропах є самостійні включення хромшпінелідів у вигляді ідіоморфних кристалів октаедричного габітусу. Два такі включення хромшпінелідів виявлено в піропах із четвертинних відкладів.

Набір мінеральних включень у низькохромистих піропах із неогенових і четвертинних теригенних відкладів південно-західної частини УЩ і типохімічні особливості цих мінералів свідчать про те, що материнськими для них були високомагнезійні породи мантійного типу, збагачені глиноземом, хромом і титаном. Порівняно часті знахідки серед включень високоглиноземистого енстатиту і рідкісні — олівіну та хромдіюсиду дають змогу вважати, що їх материнськими породами були головним чином піроксеніти і близькі до них за складом рівномірнозернисті лерцоліти. Піропи з вивченими мінеральними включеннями кристалізувались у відновних умовах, на що вказує дуже низький вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в усіх співіснуючих мінералах. Для оцінки *PT*-параметрів утворення останніх ми використали відомий метод Дж. Мерсьє [81] — визначення цих параметрів за складом енстатиту із парагенезису з піропом. Згідно з розрахунками, піропи кристалізувались із високотемпературного розплаву ( $T = 1000\text{—}1300\text{ }^\circ\text{C}$ ) за порівняно низького тиску ( $P = 1,6\text{—}2,8\text{ ГПа}$ ). Самим високобаричним виявився піроп з включенням збагаченого  $\text{Na}_2\text{O}$  енстатиту, який асоціює з найбільш хромистим пікотитом. Він утворився у верхній мантії на глибині понад 80 км. Якщо врахувати, що ерозійний зріз у південно-західній частині УЩ не перевищував глибини 30—37 км [71], то цей піроп міг бути винесеним на земну поверхню тільки кімберлітом.

\* \* \*

У неогенових і четвертинних відкладах західної частини УЩ найпоширенішими мінералами-включеннями в піропах є пікроільменіт, рутил і сульфіди піротин-пентландит-халькопіритового складу. В асоціації з ними спостерігаються хромшпінеліди, енстатит, жадеїт, паргасит, рогова обманка чермакітового типу, ловерингіт, матіасит. Ці мінерали у більшості своїй є сингенетичними утвореннями.

Типохімічні особливості піропів і мінеральних включень у них вказують на належність їх до парагенезису піропових лерцолітів і піроксенітів, які кристалізувалися поблизу межі переходу у хромшпінелеві різновиди.

Знахідки у неогенових і четвертинних теригенних відкладах південно-західної частини УЩ піропів з включеннями пікроільменіту, ловерингіту, матіаситу і паргаситу свідчать про те, що верхня мантія під цією частиною щита зазнала метасоматичних змін з привнесенням Ti, Zr, U, K, Na, Ba, Sr та інших несумісних елементів. Глибинний метасоматоз, як відомо, вважають одним із найважливіших процесів, які передують кімберлітоутворенню і супроводжують його.

Пікроільменіти-включення в піропах із неогенових і четвертинних відкладів південно-західної частини УЩ істотно відрізняються за складом від ксенокристів і жовен пікроільменіту в кімберлітах України та інших регіонів, але подібні до включень пікроільменіту в піропах із цих кімберлітів. Корінним джерелом вивчених піропів з включеннями пікроільменіту, енстатиту, хромшпінелідів, мінералів групи кричтоніту та паргаситу могли бути лише кімберліти. Велика кількість знахідок таких піропів у сарматських і балтських відкладах Хмельницької, Вінницької і Немирівської ділянок — одне із речовинних свідчень близького розташування тіл кімберлітів.

## 5.2. ХРОМШПІНЕЛІДИ

### 5.2.1. Кристаломорфологічні та типохімічні особливості хромшпінелідів із кімберлітів і ксенолітів споріднених з ними глибинних порід

Хромшпінеліди доволі поширені в кімберлітах і ксенолітах глибинних порід перидотитового і піроксенітового типів. Переважна більшість дослідників вважає, що хромшпінеліди потрапляють у кімберліти в результаті дезінтеграції цих ксенолітів. Хромшпінеліди такого походження прийнято називати ксенокристаломі, або ксенокристами. Вивченню їх завжди приділяють велику увагу, оскільки вони несуть інформацію про умови мінералоутворення у верхній мантії і перспективи алмазоносності кімберлітів.

У ксенолітах верхньомантієвих перидотитів і піроксенітів хромшпінеліди мають порівняно великі (від 0,1 до 3 мм) розміри зерен, серед яких різко переважають кристали октаедричного габітусу. Більшість кристалів — це правильні або деформовані по одній вісі октаедри з гострими вершинами і ребрами. Часто вони набувають форму складних багатогранників через наявність віцинальних граней. Спостерігаються також зерна неправильної форми.

Про типохімічні особливості хромшпінелідів із ксенолітів різних петротипів верхньомантієвих перидотитів і піроксенітів певне уявлення дає діаграма  $MgO-Cr_2O_3$  (рис. 5.11, див. вклейку), яку побудовано з використанням мікрозондових аналізів, опублікованих у праці [82] та люб'язно наданих



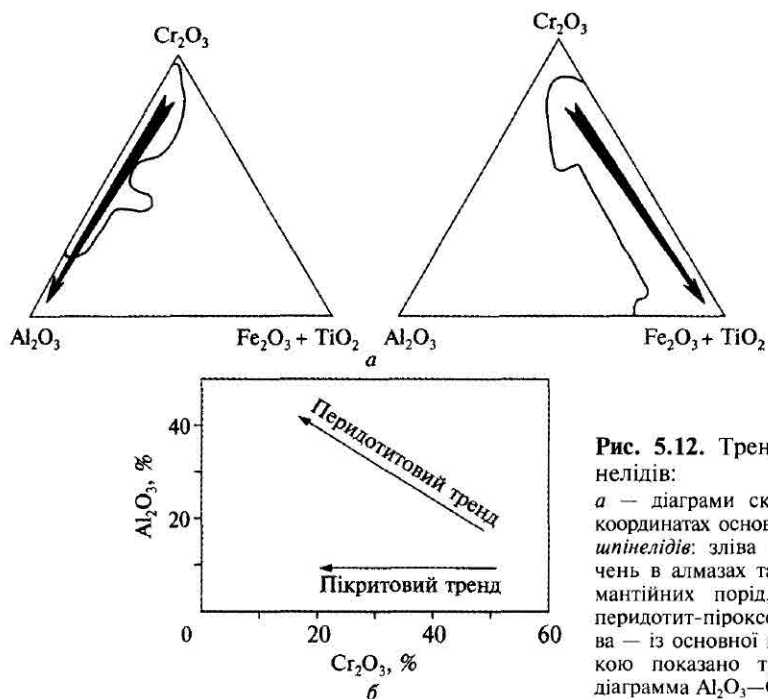


Рис. 5.12. Тренди складу хромшпінелідів:

*a* — діаграми складу хромшпінелідів у координатах основних оксидів; *поле хромшпінелідів*: зліва — із зростків і включень в алмазах та з ксенолітів верхньомантійних порід, стрілкою показаний перидотит-піроксенітовий тренд; справа — із основної маси кімберлітів, стрілкою показано тренд їх складу; *б* — діаграма  $Al_2O_3-Cr_2O_3$

С.С. Мацюком. На цю діаграму винесені дані складу хромшпінелідів з основних і ультраосновних порід західної частини УЩ. Положення їх фігуративних точок дало змогу чітко розрізнити означені хромшпінеліди. Тренди їх складу збігаються за напрямком, але не перекривають один одного. Це дає можливість використовувати діаграму  $MgO-Cr_2O_3$  як базу для ідентифікації хромшпінелідів мантійного і корового походження в ореолах і встановлення петротипів їх материнських порід.

Власне кімберлітові хромшпінеліди утворюють в основній масі породи дуже дрібні (менші за 0,1 мм) кристали октаедричного габітусу, які мають високий ступінь ідіоморфізму, однорідну або зональну внутрішню будову та добре виражені реакційні облямівки моно- і полімінерального складу. За цими ознаками вони істотно відрізняються від хромшпінелідів-ксенокристітів. Хімічний склад власне кімберлітових хромшпінелідів варіює у доволі широких межах: від високохромистого пікрохроміту до магнетиту. За даними В.К. Гараніна, Г.П. Кудрявцевої та А.В. Бовкуна [83, 84], які найбільш систематично вивчали хромшпінеліди із основної маси кімберлітів Якутської і Архангельської провінцій, хімічний склад цих мінералів закономірно змінюється в напрямку зменшення вмісту  $Cr_2O_3$  і збільшення вмісту  $FeO + Fe_2O_3$  (рис. 5.12, *a*). Для них характерні ізоморфні заміщення  $Cr \rightarrow Fe^{3+}$  та  $2Cr \rightarrow Ti^{4+}$  ( $Mg, Fe^{2+}$ ). За трендом зміни хімічного складу ці хромшпінеліди відрізняються від хромшпінелідів-ксенокристітів. Вони, як правило, відносно низькоглиноземисті ( $Al_2O_3$  менше 16—17%), високотитаністі ( $TiO_2 > 2\%$ ) і високозалізісті. Особливості їх складу відображують еволю-

цію  $P$ – $T$ -умов і окисно-відновних режимів кімберлітових розплавів від стадії зародження їх у верхній мантії до стадії кристалізації в земній корі.

У кімберлітових сілах басейну р. Мела (Архангельська провінція, Росія) хромшпінеліди представлені плоскогранними кристалами октаедричного габітусу з добре вираженими вершинами і ребрами. Розмір їх становить 0,1–0,5 мм. Ці хромшпінеліди відрізняються від хромшпінелідів-ксенокристів високим вмістом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  і  $\text{TiO}_2$  (4–12 %) та, відповідно, ульвошпінелевого і магнетитового компонентів. За складом вони наближаються до хромшпінелідів із основної маси кімберлітів.

Хромшпінеліди-ксенокристи в кімберлітах за морфологією зерен і хімічним складом близькі або ідентичні таким із ксенолітів глибинних перидотитів і піроксенітів. Серед них переважають октаедри, рідше спостерігаються октаедри з віциналями, міріоедричні кристали і зерна неправильної форми розміром від 0,1 до 2–3 мм. Склад їх варіює від високохромистих хромітів до високоглиноземистих пікотитів. Для більшості з них характерні так звані перидотитовий або перидотит-піроксенітовий тренд (рис. 5.12, б) і чітко виражений ізоморфізм  $\text{Cr} \rightarrow \text{Al}$ . Разом з тим у кімберлітах (особливо з Архангельської провінції) спостерігаються хромшпінеліди з підвищеним вмістом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  і  $\text{TiO}_2$ , яким властивий інший тип ізоморфних заміщень, зокрема  $\text{Cr} \rightarrow \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ . Тренд складу цих хромшпінелідів наближається до тренду складу хромшпінелідів із пікритів, тому іноді його називають пікритовим. На діаграмі  $\text{MgO}$ – $\text{Cr}_2\text{O}_3$  цей тренд витягнутий майже паралельно вісі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Хромшпінеліди-включення в алмазах і хромшпінеліди із ксенолітів алмазоносних дунітів і гарцбургітів представлені високохромистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  61–67 %) з високим вмістом  $\text{MgO}$  (10–16 %) та низьким —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3–8 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (<5 %) і  $\text{TiO}_2$  (<0,5 %). Іноді серед них трапляються високохромисті хроміти з підвищеним вмістом  $\text{TiO}_2$  (до 4–5 %) і  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

### 5.2.2. Хромшпінеліди із ореолів південно-західної частини щита

У теригенних відкладах палеогенового, неогенового і четвертинного віку південно-західної частини УЩ у різній кількості виявлено дрібні (<0,5 мм) хромшпінеліди. Іноді вони утворюють контрастні ореоли, більшість яких розміщується в межах Хмільник-Вінницької площі, що пов'язані з алювіальними відкладами бучацької і балтської світ та прибережно-морськими відкладами середнього сармату. Основні дані щодо будови ореолів, вмісту і морфології хромшпінелідів у них наведено у розділі 3. Нижче схарактеризовані типохімічні особливості хромшпінелідів з вивчених ореолів або їх споріднених груп.

У бучацьких відкладах Любар-Філіопіль-Бруслинівської палеодолини хромшпінеліди встановлені у підвищеній кількості на Любарській, Куманівській, Філіопільській і Мізяківській ділянках відповідно у верхній, середній і нижній частинах долини.

Для Любарської ділянки характерні хромшпінеліди у вигляді стертих октаедричних кристалів та їх зростків (рис. 5.13). Ступінь стирання зміню-

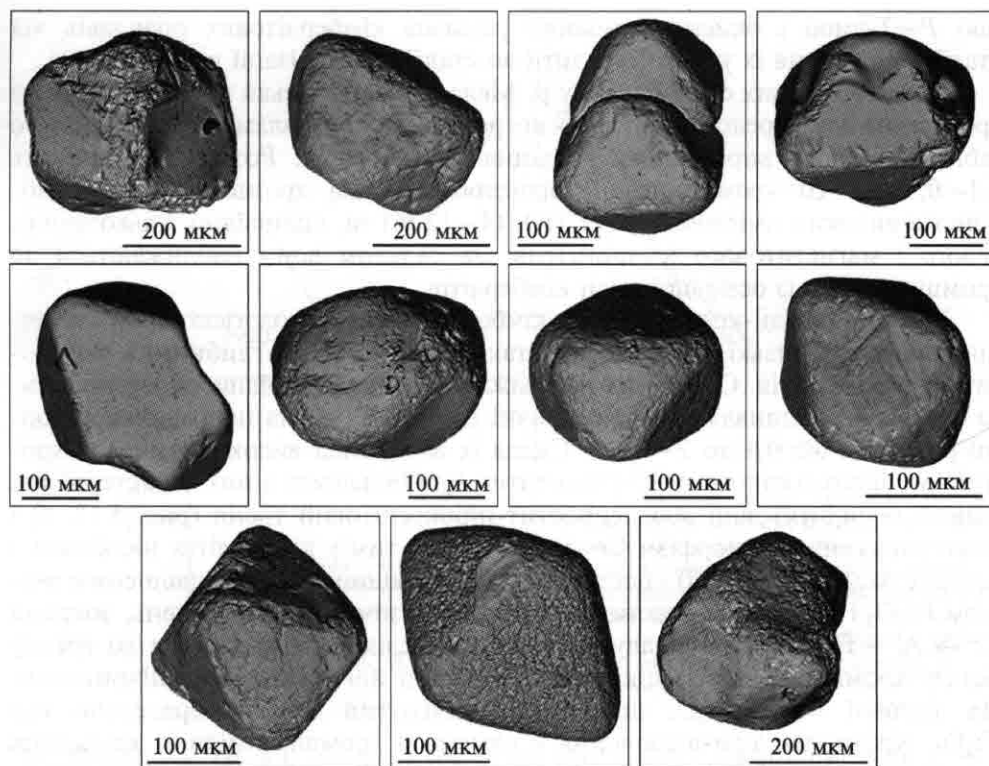


Рис. 5.13. Морфологія хромшпінелідів із бучацьких відкладів (Любарський ореол)

ється від незначного (стерті лише ребра і вершини кристалів) до середнього (обкатані не тільки ребра і вершини кристалів, а й грані). Іноді спостерігаються нестерті кристали та їх уламки.

На Куманівецькій ділянці більша частина хромшпінелідів представлена добре збереженими кристалами октаедричного габітусу, а іноді й їх зростками розміром 0,2–0,3 мм. Підпорядковане значення мають кристали зі стертими ребрами і вершинами та майже круглі зерна, первинна октаедрична форма яких уже майже не помітна.

На Філіопільській ділянці серед хромшпінелідів різко переважають нестерті кристали октаедричного габітусу. З ними асоціюють такі самі “свіжі” кристали магнезійного-ільменіту і неправильні зерна піропів з кородованими поверхнями, на яких відсутні сліди механічного зносу.

На Мізяківській ділянці хромшпінеліди мають добре виражені ознаки механічного зносу. Ребра і вершини більшості кристалів притуплені, грані тільки частково збереглися свіжими. Сліди обкатування помітні також на асоціюючих з ними зернах піропів і магнезійних ільменітів.

Морфологічні особливості хромшпінелідів із ореолів бучацького віку свідчать про те, що на Куманівецькій і Філіопільській ділянках вони надходили переважно із місцевих корінних джерел та їх кір вивітрювання. Це потрібно враховувати під час проведення пошукових робіт на алмази.

## 5.2. Хромшпінеліди

Склад хромшпінелідів із бучацьких ореолів варіює в широких межах (див. додаток, табл. Д.2, рис. 5.14). За типохімічними особливостями можна виділити до восьми їх різновидів. Більшість з них є спільними для всіх вивчених ореолів, деякі поширені лише в окремих з них. Разом з тим в усіх ореолах ідентифіковані в різних співвідношеннях хромшпінеліди мантійного і корового походження.

Хромшпінеліди першого різновиду представлені пікотитом з низьким вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (18–20 %) і  $\text{FeO}$  (12–13 %) та високим  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (49–50 %) і  $\text{MgO}$  (18–19 %). У незначних кількостях вони встановлені лише на Мізяківській ділянці.

Хромшпінеліди другого різновиду мають помірну хромистість ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  26–38 %), підвищену глиноземистість ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  23–33 %) і високу магнезіальність ( $\text{MgO}$  13–17 %). Вміст  $\text{TiO}_2$  в них змінюється від 0,1–0,5 до 1–2 %. За складом відповідають алюмохромпікотиту і хромпікотиту. Ці різновиди хромшпінелідів відзначені на всіх ділянках, але в найменшій кількості – на Любарській.

Хромшпінеліди третього різновиду характеризуються високим вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (40–54 %) та підвищеним  $\text{MgO}$  (10–14 %) і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15–26 %). Всі вони помірнотитанисті ( $\text{FeO}$  14–19 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1–5 %) і низькотитанисті ( $\text{TiO}_2 < 0,2$  %). За складом серед них переважають алюмохроміти і хроміти. Вони подібні до таких із ксенолітів лерцолітів у кімберлітах. Ці хромшпінеліди найбільш поширені на Куманівецькій і Філіопільській ділянках.

Хромшпінеліди четвертого різновиду мають помірну хромистість ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  20–45 %), але високі залізистість ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  30–45 %) і титанистість ( $\text{TiO}_2$  1–7 %). Вміст  $\text{MgO}$  в них варіює від 7 до 14 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – від 14 до 29 %. Для них характерний ізоморфізм  $\text{Cr} \rightarrow \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ . Хромшпінеліди цього складу найчастіше спостерігаються на Любарській ділянці.

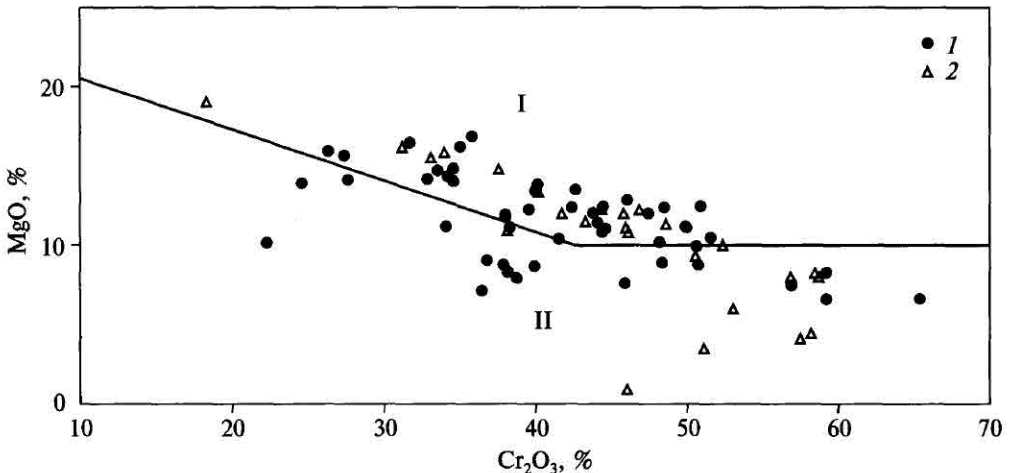


Рис. 5.14. Діаграма складу хромшпінелідів із ореолів у бучацьких відкладах південно-західної частини Українського щита.

Поля хромшпінелідів: I – мантійного типу, II – корового; ділянки: 1 – Любарська, 2 – Мізяківська

Хромшпінеліди п'ятого різновиду відрізняються від інших високою хромистістю ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  45–60 %) та низькою магнезіальністю ( $\text{MgO}$  6–10 %) і титанистістю  $\text{TiO}_2$  (<0,2 %). Вміст  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  становить 17–28 %. Найбільше таких хромітів і алюмохромітів виявлено на Куманівецькій ділянці, найменше — на Любарській.

Хромшпінеліди шостого різновиду представлені найбільш високохромистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  60–65 %,  $\text{FeO}$  17–23 %) з низьким вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5–9 %) і  $\text{MgO}$  (7–9 %). Їх найчастіше спостерігали на Куманівецькій і Філіопільській ділянках.

Хромшпінеліди сьомого різновиду встановлено в поодиноких зернах лише на Куманівецькій ділянці. Характерною особливістю їх є низька магнезіальність ( $\text{MgO}$  0,7 %) за помірної хромистості ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  44 %) і високої залізистості ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  35 %). Незважаючи на високу залізистість, вміст  $\text{TiO}_2$  в них низький (<0,2 %).

Хромшпінеліди восьмого різновиду знайдено на Куманівецькій ділянці. Їх склад такий, %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  17,2;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  45,6;  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  24,5;  $\text{MgO}$  5,9;  $\text{ZnO}$  8,2;  $\text{MnO}$  0,24. Багаті на цинк пікотити виявлені в ореолах південно-західної частини УЩ уперше. Деякі дослідники вважають їх мінералогічним пошуковим критерієм на сульфідне мідно-нікелеве зруденіння.

Отже, в алювії бучацької палеодолини на Бердичівському блоці ідентифіковані хромшпінеліди мантійного і корового походження, які мають місцеві корінні джерела. Одне з таких корінних джерел мантійних хромшпінелідів знаходиться поблизу Куманівецької ділянки, оскільки в бучацьких відкладах на цій ділянці переважають нестерті октаедричні кристали хромшпінелідів і часто спостерігаються мірієдричні та віцинальні різновиди їх. Хромшпінеліди корового типу в бучацьких ореолах Любар-Філіопіль-Бруслинівської палеодолини подібні до хромшпінелідів із слюдистих перидотитів Малоострозького і Малокутищенського інтрузивів, що розміщуються в межах Бердичівського підняття фундаменту.

З відкладами середнього сармату на Хмільницькій ділянці пов'язані Куманівецький, Філіопільський, Кожухівський і Мізяківський ореоли. Вони розміщуються на схилах локальних палеопідняттяв і формуються у дрібнозернистих пісках прибережно-морської фації. Для цих ореолів характерні висока концентрація хромшпінелідів, малі розміри їх (<0,5 мм), відсутність або дуже низький ступінь механічного зносу, переважання правильних і спотворених кристалів октаедричного габітусу, підвищений вміст віцинальних і мірієдричних кристалів. Спільно з досить "свіжими" хромшпінелідами в ореолах наявні у незначній кількості кристали різного ступеня стирання, первинна октаедрична форма частини яких уже майже не простежується. За морфологічними ознаками хромшпінелідів зроблено висновок, що їх ореоли утворені за рахунок продуктів розмиву кір вивітрювання місцевих корінних джерел.

Склад хромшпінелідів із названих вище ореолів варіює в широких межах (див. додаток, табл. Д.2, рис. 5.15). За результатами дослідження, ці хромшпінеліди являють собою суміш індивідів, які відрізняються між собою за типохімічними особливостями і на діаграмі  $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  потрапляють у поля хромшпінелідів мантійного і корового типів (рис. 5.15). Причому

## 5.2. Хромшпінеліди

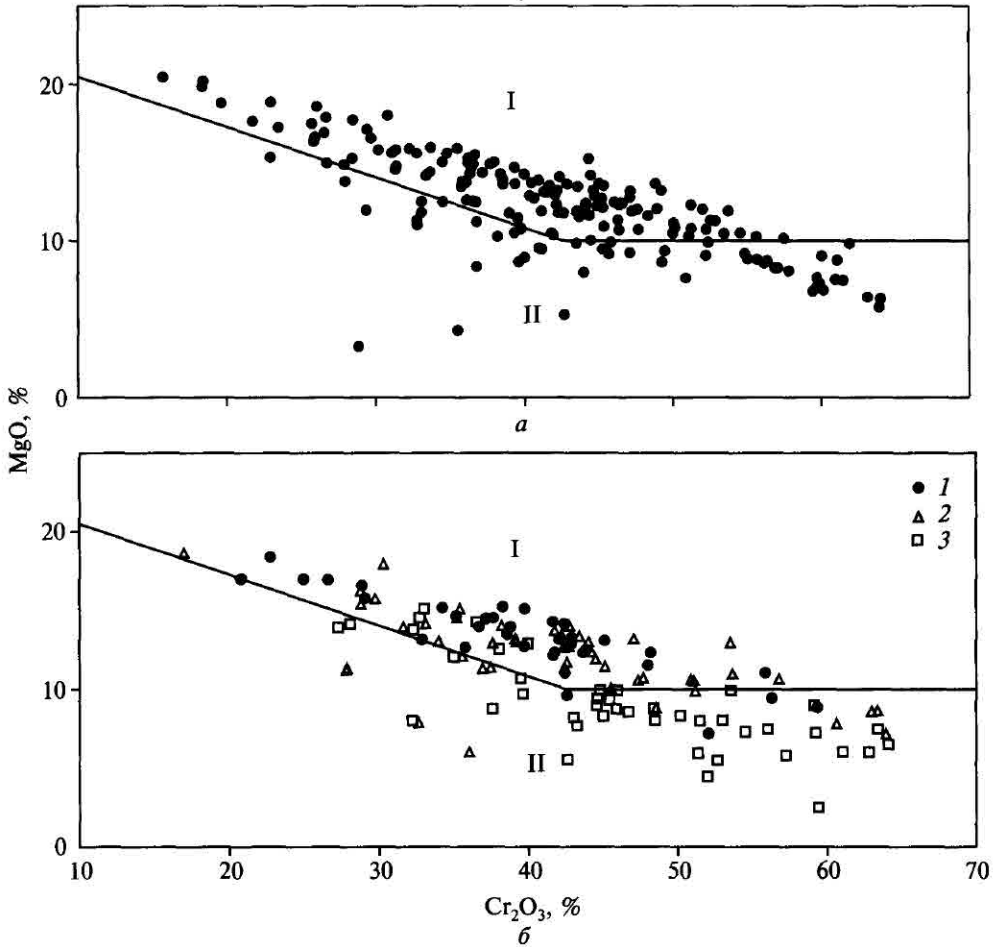


Рис. 5.15. Діаграма складу хромшпінелідів із ореолів у сарматських відкладах південно-західної частини Українського щита.

Поля хромшпінелідів: I — мантійного, II — корового типів; ореоли: а — Куманівецький, б — Кожухівський (1), Філіопільський (2), Новокосянтинівський (3)

му різновиди мантійного типу часто кількісно переважають над коровими. Наприклад, співвідношення їх вмісту у Куманівецькому ореолі становить у середньому 2 : 1, а в окремих пробах досягає 4 : 1. За типохімічними ознаками хромшпінеліди з відкладів середнього сармату поділяють на 6 різновидів, перші 3 з яких мають мантійне походження, три інші — корове.

Хромшпінеліди першого різновиду поширені мало. Вони характеризуються низькими хромистістю і залістістю ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  14–25 %,  $\text{FeO}$  11–13 %) та високими глиноземистістю і магнезійністю ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  44–50 %,  $\text{MgO}$  17–20 %). Вміст інших компонентів низький. За складом вони подібні до пікотиту із ксенолітів мантійних піроксенітів і близьких до них лерцолітів у кімберлітах.

Хромшпінеліди другого різновиду кількісно превалюють над іншими. Їх склад змінюється від алюмохромпікотиту до хроміту ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  25–55 %,  $\text{FeO}$  11–13 %).



$\text{Al}_2\text{O}_3$  10—38 %). Вони мають підвищений вміст  $\text{MgO}$  (10—18 %), є низькозалістими ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  13—24 %) і низькотитанистими ( $\text{TiO}_2 < 0,5$  %) і за складом подібні до хромшпінелідів із ксенолітів піропових лерполітів у кімберлітах.

Хромшпінеліди третього різновиду трапляються рідко. Від другого різновиду вони відрізняються дещо меншим вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (26—45 %) та більшим  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (7,5—12,5 %) і  $\text{TiO}_2$  (0,7—3,7 %). Ці хромшпінеліди належать до залістих відмін алюмохромпікотиту і хромпікотиту.

Хромшпінеліди четвертого різновиду подібні до третього за вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (27—45 %) і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10—32 %), але на відміну від них є значно більш залістими ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  20—37 %) і титанистими ( $\text{TiO}_2$  0,5—4,7 %). У цих хромшпінелідах проявлений ізоморфізм  $\text{Cr} \rightarrow \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ . Вони мають корове походження.

Хромшпінеліди п'ятого різновиду поширені мало. Це переважно алюмохроміти і хроміти ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  40—60,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7—27 %) з дещо підвищеним вмістом  $\text{FeO}$  (18—27 %) та низьким  $\text{MgO}$  (3,5—10,0 %) і  $\text{TiO}_2$  (<0,25 %). За складом вони подібні до хромітів із слюдистих перидотитів інтрузивів Малий Острожок і Мали Кутища, розташованих у 30—40 км на схід від ореолів (див. розд. 7.3).

Хромшпінеліди шостого різновиду знайдено в поодиноких зернах. Вони представлені високохромистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  60—64,  $\text{FeO}$  21—22 %) з низьким вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4—8 %),  $\text{MgO}$  (5,8—10 %) і  $\text{TiO}_2$  (<0,2 %). На діаграмі  $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  ці хроміти потрапляють у поле хромшпінелідів корового типу. Найімовірніше, їх корінними джерелами були слюдисті дуніти і гарцбургіти, подібні до таких з інтрузивів Малий Острожок і Мали Кутища.

Таким чином, у Куманівському, Фліопільському, Кожухівському і Міз'яківському ореолах сарматського віку встановлено хромшпінеліди, які за типохімічними ознаками належать до мантійного і корового типів. Відсутність на переважній більшості їх кристалів слідів механічного зносу дає змогу стверджувати, що корінні джерела знаходились поблизу ореолів, були інтенсивно змінені гіпергенними процесами і безпосередньо розмивались сарматським морем. До мантійних корінних джерел найближче розміщується Куманівський ореол. У ньому в найбільшій кількості виявлено характерні для кімберлітів віцинальні та міріоедричні кристали хромшпінелідів. Типові хроміти алмазної асоціації серед них ідентифікувати не вдалося, незважаючи на великий обсяг отриманих аналітичних даних.

У відкладах балтської світи відомі Бохоники-Літинський, Строїнці-Жмеринський і Немирівський ореоли.

В Бохоники-Літинському і Строїнці-Жмеринському ореолах хромшпінеліди представлені правильними, рідше спотвореними і дуже рідко міріоедричними кристалами октаедричного габітусу розміром до 0,5 мм. Вони мають здебільшого високу збереженість, і лише на частині з них помітні ознаки гіпергенного розчинення і механічного стирання.

Склад хромшпінелідів варіює в значних межах (див. додаток, табл. Д.2, рис. 5.16). За типохімічними особливостями виділено вісім їх різновидів, з яких перший—п'ятий належать до мантійного типу, шостий—восьмий — до корового. Співвідношення їх вмісту становить у середньому 1,2 : 1.

## 5.2. Хромшпінеліди

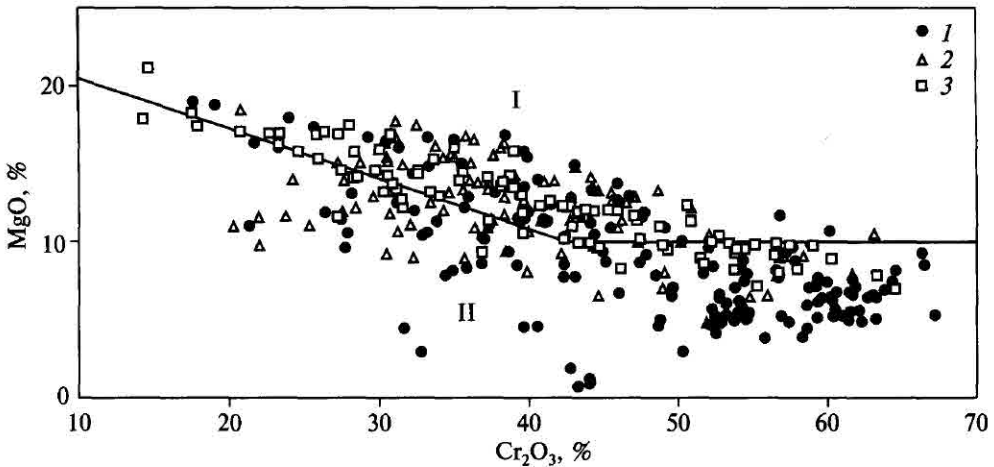


Рис. 5.16. Діаграма складу хромшпінелідів із Немирівського (1), Строїнці-Жмеринського (2) і Бохоницького (3) ореолів у балтських відкладах південно-західної частини Українського щита.

Поля хромшпінелідів: I — мантійного, II — корового типів

Хромшпінеліди першого різновиду трапляються у поодиноких зернах. Це пікоти (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 21, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 44 %) з високим вмістом MgO (19 %) та низьким FeO (13 %) і TiO<sub>2</sub> (0,3 %). Подібні їм хромшпінеліди є в ксенолітах піроксенітів і лерцолітів із кімберлітів.

Хромшпінеліди другого різновиду мають помірну хромистість (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 30—45 %), низьку залізистість і титанистість (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 20—39, TiO<sub>2</sub> < 0,5 %). Для них характерний підвищений вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (26—37 %) і MgO (13—17 %). Спостерігаються порівняно часто.

Хромшпінеліди третього різновиду близькі за хромистістю до другого різновиду, але відрізняються від них меншою глиноземистістю (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12—33 %) і магнезійністю (MgO 11—16 %) та вищою залізистістю (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17—29 %) і титанистістю (TiO<sub>2</sub> 0,7—3,6 %). В них проявлений ізоморфізм Cr → Al + Fe<sup>3+</sup>.

Хромшпінеліди четвертого різновиду мало поширені, представлені низькозалізистими (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17—23 %) магнезіохромітами (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 45—52, MgO 10—13 %) з дуже низьким вмістом TiO<sub>2</sub> (<0,2 %). За складом подібні до хромітів із ксенолітів піропових лерцолітів у кімберлітах.

Хромшпінеліди п'ятого різновиду — високохромісті хроміти (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 63 %) з низьким вмістом Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9 %), FeO (17 %) і TiO<sub>2</sub> (0,1 %) і підвищеним — MgO (10,5 %). За складом вони подібні до хромітів-включень в алмазах із кімберлітів. Слід підкреслити, що в балтських відкладах відомі знахідки дрібних кристалів алмазу перидотитового і еклогітового типів.

Хромшпінеліди шостого різновиду є найбільш поширеними (близько 30 %). Їх склад змінюється від низькохромістих (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 21—22 %) до помірнохромістих (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 42—45 %) і відповідно від високомагнезійних (MgO 14—15 %) до низькомагнезійних (MgO 8—9 %) різновидів. Для них характерні висока залізистість (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 26—44 %) і титанистість

( $\text{TiO}_2$  1—8 %), чітка кореляційна залежність між  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  і  $\text{TiO}_2$  та наявність ізоморфних заміщень  $\text{Cr} \rightarrow \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ .

Хромшпінеліди сьомого різновиду спостерігаються порівняно часто. Їм властиві висока хромистість ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  45—59 %), підвищена залізистість ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  20—37 %), понижена або низька глиноземистість ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  7—20 %), низька магнезійність ( $\text{MgO}$  5—10 %) і титаністість ( $\text{TiO}_2 < 0,1$ , рідко до 0,2—0,3 %). За складом вони близькі до хромітів із слюдистих перидотитів інтрузивів Малий Острожок і Малі Кутища у межах Бердичівського підняття.

Хромшпінеліди восьмого різновиду представлені високохромистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  60—65,  $\text{FeO}$  19—22 %) з низьким вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6—9 %),  $\text{MgO}$  (7—9 %) і  $\text{TiO}_2$  (<0,1 %). В них відсутнє тривалентне залізо.

У *Немирівському ореолі* встановлені в значних кількостях хромшпінеліди в асоціації з піропами і магнезійними ільменітами високої збереженості. Хромшпінеліди представлені гострореберними та гостровершинними кристалами октаедричного габітусу розміром до 0,5 мм (рис. 5.17). Рідко трапляються також кристали з віциналями. Часто вони несуть ознаки незначного механічного стирання.

Хромшпінеліди цього ореола були вивчені раніше [37]. Їх склад варіює в значних межах. За типохімічними особливостями (160 мікрозондових аналізів) виділено сім різновидів (див. табл. Д.2, рис. 5.18).

До першого різновиду віднесені пікотити з низьким вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (19—24 %) і  $\text{FeO}$  (12—19 %) та високим  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (44—48 %) і  $\text{MgO}$  (16—19 %). Крім того, вони низькотитаністі ( $\text{TiO}_2 < 0,1$  %).

Хромшпінеліди другого різновиду за складом відповідають алюмохромпікотиту. Вони спостерігаються значно частіше, ніж пікотити, і порівняно з ними більш хромисті ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  30—39 %) і залізисті ( $\text{FeO}$  11—20 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,5—0,6 %) та менш магнезійні  $\text{MgO}$  (14—17 %). Вміст  $\text{TiO}_2$  в них сягає 0,5—0,8 %.

Хромшпінеліди третього різновиду також досить поширені в ореолі. Вони помірнохромисті ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  38—47 %), високомагнезійні  $\text{MgO}$  (10—16 %), із змінним вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9—23 %),  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (16—35 %) та підвищеним —  $\text{TiO}_2$  (0,7—3,4 %). При цьому найбільш залізисті відміни є найбільш титаністими. Ці хромшпінеліди за складом належать до хромпікотиту і алюмохромпікотиту. Часто в них спостерігають включення силікатних мінералів (див. п. 5.2.3).

Хромшпінеліди четвертого різновиду поширені мало. Вони представлені низькозалізистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  47—57,  $\text{FeO}$  15—20 %) з підвищеним вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15—23 %) і  $\text{MgO}$  (10—12 %) та низьким  $\text{TiO}_2$  (<0,2 %).

Хромшпінеліди п'ятого різновиду відрізняються від інших помірною хромистістю ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  21—42 %), високою залізистістю ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  40—60 %) і титаністістю ( $\text{TiO}_2$  0,9—6,3 %). Вміст  $\text{MgO}$  в них коливається від 8 до 13 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — від 14 до 24 %. За складом це субферихромпікотити і субферіалюмохроміти. Вони спостерігаються в ореолі порівняно часто.

Хромшпінеліди шостого різновиду характеризуються високою хромистістю ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  41—60 %) і залізистістю ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  20—39 %), низькими магнезійністю ( $\text{MgO}$  3—9 %) і титаністістю ( $\text{TiO}_2 < 0,4$  %). Вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  варіює від 5 до 16 %, а  $\text{MnO}$  іноді досягає 1,1 %. За складом вони відповідають

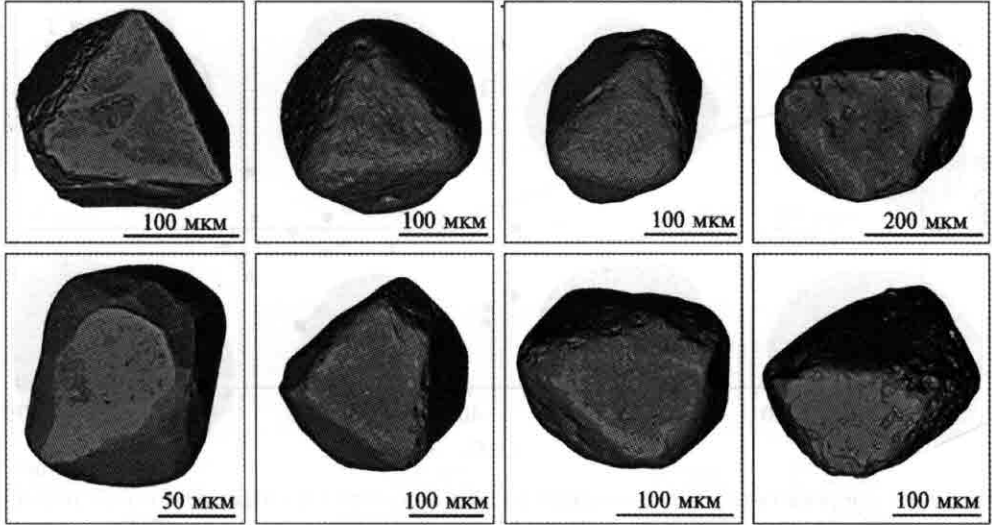
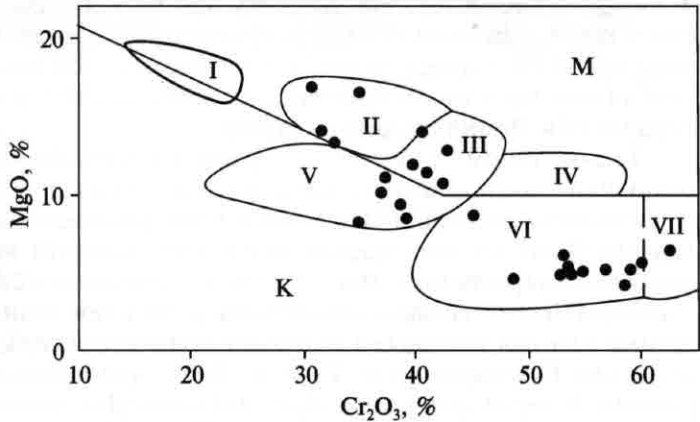


Рис. 5.17. Морфологічні типи кристалів хромшпінелідів із балтських відкладів Немирівського ореола

Рис. 5.18. Діаграма складу хромшпінелідів із Немирівського ореола у балтських відкладах південно-західної частини Українського щита.

Поля I–VII виділено на основі 160 мікрозондових аналізів, частка аналізів становить: I – 3, II – 13, III – 14, IV – 5, V – 17, VI – 39, VII – 9 %. Точки – склад хромшпінелідів, в яких є вклучення (див. п. 5.2.3); М – поле хромшпінелідів мантійного типу, К – корового



хроміту. Часто наявні вклучення ортопіроксену і тремоліту (див. п. 5.2.3). Найближчими аналогами їх є хромшпінеліди із слюдястих перидотитів Немирівського інтрузиву, що знаходиться поблизу ореола (див. підрозд. 6.3).

Хромшпінеліди сьомого різновиду представлені найбільш високохромистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  60–64 %) з низьким вмістом  $\text{MgO}$  (5–7 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4–9 %) і  $\text{TiO}_2$  (<0,1 %). Питання про їх материнські породи розглянуто у п. 6.2.5. За складом вони відповідають субферихроміту. В ореолі їх знахідок дуже мало.

Балтські відклади Немирівського ореола є колектором різних за складом хромшпінелідів мантійного і корового типів. До мантійних належать різновиди 1–4, до корових – 5–7. Співвідношення їх вмісту 1 : 4. На діагра-

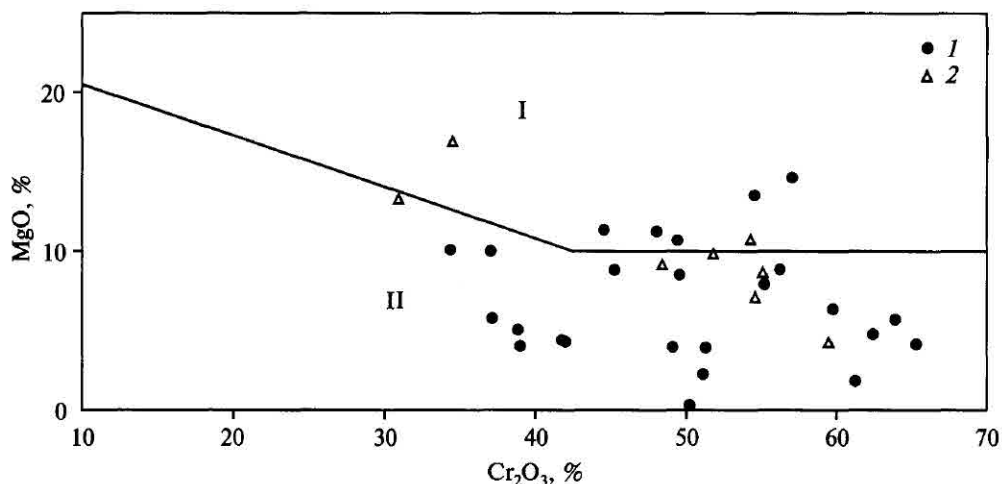


Рис. 5.19. Діаграма складу хромшпінелідів із Зеленоярського (1) і Тарасівського (2) титаноцирконієвих розсипів у відкладах полтавської серії.

Поля хромшпінелідів: I — мантійного, II — корового типів

мі  $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  хромшпінеліди кожного різновиду утворюють самостійні поля (див. рис. 5.18), що свідчить про їх надходження з різних материнських порід. Оскільки більшість кристалів хромшпінелідів не стерті або дуже мало стерті, їх корінні джерела є місцевими. Зокрема, хромшпінеліди шостого різновиду з цього ореола за складом подібні до хромітів із слюнистих перидотитів Немирівського інтрузиву.

Таким чином, у балтських ореолах спостерігаються майже всі ті самі різновиди хромшпінелідів, що й у сарматських ореолах. Разом з тим у них відсутні хромшпінеліди із альпінотипних ультраосновних порід Українських Карпат. Тому не має підстав розглядати Карпати як регіон з можливими джерелами теригенного матеріалу для формування балтських відкладів.

*Тарасівський титано-цирконієвий розсип* пов'язаний з прибережно-морськими пісками середнього горизонту полтавської серії, поширеними на ділянці від смт Володарка до м. Тараша. Вміст хромшпінелідів у розсипу низький, розміри їх зерен дуже малі (0,05–0,15 мм). Це переважно правильні, рідше спотворені кристали октаедричного габітусу або їх уламки. Деякі з них мають гострі ребра і вершини, на інших помітні ознаки незначного стирання.

За складом виділено два різновиди хромшпінелідів (див. табл. Д.2, рис. 5.19). Один з них представлений високохромистими хромітами ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  48–59 %) з помірним вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9–20 %) і  $\text{FeO}$  (15–26 %) та низьким —  $\text{MgO}$  (4–10 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (<2 %) і  $\text{TiO}_2$  (<0,3 %). На діаграмі  $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  вони потрапляють у поле хромшпінелідів корового походження і подібні до хромітів із слюнистих перидотитів Немирівського, Малоострозького і Малокутищенського інтрузивів. Хромшпінеліди другого різновиду мають помірну хромистість ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  30–35 %) і відносно високу глиноземистість ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  29–31 %). На відміну від хромітів першого різновиду вони більш магнезійальні ( $\text{MgO}$  13–17 %) і багатіші на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2–8 %). При цьому вміст  $\text{TiO}_2$  в них низький (<0,2 %). Ці хромшпінеліди належать до мантійного типу.

## 5.2. Хромшпінеліди

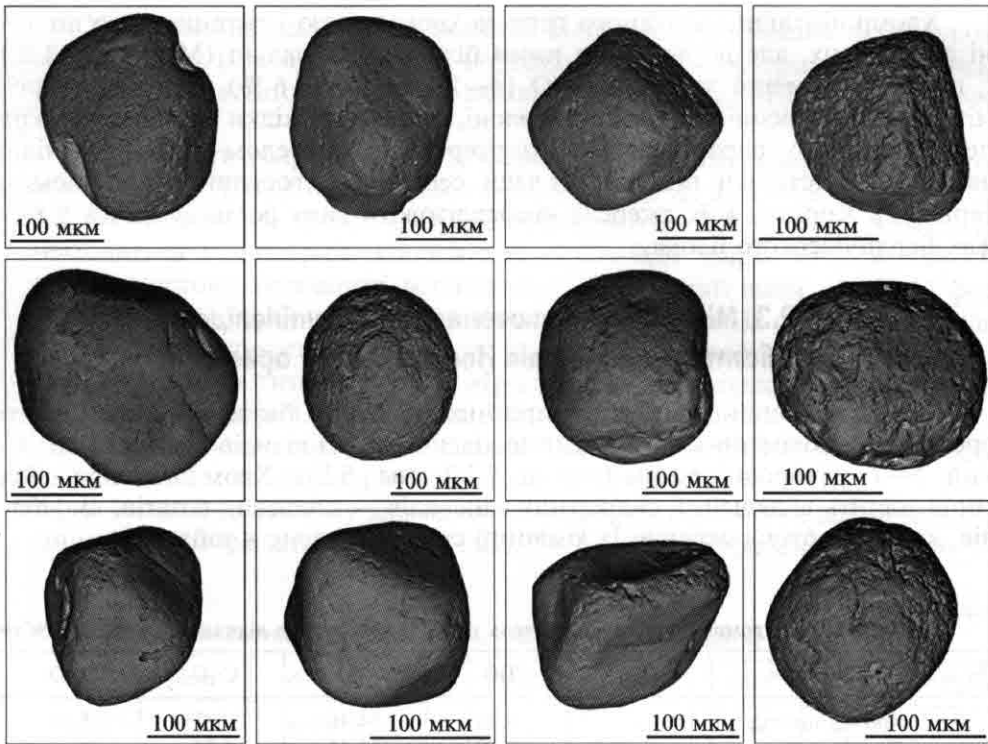


Рис 5.20. Морфологія зерен хромшпінеліду із відкладів полтавської серії (Зеленогорський розсип)

Областю живлення для Тарасівського розсипу є Бердичівський і частково Вінницький блоки УЩ, де встановлені інтрузиви хромітоносних слюдистих перидотитів — Малоострозький, Малокутищенський і Немирівський, та прогнозується наявність дайок кімберлітів (див. підрозд. 7.1). Кори вивітрювання цих порід і були головним джерелом хромшпінелідів для формування розсипу.

У Зеленогорському титано-цирконієвому розсипу, що локалізується у алювіальних пісках верхнього горизонту полтавської серії, хромшпінеліди наявні у невеликій кількості і представлені здебільшого дрібними (0,15–0,30 мм) добре стертими кристалами октаедричного габітусу (рис. 5.20), що свідчить про їх тривале перебування в умовах активного водного середовища.

За складом серед них виділяють різновиди корового і мантіїного типів, співвідношення між якими становить 3 : 1. Для корових хромшпінелідів характерні значні варіації вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (33–55 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12–20 %),  $\text{FeO}$  (21–28 %) і  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0–8 %) і низька титаністість ( $\text{TiO}_2$  0,1–0,7 %). Дуже рідко трапляються також хромшпінеліди помірної хромистості ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  34 %) з високим вмістом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (20 %) і  $\text{TiO}_2$  (7 %). Магnezіальність усіх корових хромшпінелідів низька ( $\text{MgO}$  4–10 %). За складом вони подібні до таких із слюдистих перидотитів Малокутищенського, Малоострозького і Немирівського інтрузивів.



Хромшпінеліди мантійного типу за хромистістю і титанистістю подібні до корових, але порівняно з ними більш магнезійні ( $MgO$  11—13 %) і, відповідно, менш залізисті ( $FeO$  14—18,  $Fe_2O_3$  0—6 %). Серед них хроміти алмазної асоціації не встановлені, хоча є знахідки дрібних алмазів перидотитового парагенезису. Безпосереднім джерелом хромшпінелідів вважають підстильні піщані відклади середнього горизонту полтавської серії [42]. Корінні ж їх джерела кімберлітового типу розміщувались у межах Бердичівського блока.

### 5.2.3. Мінеральні включення в хромшпінелідах із балтських відкладів Немирівського ореола

Серед хромшпінелідів із теригенних відкладів балтської світи цього ореола за типохімічними ознаками виділено сім різновидів (1—4 — мантійний, 5—7 — коровий типи) (див. п. 5.2.2, рис. 5.18). Хромшпінеліди обох типів містять включення силікатних мінералів — польових шпатів, амфіболів, кліно- і ортопироксенів. Їх хімічний склад наведено в табл. 5.5.

Хімічний склад хромшпінелідів і включень у них із теригенних відкладів балтської світи

№ п/п	Мінерал	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	$Fe_2O_3$
1	Хромшпінелід	—	0,48	34,46	30,75	5,58
	Фасаїт	39,90	1,18	13,45	4,79	—
2	Хромшпінелід	—	0,37	32,03	34,98	4,66
	Еденіт	49,35	0,69	14,91	0,30	—
3	Хромшпінелід	—	2,98	15,32	39,93	11,39
	Еденіт	47,42	0,59	13,21	0,18	—
4	Хромшпінелід	—	1,84	20,06	40,57	8,69
	Титанавгіт	46,02	3,18	7,72	0,84	—
5	Хромшпінелід	—	2,02	17,22	40,94	9,39
	Омфацит	57,33	1,30	20,00	0,32	—
6	Хромшпінелід	—	3,67	10,99	42,41	11,22
	Омфацит	59,00	1,58	14,92	0,40	—
7	Хромшпінелід	—	3,03	12,84	42,82	11,78
	Титанавгіт	43,44	2,50	6,87	1,20	—
8	Хромшпінелід	—	0,80	30,68	31,60	5,69
	Польовий шпат	69,76	0,02	20,12	0,18	—
9	Хромшпінелід	—	2,10	20,24	36,99	9,02
	Польовий шпат	63,93	0,26	16,43	0,30	—
10	Хромшпінелід	—	0,89	28,78	32,83	6,37
	Титанавгіт	46,08	2,09	9,30	0,74	—
11	Хромшпінелід	—	2,99	15,13	34,84	14,35
	Енстатит	52,97	0,48	4,00	1,14	—
12	Хромшпінелід	—	4,35	14,40	37,31	11,58
	Еденіт	47,63	3,19	13,44	0,13	—
13	Хромшпінелід	—	3,25	15,57	38,64	9,71
	Титанавгіт	48,50	2,00	5,12	0,92	—

## 5.2. Хромшпінеліди

У хромшпінелідах, які за складом відповідають хромпікотиту і алюмохромпікотиту (третій різновид), порівняно часто спостерігають включення титанавгіту, еденітової рогової обманки і клінопіроксену омфацитового складу.

Титанавгіти розрізняються за складом. За даними трьох мікрозондових аналізів вміст  $TiO_2$  у них становить 2,5; 2,9 і 3,2 %, залізистість — 17,8; 25,5 і 20,0 % відповідно. Вміст  $Al_2O_3$  високий (6,8—9,6 %), причому більшість Al знаходиться у четверній координації (0,27—0,31 форм. од.). У найбільш глиноземистому титанавгіті встановлено підвищений вміст  $Al_{VI}$  (0,14 форм. од.) і  $Na_2O$  (1,28 %) та низький вміст  $CaO$  і  $MgO$ . Ці особливості складу вказують на наявність у титанавгіті жадеїтового компонента (до 10 %). Подібні включення титанавгіту є в  $Mg$ -ільменіті із балтських відкладів цієї та Вінницької ділянок (див. підрозд. 5.4).

Згідно з розрахунками за методом Дж. Мерсьє [81], титанавгіти кристалізувалися за температури 1070—1170 °С і тиску 1,2—1,8 ГПа.

У низькотитанистому хромпікотиті у вигляді включення встановлено титанистий авгіт фасайтового типу (табл. 5.5, ан. 1) з підвищеним вмістом  $TiO_2$

Таблиця 5.5

Немирівської ділянки південно-західної частини Українського щита, %

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ZnO	NiO	Сума
11,63	0,22	16,90	—	—	—	0,04	0,18	100,24
6,72	0,12	13,75	19,95	0,42	—	—	0,05	100,33
11,99	0,11	16,56	—	—	—	0,08	0,18	100,96
8,64	0,16	9,66	11,99	2,31	0,04	—	—	98,05
18,49	0,19	11,92	—	—	—	—	0,23	100,45
10,13	0,18	8,10	12,34	1,91	0,72	—	—	94,78
15,31	0,14	13,99	—	—	—	—	0,15	100,75
6,48	0,16	14,22	19,15	0,56	—	—	—	98,33
18,50	0,30	11,45	—	—	—	—	0,13	99,95
1,76	0,04	3,17	10,18	6,10	0,14	—	—	100,34
19,74	0,27	10,74	—	—	—	0,10	0,20	99,34
0,87	0,04	5,34	9,05	8,23	0,24	—	—	99,67
16,63	0,23	12,80	—	—	—	0,14	0,24	100,51
6,36	0,13	16,36	22,80	0,68	0,11	—	0,01	100,46
15,19	0,10	14,06	—	—	—	0,07	0,15	98,34
0,69	0,02	0,90	0,21	6,26	1,02	—	—	99,18
20,87	0,32	10,16	—	—	—	0,19	0,11	100,00
1,12	0,03	1,94	2,55	3,40	9,10	—	—	99,06
16,27	0,16	13,29	—	—	—	0,06	0,09	98,74
6,40	0,13	13,24	20,54	0,71	0,05	0,01	0,02	99,31
23,87	0,44	8,16	—	—	—	—	0,11	99,89
9,80	0,25	30,27	0,52	0,10	—	—	0,02	99,55
20,66	0,28	11,04	—	—	—	0,02	0,18	99,82
9,30	0,15	6,62	11,21	3,22	1,20	—	—	96,09
22,28	0,37	9,34	—	—	—	0,05	0,11	99,32
6,91	0,26	15,90	19,00	0,83	0,13	—	—	99,57

Р о з д і л 5. Типоморфізм мінералів-супутників алмазу із ореолів

№ п/п	Мінерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
14	Хромшпінелід	—	1,24	18,01	39,19	9,73
	Еденіт	44,82	1,64	12,75	0,98	—
15	Хромшпінелід	—	0,04	17,92	45,12	7,53
	Енстатит	56,72	0,00	0,77	0,00	—
16	Хромшпінелід	—	0,46	13,50	48,65	4,58
	Спесартин	35,65	0,03	20,52	0,00	—
17	Хромшпінелід	—	0,15	11,34	53,18	3,67
	Тремоліт	49,20	0,16	6,91	2,33	—
18	Хромшпінелід	—	0,19	7,66	52,84	7,74
	Тремоліт	54,54	0,05	3,15	1,39	—
19	Хромшпінелід	—	0,05	11,13	53,59	2,79
	Тремоліт	52,22	0,02	3,45	1,28	—
20	Хромшпінелід	—	0,29	8,87	53,74	4,86
	Тремоліт	51,30	0,09	5,27	1,84	—
21	Хромшпінелід	—	0,29	9,04	54,77	4,95
	Тремоліт	52,51	0,09	5,40	1,89	—
22	Хромшпінелід	—	0,19	8,35	56,86	4,24
	Тремоліт	50,81	0,19	6,35	2,19	—
23	Хромшпінелід	—	0,12	7,63	58,61	1,53
	Тремоліт	53,22	0,07	5,11	2,22	—
	Енстатит	55,00	0,00	0,70	1,68	—
24	Хромшпінелід	—	0,07	5,09	59,28	5,49
	Тремоліт	56,10	0,00	1,63	1,42	—
25	Хромшпінелід	—	0,12	6,73	60,05	2,16
	Тремоліт	54,21	0,02	3,35	1,78	—
26	Хромшпінелід	—	0,07	4,98	62,67	2,60
	Тремоліт	55,48	0,02	2,00	1,56	—

П р и м і т к а. Різновиди хромшпінелідів: II — ан. 1, III — ан. 2—7, V — ан. 8—14, VI — ан. JCXA-733. Аналітики В.М. Верещака, О.С. Іванов.

(1,2 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,5 %) і MgO (13,7 %) і залізістістю 21,4 %. Алюміній в ньому знаходиться у четверній (0,49 форм. од.) і частково у шестерній (0,10 форм. од.) координації, що свідчить про низькобаричні умови утворення титаністого авгіту.

Клінопіроксени омфацитового складу ідентифіковані як включення у хромшпінелідах із осадових порід південно-західної частини УЩ уперше. Нами вивчено два таких включення. Одне з них — в хроміті зі складом, %: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 42,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11,0; TiO<sub>2</sub> 3,6; FeO 19,8; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11,1. Це — омфацит з високим вмістом Na<sub>2</sub>O (8,2 %) і Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15 %) та залізістістю 10 %. Мінальний склад його, %: жадеїт 58; діопсид 28; геденбергіт 3; “псевдожадеїт” 6; чермакіт 4; юріїт 1. Весь алюміній знаходиться в шестерній координації і входить до складу жадеїтового компонента. Типохімічні особливості цього омфациту свідчать про високобаричні умови утворення і належність до еклогітового парагенезису. Подібні натрієві високоглиноземисті клінопіроксени відомі в ксенолітах дистенових еклогітів із кімберлітів Якутської, Південноафриканської та інших алмазоносних провінцій.

## 5.2. Хромшпінеліди

Закінчення табл. 5.5

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ZnO	NiO	Сума
22,18	0,26	8,48	—	—	—	0,13	0,16	99,38
5,29	0,08	16,68	12,13	1,90	—	—	0,03	96,30
20,94	0,55	8,73	—	—	—	0,34	0,06	101,23
5,88	0,06	35,51	0,22	—	—	—	0,05	99,21
25,61	1,13	4,62	—	—	—	0,25	0,19	98,99
10,80	28,37	2,13	2,21	—	—	—	0,11	99,82
23,15	0,48	6,10	—	—	—	0,50	0,10	98,67
2,72	0,00	19,36	12,50	1,77	0,19	—	0,03	95,17
24,74	0,41	4,85	—	—	—	0,40	0,05	98,88
1,88	0,02	21,54	12,51	1,29	0,12	—	0,09	96,58
24,34	0,45	5,24	—	—	—	0,43	—	98,02
2,16	0,10	21,21	13,44	0,75	0,13	—	0,06	94,82
24,63	0,51	4,96	—	—	—	0,42	—	98,28
2,54	0,05	21,60	12,55	1,88	0,41	—	0,04	97,57
25,10	0,52	5,05	—	—	—	0,43	—	100,15
2,60	0,06	22,12	12,85	1,92	0,42	—	—	99,86
24,83	0,41	5,23	—	—	—	0,41	0,08	100,60
2,33	0,05	21,24	12,34	1,79	0,31	—	0,10	97,70
25,37	0,32	4,45	—	—	—	0,41	—	98,44
2,18	0,00	22,30	12,44	1,95	0,15	0,41	0,06	100,11
7,63	0,24	34,11	0,11	—	—	—	—	99,47
24,12	0,46	5,16	—	—	—	0,44	0,03	100,14
1,80	0,13	23,21	12,83	0,42	0,13	—	0,08	97,75
23,45	0,58	5,62	—	—	—	0,30	—	99,01
1,92	0,07	22,10	12,77	1,31	0,25	—	—	97,78
22,22	0,48	6,45	—	—	—	0,25	—	99,72
2,95	0,04	23,03	12,74	0,67	0,16	—	0,06	98,71

15—24, VII — ан. 25—26. Аналізи виконані на мікрозондових приладах Cameca SX-50 та

Ще одне включення омфациту виявлено в залізістому алюмохроміті. Порівняно з попереднім він містить значно більше Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (20 %) та менше Na<sub>2</sub>O (6,1 %) і MgO (3,2 %). Залізистість його також вища ( $f = 23,8 \%$ ). Алюміній входить не лише в шестерну (Al<sub>VI</sub> = 0,77 форм. од.), а й у четверну координацію (Al<sub>IV</sub> = 0,04 форм. од.). Мінальний склад цього омфациту, %: жадеїт — 41; “псевдожадеїт” — 30; діопсид — 17; геденбергіт — 5; чермакіт — 7. Наявність “псевдожадеїтового” компонента (кальцієвої молекули Ескола), який має підвищений вміст кремнію, зумовлює певну нестехіометричність омфациту, що підтвердили експериментальні дослідження стійкості нестехіометричних клінопіроксенів системи CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> за тиску 3 ГПа і високих температур [85].

Включення рогових обманок еденітового типу встановлені в двох кристалах хромпікотиту. Один з хромпікотитів має високу магнезійність (MgO 16,5 %) і глиноземистість (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 32,0 %) та низьку залізистість (FeO 12 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,6 %) і титаністість (TiO<sub>2</sub> 0,37 %). Інший кристал відрізняється нижчими магнезійністю (MgO 12,0 %) і глиноземистістю (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,3 %) та

вищою залізистістю ( $\text{FeO}$  18,5 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  11,4 %) і титанистістю ( $\text{TiO}_2$  3,0 %). Магнезіальність рогової обманки-включення в першому кристалі хромпикотиту становить 66,6, у другому — 58,7 %, вміст  $\text{TiO}_2$  — 0,69 і 0,59 % відповідно. Рогова обманка обох включень має підвищену лужність ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  2,3—2,6 %). Згідно з розрахунками кристалохімічних формул, вміст  $\text{Al}_{\text{VI}}$  у них майже в 2,5 раза більший, ніж  $\text{Al}_{\text{IV}}$ , тобто рогова обманка цих включень утворилася за порівняно високого тиску. На класифікаційній діаграмі Б. Ліке та співавт. [86] вона потрапляє у поле еденіту. Подібні та дещо більш залізисті еденітові рогові обманки-включення спостерігаються у магнезіальних ільменітах із балтських відкладів Вінницької ділянки (околиці м. Жмеринка). Враховуючи особливості складу співіснуючих хромпикотиту і еденітової рогової обманки, можна вважати, що материнськими для них були основні породи підвищеної лужності, титанистості і глиноземистості, швидше за все сублужні піроксеніти.

Амфіболи-включення у хромітах належать до кальцієвої групи і відповідають еденітовій роговій обманці. Їх типохімічні особливості великою мірою визначають за складом хромпикотитової матриці. Так, у залістому хромпикотиті з вмістом 37,3 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 4,35 %  $\text{TiO}_2$  і 11,4 %  $\text{MgO}$  еденітова рогова обманка має підвищені лужність ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  4,4 %) і титанистість ( $\text{TiO}_2$  3,19 %). Магнезіальність її становить 56 %. За вмістом  $\text{Al}_{\text{VI}}$  більш ніж удвічі переважає над  $\text{Al}_{\text{IV}}$  (1,66 і 0,75 форм. од. відповідно). У залістому хромпикотиті з вмістом 39,2 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 1,24 %  $\text{TiO}_2$  і 8,5 %  $\text{MgO}$  включення еденітової рогової обманки має інший склад. Від описаної вище вона відрізняється вищою магнезіальністю ( $f = 8$  %) та нижчими лужністю ( $\text{Na}_2\text{O} \sim 2$  %) і титанистістю ( $\text{TiO}_2$  1,7 %). Крім того,  $\text{Al}_{\text{VI}}$  в ній дещо менше, ніж  $\text{Al}_{\text{IV}}$  (0,98 і 1,28 форм. од.).

Клінопіроксен представлений високоглиноземистим титанавгітом ( $\text{TiO}_2$  2,0 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  5,1 %) із залізистістю 20 %. Він містить 0,83 %  $\text{Na}_2\text{O}$ , 0,13 %  $\text{K}_2\text{O}$  і 0,92 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Майже весь  $\text{Al}$  знаходиться у четверній координації. Згідно з розрахунками за методом Дж. Мерсьє, цей титанавгіт кристалізувався при  $T = 1215$  °C і  $P = 2,74$  ГПа. Помірнокромистий хроміт, що містить цей мінерал, збагачений на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (9,6 %) і  $\text{TiO}_2$  (3,25 %).

У високозалістому і високотитанистому алюмохроміті встановлені включення ортопіроксену. За складом одне з них виявилось бронзитом ( $f = 15,3$  %) з підвищеним вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1,1 %),  $\text{TiO}_2$  (0,48 %) і  $\text{CaO}$  (0,52 %). У ньому  $\text{Al}_{\text{IV}}$  утричі перевищує  $\text{Al}_{\text{VI}}$ , що вказує на низькобаричне походження. Згідно з розрахунками за методом Дж. Мерсьє, він кристалізувався при  $T = 1145$  °C і  $P = 1,1$  ГПа.

У високохромистих хромітах ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  42—60 %) з низьким вмістом  $\text{MgO}$  (<10 %) включення представлені ортопіроксенами і кальцієвими амфіболами.

Ортопіроксени бронзитового складу мають залізистість 14,8—20,8 %. У них у підвищеній кількості визначені  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,7—4,9 %) і  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,9—1,9 %). Розраховані  $P$ — $T$ -параметри утворення низькоглиноземистого ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,77 %) і більш високоглиноземистого ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,24 %) бронзитів становлять відповідно 850 °C і 3,3 ГПа та 1000 °C і 0,25 ГПа.

Кальцієві амфіболи-включення у високохромистих хромітах спостерігаються часто і мають близький склад. Типохімічні особливості такі: висока

## 5.2. Хромшпінеліди

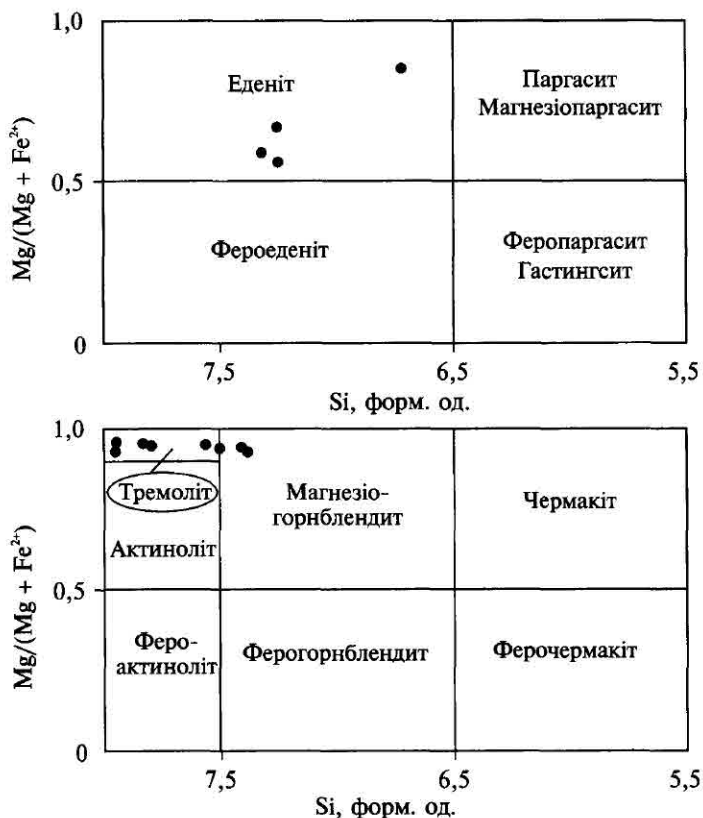


Рис. 5.21. Положення на класифікаційній діаграмі амфіболів-включень у хромшпінелідах із балтських відкладів (Немирівський ореол)

магнезійність (92—95 %), значне переважання MgO над CaO (19,3—23,3 % проти 12,4—13,0 %), підвищений вміст  $Al_2O_3$  (1,6—6,9 %),  $Cr_2O_3$  (1,4—2,3 %) і  $Na_2O$  (0,68—1,95 %), низький вміст FeO (1,8—3,0 %), наявність  $K_2O$  (0,12—0,42 %). За розрахунком на кристалохімічні формули і складом відповідають високомагнезійному тремоліту (рис. 5.21). Для більшості тремолітів характерний дефіцит кремнію, який компенсується входженням в їх структуру  $Al_{VI}$  у кількості від 0,42 до 0,62 форм. од. У деяких тремолітах вміст  $Al_{IV}$  становить менш як 0,20 форм. од. Це можна вважати одним із доказів утворення їх за підвищених  $P$ — $T$ -параметрів. Слід підкреслити, що хроміти з включенням тремоліту не мають ознак метаморфізму.

У найбільш високохромистих хромітах ( $Cr_2O_3$  60—65 %) дуже рідко спостерігали включення високомагнезійного тремоліту, в якому за вмістом  $Al_{VI}$  переважає більш ніж удвічі  $Al_{IV}$ . Ці тремоліти є досить високобаричними мінералами.

У результаті вивчення мінеральних включень у хромшпінелідах із Немирівського ореола отримано нові дані щодо умов їх утворення і материнських порід. Це стосується передусім хромпикотитів і алюмохромітів, збагачених титаном і залізом. На діаграмі  $MgO$ — $Cr_2O_3$  одна частина їх потрапляє у поле хромшпінелідів корового типу, інша — в поле мантійних хромшпінелідів.



Для хромпикотитів і алюмохромітів корового типу характерні включення альбіту і Na-K польових шпатів, високоглиноземистих титанавгітів, бронзитів та збагаченої лугами і титаном рогової обманки еденітового типу. Особливості складу цих мінералів свідчать, що їх материнськими породами були піроксеніти і габроїди сублужного і лужного ряду. Титанавгіти-включення у хромпикотитах і алюмохромітах із цього ореола подібні за складом до високоглиноземистих титанавгітів із габро і піроксенітів Октябрського лужного масиву та піроксенітів, есекситів і шонкінітів інтрузій Зірка і Бережна (Приазовський мегаблок УЩ) [87], а також із лужних базальтоїдів Монголії і В'єтнаму [88].

У хромшпінелідах мантійного типу зберігаються включення високоглиноземистого титанавгіту і рогової обманки еденітового типу, а замість польових шпатів з'являються включення омфацитів, в яких вміст жадеїтового компонента становить 41—58, “псевдожадеїтового” — 6—30 %. За складом омфацити подібні до таких із ксенолітів дистенових еклогітів у кімберлітах. Можна припустити, що материнськими породами цих хромпикотитів були сублужні та лужні піроксеніти і габроїди, які зазнали метаморфізму в умовах еклогітової фації. При цьому омфацит міг утворитись у результаті метаморфічних перетворень польових шпатів і піроксенів за відомими реакціями.

Для високохромистих хромітів з вмістом MgO менш як 10 %, що належать до корового типу, характерні включення високомагнезійної рогової обманки тремолітового складу та низькоглиноземистого енстатиту. Джерелом цих хромітів були ультраосновні породи нормального ряду, зокрема слюдисті перидотити Немирівського інтрузиву.

#### 5.2.4. Високохромисті хроміти із теригенних відкладів західної частини щита

До найважливіших індикаторних мінералів алмазоносних кімберлітів і лампроїтів належать високохромисті хроміти, близькі або ідентичні за складом хромітам-включенням в алмазі. Зазвичай їх називають хромітами алмазної асоціації і вважають парагенетичним супутником алмазу. Роботами М.В. Соболева і багатьох інших дослідників [55—60, 89—91] показано, що ці хроміти мають виразні типохімічні особливості: високий вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (62—68 %), підвищений вміст MgO (10—16 %) та низький вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (<8 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (<5 %),  $\text{TiO}_2$  (<0,8 %) і MnO (<0,4 %). Для них, як і для інших за складом хромшпінелідів із кімберлітів і лампроїтів, характерні порівняно великі розміри кристалів (1—2 мм і більше), широкий розвиток на кристалах віциналей, наявність ознак магматичної корозії на поверхні кристалів та ін.

Подібні за складом хроміти відомі також у неалмазоносних ультраосновних породах інших формаційних типів, наприклад, у хромітоносних ультрабазитах масиву Кемпирсай і платиноносних ультрабазитах Нижньотатільського масиву на Уралі, лужно-ультраосновних породах масиву Кондер на Алданському щиті, альпінотипних гіпербазитах Корякського нагір'я тощо [92]. Проте ці хроміти істотно відрізняються від хромітів із кімберлітів за морфологічними особливостями. Вони представлені дрібними (здебіль-

шого менше 0,5 мм) кристалами октаедричного габітусу, які не мають віциналей і ознак магматичної корозії.

У процесі руйнування кімберлітів, лампроїтів, різних за складом ультрабазитів і деяких базитів, які містять хромшпінеліди, зокрема високохромисті хроміти, останні потрапляють у теригенні відклади і утворюють ореоли розсіювання. Одним із найважливіших завдань під час пошуків родовищ алмазів шліхово-мінералогічним методом є встановлення петротипів корінних джерел хромшпінелідів та ідентифікація серед них хромітів алмазної асоціації. Це завдання особливо актуальне для території західної частини УЩ, ультраосновні й основні породи якого брали участь у формуванні більшості відомих тут ореолів хромшпінелідів.

За тривалий час вивчення ореолів за допомогою електронно-зондових приладів JXA-50A, JCSA-733 і Cameca SX-50 виконано близько 1000 аналізів хромшпінелідів і встановлено серед них понад 60 індивідів високохромистих хромітів ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  60—67 %). Вони більш поширені в неогенових і четвертинних теригенних відкладах. Крім того, їх знахідки відомі в Тарасівському, Зеленоярському та інших титано-цирконієвих розсипах, пов'язаних з піщаними відкладами полтавської серії.

Високохромисті хроміти представлені дрібними (менш як 0,5 мм) кристалами октаедричного габітусу з гострими вершинами і ребрами або їх уламками. Кристали переважно мають форму правильних октаєдрів. Іноді трапляються кристали октаедричного габітусу, які сплюснені по одній вісі. Ступінь збереженості їх різний. Спостерігаються як зовсім “свіжі”, так і різною мірою стерті кристали. Часто вони настільки сильно обкатані, що мають шароподібну форму.

Високохромисті хроміти із різних за віком теригенних відкладів і різних ділянок мало розрізняються між собою за типохімічними особливостями. За складом вони близькі до чистого хроміту (табл. 5.6, рис. 5.22). Вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  у них варіює в межах 60—67 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — від 3,0 до 9,5 % (іноді до 12—14 %), а  $\text{MgO}$  не перевищує 10 % (здебільшого 5,5—9,5 %). Вміст  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  становить 15—26 %. При цьому  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  або зовсім відсутній, або його вміст дуже низький (менше 3 %). Між  $\text{FeO}$  і  $\text{MgO}$  та між  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  спостерігається зворотна залежність, яка зумовлена ізоморфним заміщенням відповідно  $\text{Fe} \rightarrow \text{Mg}$  і  $\text{Cr} \rightarrow \text{Al}$ . Вивченим хромітам властивий підвищений вміст  $\text{MnO}$  (0,2—0,5, іноді до 1,2 %) і низький —  $\text{TiO}_2$  (менше 0,1, рідко 0,2 %). За даними [37], в хромітах такого складу із балтських відкладів визначено включення субкальцієвого діопсиду ( $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 28\text{—}30$ ) з домішкою  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,6—1,4 %) і  $\text{K}_2\text{O}$  (0,16—0,26 %), що свідчить про їх утворення за високих  $P$ — $T$ -параметрів.

Зіставлення високохромистих хромітів із досліджених ореолів з хромітами алмазної асоціації із кімберлітів і лампроїтів показало, що вони суттєво відрізняються між собою не лише за морфологією кристалів, а й за хімічним складом. На діаграмі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 5.22) поля їх складу значно перекриваються, що й було однією з підстав для віднесення хромітів із ореолів до алмазної асоціації. Проте на діаграмі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{MgO}$  хроміти із ореолів та хроміти алмазної асоціації із кімберлітів і лампроїтів утворюють самостійні поля з межею на рівні 10 %  $\text{MgO}$ . Практично всі хроміти-включення

Таблиця 5.6

Хімічний склад високохромистих хромшпінелідів із теригенних відкладів південно-західної частини Українського щита, %

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
1	122	0,16	7,79	62,20	0,00	23,60	0,34	5,86	0,13	0,03	100,11
2	199	0,09	8,37	61,60	0,00	23,76	0,19	5,57	0,49	0,00	100,07
3	127	0,02	8,49	61,87	0,00	21,44	0,35	7,51	0,07	0,22	99,97
4	130	0,08	7,45	63,85	0,05	18,16	0,19	9,47	0,15	0,24	99,64
5	782	0,08	8,45	62,35	0,00	20,93	0,24	7,42	0,19	0,02	99,68
6	765	0,00	5,27	64,98	0,89	20,07	0,30	8,02	0,12	0,06	99,71
7	714	0,06	8,70	62,25	0,00	19,66	0,17	8,40	0,03	0,03	99,30
8		0,03	9,55	63,12	0,00	19,78	0,21	6,05	0,27	0,09	99,10
9	591	0,05	7,02	64,08	0,00	21,00	0,20	7,14	0,01	0,06	99,56
10	45	0,00	3,18	61,94	4,80	23,43	1,06	4,97	0,31	0,04	99,73
11	414	0,07	7,17	62,54	2,35	17,35	0,86	9,80	0,12	0,00	100,26
12		0,11	5,89	63,60	1,60	20,51	1,24	7,43	0,13	0,00	100,51
13	1482-5	0,01	6,47	60,11	5,32	21,79	1,08	6,84	0,30	0,04	101,96
14		0,11	7,40	60,89	1,45	20,40	0,95	7,51	0,11	0,00	98,83
15	1484-2	0,04	6,61	61,06	2,92	18,76	0,41	8,75	0,12	0,03	98,69
16	1486-3	0,04	6,15	63,98	0,00	21,46	1,34	6,33	0,00	0,12	99,42
17		0,10	8,93	61,90	0,72	17,06	1,30	9,83	0,16	0,02	100,01
18	1488/2	0,18	8,20	63,09	0,00	21,66	0,78	6,40	0,10	0,00	100,41
19		0,11	7,75	63,90	0,00	21,25	0,83	5,81	0,39	0,00	100,04
20	023-2	0,02	7,95	60,62	2,55	21,07	0,21	7,82	0,23	0,02	100,49
21	024	0,07	9,02	63,94	0,00	19,44	0,11	7,18	0,14	0,04	99,94
22	017	0,03	5,58	63,40	2,67	19,18	0,29	8,64	0,20	0,11	100,10
23	1470-2	0,05	4,71	62,98	2,93	18,60	0,43	8,60	0,11	0,04	98,45
24	A-6-1	0,15	13,15	61,01	—	18,62	0,29	6,06	0,33	0,04	99,65
25		0,11	7,78	64,06	—	20,71	0,31	6,50	0,26	0,01	99,73
26		0,08	5,57	63,39	—	22,55	0,23	7,48	0,42	0,04	99,76
27	1660-6	0,15	6,25	62,76	—	23,49	0,30	6,01	0,16	0,02	99,14
28	1829	0,03	6,08	64,58	0,00	21,72	0,20	7,00	0,15	0,05	99,81
29	1833	0,08	9,56	60,25	0,79	19,70	0,15	8,90	0,10	0,00	99,53
30	1831	0,11	7,56	63,29	0,00	20,04	0,33	7,85	0,28	0,00	99,46
31	22	0,07	6,65	67,21	0,00	17,34	1,24	5,34	2,20	н.в.	100,05
32		0,16	14,16	60,55	0,00	18,14	0,29	6,78	0,06	н.в.	100,14
33		0,14	8,57	61,65	0,04	21,32	0,42	7,57	0,23	н.в.	99,94
34		0,09	11,65	60,11	0,00	17,25	0,36	10,70	0,06	н.в.	100,22
35		0,07	5,69	63,26	1,11	22,53	0,37	6,42	0,22	н.в.	99,67
36		0,08	5,94	66,32	0,00	17,73	0,34	9,31	0,12	н.в.	99,84
37		0,19	13,74	60,17	0,00	19,26	0,30	6,46	0,13	0,00	100,25
38		0,30	6,34	60,38	2,55	24,53	0,50	5,24	0,37	0,07	100,28
39		0,11	5,70	61,67	2,84	22,30	0,44	6,63	0,09	0,00	99,78
40		0,26	6,91	62,13	0,19	24,32	0,42	5,60	0,07	0,05	99,95
41		0,01	4,41	63,27	2,41	24,61	0,33	5,08	0,13	0,07	100,32
42		0,03	7,48	64,32	0,00	20,06	0,46	7,46	0,07	0,02	99,90
43		0,04	4,74	64,54	2,08	19,66	0,55	8,17	0,06	0,00	99,84
44		0,10	5,25	66,48	0,00	18,74	0,32	8,54	0,12	0,08	99,63
45		0,12	6,78	60,50	1,99	23,80	0,59	5,66	0,10	0,00	99,54
46		0,07	4,98	62,67	2,60	22,22	0,48	6,45	0,25	0,00	99,72
47		0,15	6,86	63,04	0,15	22,47	0,43	6,62	0,15	0,00	99,87

## 5.2. Хромшпінеліди

Закінчення табл. 5.6

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума	
48	22	0,13	6,87	61,53	0,90	24,13	0,44	5,56	0,07	0,03	99,66	
49		0,04	3,69	61,00	5,21	23,75	0,51	5,26	0,13	0,10	99,68	
50		0,05	4,78	61,45	3,53	20,81	1,07	6,79	0,09	0,02	98,59	
51		0,09	5,04	62,28	1,61	24,37	0,73	4,89	0,01	0,04	99,06	
52		0,01	5,69	61,41	3,60	25,15	0,53	4,98	0,09	0,03	101,49	
53		0,05	7,38	63,80	0,00	22,32	0,42	6,94	0,22	0,01	101,14	
54		0,05	7,95	61,86	0,41	21,91	0,39	7,12	0,12	0,02	99,83	
55		177	0,11	9,10	63,13	0,00	16,99	0,18	10,49	0,23	0,00	100,23
56			0,06	6,93	61,65	1,20	20,29	0,00	7,90	0,27	0,07	98,37
57		Зелений Яр	0,05	9,16	61,21	0,00	26,46	0,23	1,88	0,81	0,00	99,80
58	0,06		9,36	63,90	0,00	20,87	0,30	5,75	0,11	0,05	100,40	
59	0,01		8,52	62,40	0,00	23,14	0,34	4,80	0,09	0,04	99,34	
60	1450-11	0,04	8,70	65,31	0,00	21,33	0,26	4,19	0,10	0,01	99,94	
61		0,16	7,47	65,35	0,00	17,58	0,93	6,65	0,15	0,00	98,29	

Примітка. Аналізи 1—12 — хроміти з відкладів четвертинного віку; 13—30 — середнього сармату; 31—56 — балтської світи; 57—60 — полтавської серії; 61 — буцацької світи; н. в. — не визначали.

в алмазі і хроміти-зростки з алмазом розміщуються вище цієї межі (в них MgO становить 10—16 %), а хроміти із ореолів західної частини УЩ — нижче від неї (в них MgO варіює в межах 5,0—9,5 %). Така значна різниця в магнезійності хромітів із вивчених ореолів і хромітів алмазної асоціації із кімберлітів та лампроїтів свідчить про те, що перші надходили з корінних джерел не кімберлітового і не лампроїтового типів і ці корінні джерела напевно чи є алмазонасними. За типохімічними особливостями хроміти із ореолів найближчі до хромітів із лужно-ультраосновних порід масиву Кондер і платиноносних гіпербазитів Корякського нагір'я.

Високохромісти хроміти із ореолів західної частини УЩ подібні за морфологією і складом до хромітів “курунгського” типу, які дуже поширені в деяких ореолах Західної Якутії і порівняно детально вивчені В.П. Афанасьєвим та іншими дослідниками [59, 60, 92, 93]. Джерелом “курунгських” хромітів спочатку вважали кімберліти, але в подальшому були отримані докази їх некімберлітової природи [92]. Імовірними материнськими породами цих хромітів називають інтрузії ультраосновних порід типу Кемпирсай, Кондер, Чад та ін., кристалізація яких відбулась у корових умовах. В.П. Афанасьєв і співавт. [92] не розглядають хроміти “курунгського” типу як індикатори алмазонасних кімберлітів і лампроїтів і не рекомендують використовувати їх наявність як ознаку для пошуків родовищ алмазу.

У західній частині УЩ такі високохромісти хроміти в корінних породах невідомі. Найбільш подібні до них за морфологією і складом хроміти із слюнистих перидотитів інтрузії Малі Кутища, яка знаходиться на південно-західному схилі Бердичівського підняття. Хімічний склад хромітів такий, %: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 62,5; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8,0; FeO 24,0; MgO 5,2; MnO 0,3; TiO<sub>2</sub> 0,1. Вони є найранішими мінералами слюнистих перидотитів і визначаються в них в акцесорних кількостях. Висока частота знахідок високохромістичних хромітів у

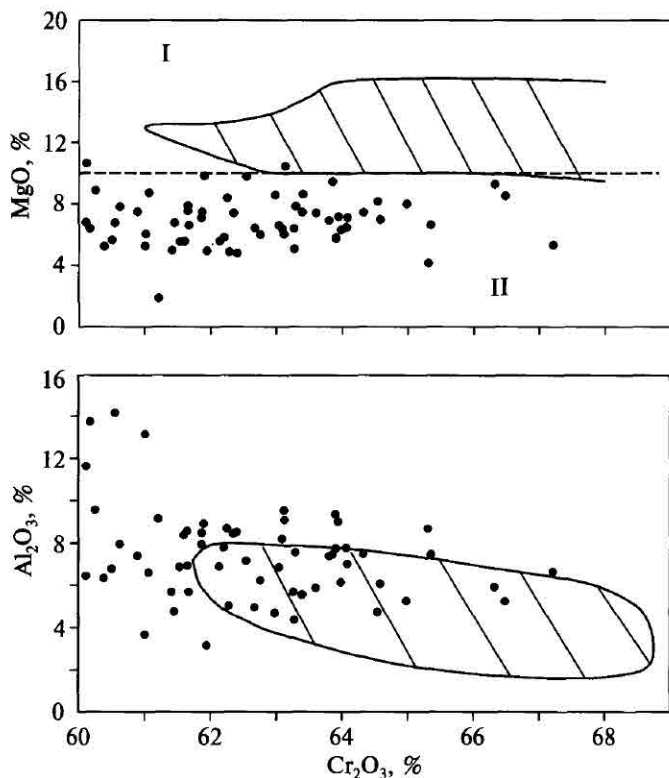


Рис. 5.22. Діаграми складу високохромистих хромітів із теригенних відкладів південно-західної частини Українського щита.

Заштриховано — поле складу хромітів-включень у алмазах і хромітів-зростків з алмазами (виділено з урахуванням даних М.В. Соболева та ін., 1971, 1975, 1977); хромшпінеліди: I — мантійні, II — корові

різних за віком і походженням теригенних відкладів та великий за площею ареал їх поширення вказують на наявність у західній частині щита численних малих інтрузій ультраосновних порід, становлення яких відбувалося в умовах земної кори.

За результатами наших досліджень високохромисті хроміти із вивчених ореолів, які на діаграмі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  потрапляють у виділене М.В. Соболевим поле хромітів алмазної асоціації, навряд чи є парагенетичними супутниками алмазу. Більш того, вони швидше за все не мають відношення до кімберлітів. Разом з тим не можна залишати без уваги факт просторового суміщення в деяких ореолах знахідок алмазу і хроміту з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  понад 60 % і  $\text{MgO}$  менше 10 %. Тому вивчення останніх необхідно продовжувати. При визначенні належності таких хромітів до мінералів-індикаторів алмазозносних кімберлітів потрібно враховувати можливість розвитку в області живлення не лише кімберлітів, а й ультраосновних порід інших формаційних типів.

### 5.3. ХРОМДІОПСИД

Хромдіопсиди належать до найважливіших індикаторних мінералів кімберлітів, лампроїтів і супутніх їм глибинних ультраосновних порід. Крім того, вони часто є породоутворювальними мінералами ультрабазитів. У про-

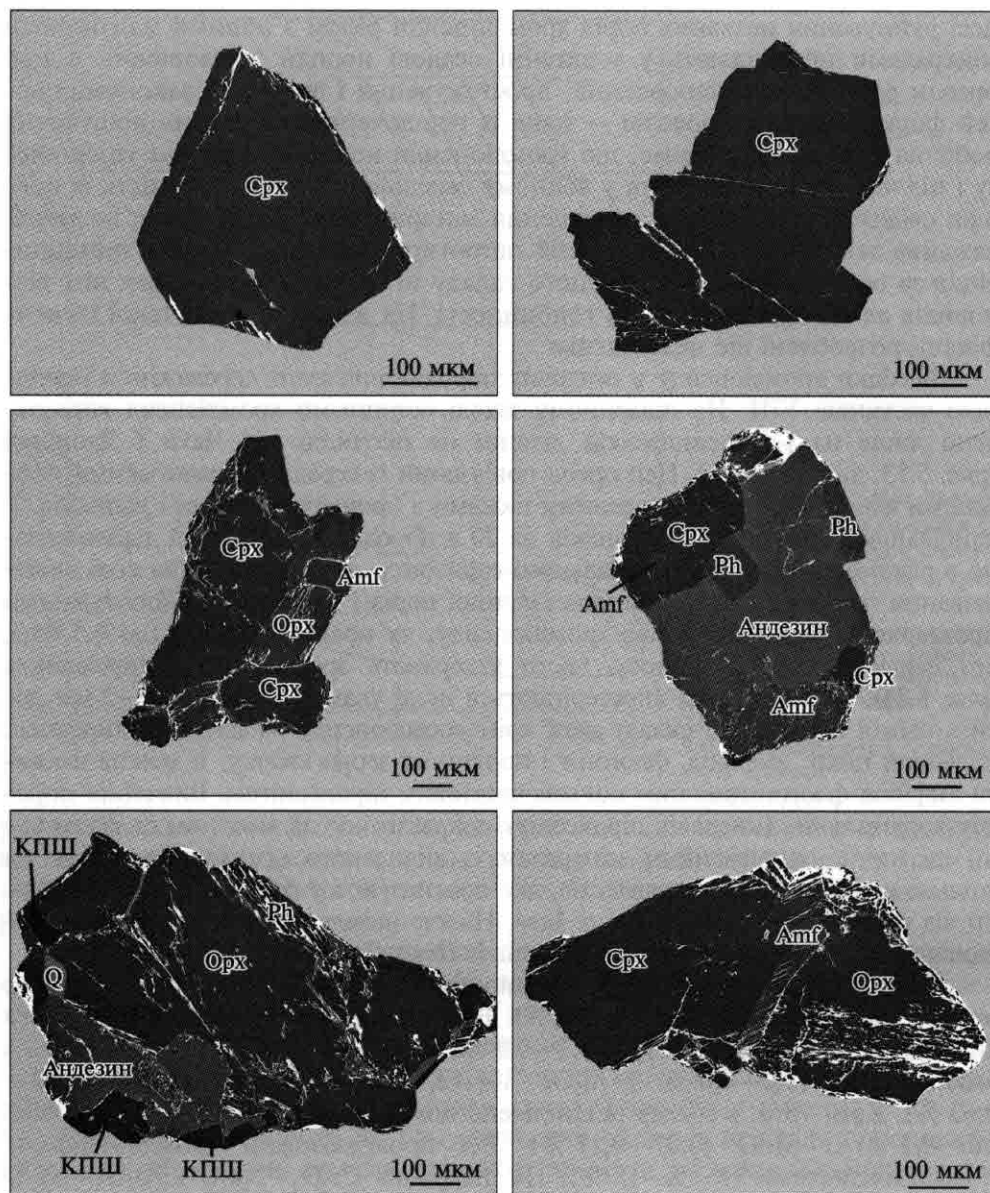


цесі руйнування названих порід хромдіопсиди разом з іншими мантійними мінералами потрапляють у теригенні осадові породи і утворюють в них ореоли розсіяння. Встановлення, простежування і вивчення закономірностей формування цих ореолів — одне із першочергових завдань пошукових робіт на алмази. Зауважимо, що хромдіопсиди не стійкі в умовах гіпергенезу і під час транспортування у водному середовищі і тому наявність їх ореолів свідчить про близьке розміщення материнських порід. Інше не менш важливе завдання — ідентифікація петротипів корінних джерел хромдіопсидів за особливостями їх хімічного складу та встановлення серед них різновидів алмаз-піропової фації глибинності. На жаль, критерії такої ідентифікації розроблені ще недостатньо.

Знахідки хромдіопсиду в осадових породах пов'язані переважно з північною частиною УЩ. На південному заході останнього хромдіопсид встановлено лише на Старосинявській ділянці на околицях сіл Чехи і Дашківці (рис. 5.23, див. вклейку). Цей ореол пов'язаний із середньосарматськими морськими відкладами, представленими пісками з прошарками глин і вапняків. У найбільшій кількості (до 200 знаків на 20 л породи) хромдіопсид діагностовано в різнозернистих пісках базального горизонту, які залягають на корі вивітрювання гранітоїдів та інших кристалічних порід і перекриті малопотужними прошарками вапняків. Зерна хромдіопсиду, як правило, дрібні (до 0,5 мм), без ознак механічного зносу, часто утворюють зростки з ортопіроксеном (рис. 5.24). Разом з ними спостерігаються іноді уламки розміром 1—2 мм досить свіжої породи, до складу якої крім хромдіопсиду входять ортопіроксен, польовий шпат, амфібол, флогопіт і поодинокі зерна кварцу. Її можна вважати амфібол-флогопітвмісним польовошпатовим піроксенітом. Вивчення породоутворювальних мінералів піроксеніту показало, що за хімічним складом вони ідентичні однойменним мінералам із виявленого ореола. Це вказує на спільне корінне джерело живлення, яке прогнозують у безпосередній близькості від ореола на правобережжі р. Іква. Нижче наведена характеристика хромдіопсиду та асоціюючих з ним мінералів із Чехи-Дашківського ореола.

Хромдіопсид має світло-смарагдово-зелений колір. Хімічний склад його варіює у незначних межах (табл. 5.7). Він представлений низькохромистим кальцієвим різновидом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,1—0,8 %;  $\text{CaO}$  22,3—24,0 %) з підвищеним вмістом  $\text{FeO}$  (3,0—6,0 %) і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,4—2,7 %) та низьким  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,32—0,63 %). Крім того, в ньому встановлено домішки  $\text{TiO}_2$  (менше 0,1 %),  $\text{NiO}$  (до 0,1 %) і  $\text{MnO}$  (0,07—0,17 %). Всі проаналізовані хромдіопсиди є низькозалістими ( $f = 8—18$  %). На діаграмах  $\text{Cr}_2\text{O}_3—\text{Na}_2\text{O}$  і  $\text{Al}_2\text{O}_3—\text{Na}_2\text{O}$  вони не потрапляють у поле хромдіопсидів із кімберлітів Приазов'я та інших регіонів через низький вміст у них натрію і хрому (рис. 5.25). Порівняно з хромдіопсидами із кімберлітів вивчені нами є більш низькобаричними, про що свідчить їх парагенезис із плагіоклазом та звичайною роговою обманкою. Оскільки плагіоклаз стійкий за тиску до 1,0—1,5 ГПа, є підстави вважати, що хромдіопсид із Чехи-Дашківського ореола кристалізувався в нижньокорових умовах. Для визначення температури його утворення використано геотермометр Ф. Бойда, в основу якого покладено експериментальні дані щодо залежності від температури величини  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$  у





**Рис. 5.24.** Морфологія хромдіопсиду і уламків хромдіопсидвмісних польовошпатових піроксенітів сублужного ряду:

Срх — клінопіроксен, Орх — ортопіроксен, Амф — амфібол, Ph — флогопіт, КПШ — калієвий польовий шпат

клінопіроксенах. Для вивченого хромдіопсиду це відношення становить 0,50—0,51 (в одному зерні — 0,48). Виходячи з цього зроблено висновок, що хромдіопсид у переважній більшості кристалізувався за температури 830—860 °С і лише окремі його зерна — за температури близько 950 °С.

### 5.3. Хромдіопсид

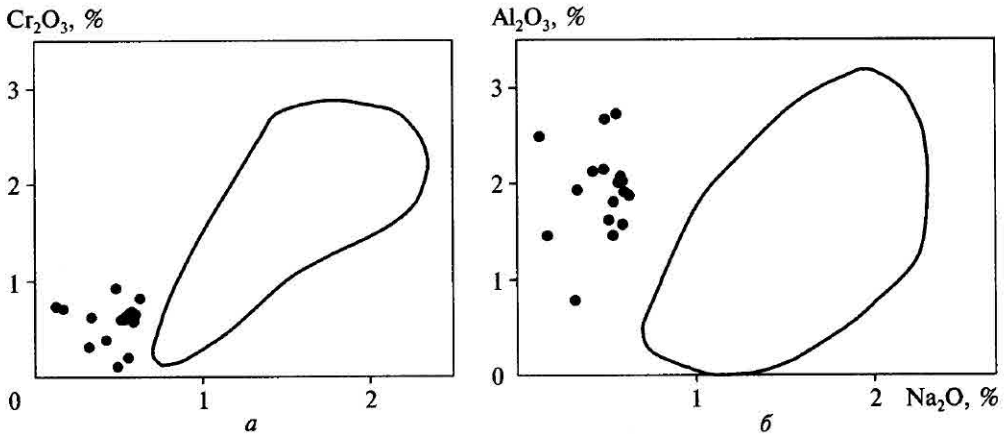


Рис. 5.25. Діаграми складу хромдіопсидів із ореолів у середньосарматських відкладах на околицях сіл Чехи і Дашківці (Старосинявська ділянка).

Оконтурено — поле складу хромдіопсидів із кімберлітів Приазов'я

При геотермі для щитів 40 мВт/м<sup>2</sup> такі температури очікують на глибині 30—35 км.

Ортопіроксен представлений низькоглиноземистим бронзитом (MgO 28—32, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,0—1,8 %), алюміній якого здебільшого має четверту координацію. Залізистість 16—24 %, тобто дещо більша, ніж хромдіопсиду. Для ортопіроксену характерна наявність домішок Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,2—0,3 %), CaO (0,2—0,3 %) і NiO (до 0,23 %). Низький вміст CaO вказує на відсутність в ортопіроксені діопсидового компонента. Такі особливості складу ортопіроксену свідчать про порівняно низькобаричні та низькотемпературні умови його утворення.

Поширення амфіболу дуже обмежене. Він утворює дрібні ідіоморфні включення у хромдіопсиді та зростки з ним і бронзитом, іноді розвивається на межі зерен хромдіопсиду і бронзиту (див. рис. 5.24). За складом належить до групи кальцієвих амфіболів і відповідає магнезійній рогової обманці (MgO 17,5—20,2 %). Вміст FeO становить 4,3—6,0, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5,3—10,3 %. Алюміній знаходиться як у тетраедричній, так і в октаедричній позиції. Для рогової обманки характерний підвищений вміст Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,75—1,37 %) і K<sub>2</sub>O (0,37—1,08 %) та низький — TiO<sub>2</sub> (0,15—0,42 %) і NiO (менше 0,25 %). Постійними домішками в ній є F (0,55—0,75 %) і Cl (до 0,1 %). При цьому спостерігається пряма кореляція між вмістом у рогової обманці Na<sub>2</sub>O та вмістом K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> і Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Залізистість рогової обманки — в межах 10,6—15,7 % і подібна до такої хромдіопсиду. За складом рогова обманка займає проміжне положення між тремолітом і актинолітом.

Виходячи з коефіцієнта магнезійності співіснуючих рогової обманки і хромдіопсиду за амфібол-клінопіроксеновим термометром Л.Л. Перчука, температуру їх рівноваги оцінено в інтервалі 800—950 °С, тобто вона відповідає температурі утворення хромдіопсиду, визначеній за геотермометром

**Розділ 5. Типоморфізм мінералів-супутників алмазу із ореолів**

**Хімічний склад хромдіопсиду і асоціюючих з ним мінералів із сарматських відкладів ділянки**

Номер аналізу	Мінерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	Діопсид	54,89	0,06	1,46	0,71	3,47	0,10
2	Діопсид	54,39	0,05	2,13	0,39	5,74	0,17
3	Хромдіопсид	55,32	0,03	1,87	0,82	3,28	0,14
4	Андезин	59,14	0,02	26,83	0,04	0,10	0,00
5	Рогова обманка	49,50	0,30	8,88	1,80	4,64	0,07
6	Бронзит	55,88	0,04	1,18	0,29	15,55	0,30
7	Хромдіопсид	54,93	0,07	2,07	0,68	4,71	0,13
8	Рогова обманка	50,83	0,34	8,12	1,28	5,97	0,06
9	Хромдіопсид	54,52	0,01	2,01	0,67	4,64	0,13
10	Бронзит	55,22	0,00	1,88	0,32	15,41	0,31
11	Рогова обманка	53,50	0,15	5,32	0,46	5,60	0,03
12	Хромдіопсид	55,00	0,02	2,02	0,58	3,77	0,12
13	Рогова обманка	48,48	0,42	10,30	1,51	5,62	0,06
14	Флогопіт	40,94	1,03	15,68	1,18	5,25	0,00
15	Андезин	58,05	0,00	27,29	0,00	0,00	0,00
16	Рогова обманка	52,23	0,20	6,54	0,77	4,31	0,04
17	Хромдіопсид	55,52	0,01	0,78	0,32	3,01	0,10
18	Флогопіт	40,11	1,10	15,20	1,23	5,37	0,00
19	Хромдіопсид	54,84	0,09	1,91	0,65	3,43	0,15
20	Бронзит	56,72	0,02	1,07	0,27	12,44	0,26
21	Рогова обманка	50,07	0,35	8,43	1,49	4,38	0,02
22	Хромдіопсид	55,25	0,02	1,81	0,63	3,05	0,07
23	Бронзит	57,24	0,02	1,06	0,28	11,71	0,17
24	Кварц	98,18	0,00	0,49	0,03	0,50	0,04
25	Флогопіт	40,25	1,13	15,49	1,44	4,50	0,00
26	Андезин	58,79	0,00	27,04	0,00	0,07	0,03
27	Бронзит	55,85	0,06	1,28	0,24	15,42	0,32
28	Бронзит	56,12	0,00	1,20	0,25	15,02	0,33
29	Флогопіт	39,11	2,28	14,54	1,30	6,67	0,02
30	Флогопіт	39,93	0,95	15,29	1,01	5,29	0,03
31	Андезин	59,24	0,00	27,72	0,02	0,19	0,01
32	Флогопіт	39,39	0,97	15,10	1,02	5,24	0,00
33	Кварц	99,19	0,00	0,04	0,00	0,21	0,01
34	Кварц	99,75	0,00	0,00	0,01	0,26	0,00
35	Андезин	59,64	0,00	26,59	0,02	0,29	0,00
36	Калішпат	64,08	0,03	18,91	0,00	0,13	0,00
37	Бронзит	57,51	0,00	0,99	0,20	10,61	0,24
38	Калішпат	63,58	0,03	19,03	0,00	0,19	0,00
39	Хромдіопсид	54,78	0,05	1,62	0,60	3,33	0,09
40	Бронзит	56,89	0,02	1,13	0,22	13,21	0,26
41	Андезин	58,18	0,00	27,14	0,02	0,17	0,00
42	Хромдіопсид	54,88	0,03	1,46	0,60	3,01	0,14
43	Андезин	58,97	0,01	26,50	0,00	0,14	0,00
44	Флогопіт	40,01	1,21	15,11	1,27	4,10	0,00
45	Хромдіопсид	53,76	0,08	2,73	0,21	5,96	0,12
46	Хромдіопсид	53,35	0,09	2,67	0,11	5,35	0,17

5.3. Хромдіюксид

Таблиця 5.7

Чехи—Дашківці, %

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	NiO	BaO	SrO	Сумма
15,19	23,03	0,17	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,07
14,15	22,10	0,42	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,59
16,31	23,50	0,63	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	101,97
0,01	8,22	6,83	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	101,40
18,53	12,59	1,35	0,64	0,69	0,06	0,22	0,03	0,00	99,27
28,02	0,24	0,00	0,00	0,05	0,00	0,12	0,00	0,03	101,70
15,58	22,89	0,58	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	101,70
18,06	12,16	1,13	0,59	0,60	0,06	0,15	0,00	0,00	99,34
16,20	23,07	0,57	0,00	0,14	0,00	0,05	0,00	0,00	102,00
28,55	0,30	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	102,10
19,99	12,62	0,75	0,37	0,75	0,03	0,16	0,02	0,00	99,73
16,28	23,08	0,59	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,04	101,58
17,50	11,82	1,37	1,08	0,55	0,09	0,15	0,06	0,00	98,99
22,82	0,04	0,04	10,65	1,52	0,10	0,39	0,30	0,01	99,94
0,01	9,09	6,37	0,18	0,04	0,01	0,00	0,01	0,05	101,10
20,21	12,30	0,89	0,54	0,52	0,04	0,24	0,00	0,00	98,82
17,03	24,09	0,32	0,01	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	101,27
21,98	0,05	0,12	10,38	1,49	0,11	0,35	0,31	0,00	97,80
16,54	22,96	0,60	0,00	0,03	0,01	0,09	0,00	0,00	101,29
31,52	0,26	0,00	0,00	0,01	0,02	0,11	0,00	0,00	102,69
18,86	12,58	1,16	0,74	0,71	0,06	0,24	0,00	0,00	99,09
16,16	23,61	0,54	0,01	0,00	0,00	0,07	0,08	0,00	101,29
31,55	0,25	0,00	0,00	0,07	0,00	0,13	0,00	0,00	102,46
0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,32
23,09	0,04	0,06	10,28	1,33	0,08	0,50	0,41	0,05	98,64
0,01	8,77	6,71	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00	0,09	101,74
28,72	0,35	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	102,34
29,22	0,34	0,01	0,01	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	102,57
19,75	0,06	0,05	10,49	0,95	0,11	0,25	0,40	0,00	95,99
22,41	0,06	0,16	10,14	1,24	0,08	0,37	0,22	0,00	97,18
0,03	9,18	6,35	0,11	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	102,96
21,88	0,08	0,13	10,36	1,38	0,10	0,36	0,33	0,00	96,31
0,04	0,05	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	99,63
0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	100,11
0,01	8,12	7,30	0,15	0,03	0,01	0,00	0,00	0,08	102,24
0,00	0,05	1,73	14,67	0,00	0,00	0,00	2,31	0,00	101,90
32,13	0,22	0,00	0,00	0,05	0,00	0,23	0,00	0,00	102,17
0,01	0,04	1,60	14,11	0,03	0,01	0,01	3,01	0,02	101,66
16,51	23,74	0,51	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	101,36
30,32	0,25	0,00	0,00	0,07	0,00	0,14	0,02	0,00	102,53
0,02	8,70	6,58	0,25	0,00	0,01	0,01	0,00	0,07	101,15
16,60	23,70	0,54	0,02	0,12	0,00	0,11	0,00	0,00	101,18
0,00	8,25	7,04	0,18	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	101,12
22,41	0,03	0,11	10,38	1,47	0,09	0,44	0,45	0,01	97,08
15,17	22,37	0,56	0,00	0,01	0,00	0,01	0,10	0,00	101,05
15,43	22,85	0,49	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	100,57

Номер аналізу	Мінерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
47	Бронзит	55,57	0,02	1,47	0,42	10,75	0,20
48	Андезин	57,02	0,00	27,83	0,00	0,08	0,00
49	Бронзит	55,35	0,00	1,39	0,25	12,62	0,30
50	Діопсид	51,78	0,13	4,69	0,71	3,21	0,06
51	Діопсид	54,94	0,05	1,93	0,63	3,66	0,03
52	Діопсид	54,88	0,00	1,57	0,61	3,60	0,04
53	Амфібол	45,00	1,18	13,95	0,46	8,92	0,03
54	Діопсид	54,90	0,08	2,49	0,74	4,38	0,10
55	Діопсид	54,38	0,08	2,15	0,93	4,48	0,08

Примітка. 1–54 — св. 1696; 1, 2 — проба 2; 3–52 — проба 4; 53, 54 — проба 5; 55 — ренко) і Superprobe JXA-8200 (аналітик В.Б. Соболев).

Ф. Бойда. Про це свідчить, зокрема, наявність ідіоморфних включень рогової обманки в хромдіопсиді.

Флогопіт утворює рідкісні зростки з хромдіопсидом і бронзитом або ідіоморфні включення в плагіоклазі андезинового складу (див. рис. 5.24). Він має високу магнезійність (MgO 19,7–23,0, FeO 4,1–6,6 %) і глиноземистість (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,5–15,6 %), підвищені хромистість (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,0–1,4 %) і титанистість (TiO<sub>2</sub> 1,0–2,2 %). Вміст F 0,9–1,5 %, Cl — менш як 0,1, Na<sub>2</sub>O — до 0,16 %. Характерні домішки флогопіту — BaO (0,22–0,45 %) і NiO (0,25–0,50 %). За особливостями складу флогопіт вважають порівняно низькотемпературним мінералом, взаємовідношення його з іншими мінералами свідчить про магматичне походження.

Польові шпати представлені натрієвим і калієвим різновидами, причому перший кількісно переважає. Вони утворюють самостійні виділення, рідко зростки між собою (див. рис. 5.24). Головними мінералоутворювальними компонентами натрієвого польового шпату є SiO<sub>2</sub> (58,0–59,6 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (26,5–27,7 %), CaO (8,1–9,1 %) і Na<sub>2</sub>O (6,3–7,3 %). Найважливіші домішки — K<sub>2</sub>O (0,10–0,25 %) і FeO (до 0,3 %). За складом цей плагіоклаз відповідає андезину (№ 37–44). Вміст ортоклазового компонента у ньому не перевищує 1,6 %.

Хімічний склад калієвого польового шпату такий, %: SiO<sub>2</sub> 63,5–64,0; K<sub>2</sub>O 14,1–14,7; Na<sub>2</sub>O 1,6–1,7; BaO 2,3–3,0; FeO 0,1–0,2; CaO менше 0,05. За розрахунками ортоклазовий компонент становить 80–81, альбітовий — 13,9–14,5, анортклазовий — 0,3, цельзіановий — 3,9–5,7 %. Підвищений вміст барію і, відповідно, цельзіанового компонента в польовому шпаті вказує на високотемпературні умови його кристалізації. На жаль, через малу кількість альбітового компонента в калішпаті не вдалося визначити за методом Т. Барта температуру рівноваги співіснуючих калішпата і плагіоклаза.

Кварц спостерігається дуже рідко і лише у вигляді дрібних поодиноких зерен в асоціації з польовим шпатом. У ньому встановлено незначні домішки FeO (0,21–0,26 %).

#### 5.4. Магнезіальний ільменіт

Закінчення табл. 5.7

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	NiO	BaO	SrO	Сумма
30,31	0,25	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,11
0,00	8,50	6,32	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,90
29,67	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,88
15,60	22,71	0,47	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,45
15,54	21,98	0,34	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,11
16,45	22,00	0,59	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,77
14,56	10,95	0,43	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,07
13,66	22,69	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,16
13,93	22,84	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,35

св. 1697, проба 2. Аналізи виконані на мікрозондових приладах JXA-5 (аналітик І.М. Бонда-

Наведені дані однозначно вказують, що ореол хромдіопсиду в сарматських відкладах із околиць сіл Чехи і Дашківці утворився із продуктів дезінтеграції польвошпатового піроксеніту корового типу і його не можна розглядати як пошукову ознаку на кімберліти. Разом з тим наявність хромдіопсиду засвідчує, що в південно-східній частині Старокостянтинівського блока на досарматський зріз виходять сублужні польвошпатові піроксеніти, які утворилися на глибині понад 30 км. Це підтверджує висновки В.О. Курепіна [71] щодо глибини ерозійного зрізу до 26—29 км у районі Верхньобузького глибинного розлому, а також В.Б. Соллогуба [99] — зона земної кори потужністю 50—60 км у південно-західній частині УЩ являє собою “корінь” протерозойської гірської споруди або зону колізії.

#### 5.4. МАГНЕЗІАЛЬНИЙ ІЛЬМЕНІТ

Ільменіт, вміст MgO в якому перевищує за одними даними 5—6 % [59], за іншими — 9 % [94], називають пікроільменітом. Цей мінерал вважають одним із найпоширеніших і найважливіших індикаторних мінералів більшості відомих кімберлітів світу. Проте є кімберлітові тіла, в яких пікроільменіт трапляється дуже рідко або й зовсім відсутній. Крім кімберлітів пікроільменіт встановлено в пікритих, мелілітигах, інгілітах, лужних базальтоїдах і лампроїтах. Він знайдений також у ксенолітах мантійних порід із кімберлітів, лампроїтів і лужних базальтоїдів, зокрема в ксенолітах піропових дунітів, лерцолітів, верлітів, вебстеритів та ін. Магнезіальні ільменіти діагностовано і в ксенолітах еклогітів із кімберлітів. Вони відомі також в інтрузії піропових перидотитів на Богемському кристалічному масиві в Чехії, інтрузіях слюнистих перидотитів у південно-західній частині УЩ тощо.

Ступінь вивченості пікроільменітів з названих типів порід різний. Найкраще досліджені пікроільменіти із кімберлітів. Виділено такі їх типи:

- власне кімберлітові пікроільменіти;
- пікроільменіти, які пов'язані з ксенолітами перидотитів, піроксенітів і еклогітів;



• пікроільменіти-ксенокристали, які потрапили в кімберліт у результаті дезінтеграції пікроільменітвмісних мантійних ксенолітів.

*Власне кімберлітові пікроільменіти* встановлені в основній масі (мезостазисі) кімберлітів. На думку О.Д. Харьківа та співавт. [59, 60], вони кристалізувалися на стадії консолідації кімберлітів в умовах земної кори. Зерна пікроільменітів мають неправильну форму, іноді спостерігаються ідіоморфні кристали розміром соті—десяті частки міліметра. Для них характерний підвищений вміст не лише  $MgO$ , а й  $MnO$ . Власне кімберлітові пікроільменіти рідко утворюють ореоли розсіяння.

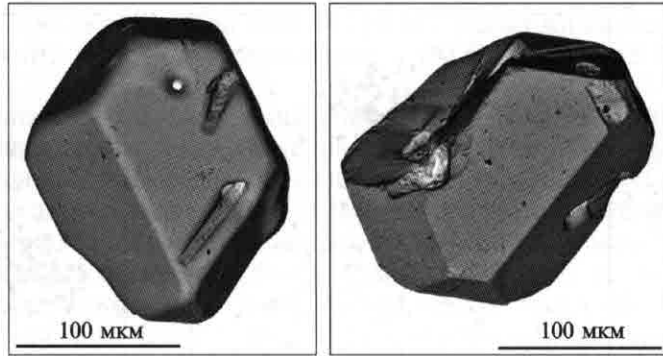
*Пікроільменіт в ксенолітах глибинних порід* є акцесорним і лише іноді породоутворювальним мінералом. Його виділення мають неправильну, овальну або пластиноподібну форму. Розмір виділень — від часток міліметра до 5—10 см. У перидотитах поширений більш магнезійальний ільменіт ( $MgO > 8\%$ ), ніж в еклогітах. Для пікроільменіту із перидотитів характерний підвищений вміст  $Cr_2O_3$  і  $Fe_2O_3$ .

*Пікроільменіти-ксенокристи і мегакристи* (жовна) в кімберлітах спостерігаються у вигляді ксеноморфних виділень здебільшого округлої форми та їх уламків і осколків різного розміру — від часток міліметра до 10—15 см і більше. Поверхня їх часто має “шипоподібний” або бугорчастий рельєф, зумовлений реакційною взаємодією з кімберлітовим розплавом на пізньомагматичному етапі з утворенням облямівок різних товщини і полімінерального складу. Із реакційних мінералів найчастішими є магнетит, анатаз, перовськіт, сфен, із постмагматичних — карбонати і серпентин. На багатьох ксенокристах пікроільменіту такі облямівки відсутні, і їх поверхні блискучі або матові. Іноді ксенокристи пікроільменіту несуть ознаки лейкоксенізації, яка розвивається переважно по краях ксенокристів або глибоко проникає в них по тріщинах. За особливостями внутрішньої будови ксенокристи поділяють на моно- і полікристалічні. Полікристалічними є найчастіше мегакристи і жовна, що утворилися в результаті грануляції та рекристалізації і складаються з індивідуальних полігональних зерен, які міцно пристиковані одне до одного.

За хімічним складом ксенокристи і жовна пікроільменіту із кімберлітів близькі до пікроільменіту із ксенолітів глибинних перидотитів. Вони належать до серії твердих розчинів  $MgTiO_3$ — $FeTiO_3$ — $Fe_2O_3$  [94]. Типоморфне значення мають наявність у них домішок  $Cr_2O_3$ ,  $MnO$  і  $Al_2O_3$  та співвідношення ільменітового, гейкелітового і гематитового компонентів.

У деяких кімберлітах відомі також пікроільменіти у вигляді ромбоєдричних і таблитчастих кристалів з рівною блискучою поверхнею граней. Такі за морфологією пікроільменіти є в кімберлітових жилах Гвінеї [95], кімберлітових трубках Середнього Тиману [96], інтрузіях слюдистих перидотитів південно-західної частини УЩ [97].

У вивчених ореолах розсіяння алмазу і його мінералів-супутників із західної частини УЩ характерний для більшості кімберлітів пікроільменіт не встановлений. Зате доволі поширений порівняно низькомагнезійальний ільменіт ( $MgO$  2—8 %) у вигляді дрібних (переважно  $<0,5$  мм) ромбоєдричних і таблитчастих кристалів. Ми називаємо його магнезійальним ільменітом. Власне пікроільменіт з вмістом  $MgO$  від 10 до 16 % знайдено в ореолах як включення в піропах (див. підрозд. 6.1).



**Рис. 5.26.** Морфологія зерен магнезійних ільменітів із бучацьких відкладів південно-західної частини Українського щита

Магнезійні ільменіти виявлено в теригенних відкладах бучацької світи, полтавської серії, сарматського ярусу і балтської світи та в сучасному і терасовому алювії четвертинного віку. Незважаючи на значне поширення і високу частоту знахідок, до недавнього часу вони не привертали увагу дослідників. Ми вперше провели вивчення їх морфології і хімічного складу, а також мінеральних включень у них. Установлено, що ці ільменіти з різних за віком і походженням ореолів подібні за складом, але розрізняються за вмістом і ступенем збереженості первинної морфології кристалів.

В алювіальних відкладах бучацької світи в межах Куманівецького, Філіопільського і Мізяківського ореолів кількість магнезійного ільменіту становить десятки знаків на 20 л породи. Його кристали мають середній ступінь механічного зносу (рис. 5.26).

У Зеленоярському титано-цирконієвому розсіпі, пов'язаному з алювіальними відкладами верхнього горизонту полтавської серії, Mg-ільменіт поширений мало і, як правило, у вигляді добре стертих кристалів.

У мілководно-морських сарматських відкладах на площі Куманівецького, Філіопільського і Кожухівського ореолів вміст магнезійного ільменіту часто перевищує 1000 знаків на 20 л породи і його кристали не несуть ознак механічного зносу. Кристали мають табличчасту або гексагональну форму і малі розміри (переважно менш як 0,5 мм). Рідко трапляються зростки двох і більше індивідів. Грані кристалів гладенькі та блискучі. На ребрах іноді спостерігаються виколи, а на гранях — відбитки від інших мінералів (див. рис. 3.3).

В алювіальних і алювіально-озерних відкладах балтської світи на площі Бохоники-Літинського і Немирівського ореолів установлено високий (до 1000 знаків на 20 л породи) вміст Mg-ільменіту, представленого як "свіжими", так і частково стертими кристалами. За морфологією кристали подібні до таких із сарматських відкладів (див. рис. 3.7).

У сучасному і терасовому алювії верхньої течії р. Південний Буг та її правих приток кількість магнезійних ільменітів становить десятки—сотні знаків на 20 л породи. Їх кристали мають різний, переважно незначний ступінь стирання (див. рис. 3.7). У сучасному алювії верхів'їв річок Тетерів, Гнилоп'ять і Гуйва вміст ільменітів дорівнює десяткам знаків на 20 л, ступінь механічного зносу їх кристалів досить високий.

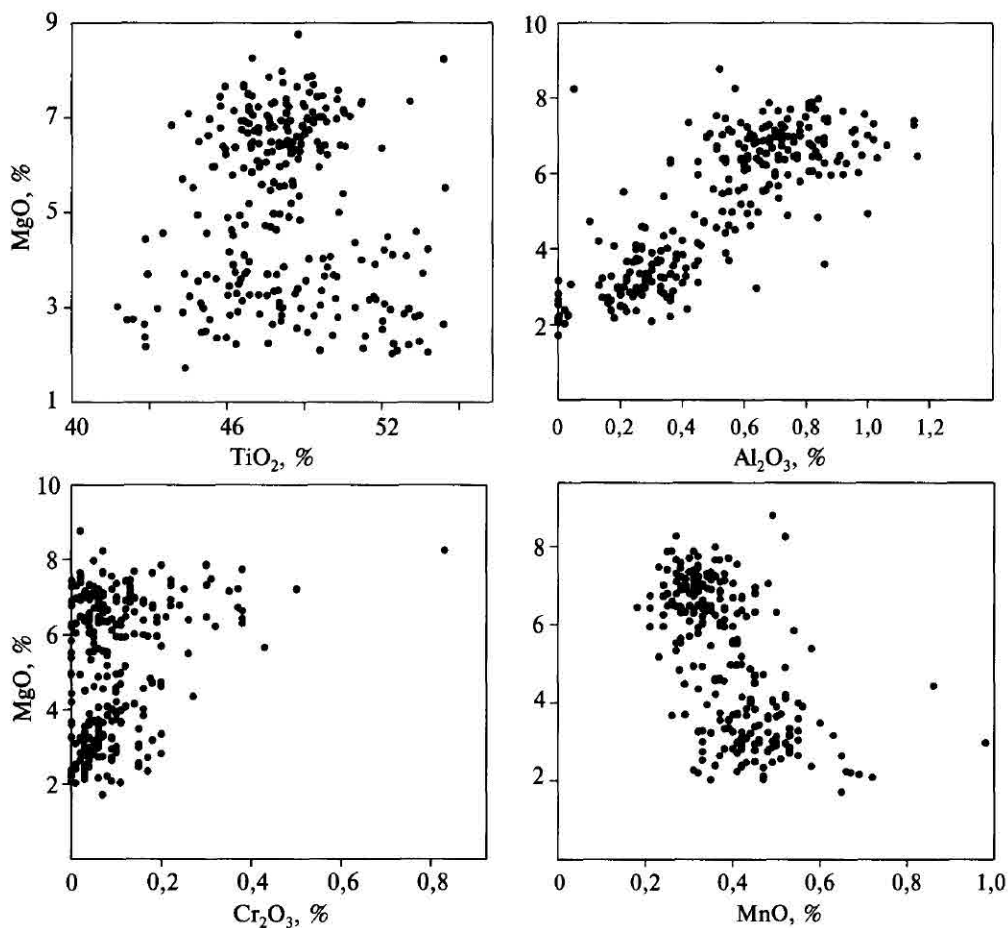


Рис. 5.27. Діаграми складу магнезійних ільменітів із теригенних відкладів південно-західної частини Українського щита

Склад Mg-ільменітів із названих ореолів (див. додаток, табл. Д.3) варіює в значних межах, %: TiO<sub>2</sub> 42–56; FeO 27–42; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,5–19,0; MgO 2–8; MnO 0,1–1,0; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,1–1,0; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,0–0,5. За типохімічними особливостями виділяють дві групи. Mg-ільменіти кожної з цих груп на діаграмах TiO<sub>2</sub>–MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO, MnO–MgO утворюють самостійні поля (рис. 5.27), які не перекриваються з полем типових пікроільменітів із кімберлітів та ксенолітів глибинних перидотитів. У них відсутня пряма залежність між вмістом TiO<sub>2</sub> і MgO, яка характерна для типових пікроільменітів із кімберлітів. Водночас у низькомагнезійних (MgO < 4,5 %) ільменітах першої групи намічається чітка пряма залежність між вмістом MgO і Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а в більш високомагнезійних (MgO 5,5–8,5 %) ільменітах другої групи така залежність менш виражена. Згідно з експериментальними даними Д. Гріна та М. Соболева [77], розчинність Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ільменіті зростає зі збільшенням температури. На цій підставі можна дійти висновку, що ма-

логлиноземисті ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0,45 \%$ ) ільменіти першої групи є більш низькотемпературними утвореннями, ніж високоглиноземисті ( $\text{Al}_2\text{O}_3 0,45\text{—}1,15 \%$ ) ільменіти другої групи.

Як відомо, магнезійність ільменіту, який співіснує з піропом і клінопіроксеном, зростає з підвищенням тиску. Отже, ільменіти другої групи більш високобаричні, ніж першої. Пряма залежність між вмістами  $\text{MgO}$  і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ільменіті відображує, можливо, взаємопов'язані зміни  $P$ — $T$ -умов утворення їх материнських порід і збільшення магнезійності останніх з глибиною.

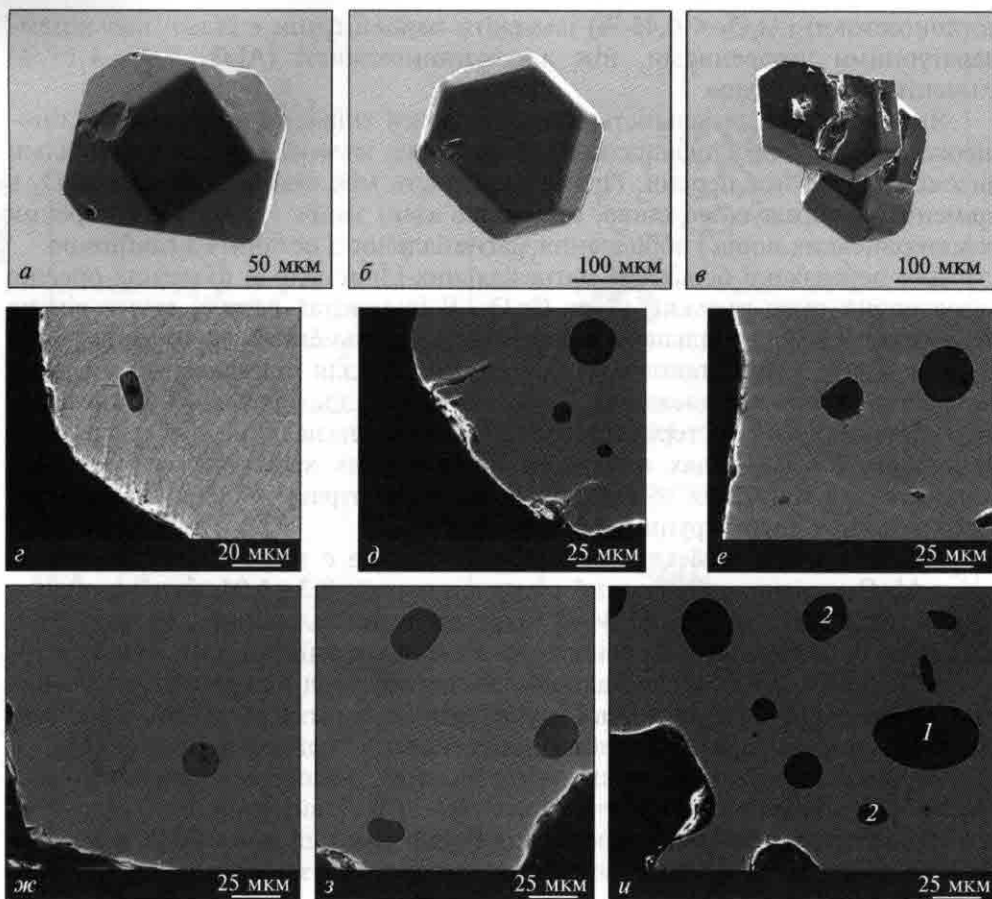
Для переважної більшості магнезійних-ільменітів із вивчених ореолів характерний дуже низький вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . В ільменітах першої групи він не перевищує  $0,2 \%$  (здебільшого менше  $0,1 \%$ ), в ільменітах другої лише іноді досягає  $0,4\text{—}0,5 \%$ . Встановлена С. Хаггерті [80] для пікроільменітів із кімберлітів параболічна залежність  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  від  $\text{MgO}$  у досліджуваних магнезійних ільменітах не спостерігається: і в низькомагнезійних, і у високомагнезійних їх різновидах помітного накопичення хрому не відбувається, хоча загальна тенденція збільшення його концентрації в більш магнезійних ільменітах другої групи простежується.

Важливою особливістю зазначених ільменітів є збагаченість манганом: вміст  $\text{MnO}$  у різновидах першої групи становить  $0,3\text{—}1,0$ , другої —  $0,25\text{—}0,40 \%$ . Між вмістом  $\text{MnO}$  і  $\text{MgO}$  існує зворотна залежність. Ці дані свідчать про те, що манган має тенденцію до концентрації в низькотемпературних і низькобаричних магнезійних ільменітах. Слід підкреслити, що описані ільменіти (особливо першої групи) значно багатші на манган, ніж пікроільменіти із кімберлітів і глибинних ксенолітів перидотитового складу.

Ще одна типохімічна ознака магнезійних ільменітів — високий вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . У більшості з них він становить  $10\text{—}20 \%$ . Найменше  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (до  $5 \%$ ) мають високотитаністи ільменіти першої групи. Значний вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в  $\text{Mg}$ -ільменітах свідчить про те, що вони кристалізувались за підвищеної фугітності кисню.

Магнезійні ільменіти із вивчених ореолів належать до ізоморфної серії твердих розчинів  $\text{FeTiO}_3\text{—MgTiO}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$  з невеликою домішкою  $\text{MnO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  і  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Молекулярна частка гейкелітового компонента змінюється від  $5\text{—}10 \%$  у  $\text{Mg}$ -ільменітах першої групи до  $20\text{—}30 \%$  у  $\text{Mg}$ -ільменітах другої групи, гематитового компонента — відповідно від  $5$  до  $20 \%$ . Високий вміст у  $\text{Mg}$ -ільменіті гематитового компонента за низького вмісту хрому М.В. Соболев та інші дослідники розглядають як доказ його парагенезису з низькохромистим піропом.

В аншліфах  $\text{Mg}$ -ільменітів спостерігаються численні включення різних мінералів: амфіболів, клінопіроксенів, польових шпатів, апатиту, сульфідів (рис. 5.28). Для ільменітів першої групи характерні включення апатиту і польових шпатів, для ільменітів другої групи — амфіболів і клінопіроксенів. Включення сульфідів установлені в  $\text{Mg}$ -ільменітах обох груп. Зважаючи на невизначеність щодо їх корінних джерел, ми провели вивчення мінеральних включень в ільменітах із балтських відкладів Немирівської і Вінницької ділянок, віддалених одна від другої майже на  $50$  км. У результаті визначено морфологічні особливості цих мінералів-включень, їх хімічний склад і парагенезиси (табл. 5.8).



**Рис 5.28.** Морфологічні типи кристалів магнезіальних ільменітів (*a–в*) та включення в них: *г* — апатит, *д* — бітовніт, *е* — Na-K польовий шпат, *ж* — феробаруазит, *з* — еденіт, *и* — вінцит (1) в асоціації із салітом (2)

Апатит утворює дрібні одиночні та групові включення у вигляді добре огранених або дещо округлених кристалів (рис. 5.28). Крім CaO і P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> він містить домішки F (до 0,8 %), Cl (до 0,6 %), FeO (до 1,8 %) і TiO<sub>2</sub> (до 0,4 %). Наявність двох останніх пов'язана, ймовірно, з частковим захопленням матриці під час мікрозондового аналізу. Найчастіше включення апатиту діагностують у Mg-ільменіті із балтських відкладів Вінницької ділянки (південніше м. Жмеринка, проба 051-1).

Серед польових шпатів переважають калієві та натрій-калієві різновиди. Однак повноцінні мікрозондові аналізи їх поки що не отримано. Встановлені також основні плагіоклази, які за складом відповідають бітовніту (див. табл. 5.8, ан. 10–12). Бітовніт, як відомо, є характерним мінералом глибинних порід основного складу. В багатьох із них він кристалізується першим із польових шпатів. Слід мати на увазі, що бітовніт встановлено в



Mg-ільменітах з підвищеним вмістом MgO (4—6 %) і Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (>0,4 %), які утворилися за порівняно високих *P*—*T*-параметрів.

Амфіболи-включення найбільш поширені в Mg-ільменітах другої групи. Вони утворюють добре огранені кристали, рідко — виділення округлої форми. Амфіболи належать до натрій-кальцієвої та кальцієвої груп (табл. 5.8, ан. 1—7).

Натрій-кальцієві амфіболи мають високу глиноземистість (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13,4—17,8 %) та підвищену лужність (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 3,5—6,3 %) і титанистість (TiO<sub>2</sub> до 3,6 %). В їх складі відсутній хром. У більшості проаналізованих амфіболів F і Cl не визначали, а там, де це було зроблено, їх вміст варіює в межах від 2,9—3,6 до 0,10—0,25 %. За кількістю Al<sub>VI</sub> помітно переважає над Al<sub>IV</sub> (1,77—2,61 та 0,00—1,02 форм. од.), що вказує на високобаричні умови утворення амфіболів цієї групи. Згідно з розрахунками, вміст Si в амфіболах становить 6,98—8,07 форм. од., а відношення Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) змінюється в межах 0,28—0,80. На рекомендованій Міжнародною комісією класифікаційній діаграмі амфіболів в координатах Si—Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) [86] вивчені нами натрій-кальцієві амфіболи потрапляють у поле феробаруазиту і частково в поле феровінчиту. При цьому амфіболи-включення в Mg-ільменітах із балтських відкладів Немирівської і Вінницької ділянок за складом і морфологією істотно не розрізняються між собою, що засвідчує однотипність їх материнських порід.

Кальцієві амфіболи представлені титанистою еденітовою і фероєденітовою роговою обманкою (табл. 5.8, ан. 6, 7). Залізистість їх становить 40—61 %. Al<sub>VI</sub> і Al<sub>IV</sub> містяться в еденітовій роговій обманці приблизно в однаковій кількості (1,20 і 1,00 форм. од.), а в фероєденітовій Al<sub>IV</sub> переважає над Al<sub>VI</sub> (1,61 і 1,13 форм. од.). Рогові обманки близького складу спостерігаються іноді у вигляді включень у хромшпінелідах із балтських відкладів Немирівського ореола (див. п. 5.2.3).

Клінопіроксени-включення в Mg-ільменітах представлені салітом, фасайтом і титанавгітом. Саліт виявлений у Mg-ільменіті (MgO 3,7 %) із балтських відкладів Вінницької ділянки і асоціює в ньому з високоглиноземистим вінчитом, в якому майже весь Al знаходиться у шестерній координації (табл. 5.8, ан. 16). Залізистість саліту 33, вінчиту — 69 %. Увесь алюміній в саліті знаходиться в четверній координації. Оскільки саліт і вінчит є співіснуючими мінералами, для визначення температури утворення їх був використаний амфібол-клінопіроксеновий термометр Л.Л. Перчука, який враховує розподіл магнію між названими мінералами. За цим термометром саліт і вінчит кристалізувались за температури понад 1200 °С. Таку саму температуру визначено і за розподілом вмісту кальцію і лугів у саліті і вінчиті. Виходячи зі складу саліту, за допомогою методу Дж. Мерсьє розраховано *P*—*T*-параметри його утворення: *T* = 1200 °С, *P* = 3,75 ГПа.

Фасаїт діагностовано у вигляді включення в Mg-ільменіті із балтських відкладів Немирівського ореола. Він має високу залізистість (*f* = 50 %), підвищену титанистість (TiO<sub>2</sub> 1,2 %), понижену кальцієвість (CaO 15 %) і низьку лужність (Na<sub>2</sub>O 0,38 %). Разом з тим фасаїт значно збагачений Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,7 %). При цьому кількість Al<sub>IV</sub> становить 0,43, Al<sub>VI</sub> — 0,19 форм. од., що вказує на низь-



Хімічний склад мінералів-включень у магнезіальних ільменітах із балтських відкладів Немирів

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	44,92	48,11	47,81	49,30	55,84	42,81	43,72	40,51
TiO <sub>2</sub>	3,52	3,24	3,25	0,38	1,47	4,10	3,05	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	15,58	15,55	14,93	15,34	14,50	11,67	13,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00
FeO	13,79	12,08	11,25	12,78	13,23	13,28	9,92	16,18
MnO	0,26	0,17	0,22	0,24	0,17	0,19	0,15	0,23
MgO	4,80	4,52	4,14	6,38	2,86	4,78	8,17	8,83
CaO	8,17	6,82	7,82	2,97	5,48	8,91	12,06	15,00
Na <sub>2</sub> O	3,53	3,53	4,04	4,38	2,69	3,16	2,62	0,38
K <sub>2</sub> O	1,97	2,38	2,28	0,91	1,73	1,93	1,36	0,08
Сума	96,23	96,44	96,38	92,29	98,83	93,68	93,58	100,37

П р и м і т к а. 1—5 — натрій-кальцієві амфіболи: 1—4, 13—15 — фероалюмобаруазит, 5, фасайт; 9 — титанавгіт; 10—12 — основний плагіоклаз (бітовніт); 16 — клінопіроксен (саліт).

кобаричні умови його утворення. Розраховані за методом Дж. Мерсьє параметри кристалізації фасайту такі:  $P = 0,7$  ГПа;  $T = 1100$  °С.

Титанавгіт встановлено у Mg-ільменіті із балтських відкладів Немирівського ореола. Він представлений магнезіальним різновидом ( $f = 26,6$  %) з високим вмістом Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,3 %) і TiO<sub>2</sub> (3,9 %) та підвищеним Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,37 %). Майже весь алюміній має четверту координацію. Визначені за методом Дж. Мерсьє умови утворення титанавгіту становлять:  $T = 1300$  °С;  $P = 3,3$  ГПа.

Таким чином, магнезіальні ільменіти другої групи містять включення амфіболів і піроксенів, які характерні для високотемпературних і порівняно високобаричних парагенезисів. За хімічним складом вони істотно відрізняються від однойменних мінералів із кристалічних порід, відомих на сучасному ерозійному зрізі Бердичівського і Вінницького блоків.

Вказані типохімічні особливості складу Mg-ільменітів дають змогу припускати, що їх корінними джерелами були малоглибинні породи основного складу, збагачені магнієм. У межах можливих зон живлення ореолів розсіяння Mg-ільменітів у бучацьких, полтавських, сарматських і балтських відкладах південно-західної частини УЩ прогноуються, але поки що не виявлені тіла кімберлітів з підвищеним вмістом ксенолітів і продуктів дезінтеграції піроксенітів, еклогітів і еклогітоподібних порід, які могли істотно впливати на формування ореолів. На дочетвертинному зрізі докембрійського фундаменту на сьогодні не відомі також самостійні виходи верхньомантіїних порід зазначених петротипів.

Як відомо, у піроксенітах, еклогітах і еклогітоподібних породах гранат є важливим породоутворювальним мінералом, тоді як вміст ільменіту в них завжди низький. Співвідношення вмісту гранатів названих парагенезисів і Mg-ільменіту в сарматських і балтських відкладах зазвичай інше: Mg-ільменіти кількісно різко переважають над гранатами верхньомантіїних парагенезисів. Пояснити таке співвідношення можна було б тим, що гранати в корі вивітрювання значною мірою зруйнувались, а Mg-ільменіт, як стійкіший

ського ореола, %

9	10	11	12	13	14	15	16	17
44,60	44,70	46,32	44,50	48,05	47,61	45,00	47,47	53,90
3,89	0,50	0,40	0,35	2,69	3,47	3,60	1,14	1,31
7,27	34,10	32,98	34,25	13,38	15,77	13,80	3,18	15,16
0,37	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03
10,48	1,20	1,00	0,97	13,73	11,10	15,33	12,00	10,47
0,17	0,00	0,00	0,00	0,18	0,17	0,27	0,42	0,23
16,06	0,00	0,00	0,00	4,28	4,21	5,54	13,90	2,63
14,98	17,60	17,20	17,30	6,70	8,41	9,16	20,63	4,91
0,39	2,10	1,80	1,73	3,51	2,35	3,20	0,37	1,98
0,02	0,15	0,11	0,06	2,22	2,52	0,36	0,00	2,03
98,25	100,35	99,81	99,16	94,79	95,66	96,32	99,16	92,66

17 — фероалюмовінцит; 6 — фероеленітова рогова обманка; 7 — еденітова рогова обманка; 8 — Аналізи виконані на електронно-зондовому приладі Cameca SX-50. Аналітик В.М. Верещака.

мінерал, краще зберігся в цих умовах. Однак тривале перебування Mg-ільменіту в корах вивітрювання мало б зумовити його лейкоксенізацію. В сарматських і балтських ореолах лейкоксенізовані Mg-ільменіти майже не спостерігаються. Це дає змогу допускати, що корінними джерелами значної частини Mg-ільменітів були безгранатові магматичні породи підвищеної магнезіальності, зокрема пікрит-базальти, піроксеніти і габроїди, метаморфізовані в умовах гранулітової фації.

Вивчення амфібол-двопіроксенових кристалосланців дністровсько-бузької серії із кар'єрів в селах Тиврів, Малинівка і Голосків показало, що ільменіти цих порід бідні на MgO (0,2—0,8 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,03—1,16 %) і Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0,15 %) та дещо збагачені на MnO (0,5—1,0 %). В основних породах Варварівського масиву, а також Букинського плутону і його сателітів, які розміщуються дещо північніше Бердичівського підняття УЩ і брали участь у живленні ореолів, ільменіти представлені низькомагнезіальними (MgO < 1 %) і низькоглиноземистими (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 0,1 %) різновидами.

У сублужних титанавгітових габро-діабазах неопротерозойського віку Верхньообузького дайкового поля ільменіт має низьку магнезіальність (MgO до 0,8 %). Ільменіт із лужно-ультраосновних порід Проскурівського і Антонівського масивів характеризується високим вмістом MnO (до 11 %).

Mg-ільменіти відомі в слюдистих перидотитах Жданівського (MgO 2—5 %), Малоострозького (MgO 4—6 %), Малокутищенського (MgO 2—3 %), Кармалюківського (MgO 4—5 %) і Немирівського (MgO 6—7 %) інтрузивів, але вони відрізняються від Mg-ільменітів із вивчених ореолів дуже низьким вмістом Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (менш як 0,1 %).

Отже, немає підстав розглядати відомі в межах Бердичівського і Вінницького блоків породи основного і ультраосновного складу як можливі джерела Mg-ільменіту для утворення ореолів їх розсіяння в бучацьких, сарматських і балтських відкладах південно-західної частини УЩ. Вивчені нами Mg-ільменіти із ореолів і слюдистих перидотитів істотно відрізняються від типових пікроільменітів у ксенолітах мантіяних перидотитів, піроксені-

тів і еклогітів із кімберлітів [98]. Вони характеризуються деякою подібністю до ільменітів із ксенолітів гранат-амфіболових вебстеритів з цирконом і апатитом у кімберлітах трубки Слюдянка (Якутія), із ксенолітів ільменітових еклогітів у кімберлітах трубки Орапа (Гвінея, Західна Африка) та з інгілітів Якутії. Близькі за кристаломорфологією і складом Mg-ільменіти відомі в алмазонасних розсипах північного сходу Сибірської платформи [50], але материнські породи їх не з'ясовані. Подібні за морфологією і складом кристали Mg-ільменіту ( $MgO$  4–6 %,  $Cr_2O_3$  — дуже мало) є в туфогенно-осадових породах ястребівського горизонту девону південно-східної частини Воронежського кристалічного масиву. Корінним джерелом їх вважають [96] туфи лужних базальтоїдів місцевого походження.

Магнезійні ільменіти у вивчених нами ореолах тісно асоціюють з піропами із малоглибинних зернистих лерцолітів і олівінових вебстеритів та з альмандин-піропами із еклогітів і еклогітоподібних порід, мають близькі до них розміри і ступінь руйнування. Є підстави стверджувати, що ці мінерали надходили з однієї і тієї ж області живлення або з близьких за складом корінних джерел.

\* \* \*

Вивчення морфології та складу мінералів, які зазвичай вважають супутниками алмазу, показало, що одна частина з них безумовно має генетичний і навіть парагенетичний зв'язок з алмазами, стосовно ж наявності такого зв'язку з алмазами іншої частини цих мінералів існує певний сумнів. До генетичних супутників алмазу належать піропи перидотитового і піропальмандин-еклогітового парагенезисів, більшість хромшпінелідів мантійного типу. За типохімічними ознаками вони в цілому подібні до однойменних мінералів із кімберлітів, але мають і специфічні особливості, зумовлені головним чином складом їх материнських порід. До типу сумнівних мінералів-супутників алмазу належать передусім магнезійні ільменіти та високозалізісті й високотитаністі різновиди мантійних хромшпінелідів хромпикотитового складу. Вони містять включення силікатних мінералів, подібних за складом до таких із сублужних і лужних піроксенітів і габроїдів, у тім числі метаморфізованих в умовах еклогітової фації. Малохромісті діопсиди із ореолів південно-західної частини УЩ істотно відрізняються від хромдіопсидів із кімберлітів, які кристалізувались у верхній мантії.

Вивчені ореоли характеризуються відсутністю або низькою частотою знаходження мінералів-супутників алмазу перидотитового парагенезису алмаз-піропової фації глибинності, хоча алмази цього парагенезису є у багатьох з них. Значно поширеніші у ореолах гранати еклогітового парагенезису алмазної асоціації. У відомих Зеленоярському і Тарасівському титано-цирконієвих розсипах алмази еклогітового типу домінують над перидотитовими.

Важливою типохімічною особливістю більшості піропів із вивчених ореолів є їх бідність на несумісні елементи, зокрема на Zr, Nb, Ta, PЗЕ, Th, U. Указане засвідчує, що материнські породи цих мінералів не зазнали глибинного метасоматозу.

#### 5.4. Магnezіальний ільменіт

---

Хромшпінеліди із ореолів, які ми вважаємо генетичними супутниками алмазу, представлені дрібними (<0,5 мм) гострореберними і гостровершинними октаедрами (переважають), октаедрами з віциналями і мірієдричними кристалами. У різних ореолах вони мають різний ступінь механічного зносу. Серед них поки що не ідентифіковані різновиди алмазної асоціації.

Для Mg-ільменітів із ореолів характерні ромбедричні і гексагональні кристали розміром до 0,5—0,7 мм. Їх типоморфними ознаками є низький вміст MgO (2—8 %) і Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<0,2 %), підвищений вміст Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10—20 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 1,1 %) і MnO (до 1 %), наявність включень апатиту, польових шпатів, титанистої рогової обманки, амфіболів феробаруазитового і феровінчитового типів і високоглиноземистих клінопіроксенів. За морфологією і складом вони суттєво відрізняються від пікроільменітів із кімберлітів і мають інші корінні джерела живлення.

## КОРИННІ ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ ОРЕОЛІВ

### 6.1. ОБЛАСТІ ЖИВЛЕННЯ АЛМАЗОНОСНИХ ТАРАСІВСЬКОГО І ЗЕЛЕНОЯРСЬКОГО ТИТАНО-ЦИРКОНІЄВИХ РОЗСИПІВ

Під час реконструкції областей живлення для теригенних порід різних стратиграфічних горизонтів широко використовують їх літофасціальний склад та палеогеографічні умови утворення. При цьому велике значення надають встановленню асоціацій кластогенних мінералів у відкладах, а також морфологічним, типохімічним та іншим особливостям тих мінералів, за допомогою яких можна визначити петротипи, вік і ймовірні райони розвитку їх материнських порід. До таких мінералів належать, зокрема, монацит і циркон. Вони характерні для гранітоїдів бердичівського, побузького і кіровоградсько-житомирського комплексів південно-західної частини УЩ. Завдяки роботам М.М. Івантишина [100], М.П. Щербака [101—103] та інших дослідників монацит і циркон із цих порід порівняно добре вивчено. На цей час є багато даних щодо морфології кристалів і хімічного складу монациту і циркону, вмісту і складу в них РЗЕ та ізотопів свинцю, вмісту урану і торію. За даними стосовно монациту і циркону із теригенних відкладів і пов'язаних з ними ореолів розсіяння алмазу та його мінералів-супутників можна спрогнозувати місцезнаходження їх корінних джерел і встановити шляхи переміщення продуктів руйнування останніх. З цією метою були вивчені циркон і монацит із Тарасівського й Зеленоярського титано-цирконієвих розсіпів, в яких відомі знахідки алмазів ендегенного та імпактного типів, а також Новофастівського титано-цирконієвого розсіпного прояву, пов'язаних з піщаними відкладами полтавської серії. Хімічний склад монациту визначено за допомогою електронного мікрозонда Camebax-microbeam в ІМГРЕ РАН (Москва), а його ізотопний вік — за допомогою іонного мікрозонда SHRIMP-II у Центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ (Санкт-Петербург). Там же виконано частину аналізів цирконів, але більшість даних щодо складу і віку цирконів із Тарасівського і Зеленоярського розсіпів отримано за допомогою електронного мікрозонда Cameca SX-50 та LAM-ICP MS у відповідних лабораторіях центру GEMOC при Університеті Макуорі та Науково-інженерному центрі CSIRO в Австралії (Сідней).

**Склад і вік монациту із розсіпів.** У Тарасівському розсіпі монацит спостерігається у вигляді дрібних (0,05—0,10, рідко — до 0,15 мм) обкатаних

зерен світло-жовтого і медово-жовтого кольору. Для них характерний помірний і високий вміст  $\text{ThO}_2$  (6—11 %) та змінний, але в цілому низький вміст  $\text{UO}_2$  (0,1—1,5 %),  $\text{CaO}$  (0,6—1,5 %) і  $\text{Y}_2\text{O}_3$  (0,3—2,7 %). Вік монацитів, за відношенням  $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ , варіює в межах 1903—2071 млн років (табл. 6.1). За складом і віком монацити Тарасівського розсипу подібні до монациту із гранітоїдів бердичівського і побузького комплексів [41], поширених на Бердичівському і Вінницькому блоках щита [101]. Гранітоїди саме цих комплексів і передусім їх кори хімічного вивітрювання були основним постачальником монациту в цей розсип.

У Зеленоярському розсипі монацит міститься в знакових кількостях. Це, як правило, дрібні (<0,25 мм) добре обкатані зерна жовтого і медово-жовтого кольору.

У Новофастівському розсипному прояві, який розміщується поблизу східної межі Бердичівського блока, монацит представлений коротко- та видовжено-призматичними кристалами жовтого і медово-жовтого кольору. Розмір їх варіює від 0,1—0,2 до 0,5—0,7 мм. Монацит характеризується помірним вмістом  $\text{ThO}_2$  (4,4—6,8 %), підвищенням або низьким вмістом  $\text{UO}_2$ ,  $\text{CaO}$  і  $\text{Y}_2\text{O}_3$ . Ізотопний вік його 1881—2082 млн років (табл. 6.1). За складом і віком монацит прояву подібний до монацитів із апліто-пегматоїдних гранітів побузького і кіровоградсько-житомирського комплексів.

Таким чином, головними корінними джерелами монациту в полтавські відклади, що поширені на схід від Бердичівського блока, були монацитоносні гранітоїди бердичівського, побузького і кіровоградсько-житомирського комплексів.

**Склад і вік циркону із розсипів.** Циркон у полтавських відкладах має підвищені концентрації, а місцями утворює промислові поклади — Тарасівське, Зеленоярське та інші розсипні родовища.

Роботами В.Л. Гріффіна, О.А. Білоусової, С.Є. Шнюкова та інших дослідників встановлені геохімічні критерії ідентифікації корінних джерел цирконів і запропоновані необхідні для цього технології, індикаторні елементи й діаграми. Як такий критерій С.Є. Шнюков використав пару елементів  $\text{Hf}-\text{Y}$  і виділив 7 груп цирконів залежно від петротипів материнських порід. О.А. Білоусова, В.Л. Гріффіна та інші австралійські вчені [104] поклали в основу ідентифікації цирконів дані щодо вмісту в них елементів-домішок ( $\text{Hf}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Nd}$ ,  $\text{Lu}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ) і розробили дискримінантний алгоритм, який дає змогу визначати за концентраціями та індикаторними відношеннями цих елементів у цирконах такі типи їх материнських порід: кімберліти, карбонатити; ультраосновні породи; основні породи; гранітоїди з  $\text{SiO}_2 < 65 \%$ ; гранітоїди з  $\text{SiO}_2 65-70 \%$ ; гранітоїди з  $\text{SiO}_2 70-75 \%$ .

На цей час вивчено і продатовано 42 індивідуальні зерна циркону із *Тарасівського розсипу* (табл. 6.2; див. додаток, табл. Д.4). Установлено, що в цьому розсипу міститься циркон різного віку — неоархейського, палео-, мезо- і неопротерозойського та фанерозойського. Співвідношення між віковими групами цирконів становить відповідно 16, 38, 33 і 13 %. Якщо наявність у розсипу цирконів неоархейського і палеопротерозойського віку в цілому узгоджується з віком гранітоїдних та інших типів порід у межах



**Р о з д і л 6. Корінні джерела живлення ореолів**

**Ізотопний вік індивідуальних зерен монацитів із Тарасівського (ан. 1—5) і Новофастівського**

Номер аналізу	Вміст, ppm			<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	Ізотопний вік, млн років	
	U	Th	<sup>206</sup> Pb			<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	1597	47859	521	0,22	30,97	2071 ± 69	2024 ± 16
2	1312	57094	422	0,15	44,97	2045 ± 68	2038 ± 18
3	2122	48547	626	0,04	23,64	1903 ± 64	1887 ± 14
4	5790	46056	1820	0,02	8,22	2014 ± 67	2037,8 ± 8
5	3590	65424	1150	0,37	18,83	2034 ± 67	2069 ± 13
6	371	26189	119	1,38	72,91	2020 ± 68	2046 ± 34
7	3562	49803	1110	0,03	14,45	1993 ± 66	2044,9 ± 9
8	561	41484	184	0,04	76,39	2082 ± 70	1993 ± 23
9	7093	47450	2070	0,02	6,91	1881 ± 63	2041,7 ± 6
10	423	32772	125	0,08	80,04	1909 ± 66	1997 ± 27

П р и м і т к а. Pb<sub>c</sub> — частка звичайного свинцю. Помилки на рівні 1σ. Помилка в калібрі-ізотопних дослідженьь ВСЕГЕІ ім. О.П. Карпінського (Санкт-Петербург, Росія).

**Склад та ізотопний вік цирконів із Тарасівського титано-цирконієвого розсипу**

Номер аналізу	Вміст, ppm			<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	Ізотопний вік, млн років	
	U	Th	<sup>206</sup> Pb			<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	24	16	6,19	1,33	0,70	1648 ± 34	1648 ± 120
2	33	23	13,20	0,50	0,73	2471 ± 43	2439 ± 31
3	138	149	31,70	0,43	1,12	1521 ± 26	1552 ± 28
4	133	134	10,50	0,49	1,04	565 ± 11	580 ± 97
5	151	73	24,20	0,52	0,50	1095 ± 19	1034 ± 48
6	177	185	44,10	0,48	1,08	1637 ± 27	1651 ± 24
7	76	61	17,00	0,35	0,83	1487 ± 26	1474 ± 55
8	108	75	26,00	0,65	0,72	1588 ± 27	1575 ± 35
9	180	205	45,40	0,44	1,17	1649 ± 27	1669 ± 22
10	810	425	228	0,08	0,54	1827 ± 27	1827 ± 24
11	854	326	389	0,10	0,39	2738 ± 38	2847 ± 14
12	351	294	155	0,66	0,87	2662 ± 41	2688 ± 27
13	206	239	53,3	1,39	1,20	1669 ± 33	1616 ± 120
14	483	268	124	0,17	0,57	1679 ± 27	1759 ± 48
15	169	156	7,5	—	0,96	327 ± 9	453 ± 73
16	102	19	12,5	0,69	0,19	852 ± 6	962 ± 66
17	80	22	11,1	0,70	0,28	964 ± 9	891 ± 102
18	83	69	13,3	0,06	0,85	1100 ± 8	1053 ± 38
19	97	34	16,8	0,22	0,36	1183 ± 8	1258 ± 36
20	88	40	17,0	0,81	0,47	1292 ± 9	1161 ± 57
21	76	34	15,2	0,28	0,47	1339 ± 11	1297 ± 46
22	73	35	16,1	1,61	0,50	1441 ± 20	1501 ± 65
23	257	163	69,9	0,37	0,66	1769 ± 7	1724 ± 18
24	107	122	30,3	0,03	1,18	1842 ± 10	1868 ± 15
25	241	222	82,7	1,75	0,95	2138 ± 9	2544 ± 24
26	206	119	72,6	—	0,60	2213 ± 9	2177 ± 9
27	210	148	75,1	0,62	0,73	2231 ± 10	2628 ± 10
28	180	74	63,9	0,08	0,43	2232 ± 10	2293 ± 9
29	458	159	174,2	0,05	0,36	2362 ± 7	2654 ± 5
30	178	91	76,9	0,09	0,53	2625 ± 31	2679 ± 14
31	380	198	180,7	0,03	0,54	2837 ± 8	3037 ± 7
32	155	75	74,3	—	0,50	2864 ± 11	2750 ± 7

П р и м і т к а. Pb<sub>c</sub> — частка звичайного свинцю. Помилки на рівні 1σ. Discordant — ВСЕГЕІ ім. О.П. Карпінського (Санкт-Петербург, Росія).

6.1. Области живлення алмазонасних Тарасівського і Зеленоярського титано-цирконієвих розсипів

Таблиця 6.1

(ан. 6—10) розсипів

Discordant	Ізотопні відношення			
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
-2	2,64 ± 3,9	0,1246 ± 0,92	6,51 ± 4,0	0,379 ± 3,9
0	2,68 ± 3,9	0,1256 ± 1	6,47 ± 4,0	0,373 ± 3,9
-1	2,91 ± 3,9	0,11543 ± 0,8	5,47 ± 3,9	0,343 ± 3,9
1	2,73 ± 3,9	0,12563 ± 0,45	6,35 ± 3,9	0,367 ± 3,9
2	2,69 ± 3,9	0,12787 ± 0,74	6,54 ± 3,9	0,371 ± 3,9
1	2,71 ± 3,9	0,1262 ± 1,9	6,4 ± 4,4	0,368 ± 3,9
3	2,76 ± 3,9	0,12614 ± 0,52	6,3 ± 3,9	0,362 ± 3,9
-4	2,62 ± 3,9	0,1225 ± 1,3	6,44 ± 4,1	0,381 ± 3,9
9	2,95 ± 3,9	0,12591 ± 0,38	5,88 ± 3,9	0,339 ± 3,9
5	2,9 ± 4,0	0,1228 ± 1,5	5,84 ± 4,3	0,345 ± 4,0

ровці стандарту становить 1,37 %. Discordant — дискордантність. Аналізи виконані в Центрі

Таблиця 6.2

Discordant	Ізотопні відношення				Похибка кореляції
	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
0	3,434 ± 2,4	0,1013 ± 6,2	4,07 ± 6,6	0,2912 ± 2,4	0,357
-1	2,14 ± 2,1	0,1584 ± 1,8	10,21 ± 2,8	0,4672 ± 2,1	0,755
2	3,758 ± 1,9	0,0962 ± 1,5	3,53 ± 2,4	0,2661 ± 1,9	0,786
3	10,92 ± 2,0	0,0594 ± 4,5	0,749 ± 4,9	0,0916 ± 2,0	0,403
-6	5,4 ± 1,9	0,0737 ± 2,4	1,883 ± 3,1	0,1852 ± 1,9	0,628
1	3,458 ± 1,9	0,1015 ± 1,3	4,045 ± 2,3	0,2892 ± 1,9	0,825
-1	3,854 ± 2,0	0,0923 ± 2,9	3,3 ± 3,5	0,2595 ± 2,0	0,564
-1	3,58 ± 1,9	0,0974 ± 1,9	3,75 ± 2,7	0,2793 ± 1,9	0,714
1	3,431 ± 1,9	0,1025 ± 1,2	4,118 ± 2,2	0,2915 ± 1,9	0,842
0	3,051 ± 1,7	0,1117 ± 1,3	5,05 ± 2,2	0,3277 ± 1,7	0,796
4	1,889 ± 1,7	0,2025 ± 0,87	14,78 ± 1,9	0,5291 ± 1,7	0,889
1	1,951 ± 1,9	0,1838 ± 1,6	12,96 ± 2,5	0,5113 ± 1,9	0,751
-3	3,375 ± 2,3	0,0996 ± 6,2	4,06 ± 6,6	0,2956 ± 2,3	0,342
5	3,359 ± 1,8	0,1076 ± 2,6	4,41 ± 3,2	0,2976 ± 1,8	0,575
38	19,199 ± 2,7	0,0560 ± 3,3	0,40 ± 4,3	0,0521 ± 2,7	0,634
13	7,078 ± 0,8	0,0712 ± 3,2	1,39 ± 3,3	0,1413 ± 0,8	0,244
-8	6,202 ± 1,0	0,0687 ± 4,9	1,53 ± 5,0	0,1612 ± 1,0	0,201
-4	5,373 ± 0,7	0,0744 ± 1,9	1,91 ± 2,0	0,1861 ± 0,7	0,370
6	4,965 ± 0,7	0,0825 ± 1,8	2,29 ± 2,0	0,2014 ± 0,7	0,358
-10	4,506 ± 0,7	0,0786 ± 2,9	2,40 ± 3,0	0,2219 ± 0,7	0,244
-3	4,330 ± 0,9	0,0842 ± 2,4	2,68 ± 2,5	0,2309 ± 0,9	0,350
4	3,991 ± 1,6	0,0937 ± 3,4	3,24 ± 3,8	0,2506 ± 1,6	0,419
-3	3,167 ± 0,5	0,1056 ± 1,0	4,59 ± 1,1	0,3157 ± 0,5	0,451
1	3,023 ± 0,6	0,1143 ± 0,8	5,21 ± 1,0	0,3308 ± 0,6	0,584
19	2,543 ± 0,5	0,1686 ± 1,4	9,14 ± 1,5	0,3933 ± 0,5	0,328
-2	2,442 ± 0,5	0,1360 ± 0,5	7,68 ± 0,7	0,4096 ± 0,5	0,701
18	2,418 ± 0,5	0,1773 ± 0,6	10,11 ± 0,8	0,4135 ± 0,5	0,641
3	2,416 ± 0,5	0,1455 ± 0,5	8,30 ± 0,8	0,4138 ± 0,5	0,695
12	2,260 ± 0,4	0,1801 ± 0,3	10,99 ± 0,5	0,4425 ± 0,4	0,763
2	1,990 ± 1,4	0,1829 ± 0,8	12,67 ± 1,7	0,5026 ± 1,4	0,869
7	1,808 ± 0,4	0,2278 ± 0,4	17,37 ± 0,6	0,5530 ± 0,4	0,634
-4	1,788 ± 0,5	0,1909 ± 0,4	17,42 ± 0,6	0,5592 ± 0,5	0,736

дискордантність. Аналізи виконані методом SHRIMP в Центрі ізотопних досліджень

Бердичівського підняття УЩ — основної області живлення розсипу, то велику кількість в ній цирконів мезо- і неопротерозойського та фанерозойського віку (в сумі понад 45 %) переконливо пояснити важко, оскільки корінні джерела цього віку в області живлення не відомі. Можна лише припускати, що такими джерелами були невеликі жильні або штокоподібні тіла, які не вдалося виявити під час проведення геологознімальних і пошукових робіт у попередні роки. Встановлення таких “молодих” за віком цирконів у цьому розсипу свідчить про тектономагматичну активізацію південно-західної частини УЩ у мезо- і неопротерозої та у фанерозої, з якою можуть бути пов’язані прояви кімберлітового магматизму.

Результати датування цирконів із Тарасівського розсипу дали змогу дійти таких висновків.

1. Джерелом цирконів віком 2710—2860 млн років могли бути чарнокітоїди (діорити, гранодіорити, плагіограніти) літинського комплексу, циркони з яких мають вік близько 2800 млн років [102, 103]. Ці породи значно поширені в межах Вінницького блока, де утворюють Літинський та інші куполи і невеликі масиви.

Одним з найімовірних корінних джерел цирконів віком 2625—2662 млн років є гранодіорити, плагіограніти і плагіомігматити тетіївського комплексу, ізотопний вік циркону з яких становить 2590—2660 млн років [102]. Ці гранітоїди поширені здебільшого у південно-західній частині Рось-Тікицького мегаблока (верхів’я р. Рось).

2. Розсипні циркони палеопротерозойського віку поділяють на чотири групи. Циркони першої групи віком від 2360 до 2470 млн років мають помірний вміст U і Th. Найближчі до них циркони віком 2200—2530 млн років відомі у гранат-біотитових плагіогнейсах і мігматитах березнинської товщі, ксеноліти яких часто спостерігаються в гранітах бердичівського комплексу [101]. Частина цирконів першої групи могла надходити в Тарасівський розсип із апліто-пегматоїдних гранітів побузького комплексу, циркони з яких мають вік 2300—2500 млн років.

Корінними джерелами цирконів другої групи віком 2130—2230 млн років, помірно збагачених U і Th, були граніти, мігматити і сингенетичні їм пегматити бердичівського комплексу, в яких є циркони віком 2100—2230 млн років.

Вік цирконів третьої групи 1770—1890 млн років. Материнськими породами для них були, можливо, граніти кіровоградсько-житомирського комплексу, які значно поширені в межах Бердичівського блока і західної частини Рось-Тікицького мегаблока УЩ.

Циркони четвертої групи віком 1630—1670 млн років виділяються серед інших цирконів низьким вмістом U і Th та високим вмістом Yb (970 г/т) і Lu (160 г/т). За геохімічними особливостями вони подібні до циркону із гранітоїдів, багатих на SiO<sub>2</sub> (70—75 %). Такими були, певно, ще не виявлені на півночі Подільського мегаблока апліто-пегматоїдні граніти жильного типу.

3. Серед цирконів виявлено значну кількість (понад 30 % від продатованих U-Pb методом) індивідів мезо- і неопротерозойського віку — від 1520—1590 до 550—560 млн років. Більшість з них мають низький вміст U (до 100 г/т) і Th (20—40, іноді до 70 г/т), що вказує на їх походження з порід основного складу. Проте в межах північної частини Подільського мега-

блока і південно-західної частини Рось-Тікицького мегаблока основні породи мезопротерозойського віку не відомі. Вони утворюють Верхньобузьке поле дайок сублужних габро-діабазів (К-Аг вік 1400—1500 млн років). За даними статті [105], ці габро-діабазид містять дуже мало Zr (142—197 г/т) і через малі розміри тіл не могли бути потужним джерелом циркону. Тому швидше за все в області живлення розсипу є інші, ще не виявлені тіла основних і кислих порід мезо- і неопротерозойського віку.

4. З продатованих цирконів понад 10 % мають фанерозойський вік — від 124 до 450 млн років. За складом їх можна поділити на дві групи. Для цирконів першої групи характерний помірний або високий вміст U (450—650 г/т) і Th (250—800 г/т), для другої — низький. Це свідчить, що вони мають різні корінні джерела — відповідно основні породи і гранітоїди. Проте такі породи фанерозойського віку в області живлення розсипу не встановлені.

*Зеленоярський розсип* розміщується у південно-західній частині Рось-Тікицького мегаблока, у безпосередній близькості до основної області живлення — Бердичівського і Вінницького блоків УЩ. На відміну від Тарасівського розсипу прибережно-морського типу, Зеленоярський розсип належить до алювіального типу. Перший пов'язаний з піщаними відкладами середнього, другий — з відкладами верхнього горизонту полтавської серії. Тарасівський розсип і вмісні піски формувалися переважно внаслідок перевідкладення продуктів площинних кір хімічного вивітрювання різних за складом і походженням порід Бердичівського і Вінницького блоків УЩ та частково палеогенових осадових порід. Зеленоярський розсип утворився в результаті перемивання й перевідкладення місцевих пісків середнього горизонту полтавської серії і майже без привнесення продуктів безпосереднього розмиву кір хімічного вивітрювання. Циркони цього розсипу відзначаються високим ступенем механічного зносу. Із продатованих U-Pb методом 35 зерен циркону (див. додаток, табл. Д.4) 14 % — неоархейського віку, 50 % — палеопротерозойського, 33 % — мезо- і неопротерозойського, 3 % — фанерозойського [40].

У Зеленоярському розсипу співвідношення цирконів неоархейського, мезо- і неопротерозойського віку такі самі, як і в Тарасівському розсипу. Цирконів же палеопротерозойського віку в Зеленоярському розсипу значно більше, а фанерозойського віку значно менше, ніж у Тарасівському.

Серед неоархейських цирконів переважають бідні на торій та уран різновиди з підвищеним вмістом Hf (1,2—1,5 %), Yb (180—400 г/т) і Lu (20—50 г/т), які властиві гранітоїдам з вмістом SiO<sub>2</sub> < 65 %. Вік цирконів 2600—2720 млн років. Материнськими породами більшості з них були гранітоїди і плагіомігматити тетіївського комплексу, які поширені у верхів'ї р. Рось.

Циркони палеопротерозойського віку в розсипу становлять майже 50 % від вивчених. Їх вік варіює від 2240 до 1640 млн років і для більшості індикаторів становить 1700—1900 млн років. Основним корінним джерелом цирконів були граніти кіровоградсько-житомирського комплексу. Розсипні циркони віком 2100—2240 млн років бідні на U (30—50 г/т) і Th (28—40 г/т) та дещо збагачені на Yb (160—400 г/т) і Lu (20—50 г/т). За особливостями складу вони подібні до цирконів із гранітоїдів з вмістом SiO<sub>2</sub> < 65 %, зокрема із гранітів і мігматитів бердичівського комплексу та діоритів, грано-

діоритів і плагіогранітів (“собітів”) гайсинського комплексу, найпоширеніших у південно-східній частині Бердичівського блока.

Циркони віком 1638—1664 млн років містять у помірних кількостях U (135—210 г/т) і Th (80—200 г/т) та в значних кількостях Yb (530—1060 г/т) і Lu (70—130 г/т). Крім того, вони дещо збагачені на  $Y_2O_3$  (0,10—0,30 %). За геохімічними критеріями, які запропонували В.Л. Гріффін та О.А. Білоусова, материнськими для таких цирконів були породи з вмістом  $SiO_2$  70—75 %, швидше за все апліто-пегматоїдні граніти або пегматити.

Циркони мезо- і неопротерозойського віку в розсіпу представлені досить широко. Виділено три їх вікові групи: 1530—1600, 1425, 940—1150 млн років. Кількісно переважає третя вікова група. Всі циркони характеризуються низьким вмістом U (20—180 г/т) і Th (10—120 г/т) та підвищеним вмістом Yb (160—800 г/т) і Lu (25—90 г/т). З огляду на геохімічні особливості цирконів, вони здебільшого надходили з порід середнього ( $SiO_2 < 65$  %) і основного складу. Такі породи мезо- і неопротерозойського віку в межах Бердичівського і Вінницького блоків та прилеглої до них південно-західної частини Рось-Тікицького мегаблока невідомі. Винятком є сублужні габродіабази Верхньобузького дайкового поля віком 1400—1500 млн років.

Висока частота знаходження цирконів мезо- і неопротерозойського віку як в Тарасівському, так і в Зеленоярському розсіпу свідчить про те, що основні й кислі породи цього віку значно поширені у південно-західній частині УЩ і їх пошукам необхідно приділяти належну увагу.

Циркони фанерозойського віку рідко трапляються у Зеленоярському розсіпу. Із 36 продатованих зразків лише один виявився юрським (194 млн років). Він має низький вміст  $HfO_2$  (0,86 %), U (64 г/т) і Th (60 г/т) та підвищений — Yb (330 г/т) і Lu (50 г/т). За геохімічними ознаками материнськими для нього були основні породи. Проте прояви основного магматизму мезозойського віку в південно-західній частині УЩ поки що не встановлені.

З наведених даних можна зробити такі загальні висновки. Вивчення складу і віку монациту і циркону із Тарасівського та Зеленоярського алмазносних титано-цирконієвих розсіпів підтвердило раніше зроблені палеогеографічні реконструкції, згідно з якими областю живлення цих розсіпів були головним чином Бердичівський і Вінницький блоки УЩ, що входять до складу північної частини Подільського мегаблока.

Основними джерелами монациту і циркону в Тарасівській і Зеленоярській розсіпи є гранітоїди бердичівського, побузького і кіровоградсько-житомирського комплексів. Допоміжними постачальниками циркону під час формування цих розсіпів були чарнокітоїди літинського, плагіограніти тетіївського і собіти гайсинського комплексів, а також гнейси і мігматити березнинської товщі.

У постачанні циркону для утворення Тарасівського і Зеленоярського розсіпів важливу роль відігравали кислі, середні та основні породи мезо- і неопротерозойського та фанерозойського віку, які поки що не відомі у північній частині Подільського і південно-західній частині Рось-Тікицького мегаблоків.

Циркони і монацити в переважній більшості надходили в Тарасівській і Зеленоярській розсіпи з кір хімічного вивітрювання кислих і меншою мірою основних порід. Гіпергенні процеси сприяли вивільненню цих мінералів.



## 6.2. РЕАЛЬНІ ТА ЙМОВІРНІ КОРИННІ ДЖЕРЕЛА АЛМАЗІВ І ЇХ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ

Вивчення алмазів та їх супутників традиційними і сучасними прецизійними методами дало змогу встановити їх належність до декількох генетичних типів. Переважна більшість з них мають кімберлітові корінні джерела. Для незначної частини алмазів такими є імпаکتити. Ю.О. Полканов, Г.К. Єременко та Е.О. Вітриченко вважають, що в теригенних відкладах цієї та інших ділянок УЩ містяться космогенні алмази, джерелом яких були метеорити [106]. Специфічні зелені алмази “дністровського” типу надходили, ймовірно, з кімберлітів або лампрофірів.

### 6.2.1. Корінні джерела алмазів імпактного типу

Імпактні алмази відомі в Зеленоярському і Тарасівському титаноцирконієвих розсипах, пов'язаних з відкладами полтавської серії. Вони становлять до 4 % загальної кількості алмазів, вилучених з цих розсипів. Крім того, окремі знахідки їх є в четвертинному алювії р. Сібок (південно-східна частина Бердичівського блока), у буцацькому алювії поблизу смт Ружин (східний край Бердичівського блока) та інших місцях. Питання про корінні джерела імпактних алмазів можна вважати вирішеним. Як і прогнозував Ю.О. Полканов [16], материнськими для них були імпактні породи метеоритних кратерів. Дві такі структури розміщуються на південному сході Бердичівського блока — Білилівська (Західна) та Іллінецька [19—22].

*Білилівська структура* на сучасному ерозійному зрізі є воронкою діаметром понад 3 км і завглибшки до 350 м. Структура вивопнена аlogenними брекчіями потужністю до 150—180 м, у верхній частині — імпактитами потужністю від 50 до 110 м. Імпаکتити представлені туфоподібними (зювіти) і лавоподібними (тагаміти) склуватими породами, які містять значну кількість уламків гранітоїдів та їх мінералів з ознаками ударного метаморфізму і локального плавлення. В зювітах і тагамітах встановлено дрібні (здебільшого менші за 0,5 мм) алмази пластинчастого обрису [107]. Це переважно уламки пінакоїдальних кристалів шести-, п'яти- і чотирикутної форми. Є також майже ідеальні гексагональні кристали (часто це параморфози по графіту). Рентгенівськими методами в них виділені три кристалічні фази — алмаз, лонсдейліт і графіт. Ці алмази мають значну дефектність і високу концентрацію парамагнітних центрів типу розірваних зв'язків. В ультрафіолетових променях вони люмінесціюють жовтим, оранжевим і червоно-оранжевим кольорами різної інтенсивності. Алмаз із Білилівської структури за багатьма ознаками подібний до алмазу із імпактитів Попігайського метеоритного кратера (Росія) і кратера Рис (Німеччина), а також до синтетичного алмазу, отриманого в результаті вибуху.

За даними А.А. Вальтера та співавт. [20], вміст імпактних алмазів у Білилівській структурі становить в середньому 2 кар/т у зювітах і 5 кар/т у тагамітах; загальна кількість алмазів перевищує  $10^9$  кар при 80 млн т імпактних порід. Як відомо, у кратерну западину потрапляє лише 10 % алмазів, а



90 % їх міститься у закратерних викидах імпаکتитів. Оскільки в Білилівській структурі закратерні імпаکتити повністю еродовані, в теригенні відклади прилеглої території мала надійти величезна кількість імпактних алмазів і в сприятливих умовах утворити їх ореоли і розсипи. Враховуючи розміщення структури на східному схилі Бердичівського підняття УЩ, вважаємо, що алмазоносні продукти її руйнування зносились до Дніпровсько-Донецької западини у континентальні та морські басейни седиментації, які існували в межах схилу УЩ. Палеогеографічна обстановка під час формування Тарасівського і Зеленоярського титано-цирконієвих розсипів була такою, що продукти руйнування імпаکتитів Білилівської структури в них не могли потрапляти.

Діаметр *Іллінецької структури* на сучасному ерозійному зрізі 3,2 км. В її зювітах і тагамітах середній вміст алмазів становить відповідно 0,01 і 0,05 кар/т, загальну їх кількість оцінено в  $10^4$ — $10^5$  кар у 250 млн т імпаکتитів [20]. Саме ця структура була одним із основних джерел надходження імпактного алмазу в Тарасівський і Зеленоярський титано-цирконієві розсипи.

### **6.2.2. Імовірні корінні джерела алмазу і його супутників для ореолів західної частини щита**

Найдавнішим колектором мінералів-супутників алмазу в південно-західній частині УЩ є піщано-глинисті відклади озерно-кратерної фації верхнього силуру—нижнього девону *Іллінецької астроблеми*. За даними С.М. Цимбала [19], в них встановлено малохромисті піропи світло-червоного і рожевого кольору лерцолітового і вебстеритового парагенезису розміром до 0,5 мм. Їх знахідки свідчать про досилурійський вік кімберлітів, наявність яких прогнозують у північній частині Подільського мегаблока. Піропи і пікроільменіти знайдені також у відкладах алювіальної фації середньоюрського віку поблизу м. Радомишль. У великій кількості (до 500 знаків на 20 л) мінерали-супутники алмазу діагностовано в русловому і заплавному алювії бучацької світи середнього палеогену. Цей алювій зберігся від ерозії на окремих ділянках похованої палеодолини, яка знаходиться на території Бердичівського блока. Із супутників алмазу в бучацьких відкладах найпоширенішими є піропи і хромшпінеліди. Розмір їх здебільшого не перевищує 0,5 мм, поверхня зерен кородрована гіпергенними процесами і не має ознак механічного зносу. Особливості морфології та хімічного складу цих мінералів вказують на їх надходження з місцевих джерел кімберлітового типу. Супутники алмазу асоціюють із типоморфними мінералами гранітоїдів бердичівського комплексу, в яких вироблена бучацька палеодолина.

Першим проміжним колектором алмазу на цій території вважають піщані відклади полтавської серії і пов'язані з ними Зеленоярський і Тарасівський титано-цирконієві розсипи. Всі алмази в них представлені кристалами октаедричного, ромбодокедричного і кубічного габітусу розміром менш як 0,4 мм. Кристали кубічного габітусу переважають над октаедрами і ромбодокедрами. Більшість кубічних і частина октаедричних кристалів люмінесціюють в ультрафіолетових променях червонувато-оранжевим кольором. Серед октаєдрів дуже мало таких, які люмінесціюють блакитним і

зеленуватим кольором. ІЧ-спектри алмазів також специфічні. Серед алмазів виявлено багато безазотних різновидів типу Іа і алмазів з центрами С, Е, Х та ін. За багатьма ознаками алмази із цих титано-цирконієвих розсипів суттєво відрізняються від алмазів із конгломератів і пісковиків білоковицької світи. На цій підставі можна зробити висновок, що алмази надходили із корінних джерел, які виокремлюються не лише просторово, а й за іншими особливостями. Проте в обох випадках вони належать до сімейства кімберлітів. Крім того, в Зеленоярському і Тарасівському розсипах у підвищеній кількості встановлені імпактні алмази, корінним джерелом яких була Іллінецька астроблема.

Під час формування Зеленоярського і Тарасівського розсипів теригенний матеріал переносився по ерозійному пониженню, яке успадкувало бучацьку Любар-Філіопіль-Бруслинівську палеодолину, тобто область живлення для цих розсипів і бучацьких відкладів була однією й тією самою. Межа її проходила по південно-західному схилу Бердичівського і північно-східному схилу Вінниця-Літин-Любарського підняття фундаменту. Ця сама область живлення існувала і під час утворення середньосарматських морських відкладів, але вона була нахилена на південний захід, до Передкарпатської та Причорноморської западин. Сарматські відклади формувалися з продуктів розмиву кір вивітрювання, площинно поширених на породах докембрійського фундаменту в межах Бердичівського і частково Вінницького та Старокостянтинівського блоків. Алмаз у цих відкладах достовірно не встановлено, але піроп та інші супутники спостерігаються постійно і в значних кількостях. За морфологією і хімічним складом останні подібні до однойменних мінералів із бучацьких відкладів Любар-Філіопіль-Бруслинівської палеодолини.

У балтських відкладах алювіальної і дельтової фацій із південно-західної частини УЩ, сформованих головним чином з продуктів розмиву і перевідкладення місцевих морських відкладів сарматського віку, відомо декілька дрібних алмазів і контрастні ореоли їх супутників. Ці алмази у більшості подібні до таких із Зеленоярського розсипу. Іноді з ними асоціюють зелені алмази дністровського типу. Характерні для названого розсипу імпактні алмази в балтських відкладах поки що не ідентифіковані, хоча є певні підстави очікувати їх тут. Поява алмазів дністровського типу свідчить про виведення на добалтський зріз їх корінних джерел дещо специфічного складу. Алмази дністровського типу містять слабоагрегований азот і належать до спектрального типу Іаb. В ІЧ-спектрах їх проявлена інтенсивна смуга поглинання С-центру з частотою  $1135\text{ см}^{-1}$  та ряд смуг, за які відповідають Е-центри невстановленої природи. Крім того, є смуги поглинання на ділянці валентних коливань груп  $\text{CH}_2$ ,  $\text{CH}_3$ ,  $\text{OH}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  тощо. Вказані особливості азотних і домішкових дефектів структури алмазів дністровського типу свідчать про те, що корінними джерелами їх є земні породи. Певну подібність вони мають з алмазами із гранатових піроксенітів, еклогітів і метасоматитів Кокчетавського масиву в Казахстані, з алмазами із дайок мінерали в Канаді та з алмазами з деяких ксенолітів дистенових еклогітів у кімберлітах Якутії.

Отже, наявні дані щодо кристаломорфології, фотолюмінесценції та спектроскопічних властивостей алмазів із теригенних відкладів південно-західної частини УЩ вказують на те, що більшість їх походять з кімберлітів. Це в цілому узгоджується з результатами вивчення супутників алмазу із місцевих різновікових ореолів. Серед піропів переважають малоглибинні різновиди лерцолітового і піроксенітового типів та повністю відсутні високохромисті низькокальцієві піропи дуніт-гарцбургітового типу алмаз-піропової фації. Піроп-альмандини еклогітового парагенезису за складом і оптико-спектроскопічними характеристиками здебільшого відповідають таким із магнезійних і магнезійно-залізистих еклогітів. Збагачені гросуляровим компонентом різновиди їх належать до глиноземистих еклогітів. Деякі гранати піроп-альмандинового і гросуляр-піроп-альмандинового складу еклогітового типу мають підвищений вміст  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  і хромофорних центрів  $\text{Fe}_{\text{VIII}}^{2+} - \text{Ti}_{\text{VI}}^{4+}$ , що характерно для алмазовмісних еклогітів.

Значний (до 30 %) вміст у ореолах гранатів еклогітового парагенезису і “свіжість” їх зерен засвідчують наявність у цьому районі потужного шару еклогітів. Як відомо, з еклогітами часто асоціюють еклогітоподібні породи і грануліти мафітового складу. Ці високометаморфізовані породи просторово пов’язані на щитах з ділянками потовщеної земної кори. У південно-західній частині УЩ земна кора потужністю 50—55 км установлена ГСЗ уздовж VI профілю на ділянці Немирів—Вінниця—Хмельник—Шепетівка [99]. Вона в цілому збігається із зоною Хмельницького мантійного розлому. В її межах зосереджені ореоли мінералів-супутників алмазу в бучацьких і сарматських відкладах, які сформовані продуктами руйнування місцевих кімберлітів. З огляду на глибокий (до 20—30 км) ерозійний зріз щита в цьому районі [71], очікувані кімберліти будуть представлені швидше за все дайками. Не виключена також наявність тут локальних ерозійних вікон, де на сучасній поверхні фундаменту “відслонюються” верхньомантіїні породи — піропові перидотити та еклогіти. За віком кімберліти найімовірніше є неопротерозойськими і пов’язані з тектономагматичною активізацією Хмельницького мантійного розлому вже після утворення дайок сублужних габродіабазів Верхньобузького поля близько 1450 млн років тому. Про молоді активізацію південно-західної частини УЩ свідчать знахідки у Зеленоярському і Тарасівському розсипах кластогенних цирконів віком 1441, 1339, 1292, 1195—1157, 1136—1100, 1094—938 та 329—124 млн років. За геохімічними особливостями циркони походять із ще не виявлених порід ультраосновного, основного і середнього складу, які можна очікувати в Хмельницькій зоні розломів та у вузлах перетину її з Яблунівсько-Білокоровицькою і Хмельницькою зонами розломів.

### 6.3. КОРИННІ ДЖЕРЕЛА НАДХОДЖЕННЯ ХРОМШПІНЕЛІДІВ В ОРЕОЛИ

Хромшпінеліди належать до найважливіших супутників алмазу та індикаторних мінералів кімберлітів. В останніх вони спостерігаються в основній масі і є власне кімберлітовими мінералами або ж є ксенокристали, які

потрапили в кімберліти в результаті дезінтеграції верхньомантійних хромшпінельвмісних перидотитів. Хромшпінеліди обох цих типів порівняно добре вивчені, і для кожного з них встановлені типоморфні ознаки морфології, хімічного складу та фізичних властивостей. На підставі цих ознак проведено ідентифікацію хромшпінелідів із ореолів розсіяння в теригенних відкладах і встановлення їх корінних джерел живлення. Слід наголосити, що джерелом хромшпінелідів в ореоли поряд з кімберлітами були ультраосновні та меншою мірою основні породи докембрійського віку різних формаційних типів.

У південно-західній частині УЩ основні породи поширені дуже обмежено. Винятком є лише Верхньобузьке дайкове поле, де на площі понад 30 км<sup>2</sup> відомо декілька тіл неметаморфізованих сублужних габро-діабазів і окремі тіла метаморфізованих габроїдів протерозойського віку. Дайки метаморфізованих діабазів мезопротерозойського віку простежуються також у північній частині Старокостянтинівського блока, південніше і західніше м. Любар. Проте основні породи названих ділянок не несуть хромшпінелідів.

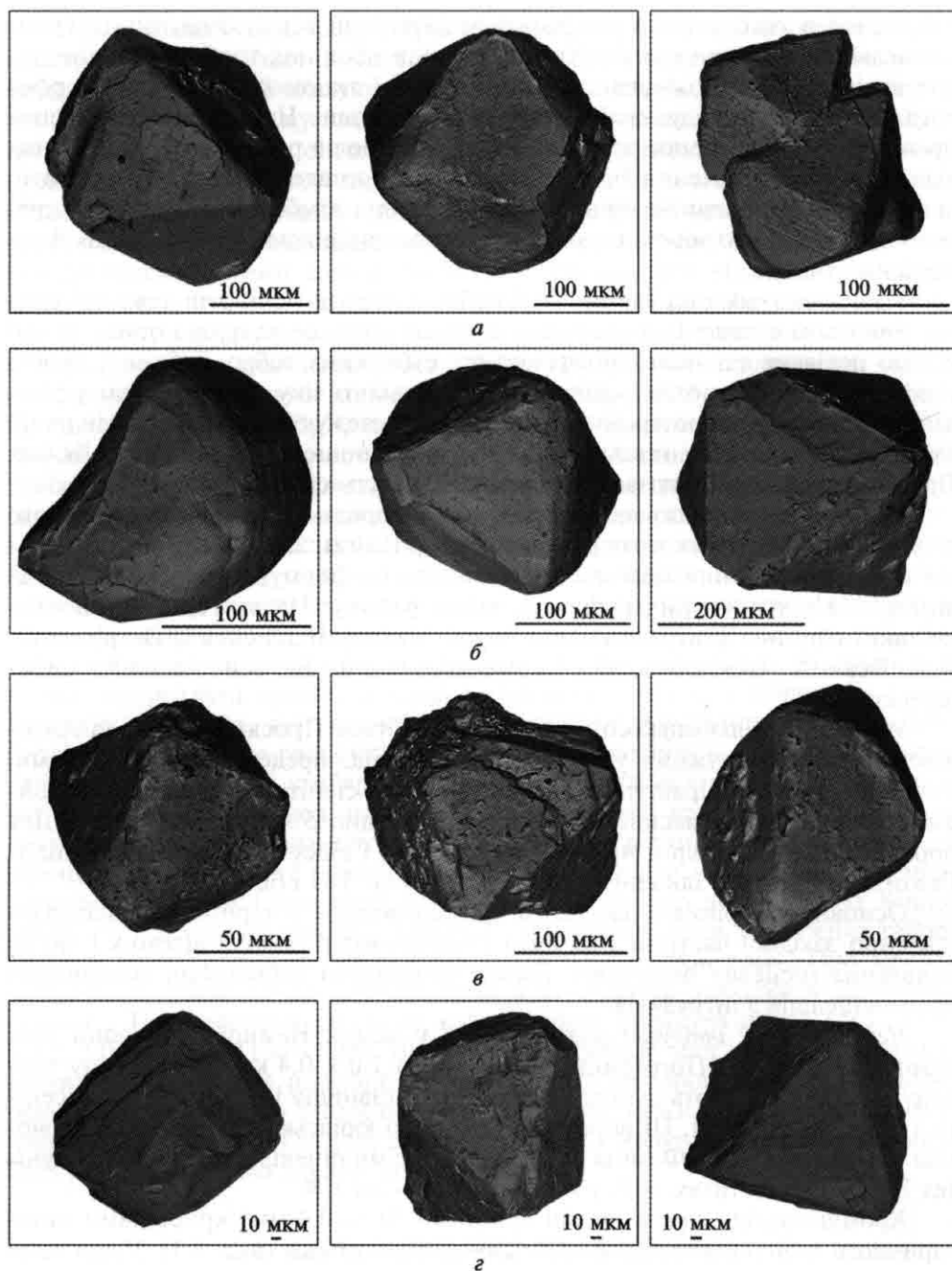
Дещо більше поширені ультраосновні породи палеопротерозойського віку. Їх тіла мають, як правило, невеликі розміри, але вміст хромшпінелідів у них підвищений, що значно впливало на формування ореолів хромшпінелідів у теригенних відкладах цього району. На сьогодні встановлено такі інтрузиви ультраосновних порід: Малокутищенський, Острозький, Жданівський, Немирівський, Кармалюківський, Багриновецький, Сабарівський.

У межах Хмельницького блока розміщуються Проскурівський та Антонівський масиви лужних ультраосновних порід, представлених йолітами, мельтейгітами, якупірангітами і нефеліновими сієнітами палеопротерозойського віку. Розмір масивів становить відповідно 5 × 3 і 2,2 × 1,2 км. Для порід масивів характерні низький вміст Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> і відсутність хромшпінелідів. Разом з тим в них є ільменіт з вмістом MnO до 5 % і більше.

Основним корінним джерелом хромшпінелідів у теригенних відкладах південно-західної частини УЩ були ультраосновні породи відомих і ще не виявлених місцевих інтрузивів. Нижче розглянуто типохімічні особливості хромшпінелідів з інтрузивів.

*Чепіжинський інтрузив* розміщується у межах Немирівської зони розломів, поблизу смт Погребище. Розмір його 1,0 × 0,4 км. Центральну частину масиву складають дуніти і перидотити, північну і західну — піроксеніти і габро-амфіболіти. Ці породи належать до юрівського комплексу неоархею. За даними О.Б. Фоміна [106], вміст хромшпінелідів становить у дунітах 7 %, у перидотитах — 2, у піроксенітах — до 1 %.

Хромшпінеліди представлені дрібними (0,1—0,4 мм) кристалами октаедричного габітусу з гострими ребрами та вершинами (рис. 6.1). Рідко вони утворюють включення в олівіні. Хромшпінеліди мають помірну хромистість (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 40—47 %), високу залізистість (FeO 25—28 %; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11—18 %), низькі глиноземистість і магнезійність (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7—12, MgO 3—5 %) (див. додаток, табл. Д.5; рис. 5.11). Особливості складу вказують на те, що хромшпінеліди кристалізувались у земній корі з ультраосновних розплавів.



**Рис. 6.1.** Морфологія кристалів хромшпінеліду із слюдястих ультрабазитів південно-західної частини Українського щита.

*Інтрузиви:* *а* – Малоострозький, *б* – Кармалюківський, *в* – Немирівський, *г* – Чепіжинський



*Кармалюківський інтрузив* знаходиться західніше Літинського купола. За геофізичними даними, його розмір  $1,5 \times 0,25$  км. Масив складений серпентинізованими лерцолітами і дунітами з підвищеним вмістом хромшпінелідів (3—4 кг/т). Серед останніх переважають кристали октаедричного габітусу розміром від 0,05 до 0,4 мм і рідко трапляються зерна неправильної форми (див. рис. 6.1). За складом їх поділяють на дві групи (див. табл. Д.5, рис. 5.11).

До першої з них віднесені високохромісті ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  54,9 %) і високомагнезійні ( $\text{MgO}$  10,8 %) хроміти з помірним вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,7 %) і низьким —  $\text{FeO}$  (15,8 %). У них майже відсутні  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  і  $\text{TiO}_2$ . Ці хроміти подібні до хромітів із ксенолітів перидотитів у кімберлітах і лампроїтах. Наявність їх в ультраосновних породах Кармалюківського масиву свідчить про велику глибинність генерування вихідного для них розплаву.

Другу групу складають низькомагнезійні ( $\text{MgO}$  4—9 %) хромшпінеліди змінного складу. Виділяють два їх різновиди. Один представлений високохромістим хромітом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  49—59 %) з підвищеним вмістом  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (22—29 %) і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (7—17 %), низьким —  $\text{TiO}_2$  (менше 0,5 %). Другий різновид — помірнохромістий ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  33—41 %) і високозалістий ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  32—45 %) хромшпінелід з підвищеним вмістом  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13—26 %) і  $\text{TiO}_2$  (до 1,2 %). За складом він відповідає залістим різновидам хромпикотиту і алюмохроміту. Хромшпінеліди цієї групи утворилися в корових умовах.

*Багриновецький масив* розміщується поблизу Кармалюківського інтрузиву. За геофізичними даними, розмір його  $2,0 \times 0,5$  км. У корі вивітрювання ультраосновних порід виявлено хромшпінеліди у вигляді кристалів октаедричного габітусу розміром 0,25—0,45 мм. За складом виділено дві групи — високомагнезійні та низькомагнезійні (див. табл. Д.5, рис. 5.11). Співвідношення між ними становить 1 : 4.

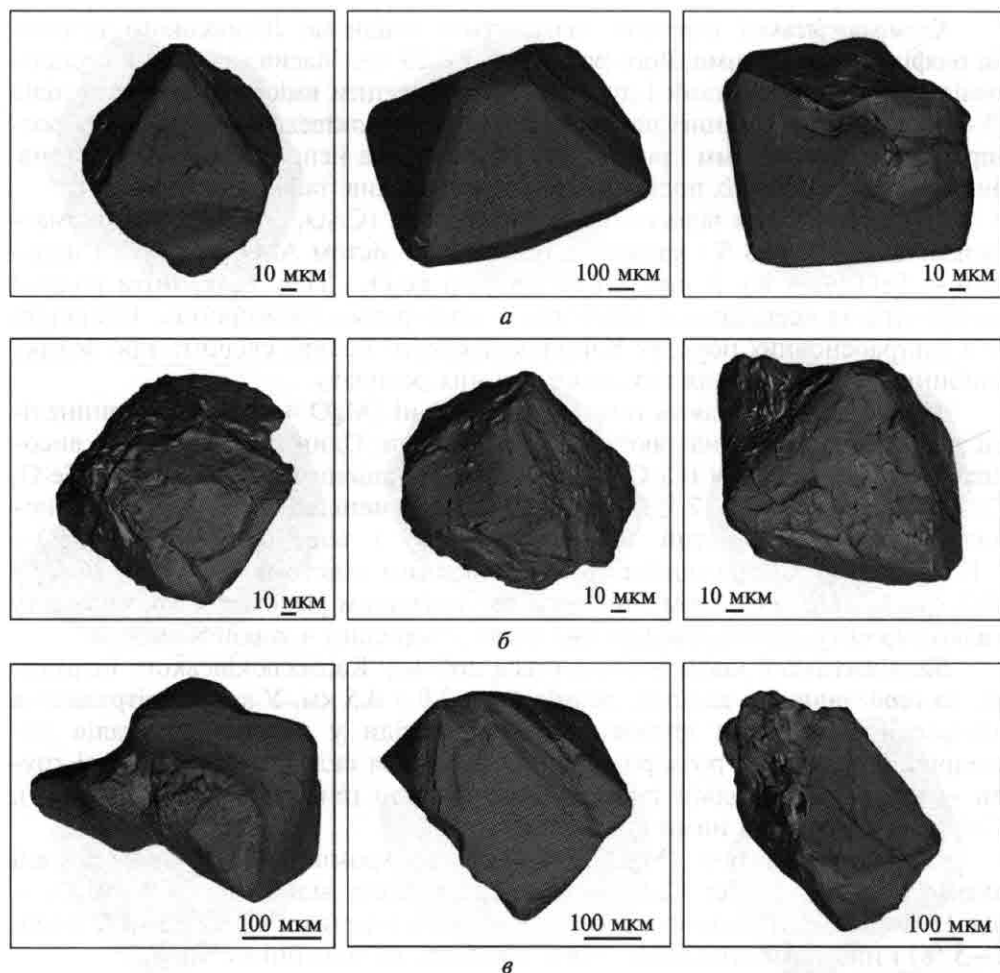
Високомагнезійні ( $\text{MgO}$  10,9—12,7 %) хромшпінеліди представлені алюмохромітами, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в яких коливається від 47 до 53 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — від 13 до 22 %. Ці алюмохроміти є низькозалістими ( $\text{FeO}$  15—17,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2—5 %) і низькотитанистими. Вони належать до мантійного типу.

Низькомагнезійні ( $\text{MgO}$  5—10 %) хромшпінеліди представлені високохромістим хромітом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  53—58 %) і помірнохромістим алюмохромітом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 36—39 %), з підвищеним вмістом  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (відповідно 24—30 та 35—39 %). Хромшпінеліди такого складу утворилися в корових умовах.

*Малоострозький інтрузив* знаходиться в центральній частині Бердичівського блока. Його розмір  $340 \times 150$  м. Він складений серпентинізованими дунітами і частково гарцбургітами з підвищеним вмістом флогопіту. Хромшпінеліди спостерігаються у кількості 1—3 %. Це переважно правильні кристали октаедричного габітусу розміром 0,1—0,4 мм (див. рис. 6.1). Хімічний склад їх варіює в межах, %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  46—59;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12—23;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0—5;  $\text{FeO}$  20—25;  $\text{MgO}$  6,3—9,2;  $\text{TiO}_2 < 0,3$ ;  $\text{MnO} < 0,5$  (див. табл. Д.5, рис. 5.11). На діаграмі  $\text{MgO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$  вони потрапляють у поле хромшпінелідів корового типу.

*Малокутищенський інтрузив* розміщується у центральній частині Бердичівського блока. На сучасному зрізі має розмір  $450 \times 250$  м. Масив мало





**Рис. 6.2.** Морфологія кристалів хромшпінелідів із слюнистих ультрабазитів південно-західної частини Українського щита.

*Інтрузиви:* *а* — Малокутищенський, *б* — Жданівський, *в* — Сабарівський

вивчений. У його складі переважають серпентинізовані хромшпінелеві перидотити, які з поверхні дуже змінені гіпергенними процесами. Хромшпінеліди утворюють ідіоморфні кристали октаедричного габітусу розміром до 0,4–0,5 мм (рис. 6.2). Часто їх включення спостерігаються у силікатних породоутворювальних мінералах. За складом хромшпінеліди відповідають помірно- та високохромистим хромітам ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  32–62 %) з високим вмістом  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (22–35 %) та низьким —  $\text{MgO}$  (3–9 %). Слід підкреслити, що лише в породах цього інтрузиву встановлено хроміти, які за вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (62 %) і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8 %) близькі до хромітів алмазної асоціації, але відрізняються від них нижчим вмістом  $\text{MgO}$  (див. додаток, табл. Д.5; рис. 5.11). До того ж ці хроміти кристалізувались не у верхній мантії, а в земній корі.

Малокутищенський масив розміщений на найбільш піднятій частині Бердичівського блока, яка протягом фанерозою була одним із найважливіших джерел теригенного матеріалу, зокрема хромшпінелідів.

*Сабарівський прояв* знаходиться південніше м. Вінниця. В однойменному кар'єрі розкриті малопотужні дайки піроксеніту, лерцоліту і гарцбургіту з підвищеним вмістом хромшпінелідів, які утворюють кристали октаедричного габітусу розміром 0,2—0,4 мм (див. рис. 6.2) та інтерстиційні виділення неправильної форми.

У піроксенітах і лерцолітах хромшпінеліди за складом відповідають пікотиту, вміст мінералоутворювальних компонентів в якому варіює в таких межах, %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  9—23;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  39—52;  $\text{MgO}$  9—17;  $\text{FeO}$  12—22;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,6—7,2. Для них характерний низький вміст  $\text{TiO}_2$  (менш як 0,15 %) та підвищений —  $\text{NiO}$  (0,2—0,5 %) і  $\text{ZnO}$  (0,7—1,1 %) (див. табл. Д.5, рис. 5.11). Подібні пікотити переважають і в гарцбургітах. Разом з ними спостерігаються також високозалізисті алюмохромпікотити, до складу яких входять, %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  23—30;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  23—29;  $\text{FeO}$  24—26;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  10—16;  $\text{MgO}$  5—7;  $\text{TiO}_2$  0,2—0,6.

Хромшпінеліди з ультраосновних порід Сабарівського прояву не мають аналогів у інших інтрузивах ультраосновних порід, відомих у південно-західній частині УЩ. Типохімічні особливості їх можуть бути ефективно використані для ідентифікації корінних джерел живлення ореолів. Ці хромшпінеліди належать до корового типу.

*Жданівський інтрузив* розміщується у південній частині Бердичівського блока, поблизу м. Хмільник. Розмір його на донеогеновому зрізі становить  $400 \times 250$  м. Він є інтрузивним тілом, яке відносно полого падає на південний схід. У західній частині інтрузиву переважають флогопітові дуніти і гарцбургіти, у східній — флогопіт-амфіболові ортопіроксеніти і горнблендити. У цих породах і в їх корах вивітрювання в акцесорних кількостях встановлено хромшпінеліди у вигляді дрібних (<0,3 мм) октаедричних кристалів і зерен неправильної форми (див. рис. 6.2). Вони представлені алюмохромпікотитом і хромпікотитом, склад яких варіює у таких межах, %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  27—40;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14—33;  $\text{MgO}$  3—9;  $\text{FeO}$  20—28;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4—12;  $\text{TiO}_2$  0,0—0,8;  $\text{MnO}$  0,5—1,0;  $\text{ZnO}$  0,5—2,0 (див. табл. Д.5, рис. 5.11). Кристалізація їх відбувалася в корових умовах за низьких  $P$ — $T$ -параметрів і підвищеної фугітності кисню.

*Немирівський інтрузив* знаходиться у східній частині Вінницького блока. За геофізичними даними, діаметр його не перевищує 200 м. Ультраосновні породи представлені дунітами та меншою мірою гарцбургітами і олівіновими піроксенітами [97]. Вміст хромшпінелідів у них сягає 5 %. Більшість їх утворюють кристали октаедричного габітусу з гострими вершинами та ребрами (див. рис. 6.1). Хромшпінеліди за складом відповідають переважно субферихроміту. Для них характерний високий вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (46—58 %) і  $\text{FeO}$  (24—28 %) та низький  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5—15 %) і  $\text{MgO}$  (3—6 %) (див. табл. Д.5, рис. 5.11). Вони мають також дещо підвищений вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3—9 %). Іноді трапляються помірнохромисті хромшпінеліди ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  36 %) підвищеної глиноземистості ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  25 %). Хромшпінеліди-включення в олівіні відрізняються від основної маси їх передусім значно вищим вмістом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (7—18 %) і  $\text{TiO}_2$  (до 1,3 %).

На діаграмах складу хромшпінеліди з ультраосновних порід Немирівського інтрузиву утворюють чітко виражене поле, яке майже не перекривається з полями хромшпінелідів з інших ультраосновних інтрузивів південно-західної частини УЩ. Отже, типохімічні особливості їх можна використовувати для ідентифікації джерел живлення ореолів хромшпінелідів у теригенних відкладах цього району.

Наведені вище дані свідчать про те, що ультраосновні породи Немирівського, Малокутищенського, Малоострозького, Жданівського, Кармалюківського, Багриновецького, Сабарівського і Чепіжинського інтрузивів збагачені на хромшпінеліди корового типу, а хромшпінеліди мантійного типу трапляються в них дуже рідко. Разом з тим у вивчених ореолах встановлені у значних кількостях різні за складом хромшпінеліди як корового, так і мантійного типу. Причому в Куманівецькому та деяких інших ореолах хромшпінеліди мантійного типу кількісно переважають над коровими і відрізняються від останніх за хімічним складом.

## **ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ОРЕОЛІВ АЛМАЗУ І ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ**

Реконструкція умов формування ореолів алмазу і його мінералів-супутників неможлива без урахування літофасіального складу вмисних теригенних відкладів різного віку, видового складу, розміру та інших особливостей кластогенних мінералів, палеорельєфу, петротипів корінних і осадових порід, якими складені підняття суші, що слугували основними областями живлення як для теригенних порід, так і пов'язаних з ними ореолів. Ефективність такої реконструкції значною мірою залежить від того, наскільки збереглися у похованому стані ті чи інші літологічні та стратиграфічні комплекси і як забезпечено геологічними виробками їх картування. У розділі 2 показано, що південно-західна частина УЩ протягом майже всього фанерозою була суходолом і областю живлення теригенним матеріалом басейнів седиментації, які розміщувалися переважно на схилах щита. Гіпергенні процеси, що активно проявились в умовах мало розчленованого суходолу, привели до формування потужної площинної кори вивітрювання хімічного типу на різних за складом і походженням породах щита, руйнування їх породоутворювальних силікатних мінералів і вивільнення стійких в цих умовах акцесорних мінералів. Короутворення було виключно важливою передумовою для нагромадження істотно кварцових піщаних відкладів континентального і морського походження, з якими здебільшого пов'язані ореоли алмазу і його генетичних мінералів-супутників та розсіпні родовища і прояви титанових, цирконієвих, рідкісноземельних та інших хімічно і абразивно стійких мінералів підвищеної густини.

Іншою важливою передумовою формування теригенних піщаних відкладів є епейрогенічний характер і незначна амплітуда тектонічних рухів піднятої частини УЩ. Це спричинило збагачення їх алювіальних і прибережно-морських фацій важкими мінералами, зокрема алмазами та їх супутниками. Водночас такий тектонічний режим був сприятливим для успадкування раніше існувавших шляхів переміщення теригенного матеріалу з області денудації до басейнів його акумуляції. У цьому відношенні особливого значення набувають палеогеоморфологічні реконструкції суходолу і приморських рівнин з урахуванням літофасіального складу збережених тут континентальних відкладів. Слід зауважити, що в процесі транспортування водними потоками теригенний матеріал в умовах пенеплену зазнає механічного зносу, зменшується крупність зерен і трансформується видовий склад важких мінералів.

Поряд із материнськими породами у формуванні теригенних відкладів і пов'язаних з ними розсіпів важких мінералів та ореолів алмазу і його супутників різною мірою брали участь продукти руйнування давніших осадових порід, так званих проміжних колекторів цих мінералів. Це стосується передусім четвертинного алювію, що ускладнює з'ясування джерел його живлення.

Після таких дещо загальних положень розглянемо зміну палеогеографічних умов у південно-західній частині УЩ протягом палеогену і неогену.

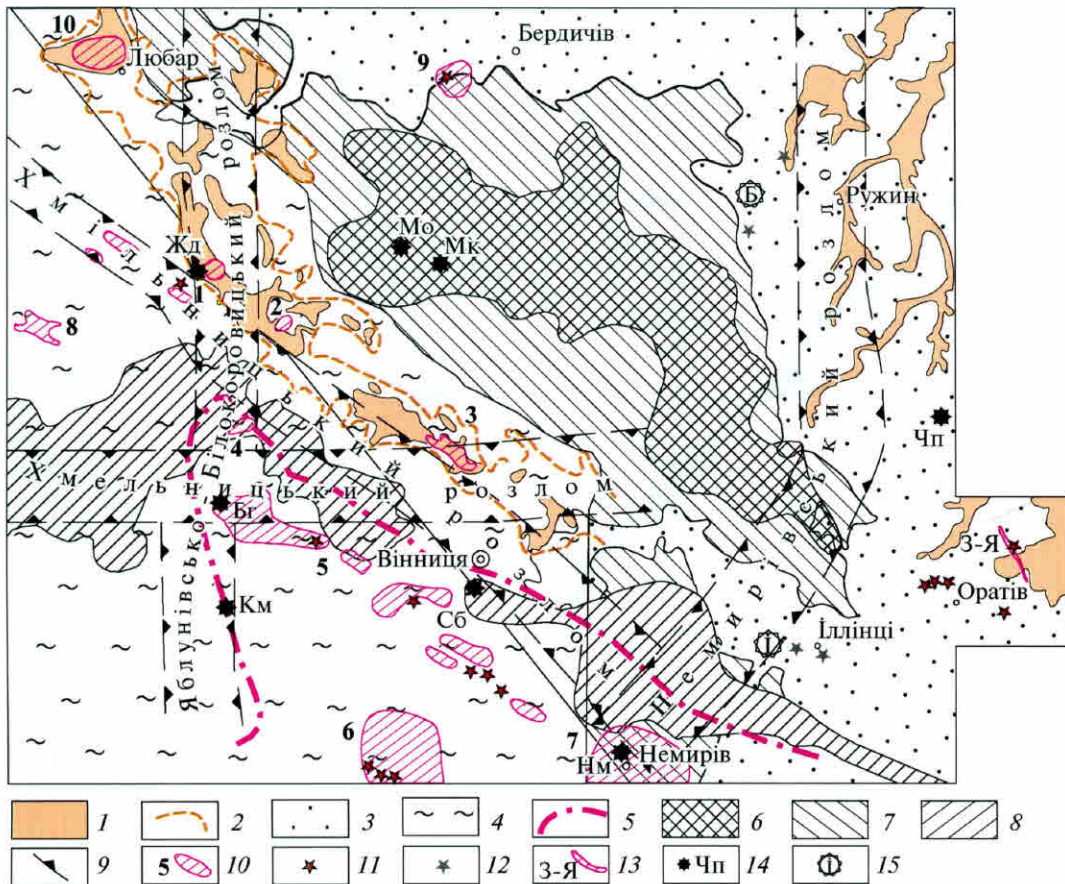
На початку палеогену ця територія являла собою мало розчленовану денудатійну рівнину, складену потужною корою хімічного вивітрювання різних за складом, віком і походженням докембрійських кристалічних порід, серед яких понад 90 % були гранітоїдами. В межах цієї рівнини, в западинах тектонічно-ерозійного походження, лише локально збереглися континентальні (переважно алювіальні) відклади середньоюрського і ранньокрейдяного віку, а місцями також мілководні морські відклади пізньоюрського і пізньокрейдяного віку. Рівнина мала незначний нахил на схід, до Дніпровсько-Донецької западини. Найпіднятішою частиною її була Бердичів-Козятинська височина, з відмітками поверхні 260—310 м.

Протягом палеогену загальна палеогеографічна ситуація майже не змінилася. Збереглося просторове положення області живлення і басейнів седиментації, хоча за цей проміжок часу відбулися три морські трансгресії з боку Дніпровсько-Донецької западини — в середньому і пізньому еоцені (відповідно бучацький і київський часи) та в ранньому—середньому олігоцені (харківський час).

Із середнім еоценом пов'язаний широкий розвиток річкової системи, вироблення річкових долин і формування в них товщі алювіальних відкладів руслової, заплавної і озерно-болотної фацій. Ця річкова система майже повністю успадкувала річкову систему мезозойського віку, але перемістилася далі на захід у межі денудатійної рівнини. Більшість річкових долин частково або майже повністю збереглися в похованому стані і порівняно добре простежені бурінням у зв'язку з пошуками покладів бурого вугілля та вторинних каолінів. Річки виробили свої палеодолини головним чином у корах хімічного вивітрювання місцевих порід, які слугували основним джерелом теригенного матеріалу для алювіальних відкладів, що виповнюють ці долини.

Однією з найбільш збережених середньоеоценових річкових долин є Любар-Філіопіль-Бруслинівська (рис. 7.1, див. вклейку), яка розташована в межах Бердичівського блока. Верхня частина долини на відріжку від смт Любар до м. Хмільник успадковує Білокоровицько-Яблунівську субмеридіональну зону розломів, а на відріжку від м. Хмільник до м. Липовець — Хмільницьку зону розломів північно-західного простягання. Довжина долини перевищує 65 км, ширина варіює від 2—4 до 6—8 км. Її короткі бокові притоки беруть початок на південно-західному схилі Бердичівсько-Козятинської височини, складеної гранітоїдами бердичівського комплексу та корами їх хімічного вивітрювання. На схилі цієї височини відомі два інтрузивні тіла слюдистих перидотитів — Малоострозьке та Малокутищенське. Є певні підстави допускати, що поблизу с. Бруслинів у цю долину впадала принаймні

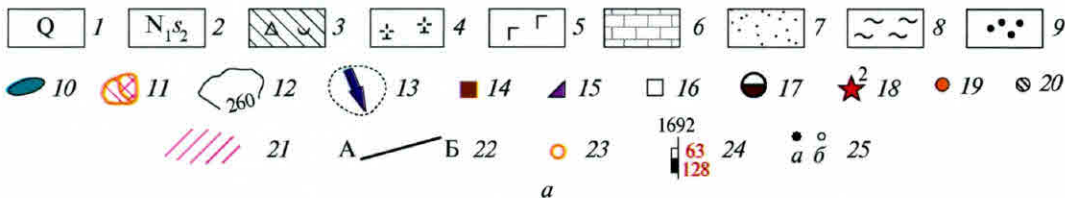
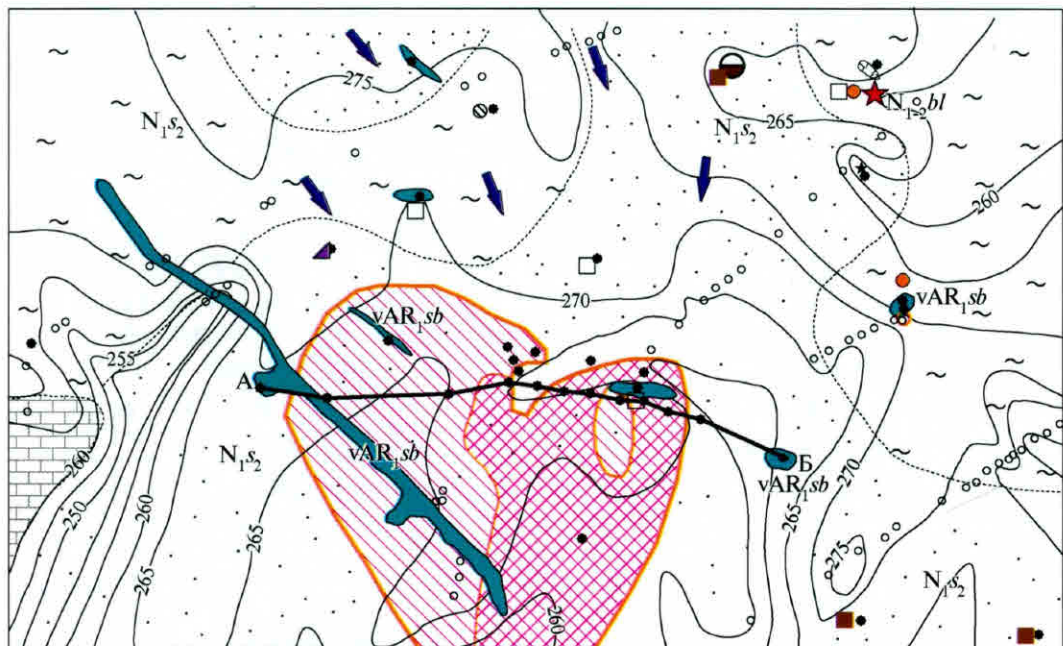




**Рис. 2.1.** Схема розміщення ореолів алмазу і його мінералів-супутників у теригенних відкладах південно-західної частини Українського щита (за даними Правобережної геологічної експедиції).

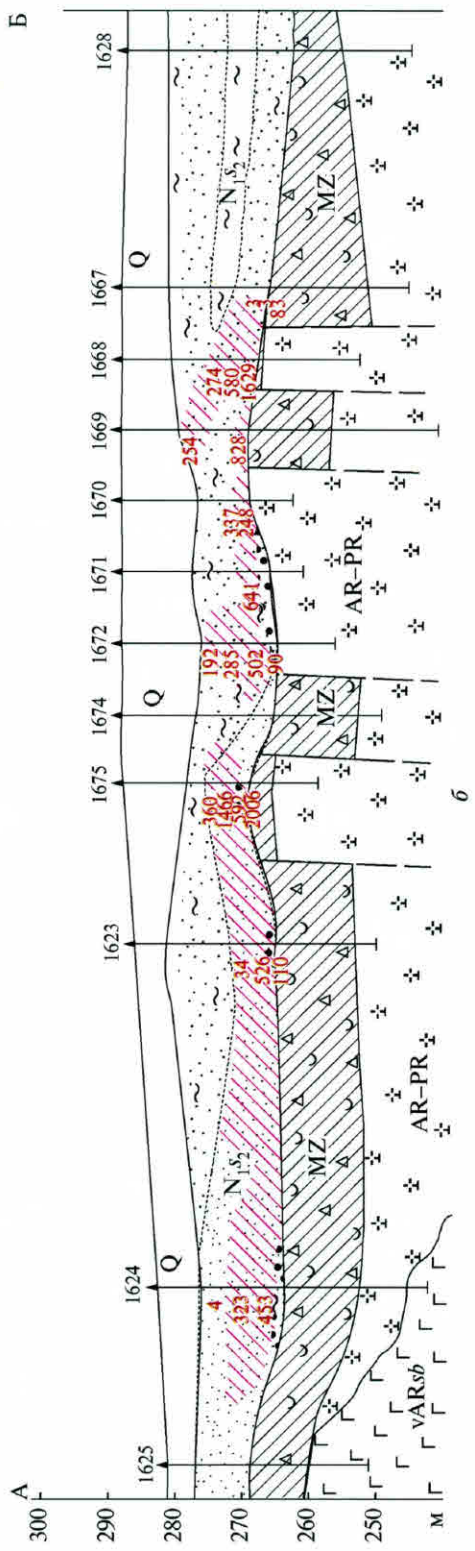
*Сучасне поширення теригенних відкладів:* 1 — бучацька світа, 2 — імовірна межа Любар-Філіопіль-Бруслинівської палеодолини бучацького віку, 3 — полтавська серія, 4 — середній сармат; 5 — північна межа поширення відкладів балтської світи; *підняття фундаменту:* 6 — Бердичівсько-Козятинська височина, 7 — схили Бердичівсько-Козятинської височини, 8 — підняття, що перекриті морськими відкладами середнього сармату; 9 — зони глибинних розломів; 10 — ореоли мінералів-супутників алмазу (1 — Куманівський, 2 — Філіопільський, 3 — Мізяківський, 4 — Кожухівський, 5 — Бохоники-Літинський, 6 — Строїнці-Жмеринський, 7 — Немирівський, 8 — Чехидашківський, 9 — Гардишівський, 10 — Любарський); 11 — місця знахідок алмазів ендеогенного типу; 12 — місця знахідок імпактних алмазів; 13 — титано-цирконієві розсипи з алмазами ендеогенного та імпактного типів (З-Я — Зеленоярський); 14 — інтрузиви слюдистих перидотитів (Мо — Малоострозький, Мк — Малокутищенський, Жд — Жданівський, Сб — Сабарівський, Нм — Немирівський, Бг — Багриновський, Км — Кармалюківський, Чп — Чепіжинський); 15 — астроблеми (І — Іллінецька, Б — Білилівська)

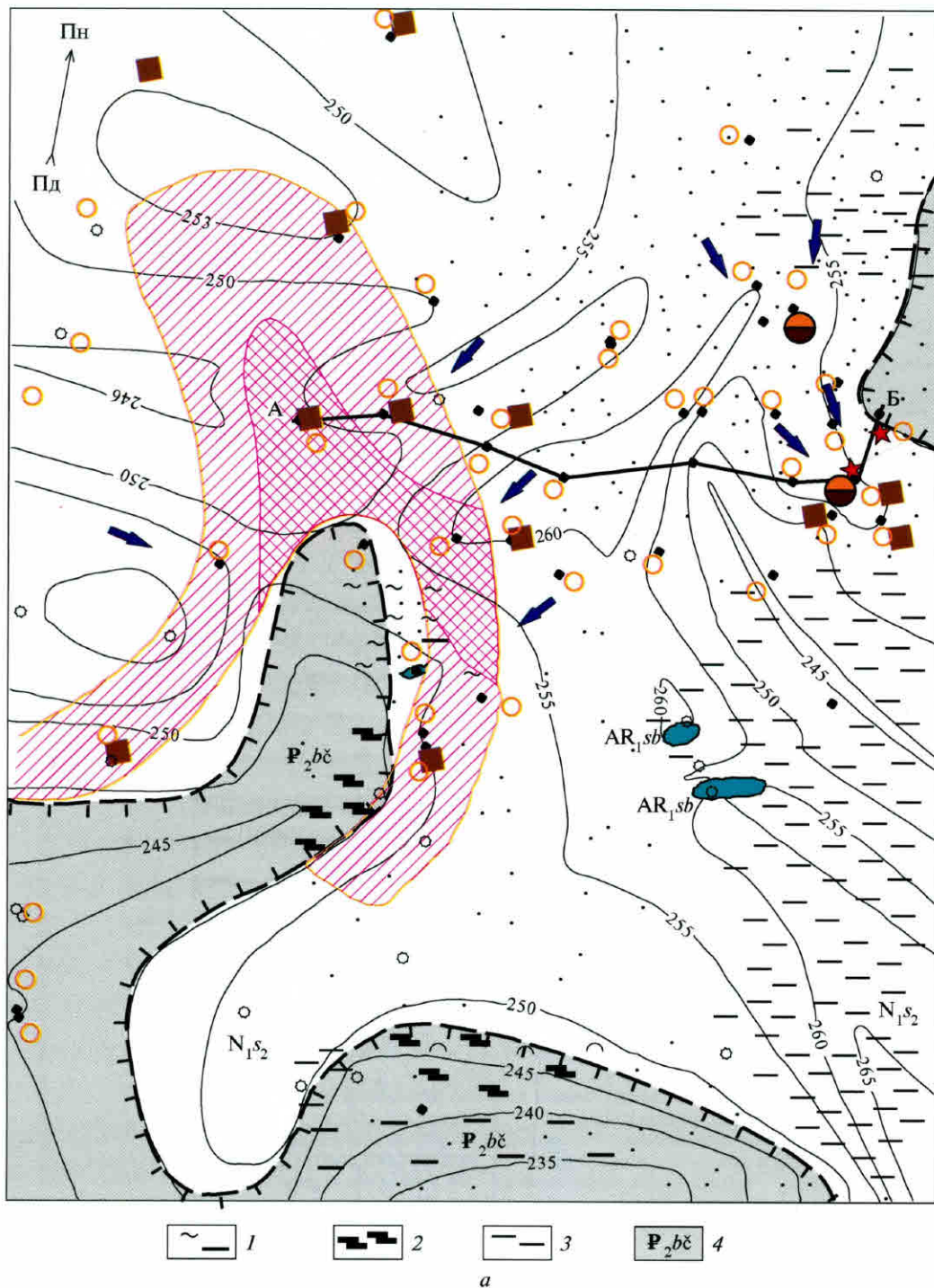




**Рис. 3.1.** Геологічна карта (а) і розріз (б) Куманівецького ореола (за даними Правобережної геологічної експедиції):

1 — четвертинні відклади (на розрізі); 2 — неоген, середній сармат, глини, піски дрібно-середньозернисті, крупнозернисті, вапняки прибережно-морської фашиї (базальний горизонт); 3 — мезозой, кора вивітрювання кристалічних порід (на розрізі); 4 — гранітоїдні породи докембрію; 5 — палеоархей (сабарівський комплекс vAR<sub>1sb</sub>), метагаброїди-габро, норити, габро-норити (дайки, малі тіла) (на розрізі); 6 — вапняки; 7 — піски дрібнозернисті; 8 — глини; 9 — піски різнозернисті; 10 — інтрузії сабарівського комплексу; 11 — середньо-висококонтрастний ореол піропів із базального горизонту; 12 — ізолінії поверхні кристалічного фундаменту; 13 — імовірні області розмиву і напрямки транспортування кластичного матеріалу; 14 — хромдіопсиди (знаки); 15 — пікроільменіти — висококонтрастні аномалії (38 г/т); 16 — хромшпінеліди — висококонтрастні аномалії (11–27 г/т); 17 — комплексна середньо-висококонтрастна аномалія піропів і хромшпінелідів з базального горизонту відкладів середнього сармату; 18 — знахідки алмазу, цифра — кількість зерен; 19 — висококонтрастні аномалії піропів; 20 — середньоконтрастні аномалії піропів; 21 — ореол піропів (на розрізі); 22 — лінія розрізу; 23 — низькоконтрастні аномалії піропів; геологічний розріз; 24 — глибина опробування, цифри — кількість піропів у перерахунку на 20 л породи; 25 — свердловини (а — для пошуків алмазів; б — для геологознімальних робіт)

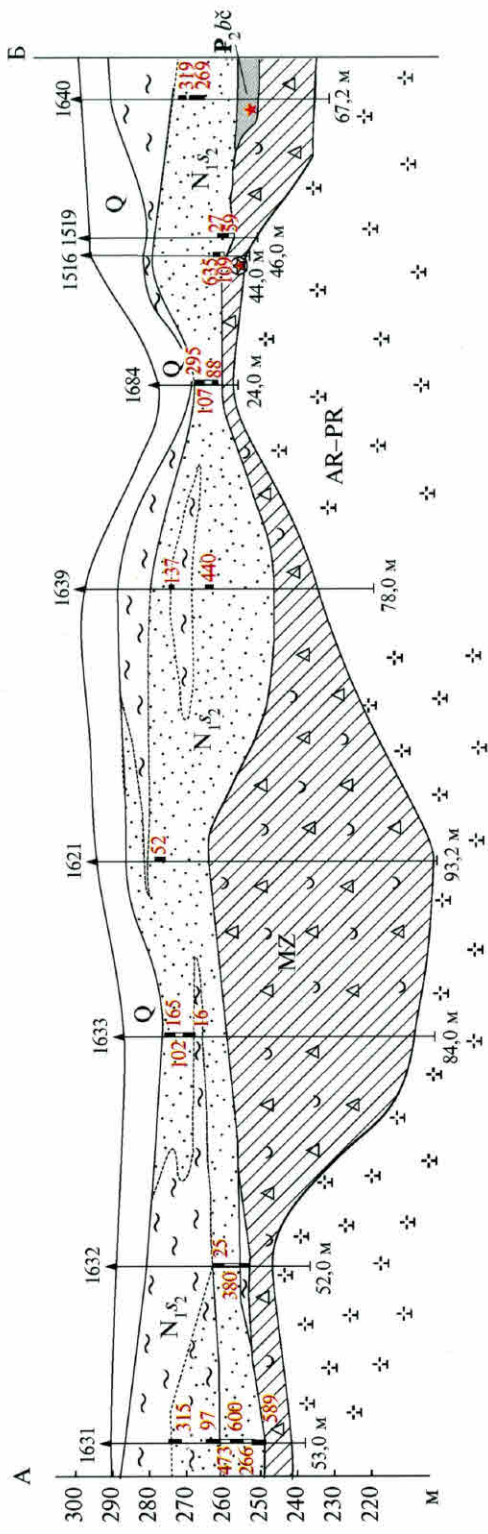


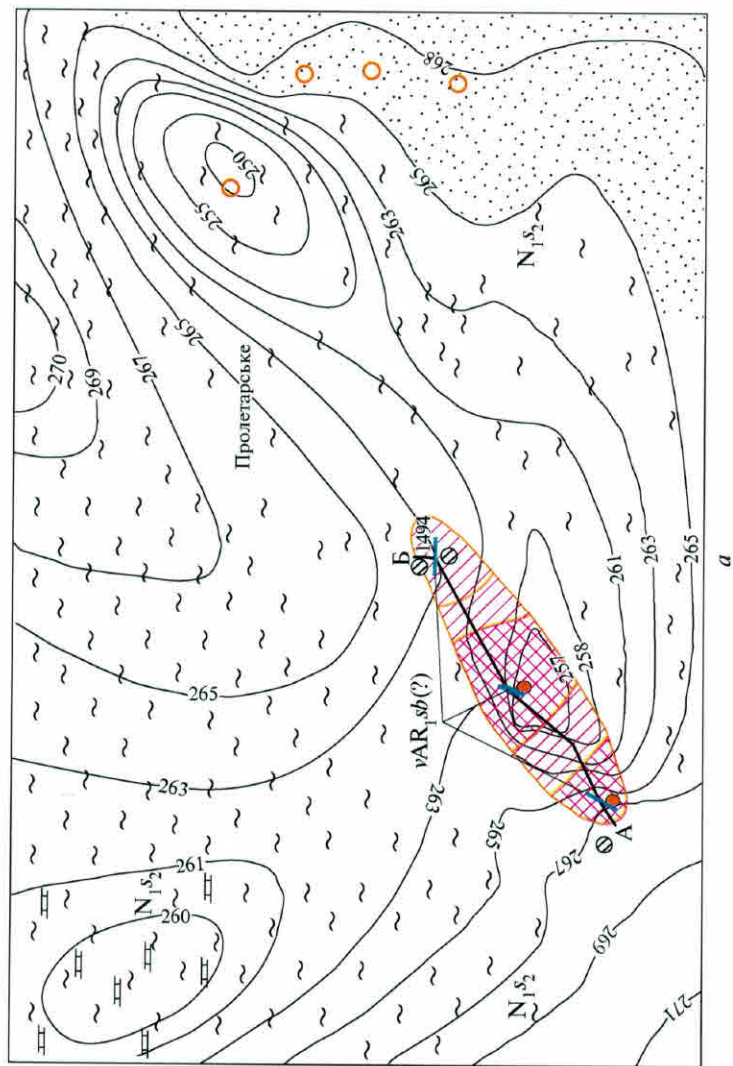


**Рис. 3.5.** Геологічна карта (а) і розріз (б) Філіпівського ореола (за даними Правобережної геологічної експедиції):

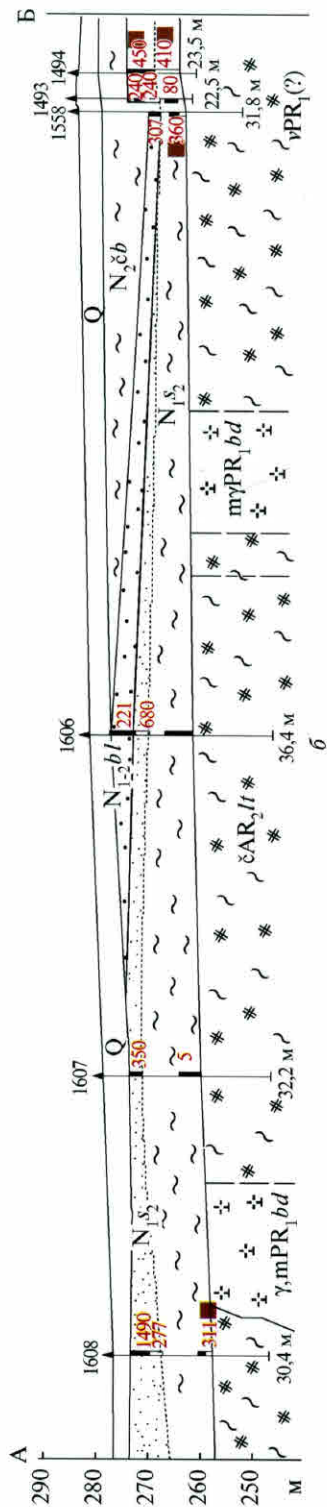
1 — глини вуглисті; 2 — буре вугілля; 3 — суглинки; 4 — палеоген, бучацька світа.  
 Інші умовні позначення див. на рис. 3.1







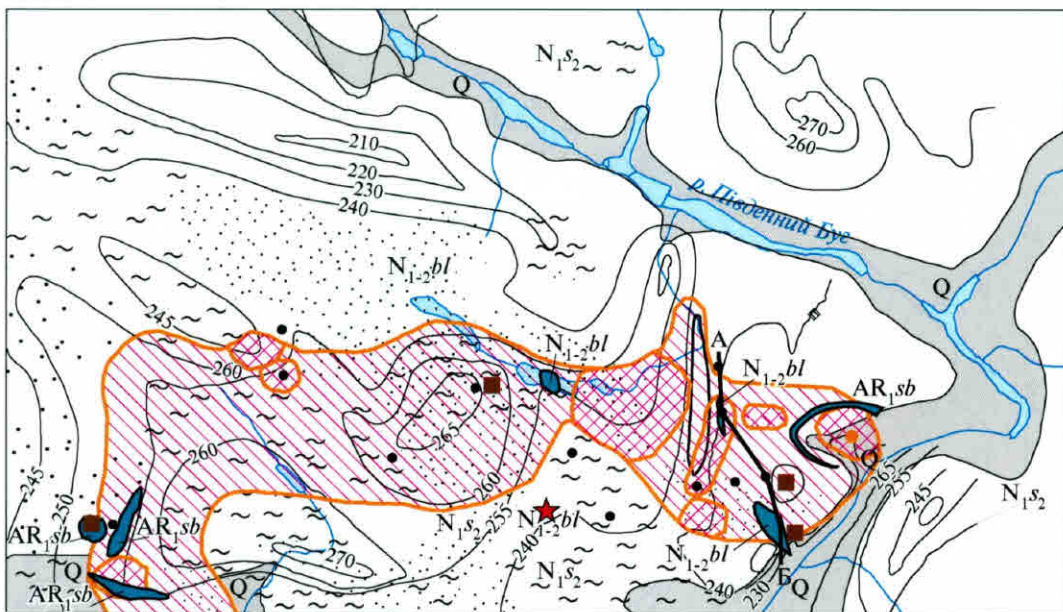
**Рис. 3.6.** Геологічна карта (а) і розріз А—Б Кожухівського ореола (за даними Правобережної геологічної експедиції):  
 $N_2 sb$  — горизонт червоно-бурих глин (на розрізі);  $\epsilon, \text{vAR}_2, \text{It}$  — мезозрей, літинський комплекс; ендербіти, чарнокіти (на розрізі);  $\gamma, \text{mPR}_1, \text{bd}$  — палеопротерозой, бердичівський комплекс; граніти та мігматити гранат-бітитові (на розрізі). Інші умовні позначення див. рис. 3.1



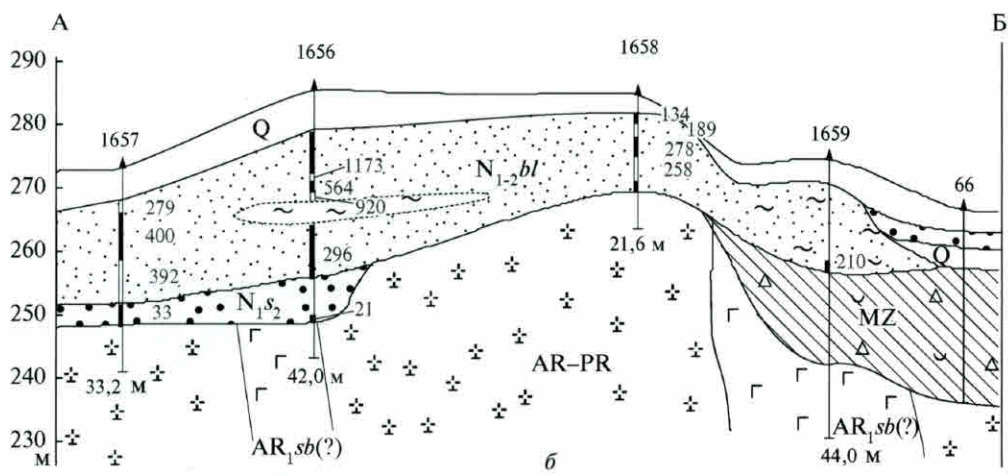






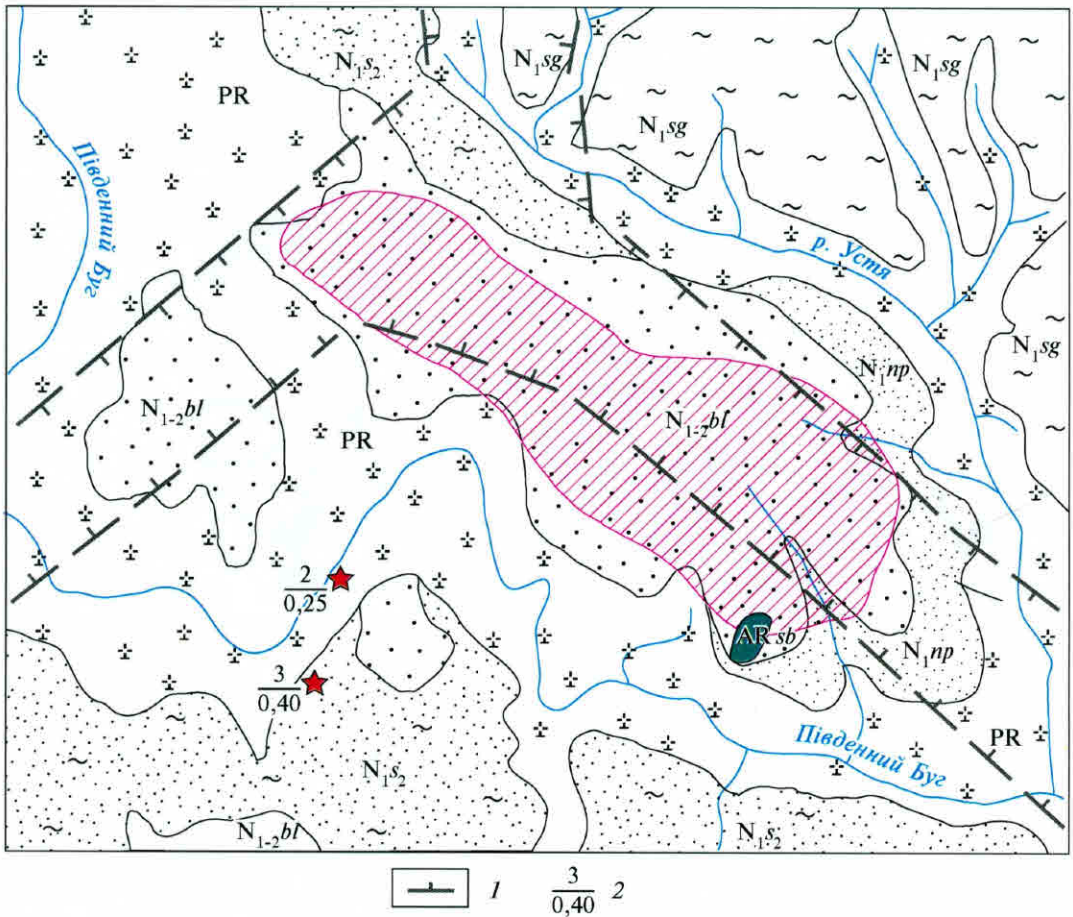


a



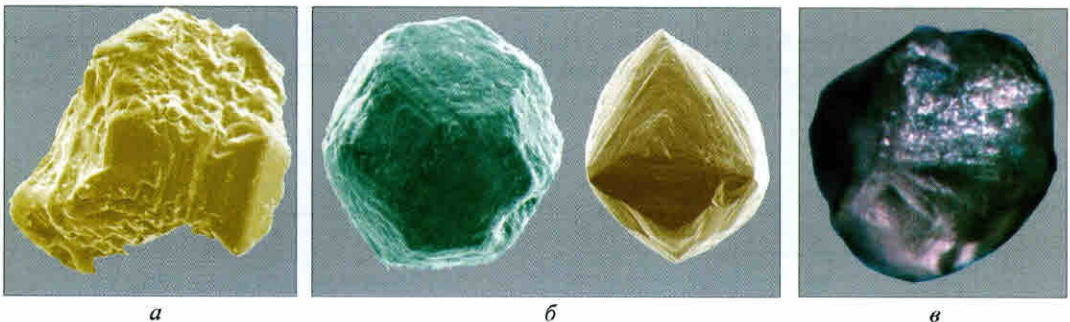
**Рис. 3.10.** Геологічна карта (a) і розріз А—Б (б) Бохоники-Літинського ореола (за даними Правобережної геологічної експедиції). Умовні позначення див. на рис. 3.1





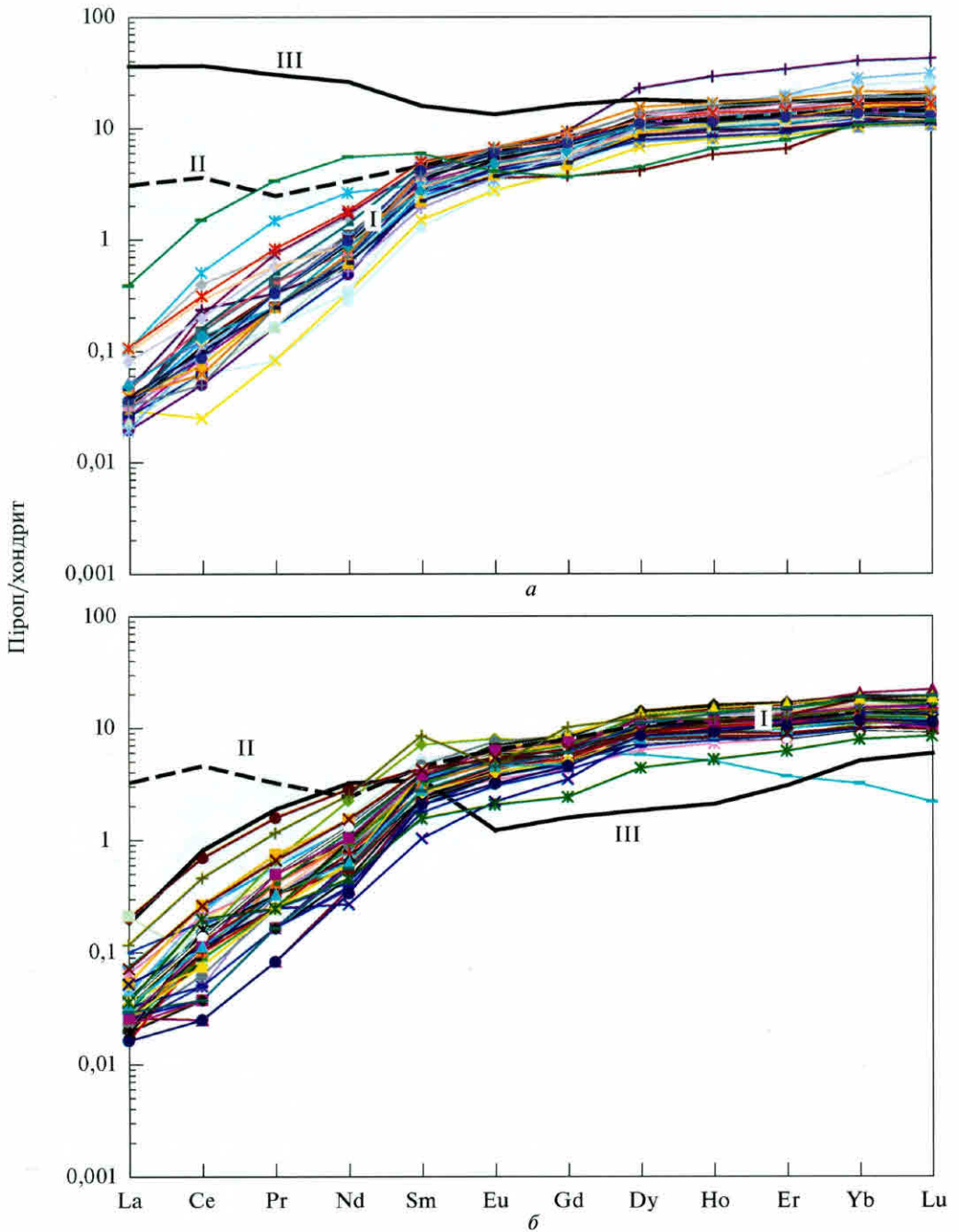
**Рис. 3.13.** Геологічна карта Немирівського ореола (за даними Правобережної геологічної експедиції):

1 — тектонічні зони; 2 — знахідки алмазу (над рискою — кількість зерен, під рискою — максимальний розмір, мм); PR — породи кристалічного фундаменту (бердичівський комплекс);  $N_{1np}$  — міоценові новопетрівські відклади;  $N_{1sg}$  — строкаті глини. Інші умовні позначення див. на рис. 3.1



**Рис. 4.1.** Морфологія кристалів алмазу із теригенних відкладів південно-західної частини Українського щита.

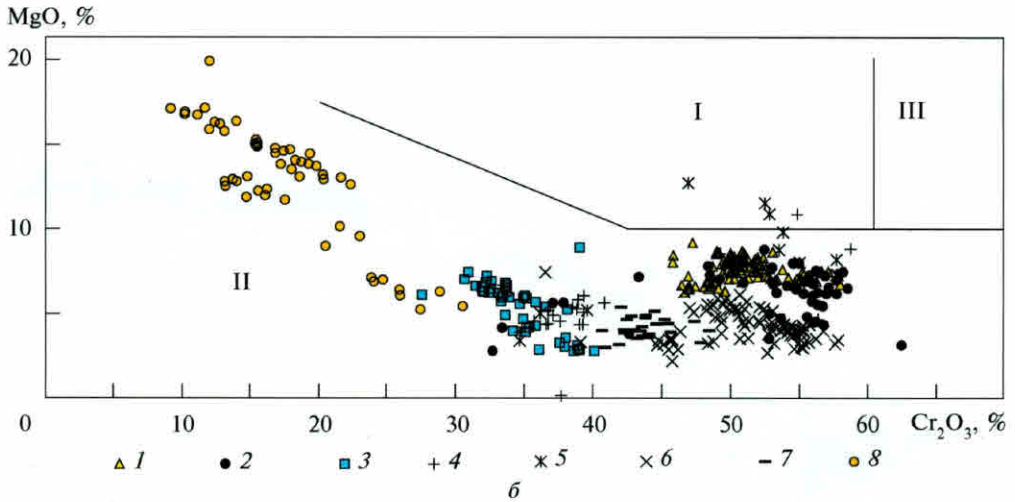
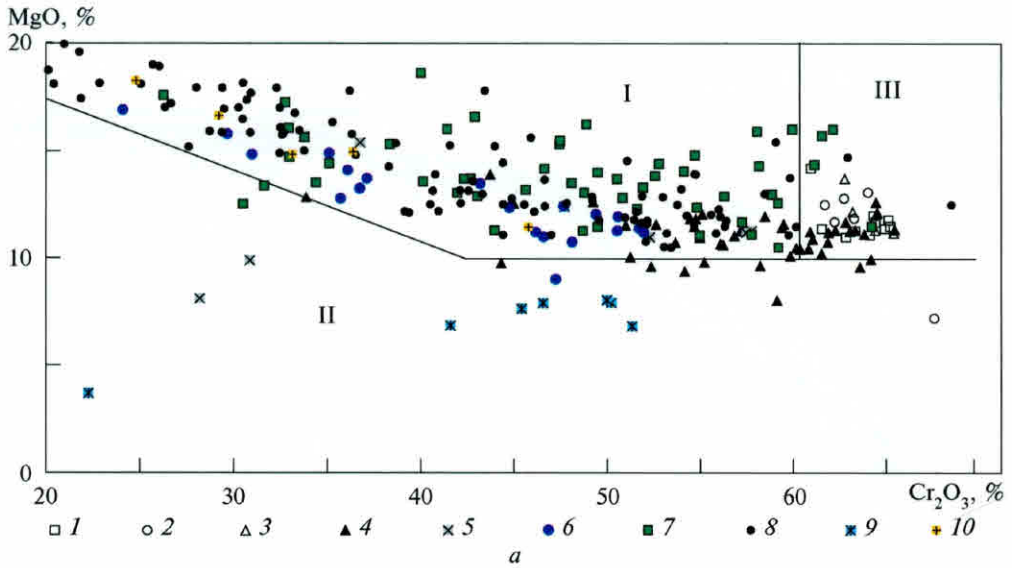
Місце знахідки: а — м. Бердичів, б — с. Зелений Яр, в — с. Строїнци



**Рис. 5.6.** Спектри розподілу рідкісноземельних елементів у піропах із південно-західної частини Українського щита.

*Ореоли:* *а* – Немирівський, *б* – Верхньобузкий. Пояснення у тексті



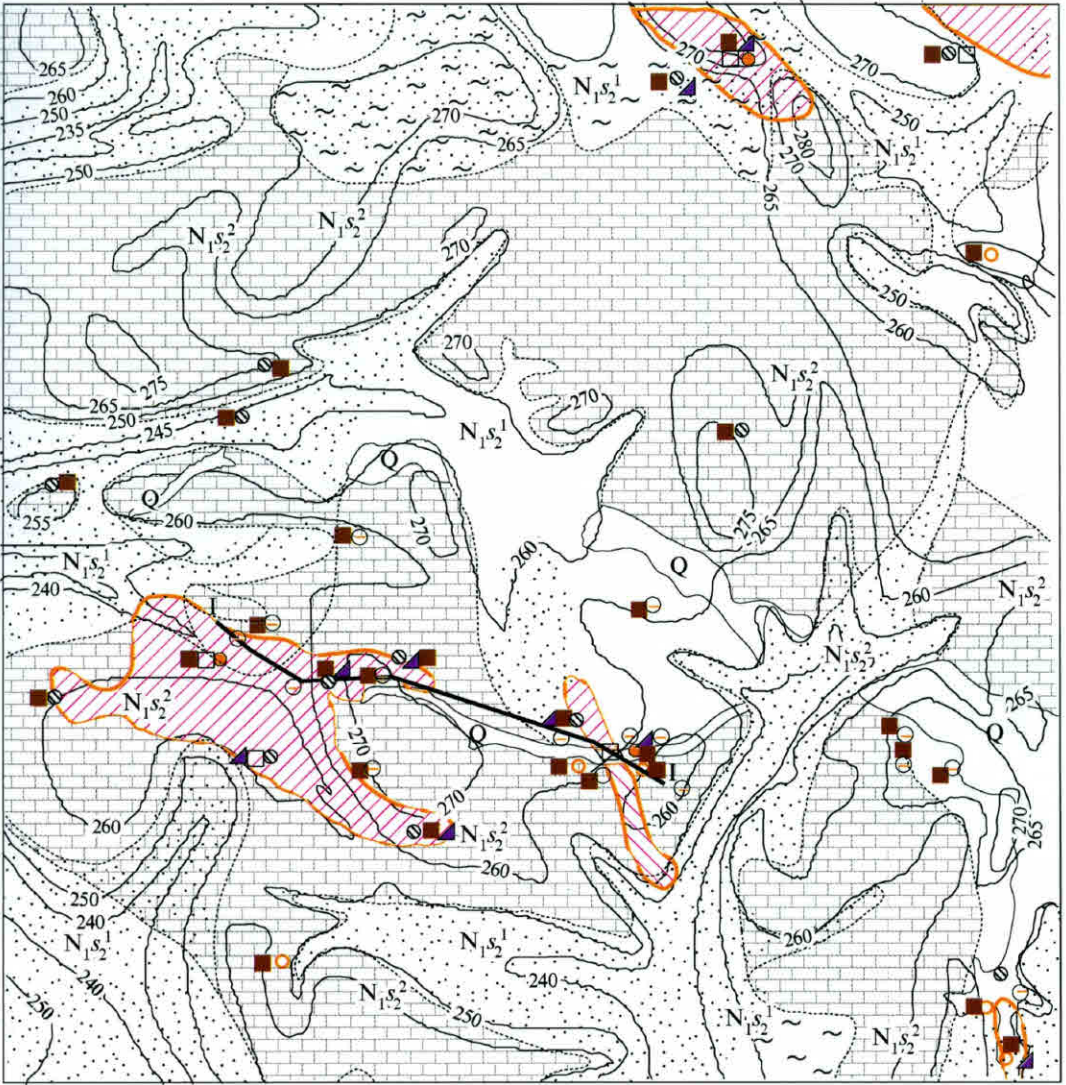


**Рис. 5.11.** Діаграми складу хромшпінелідів:

*a* — ксеноліти верхньомантієвих перидотитів, за даними С.С. Машока: 1 — алмазозносний дуніт, гарцбургіт; 2 — включення в алмазі; 3 — зростки з алмазом; 4 — дуніт; 5 — верліт; 6 — лерцоліт; 7 — гарцбургіт; 8 — шпінелевий лерцоліт; 9 — піроксеніт; 10 — вебстерит;

*б* — інтрузиви ультраосновних порід західної частини Українського щита: 1 — Малоострозький, 2 — Малокутищенський, 3 — Жданівський, 4 — Кармалюківський, 5 — Багриновешський, 6 — Немирівський, 7 — Чепіжинський, 8 — Сабарівський.

*Поля хромшпінелідів:* I — мантієного походження, II — корового, III — алмазної асоціації



a

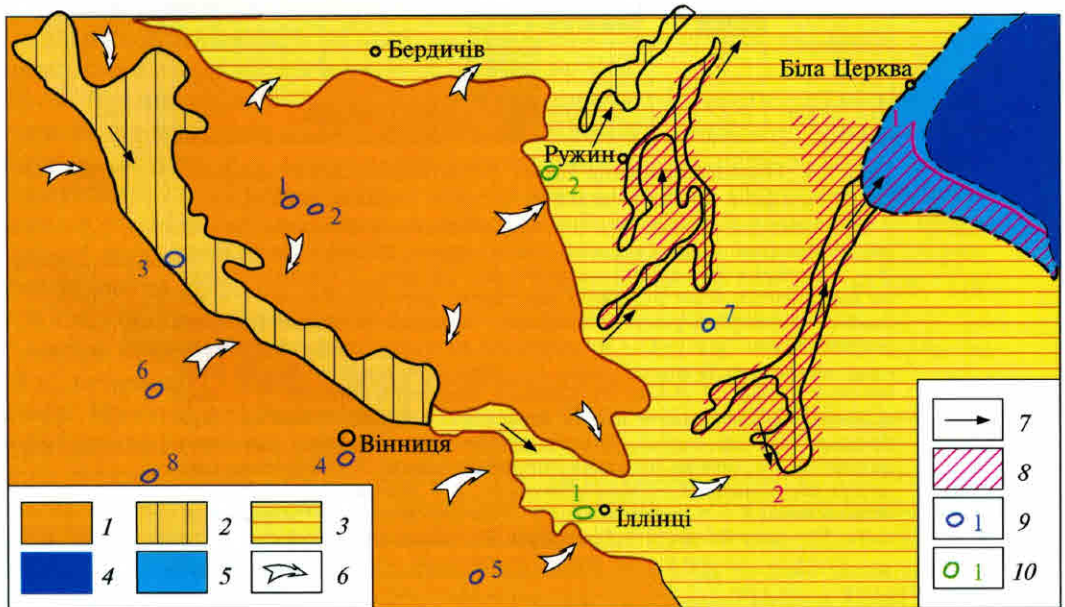
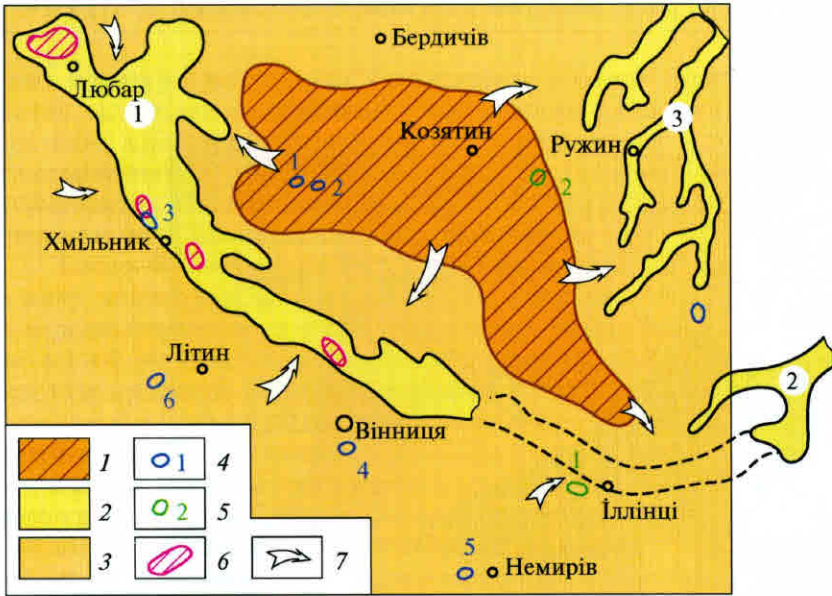
**Рис. 5.23.** Геологічна карта (а) та розріз (б) Старосинявського ореола (за даними Правобережної геологічної експедиції):

$N_{1-2}bl$  — балтська світа (?), алювіальні пліоценові відклади — піски різнозернисті, супіски (на розрізі); міоцен, середній сармат (прибережно-морські відклади), горизонти:  $N_{1s_2\delta}$  — верхній, піщано-глинистий (на розрізі),  $N_{1s_2^2}$  — середній, вапняковий,  $N_{1s_2^1}$  — нижній, піщаний, інколи з глиною.

Інші умовні позначення див. на рис. 3.1

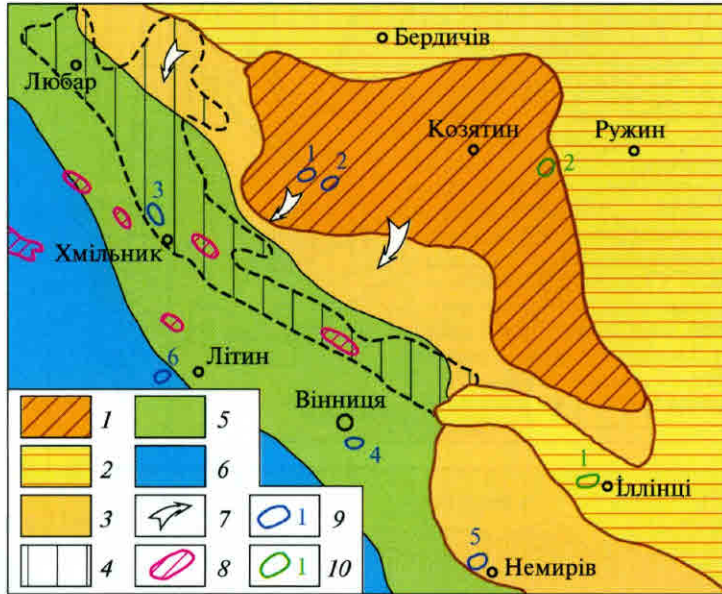






**Рис. 7.2.** Палеогеографічна схема формування полтавських відкладів південно-західної частини Українського щита:

1 — підвищена слабзорозчленована денудаційна рівнина, з поверхні складена корою вивітрювання докембрійських порід, основна область зносу теригенного матеріалу; 2 — ерозійно-аккумулятивні низовини, складені алювіальними відкладами буцацької світи, головні шляхи транспортування теригенного матеріалу до басейнів седиментації; 3 — приморська денудаційно-аккумулятивна низовина — басейн седиментації континентальних поліфасціальних відкладів середнього горизонту полтавської серії; 4 — море мілководне — басейн седиментації дрібно-тонкозернистих пісків середнього горизонту полтавської серії; 5 — прибережна частина моря — зона седиментації пляжевих пісків середнього горизонту полтавської серії; 6 — напрямок зносу теригенного матеріалу; 7 — основні напрямки транспортування теригенного матеріалу до басейнів седиментації; 8 — розсипи важких мінералів (1 — Тарасівський; 2 — Зеленоярський); 9 — інтрузиви слюдястих перидотитів (1 — Малоострозький, 2 — Малокутищенський, 3 — Жданівський, 4 — Сабарівський, 5 — Немирівський, 6 — Багриновецький, 7 — Чепіжинський, 8 — Кармалюківський); 10 — астроблеми (1 — Іллінецька, 2 — Білівська)



**Рис. 7.4.** Палеогеографічна схема формування середньосарматських відкладів південно-західної частини Українського щита:  
 1 — підвишена денудаційна рівнина (Бердичів-Козятинська височина), з поверхні складена корою вивітрювання докембрійських порід; 2 — підвишена денудаційно-аккумулятивна рівнина, з поверхні складена континентальними піщаними відкладами полтавської серії; 3 — понижена денудаційна рівнина, з поверхні складена корою вивітрювання докембрійських порід; 4 — аккумулятивна низовина, складена алювіальними відкладами бучацької світи; 5 — море мілководне — басейн седиментації піщаних і глинистих відкладів середнього сармату; 6 — море відносно глибоководне — басейн седиментації піщано-глинистих і карбонатних відкладів середнього сармату; 7 — напрямок зносу уламкового матеріалу; 8 — ореоли мінералів-супутників алмазу; 9 — інтрузиви слюди-стих перидотитів (1 — Малоострозький, 2 — Малокутищенський, 3 — Жданівський, 4 — Сабарівський, 5 — Немирівський, 6 — Багриновецький); 10 — астроблеми (1 — Іллінецька, 2 — Білилівська)



одна коротка притока, яка мала початок у межах Літинського купола. Цей купол складений ендербітами і чарнокітами однойменного комплексу, серед яких спостерігаються ксеноліти піроксенових і амфібол-піроксенових кристалосланців дністровсько-бузької серії та малі інтрузиви слюдистих перидотитів. Північніше м. Хмільник на схилі долини розміщується Жданівський інтрузив слюдистих перидотитів.

Любар-Філіопільсько-Бруслинівська долина на всьому протязі врізана в кору вивітрювання названих вище кристалічних порід. Осадові породи досередньоеоценового віку в межах водозбірної площі цієї річкової системи не відомі. Алювіальні відклади бучацької світи формувалися виключно за рахунок продуктів перевідкладення кір вивітрювання місцевих порід передусім кислого складу. Ці відклади належать до руслової, заплавної і озерно-болотної фацій. Відклади руслової фації поширені в найбільш понижених ділянках долини, це грубозернисті та гравелісті піски і пісковики кварцового складу, в яких розмір уламків кварцу сягає 1—3 мм, а іноді декількох сантиметрів. Більше поширені відклади заплавної фації — переважно дрібно-середньозернисті, місцями різнозернисті піски кварцового складу і глини каолінітового типу. Вони, як правило, вуглисті, слабо відсортовані. На локальних ділянках спостерігаються відклади озерно-болотної фації — вуглисті тонкозернисті піски і глини та буре вугілля.

У бучацьких відкладах Любар-Філіопільсько-Бруслинівської палеодолини серед мінералів важкої фракції встановлені індикаторні мінерали кімберлітів — піропи і хромшпінеліди перидотитового парагенезису, піроп-альмандини еклогітового типу і магнезіальні ільменіти ( $MgO$  2—8 %) невиясненого походження. Оскільки давніші колектори цих мінералів у межах області живлення бучацьких алювіальних відкладів відсутні, єдиним джерелом їх могли бути ще не виявлені тіла кімберлітів. За логікою речей, такі тіла слід очікувати в басейні верхньої і середньої течії палеорічки, тому що в алювії саме на цих ділянках у значній кількості (до 400—500 зерен на 20 л) встановлені зерна піропів і піроп-альмандинів без ознак механічного зносу. На поверхні зерен добре розвинуті бугорчасті і черепитчасті скульптури розчинення, що свідчить про тривале перебування їх в умовах хімічного вивітрювання. Подібні скульптури часто мають і рожеві альмандини, які за складом ідентичні альмандинам із гранітів і мігматитів бердичівського комплексу. З піропами в бучацьких відкладах асоціюють монацити медово-жовтого кольору з вмістом  $ThO_2$  6,58 % і  $UO_2$  — 0,44 % та ізотопним віком  $2048 \pm 13$  млн років (визначений методом TIMS в ІГМР НАН України, аналітик Л.С. Дерський). За цими характеристиками монацити з ореола подібні до монацитів із місцевих гранітів і мігматитів бердичівського комплексу.

Серед хромшпінелідів із бучацьких відкладів на ділянці м. Хмільник—сmt Турбів (Філіопільський і Мізяківський ореоли) вирізняються різновиди, які за хімічним складом і морфологією кристалів подібні до хромітів із слюдистих перидотитів інтрузивів Малий Острожок і Малі Кутища. У Філіопільському ореолі, розташованому в 12 км на південний схід від Жданівського інтрузиву слюдистих перидотитів, рідко трапляються хромшпінеліди, близькі до таких із цих перидотитів, тоді як у Мізяківському ореолі,

що віддалений від Жданівського інтрузиву на 25 км, хромшпінеліди із слюдистих перидотитів цього інтрузиву не діагностовано. В бучацьких відкладах на площі Філіопільського і Міз'яківського ореолів у невеликій кількості (10—20 знаків на 20 л) містяться магнезіальні (MgO 2—8 %) ільменіти, ступінь механічного зносу кристалів яких зростає в напрямку від першого до другого ореола. Це можна розглядати як свідчення того, що їх материнські породи поширені на захід від м. Хмільник.

У Міз'яківському ореолі поряд з індикаторними мінералами кімберлітів іноді спостерігаються світло-зелені амфіболи кальцієвого ряду. За особливостями хімічного складу вони відповідають актинолітовій роговій обманці. Більшість алюмінію в ній мають четверну координацію, тобто це високо-температурний мінерал, який походить, очевидно, із метаморфічних порід. В усякому разі серед амфіболів зазначеного ореола не виявлені різновиди, які характерні для слюдистих перидотитів Жданівського інтрузиву.

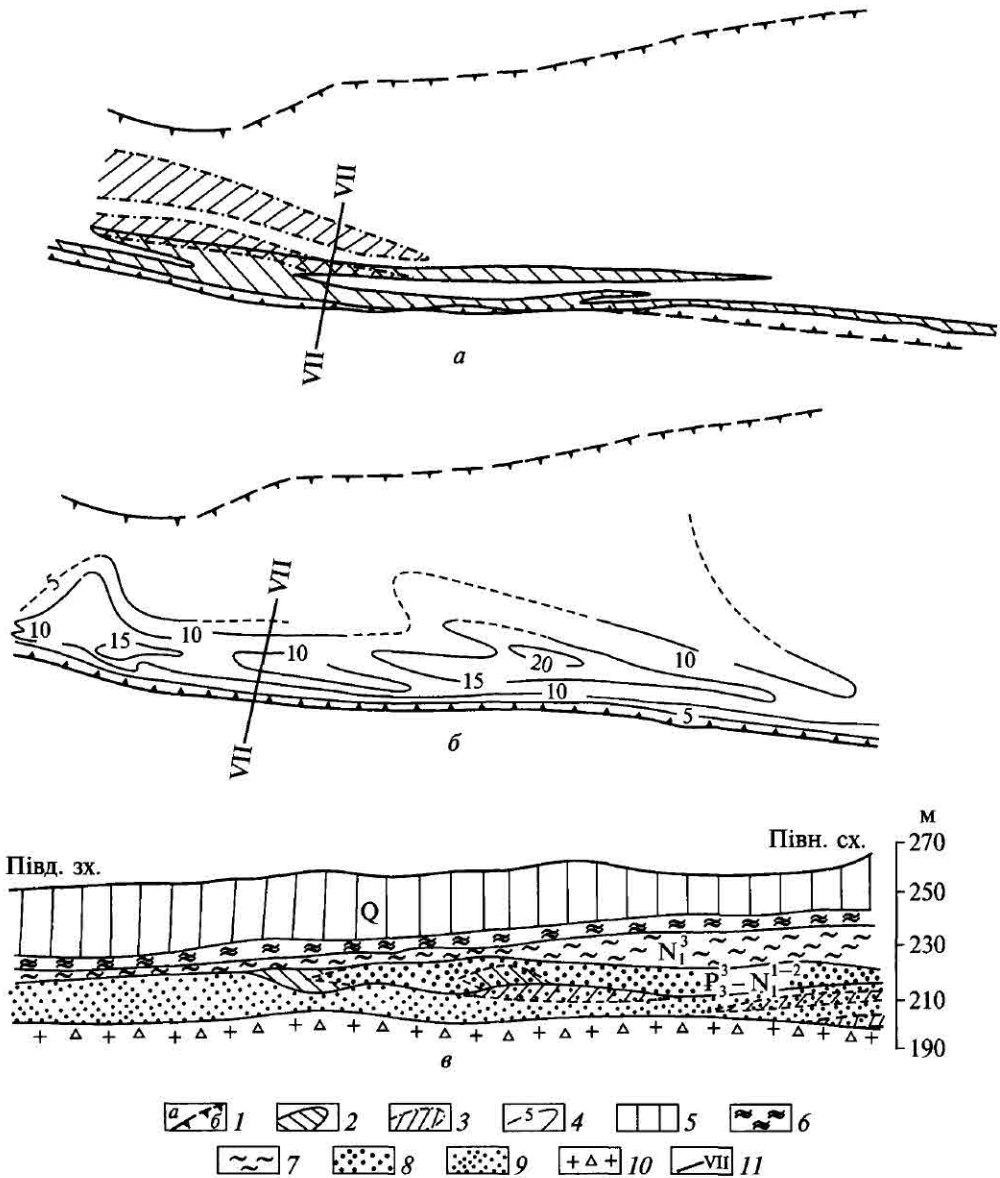
У межах Рось-Тікицького мегаблока, західна частина якого в середньому еоцені являла собою понижену акумулятивно-денудаційну рівнину, закартовано декілька похованих річкових долин, що відкриваються у Дніпровсько-Донецьку западину. Мілководне море покривало північно-східний схил УЩ. Сформовані в ньому відклади представлені переважно глауконіт-кварцовими і кварц-глауконітовими різнозернистими пісками. Вони поширені на схід від лінії Радомишль—Біла Церква—Богуслав. На захід від цієї лінії встановлені Оратів-Тетіїв-Володарська, Погребиче-Попільня-Корнинська та Коростишів-Радомишльська палеодолини. Оратів-Тетіїв-Володарська долина є східним продовженням Любар-Філіопіль-Бруслинівської долини. В цих долинах збереглися товщі алювіальних відкладів руслової, заплавної і озерно-болотної фацій. На жаль, вони майже не вивчені на мінерали-супутники алмазу, хоча, з палеогеографічної позиції, наявність у них таких мінералів не викликає сумнівів. Це підтверджують знахідки піропів у бучацьких відкладах поблизу міст Тетіїв і Коростишів. Джерела живлення їх прогнозують на піднятому Бердичівському блоці.

Пізній еоцен ознаменувався подальшим опусканням північно-східного схилу УЩ і трансгресією моря в його межі з боку Дніпровсько-Донецької западини. Море покрило більшу частину дослідженої території і відклало товщу мергелів, мергелистих глин, алеволітів, глауконітових пісків, а в узбережній частині — трепело- і опокоподібних пісковиків київської світи. Сушею в цей час залишалось підняття північно-західного простягання в районі Вінниця—Козятин—Житомир—Новоград-Волинський. Палеогеографічна обстановка пізнього еоценового часу була несприятливою для прояву денудаційних процесів і формування ореолів мінералів-супутників алмазу.

У ранньому—середньому олігоцені морський басейн зберігся майже в тих самих межах, що й у пізньому еоцені, проте він став значно мілководнішим. Головним типом його відкладів є глауконіт-кварцові піски. Зважаючи на літологічний склад цих відкладів, вивчення їх на мінерали-супутники алмазу не проводили. Кінець середнього олігоцену відзначився регресією моря, вся територія УЩ стала низинним суходолом, складеним кора-ми вивітрювання докембрійських порід, а на сході — морськими відкладами палеогену.

З початком пізнього олігоцену пов'язане закладання річкових долин і утворення алювіальних відкладів нижнього горизонту полтавської серії. Такі долини простежені на присхиловій частині УЩ. Вони значною мірою успадкували ранньо-середньопалеогенові долини. За даними М.Ф. Веклича [30], найбільші з них — Погребище-Вишгородська, Хмільник-Тетіїв-Володарська та Коростишів-Радомишльська. Всі вони беруть початок на піднятому Бердичівському блоці й відкриваються у Дніпровсько-Донецьку западину. Алювіальні відклади представлені у верхній частині долин різнозернистими, часто каоліністими кварцовими пісками, у середній і нижній частинах — різнозернистими вуглистими пісками з малопотужними прошарками вуглистих глин і бурого вугілля. Вони утворилися в результаті розмивання і перевідкладення підстельних палеогенових відкладів і лише в верхів'ях долин — за рахунок продуктів перевідкладення кір вивітрювання. Гідродинамічні умови формування цього алювію не сприяли збагаченню його важкими мінералами, зокрема супутниками алмазу.

У подальшому в пізньому олігоцені Дніпровсько-Донецька западина опускалась і морські води із Причорноморського басейну проникли в її межі майже до широти м. Київ (рис. 7.2, див. вклейку). Положення стабільної берегової зони моря зафіксовано наявністю в піщаних відкладах пляжевої фації середнього горизонту полтавської серії високих концентрацій важких мінералів — лейкоксенованого ільменіту, рутилу, циркону, дистену, силіманіту, ставроліту тощо. В межах північно-східного схилу УЩ берегова лінія проходила через Київ—Васильків—Обухів—Біла Церква—Володарка—Тараша. До неї приурочені Тарасівський розсип титано-цирконієвих руд та розсипні прояви поблизу міст Тараша, Богуслав, Київ тощо. На захід від означеної лінії, у приморській низовині, нагромаджувалася потужна товща континентальних поліфаціальних піщаних відкладів середнього горизонту полтавської серії і пов'язаних з ними розсипних проявів. Піднятою частиною суходолу і стійкою областю живлення теригенним матеріалом залишалася територія на захід від лінії Дашів—Погребище—Коростишів. У межах цього суходолу, складеного переважно кораами вивітрювання різних за складом, віком і походженням порід західної частини УЩ, виявлені ерозійні пониження, по яких теригенний матеріал із суходолу надходив у континентальні і морський басейни седиментації. Одна з таких долин успадкувала Любар-Філіопіль-Бруслинівську середньоеоценову і Хмільник-Тетіїв-Володарську пізньоолігоцену долини. Вона постачала теригенний матеріал для формування Тарасівського і Зеленоярського розсипів, пов'язаних з піщаними відкладами середнього горизонту полтавської серії. Областю живлення для цих розсипів слугувало Бердичівське підняття УЩ, про що свідчить, зокрема, наявність у них монациту і циркону, характерних для гранітоїдів бердичівського і побузького комплексів (детальніше див. у розд. 6). Ще одним важливим доказом постачання теригенного матеріалу з Бердичівського підняття є наявність у Тарасівському і Зеленоярському розсипах алмазу імпактного типу [16]. Останній відомий в брекчіях Білилівської (Західної) та Іллінецької вибухових структур у південно-східній частині підняття [20, 107]. За даними статті [20], Білилівська структура являє собою корінне родовище імпактного алмазу, запаси якого становлять  $10^9$  карат.



**Рис. 7.3.** Карти-схеми (а, б) і розріз VII—VII (в) пізньополтавської Якимівка-Осична-Лукашівської палеодолини та пов'язаного з нею Зеленоярського титано-цирконієвого розсипу:

1 — встановлена (а) і гіпотетична (б) межі похованої міоценової долини; 2 — розсипи в пісках верхнього горизонту полтавської серії; 3 — розсипи в пісках середнього горизонту полтавської серії; 4 — потужність продуктивних відкладів, м; 5 — піски, леси, лесоподібні суглинки та інші четвертинні породи; 6 — червоно-бурі та бурі глини і суглинки; 7 — глини строкаті та блакитно-сірі; 8 — піски кварцові різнозернисті, здебільшого дрібно- та середньозернисті (верхній горизонт полтавської серії); 9 — дрібнозернисті піски (середній горизонт полтавської серії); 10 — кристалічні породи та їх кори вивітрювання; 11 — лінія геологічного розрізу

Досарматський палеорельєф південно-західної частини УЩ характеризувався малою контрастністю. В районі Новоград-Волинський—Бердичів—Козятин—Липовець—Іллінці виділяється малоамплітудна денудаційна височина, яку на етапі трансгресії сарматське море навіть періодично не покривало і яка була джерелом теригенного матеріалу під час формування сарматських морських відкладів. Із заходу до цієї височини примикала менш піднята денудаційна рівнина з локальними підняттями фундаменту, зокрема в межах Літинського купола, Куманівецької, Кожухівської, Філіопільської, Шепетівської та інших ділянок. Ці підняття в максимум сарматської трансгресії були затоплені частково або повністю, але доступні для руйнування під дією морських хвиль.

Сарматські морські відклади у південно-західній частині УЩ залягають безпосередньо на корі вивітрювання і сформовані за рахунок продуктів розмиву і перевідкладення її мілководним морем. Вони представлені в основному пісками і глинами з малопотужними прошарками вапняків. Піски дрібно- і середньозернисті, часто глинисті, в базальних горизонтах — різнозернисті, іноді з домішками великих зерен кварцу та гальки гранітоїдних порід, прошарками каолінітових глин. З цими пісками на схилах палеопідняття пов'язані ореоли мінералів-супутників алмазу. В пониженнях рельєфу в товщі сарматських відкладів переважають глини монтморилонітового складу з карбонатними стяжіннями і прошарками вапняків. По лінії Хмільник—Жмеринка—Тульчин поширені вапнякові рифи, а далі на південний захід — відклади глибшого моря.

Таким чином, вапнякові рифи відгороджували мілководну частину сарматського моря в межах південно-західної частини УЩ від глибоководної, що знаходилась на його південно-західному схилі. Наявність рифів створювала відносно спокійні умови осадонакопичення у відшнурованій таким чином мілководній частині моря та не сприяла формуванню гідродинамічно активної пляжевої зони і абразивних берегових уступів. Уздовжберегове переміщення теригенного матеріалу при цьому було значно ускладнено через існування багатьох більших або менших за розмірами підняття фундаменту, кори вивітрювання гранітоїдних та інших типів порід на яких були потужним джерелом насамперед глинистого матеріалу в мілководне море. Крім того, з приморської суші водотоками приносився також переважно глинистий матеріал, який у прибережних умовах мілкого моря не встигав відповідним чином диференціюватися. Такі умови в цілому були несприятливими для утворення потужної товщі піщаних відкладів пляжевого типу і збагачення їх механічно і хімічно стійкими мінералами з підвищеною і високою густиною, хоча їх ресурси в корінних породах і корах вивітрювання цієї частини УЩ надзвичайно великі.

Зауважимо, що вміст монациту в гранітоїдах бердичівського комплексу становить від 30 до 150 г/т, а в сингенетичних їм пегматитах — від 100 до 500 г/т і більше. В жильних пегматитах побузького комплексу західніше м. Вінниця вміст монациту досягає 10—20 кг/т. Тим не менше в піщаних відкладах середнього сармату, що залягають безпосередньо на монацитоносних корах вивітрювання гранітоїдів згаданих вище комплексів, не лише розсіпів, а й підвищених концентрацій монациту не встановлено.



Разом з тим на ділянках Куманівецька, Кожухівська, Філіопільська і Новокосянтинівська в сарматських пісках виявлено значну кількість піропів (до 300—500 знаків на 20 л) та інших супутників алмазу без ознак обкатування, що свідчить про наявність тут місцевих корінних джерел і збагаченість їх цими мінералами. На Куманівецькій ділянці в межах піропового ореола виявлені монацити, які за складом ( $\text{ThO}_2$  6,0—6,58 %,  $\text{UO}_2$  0,37—0,44 %) та ізотопним віком ( $2011 \pm 24$ — $2048 \pm 13$  млн років) відповідають монациту з гранітів і мігматитів бердичівського комплексу. Монацити, як і піропи, не мають ознак механічного зносу. Наведений приклад вказує на належність цього та подібних ореолів у середньосарматських відкладах південно-західної частини УЩ до мілководно-морських ореолів ближнього зносу, в межах яких можна вести пошуки кімберлітових тіл з урахуванням палеогеографічних реконструкцій.

Наприкінці пізнього міоцену сарматське море регресувало. На його місці залишилась акумулятивна низовина, складена морськими піщаними і глинистими відкладами. В її межах було багато лагун і лагуноподібних водойм, де продовжувалось нагромадження глинистих осадів. Вслід за морем, що відступало, на південь і південний захід потекли річки, які часто успадковували давніші ерозійні і ерозійно-тектонічні пониження рельєфу. На жаль, долини цих річок у більшості своїй не закартовані і не вивчені, оскільки піщано-глинисті відклади, переважно якими вони складені, за літологічним складом мало відрізняються від пісків і глин сарматського ярусу, за рахунок перевідкладення яких вони утворилися. За даними публікації [14], у той час існувало не менш як три річки, витоки яких знаходились у межах південно-західної частини УЩ. Річки впадали у мілководне море, що розміщувалося південніше лінії міст Балта—Вапнярка. На цьому етапі формувалася потужна (до 40—50 м) товща континентальних поліфаціальних відкладів балтської світи. Останні поширені на межиріччі Мурафа—Південний Буг, де представлені дельтовою, русловою, заплавною і озерною фаціями. Відклади руслової і дельтової фацій пов'язані з палеорічками, одна з яких, за реконструкціями Л.М. Дружиніна [14], текла в напрямку Летичів—Кармалюкове—Жмеринка—Строїнци—Вапнярка, друга — в напрямку Хмільник—Бохоники—Тиврів—Пирогове, третя — в напрямку Липовець—Немирів—Тульчин (рис. 7.5).

Дельтові й алювіальні відклади залягають, як правило, на сарматських піщано-глинистих відкладах морського походження, а місцями також на корах вивітрювання докембрійських порід УЩ. Вони представлені різнозернистими пісками, збагаченими гравійно-галечним матеріалом у нижніх горизонтах і глинистим — у верхніх. У складі гравійно-галечного матеріалу в північно-західній частині району (с. Строїнци, м. Жмеринка та ін.) встановлені [14] уламки пісковиків (73,6 %), кременів (12,7 %), гранітів (2,7 %), алевролітів (5,0 %) і кварцу (1,6 %). Серед пісковиків і алевролітів переважають кварц-глауконітові різновиди. В північній частині району (м. Немирів та ін.) спостерігається дещо менше уламків пісковиків (53,4 %), кременів (7,8 %) і алевролітів та значно більше кварцитів (9,2 %), жильного кварцу (10,7 %), гранітоїдів (12,7 %), вапняків (6 %). Для південних районів (м. Вапнярка, м. Тульчин та ін.) характерно збільшення кількості уламків кременю

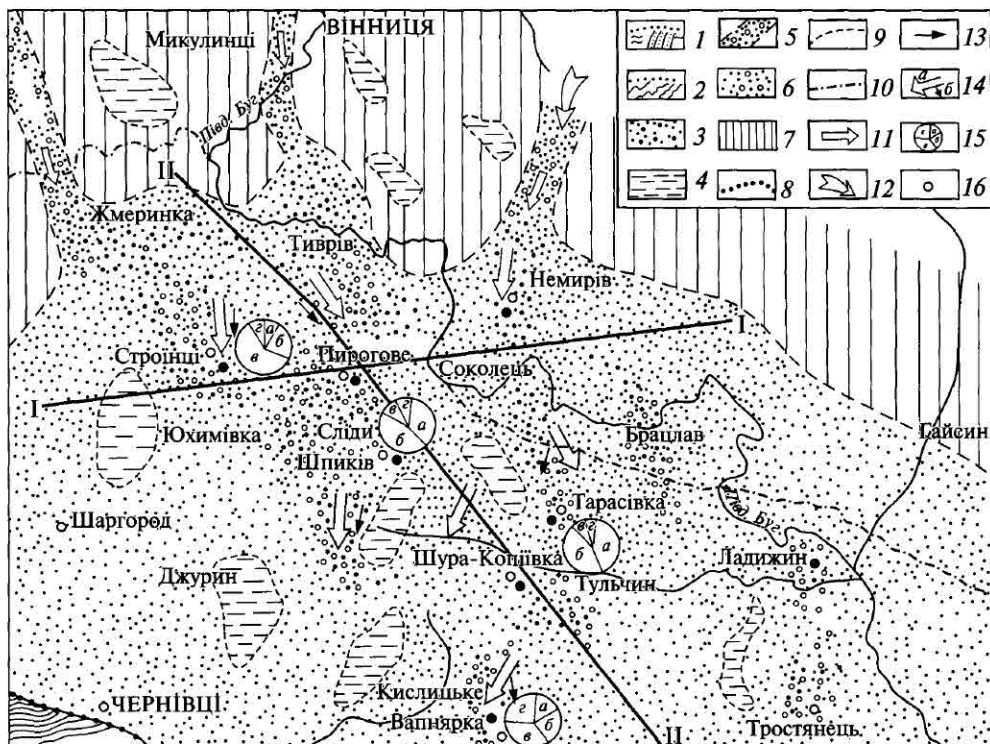


Рис. 7.5. Палеогеографічна схема балтського часу південно-західної частини Українського щита (за реконструкцією Л.М. Дружиніна [14]):

1 — прибережне море; 2 — узбережжя затоко-лагунного типу; 3 — пересипи, коси, бари; 4 — озера; 5 — русла рік; 6 — дельта рік; 7 — заболочена прибережно-морська рівнина; 8 — положення берегової лінії; 9 — межі фазій; 10 — межа ділянки, де більша частина товщі розмита в період формування відкладів, що залягають вище; 11 — напрямок річкових потоків; 12 — основні напрямки зносу уламкового матеріалу; 13 — другорядні напрямки зносу уламкового матеріалу; 14 — напрямки потоків у дельті, що переважає: *a* — за орієнтацією осей гальок, *b* — за напрямком косих прошарків; 15 — галечно-гравійні уламки у дельтових відкладах: *a* — гострокутні, *b* — мало обкатані, *в* — середньообкатані, *г* — добре обкатані; 16 — підвищена піропоносність відкладів балтської світи (понад 25 знаків на 20 л породи)

(24,6—38,2 %) і вапняків (5,3—8,1 %) та зменшення вмісту уламків гранітоїдів, жильного кварцу і глауконіт-кварцових пісковиків.

За даними праці [14], в алювіальних і дельтових відкладах балтської світи північно-західної і північної частин району серед теригенних мінералів переважають рутил-ільменіт-альмандинова та ільменіт-циркон-рутил-альмандинова асоціації важких мінералів (с. Строїнці) або ставроліт-турмалін-ільменіт-альмандинова і циркон-ільменіт-альмандинова асоціації (м. Немирів). Разом з цими мінералами в помітних кількостях встановлено монацити, які за морфологією кристалів, їх кольором, хімічним складом ( $\text{ThO}_2$  6,7—12,4 %,  $\text{UO}_2$  0,15—0,51 %) та ізотопним віком (1944—2045 млн років) ідентичні або подібні до монацитів із гранітоїдів бердичівського і побузького комплексів. Наведені мінералогічні дані у сукупності з літофасціальними і палеогеографічними побудовами засвідчують, що основним джерелом

теригенного матеріалу для формування балтських відкладів були місцеві породи магматичного, метаморфічного і осадового походження. Основна область живлення — Бердичівське підняття УЩ. Цю точку зору поділяють Л.М. Дружинін [14], А.П. Мельник [33], С.М. Цимбал [34] та інші дослідники. Слід зауважити, що існують й інші уявлення про надходження теригенного матеріалу для утворення відкладів балтської світи. Зокрема, Р.Р. Виржиковський і М.В. Черногорова вважали, що область живлення цих порід знаходилась у Карпатах. Л.Ф. Лунгерстаузен [108] розглядав відклади балтської світи як алювіальні та дельтові утворення пра-Дністра. Гіпотезі про Карпатське джерело живлення балтських відкладів суперечить передусім те, що їх кластогенні мінерали представлені різновидами, які за складом, віком та іншими типоморфними ознаками не відрізняються від акцесорних мінералів місцевих кристалічних порід УЩ, а в Карпатах багато з них зовсім не відомі. Слід мати на увазі й те, що Карпати знаходились на відстані понад 250—300 км від району поширення балтських відкладів у південно-західній частині УЩ, але кластогенні мінерали в цих відкладах, як правило, мало стерті та порівняно великі за розмірами. Серед уламків порід, які поширені у відкладах балтської світи, переважають осадові та кристалічні породи місцевого походження. Крім того, в балтських відкладах у межах шита спостерігаються уламки каолінізованих польових шпатів, прошарки каолінистих пісків і вторинних каолінів, що також свідчить про їх місцеве походження.

Наявні дані однозначно вказують на те, що джерелом теригенного матеріалу для формування балтських відкладів алювіального і дельтового типу були, з одного боку, давніші осадові породи, з іншого — кори вивітрювання місцевих кристалічних порід УЩ. Палеодолини того часу вироблені здебільшого в сарматських мілководно-морських піщаних і глинистих відкладах, і, отже, продукти розмиву останніх безпосередньо утворювали алювій в цих долинах. Однак зважаючи на літологічний склад сарматських відкладів, важко пояснити формування за рахунок їх перевідкладення таких різновидів порід балтської світи, як грубозернисті піски, гравеліти і галечники. Відома нині Липовець-Немирів-Тульчинська похована долина в середній частині врізана в кору вивітрювання докембрійських порід Бердичівського блока. Хмільник-Бохоники-Тиврівська палеодолина на ділянці завдовжки близько 20 км між селами Лукашівка і Бохоники прорізує сарматські відклади на всю потужність і розкриває у її дні кристалічні породи фундаменту.

Таким чином, обидві долини могли бути постачальником і акумулятором теригенного матеріалу не лише піщано-глинистої, а й гравійно-галечної розмірності. Оскільки в похованому стані збереглися нижні (пригирлові) частини долин, а верхні повністю еродовані, реконструювати область їх живлення надзвичайно складно. Відсутність у балтських відкладах монациту, характерного для гранітів житомирського комплексу, а також ільменіту, циркону і баделеїту, типоморфних для габроїдів і гранітів Коростенського плутону, є підставою вважати, що продукти руйнування кристалічних порід північно-західної частини УЩ не брали участі в утворенні відкладів балтської світи. Товща пісків полтавської серії, яка пло-

шинно поширена на схід від Бердичівського блока УЩ, майже повністю збереглася від пізньонеогенової ерозії і дуже обмежено впливала на формування відкладів балтської світи.

До алювіальних відкладів балтської світи в межах Липовець-Немирів-Тульчинської, Хмільник-Бохоники-Тиврівської та Летичів-Жмеринка-Строїнці-Вапнярської палеодолин приурочені відповідно Немирівський, Бохоники-Літинський, Строїнці-Жмеринський ореоли піропів, хромшпінелідів і магнезійних ільменітів, а також окремі кристали алмазів. Наявність цих ореолів свідчить про існування і місцевий характер їх корінних джерел кімберлітового типу. Палеогеографічні реконструкції, шліхо-мінералогічні дані й типоморфні особливості алмазу і його супутників вказують на те, що кожен з ореолів має свої корінні джерела живлення, але останні походять, певно, з одного й того самого магматичного осередку. В зв'язку з цим ореоли близькі між собою за складом і парагенетичною належністю піропів та інших супутників алмазу, і їх типізація за названими ознаками дуже ускладнена. Слід обов'язково враховувати й той незаперечний факт, що у формуванні балтських ореолів велику роль відіграв сарматський проміжний колектор морського походження, в якому мінерали-супутники алмазу з різних корінних тіл були вже певною мірою перемішані, а їх співвідношення між собою усереднені. За наявними мінералогічними даними не має підстав розглядати ореоли індикаторних мінералів кімберлітів у балтських відкладах такими, що утворилися у результаті розмивання безпосередньо кімберлітових тіл або кір їх вивітрювання. Це необхідно мати на увазі під час проведення прогнозних і пошукових робіт на алмази.

Четвертинний етап морфогенезу і осадоутворення пов'язаний виключно з континентальними умовами. Відклади цього етапу майже суцільним плащем покривають всю південно-західну частину УЩ. Винятком є лише окремі найбільш підняті ділянки кристалічного фундаменту. Сформований комплекс поліфаціальних континентальних відкладів дуже важко піддається стратиграфічному розчленуванню і картуванню, а це зумовлює схематичність і неоднозначність палеогеографічних реконструкцій умов їх накопичення. Не спираючись на стратиграфію четвертинних відкладів, ми брали до уваги переважно результати геологічних зніманих різних масштабів, проведених на цій території Правобережною експедицією. Згідно з чинною стратиграфічною схемою, відклади четвертинної системи південно-західної частини УЩ поділено на два відділи — плейстоценовий і голоценовий.

Серед плейстоценових відкладів на півдні найбільш поширені леси і лесоподібні суглинки, на півночі — водно-льодовикові піски і суглинки. Алювіальні відклади цього часу поширені несуттєво в межах надзаплавних терас більшості річок. Голоцен представлений сучасним алювієм руслової і заплавної фації, а також озерними, болотними і елювіальними відкладами. У їх формуванні брали участь продукти руйнування всіх типів порід, які розмивались річками та їх притоками. Це були дочетвертинні, головним чином, сарматські відклади, а також плейстоценові водно-льодовикові, озерно-льодовикові та еолові. На багатьох ділянках долини сучасних річок вироблені в кристалічних породах УЩ та їх корах вивітру-

вання. Роль продуктів розмиву останніх у формуванні руслового і заплавного алювію досить значна, а особливості мінерального складу останнього часто визначаються наявністю і вмістом акцесорних мінералів у породах, які розмиваються річками на тих чи інших ділянках. Наприклад, сучасний і терасовий алювій всіх річок системи Тетерев—Південний Буг, які течуть у межах розвитку гранітоїдів бердичівського, подільського і житомирського комплексів, завжди збагачений характерними для цих гранітоїдів монацитом і альмандином.

Алювіальні відклади привертають особливу увагу в зв'язку з пошуками алмазоносних кімберлітів. За даними більш-менш систематичного опробування, у них значно поширені піроп та деякі інші індикаторні мінерали кімберлітів. Проте ці мінерали не несуть ознак, які б свідчили, що вони потрапили в алювій під час безпосереднього розмивання кімберлітових тіл. Це дає підставу допускати, що останні знаходяться не в долинах, а на межиріччях, де поховані під товщею четвертинних і давніших осадових порід. Найменш зношені і найбільші за розмірами піропи спостерігаються в алювії басейну верхньої течії р. Південний Буг, особливо на тих ділянках, де розмиваються сарматські мілководно-морські і балтські алювіальні відклади, з якими пов'язані відповідно первинні і вторинні ореоли піропу та інших супутників алмазу.



## ЗАКЛЮЧЕННЯ

---

З'ясовано закономірності розміщення і утворення ореолів, проведено їх типізацію за віком, генезисом, положенням стосовно джерел живлення. Виділено первинні ореоли, які сформувалися з продуктів безпосереднього розмиву кір вивітрювання кімберлітів.

Установлено, що більшість алмазів із вивчених ореолів за кристаломорфологією, ІЧ-спектроскопічними і люмінесцентними характеристиками подібні до дрібних алмазів із кімберлітів, але відрізняються від них співвідношеннями морфотипів кристалів та структурно-дефектними особливостями. В ореолах алмази еклогітового типу переважають над перидотитовими і, крім того, поширені алмази імпактного типу.

Визначено особливості хімічного складу гранатів верхньомантійних парагенезисів із ореолів. Показано, що серед них домінують низько- і середньохромисті піропи, а високохромисті мало поширені. В ореолах у значних кількостях містяться піроп-альмандини, у тому числі алмазної асоціації.

На підставі даних щодо складу оптико-спектроскопічних і колориметричних параметрів піропів із ореолів ідентифіковано їх материнські породи. Такими були в основному лерцоліти, піроксеніти та магнезійні і магнезійно-залістисті еклогіти. Частина піропів належить до парагенезисів хромшпінелевих та ільменітових перидотитів, верлітів, гарцбургітів і дистенових еклогітів.

За новими геохімічними даними, піропи здебільшого бідні на несумісні елементи-домішки. Виходячи з вмісту Ni в піропах, визначено температуру їх кристалізації— від 700 до 1125 °С. За наявністю серед найбільш високо-температурних піропів дуже деплетованих на Y (<10 г/т) різновидів потужність літосфери під південно-західною частиною УЩ у пізньому протерозої оцінено у 150—160 км. Утворені на таких глибинах кімберлітові розплави прийнято вважати потенційно алмазозносними.

У піропах із Немирівського ореола ідентифіковані включення лверингіту, матіаситу, жадеїту, паргаситу, високохромистої чермакітової рогової обманки і амфіболу жедритового типу. Їх знахідки засвідчують, що у верхній мантії південного заходу УЩ локально поширені піропові перидотити, які зазнали глибинного метасоматозу і збагачення несумісними елементами-домішками.

Доведено, що хромшпінеліди в ореолах представлені сумішшю індивідів мантійного і корового походження у різних співвідношеннях. Деякі різновиди хромшпінелідів, які за складом раніше відносили до хромітів алмаз-

ної асоціації, не є парагенетичними супутниками алмазу і надходили в ореоли із слюдистих дунітів і гарцбургітів корового типу. Цей висновок має важливе значення для прогнозування і пошуків кімберлітів у південно-західній частині УЩ.

Вивчені помірномагнезійні ільменіти з ореолів південно-західної частини УЩ за морфологічними і типохімічними ознаками суттєво відрізняються від пікроільменітів із кімберлітів. З огляду на асоціації мінералів-включень в ільменітах і розрахунки  $P-T$ -параметрів утворення цих мінералів зроблено висновок, що їх материнськими породами були нижньокорові меланократові основні породи нормального і сублужного ряду. Найімовірніше такі породи були поширені у південній частині Бердичівського і північній — Вінницького блоків УЩ.

Доведено, що знайдені у деяких ореолах хромдіопсиди відрізняються за складом і  $P-T$ -умовами утворення від хромдіопсиду із кімберлітів. Їх материнськими породами були польвошпатові піроксеніти сублужного ряду.

Визначено ізотопний вік індивідуальних зерен циркону і монациту із алмазоносних Зеленоярського і Тарасівського титано-цирконієвих розсипів. Установлено, що вони надходили у розсип переважно із гранітоїдів бердичівського, подільського і кіровоградсько-житомирського комплексів палеопротерозою, поширених у межах Бердичівського і північної частини Вінницького блоків УЩ. У цьому районі живлення розсипів прогнозується наявність кімберлітів — основного постачальника алмазу і його мінералів-супутників, крім уже відомих корінних джерел алмазу імпаکتного типу.

Реконструйовано палеогеографічні умови утворення порід південно-західної частини УЩ і пов'язаних з ними ореолів алмазу і його мінералів-супутників. Показано, що основним джерелом теригенного матеріалу для них були різні за складом місцеві породи докембрійського віку та їх кори вивітрювання.

На підставі вивчення типоморфізму алмазу і його мінералів-супутників із ореолів південно-західної частини УЩ [36, 40, 41, 46, 48, 66, 73, 107, 109—113] запропоновано можливі напрямки подальшого удосконалення мінералогічних критеріїв прогнозування і пошуків кімберлітів в Україні.

## SUMMARY

---

The regularities of aureoles location and formation have been found out, they have been typified according to their age, genesis and position in respect of feeding sources. Primary aureoles, which were formed from the products of direct washout of kimberlite crusts of weathering, have been distinguished.

It has been established that according to their crystal morphology, IR-spectroscopic and luminescent characteristics most diamonds from the studied aureoles are similar to small diamonds from kimberlites but differ from them by the ratio of crystal morphotypes and structure-defect peculiarities. Diamonds of eclogite type prevail over peridotite ones, and moreover, the impact type diamonds are abundant.

Peculiarities of chemical composition of garnets of upper-mantle parageneses from aureoles have been defined. It has been shown that low- and medium-chrome pyropes dominate among them, while high-chrome ones are low-abundant. Pyrope-almandines, including those from diamond association, are contained in considerable amounts.

The parent rocks of pyropes from the aureoles have been identified basing on the data about the composition of their optical-microscopic and colorimetric parameters. Those mainly were lherzolites, pyroxenites and magnesian and magnesian-ferruginous eclogites. Some pyropes belong to parageneses of chromespinel and ilmenite peridotites, verlites, hartzburgites, and disthene eclogites.

According to new geochemical data, pyropes are mainly poor for incompatible elements-impurities. Crystallization temperature of pyropes — from 700 to 1125 °C — was determined, proceeding from the content of Ni in them. Since pyrope varieties depleted of Y (<10 g/t) are available among most high-temperature pyropes, the lithosphere thickness under the south-western part of the Ukrainian Shield (USh) in Late Proterozoic is estimated to be 150–160 km. Kimberlite melts formed at such depths are usually considered as potentially diamond-bearing ones.

Loveringite, matteucite, jadeite, pargasite, high-chrome chermakite hornblende and gedrite type amphibole inclusions were identified in pyropes of the Nemyriv aureole. Their occurrences prove that pyrope peridotites are locally distributed in the upper mantle of the USh south-west. They were subjects of deep metasomatism and enrichment with incompatible elements-impurities.

It has been proved that chromspinelides in the aureoles are presented by a mix of individuals of the mantle and crust origin in different ratios. Some chromspinelide varieties, which were earlier related to chromites of diamond associa-

## Summary

---

tion, are not paragenetic accessories of diamond and arrived to aureoles from micaceous dunites and hartzburgites of crust type. This conclusion is of great significance for predicting and prospecting kimberlites in the south-western part of the Ukrainian Shield.

The studied temperate-magnesian ilmenites from the aureoles of the south-western part of USh differ essentially from picroilmenites from kimberlites as to morphological and typochemical features. With allowance for associations of minerals-impurities in ilmenites and calculations of p-T-parameters of formation of these minerals the conclusion was made that low-crust melanocratic basic rocks of normal and subalkaline series were their paternal rocks. These rocks were most probably distributed in the southern part of Berdychiv and northern part of Vynytzia blocks of USh.

It has been proved that chromdiopsides found in some aureoles differ from chromdiopside of kimberlites by their composition and P-T-conditions of formation. Feldspar pyroxenites of subalkaline series were their paternal rocks.

Isotope age of individual grains of zircon and monazite from diamond-bearing titanium-zirconium placers Zelenoyarske and Tarasivske has been determined. It has been established that they mainly arrived to the placer from granitoids of Berdychiv, Podillia, and Kirovograd-Zhitomyr complexes of Paleoproterozoic distributed within the Berdychiv block and northern part of the Vynytzia block of USh. The presence of kimberlites, the basic supplier of diamond and its accompanying minerals, is predicted in this region of placers feeding, besides already known original sources of diamond of the impact type.

Paleogeographic formation conditions for the rocks of south-western part of USh and related aureoles of diamond and accompanying minerals have been reconstructed. It has been shown that the local rocks of Precambrian age, various in composition, and their crusts of weathering were the main source of terrigenous material for them.

Possible trends of further improvement of mineralogical criteria of kimberlites predicting and prospecting in Ukraine were proposed on the basis of studying typomorphism of diamond and its accompanying minerals from the aureoles of the south-western part of USh [36, 40, 41, 46, 48, 66, 73, 107, 109—113].

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Гневушев М.А.* Находки пиропы в верховьях Днестра / М.А. Гневушев, В.А. Ефремова, Я.Р. Пахло // *Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР.* — Л., 1960. — Вып. 40. — С. 15—20.
2. *Алексеева В.П.* О пиропе Украины / В.П. Алексеева, Л.Н. Новоселова // *Минерал. сб. Львов. ун-та.* — 1965. — Вып. 2, № 19. — С. 190—197.
3. *Ружицкий В.О.* Алмазы недр европейской части СССР / В.О. Ружицкий // *Природа.* — 1957. — № 12. — С. 88—91.
4. *Ружицкий В.О.* О трубках взрыва на Русской платформе / В.О. Ружицкий // *Докл. АН СССР.* — 1963. — Т. 152, № 2. — С. 404—407.
5. *Ружицкий В.О.* Про алмази та перспективи розшуків кімберлітів на Україні / В.О. Ружицкий // *Геол. журн.* — 1961. — Т. 21, № 6. — С. 24—35.
6. *Кашкаров И.Ф.* О находках алмазов в титано-циркониевых песках / И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов // *Докл. АН СССР.* — 1964. — Т. 157, № 5. — С. 429—430.
7. *Юрк Ю.Ю.* Алмазы песчаных отложений Украины / Ю.Ю. Юрк, И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов [и др.]. — К.: *Наук. думка*, 1973. — 168 с.
8. *Бобриевич А.П.* Новые находки алмаза на Правобережной Украине / А.П. Бобриевич, В.В. Грицик, Л.Н. Дружинин [и др.] // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* — 1968. — № 8. — С. 703—707.
9. *Яловенко И.П.* Новые данные об алмазоносности песчаных отложений юга Украины и Молдавии / И.П. Яловенко, Ю.А. Полканов, П.Н. Сторчак, К.А. Бирюкова // *Геология и рудоносность юга Украины.* — 1969. — Вып. 2. — С. 109—114.
10. *Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы* / под ред. Н.П. Семеновко. — К.: *Наук. думка*, 1970. — 120 с.
11. *Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита* / под ред. Н.П. Семеновко. — К.: *Наук. думка*, 1968. — 172 с.
12. *Бобриевич А.П.* Алмазоносность кластических образований балтской свиты Украины / А.П. Бобриевич, Л.Н. Дружинин, В.Н. Квасница, А.И. Кручек // *Литология и полезные ископаемые.* — 1975. — № 4. — С. 119—127.
13. *Бобриевич О.П.* Про алмазоносність балтських відкладів України / О.П. Бобриевич, Л.М. Дружинін, Є.Г. Кирилова, Г.І. Смирнов [та ін.] // *Геол. журн.* — 1970. — Т. 30, № 5. — С. 85—90.
14. *Бобриевич О.П.* Алмазоносність теригенних утворень балтської світи України / О.П. Бобриевич, Л.М. Дружинін, Г.І. Смирнов. — К.: *Наук. думка*, 1973. — 170 с.
15. *Бобриевич О.П.* Знахідка дрібних алмазів у середньополтавських теригенних відкладах (центральна частина Українського щита) / О.П. Бобриевич, В.М. Квасниця, А.І. Кручек [та ін.] // *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* — 1973. — № 9. — С. 771—773.
16. *Полканов Ю.А.* Импактные алмазы в мелкозернистых россыпях Украины / Ю.А. Полканов, Г.К. Еременко, М.И. Сохор // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* — 1973. — № 11. — С. 989—990.
17. *Масайтис В.Л.* Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера / В.Л. Масайтис, С.И. Футергендлер, М.А. Гневушев // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.* — 1972. — Ч. 101, вып. 1. — С. 108—112.



18. *Бернадская Л.Г.* Особенности химизма пород астроблем Украинского щита / Л.Г. Бернадская, В.И. Долгова // Геол. журн. — 1985. — Т. 45, № 1. — С. 118—128.
19. *Ваганов В.И.* Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И. Ваганов, П.Ф. Иванкин, П.Н. Кропоткин [и др.]. — М.: Недра, 1985. — 200 с.
20. *Вальтер А.А.* Алмазонасность астроблем Украины и природа образования высоких концентраций импактных алмазов / А.А. Вальтер, Д.С. Гурский, Г.К. Еременко // Минерал. журн. — 1998. — Т. 20, № 6. — С. 48—63.
21. *Вальтер А.А.* Ударно-метаморфогенные минералы углерода / А.А. Вальтер, Г.К. Еременко, В.Н. Квасница, Ю.А. Полканов. — К.: Наук. думка, 1992. — 172 с.
22. *Вальтер А.А.* Взрывные кратеры Украинского щита / А.А. Вальтер, В.А. Рябенко. — К.: Наук. думка, 1977. — 156 с.
23. *Гинтов О.Б.* Об эндогенной природе Ильинецкой структуры / О.Б. Гинтов, Т.П. Шевченко, В.М. Голуб // Геол. журн. — 1975. — Т. 35, № 1. — С. 54—62.
24. *Металіді В.С.* Алмазонасність південно-західної частини Українського щита і його схилів / В.С. Металіді, В.М. Павлюк, В.Л. Приходько // Мінерал. ресурси України. — 1999. — № 3. — С. 9—12.
25. *Павлюк В.М.* Перспективи алмазонасності Бердичівського підняття Українського щита / В.М. Павлюк, Р.М. Довгань // Перспективи алмазонасності території України. — К.: Вид-во УкрДГРІ, 2004. — С. 61—64.
26. *Довгань Р.М.* Хмельницько-Одеський ортократон як головна літосферна мегаструктура країни Східноєвропейської платформи та його пошукова привабливість на алмази / Р.М. Довгань, В.А. Єнтін, В.М. Павлюк // Мінерал. ресурси України. — 2009. — № 1. — С. 6—10.
27. *Перспективи коренної алмазонасності України* / под ред. В.С. Металіди. — К.; Львов: Центр Європи, 2006. — 200 с.
28. *Геология СССР. Т. 5. Геология Украинской ССР и Молдавской ССР. Ч. 1. Геологическое описание платформенной части* / под ред. В.А. Ершова, Н.П. Семенов. — М., 1958. — 1000 с.
29. *Веклич М.Ф.* Четвертинні відклади правобережжя середнього Дніпра / М.Ф. Веклич. — К.: Наук. думка, 1958. — 199 с.
30. *Веклич М.Ф.* Палеогеоморфологія області Українського щита / М.Ф. Веклич. — К.: Наук. думка, 1966. — 120 с.
31. *Клюшников М.Н.* Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР / М.Н. Клюшников. — К.: Изд-во АН УССР, 1953. — 167 с.
32. *Барбот де Марни Н.П.* О балтском ярусе третичной почвы южной России / Н.П. Барбот де Марни // Зап. Минерал. о-ва. — 1869. — № 4. — С. 12—24.
33. *Мельник А.П.* Литология и закономерности формирования осадочных отложений Побужья / А.П. Мельник. — К.: Наук. думка, 1970. — 220 с.
34. *Цымбал С.Н.* Пиропонсность балтских отложений левобережной части Среднего Побужья / С.Н. Цымбал, З.А. Кишинская, Д.А. Лавров [и др.] // Геохимия и рудообразование. — 1980. — № 8. — С. 40—50.
35. *Дружинін Л.М.* До знахідки крупних зерен піропу в балтських відкладах / Л.М. Дружинін, К.П. Грицик, Д.А. Лавров, Г.І. Смирнов // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1976. — № 6. — С. 491—493.
36. *Цымбал Ю.С.* Ореолы рассеяния магнезиальных ильменитов в кайнозойских отложениях юго-западной части Украинского щита и их поисковое значение / Ю.С. Цымбал, С.Н. Цымбал, В.Н. Павлюк, Р.Н. Довгань // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений: материалы 2-й Междунар. конф. (20—26 сент. 2004 г., Симферополь, Ялта). — К.: УкрГГРИ, 2006. — С. 217—222.
37. *Цымбал С.Н.* Хромшпинелиды из балтских отложений юго-западной части Украинского щита / С.Н. Цымбал // Минерал. журн. — 1995. — Т. 17, № 6. — С. 49—61.
38. *Цымбал С.Н.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины / С.Н. Цымбал, Ю.А. Полканов. — К.: Наук. думка, 1975. — 248 с.
39. *Цымбал С.Н.* Закономерности образования и вещественный состав титаноциркониевых россыпей Украины / С.Н. Цымбал // Доклады сов. геологов на XXV Междунар. геол. конгр. "Минеральные месторождения". — М.: Наука, 1976. — С. 196—212.

40. Цымбал С.Н. Возраст и коренные источники цирконов из титано-циркониевых россыпных месторождений Украинского щита / С.Н. Цымбал, В.Л. Гриффин, Е.А. Белоусова [и др.] // Россыпи и месторождения кор выветривания: Тез. докл. XIII Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (22–26 авг. 2005 г., Пермь). — Пермь: Перм. ун-т, 2005. — С. 303–306.
41. Цымбал С.Н. Монацит из титано-циркониевых россыпей Украинского щита: состав, возраст, источники питания / С.Н. Цымбал, А.А. Кременецкий, В.Н. Павлюк, Ю.С. Цымбал // Комплексное изучение природных и техногенных россыпей: Тр. IV Междунар. науч.-практ. конф. (17–22 сент. 2007 г., г. Симферополь, Судак). — Симферополь: ПолиПресс, 2007. — С. 111–114.
42. Цимбал С.М. Будова міоценового алювіального розсипу Придніпров'я / С.М. Цимбал, І.І. Бондар // Геол. журн. — 1966. — Т. 24, № 2. — С. 94–101.
43. Квасница В.Н. Мелкие алмазы / В.Н. Квасница. — К.: Наук. думка, 1985. — 215 с.
44. Квасница В.Н. Алмазы юго-западной части Восточно-Европейской платформы / В.Н. Квасница // Геология алмазов. — Настоящее и будущее. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. — С. 667–674.
45. Квасница В.Н. Типоморфизм микрокристаллов алмаза / В.Н. Квасница, Н.Н. Зинчук, В.И. Коптиль. — М.: ООО “Недра-Бизнесцентр”, 1999. — 224 с.
46. Лупашко Т.М. Зіставлення даних фотолюмінесценції та ІЧ-поглинання дрібних алмазів України / Т.М. Лупашко, А.М. Тарашан, К.О. Ільченко [та ін.] // Мінерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 121–129.
47. Ільченко К.О. Мікроалмази із кімберлітів і розсипні алмази України: їх особливості за даними інфрачервоної спектроскопії / К.О. Ільченко, В.М. Квасница, М.М. Таран // Зап. Укр. мінерал. тов-ва. — 2007. — Т. 4. — С. 13–37.
48. Ільченко К.О. Дефектні центри дрібних алмазів України (за даними інфрачервоної спектроскопії) / К.О. Ільченко, В.М. Квасница, М.М. Таран // Мінерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 108–120.
49. Специус З.В. Находка алмазов “днестровского типа” в ксенолитах эклогитов и некоторых россыпях / З.В. Специус, А.А. Заячковский, С.С. Горохов // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1981. — № 35, вып. 1. — С. 71–73.
50. Афанасьев В.П. Морфология и генезис скульптурированных гранатов из кимберлитовых пород Якутии / В.П. Афанасьев, А.Д. Харьков, Ю.П. Белик // Геология и геофизика. — 1976. — № 10. — С. 80–90.
51. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них / Дж. Доусон. — М.: Мир, 1982. — 300 с.
52. Лазько Е.Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород / Е.Е. Лазько. — М.: Недра, 1979. — 192 с.
53. Мацюк С.С. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии / С.С. Мацюк, Н.Н. Зинчук. — М.: Недра, 2001. — 428 с.
54. Мацюк С.С. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах / С.С. Мацюк, А.Н. Платонов, В.М. Хоменко. — К.: Наук. думка, 1985. — 248 с.
55. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии / Н.В. Соболев. — Новосибирск: Наука, 1974. — 264 с.
56. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности / Н.В. Соболев // Геология и геофизика. — 1971. — № 3. — С. 70–80.
57. Соболев Н.В. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами трубки “Мир”, Якутия / Н.В. Соболев, А.И. Богкунов, Ю.Г. Лаврентьев, Л.Н. Поспелова // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1971. — Ч. 100, вып. 5. — С. 558–564.
58. Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений / А.Д. Харьков. — М.: Недра, 1978. — 135 с.
59. Харьков А.Д. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений / А.Д. Харьков, Н.Н. Зинчук, А.И. Крюков. — М.: Недра, 1955. — 348 с.
60. Харьков А.Д. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов / А.Д. Харьков, В.Н. Квасница, А.Ф. Сафронов, Н.Н. Зинчук. — К.: Наук. думка, 1989. — 184 с.

61. *Griffin W.L.* Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration / W.L. Griffin, C.G. Ryan // *J. Geochem. Explor.* — 1995. — Vol. 53. — P. 311—337.
62. *Griffin W.L.* Ni in Cr-pyrope garnets: a new geothermometer / W.L. Griffin, C.G. Ryan, D.C. Consens [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1989. — Vol. 103, N 2. — P. 199—202.
63. *Griffin W.L.* Trace elements in garnets and chromites: diamond formation in the Siberian lithosphere / W.L. Griffin, N.V. Sobolev, C.G. Ryan [et al.] // *Litos.* — 1993. — Vol. 29. — P. 235—256.
64. *Панов Ю.Б.* Типохимизм мінералів-спутників алмаза із кимберлитів Приазов'я: автореф. дис. ... канд. геол. наук / Ю.Б. Панов. — Донецьк, 2001. — 19 с.
65. *Панов Б.С.* Р-Т-умовия образования Сг-пиропов из кимберлитов Украинского щита / Б.С. Панов, В.Л. Гриффин, Ю.Б. Панов // *Докл. НАН Украины.* — 2000. — № 3. — С. 137—143.
66. *Цымбал С.Н.* Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита / С.Н. Цымбал, Ю.С. Цымбал // *Минерал. журн.* — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 40—56.
67. *Добрецов Н.Я.* Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Н.Я. Добрецов, Н.В. Соболев, В.С. Шацкий [и др.]. — Новосибирск: Наука, 1989. — 236 с.
68. *Маракушев А.А.* Петрохимические типы эклогитов и вопросы их генезиса / А.А. Маракушев // *Вестн. Моск. гос. ун-та.* — 1972. — № 2. — С. 3—22.
69. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала / Н.Г. Удовкина. — М.: Наука, 1971. — 191 с.
70. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР / Н.Г. Удовкина. — М.: Наука, 1985. — 285 с.
71. *Курепин В.А.* Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии / В.А. Курепин // *Минерал. журн.* — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 88—94.
72. *Вуйко В.И.* Оптико-спектроскопические и колориметрические параметры пиропов и пироп-альмандинов из осадочных пород Среднего Побужья / В.И. Вуйко, А.А. Вишневский, С.Н. Цымбал, В.А. Чеботарев // *Там же.* — 1983. — Т. 5, № 3. — С. 42—49.
73. *Мацюк С.С.* Щодо корінних джерел мінералів-супутників алмазу з осадкових порід південно-західної частини Українського щита / С.С. Мацюк, С.Н. Цимбал, Ю.С. Цимбал, В.М. Павлюк // *Перспективи алмазоносності території України.* — К.: УкрДГРІ, 2004. — С. 96—105.
74. *Мацюк С.С.* Особенности состава и оптико-спектроскопические характеристики гранатов перидотит-пироксенитовых интрузий Чешского массива / С.С. Мацюк, А.А. Вишневский, А.Н. Платонов, А.Д. Харьков // *Минерал. журн.* — 1987. — Т. 9, № 3. — С. 15—27.
75. *Boyd F.R.* Diamonds and the African Lithosphere / F.R. Boyd, J.J. Gurney // *Science.* — 1986. — Vol. 232. — P. 472—477.
76. *Вишневский А.А.* Пироп с кристаллическими включениями из балтских отложений Среднего Побужья / А.А. Вишневский, Ю.Н. Колесник, А.С. Вишневский [и др.] // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* — 1985. — № 4. — С. 10—14.
77. *Green D.H.* Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlitic assemblages / D.H. Green, N.V. Sobolev // *Contr. Mineral. and Petrol.* — 1975. — Vol. 50, N 3. — P. 217—229.
78. *Каминский Ф.В.* Кимберлиты и алмазы КНР: Обзор ВИЭМС / Ф.В. Каминский. — М., 1978. — 58 с.
79. *Haggerty S.E.* The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites / S.E. Haggerty // *Phus. Chem. Earth.* — 1975. — Vol. 9. — P. 295—307.
80. *Haggerty S.E.* The mineral chemistry of new titanates from Jagersfontein kimberlite, South Africa: implications for metasomatism in the upper mantle / S.E. Haggerty // *Geochim et cosmochim. acta.* — 1983. — Vol. 47, N 1. — P. 1833—1854.

81. *Mercier S.C.C.* Single-pyroxene thermobarometry / S.C.C. Mercier // *Tectonophysics*. — 1980. — Vol. 70, N 1—2. — P. 1—37.
82. *Мацюк С.С.* Шпинелиды мантийных пород / С.С. Мацюк, А.Н. Платонов, Э.В. Польшин [и др.]. — К.: Наук. думка, 1989. — 211 с.
83. *Бовкун А.В.* Минералогия оксидов из связующей массы кимберлитов Якутии (генетические и прикладные аспекты): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А.В. Бовкун. — М., 2000. — 22 с.
84. *Бовкун А.В.* Эволюция состава шпинелидов из кимберлитов / А.В. Бовкун, В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева, П.А. Самсонов // *Геология алмазов — настоящее и будущее*. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2005. — С. 941—950.
85. *Дарменко О.Л.* Экспериментальные исследования устойчивости клинопироксенов в сечении Di-CaTS-CaEs при давлении 30 кбар / О.Л. Дарменко, Н.В. Сурков // 14-е Рос. совещ. по эксперим. минералогии, Черноголовка, Моск. обл., 2—4 окт. 2001 г.: Тез. докл. — Черноголовка: Богород. печатник, 2001. — С. 42.
86. *Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles / B.E. Leake, A.R. Woolley, J.D. Grice [et al.] // *Eur. J. Mineral.* — 1997. — P. 623—651.
87. *Кривдик С.Г.* Палеозойские щелочные породы Восточного Приазовья (Украинский щит) / С.Г. Кривдик, С.Н. Цымбал, В.Ф. Раздорожный // *Минерал. журн.* — 2006. — Т. 28, № 2. — С. 5—40.
88. *Егоров В.В.* Состав и условия образования мегакристовой ассоциации щелочных базальтоидов Шаварын-Царом (Монголия) и вулканического плато Дак Нонг (Вьетнам) / В.В. Егоров, А.Э. Изох, Р.А. Шелепаев [и др.] // *Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: материалы Всесоюз. совещ., Миасс, 18—23 сент. 2006 г.* — Миасс: Ин-т минералогии Урал. отд. АН России, 2006. — С. 77—80.
89. *Соболев Н.В.* Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции / Н.В. Соболев, Э.С. Ефимова, Л.Ф. Реймерс [и др.] // *Геология и геофизика*. — 1997. — Т. 38, № 2. — С. 358—370.
90. *Соболев Н.В.* Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии / Н.В. Соболев, Н.П. Похиленко, Ю.Г. Лаврентьев, Л.В. Усова // *Геология и геофизика*. — 1975. — № 11. — С. 7—24.
91. *Meyer H.O.A.* Inclusions in diamond / H.O.A. Meyer // *Mantle xenolites*. — Chichester, 1987. — P. 501—522.
92. *Афанасьев В.П.* Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазных площадей в связи с проблемой “ложных” индикаторов кимберлитов / В.П. Афанасьев, Н.П. Похиленко, А.М. Логвинова [и др.] // *Геология и геофизика*. — 2000. — № 12. — С. 1729—1741.
93. *Ронина Е.Е.* Особенности химического состава хромшпинелидов северо-запада Малоботуобинского поля / Е.Е. Ронина // *Топоминералогия и типоморфизм минералов*. — Якутск, 1988. — С. 27—31.
94. *Гаранин В.К.* Ильменит из кимберлитов / В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева, Л.Т. Сошкина. — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1984. — 240 с.
95. *Кухаренко А.А.* К минералогии кимберлитов Либерийского щита (Западная Африка) / А.А. Кухаренко, Б.М. Михайлов, М.Т. Орлова // *Сов. геология*. — 1971. — № 11. — С. 91—103.
96. *Францессон Е.Н.* Минералы-спутники алмаза из щелочно-ультраосновных брекчий Среднего Тимана / Е.Н. Францессон, Р.К. Гареева, В.В. Пантелеев, Л.П. Дудар // *Тр. ЦНИГРИ*. — 1983. — Вып. 175. — С. 65—67.
97. *Цымбал С.Н.* Ультрамафиты Немировской интрузии (Украинский щит) / С.Н. Цымбал, А.Я. Каневский, С.Г. Кривдик // *Минерал. журн.* — 1996. — Т. 18, № 1. — С. 39—47.
98. *Патрин Г.С.* Минералогия и типохимизм ильменита из ксенолитов верхнемантийных пород / Г.С. Патрин, С.С. Мацюк, С.И. Костровицкий, Н.В. Алымова // *Минерал. журн.* — 2004. — Т. 26, № 4. — С. 40—56.
99. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины / В.Б. Соллогуб. — К.: Наук. думка, 1986. — 184 с.

## Список літератури

100. Івантішин М.М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського щита / М.М. Івантішин. — К.: Вид-во АН УРСР, 1960. — 244 с.
101. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита / Н.П. Щербак. — К.: Наук. думка, 1975. — 272 с.
102. Щербак Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. — К.: Наук. думка, 2005. — 243 с.
103. Щербак Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная [и др.]. — К.: Наук. думка, 2008. — 239 с.
104. Belousova E.A. Trace element composition and cathodoluminescence properties of Southern African kimberlitic zircons / E.A. Belousova, W.L. Griffin, N.J. Pearson // *Miner. Magazine*. — 1998. — Vol. 62, N 3. — P. 355—366.
105. Цымбал С.Н. Субшелочные габбро-диабазы юго-западной части Украинского щита / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик, Р.Н. Довгань, В.Н. Павлюк // *Минерал. журн.* — 2007. — Т. 29, № 1. — С. 44—57.
106. Полканов Ю.А. Космогенные алмазы в россыпях / Ю.А. Полканов, Э.А. Витриченко // *Проблемы космохимии*. — К., 1974. — С. 54—59.
107. Цымбал С.Н. Алмаз из импактитов Белиловской (Западной) астроблемы (Украинский щит) / С.Н. Цымбал, В.Н. Квасниша, Ю.С. Цымбал, Э.В. Мельничук // *Минерал. журн.* — 1999. — Т. 21, № 2—3. — С. 45—52.
108. Лунсгерсгаузен Л.Ф. Геологическая эволюция Южного Приднестровья / Л.Ф. Лунсгерсгаузен // *Сов. геология*. — 1940. — № 8. — С. 57—72.
109. Цымбал С.Н. Хромшпинелиды из алмазоносных титано-циркониевых россыпей Украинского щита / С.Н. Цымбал, Ю.С. Цымбал // *Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні. Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19—22 трав. 2003 р.)*. — К., 2003. — С. 175—180.
110. Цымбал Ю.С. Включения пикроильменита и ассоциирующих с ним минералов в пиропсах из терригенных отложений западной части Украинского щита / Ю.С. Цымбал // *Минерал. журн.* — 2007. — Т. 29, № 1. — С. 67—73.
111. Цымбал Ю.С. Высокохромистые хромшпинелиды из осадочных пород западной части Украинского щита / Ю.С. Цымбал // *Минерал. журн.* — 2006. — Т. 28, № 2. — С. 69—74.
112. Цымбал Ю.С. Минеральные включения в магнезиальных ильменитах из ореолов алмаза и пиропов в неогеновых отложениях юго-запада Украинского щита / Ю.С. Цымбал // *Материалы Междунар. минерал. семинара “Минералогическая интервенция в микро- и наномир” (Сыктывкар, 2009 г.)*. — Сыктывкар, 2009. — С. 340—342.
113. Цымбал Ю.С. Минеральные включения в хромшпинелидах из терригенных отложений юго-западной части Украинского щита / Ю.С. Цымбал // *Минерал. журн.* — 2007. — Т. 29, № 2. — С. 48—62.



# ДОДАТОК

Таблиця Д.1

Хімічний склад піропів із ореолів південно-західної частини Українського щита, %

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
<b>Бердичівська ділянка, Любар-Філопіль-Бруслинівська палеодолина, бучацькі відклади</b>											
1	07	41,89	0,36	23,24	1,12	8,20	0,22	19,77	4,70	0,08	99,58
2	097-1	40,94	0,14	23,74	0,08	11,53	0,25	13,87	9,24	0,02	99,81
3		40,55	0,16	23,47	0,00	12,62	0,27	12,28	10,27	0,00	99,62
4		42,29	0,33	23,30	1,13	7,46	0,28	20,20	4,80	0,07	99,86
5		42,01	0,34	22,45	1,31	8,29	0,30	19,77	4,86	0,03	99,36
6		41,97	0,40	22,38	1,33	8,64	0,30	19,89	4,46	0,05	99,42
7		42,10	0,36	22,95	1,06	8,19	0,35	20,45	4,36	0,03	99,85
8		41,64	0,19	23,30	1,22	8,50	0,40	19,64	4,82	0,06	99,77
9		41,54	0,16	22,76	1,27	8,29	0,36	19,94	4,38	0,04	98,74
10	097-3	41,88	0,16	23,64	0,77	8,50	0,28	20,10	4,38	0,04	99,75
11		42,29	0,18	22,52	1,56	8,72	0,32	19,48	4,56	0,01	99,64
12		42,14	0,22	23,32	1,06	7,08	0,22	20,91	4,97	0,00	99,92
13		42,24	0,13	22,00	2,57	6,98	0,31	19,88	5,62	0,00	99,73
14	097-2	40,80	0,44	22,81	0,13	10,75	0,28	11,72	12,70	0,01	99,64
15		41,58	0,11	23,99	0,03	11,65	0,31	17,81	4,32	0,01	99,81
16		41,76	0,38	22,71	1,12	8,06	0,29	20,34	4,59	0,00	99,25
17		42,38	0,24	23,20	1,19	8,13	0,40	19,83	4,34	0,08	99,79
18		42,20	0,19	22,70	1,38	8,84	0,44	19,95	4,22	0,00	99,92
19		42,05	0,17	23,34	0,80	9,73	0,47	19,48	4,01	0,00	100,05
20		42,03	0,40	22,42	1,26	8,10	0,42	20,21	4,62	0,00	99,46
21		42,00	0,36	22,40	1,69	7,95	0,33	20,00	4,49	0,00	99,22
22	0109-2	42,08	0,28	22,78	1,43	8,90	0,33	19,47	4,15	0,05	99,47
23		42,36	0,32	23,60	1,17	6,88	0,25	20,57	4,55	0,01	99,71
24	097-4	40,60	0,22	23,72	0,05	11,03	0,28	12,52	10,99	0,07	99,48
25		41,36	0,15	23,80	0,09	12,91	0,39	16,12	4,50	0,02	99,34
26		41,00	0,28	22,70	0,72	13,22	0,40	15,88	5,06	0,04	99,30
27		42,56	0,72	21,99	1,25	8,45	0,36	20,08	4,22	0,00	99,63
28	097-3	40,80	0,27	23,50	0,00	10,99	0,24	10,81	12,73	0,06	99,40
29		42,30	0,09	23,30	1,33	7,57	0,27	19,84	4,88	0,06	99,64
30		40,76	0,18	23,86	0,07	8,25	0,16	13,10	12,78	0,05	99,21
31		42,20	0,51	22,80	0,95	7,89	0,32	20,50	4,48	0,05	99,70
32		42,60	0,27	22,93	1,32	8,37	0,32	19,56	4,26	0,05	99,68
33		42,40	0,30	23,20	1,05	8,12	0,29	19,60	4,38	0,04	99,38
34		42,60	0,22	23,80	0,85	6,76	0,30	20,40	4,74	0,04	99,71
35	0107-1	42,81	0,45	23,02	0,99	6,97	0,27	20,30	4,62	0,04	99,47
36		42,80	0,35	22,82	1,24	7,34	0,25	20,50	4,45	0,11	99,86

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
37	0107-1	42,01	0,28	22,83	0,93	9,19	0,38	19,81	4,41	0,00	99,84
38		42,54	0,22	23,01	1,09	6,51	0,23	20,79	4,67	0,05	99,11
39		42,13	0,26	23,22	0,97	7,72	0,33	20,12	4,56	0,05	99,36
40		41,91	0,22	23,35	0,90	8,10	0,41	19,88	4,48	0,02	99,27
41		42,74	0,08	21,20	2,62	6,50	0,24	20,50	5,98	0,02	99,88
42		42,10	0,19	22,59	0,95	8,52	0,52	20,01	4,26	0,02	99,16
43	095-1	42,20	0,17	24,01	1,01	6,56	0,24	20,80	4,80	0,00	99,79
44		41,57	0,14	23,98	0,00	12,00	0,41	17,12	4,40	0,00	99,62
45		42,21	0,32	23,30	0,83	8,14	0,21	20,41	4,23	0,01	99,66
46		42,44	0,27	24,25	0,32	6,59	0,13	21,30	4,38	0,03	99,71
47		42,69	0,41	22,90	1,13	7,91	0,31	20,00	4,25	0,04	99,64
48		42,94	0,40	22,85	0,83	7,55	0,36	20,40	4,05	0,05	99,43
49		42,57	0,19	23,95	0,82	7,59	0,29	20,03	4,36	0,04	99,84
50		42,70	0,17	21,88	2,11	7,87	0,39	19,52	4,82	0,03	99,49
51		42,80	0,21	23,40	0,90	6,57	0,33	20,30	4,88	0,00	99,39
52		42,40	0,23	23,50	1,03	7,44	0,30	20,28	4,61	0,05	99,84
53	0108-1	40,80	0,31	23,84	0,09	12,19	0,15	18,09	3,91	0,01	99,39
54		40,02	0,13	23,64	0,10	12,71	0,42	12,91	9,35	0,06	99,34
55		39,70	0,43	23,20	0,12	13,42	0,36	11,14	11,52	0,03	99,92
56		39,99	0,40	23,30	0,11	11,83	0,21	12,14	11,54	0,00	99,52
57		40,65	0,24	23,40	0,29	11,62	0,35	15,60	7,46	0,03	99,64
58		40,61	0,23	23,40	0,00	12,67	0,45	17,17	4,72	0,00	99,25
59		41,60	0,39	23,02	1,09	9,36	0,35	19,62	4,22	0,04	99,69
60		41,55	0,26	23,30	0,94	9,04	0,31	19,10	4,66	0,05	99,21
61		42,00	0,25	22,50	2,01	6,84	0,17	20,53	5,16	0,00	99,46
62		41,80	0,15	22,74	1,92	7,25	0,30	20,40	4,90	0,04	99,50
63		41,81	0,16	22,61	1,97	8,33	0,39	19,30	5,19	0,01	99,77
64		41,69	0,12	22,93	1,54	8,73	0,40	19,80	4,50	0,05	99,76
65	0107-1	40,12	0,41	22,92	0,00	10,62	0,17	10,84	14,49	0,03	99,60
66		40,17	0,18	23,30	0,07	13,90	0,22	13,20	8,33	0,03	99,40
67		40,88	0,16	24,07	0,00	7,76	0,23	13,91	12,82	0,01	99,84
68	0109-1	42,10	0,72	22,30	0,96	8,75	0,28	20,20	4,16	0,05	99,52
69		41,45	0,22	23,27	1,30	9,39	0,34	19,50	4,12	0,08	99,67
70		40,96	0,32	22,62	2,10	8,72	0,40	19,99	4,46	0,04	99,61
71		41,85	0,22	23,00	1,77	8,82	0,26	19,01	4,63	0,00	99,56
72	0108-2	40,73	0,19	23,57	0,13	12,24	0,13	16,08	6,35	0,02	99,44
73		40,17	0,09	23,78	0,02	14,48	0,16	11,43	9,18	0,05	99,36
74		41,80	0,46	22,80	1,49	8,48	0,30	20,11	4,17	0,06	99,67
75		41,86	0,28	22,75	1,40	9,33	0,45	18,70	4,29	0,03	99,09
76		41,86	0,28	22,75	1,40	9,33	0,45	18,70	4,29	0,03	99,09
77		42,34	0,24	23,64	0,85	6,88	0,29	20,43	4,94	0,04	99,65
78		41,62	0,24	22,95	1,27	8,90	0,42	19,90	4,49	0,00	99,79
79		42,41	0,31	23,00	0,94	7,81	0,44	20,00	4,57	0,02	99,50
80		41,81	0,44	23,00	1,18	8,00	0,27	20,20	4,54	0,06	99,50
81		42,10	0,30	22,90	1,13	7,61	0,37	20,10	4,91	0,02	99,44
82		41,94	0,10	23,37	1,38	8,35	0,43	18,91	5,11	0,06	99,65
83	04	41,58	0,21	23,57	0,07	10,70	0,27	16,00	7,22	0,05	99,67
84		41,81	0,32	23,05	1,17	8,15	0,31	20,46	4,54	0,07	99,88
85		40,57	0,31	23,43	0,00	11,22	0,20	13,55	10,19	0,00	99,47
86		40,84	0,05	24,24	0,03	12,62	0,31	16,52	5,08	0,00	99,69
87		41,52	0,76	22,61	0,90	9,19	0,37	20,30	4,03	0,06	99,74

Додаток

Продовження таб. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
88	04	41,87	0,42	22,80	1,32	9,00	0,27	19,53	4,19	0,05	99,45
89		41,85	0,40	23,13	1,20	8,29	0,37	20,12	4,26	0,02	99,64
90		41,30	0,19	22,36	2,39	8,84	0,46	19,69	4,48	0,06	99,77
91		41,31	0,16	23,28	1,50	8,93	0,44	19,71	4,84	0,07	100,24
92		42,58	0,16	22,34	1,87	7,99	0,45	19,38	4,77	0,00	99,54
93		43,00	0,15	23,35	0,58	8,30	0,37	19,80	4,13	0,00	99,68
94		42,50	0,19	22,51	1,91	8,00	0,48	19,06	4,46	0,02	99,13
95	03	42,00	0,20	23,37	0,08	11,27	0,28	16,86	5,52	0,00	99,58
96		42,50	0,07	20,23	3,78	6,36	0,44	19,21	6,53	0,00	99,12
97		42,94	0,20	23,52	1,20	6,70	0,23	20,34	4,65	0,00	99,78
98		42,26	0,10	23,08	1,63	7,71	0,44	19,52	4,45	0,05	99,24
99		42,61	0,19	23,00	1,31	7,87	0,34	19,90	4,28	0,01	99,51
100	066-1	41,35	0,07	22,50	1,74	9,10	0,44	19,35	5,06	0,01	99,62
101		41,33	0,22	23,53	0,85	7,48	0,26	20,21	5,09	0,08	99,05
102		41,77	0,11	22,73	1,24	8,84	0,24	19,95	3,96	0,04	98,88
103		41,98	0,23	23,33	1,22	7,52	0,19	20,03	4,66	0,01	99,17
104		41,78	0,17	22,86	1,50	7,47	0,30	20,07	4,78	0,11	99,04
105		42,50	0,19	23,38	1,62	6,11	0,17	20,38	4,91	0,00	99,26
106		42,19	0,34	22,47	1,52	7,45	0,29	20,10	4,71	0,06	99,13
107		41,50	0,44	22,63	1,38	8,51	0,18	20,12	4,44	0,06	99,26
108	068-2	41,27	0,07	23,61	0,03	8,61	0,45	13,88	11,85	0,00	99,77
109		42,20	0,41	23,10	1,47	7,10	0,15	20,53	4,97	0,10	100,03
110		41,56	0,34	22,30	1,98	9,00	0,36	19,00	5,32	0,08	99,94
111		41,20	0,19	22,50	1,25	9,55	0,36	20,01	4,83	0,04	99,93
112		42,48	0,06	22,90	1,10	7,82	0,37	19,60	4,89	0,00	99,22
113		42,06	0,18	22,80	1,51	8,43	0,18	19,33	4,84	0,00	99,33
114		41,57	0,29	19,78	4,28	6,95	0,13	19,80	6,93	0,00	99,73
115		41,64	0,35	23,79	0,00	10,13	0,20	18,26	5,51	0,00	99,88
116	067-3	42,90	0,05	23,19	0,27	8,10	0,27	19,58	4,32	0,03	98,71
117		41,75	0,07	22,65	0,86	7,01	0,30	20,60	5,35	0,01	98,60
118		41,03	0,22	22,38	0,90	9,31	0,28	19,42	4,76	0,00	98,30
119		40,76	0,14	22,57	0,05	9,83	0,03	13,33	12,50	0,00	99,21
120		41,40	0,16	22,99	0,12	8,73	0,06	14,68	10,95	0,01	99,10
121		41,67	0,50	22,63	1,06	7,88	0,25	20,65	4,75	0,06	99,45
122		42,58	0,36	23,08	1,27	7,08	0,15	20,58	4,84	0,00	99,94
123		42,72	0,19	23,19	0,50	8,17	0,23	19,31	4,67	0,00	98,98
124		42,54	0,39	22,44	1,73	6,75	0,00	20,80	5,04	0,04	99,73
125		41,89	0,50	22,74	0,57	7,15	0,13	21,07	4,55	0,07	98,67
126		42,26	0,23	22,30	1,94	6,85	0,27	20,35	5,26	0,03	99,49
127		42,13	0,28	22,26	1,17	7,83	0,30	20,00	4,95	0,00	98,92
128	066-1	41,07	0,21	22,91	0,12	14,30	0,41	15,68	4,13	0,01	98,84
129		41,00	0,18	22,92	0,26	13,26	0,00	15,58	5,64	0,09	98,93
130		41,72	0,20	23,37	0,18	9,20	0,25	19,22	4,95	0,00	99,09
131		42,84	0,16	22,82	1,33	7,81	0,26	20,10	4,22	0,00	99,54
132		41,50	0,13	23,26	0,07	11,85	0,36	17,43	4,70	0,05	99,35
133		43,00	0,12	22,76	1,24	8,76	0,18	20,10	4,12	0,02	100,30
134	069-3	41,44	0,46	22,81	0,00	10,84	0,20	17,10	6,43	0,04	99,32
135		41,40	0,27	21,59	2,50	8,18	0,23	20,20	4,90	0,03	99,30
136		42,00	0,39	21,61	1,32	8,28	0,16	20,40	4,41	0,01	98,58
137		41,94	0,21	21,95	2,59	6,02	0,16	20,70	5,34	0,04	98,95
138	069-1	42,10	0,21	22,66	1,24	7,20	0,11	21,00	4,90	0,05	99,47

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
139	069-1	41,80	0,23	22,27	1,38	8,78	0,34	19,56	4,84	0,11	99,31
140		41,76	0,14	22,33	1,75	8,58	0,35	20,22	4,80	0,02	99,95
141		41,83	0,22	22,93	1,75	7,71	0,44	20,20	4,85	0,04	99,97
142		42,14	0,33	20,17	3,91	8,10	0,31	20,46	4,44	0,04	99,90
143		42,35	0,20	22,19	1,29	8,51	0,38	19,89	4,30	0,00	99,11
144		41,48	0,16	23,55	0,25	9,62	0,41	20,00	4,00	0,05	99,52
145		41,20	0,20	22,35	0,03	11,72	0,18	15,20	8,50	0,03	99,41
146		40,50	0,19	22,07	0,16	14,10	0,56	12,30	8,00	0,00	97,88
147		41,36	0,01	22,94	0,01	10,80	0,20	15,34	8,47	0,05	99,18
148		40,74	0,17	22,32	0,10	13,10	0,32	12,48	9,52	0,01	98,76
149		40,80	0,09	22,36	0,01	12,62	0,17	12,80	9,75	0,03	98,63
150		41,67	0,43	23,34	0,09	10,02	0,38	18,70	4,50	0,00	99,13
151	069-4	41,90	0,42	22,06	1,57	8,61	0,27	20,76	4,54	0,03	100,16
152		41,60	0,18	22,71	1,24	9,00	0,34	20,10	4,64	0,00	99,81
153	069-2	41,20	0,37	22,23	1,60	9,04	0,36	21,00	4,55	0,03	100,38
154		41,55	0,15	23,08	1,04	8,15	0,27	21,21	4,60	0,03	100,08
155		41,27	0,13	22,20	1,95	9,10	0,29	19,27	5,62	0,01	99,84
156		41,87	0,17	23,47	1,15	8,02	0,36	20,54	4,61	0,02	100,21
157		41,60	0,25	23,14	0,79	9,65	0,25	20,00	4,07	0,06	99,81
158		42,17	0,22	22,27	1,21	9,34	0,09	20,12	4,45	0,05	99,92
159		41,08	0,25	22,88	1,16	8,60	0,24	20,91	4,75	0,00	99,87
160		41,74	0,22	22,73	1,31	9,25	0,12	20,00	4,41	0,04	99,82
161		41,87	0,09	23,00	1,22	9,44	0,19	19,60	4,43	0,03	99,87
162	096-1	41,76	0,24	23,12	0,08	12,33	0,24	10,20	12,17	0,00	100,14
163		42,69	0,11	23,77	0,38	11,13	0,36	17,39	5,07	0,00	100,90
164		43,07	0,21	23,62	0,81	8,57	0,20	18,82	4,07	0,00	99,37
165		42,76	0,31	22,76	1,07	8,70	0,13	19,24	4,00	0,09	99,06
166		43,08	0,14	22,94	0,89	8,76	0,37	19,17	4,35	0,00	99,70
167		43,40	0,19	22,61	1,96	6,47	0,25	19,37	4,77	0,07	99,09
168		43,10	0,30	23,46	0,74	7,81	0,19	19,24	4,83	0,03	99,70
169		43,04	0,14	22,23	1,72	8,43	0,51	19,19	4,38	0,05	99,69
170		43,31	0,09	23,28	1,13	9,06	0,26	18,10	4,62	0,04	99,89
171		42,87	0,20	22,15	2,40	8,56	0,41	18,73	4,51	0,00	99,83
172		43,53	0,35	21,52	2,26	7,79	0,07	19,21	4,93	0,04	99,70
173	096-4	41,75	0,20	22,94	0,00	11,27	0,15	10,00	13,58	0,03	99,92
174		43,58	0,40	22,00	1,56	8,46	0,21	19,53	4,11	0,01	99,86
175		43,50	0,17	22,65	1,57	8,55	0,40	19,00	4,04	0,00	99,88
176		43,64	0,56	20,94	1,75	9,02	0,30	19,42	4,07	0,06	99,76
177		43,40	0,25	22,74	1,34	8,31	0,24	19,10	4,35	0,03	99,76
178		42,87	0,14	22,92	1,51	8,64	0,45	19,08	4,31	0,04	99,96
179		42,70	0,22	23,00	0,10	12,58	0,18	15,78	5,43	0,01	100,00
180		42,75	0,05	23,80	0,10	9,20	0,15	15,30	8,49	0,00	99,84
181		43,37	0,33	22,30	1,36	8,59	0,24	19,31	4,33	0,00	99,83
182	096-2	42,78	0,21	22,55	1,67	9,45	0,32	18,87	4,00	0,05	99,90
183		43,21	0,21	22,74	1,54	8,69	0,27	18,75	4,55	0,01	99,97
184		43,70	0,07	23,40	0,67	8,00	0,32	18,90	4,55	0,05	99,66
185	096-3	43,03	0,33	23,21	0,09	8,28	0,41	19,30	4,00	0,06	98,71
186		41,33	0,08	23,36	0,00	13,12	0,23	13,45	7,50	0,03	99,10
187		43,00	0,11	22,57	1,49	9,64	0,12	18,10	4,52	0,00	99,55
188		43,05	0,24	22,48	1,21	7,82	0,12	19,61	4,34	0,00	98,87
189		42,83	0,33	22,43	1,15	8,82	0,28	19,34	4,50	0,02	99,70

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
190	096-3	42,78	0,29	23,00	1,32	7,90	0,31	19,45	4,71	0,04	99,80
191		42,89	0,24	22,46	2,07	7,85	0,31	18,72	4,76	0,08	99,38
192		42,90	0,26	22,30	2,69	7,43	0,20	19,30	4,67	0,01	99,76
193	079-1	41,56	0,22	22,68	1,30	8,37	0,35	20,15	4,91	0,03	99,57
194		41,35	0,24	22,12	2,58	8,64	0,28	19,65	4,75	0,01	99,62
195		41,10	0,00	23,21	0,00	12,16	0,24	15,26	7,31	0,00	99,28
196		41,83	0,48	22,87	1,06	8,37	0,34	19,89	4,65	0,03	99,52
197		42,08	0,15	23,00	1,32	9,11	0,25	18,48	4,84	0,04	99,27
198		39,57	0,27	22,94	0,10	14,51	0,18	11,94	9,90	0,03	99,44
199	078-2	40,50	0,29	22,64	0,00	10,41	0,15	11,96	12,98	0,03	98,96
200		41,90	0,30	22,00	2,45	8,22	0,53	19,21	4,57	0,06	99,24
201		42,00	0,34	22,70	1,27	8,29	0,14	19,27	5,01	0,03	99,05
202		40,00	0,02	22,70	0,16	14,26	0,25	12,00	9,65	0,11	99,15
203		42,68	0,12	22,86	1,67	7,27	0,24	19,66	4,97	0,00	99,47
204	072-1	42,00	0,05	22,79	1,63	8,35	0,31	20,02	4,38	0,00	99,53
205		41,80	0,31	23,20	1,38	7,34	0,36	20,20	4,50	0,08	99,17
206		41,65	0,12	22,85	1,12	9,30	0,42	19,39	4,36	0,00	99,21
207		42,10	0,16	23,12	1,66	7,44	0,40	19,36	4,59	0,00	98,83
208		41,66	0,19	20,78	3,97	7,00	0,20	19,88	5,74	0,03	99,45
209		42,76	0,16	21,15	3,26	6,14	0,06	20,01	5,51	0,02	99,07
210		41,50	0,17	22,86	1,57	8,53	0,40	20,10	4,92	0,01	100,06
211		42,40	0,15	21,10	3,67	5,79	0,15	19,38	6,56	0,00	99,20
212		42,16	0,11	22,34	2,62	5,95	0,11	20,80	5,26	0,06	99,41
213		41,70	0,28	22,96	1,14	6,96	0,17	20,60	4,74	0,03	98,58
214		42,20	0,36	21,34	2,54	7,42	0,32	20,12	4,82	0,04	99,16
215		41,90	0,26	23,20	1,30	7,93	0,27	20,35	4,71	0,02	99,94
216		42,24	0,18	23,30	1,41	8,07	0,16	20,00	4,49	0,01	99,86
217		41,76	0,25	22,92	1,09	8,72	0,25	19,77	4,60	0,00	99,36
218		42,46	0,39	22,47	1,02	8,60	0,06	20,00	4,27	0,07	99,34
219		42,41	0,24	22,36	1,44	8,67	0,19	20,10	4,46	0,06	99,93
220		41,88	0,41	22,92	1,50	7,07	0,34	20,80	4,78	0,02	99,72
221		41,98	0,44	22,56	1,44	8,54	0,20	19,90	4,80	0,09	99,95
222		42,07	0,13	22,85	1,14	9,27	0,25	19,41	4,54	0,00	99,66
223		41,80	0,47	22,38	1,59	8,52	0,36	20,00	4,68	0,03	99,83
224		41,35	0,34	22,71	1,44	9,28	0,17	20,44	4,24	0,01	99,98
225		41,15	0,32	22,44	1,47	8,54	0,24	20,20	4,45	0,02	98,83
226		41,80	0,44	22,00	2,55	8,83	0,27	19,07	4,79	0,03	99,78
227		40,70	0,30	23,03	0,20	13,28	0,39	16,11	5,27	0,01	99,29
228		40,47	0,21	23,00	0,17	9,61	0,12	13,23	12,90	0,01	99,72
229		39,92	0,31	23,07	0,00	11,62	0,37	11,21	13,28	0,09	99,87
230		40,52	0,17	22,62	0,09	13,24	0,26	13,29	8,89	0,02	99,10
231		39,57	0,66	22,41	0,13	13,69	0,31	12,22	10,05	0,07	99,11
232		41,19	0,06	23,41	0,38	10,95	0,38	17,07	5,67	0,05	99,16
233		39,40	0,00	23,40	0,13	14,60	0,38	11,80	10,10	0,08	99,89
234		40,20	0,55	23,00	0,15	12,72	0,12	11,65	11,45	0,01	99,85
235		41,00	0,30	23,30	0,06	10,16	0,10	11,93	13,00	0,03	99,88
236		41,49	0,10	22,93	0,00	10,89	0,15	17,08	6,87	0,04	99,55
237		42,45	0,12	23,12	0,42	6,72	0,24	20,69	5,21	0,03	99,00
238		40,00	0,20	23,20	0,09	11,95	0,27	12,11	12,10	0,00	99,92
239		41,23	0,70	23,00	0,66	8,74	0,17	20,90	4,43	0,05	99,88
240	076-1	40,84	0,30	22,38	1,42	11,96	0,46	18,29	4,31	0,00	99,96



Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума	
241	076-1	41,72	0,20	22,61	1,37	8,11	0,44	20,48	4,95	0,01	99,89	
242		41,54	0,10	22,90	1,37	8,90	0,28	19,14	5,26	0,01	99,50	
243		41,65	0,12	22,94	1,33	8,63	0,28	19,20	5,60	0,01	99,76	
244		42,00	0,22	22,24	1,96	8,27	0,29	20,09	4,73	0,01	99,81	
245		40,03	0,29	23,00	0,10	14,49	0,31	12,97	8,64	0,02	99,85	
246		41,17	0,23	22,95	0,10	14,04	0,15	14,23	6,57	0,11	99,55	
247		39,88	0,06	22,43	0,11	16,47	0,39	11,29	9,28	0,00	99,91	
248		40,95	0,17	22,93	0,05	12,58	0,16	15,01	7,70	0,07	99,62	
249		42,16	0,15	22,83	0,31	8,86	0,19	20,08	4,67	0,00	99,25	
250		40,07	0,02	22,65	0,11	16,13	0,33	11,59	8,91	0,03	99,84	
251		42,16	0,22	23,10	0,06	9,32	0,27	19,67	4,48	0,06	99,34	
252		40,28	0,13	22,83	0,06	17,11	0,64	14,20	5,34	0,00	100,59	
253		41,22	0,16	22,84	1,69	8,80	0,25	20,00	5,00	0,02	99,98	
254		41,01	0,11	22,74	0,08	10,80	0,11	13,81	10,30	0,00	98,96	
255		41,64	0,32	22,69	1,14	8,14	0,09	20,20	4,80	0,06	99,08	
256		40,30	0,10	22,77	0,13	13,41	0,27	14,08	8,22	0,00	99,28	
257		42,36	0,15	23,03	0,34	8,35	0,15	20,10	4,59	0,03	99,10	
258		41,54	0,23	23,00	1,63	9,43	0,35	19,30	4,78	0,04	100,30	
259		41,78	0,23	22,83	1,55	8,68	0,31	20,00	4,28	0,00	99,66	
260		42,42	0,44	22,78	1,31	7,86	0,26	20,15	4,65	0,04	99,91	
261		41,80	0,32	22,74	1,50	8,42	0,22	20,00	4,40	0,03	99,43	
262		077-1	42,16	0,05	23,07	1,25	8,74	0,46	18,82	4,99	0,04	99,58
263			42,14	0,40	22,47	1,50	8,65	0,26	20,36	4,31	0,07	100,16
264			40,02	0,10	23,00	0,21	16,01	0,32	15,19	5,12	0,00	99,97
265			41,97	0,42	22,29	1,41	8,28	0,28	20,72	4,05	0,00	99,42
266	42,43		0,27	22,25	1,89	7,55	0,32	20,26	4,94	0,04	99,95	
267	41,71		0,18	22,88	1,18	9,48	0,32	19,67	4,46	0,03	99,91	
268	41,44		0,00	23,44	0,01	10,85	0,22	18,77	4,95	0,02	99,70	
269	40,93		0,00	23,00	0,05	12,38	0,38	15,31	7,20	0,00	99,25	
270	40,12		0,03	23,10	0,05	12,61	0,32	12,94	10,45	0,04	99,66	
271	40,21		0,24	22,54	0,21	16,15	0,60	14,39	5,54	0,05	99,93	
272	40,96		0,16	22,77	0,08	10,13	0,12	11,16	13,86	0,08	99,32	
273	40,69		0,40	22,50	0,13	11,83	0,36	12,45	11,50	0,09	99,95	
274	078-1		40,97	0,17	22,98	0,00	10,83	0,24	13,40	10,91	0,00	99,50
275			41,58	0,24	22,88	0,41	9,87	0,49	18,68	5,26	0,09	99,50
276			40,92	0,26	22,81	0,16	10,65	0,19	14,28	10,52	0,03	99,82
277		40,73	0,15	22,91	0,15	9,45	0,18	13,18	13,08	0,01	99,84	
278		41,56	0,23	22,80	1,12	9,00	0,40	19,95	4,91	0,02	99,99	
279		41,35	0,46	21,48	2,18	9,45	0,40	20,27	4,28	0,04	99,91	
280		42,12	0,34	22,47	1,29	9,03	0,31	20,00	4,18	0,04	99,78	
281		41,87	0,26	22,44	1,93	8,49	0,15	20,01	4,74	0,05	99,94	
282		41,48	0,20	22,96	1,54	7,83	0,40	20,06	4,94	0,07	99,48	
283		075-1	41,95	0,11	23,91	0,00	9,29	0,23	16,64	7,58	0,09	99,80
284	41,42		0,41	23,08	0,10	9,38	0,20	12,56	12,26	0,08	99,49	
285	40,91		0,28	23,30	0,00	11,87	0,17	12,42	10,92	0,03	99,90	
286	41,94		0,14	23,10	0,37	7,98	0,28	19,63	4,79	0,05	98,28	
287	40,75		0,00	23,25	0,02	13,10	0,20	15,33	6,62	0,02	99,29	
288	42,23		0,23	22,83	1,95	7,31	0,48	19,91	4,95	0,01	99,90	
289	42,48		0,06	23,00	1,38	8,26	0,45	19,93	4,34	0,01	99,91	
290	42,09		0,14	22,56	1,75	8,90	0,42	19,30	4,67	0,03	99,86	
291	42,44	0,22	22,84	1,40	7,51	0,32	20,20	4,66	0,05	99,64		

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
292	075-1	42,18	0,19	22,78	2,07	7,82	0,15	19,95	4,72	0,00	99,86
293		41,83	0,30	20,98	3,72	7,57	0,21	20,24	4,84	0,06	99,75
294		42,61	0,26	22,55	1,64	7,13	0,37	20,35	5,00	0,00	99,91
295		42,58	0,23	22,86	1,69	6,65	0,28	20,50	4,94	0,09	99,82
296	074-3	41,65	0,18	22,33	1,84	8,17	0,29	20,20	5,10	0,05	99,81
297		42,00	0,25	23,00	0,93	8,45	0,31	20,00	4,52	0,04	99,50
298		42,44	0,21	22,95	1,15	8,18	0,46	19,50	4,86	0,05	99,80
299	073-2	41,43	0,16	22,47	2,30	8,23	0,40	20,00	4,70	0,04	99,73
300		42,00	0,26	22,42	2,16	8,45	0,36	19,10	4,76	0,02	99,53
301		41,31	0,10	23,02	1,00	8,91	0,34	19,25	5,13	0,00	99,06
<b>Бердичівська ділянка, Верхньобузький ореол, сарматські відклади</b>											
302	3468	42,31	0,25	21,76	2,65	7,20	0,24	21,23	5,16	0,04	100,84
303		42,39	0,42	22,95	1,21	8,20	0,29	21,11	4,68	0,06	101,31
304		42,21	0,24	21,91	2,45	9,03	0,37	20,07	4,44	0,01	100,73
305		41,97	0,46	22,01	1,68	9,95	0,36	19,85	4,60	0,06	100,94
306		41,15	0,42	22,65	0,18	13,47	0,34	13,89	8,90	0,05	101,05
307		42,23	0,28	22,72	1,41	7,86	0,24	20,83	5,15	0,04	100,76
308		42,11	0,29	22,75	1,63	8,56	0,29	20,69	4,99	0,04	101,35
309		42,08	0,22	22,50	1,70	9,54	0,48	20,25	4,26	0,02	101,05
310		42,13	0,12	22,29	1,70	8,95	0,35	20,32	4,85	0,04	100,75
311		42,20	0,12	22,87	1,22	9,34	0,39	20,10	4,60	0,02	100,86
312		42,02	0,50	22,09	1,68	8,46	0,29	20,70	4,91	0,08	100,73
313		41,77	0,15	22,37	1,42	9,73	0,43	19,57	4,86	0,02	100,32
314		42,15	0,19	21,92	2,46	7,78	0,22	20,31	5,54	0,05	100,62
315		42,45	0,15	22,77	1,22	8,33	0,27	20,60	4,73	0,03	100,55
316		42,67	0,16	22,15	2,04	7,88	0,32	21,08	4,81	0,03	101,14
317		42,15	0,24	22,66	1,24	8,64	0,31	20,37	4,86	0,03	100,50
318		42,09	0,20	21,99	2,33	8,85	0,40	20,69	4,50	0,06	101,11
319		42,10	0,25	22,75	1,65	7,99	0,32	20,84	5,03	0,04	100,97
320		42,38	0,13	22,60	1,73	7,72	0,35	20,66	5,06	0,02	100,65
321		42,18	0,41	21,50	2,61	7,60	0,24	20,67	5,04	0,05	100,30
322		39,52	0,07	22,36	0,00	21,50	0,39	11,74	5,31	0,01	100,90
323		41,99	0,44	22,34	1,77	8,96	0,31	20,65	4,49	0,01	100,96
324		42,07	0,20	22,07	2,21	7,95	0,32	20,46	5,35	0,04	100,67
325		42,17	0,44	22,13	1,73	8,11	0,27	20,97	4,79	0,09	100,70
326		42,24	0,24	22,02	1,67	8,93	0,26	20,41	4,65	0,06	100,48
327		42,08	0,31	22,44	1,68	9,43	0,36	20,17	4,29	0,03	100,79
328		42,07	0,20	21,80	1,87	9,45	0,43	20,21	4,19	0,06	100,28
329		41,91	0,29	22,42	1,35	9,70	0,30	19,93	4,79	0,05	100,74
330		42,50	0,32	22,25	1,86	7,81	0,31	20,94	4,99	0,06	101,04
331		42,23	0,11	23,10	1,10	8,87	0,37	20,29	4,93	0,04	101,04
332		42,42	0,38	22,12	1,65	8,47	0,29	20,88	4,70	0,04	100,95
333		41,92	0,21	22,59	1,47	9,47	0,38	19,84	4,85	0,07	100,80
334		41,99	0,36	22,57	1,37	7,62	0,29	21,28	5,02	0,04	100,54
335		42,42	0,30	21,35	3,27	7,15	0,25	21,19	5,47	0,03	101,43
336		42,22	0,30	22,16	1,76	8,60	0,29	20,67	4,49	0,01	100,50
337		42,34	0,35	21,86	2,14	8,61	0,24	20,67	4,87	0,07	101,15
338		42,02	0,30	21,76	2,18	8,68	0,33	20,43	4,98	0,06	100,74
339		41,81	0,28	23,23	0,30	9,78	0,36	20,02	4,34	0,04	100,16
340		42,08	0,38	22,10	1,69	8,23	0,29	20,66	4,62	0,02	100,07

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
341	3468	41,46	0,29	22,30	0,67	12,65	0,27	17,61	5,04	0,00	100,29
342		42,08	0,30	22,80	1,57	9,01	0,31	19,92	4,97	0,05	101,01
343		42,36	0,28	22,02	1,85	7,90	0,29	20,88	5,03	0,03	100,64
344		42,17	0,36	22,00	1,68	8,84	0,27	20,75	4,43	0,05	100,55
345		42,06	0,26	22,60	1,65	8,59	0,30	20,63	4,64	0,03	100,76
346		42,33	0,29	22,62	1,37	8,38	0,25	20,70	4,98	0,07	100,99
347		42,02	0,21	21,64	2,61	8,02	0,27	20,63	5,09	0,02	100,51
348		41,82	0,39	21,92	2,42	8,98	0,32	20,71	4,55	0,04	101,15
349		42,47	0,23	22,70	1,74	8,02	0,28	20,37	5,20	0,04	101,05
350		42,33	0,23	22,47	1,84	8,38	0,34	20,25	5,23	0,02	101,09
351		42,52	0,23	22,95	1,44	8,22	0,23	20,56	4,90	0,03	101,08
352		42,31	0,33	22,00	1,74	8,85	0,34	20,75	4,56	0,05	100,93
353		42,17	0,10	22,74	1,62	9,87	0,45	19,95	4,59	0,05	101,54
354		42,19	0,28	22,56	1,57	9,28	0,34	20,06	4,70	0,06	101,04
355		42,25	0,32	22,24	1,73	9,53	0,37	20,39	4,53	0,04	101,40
356		42,49	0,24	22,59	1,53	8,10	0,27	20,44	5,08	0,04	100,78
357		42,44	0,33	22,41	1,74	7,42	0,31	21,10	4,94	0,04	100,73
358		42,09	0,26	22,67	1,75	7,71	0,26	20,96	5,10	0,02	100,82
359		42,34	0,25	22,68	1,71	7,15	0,17	21,41	4,84	0,06	100,61
360		42,31	0,27	21,99	2,24	8,14	0,26	21,01	5,12	0,02	101,36
361		42,36	0,23	21,92	2,38	8,19	0,31	20,49	5,17	0,04	101,09
362		42,21	0,29	22,25	1,96	8,68	0,26	20,09	5,07	0,06	100,87
363		42,18	0,24	22,05	2,11	8,38	0,35	20,17	5,43	0,02	100,93
364		41,83	0,25	21,37	2,66	8,73	0,38	20,30	4,59	0,00	100,11
365		42,00	0,12	22,59	1,26	10,22	0,37	19,76	4,75	0,02	101,09
366		42,14	0,27	22,43	1,63	9,33	0,35	20,19	4,59	0,02	100,95
367		41,83	0,08	21,77	2,20	9,02	0,37	19,89	4,80	0,00	99,96
368		41,83	0,21	22,53	1,54	9,67	0,32	19,56	4,94	0,03	100,63
369		42,16	0,26	22,70	1,31	8,33	0,26	20,30	5,05	0,07	100,44
370		42,31	0,20	22,01	2,34	9,80	0,39	19,71	4,62	0,04	101,42
371		42,26	0,30	22,90	1,40	7,90	0,35	21,10	5,07	0,03	101,31
372		42,44	0,35	22,65	1,61	8,01	0,23	20,56	5,08	0,04	100,97
373		42,43	0,21	22,76	1,35	9,11	0,34	20,37	4,77	0,05	101,39
374		42,09	0,22	22,32	1,86	8,15	0,30	20,51	4,99	0,05	100,49
375		41,98	0,25	22,58	1,41	9,25	0,39	20,36	4,63	0,04	100,89
376		42,21	0,23	22,54	1,69	7,88	0,34	20,53	5,17	0,03	100,62
377		42,11	0,27	22,73	1,31	9,33	0,43	19,99	4,63	0,05	100,85
378		42,07	0,46	22,15	1,52	9,31	0,32	20,43	4,28	0,03	100,57
379		42,39	0,05	23,10	1,05	7,87	0,37	20,45	5,32	0,02	100,62
380		42,37	0,19	21,56	2,89	7,26	0,18	21,04	5,45	0,02	100,96
381		41,95	0,32	22,26	1,40	9,48	0,38	20,58	4,32	0,04	100,73
382		42,19	0,19	21,96	2,36	7,43	0,37	20,98	5,11	0,04	100,63
383		42,07	0,40	22,58	1,52	8,58	0,24	20,82	4,76	0,04	101,01
384		42,25	0,17	22,51	1,53	9,63	0,40	20,29	4,52	0,03	101,33
385		41,83	0,53	21,78	1,78	8,55	0,28	20,69	4,70	0,09	100,23
386		41,99	0,42	21,66	2,19	8,58	0,32	21,11	4,23	0,02	100,52
387		42,30	0,52	21,93	1,98	8,46	0,23	20,84	4,86	0,08	101,20
388		42,08	0,26	22,60	1,76	8,11	0,29	20,25	5,07	0,04	100,46
389		42,38	0,12	23,30	1,25	7,10	0,23	21,03	5,20	0,01	100,62
390		42,26	0,38	22,05	1,90	8,26	0,29	20,77	4,77	0,01	100,69
391		42,35	0,27	21,84	2,21	7,52	0,25	21,24	5,04	0,04	100,76

**Додаток**

*Продовження табл. Д.1*

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
392	3468	42,42	0,21	22,50	1,45	9,60	0,37	20,24	4,31	0,04	101,14
393		40,18	0,21	22,49	0,00	19,30	0,67	12,05	5,89	0,03	100,82
394		42,31	0,14	22,88	1,12	9,60	0,38	20,22	4,30	0,03	100,98
395		42,38	0,34	22,75	1,49	7,99	0,32	20,81	5,03	0,02	101,13
396		42,19	0,24	22,33	1,60	8,44	0,36	20,17	5,06	0,03	100,42
397		42,19	0,19	22,26	2,04	7,65	0,32	20,46	5,31	0,04	100,46
398		42,33	0,38	22,40	1,44	8,61	0,42	20,62	4,71	0,03	100,94
399		42,31	0,43	22,22	1,43	8,83	0,22	20,61	4,60	0,07	100,72
400		42,58	0,31	22,32	1,38	8,85	0,33	20,96	4,25	0,02	101,00
401		42,14	0,22	22,25	1,64	8,78	0,34	20,03	5,06	0,04	100,50
402		42,41	0,19	22,45	1,49	8,11	0,28	20,81	5,01	0,02	100,77
403		42,24	0,70	21,33	1,81	9,16	0,37	20,65	4,54	0,04	100,84
404		42,13	0,07	23,26	0,80	8,01	0,30	20,76	5,12	0,00	100,45
405		42,09	0,34	22,16	1,86	8,64	0,31	20,93	4,65	0,04	101,02
406		42,32	0,22	22,80	1,50	8,19	0,30	20,68	5,02	0,04	101,07
407		41,89	0,22	22,56	1,25	9,74	0,40	19,48	4,83	0,03	100,40
408		42,14	0,16	22,32	1,59	8,93	0,40	20,45	4,71	0,03	100,73
409		41,85	0,19	22,18	1,83	9,43	0,39	19,94	4,70	0,06	100,57
410		42,53	0,21	22,14	1,66	9,09	0,33	20,42	4,46	0,04	100,88
411		42,20	0,20	22,56	1,24	9,51	0,40	20,51	4,40	0,01	101,03
412		42,40	0,25	22,43	1,67	8,43	0,30	20,85	4,68	0,03	101,04
413		42,22	0,50	22,27	1,38	9,63	0,40	20,01	4,57	0,06	101,04
414		42,08	0,45	22,17	1,48	8,71	0,24	20,60	4,68	0,08	100,49
415		42,27	0,15	22,63	1,60	9,25	0,48	20,32	4,50	0,03	101,23
416		42,77	0,25	22,90	1,37	7,80	0,27	20,93	5,10	0,04	101,43
417		42,32	0,44	21,62	2,03	7,86	0,24	20,82	4,80	0,04	100,17
418		42,23	0,33	22,05	1,43	9,21	0,38	19,82	4,95	0,06	100,46
419		42,37	0,57	21,99	1,75	8,87	0,26	20,28	4,87	0,10	101,06
420		42,24	0,50	21,90	1,97	7,74	0,33	21,28	4,61	0,08	100,65
421		42,13	0,15	22,24	1,74	8,67	0,38	20,40	4,66	0,05	100,42
422	41,78	0,09	21,96	1,77	10,28	0,41	19,68	4,80	0,01	100,78	
423	42,02	0,24	22,67	1,61	8,12	0,23	20,67	5,14	0,03	100,73	
<b>Хмільницька ділянка, Новокосятинівський ореол, сарматські відклади</b>											
424	А-6-1	42,54	0,27	23,63	1,50	8,51	0,40	17,91	4,75	0,00	99,51
425		42,48	0,78	21,75	1,73	9,38	0,41	18,63	4,19	0,00	99,34
426		41,89	0,37	22,53	3,37	6,88	0,41	18,83	5,11	0,00	99,39
427		39,66	0,16	21,29	0,12	19,87	0,73	7,98	10,19	0,00	100,00
428		41,98	0,23	23,59	0,30	9,05	0,39	19,57	4,51	0,10	99,71
429		42,67	0,40	19,49	6,53	8,52	0,40	15,40	6,24	0,00	99,64
<b>Бохоники-Літинський ореол, сарматські відклади</b>											
430	1833	42,10	0,19	23,23	0,10	12,65	0,38	18,70	2,98	0,04	100,37
431		41,92	0,42	21,91	1,57	9,00	0,30	19,72	4,25	0,03	99,12
432		41,09	0,04	23,17	0,09	16,41	0,62	13,70	6,87	0,02	102,01
433		40,32	0,24	22,73	0,09	17,50	0,14	8,34	12,67	0,02	102,05
434		39,99	0,10	22,51	0,04	18,41	0,40	10,70	8,21	0,04	100,40
435		39,66	0,05	22,44	0,02	20,52	0,46	8,09	9,93	0,01	101,18
436		39,86	0,39	21,56	0,00	2,87	0,16	0,00	35,39	0,00	100,23
437		39,86	0,29	22,50	0,05	16,22	0,38	9,73	11,75	0,00	100,78
438		39,81	0,12	22,79	0,15	17,25	1,09	9,84	9,63	0,00	100,68

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
439	1833	37,96	0,27	17,48	0,00	8,11	1,11	0,00	32,29	0,20	97,42
440		41,50	0,19	23,57	0,03	13,22	0,25	18,90	3,52	0,02	101,20
441		40,01	0,04	22,91	0,10	17,69	0,46	12,21	7,11	0,02	100,55
442		39,33	0,15	22,23	0,12	16,60	0,28	11,19	8,55	0,04	98,49
443		40,91	0,04	23,19	0,09	15,87	0,49	13,49	7,30	0,02	101,40
444		40,10	0,63	22,29	0,08	15,04	0,36	9,93	11,49	0,17	100,09
445		39,83	0,10	22,30	0,08	17,26	1,22	9,65	9,30	0,00	99,74
446		40,43	0,02	22,78	0,07	15,66	0,35	12,76	7,20	0,07	99,34
447		41,26	0,15	23,47	0,08	13,03	0,20	16,03	6,99	0,05	101,26
448		42,02	0,10	23,45	0,14	9,58	0,12	16,64	7,70	0,00	99,75
449		39,34	0,13	22,07	0,08	17,03	0,68	10,78	8,52	0,05	98,68
450		41,30	0,20	23,06	0,12	13,09	0,23	16,56	5,20	0,07	99,83
451		40,99	0,28	21,97	0,79	16,47	0,57	15,36	4,39	0,11	100,93
452		38,77	0,10	20,95	0,04	6,67	3,57	0,00	28,10	0,00	98,20
453		38,65	0,20	21,57	0,00	14,54	4,15	1,58	18,48	0,03	99,20
454		42,12	0,28	22,27	1,19	9,47	0,45	20,16	4,20	0,03	100,17
455		38,73	0,17	22,08	0,06	18,04	1,06	9,09	9,89	0,03	99,15
456		39,60	0,18	22,21	0,03	16,34	0,29	11,72	8,04	0,06	98,47
457		42,23	0,37	21,99	1,46	9,17	0,34	20,41	3,92	0,05	99,94
458		41,93	0,41	22,10	1,07	9,32	0,27	20,18	4,13	0,03	99,44
459		41,49	0,22	22,98	0,25	9,54	0,24	19,31	4,53	0,04	98,60
460		42,04	0,14	22,02	1,63	10,01	0,41	19,26	4,27	0,00	99,78
461		41,70	0,43	21,66	1,39	9,42	0,28	19,93	3,97	0,07	98,85
462		41,99	0,30	22,46	1,13	9,04	0,33	19,71	4,17	0,04	99,17
463		41,30	0,42	21,37	1,36	8,71	0,36	19,80	4,07	0,06	97,45
464		42,25	0,44	21,98	1,43	7,81	0,27	20,59	3,99	0,03	98,79
465		42,00	0,49	22,32	1,09	8,82	0,40	20,34	4,01	0,07	99,54
466		38,66	0,20	22,70	0,01	20,89	0,39	7,45	10,39	0,04	100,73
467		39,88	0,07	22,43	0,00	17,79	0,24	10,56	8,55	0,00	99,52
468		42,12	0,34	22,75	1,42	9,30	0,32	20,23	3,92	0,03	100,43
469		41,01	0,02	23,16	0,01	12,27	0,52	14,50	8,24	0,00	99,73
470		41,24	0,03	23,33	0,06	13,96	0,47	15,48	6,29	0,00	100,86
471		41,06	0,05	23,28	0,16	15,00	0,47	13,86	7,51	0,00	101,39
472		41,44	0,32	22,84	0,04	10,83	0,30	13,61	10,66	0,02	100,06
473		41,10	0,06	23,70	0,07	9,07	0,15	13,54	11,79	0,00	99,48
474		39,05	0,05	22,11	0,06	19,46	0,78	7,87	9,65	0,08	99,11
475		41,10	0,08	23,54	0,00	15,71	0,30	16,45	3,02	0,00	100,20
476		39,89	0,08	22,49	0,06	17,76	0,30	12,35	7,85	0,05	100,83
477		40,58	0,25	22,64	0,01	9,05	0,21	11,53	14,08	0,02	98,37
478		40,66	0,22	22,81	0,11	9,57	0,27	15,14	8,55	0,01	97,34
479		40,60	0,28	22,83	0,11	13,37	0,29	14,97	6,78	0,05	99,28
480		38,04	0,20	21,02	0,12	11,74	0,26	16,42	4,58	0,07	92,45
481		41,85	0,22	23,17	0,07	12,60	0,19	17,24	4,92	0,01	100,27
482		41,40	0,30	21,60	1,61	8,28	0,21	19,98	4,15	0,02	97,55
483		42,45	0,15	23,03	0,93	10,06	0,42	20,05	3,67	0,39	101,15
484		41,63	0,20	22,99	1,21	9,34	0,32	20,32	3,61	0,05	99,67
485		42,56	0,45	22,47	1,52	8,31	0,24	20,57	4,34	0,08	100,54
486		41,71	0,22	22,31	1,48	9,86	0,42	19,15	4,14	0,01	99,30
487		41,98	0,18	22,98	1,27	8,33	0,40	20,48	4,40	0,02	100,04
488		41,81	0,16	22,18	1,55	10,64	0,42	20,02	3,82	0,06	100,66
489		42,31	0,12	22,64	1,54	9,39	0,32	19,60	4,40	0,03	100,35



Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
490	1833	41,88	0,16	21,84	1,72	9,31	0,51	19,57	4,22	0,00	99,21
491		42,04	0,18	22,51	1,27	8,86	0,39	19,85	4,14	0,09	99,33
492		42,12	0,25	21,43	2,32	7,55	0,27	20,80	4,46	0,00	99,20
493		43,09	0,27	21,07	2,69	8,39	0,44	20,25	4,52	0,04	100,76
494		41,64	0,21	22,48	1,73	9,31	0,36	19,95	4,55	0,00	100,23
495		42,67	0,31	22,57	1,72	8,47	0,43	19,84	5,32	0,00	101,33
496		41,59	0,59	21,15	2,05	8,67	0,27	20,07	4,69	0,02	99,10
497		42,07	0,13	22,13	1,65	9,78	0,36	17,99	4,76	0,06	98,93
498		42,08	0,15	22,79	1,50	9,02	0,33	20,06	4,80	0,06	100,79
499		42,05	0,28	22,32	1,43	8,87	0,28	19,71	4,90	0,04	99,88
500		42,47	0,29	22,60	1,73	8,82	0,38	20,43	4,79	0,02	101,53
501		41,74	0,20	22,59	1,51	7,37	0,29	20,05	5,11	0,00	98,86
502		41,80	0,23	21,66	2,38	9,62	0,44	19,44	4,56	0,00	100,13
503		42,25	0,26	22,20	2,04	10,40	0,47	19,73	4,51	0,06	101,92
504		42,28	0,24	22,24	1,94	8,91	0,47	19,81	4,65	0,05	100,59
505		42,14	0,26	22,42	2,01	10,14	0,50	19,53	4,81	0,02	101,83
506		42,28	0,24	21,85	2,19	9,48	0,41	19,32	4,93	0,00	100,70
507		42,43	0,38	21,66	2,41	7,70	0,37	20,14	5,05	0,00	100,14
508		42,24	0,28	21,14	2,39	8,05	0,25	20,60	5,04	0,00	99,99
509		43,26	0,33	22,81	1,11	8,69	0,35	20,55	4,53	0,00	101,63
510		40,51	0,05	22,73	0,26	15,97	0,59	12,01	9,66	0,00	101,78
511		42,33	0,19	22,34	1,80	9,27	0,32	19,97	4,34	0,02	100,58
512		42,18	0,32	22,32	1,42	8,50	0,41	19,66	4,75	0,03	99,59
513		42,29	0,25	22,81	1,39	8,47	0,30	20,23	4,68	0,07	100,49
514		42,05	0,53	21,73	1,86	8,48	0,35	20,09	4,51	0,01	99,61
515		42,36	0,21	22,56	1,53	8,03	0,30	20,15	4,85	0,00	99,99
516		42,12	0,21	21,63	2,55	8,49	0,37	19,16	4,67	0,02	99,22
517		41,78	0,32	22,19	1,82	8,27	0,28	20,01	5,11	0,05	99,83
518		42,01	0,46	22,41	1,69	9,10	0,31	19,43	4,71	0,06	100,18
519		36,68	0,21	16,82	3,09	6,98	0,20	14,21	4,27	0,14	82,60
520		41,92	0,21	20,67	3,96	6,93	0,27	19,91	5,35	0,02	99,24
521		41,87	0,30	21,48	2,63	7,39	0,26	20,14	4,95	0,05	99,07
522		42,49	0,32	21,49	2,74	7,70	0,35	20,47	5,38	0,00	100,94
523		41,87	0,31	20,68	3,90	7,67	0,31	19,22	5,56	0,05	99,57
524		41,50	0,10	21,82	2,20	8,64	0,39	18,36	5,38	0,00	98,39
525		42,17	0,11	21,90	2,15	10,02	0,50	18,72	4,57	0,04	100,18
526		42,03	0,57	21,36	2,09	11,33	0,68	18,15	4,50	0,09	100,80
527		42,33	0,08	23,01	1,51	8,48	0,32	20,08	5,11	0,05	100,97
528		43,10	0,17	23,01	1,21	8,27	0,34	20,43	5,05	0,05	101,63
529		41,89	0,42	22,20	1,04	8,44	0,16	19,40	4,47	0,05	98,07
530		42,32	0,25	22,19	1,44	8,43	0,28	19,90	4,73	0,04	99,58
531		42,20	0,25	22,44	1,45	8,34	0,24	20,13	4,86	0,05	99,96
<b>Немирівський ореол, балтські відклади</b>											
532	22/3	41,64	0,22	21,71	2,04	9,82	0,51	18,65	4,71	0,02	99,32
533		42,10	0,35	22,33	1,66	8,04	0,29	20,29	4,98	0,02	100,06
534		41,96	0,40	21,04	2,82	7,94	0,32	20,29	4,81	0,06	99,64
535		42,32	0,19	21,11	3,59	6,87	0,26	20,25	5,43	0,02	100,04
536		41,89	0,29	22,54	1,23	9,14	0,33	19,70	4,49	0,04	99,65
537		42,07	0,32	22,54	1,25	8,49	0,27	20,20	4,81	0,01	99,96
538		42,47	0,20	22,62	1,56	7,82	0,29	20,10	5,17	0,04	100,27

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
539	22/3	41,78	0,26	22,43	1,32	9,60	0,27	19,66	4,22	0,07	99,61
540		42,14	0,39	22,09	1,75	8,56	0,34	20,13	4,50	0,05	99,95
541		42,16	0,31	22,86	1,16	7,53	0,29	20,81	4,80	0,02	99,94
542		42,10	0,37	22,00	1,95	9,07	0,32	19,65	4,95	0,06	100,47
543		41,90	0,28	22,06	1,54	8,40	0,31	19,76	4,68	0,05	98,98
544		42,32	0,22	21,76	2,40	8,17	0,31	19,67	5,45	0,03	100,33
545		42,30	0,29	21,26	2,42	7,38	0,11	20,48	5,17	0,04	99,45
546		41,90	0,10	22,34	1,94	8,57	0,38	18,72	5,56	0,03	99,54
547		42,23	0,08	21,29	3,46	6,71	0,24	20,01	6,08	0,01	100,11
548		42,13	0,52	21,70	1,78	7,87	0,23	20,31	4,85	0,07	99,46
549		42,29	0,22	22,04	2,19	7,49	0,26	20,06	5,20	0,04	99,79
550		42,39	0,19	21,68	2,61	7,19	0,17	20,34	5,28	0,03	99,88
551		42,30	0,11	22,80	1,56	7,57	0,35	20,37	5,00	0,03	100,09
552		42,34	0,42	21,76	1,62	9,26	0,46	20,12	4,35	0,02	100,35
553		42,13	0,27	22,01	2,07	8,49	0,33	19,96	4,87	0,04	100,17
554		42,53	0,16	22,36	2,30	7,24	0,30	20,56	5,16	0,01	100,62
555		42,11	0,53	21,67	1,83	8,96	0,20	19,94	4,52	0,06	99,82
556		42,39	0,22	22,41	1,40	9,15	0,29	19,66	4,34	0,05	99,91
557		42,15	0,19	21,56	2,60	8,21	0,34	19,81	5,27	0,03	100,16
558		42,10	0,26	22,43	1,83	7,14	0,29	20,18	5,19	0,03	99,45
559		42,45	0,23	22,09	1,86	7,33	0,32	20,41	5,05	0,00	99,74
560		42,26	0,37	22,41	1,71	7,95	0,35	20,06	4,91	0,07	100,09
561		42,09	0,16	21,71	2,70	6,84	0,30	20,30	5,55	0,01	99,66
562		42,34	0,33	22,57	1,35	7,86	0,21	19,99	4,88	0,05	99,58
563		42,05	0,20	21,61	2,74	7,79	0,27	19,64	5,53	0,03	99,86
564		42,57	0,38	22,01	1,93	8,06	0,27	20,40	4,74	0,04	100,40
565		42,20	0,25	22,41	1,42	7,97	0,27	19,74	4,89	0,04	99,19
566		41,91	0,17	22,17	1,83	9,27	0,38	19,18	4,77	0,05	99,73
567		42,55	0,18	22,35	1,82	7,84	0,28	20,00	5,12	0,03	100,17
568		42,22	0,18	22,50	1,46	9,04	0,32	19,91	4,49	0,03	100,15
569		42,17	0,16	22,34	1,83	8,04	0,32	20,21	4,97	0,03	100,07
570		42,27	0,45	21,71	1,71	8,89	0,35	20,08	4,30	0,03	99,79
571		42,12	0,35	22,51	1,41	8,90	0,30	19,87	4,26	0,04	99,76
572		42,45	0,53	21,96	1,29	9,49	0,29	19,98	4,19	0,02	100,20
573		42,28	0,50	21,89	1,60	8,84	0,36	19,83	4,39	0,03	99,72
574		42,29	0,09	22,74	1,16	10,35	0,31	18,45	4,62	0,02	100,03
575		42,47	0,52	22,25	1,47	8,55	0,35	19,86	4,75	0,07	100,29
576		42,17	0,34	22,05	1,71	8,70	0,28	20,18	4,40	0,06	99,89
577		42,26	0,41	21,81	1,58	8,90	0,30	19,88	4,61	0,06	99,81
578		41,99	0,22	22,44	1,80	8,81	0,37	19,36	4,67	0,05	99,71
579		42,39	0,19	22,14	1,74	9,02	0,30	19,50	4,44	0,04	99,76
580		42,22	0,43	21,75	1,88	9,21	0,37	19,58	4,49	0,03	99,96
581		42,06	0,31	21,38	2,76	8,21	0,23	19,74	4,82	0,04	99,55
582		42,21	0,34	22,39	1,59	7,71	0,31	20,12	5,04	0,04	99,75
583		42,52	0,26	22,77	1,35	8,23	0,33	19,92	5,11	0,09	100,58
584		42,39	0,20	22,78	1,36	8,30	0,36	20,16	4,87	0,03	100,45
585		41,89	0,20	22,26	1,52	9,84	0,40	19,34	4,53	0,05	100,03
586		41,85	0,17	21,65	2,64	8,29	0,34	19,06	5,31	0,04	99,35
587		41,98	0,21	22,53	1,43	9,35	0,42	19,37	4,52	0,05	99,86
588		42,55	0,17	22,98	0,77	9,21	0,32	19,15	5,15	0,03	100,33
589		42,09	0,06	22,15	2,21	9,08	0,42	19,10	4,59	0,02	99,72

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
590	22/3	42,36	0,42	22,14	1,46	8,36	0,29	20,18	4,67	0,08	99,96
591		41,89	0,47	21,49	1,74	8,75	0,36	19,78	4,26	0,04	98,78
592		42,26	0,18	22,72	1,57	8,15	0,32	19,81	5,03	0,03	100,07
593		42,34	0,33	22,44	1,36	9,05	0,32	19,91	4,38	0,04	100,17
594		42,18	0,24	22,19	1,82	9,46	0,33	19,43	4,59	0,04	100,28
595		42,10	0,18	22,41	1,79	8,84	0,29	19,37	4,76	0,02	99,76
596		42,24	0,33	21,98	1,99	8,18	0,29	19,92	4,87	0,03	99,83
597		42,22	0,43	21,92	1,80	8,32	0,34	19,69	4,59	0,03	99,34
598		42,17	0,27	21,64	2,10	8,75	0,30	19,13	4,57	0,02	98,95
599		42,02	0,22	22,06	1,97	7,86	0,31	19,77	5,21	0,00	99,42
600		42,03	0,36	22,07	1,42	8,88	0,36	19,75	4,40	0,01	99,28
601		41,51	0,16	20,89	3,54	7,77	0,16	18,81	6,36	0,00	99,20
602		42,14	0,20	22,18	1,54	9,17	0,39	19,34	4,51	0,05	99,52
603		42,07	0,36	22,28	1,73	7,92	0,33	20,02	5,12	0,04	99,87
604		41,85	0,21	22,89	0,63	9,87	0,38	19,10	4,58	0,01	99,52
605	22/2-4	42,17	0,15	20,73	4,66	6,10	0,36	20,96	5,16	—	100,29
606	22/3-2	42,92	0,03	22,73	2,83	3,16	0,57	24,68	2,79	—	99,71
607	22/3-3	43,35	0,09	23,01	1,36	5,65	0,36	23,77	2,96	—	100,55
608	22/3-1	42,48	0,15	23,10	2,10	6,85	0,31	20,88	4,49	—	100,36
609	50/7	41,95	0,43	24,33	0,23	9,12	0,32	19,83	3,96	—	100,17
610	50/10	41,60	0,14	24,81	0,07	10,73	0,23	17,76	4,76	—	100,10
611	22/5	41,69	0,08	23,87	0,03	8,81	0,12	16,93	8,96	—	100,49
612		42,41	0,21	22,57	2,48	7,39	0,23	20,02	5,02	0,07	100,40
613		40,86	0,48	18,33	7,19	8,22	0,35	18,44	6,28	0,07	100,22
614		41,47	0,21	20,08	5,19	7,53	0,27	19,19	5,92	0,07	99,93
615		41,67	0,18	22,04	3,00	6,90	0,26	20,16	5,51	0,08	99,80
616		41,06	0,08	18,55	7,22	6,78	0,23	19,11	6,57	0,03	99,63
617		41,56	0,20	22,84	1,82	8,77	0,36	19,60	4,34	0,06	99,55
618		41,74	0,41	22,36	2,11	7,45	0,30	20,46	4,93	0,09	99,85
619		41,88	0,19	23,27	1,56	8,43	0,34	19,35	4,76	0,05	99,83
620		40,82	0,14	23,55	0,21	10,84	0,19	13,06	11,33	0,04	100,18
621		41,53	0,11	24,56	0,08	10,65	0,18	17,45	6,18	0,04	100,78
622		41,64	0,03	24,57	0,16	9,16	0,15	18,91	4,85	0,04	99,51
623		42,29	0,04	24,44	0,15	9,42	0,22	19,01	5,21	0,03	100,81
624		41,72	0,23	23,53	1,02	8,84	0,31	19,47	4,69	0,02	99,83
625		40,77	0,25	21,08	3,71	8,41	0,35	19,04	5,38	0,04	99,03
626		41,73	0,29	21,18	4,15	6,88	0,26	19,94	5,53	0,04	100,00
627		42,20	0,29	22,13	2,61	7,50	0,25	20,01	5,31	0,02	100,32
628	22/1-3	41,80	0,21	21,90	2,66	8,77	0,40	19,81	4,22	—	99,77
629		41,83	0,17	21,44	2,76	8,22	0,29	20,04	4,98	—	99,73
630		42,26	0,24	22,81	2,28	6,94	0,20	20,29	5,02	—	100,04
631		41,94	0,05	21,77	3,52	8,28	0,36	19,21	5,28	—	100,41
632	186	42,08	0,00	20,71	4,72	7,67	0,32	19,60	5,65	—	100,75
633		41,75	0,35	20,58	4,14	8,09	0,33	19,80	4,75	—	99,79
634	180	42,02	0,29	22,81	2,00	7,75	0,25	19,98	4,89	—	99,99
635		41,72	0,09	22,46	2,96	8,46	0,39	19,35	4,98	—	100,41
636		42,16	0,03	22,18	3,10	7,44	0,26	19,62	5,54	—	100,33
637		41,46	0,12	21,83	3,00	8,61	0,33	18,10	5,92	—	99,37
638	185/1,3	42,78	0,12	21,48	3,61	7,30	0,30	19,63	5,20	—	100,42
639	187/2,1	41,59	0,22	22,06	3,35	7,19	0,24	20,00	5,33	—	99,98
640		41,71	0,13	22,17	2,70	8,63	0,32	19,33	5,38	—	100,37

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
641	187/2,1	42,26	0,14	22,06	3,34	7,62	0,31	19,63	5,27	—	100,63
642		42,13	0,09	22,45	2,85	7,17	0,23	20,09	5,17	—	100,18
643	40/2	42,31	0,09	22,15	2,75	8,43	0,26	19,35	5,24	—	100,58
644		41,84	0,20	21,82	3,00	7,87	0,23	19,68	5,31	—	99,95
645		42,23	0,15	22,87	2,13	7,20	0,25	20,44	5,17	—	100,44
<b>Бердичівська ділянка, Верхньобузький ореол, четвертинні відклади</b>											
646	3492	42,21	0,35	22,68	1,56	9,05	0,34	20,25	4,92	0,08	101,44
647		41,38	0,24	22,61	0,08	9,30	0,21	13,40	13,34	0,03	100,59
648		42,42	0,30	22,63	1,56	9,90	0,28	20,44	4,40	0,03	101,96
649		42,19	0,28	22,39	1,61	9,08	0,37	20,69	4,66	0,03	101,30
650		41,97	0,35	21,67	2,42	8,27	0,29	20,29	5,25	0,05	100,56
651		42,10	0,17	22,79	1,79	8,21	0,27	20,54	5,10	0,04	101,01
652		42,01	0,41	21,84	2,10	8,96	0,36	19,99	4,77	0,08	100,52
653		42,05	0,17	21,86	2,94	6,68	0,31	21,29	5,54	0,03	100,87
654		42,14	0,54	21,14	2,38	9,13	0,28	20,80	4,81	0,03	101,25
655		42,49	0,25	21,91	2,34	7,79	0,20	20,85	5,42	0,03	101,28
656		42,30	0,45	22,12	1,41	8,41	0,31	20,92	4,69	0,04	100,65
657		42,31	0,30	22,62	1,44	8,78	0,24	19,90	5,13	0,02	100,74
658		41,77	0,10	22,57	1,41	9,79	0,44	19,94	4,64	0,01	100,67
659		41,63	0,21	18,95	5,92	8,37	0,30	19,09	6,15	0,02	100,64
660		42,31	0,16	21,96	2,80	7,22	0,24	20,76	5,59	0,02	101,06
661		42,09	0,16	22,15	1,85	9,45	0,46	20,25	4,47	0,05	100,93
662		40,70	0,31	22,64	0,13	12,71	0,27	12,70	10,89	0,05	100,40
663		39,88	0,22	22,84	0,03	17,38	0,34	10,86	9,46	0,04	101,05
664		42,10	0,22	21,98	2,21	8,05	0,35	20,46	4,99	0,00	100,36
665		42,14	9,16	20,96	3,56	6,92	0,20	20,90	5,71	0,03	109,58
666		42,14	0,25	22,97	1,39	8,63	0,28	20,90	4,75	0,04	101,35
667		42,17	0,20	22,35	1,71	8,72	0,36	20,63	4,46	0,02	100,62
668		42,23	0,20	22,68	1,53	8,35	0,33	20,69	4,80	0,01	100,82
669		42,08	0,23	22,32	1,65	8,69	0,31	20,10	4,82	0,05	100,25
670		42,12	0,34	22,49	1,65	8,33	0,30	20,61	4,80	0,04	100,68
671		42,30	0,20	22,73	1,39	8,17	0,19	20,46	4,95	0,04	100,43
672		42,08	0,18	23,00	1,20	9,42	0,36	19,85	4,95	0,02	101,06
673		42,03	0,28	22,21	1,68	8,99	0,31	20,45	4,44	0,03	100,42
674		42,77	0,30	22,89	1,14	7,81	0,27	21,59	4,43	0,04	101,24
675		41,95	0,35	22,43	1,46	8,76	0,34	20,67	4,53	0,02	100,51
676		40,49	0,39	22,66	0,10	12,82	0,21	11,64	12,02	0,04	100,37
677		42,20	0,22	23,25	0,47	9,43	0,30	20,65	4,16	0,04	100,72
678		42,15	0,22	21,94	2,08	9,31	0,32	20,43	4,64	0,05	101,14
679		42,08	0,26	22,60	1,79	8,21	0,30	20,72	5,00	0,04	101,00
680		42,62	0,23	22,99	1,29	8,05	0,31	20,83	4,91	0,04	101,27
681		42,20	0,29	23,13	1,32	7,58	0,25	21,13	5,07	0,02	100,99
682		42,02	0,32	22,00	1,83	8,60	0,33	20,62	4,38	0,03	100,13
683		41,94	0,28	22,93	1,38	7,79	0,33	20,72	5,09	0,03	100,49
684		42,22	0,42	21,80	1,90	8,21	0,29	20,66	4,71	0,04	100,25
685		41,87	0,12	22,13	2,18	9,29	0,40	19,34	5,24	0,01	100,58
686		42,26	0,29	22,64	1,48	8,83	0,26	20,71	4,74	0,04	101,25
687		39,63	0,17	21,98	0,01	19,95	0,41	10,74	7,42	0,00	100,31
688		41,93	0,25	22,24	1,66	8,94	0,29	19,99	4,95	0,04	100,29
689		42,06	0,51	21,73	1,81	9,09	0,26	20,48	4,79	0,02	100,75

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
690	3492	41,61	0,15	22,50	1,60	9,58	0,52	19,80	4,81	0,02	100,59
691		41,96	0,21	22,74	1,25	9,75	0,41	20,00	4,62	0,04	100,98
692		42,03	0,12	22,44	2,02	8,32	0,32	20,48	5,28	0,02	101,03
693		39,81	0,13	22,48	0,08	17,47	0,37	11,69	7,77	0,00	99,80
694		42,29	0,23	22,03	2,18	9,09	0,36	20,19	4,67	0,05	101,09
695		42,34	0,22	22,51	1,35	9,24	0,29	20,37	5,04	0,03	101,39
696		42,54	0,29	21,68	2,42	8,42	0,22	20,39	4,91	0,09	100,96
697		42,31	0,41	22,53	1,16	8,78	0,25	20,55	5,23	0,05	101,27
698		42,54	0,17	22,96	1,31	7,93	0,39	20,92	4,99	0,01	101,22
699		42,00	0,25	22,12	1,64	9,70	0,36	19,76	4,77	0,06	100,66
700		42,09	0,26	22,06	1,72	9,25	0,39	20,31	4,67	0,00	100,75
701		42,12	0,42	22,13	1,90	8,20	0,27	20,66	4,82	0,00	100,52
702		41,98	0,40	22,14	1,81	8,80	0,34	20,70	4,39	0,08	100,64
703		41,87	0,08	23,04	0,97	10,24	0,45	19,83	4,38	0,03	100,89
704	42,60	0,35	22,13	2,22	8,06	0,25	20,94	4,73	0,06	101,34	
705	42,84	0,15	23,19	0,99	7,94	0,34	20,78	4,89	0,02	101,14	
706	42,35	0,31	20,92	3,64	7,14	0,29	20,94	4,99	0,05	100,63	
707	42,12	0,18	21,84	2,15	8,76	0,33	20,01	5,08	0,01	100,48	
708	42,23	0,42	22,01	1,84	8,90	0,30	20,65	4,57	0,03	100,95	
709	42,41	0,26	22,57	1,49	7,97	0,27	21,04	4,91	0,04	100,96	
710	42,05	0,21	22,67	1,23	8,17	0,35	20,51	4,84	0,02	100,05	
711	42,31	0,24	22,90	0,95	9,01	0,33	20,22	4,86	0,07	100,89	
712	41,68	0,05	20,02	4,83	8,01	0,25	19,49	6,09	0,04	100,46	
<b>Бердичівська площа, четвертинні відклади</b>											
713	066-1	41,35	0,08	22,50	1,74	9,10	0,44	19,35	5,06	0,01	99,63
714		41,33	0,22	23,53	0,85	7,48	0,26	20,21	5,09	0,08	99,05
715		41,77	0,11	22,73	1,24	8,84	0,24	19,95	3,96	0,04	98,88
716		41,98	0,23	23,33	1,22	7,52	0,19	20,03	4,66	0,01	99,17
717		41,78	0,17	22,86	1,50	7,47	0,30	20,07	4,78	0,11	99,04
718		42,50	0,19	23,38	1,62	6,11	0,17	20,38	4,91	0,00	99,26
719		42,19	0,34	22,47	1,52	7,45	0,29	20,10	4,71	0,06	99,13
720		41,50	0,44	22,63	1,38	8,51	0,18	20,12	4,44	0,06	99,26
721		41,07	0,21	22,91	0,12	14,30	0,41	15,68	4,13	0,01	98,84
722		41,00	0,18	22,92	0,26	13,26	0,00	15,58	5,64	0,09	98,93
723		41,72	0,20	23,37	0,18	9,20	0,25	19,22	4,95	0,00	99,09
724		42,84	0,16	22,82	1,33	7,81	0,26	20,10	4,22	0,00	99,54
725		41,50	0,13	23,26	0,07	11,85	0,36	17,43	4,70	0,05	99,35
726		43,00	0,12	22,76	1,24	8,76	0,18	20,10	4,12	0,02	100,30
727	075-1	41,95	0,11	23,91	0,00	9,29	0,23	16,64	7,58	0,09	99,80
728		41,42	0,41	23,08	1,00	9,38	0,20	12,56	12,26	0,08	100,39
729		40,91	0,28	23,70	0,00	11,87	0,17	12,42	10,92	0,03	100,30
730		41,94	0,14	23,10	0,37	8,01	0,28	19,63	4,93	0,05	98,45
731		40,75	0,00	23,25	0,02	13,10	0,20	15,33	6,62	0,02	99,29
732		42,23	0,23	22,83	1,95	7,31	0,48	19,91	4,95	0,01	99,90
733		42,48	0,06	23,00	1,38	8,26	0,45	19,93	4,34	0,01	99,91
734		42,09	0,14	22,56	1,75	8,90	0,42	19,30	4,67	0,03	99,86
735		42,44	0,22	22,84	1,40	7,51	0,32	20,20	4,66	0,05	99,64
736		42,18	0,19	22,78	2,07	7,82	0,15	19,95	4,72	0,00	99,86
737		41,83	0,30	20,98	3,72	7,57	0,21	20,24	4,84	0,06	99,75
738	42,61	0,26	22,55	1,64	7,13	0,37	20,35	5,00	0,00	99,91	



Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
739	075-1	42,58	0,23	22,86	1,69	6,65	0,28	20,50	4,94	0,09	99,82
740	076-1	40,28	0,13	22,83	0,06	17,11	0,64	14,20	5,34	0,00	100,59
741		41,22	0,16	22,84	1,69	8,80	0,25	20,00	5,00	0,02	99,98
742		41,01	0,11	22,74	0,08	10,80	0,11	13,81	10,30	0,00	98,96
743		41,64	0,32	22,69	1,14	8,14	0,09	20,20	4,80	0,06	99,08
744		40,30	0,10	22,77	0,13	13,41	0,27	14,08	8,22	0,00	99,28
745		42,36	0,15	23,03	0,34	8,35	0,15	20,10	4,59	0,03	99,10
746		41,54	0,23	23,00	1,63	9,43	0,35	19,30	4,78	0,04	100,30
747		41,78	0,23	22,83	1,55	8,68	0,31	20,00	4,28	0,00	99,66
748		42,42	0,44	22,78	1,31	7,86	0,26	20,15	4,65	0,04	99,91
749		41,80	0,32	22,74	1,50	8,42	0,22	20,00	4,40	0,03	99,43
750		40,85	0,30	22,38	1,42	11,97	0,46	18,31	4,32	0,00	100,01
751		41,72	0,20	22,61	1,37	8,11	0,44	20,48	4,95	0,01	99,89
752		41,54	0,10	22,90	1,37	8,90	0,28	19,14	5,26	0,01	99,50
753		41,65	0,12	22,94	1,33	8,83	0,28	19,20	5,60	0,01	99,96
754		42,00	0,22	22,24	1,96	8,27	0,29	20,09	4,73	0,01	99,81
755		40,03	0,29	23,00	0,10	14,49	0,31	12,97	8,64	0,02	99,85
756		41,17	0,23	22,95	0,10	14,04	0,15	14,23	6,57	0,11	99,55
757		39,88	0,06	22,43	0,11	16,47	0,39	11,29	9,28	0,00	99,91
758		40,95	0,17	22,93	0,05	12,58	0,16	15,01	7,70	0,07	99,62
759		42,16	0,15	22,83	0,31	8,86	0,19	20,08	4,67	0,00	99,25
760		40,07	0,02	22,65	0,11	16,13	0,33	11,59	8,91	0,03	99,84
761		42,16	0,22	23,10	0,06	9,32	0,27	19,67	4,48	0,06	99,34
762	077-1	42,16	0,05	23,07	1,25	8,74	0,46	18,82	4,99	0,04	99,58
763		42,14	0,40	22,47	1,50	8,65	0,26	20,36	4,31	0,07	100,16
764		40,02	0,10	23,00	0,21	16,01	0,32	15,19	5,12	0,00	99,97
765		41,97	0,42	22,29	1,41	8,28	0,28	20,72	4,05	0,00	99,42
766		42,23	0,27	22,25	1,89	7,55	0,32	20,26	4,94	0,04	99,75
767		41,71	0,18	22,88	1,18	9,48	0,32	19,67	4,46	0,03	99,91
768		41,44	0,00	23,44	0,01	10,85	0,22	18,77	4,95	0,02	99,70
769		40,93	0,00	23,00	0,05	12,38	0,38	15,31	7,20	0,00	99,25
770		40,12	0,03	23,10	0,05	12,61	0,32	12,94	10,45	0,04	99,66
771		40,21	0,24	22,54	0,21	16,15	0,60	14,39	5,54	0,05	99,93
772		40,96	0,16	22,77	0,08	10,13	0,12	11,16	13,86	0,08	99,32
773		40,69	0,40	22,50	0,13	11,83	0,36	12,45	11,50	0,09	99,95
774	078-1	40,97	0,17	22,98	0,00	10,83	0,24	13,40	10,91	0,00	99,50
775		41,58	0,24	22,88	0,41	9,87	0,49	18,68	5,26	0,09	99,50
776		40,92	0,26	22,81	0,76	10,65	0,19	14,28	10,52	0,03	100,42
777		40,73	0,15	22,91	0,15	9,45	0,18	13,18	13,08	0,01	99,84
778		41,56	0,23	22,80	1,12	9,00	0,40	19,95	4,91	0,02	99,99
779		41,35	0,46	21,48	2,18	9,45	0,40	20,27	4,28	0,04	99,91
780		42,12	0,34	22,47	1,29	9,03	0,31	20,00	4,18	0,04	99,78
781		41,87	0,26	22,44	1,93	8,49	0,15	20,01	4,74	0,05	99,94
782		41,48	0,20	22,96	1,54	7,83	0,40	20,06	4,94	0,07	99,48
783	078-2	40,50	0,29	22,64	0,00	10,41	0,15	11,96	12,98	0,03	98,96
784		41,90	0,30	22,00	2,45	8,22	0,53	19,21	4,57	0,06	99,24
785		42,00	0,34	22,70	1,27	8,29	0,14	19,27	5,01	0,03	99,05
786		40,00	0,02	22,70	0,16	14,26	0,25	12,00	9,65	0,11	99,15
787	079-1	41,56	0,22	22,68	1,30	8,37	0,35	20,75	4,91	0,03	100,17
788		41,35	0,24	22,12	2,58	8,64	0,28	19,65	4,75	0,01	99,62
789		41,10	0,00	23,21	0,00	12,16	0,24	15,26	7,31	0,00	99,28

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
790	079-1	41,83	0,48	22,87	1,06	8,37	0,34	19,89	4,65	0,03	99,52
791		42,08	0,15	23,00	1,32	9,11	0,25	18,48	4,84	0,04	99,27
792		39,57	0,27	22,94	0,10	14,51	0,18	11,94	9,90	0,03	99,44
793	Ш-45	42,43	0,30	22,21	1,70	7,33	0,22	20,76	5,07	0,10	100,12
794	Ш-130	42,64	0,29	21,41	2,01	8,17	0,22	20,41	4,33	0,10	99,58
795	Ш-54-2	42,76	0,30	21,13	2,78	7,42	0,34	20,43	4,85	0,06	100,07
796	Ш-79	42,14	0,30	22,11	1,18	8,10	0,29	20,83	4,44	0,05	99,44
797	Ш-3	42,19	0,23	22,74	1,34	7,92	0,31	20,97	4,66	0,03	100,39
798	Ш-74-75	42,98	0,10	21,52	2,38	7,61	0,37	19,89	5,14	0,00	99,99
799	Ш-68	42,45	0,25	22,24	1,16	7,84	0,25	20,89	4,91	0,00	99,99
800	Ш-431	44,19	0,00	21,29	0,97	8,60	0,29	19,88	4,97	0,00	100,19
801	Ш-3	43,34	0,25	22,46	1,71	7,42	0,31	20,73	3,76	0,02	100,00
802		43,27	0,28	22,76	1,60	7,63	0,41	21,11	3,00	0,06	100,12
803	Ш-848	41,60	0,27	23,16	0,05	10,21	0,16	14,93	10,10	0,00	100,48
804	74-75	41,85	0,16	22,27	2,31	7,41	0,31	20,07	5,37	0,04	99,79
805	194	42,35	0,21	23,20	1,08	7,58	0,27	20,28	5,28	0,01	100,26
806	214	41,63	0,43	22,00	1,63	8,08	0,31	20,49	4,77	0,09	99,43
807		41,38	0,12	21,36	3,34	7,82	0,35	19,65	5,75	0,06	99,83
808		41,69	0,06	22,10	2,21	8,63	0,32	20,19	4,50	0,07	99,77
809	64	41,46	0,23	22,58	1,55	9,13	0,40	19,71	4,27	0,09	99,42
810	43	41,52	0,14	23,38	0,54	10,56	0,39	19,26	4,47	0,08	100,34
811		41,78	0,18	22,81	1,30	9,46	0,41	19,81	4,72	0,06	100,53
812	123	41,64	0,28	22,53	1,78	8,37	0,42	20,40	4,61	0,06	100,09
813	83	41,55	0,59	21,49	1,85	9,51	0,32	20,10	4,50	0,05	99,96
814	94	42,12	0,18	22,97	1,43	8,75	0,42	19,88	5,01	0,03	100,79
815	95	41,92	0,57	21,46	2,10	8,09	0,28	20,26	4,69	0,00	99,37
816	744	41,32	0,44	20,99	2,83	8,56	0,42	20,19	4,97	0,05	99,77
817	768	41,43	0,29	22,02	2,33	9,09	0,37	19,97	4,89	0,04	100,43
818		42,02	0,29	21,97	2,43	8,19	0,27	20,84	4,87	0,08	100,96
819	783	41,80	0,32	21,54	2,53	8,08	0,22	20,15	5,22	0,09	99,95
820	1029	41,58	0,14	22,66	1,51	9,96	0,32	20,13	4,00	0,05	100,35
821		42,13	0,03	21,48	3,31	6,79	0,28	19,98	5,96	0,05	100,01
822		41,56	0,43	22,65	1,19	9,23	0,33	21,07	4,24	0,07	100,77
823		41,55	0,09	23,87	0,21	9,29	0,32	17,51	7,96	0,10	100,90
824	721	39,23	0,21	22,38	0,00	16,90	0,30	9,74	10,36	0,07	99,19
825		39,88	0,23	22,41	0,08	15,61	0,30	10,10	11,40	0,06	100,07
826	722	41,82	0,53	22,06	1,52	9,12	0,33	20,63	4,31	0,08	100,40
827		40,57	0,19	22,78	0,12	9,55	0,38	15,00	9,76	0,03	98,38
828		40,45	0,16	22,65	0,24	12,63	0,35	17,09	4,92	0,12	98,61
829	725	42,10	0,74	21,59	0,84	8,73	0,31	19,76	4,89	0,88	99,84
830		41,76	0,31	22,15	1,78	9,57	0,43	19,90	4,56	0,12	100,58
831		41,65	0,18	22,58	1,47	8,36	0,32	20,23	4,89	0,08	99,76
832	4ш-6	41,60	0,18	21,92	1,90	8,97	0,35	19,52	4,98	0,08	99,50
833	4ш-4	41,80	0,35	23,02	1,01	7,85	0,31	21,16	4,77	0,03	100,30
834		41,41	0,66	21,30	1,65	9,16	0,37	20,03	4,36	0,08	99,02
835		41,86	0,14	21,07	3,27	8,47	0,44	20,57	4,73	0,05	100,60
836	4ш-1	41,71	0,59	21,48	1,59	9,30	0,30	20,40	4,40	0,09	99,86
837	921	41,07	0,35	22,35	1,57	9,17	0,39	20,32	4,32	0,04	99,58
838		41,76	0,32	21,91	2,06	7,71	0,20	21,24	4,85	0,06	100,11
839	807	40,82	0,49	21,84	1,42	9,26	0,34	19,89	4,58	0,16	98,80
840	1028	41,19	0,40	21,84	1,75	8,60	0,32	19,89	4,70	0,07	98,76

Додаток

Продовження табл. Д.1

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
841	1028	41,15	0,20	20,55	4,49	7,20	0,33	19,88	5,93	0,09	99,82
842		40,95	0,15	23,17	0,12	11,49	0,12	18,69	4,67	0,09	99,45
843	1018	40,86	0,30	21,95	2,07	8,94	0,35	19,79	4,65	0,15	99,06
844	1025	40,95	0,10	23,09	0,98	9,74	0,44	20,18	4,53	0,02	100,03
845	583	41,43	0,32	21,66	2,43	7,81	0,26	20,74	4,91	0,10	99,66
846	752	40,83	0,17	22,10	1,66	10,48	0,36	19,46	4,72	0,07	99,85
847		40,39	0,21	21,87	2,09	9,73	0,41	19,52	4,66	0,11	98,99
848		40,91	0,28	22,00	1,64	9,48	0,38	19,71	4,86	0,13	99,39
849	420	41,36	0,15	21,61	2,90	7,41	0,41	20,29	5,76	0,04	99,93
850	747	38,69	0,19	22,39	0,05	18,22	0,32	8,39	11,68	0,10	100,03
851	1020	40,95	0,40	22,51	1,68	7,80	0,28	20,66	4,85	0,06	99,19
852	26-1	40,23	0,29	22,04	1,53	8,35	0,27	20,26	4,83	0,10	97,90
853	276	40,92	0,14	22,05	2,08	7,71	0,34	20,43	5,10	0,07	98,84
854	1021	40,75	0,17	22,59	1,44	8,89	0,39	19,97	4,66	0,02	98,88
855	1016	40,55	0,35	21,80	1,47	7,59	0,26	18,37	7,91	0,07	98,37
856	1013	40,93	0,74	21,30	1,74	8,99	0,28	20,23	4,51	0,08	98,80
857		40,86	0,25	21,72	2,32	9,73	0,54	19,96	4,43	0,11	99,92
858	1014	40,89	0,17	21,88	1,85	8,39	0,37	20,27	4,82	0,05	98,69
859	1030	40,73	0,17	22,24	1,53	9,28	0,29	19,97	4,56	0,07	98,84
860	500-Д	41,05	0,11	22,17	1,53	10,08	0,39	19,62	4,40	0,03	99,38
861		40,58	0,34	21,75	1,87	8,94	0,41	20,44	4,64	0,10	99,07
862		40,90	0,30	21,82	2,17	7,69	0,30	20,33	5,18	0,14	98,83
863	591	37,31	0,01	21,69	0,05	22,09	0,65	6,83	9,70	0,03	98,36
864		39,80	0,18	22,01	0,32	15,65	0,40	15,77	5,09	0,05	99,27
865	558	40,88	0,28	22,21	1,67	9,40	0,38	20,00	4,85	0,06	99,73
866	658	41,19	0,28	22,71	1,53	7,42	0,27	21,03	5,18	0,06	99,67
867	537	40,93	0,10	21,12	3,25	7,68	0,28	20,68	5,25	0,05	99,34
868	698	40,86	0,16	22,64	0,94	8,81	0,38	20,19	4,07	0,02	98,07
869		41,94	0,59	22,18	1,93	8,88	0,27	20,93	4,64	0,08	101,44
870		41,90	0,34	22,03	1,84	9,21	0,36	20,73	4,21	0,07	100,69
871		41,87	0,30	22,34	1,65	10,07	0,47	19,75	4,37	0,02	100,84
872	683	41,82	0,48	21,90	1,52	9,19	0,30	20,66	4,56	0,08	100,51
873	536	41,71	0,26	22,21	1,92	9,15	0,36	20,41	4,41	0,07	100,50
874	545	42,44	0,27	22,15	1,88	8,89	0,25	20,85	4,93	0,05	101,71
875	704	42,43	0,24	22,93	1,54	8,31	0,32	20,97	4,99	0,01	101,74
876		42,22	0,18	21,50	2,73	9,24	0,32	20,47	4,88	0,08	101,62
877	522	41,97	0,25	21,92	1,95	9,63	0,42	20,24	4,31	0,05	100,74
878		42,24	0,31	22,89	1,27	9,89	0,32	20,01	4,81	0,09	101,83
879		42,13	0,61	21,77	1,95	9,19	0,32	20,78	4,28	0,09	101,12
880	549	42,01	0,43	22,19	1,87	8,83	0,33	20,63	4,41	0,04	100,74
881		41,91	0,33	22,65	1,44	8,78	0,24	20,87	4,54	0,01	100,77
882		42,55	0,32	22,88	1,34	9,27	0,36	20,66	4,71	0,09	102,18
883	795	42,38	0,25	21,83	2,41	8,10	0,22	21,46	4,86	0,02	101,53
884	541	41,91	0,19	21,94	1,88	8,07	0,24	20,63	5,07	0,07	100,00
885	589	38,37	0,12	21,56	0,01	23,86	0,34	5,33	9,92	0,00	99,51
886		36,37	0,00	20,77	0,06	34,39	0,82	4,98	0,85	0,01	98,25
887	547	41,58	0,33	21,18	1,71	8,60	0,35	19,06	4,16	0,00	96,97
888		40,41	0,39	21,22	1,62	9,71	0,22	18,08	4,13	0,08	95,86
889	716	40,86	0,20	19,75	4,26	7,85	0,39	18,37	5,63	0,03	97,34
890		40,93	0,24	19,56	4,36	7,94	0,28	18,69	5,73	0,05	97,78
891		41,69	0,13	21,91	1,55	9,15	0,39	18,88	4,39	0,04	98,13

**Додаток**

*Закінчення табл. Д.1*

Номер аналізу	Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сума
892	716	41,38	0,20	21,67	1,46	9,38	0,39	19,14	4,01	0,05	97,68
893		41,35	0,51	20,39	1,71	9,43	0,39	19,50	3,96	0,10	97,34
894	557	41,89	0,21	22,04	1,67	7,64	0,27	19,34	4,67	0,08	97,81
895	797	41,37	0,21	21,47	1,87	9,51	0,47	18,38	4,45	0,03	97,76
896		41,89	0,27	21,76	1,20	10,61	0,51	19,19	3,65	0,09	99,17
897		41,88	0,43	21,38	1,69	8,13	0,21	20,46	4,59	0,09	98,86
898	685	41,52	0,35	21,79	1,72	9,00	0,37	19,33	4,07	0,09	98,24

*Таблиця Д.2*

**Хімічний склад хромшпінелідів із ореолів південно-західної частини Українського щита, %**

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<b>Бердичівська ділянка, Любар-Філопіль-Брусилівська палеодолина, Любарський ореол, бучацькі відклади</b>											
1	1460-9	0,04	13,12	59,18	0,00	16,64	0,87	8,31	0,36	0,00	98,52
3		0,04	41,86	26,33	1,98	13,55	0,46	15,92	0,43	0,14	100,71
4		2,01	27,87	27,59	12,34	15,97	0,44	14,12	0,07	0,21	100,62
5		0,09	33,80	34,55	2,62	14,05	0,56	14,82	0,23	0,26	100,98
6		0,09	18,33	49,86	3,06	17,14	0,78	11,18	0,16	0,02	100,63
7		0,07	20,14	48,13	2,76	18,86	0,82	10,21	0,36	0,11	101,46
10		0,05	34,38	33,52	3,13	14,60	0,51	14,71	0,26	0,00	101,16
11		0,37	30,53	35,79	5,10	10,33	0,60	16,86	0,14	0,30	100,02
12		7,09	14,74	22,26	21,11	24,06	0,49	10,14	0,07	0,21	100,17
14		0,11	16,98	45,87	7,13	22,20	0,88	7,62	0,29	0,13	101,20
15		1,52	17,16	38,73	11,51	23,17	0,67	7,98	0,02	0,23	100,99
16		0,02	33,36	34,56	2,20	15,11	0,46	14,01	0,00	0,33	100,05
17		0,25	29,04	40,00	1,62	15,63	0,64	13,48	0,12	0,14	100,92
18		0,13	32,82	34,18	3,17	14,70	0,55	14,33	0,01	0,14	100,03
19		0,18	16,57	50,66	3,13	20,56	0,83	8,79	0,27	0,05	101,03
22		0,09	26,18	38,27	2,83	17,22	0,64	11,12	0,13	0,17	96,65
23		0,06	28,34	37,97	3,33	17,79	0,54	11,75	0,17	0,10	100,04
24		0,04	17,44	51,52	2,79	18,04	0,83	10,49	0,42	0,02	101,59
25		0,17	17,57	50,83	3,09	14,86	0,88	12,45	0,08	0,10	100,03
26		0,30	25,13	42,33	2,53	16,17	0,80	12,37	0,17	0,24	100,04
27		0,48	21,59	41,50	7,31	19,61	0,72	10,41	0,00	0,09	101,71
28		0,16	19,39	49,92	1,73	17,26	0,76	11,12	0,43	0,10	100,87
29		1,60	15,22	36,41	12,96	22,83	0,80	7,15	0,19	0,10	97,26
31		0,21	28,86	34,09	6,82	19,08	0,70	11,19	0,13	0,05	101,13
32		0,14	17,27	50,57	3,33	19,09	0,79	9,93	0,18	0,08	101,37
33		1,13	20,11	39,88	9,17	22,45	0,75	8,71	0,38	0,11	102,70
34		0,41	23,62	36,74	9,81	22,02	0,72	9,08	0,14	0,11	102,64
35	1450-11	0,35	13,79	48,31	8,49	20,17	0,66	8,93	0,24	0,04	100,98
36		0,17	20,68	44,60	5,67	17,82	0,71	11,06	0,19	0,09	101,00
37		0,11	8,12	59,19	2,98	22,17	0,85	6,60	0,48	0,02	100,52
38		1,15	29,88	32,84	6,60	15,57	0,51	14,16	0,15	0,16	101,02
40		0,04	29,42	40,09	0,26	14,33	0,60	13,83	0,20	0,11	98,88
42		0,07	19,81	48,43	2,51	15,13	0,79	12,39	0,00	0,09	99,22
43		1,14	29,61	35,01	5,41	12,19	0,48	16,19	0,13	0,26	100,42

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
44	1450-11	0,15	21,62	44,08	5,65	17,58	0,60	11,41	0,27	0,12	101,48
46		0,06	20,92	47,41	2,04	16,10	0,68	11,97	0,00	0,05	99,23
48		0,00	27,12	42,60	1,07	14,67	0,62	13,51	0,13	0,24	99,97
49		0,02	22,87	46,00	2,61	15,08	0,76	12,86	0,24	0,09	100,52
50		0,16	7,47	65,35	0,00	17,58	0,93	6,65	0,15	0,00	98,29
51		2,22	16,48	37,82	11,87	22,05	0,72	8,80	0,30	0,09	100,35
52		2,17	16,40	38,13	10,58	22,55	0,61	8,32	0,19	0,08	99,03
53		0,02	9,02	56,81	2,83	19,84	0,90	7,51	0,38	0,05	97,35
54		0,10	28,49	39,93	2,61	15,43	0,60	13,43	0,26	0,10	100,95
55		4,14	28,93	24,55	9,56	18,33	0,39	13,91	0,06	0,17	100,04
56		0,35	22,23	44,43	3,84	15,60	0,74	12,44	0,42	0,13	100,18
57		0,00	41,42	27,37	1,01	13,85	0,35	15,67	0,40	0,09	100,16
58		0,04	28,05	39,55	0,76	16,46	0,51	12,26	0,05	0,00	97,68
59		0,93	23,64	38,00	6,34	17,18	0,61	11,91	0,02	0,10	98,74
60		0,03	24,16	43,78	1,91	16,32	0,72	12,04	0,00	0,12	99,08
61		2,88	11,20	44,38	10,51	18,63	0,61	10,82	0,06	0,20	99,29
62		1,18	31,92	31,69	5,17	11,95	0,47	16,43	0,08	0,14	99,04
<b>Бердичівська ділянка, Любар-Філіопіль-Бруслинівська палеодолина, Мізяківський ореол, бучапські відклади</b>											
63	069-М	4,13	14,15	38,11	10,98	20,12	0,60	10,91	0,00	0,19	99,19
64		0,10	23,68	45,92	0,41	18,30	0,60	11,08	0,03	0,08	100,20
65		0,07	30,50	40,16	0,00	15,14	0,47	13,36	0,25	0,10	100,05
66		0,15	7,00	58,15	3,63	25,13	0,92	4,45	0,37	0,00	99,80
67		0,22	12,46	51,11	0,30	26,12	0,89	3,45	0,24	0,09	94,88
68		0,21	31,39	37,56	2,23	14,07	0,52	14,76	0,21	0,17	101,11
69		0,09	9,05	58,41	2,23	19,26	0,98	8,26	0,19	0,01	98,47
70		0,14	15,10	50,52	4,15	18,88	0,88	9,31	0,26	0,05	99,29
71		1,22	29,49	33,98	6,56	13,00	0,52	15,81	0,13	0,17	100,88
72		0,55	34,60	31,21	5,12	12,99	0,44	16,13	0,00	0,25	101,28
73		0,11	20,80	46,84	2,86	15,44	0,90	12,20	0,21	0,00	99,36
74		0,09	21,26	45,80	4,13	16,28	0,73	12,00	0,01	0,24	100,54
75		0,09	4,30	57,44	8,04	25,07	1,04	4,13	0,54	0,00	100,66
76		1,88	30,70	33,10	4,34	14,10	0,57	15,50	0,12	0,21	100,51
77		0,00	11,20	58,70	0,48	20,32	1,00	8,00	0,27	0,03	100,00
78		1,80	12,85	48,60	7,54	17,43	0,74	11,30	0,14	0,22	100,63
79		3,00	12,60	44,34	10,58	16,88	0,79	12,28	0,23	0,23	100,93
80	0,16	25,32	41,72	3,29	17,04	0,69	12,00	0,19	0,04	100,45	
81	0,56	21,75	43,27	4,98	17,62	0,73	11,50	0,00	0,17	100,58	
82	0,29	25,00	46,10	0,00	16,85	0,70	10,80	0,23	0,13	100,10	
83	0,13	49,45	18,30	2,38	10,12	0,34	19,00	0,09	0,40	100,22	
84	0,07	14,10	53,00	1,82	23,70	1,08	6,00	0,50	0,00	100,27	
85	0,20	8,80	56,80	5,16	20,36	0,90	8,00	0,20	0,03	100,45	
86	0,09	15,60	52,33	3,11	18,50	0,70	10,00	0,24	0,04	100,61	
87	0,50	13,80	46,00	4,84	29,14	0,90	0,91	3,20	0,05	99,35	
<b>Хмільницька ділянка, Куманівецький ореол, сарматські відклади</b>											
88	1482-5	0,37	18,01	47,05	5,23	20,44	0,83	9,25	0,03	0,16	101,36
89		0,27	20,16	41,81	7,94	18,42	0,75	10,46	0,07	0,16	100,04
90		2,25	15,44	39,57	11,06	21,63	0,75	8,67	0,45	0,30	100,12
91		0,00	26,41	42,04	2,76	15,52	0,79	12,93	0,31	0,09	100,85



Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума	
92	1482-5	0,04	26,09	44,45	1,85	13,96	0,73	14,18	0,15	0,20	101,66	
93		0,75	16,56	42,63	7,60	25,85	0,92	5,28	0,35	0,09	100,03	
94		0,01	6,47	60,11	5,32	21,79	1,08	6,84	0,30	0,04	101,96	
95		0,95	32,60	27,89	8,65	16,40	0,61	13,77	0,16	0,05	101,09	
96		3,61	13,98	36,77	14,41	19,19	0,61	11,22	0,14	0,16	100,09	
97		0,15	16,30	51,19	4,35	17,91	0,61	10,77	0,12	0,08	101,49	
98		0,00	43,55	22,88	2,77	14,37	0,43	15,35	0,49	0,18	100,02	
99		0,18	22,02	46,27	2,35	17,64	0,73	11,30	0,16	0,11	100,76	
100		0,06	16,30	49,22	5,12	20,75	0,79	8,63	0,08	0,16	101,11	
101		0,12	12,06	57,03	1,10	20,18	0,87	8,25	0,37	0,08	100,06	
102		0,16	20,34	48,78	2,64	13,77	0,70	13,64	0,06	0,02	100,10	
103		0,07	20,97	46,31	3,26	15,59	0,71	12,28	0,00	0,06	99,25	
104		0,05	15,22	53,68	2,44	15,14	0,77	11,90	0,00	0,16	99,35	
105		0,20	25,19	40,45	5,50	14,24	0,61	13,72	0,28	0,15	100,34	
106		0,05	21,45	45,28	5,25	14,06	0,55	13,52	0,14	0,14	100,44	
107		0,03	25,31	42,18	3,45	14,94	0,63	13,20	0,22	0,08	100,04	
108		0,67	37,05	25,80	6,54	12,63	0,38	16,35	0,16	0,16	99,74	
109		0,05	23,13	44,61	3,85	14,91	0,61	13,21	0,00	0,14	100,51	
110		4,19	19,77	29,31	15,00	20,18	0,38	11,96	0,04	0,15	100,98	
111		0,08	16,51	51,05	2,79	17,89	0,69	10,30	0,12	0,12	99,55	
112		0,26	23,40	44,45	1,39	19,64	0,56	10,03	0,49	0,08	100,30	
113		0,10	11,22	55,01	2,57	18,40	0,93	8,84	0,12	0,04	97,24	
114		3,11	15,90	36,74	11,18	23,25	0,60	8,36	0,16	0,30	99,60	
115		4,83	11,64	28,82	17,05	31,00	0,85	3,29	0,42	0,09	97,99	
116		0,07	24,77	44,07	2,74	16,76	0,67	12,38	0,09	0,06	101,60	
117		0,10	9,16	57,78	1,35	19,08	0,79	8,07	0,25	0,07	96,66	
118		0,40	34,12	27,83	7,84	14,34	0,43	14,84	0,10	0,13	100,03	
119		0,58	21,18	44,04	5,43	16,54	0,62	12,20	0,15	0,19	100,92	
120		0,20	13,56	52,35	5,50	18,38	0,76	9,89	0,31	0,09	101,04	
121		4,06	13,72	39,30	10,80	20,98	0,58	10,50	0,00	0,13	100,07	
122		0,62	23,58	42,84	3,04	14,29	0,54	13,60	0,23	0,07	98,80	
123		0,11	7,40	60,89	1,45	20,40	0,95	7,51	0,11	0,00	98,83	
124		0,00	8,48	59,90	1,26	20,68	0,81	7,25	0,36	0,12	98,86	
125		0,94	18,07	40,93	9,79	20,43	0,55	9,54	0,06	0,13	100,44	
126		1484-2	0,00	25,25	42,33	2,76	13,04	0,73	14,08	0,00	0,17	98,37
127			0,04	47,01	21,70	0,22	11,36	0,33	17,64	0,28	0,17	98,75
128			0,10	13,72	54,51	2,53	16,93	0,67	10,51	0,28	0,17	99,41
129			1,60	25,18	33,37	7,16	13,50	0,55	14,16	0,04	0,29	95,86
130			0,02	30,46	39,31	0,67	13,52	0,56	14,69	0,02	0,10	99,35
131			0,05	38,13	30,12	1,55	12,99	0,48	15,79	0,13	0,16	99,39
132			0,15	14,89	50,81	1,50	20,69	0,73	7,63	0,29	0,18	96,87
133			1,57	26,06	33,64	7,45	11,53	0,20	15,96	0,06	0,21	96,66
134			0,23	13,89	49,41	5,65	18,93	0,35	9,35	0,09	0,07	97,98
135			0,09	29,47	36,30	2,63	13,46	0,21	14,29	0,08	0,06	96,60
136			0,02	17,78	47,20	4,92	15,42	0,31	11,90	0,10	0,06	97,69
137			0,02	50,64	18,38	2,38	9,09	0,12	20,22	0,06	0,18	101,07
138			0,04	35,41	32,23	1,47	12,21	0,17	15,90	0,06	0,15	97,64
139			0,05	6,81	56,12	8,50	18,97	0,78	8,57	0,17	0,05	100,01
140	0,05		13,42	52,83	3,57	15,57	0,31	11,28	0,09	0,06	97,18	
141	0,09		31,96	32,71	4,54	12,00	0,19	15,60	0,08	0,12	97,29	
142	0,02		40,95	25,69	3,31	11,01	0,16	17,49	0,06	0,13	98,81	

Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума	
143	1484-2	0,35	24,38	40,30	3,35	14,97	0,27	12,89	0,10	0,06	96,66	
144		0,04	49,93	18,29	3,34	9,62	0,11	19,88	0,07	0,18	101,46	
145		0,15	19,13	46,00	3,87	14,62	0,28	12,46	0,09	0,04	96,64	
146		0,05	52,43	15,68	3,67	9,17	0,13	20,49	0,06	0,23	101,92	
147		0,02	19,07	47,06	3,20	13,96	0,28	12,79	0,08	0,05	96,52	
148		0,68	23,29	35,71	9,14	14,11	0,25	13,48	0,07	0,18	96,90	
149		0,41	36,89	26,62	5,79	9,54	0,19	17,91	0,04	0,23	97,62	
150		0,04	6,61	61,06	2,92	18,76	0,41	8,75	0,12	0,03	98,69	
151		0,01	25,04	40,92	3,06	13,26	0,25	13,88	0,09	0,05	96,56	
152		0,34	15,91	49,18	4,28	13,03	0,29	13,20	0,07	0,09	96,39	
153		0,18	12,82	52,19	3,12	18,75	0,32	9,08	0,11	0,08	96,67	
154		0,04	6,09	59,99	4,82	18,21	0,41	9,04	0,11	0,05	98,77	
155		0,10	13,00	53,42	3,22	16,97	0,34	10,45	0,09	0,02	97,63	
156		0,04	28,83	36,40	3,79	12,74	0,22	14,68	0,08	0,10	96,87	
157		0,84	19,15	41,15	6,29	19,93	0,31	9,47	0,09	0,09	97,31	
158		0,08	13,97	52,50	3,25	15,69	0,33	11,29	0,09	0,04	97,25	
159		0,03	23,11	43,56	2,33	13,62	0,24	13,46	0,08	0,05	96,47	
160		0,10	20,34	44,83	4,29	15,45	0,27	12,21	0,09	0,07	97,64	
161		0,10	26,60	34,47	7,89	16,03	0,26	12,48	0,11	0,13	98,08	
162		0,82	27,54	36,49	3,89	17,16	0,28	12,52	0,08	0,05	98,83	
163		0,04	24,11	41,45	3,55	14,63	0,25	13,05	0,08	0,04	97,20	
164		0,17	7,89	56,31	6,41	19,24	0,42	8,71	0,12	0,07	99,34	
165		0,16	5,14	59,68	6,43	20,66	0,54	7,66	0,14	0,03	100,43	
166		0,03	30,51	36,20	2,42	12,11	0,22	15,32	0,07	0,05	96,94	
167		0,02	21,60	45,01	3,03	13,23	0,25	13,63	0,08	0,05	96,89	
168		0,32	15,41	47,65	6,36	17,19	0,36	10,73	0,09	0,06	98,18	
169		1,46	22,57	37,69	6,76	12,38	0,26	14,90	0,05	0,15	96,22	
170		0,03	27,35	38,36	3,50	13,22	0,23	14,27	0,09	0,07	97,12	
171		0,04	20,52	45,17	3,45	14,43	0,27	12,69	0,08	0,04	96,71	
172		0,07	18,20	47,10	4,13	13,17	0,27	13,19	0,07	0,06	96,25	
173		0,07	13,82	50,14	5,89	16,35	0,35	10,87	0,09	0,05	97,62	
174		0,18	18,53	44,33	6,56	16,11	0,31	11,61	0,09	0,09	97,82	
175		0,48	20,92	38,93	8,87	16,50	0,31	11,77	0,08	0,14	97,99	
176		0,01	44,08	22,92	3,42	9,46	0,14	18,86	0,05	0,19	99,14	
177		0,04	31,55	34,47	3,35	12,96	0,21	15,02	0,09	0,08	97,77	
178		0,25	19,95	44,70	4,79	14,44	0,28	12,87	0,07	0,07	97,42	
179		0,33	17,01	46,35	5,70	17,58	0,35	10,65	0,10	0,05	98,12	
180		0,10	26,30	38,53	3,88	13,52	0,22	13,91	0,09	0,06	96,61	
181		0,14	23,14	42,13	3,26	15,59	0,30	12,30	0,09	0,04	96,99	
182		0,11	20,38	45,24	3,33	15,43	0,29	12,11	0,09	0,05	97,03	
183		0,19	15,55	50,02	4,23	16,54	0,33	11,13	0,09	0,05	98,13	
184		0,05	27,78	37,94	3,31	11,94	0,21	15,03	0,07	0,08	96,41	
185		0,13	14,43	51,18	3,78	13,95	0,30	12,29	0,07	0,07	96,20	
186		1486-3	1,25	25,96	36,63	7,26	12,43	0,68	15,48	0,08	0,35	100,13
187			2,04	8,70	35,46	20,61	26,77	0,92	4,28	0,27	0,27	99,32
188			0,04	6,15	63,98	0,00	21,46	1,34	6,33	0,00	0,12	99,42
189			0,13	13,99	56,82	0,00	19,47	0,83	8,25	0,17	0,03	99,69
190			3,07	12,35	43,44	11,96	18,02	0,55	11,88	0,18	0,24	101,69
191			3,69	14,37	39,54	12,55	19,73	0,61	11,46	0,25	0,11	102,31
192			0,03	17,33	52,21	1,96	17,54	0,80	10,74	0,34	0,03	100,99
193			0,12	6,42	61,43	3,48	20,69	1,06	7,47	0,19	0,10	100,96

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
194	1486-3	0,46	37,78	28,43	4,66	10,75	0,44	17,74	0,01	0,16	100,43
195		0,19	24,00	39,75	6,48	18,69	0,64	10,82	0,29	0,08	100,94
196		0,07	7,43	59,40	4,53	22,19	1,02	6,79	0,11	0,06	101,59
197		0,07	30,16	39,35	0,86	15,27	0,55	13,65	0,14	0,09	100,14
198		0,95	19,74	43,67	6,28	17,61	0,72	11,55	0,00	0,17	100,69
199		0,07	15,96	51,95	3,29	14,86	0,80	12,01	0,17	0,19	99,30
200		0,93	18,93	41,92	7,48	18,74	0,81	10,35	0,05	0,15	99,36
201		0,12	23,36	41,12	5,58	16,48	0,81	11,89	0,00	0,13	99,49
202		2,38	11,19	45,77	9,80	19,36	0,85	9,89	0,10	0,28	99,62
203		0,20	19,51	48,88	3,43	16,15	0,81	12,05	0,26	0,08	101,36
204		0,34	41,37	26,01	4,28	9,90	0,52	18,59	0,10	0,34	101,45
205		0,90	17,68	39,95	10,89	20,86	0,76	8,94	0,25	0,07	100,30
206		0,49	37,37	26,69	5,28	14,74	0,60	14,98	0,00	0,16	100,31
207		0,04	31,80	36,53	2,79	13,36	0,74	14,91	0,21	0,14	100,52
208		1,05	27,95	35,46	6,57	11,86	0,74	15,90	0,13	0,24	99,91
209		0,08	43,74	23,44	2,83	11,59	0,53	17,23	0,16	0,35	99,95
210		0,06	18,54	48,27	4,62	16,07	1,10	11,62	0,19	0,00	100,47
211		0,00	21,33	45,32	3,49	17,17	1,08	10,91	0,24	0,10	99,64
212		0,79	21,29	44,30	6,02	11,60	0,85	15,25	0,09	0,36	100,55
213		0,33	34,82	31,32	4,35	12,71	0,74	15,79	0,13	0,18	100,37
214		0,09	32,40	36,20	1,90	13,36	0,71	15,00	0,09	0,06	99,81
215		3,35	11,56	39,74	15,56	19,62	0,78	10,76	0,11	0,28	101,76
216		0,10	8,93	61,90	0,72	17,06	1,30	9,83	0,16	0,02	100,01
217		0,25	20,49	43,45	6,43	19,53	0,97	9,83	0,16	0,15	101,25
218		0,36	19,58	42,27	7,42	16,21	0,30	11,81	0,08	0,13	98,17
219		0,45	24,95	38,17	4,93	19,90	0,31	10,25	0,15	0,03	99,15
220		0,10	34,89	31,36	0,50	13,16	0,16	14,77	0,08	0,10	95,12
221		0,20	19,55	45,21	2,52	19,35	0,27	9,45	0,10	0,09	96,73
222		2,85	17,87	33,02	14,46	18,33	0,25	11,80	0,07	0,16	98,82
223		0,03	24,40	41,28	3,08	14,38	0,24	13,12	0,09	0,06	96,69
224	0,05	23,52	41,65	3,87	13,57	0,25	13,53	0,08	0,09	96,61	
225	0,04	28,82	37,17	1,93	12,90	0,21	14,34	0,08	0,08	95,57	
226	3,81	15,27	32,74	15,81	19,57	0,27	11,30	0,08	0,15	98,99	
227	0,25	16,59	45,65	5,43	19,33	0,31	9,16	0,10	0,10	96,92	
228	0,04	25,53	39,96	3,63	12,77	0,22	14,27	0,07	0,10	96,59	
229	0,02	31,33	36,05	0,47	14,53	0,19	13,74	0,06	0,10	96,49	
230	0,12	10,51	55,57	3,70	16,74	0,36	10,27	0,09	0,07	97,43	
231	0,12	36,75	29,37	3,63	10,70	0,17	17,14	0,06	0,16	98,09	
232	0,03	49,16	19,60	2,26	11,04	0,13	18,82	0,08	0,19	101,30	
233	0,10	12,54	55,61	0,00	18,75	0,32	8,82	0,10	0,05	96,28	
234	0,16	35,47	28,41	5,28	13,42	0,20	15,28	0,09	0,15	98,45	
235	0,01	38,55	25,88	5,70	11,91	0,16	16,63	0,07	0,21	99,13	
236	0,02	19,85	46,54	2,66	14,73	0,28	12,40	0,08	0,03	96,60	
237	0,01	18,67	47,54	3,14	15,20	0,30	12,01	0,09	0,07	97,02	
238	0,11	10,93	54,81	4,51	18,90	0,40	9,19	0,12	0,04	99,03	
239	0,04	36,75	29,64	3,20	11,51	0,18	16,56	0,07	0,15	98,10	
240	0,03	36,13	31,03	2,14	12,96	0,21	15,61	0,09	0,07	98,29	
241	0,00	32,01	34,75	2,64	12,04	0,20	15,57	0,07	0,11	97,40	
242	0,12	26,60	38,53	3,70	14,27	0,23	13,57	0,08	0,08	97,18	
243	0,22	26,90	36,68	4,77	16,16	0,26	12,49	0,11	0,05	97,64	
244	1,05	22,33	36,08	9,32	16,01	0,24	12,61	0,06	0,09	97,80	

**Додаток**

*Продовження табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
245	1488/2	0,88	17,73	43,96	5,94	22,26	0,74	7,99	0,05	0,24	99,80
246		0,23	8,15	59,65	1,88	21,45	0,82	7,04	0,25	0,15	99,62
247		0,45	19,72	42,61	7,82	17,15	0,14	11,77	0,02	0,08	99,75
248		0,32	37,14	30,77	3,40	10,34	0,31	18,02	0,00	0,05	100,35
249		0,06	27,99	41,59	1,17	15,33	0,53	13,47	0,00	0,15	100,29
250		0,67	37,61	26,49	5,87	11,69	0,31	16,91	0,40	0,39	100,34
251		0,18	8,20	63,09	0,00	21,66	0,78	6,40	0,00	0,00	100,31
252		0,93	29,23	33,63	6,94	15,02	0,53	14,40	0,00	0,07	100,75
253		0,04	27,31	40,60	2,59	16,42	0,49	12,73	0,08	0,00	100,26
254		0,04	33,61	35,79	0,45	15,49	0,44	13,80	0,35	0,03	100,01
255		0,00	12,85	57,44	1,10	17,73	0,83	10,15	0,00	0,04	100,14
256		0,11	7,75	63,89	0,00	21,22	0,83	5,78	0,39	0,00	99,97
257		3,50	17,89	32,78	12,98	20,07	0,46	11,01	0,00	0,07	98,76
258		0,12	16,24	49,95	4,89	17,91	0,60	10,47	0,23	0,09	100,50
259		0,85	30,40	31,30	8,16	14,42	0,54	14,53	0,27	0,32	100,79
260		3,41	20,66	33,05	12,08	18,80	0,54	12,51	0,00	0,10	101,15
<b>Хмільницька ділянка, Кожухівський ореол, сарматські відклади</b>											
261	ш.1881	0,05	24,62	41,60	2,99	12,59	0,23	14,31	0,07	0,06	96,52
262		0,05	26,79	38,50	3,86	14,41	0,25	13,52	0,10	0,05	97,52
263		0,01	32,38	34,21	2,97	12,87	0,22	15,22	0,08	0,05	97,99
264		0,07	30,46	35,14	3,74	13,34	0,23	14,66	0,08	0,11	97,82
265		0,14	27,12	38,76	1,93	13,22	0,22	14,01	0,07	0,08	95,54
266		0,01	22,98	42,83	3,58	13,94	0,26	13,31	0,09	0,06	97,06
267		0,26	18,61	42,41	7,91	17,01	0,32	11,06	0,10	0,05	97,74
268		0,27	20,30	41,63	6,65	15,36	0,30	12,16	0,09	0,04	96,81
269		0,06	21,34	43,83	3,84	14,85	0,28	12,54	0,08	0,03	96,86
270		0,01	39,75	26,56	3,32	11,48	0,16	16,97	0,08	0,12	98,45
271		0,18	25,71	37,13	6,09	12,43	0,23	14,52	0,06	0,14	96,49
272		0,22	9,26	55,82	4,53	13,74	1,67	11,06	0,15	0,07	96,51
273		0,07	7,76	59,28	3,60	18,90	0,41	8,85	0,12	0,04	99,03
274		0,05	16,92	47,96	4,36	15,58	0,29	11,57	0,11	0,05	96,90
275		0,09	25,98	35,75	7,44	15,64	0,27	12,69	0,09	0,11	98,07
276		0,03	26,82	39,72	2,71	11,57	0,20	15,15	0,07	0,11	96,38
277		1,78	13,69	43,64	10,29	15,57	0,26	12,36	0,07	0,19	97,86
278		0,17	23,21	42,02	3,56	14,18	0,28	13,20	0,08	0,06	96,76
279		0,05	9,90	56,25	3,93	18,09	0,38	9,44	0,11	0,02	98,17
280		0,08	25,63	36,65	6,67	13,16	0,23	14,00	0,07	0,12	96,63
281		0,01	36,22	29,05	3,14	12,15	0,19	15,82	0,10	0,06	96,73
282		0,19	17,50	48,15	3,32	14,32	0,40	12,36	0,06	0,12	96,43
283		0,09	19,88	45,05	3,90	13,45	0,27	13,11	0,06	0,08	95,89
284	0,04	35,53	28,85	4,92	11,01	0,18	16,60	0,06	0,13	97,32	
285	0,98	38,16	20,78	9,50	12,05	0,19	17,02	0,06	0,12	98,85	
286	0,17	12,42	52,02	3,97	22,02	0,39	7,21	0,10	0,08	98,38	
287	0,64	16,47	42,53	9,50	19,41	0,32	9,64	0,08	0,15	98,76	
288	0,05	22,84	42,85	3,46	14,49	0,26	12,95	0,09	0,08	97,07	
289	0,03	42,57	24,94	1,78	11,98	0,16	17,02	0,09	0,08	98,66	
290	0,01	45,85	22,72	1,76	10,73	0,13	18,41	0,08	0,11	99,80	
291	0,04	27,65	37,59	3,88	12,76	0,21	14,57	0,06	0,08	96,84	
292	0,10	24,06	39,73	5,06	15,05	0,28	12,74	0,12	0,04	97,19	
293	0,02	24,42	42,36	2,66	12,83	0,23	14,17	0,07	0,08	96,86	

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
294	ш.1881	0,02	23,25	41,72	4,02	15,54	0,27	12,35	0,09	0,04	97,32
295		0,27	31,70	32,87	3,40	15,87	0,23	13,19	0,18	0,12	97,83
296		0,85	22,74	38,23	7,58	11,39	0,22	15,26	0,06	0,17	96,49
<b>Хмільницька ділянка, Філіопільський ореол, сарматські відклади</b>											
297	06	0,00	20,02	47,30	2,88	18,27	0,24	10,58	0,22	0,20	99,72
298		0,04	22,20	47,00	2,76	15,26	0,20	13,22	0,13	0,03	100,85
299		0,23	12,15	53,65	5,49	17,05	0,17	10,97	0,02	0,01	99,74
300		0,23	26,40	37,57	6,64	16,52	0,04	12,94	0,00	0,14	100,49
301	023-2	0,05	24,35	42,40	3,42	18,02	0,15	11,40	0,34	0,04	100,17
302		0,31	32,71	31,60	5,40	15,44	0,14	13,97	0,31	0,22	100,10
303		0,02	19,00	51,05	0,38	18,68	0,11	10,56	0,10	0,02	99,92
304		0,11	15,60	51,12	3,63	18,93	0,26	9,90	0,06	0,10	99,70
305		0,02	7,95	60,62	2,55	21,07	0,21	7,82	0,23	0,02	100,49
306	017	0,03	5,58	63,40	2,67	19,18	0,29	8,64	0,20	0,11	100,10
307		0,06	22,84	42,56	4,74	16,82	0,31	11,73	0,29	0,16	99,50
308		0,04	37,85	29,75	2,33	13,27	0,07	15,75	0,29	0,19	99,53
309		1,00	27,67	35,39	6,61	13,75	0,04	15,10	0,03	0,27	99,86
310	022	0,02	17,44	53,47	0,95	14,75	0,07	12,96	0,10	0,02	99,78
311	021	0,11	20,26	45,48	3,91	19,27	0,09	10,06	0,35	0,13	99,66
312		1,29	23,50	39,08	6,50	16,40	0,23	13,23	0,00	0,06	100,29
313		1,22	22,40	37,47	8,79	18,91	0,10	11,38	0,17	0,20	100,64
314		0,07	25,99	42,70	2,81	14,41	0,16	14,07	0,13	0,13	100,47
315		0,05	22,57	45,10	2,77	17,51	0,29	11,46	0,34	0,03	100,12
316		0,03	17,06	50,84	3,25	18,31	0,09	10,62	0,19	0,07	100,47
317	024	2,11	14,55	36,00	15,07	26,44	0,32	6,03	0,26	0,11	100,89
318		0,07	9,02	63,94	0,00	19,44	0,11	7,18	0,14	0,04	99,94
319		2,91	13,73	32,65	19,41	24,22	0,29	7,88	0,22	0,33	101,64
320	02	0,06	28,92	39,20	1,94	16,17	0,14	13,06	0,27	0,06	99,82
321	ш.1470-2	3,22	15,55	35,55	13,54	17,67	0,25	12,08	0,07	0,13	98,08
322		0,02	20,15	44,48	4,65	15,62	0,28	11,95	0,09	0,07	97,30
323		2,26	11,74	44,00	11,08	14,37	0,27	13,03	0,06	0,21	97,03
324		0,09	36,93	28,75	1,84	11,25	0,17	16,27	0,06	0,13	95,48
325		4,03	18,42	27,82	16,79	20,43	0,27	11,22	0,08	0,16	99,22
326		0,04	23,67	42,18	3,26	13,78	0,25	13,46	0,08	0,06	96,78
327		0,32	24,90	38,18	6,19	13,52	0,23	14,03	0,07	0,14	97,59
328		0,05	36,26	28,80	4,35	13,36	0,19	15,42	0,09	0,10	98,61
329		0,24	21,45	42,70	4,74	14,76	0,26	12,73	0,08	0,08	97,03
330		0,02	34,80	30,28	5,22	8,84	0,17	17,93	0,05	0,21	97,52
331		0,05	4,71	62,98	2,93	18,60	0,43	8,60	0,11	0,04	98,45
332		0,05	14,17	48,52	6,95	19,80	0,41	8,81	0,17	0,07	98,95
333		0,00	24,09	41,70	3,76	13,54	0,24	13,72	0,07	0,08	97,20
334		4,25	16,90	27,86	18,57	20,35	0,25	11,34	0,08	0,19	99,79
335		0,51	30,80	33,11	3,53	14,27	0,17	14,16	0,05	0,14	96,75
336	1472-3	0,06	25,15	43,37	1,17	14,22	0,64	13,39	0,11	0,03	98,14
337		0,05	23,72	44,20	2,09	15,75	0,61	12,41	0,08	0,08	98,99
338		0,05	25,85	42,63	1,67	15,46	0,56	12,86	0,26	0,03	99,37
339		3,16	15,49	36,93	12,21	18,49	0,54	11,32	0,17	0,19	98,49
340		0,03	11,08	56,75	3,14	16,25	0,86	10,62	0,05	0,00	98,78
341		0,03	33,12	35,19	1,64	14,33	0,52	14,49	0,00	0,08	99,40
342		0,14	18,87	47,66	2,55	17,24	0,75	10,72	0,11	0,02	98,07



**Додаток**

*Продовження табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума	
343	1472-3	0,07	25,00	42,35	2,40	15,36	0,65	12,70	0,04	0,16	98,73	
344		0,51	27,54	33,99	7,17	15,63	0,59	13,07	0,00	0,10	98,60	
345		0,04	51,61	16,96	0,89	11,09	0,29	18,66	0,00	0,22	99,76	
<b>Хмільницька ділянка, Новокостянтинівський ореол, сарматські відклади</b>												
346	A-6-1	0,49	20,38	44,56	23,91*	0,19	8,99	0,33	0,08	0,08	98,92	
347		0,24	24,28	48,36	15,99	0,18	8,81	0,24	0,03	0,03	98,12	
348		1,59	28,85	32,29	21,79	0,13	13,84	0,09	0,03	0,03	98,61	
349		1,47	20,28	44,98	23,57	0,17	8,31	0,19	0,09	0,09	99,06	
350		0,15	13,15	61,01	18,62	0,29	6,06	0,33	0,04	0,04	99,65	
351		0,14	18,10	52,62	21,95	0,26	5,51	0,22	0,08	0,08	98,87	
352		0,31	6,08	59,38	28,89	0,42	2,50	0,48	0,01	0,01	98,07	
353		1,14	19,49	45,39	22,57	0,14	9,34	0,14	0,09	0,09	98,30	
354		2,98	9,93	51,29	28,17	0,09	5,94	0,24	0,19	0,19	98,83	
355		0,34	24,41	45,84	19,91	0,11	8,77	0,34	0,09	0,09	99,81	
356	0,29	13,07	57,17	20,93	0,31	5,78	0,30	0,04	0,04	97,90		
357	0,11	7,78	64,06	20,71	0,31	6,50	0,26	0,01	0,01	99,73		
358	0,42	19,75	44,73	23,78	0,18	9,96	0,45	0,12	0,12	99,39		
359	0,08	5,57	63,39	22,55	0,23	7,48	0,42	0,04	0,04	99,76		
360	0,11	29,68	37,98	18,69	0,16	12,55	0,45	0,09	0,09	99,70		
361	1,52	21,84	44,55	20,97	0,18	9,43	0,23	0,31	0,31	99,02		
362	1,68	16,02	43,23	30,45	0,21	7,71	0,14	0,10	0,10	99,54		
363	0,08	15,71	53,51	19,84	0,17	9,93	0,59	0,01	0,01	99,84		
364	0,26	19,73	45,91	23,21	0,22	9,95	0,39	0,04	0,04	99,71		
365	0,24	17,34	52,95	19,58	0,25	8,03	0,31	0,04	0,04	98,74		
366	A-6-4	1,79	32,52	27,22	23,78	0,18	13,92	0,03	0,21	0,21	99,65	
367		1,17	29,47	36,50	17,81	0,12	14,31	0,00	0,15	0,15	99,52	
368		0,09	17,26	51,43	22,15	0,25	8,03	0,24	0,06	0,06	99,50	
369		1,05	32,59	28,07	23,54	0,14	14,17	0,00	0,10	0,10	99,67	
370		0,28	9,59	51,96	32,16	0,56	4,45	0,34	0,14	0,14	99,48	
371		0,18	17,95	48,45	24,27	0,23	8,04	0,18	0,07	0,07	99,35	
372		1,63	21,79	37,57	29,25	0,36	8,77	0,00	0,11	0,11	99,47	
373		1,52	15,60	42,56	33,11	0,48	5,57	0,06	0,13	0,13	99,03	
374		A-17-2	0,62	30,71	33,00	19,92	0,28	15,13	0,01	0,13	0,13	99,77
375			0,37	18,88	46,67	24,40	0,40	8,60	0,29	0,02	0,02	99,63
376	0,12		13,06	54,48	24,16	0,32	7,32	0,14	0,00	0,00	99,60	
377	0,14		8,01	59,19	24,48	0,41	7,26	0,18	0,00	0,00	99,66	
378	0,18		26,66	32,21	32,00	0,32	8,05	0,31	0,06	0,06	99,78	
379	0,13		30,90	32,70	20,57	0,14	14,59	0,10	0,13	0,13	99,25	
380	0,27		13,81	50,12	26,53	0,24	8,36	0,17	0,05	0,05	99,56	
381	1,39		20,35	39,95	24,33	0,25	12,92	0,16	0,07	0,07	99,43	
382	0,03		9,11	59,08	21,83	0,29	9,00	0,16	0,04	0,04	99,53	
383	0,47		22,63	39,46	25,71	0,29	10,71	0,05	0,06	0,06	99,38	
384	1660-6	3,84	12,88	39,59	32,65	0,25	9,73	0,06	0,29	0,29	99,28	
385		0,14	12,12	55,99	23,18	0,31	7,49	0,14	0,04	0,04	99,40	
386		0,13	32,09	34,99	19,97	0,23	12,07	0,07	0,02	0,02	99,56	
387		0,50	22,57	42,98	24,46	0,17	8,21	0,12	0,15	0,15	99,16	
388		0,15	6,25	62,76	23,49	0,30	6,01	0,16	0,02	0,02	99,14	

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума	
<b>Вінницька ділянка, Бохоники-Літинський ореол, сарматські відклади</b>												
389	1829	0,94	33,97	29,72	5,34	15,91	0,07	14,60	0,00	0,07	100,63	
390		0,36	24,58	43,31	0,08	20,26	0,07	9,96	0,20	0,22	99,04	
391		0,08	41,30	25,94	2,70	14,78	0,09	15,33	0,47	0,11	100,80	
392		0,20	16,83	50,80	3,22	17,03	0,16	11,32	0,35	0,00	99,91	
393		0,10	12,84	59,00	0,00	17,58	0,29	9,75	0,00	0,02	99,58	
394		0,10	18,45	47,40	4,15	19,03	0,19	10,18	0,10	0,00	99,60	
395		0,14	15,66	56,54	0,00	16,71	0,21	9,91	0,00	0,15	99,32	
396		1,79	16,09	44,29	8,61	17,72	0,13	11,97	0,20	0,00	100,80	
397		0,14	11,08	55,23	3,18	22,34	0,17	7,16	0,24	0,11	99,65	
398		0,05	36,77	30,73	3,64	11,54	0,06	16,88	0,24	0,27	100,18	
399		0,32	38,20	30,00	1,44	13,37	0,20	15,90	0,22	0,22	99,87	
400		0,04	32,35	35,55	2,58	14,88	0,10	14,47	0,00	0,06	100,03	
401		0,11	27,44	43,60	0,00	16,18	0,15	11,61	0,22	0,11	99,42	
402		0,11	14,70	53,77	1,69	19,74	0,28	9,29	0,12	0,04	99,74	
403		0,59	33,81	32,62	2,77	15,18	0,13	14,57	0,06	0,22	99,95	
404		0,06	16,60	56,72	0,00	18,20	0,05	8,00	0,21	0,00	99,84	
405		0,06	16,80	54,45	0,00	18,42	0,15	9,54	0,23	0,19	99,84	
406		0,06	14,50	57,46	0,00	17,70	0,12	9,78	0,08	0,01	99,71	
407		0,08	21,21	49,26	0,00	19,00	0,18	9,47	0,61	0,00	99,81	
408		0,03	6,08	64,50	0,00	21,72	0,20	7,00	0,15	0,05	99,73	
409		0,31	16,67	53,73	0,00	20,55	0,28	8,22	0,41	0,10	100,27	
410		1,65	27,74	30,73	9,56	17,50	0,07	13,21	0,11	0,13	100,70	
411		0,28	20,29	44,08	5,12	19,85	0,20	9,94	0,04	0,14	99,94	
412		0,05	27,36	42,55	0,00	17,13	0,17	12,24	0,28	0,04	99,82	
413		0,87	34,06	30,26	3,60	17,66	0,13	13,20	0,05	0,13	99,96	
414		1,52	26,07	34,00	8,20	17,22	0,22	12,94	0,25	0,14	100,56	
415		1,63	36,37	22,66	10,00	13,00	0,19	16,96	0,04	0,32	101,17	
416		0,20	43,70	24,60	0,59	14,47	0,08	15,78	0,15	0,25	99,82	
417		1831	0,01	41,12	28,33	0,29	13,96	0,15	15,77	0,20	0,12	99,95
418			0,14	29,17	41,37	0,00	15,88	0,13	12,61	0,15	0,15	99,60
419			0,06	44,66	23,29	1,22	13,54	0,21	16,26	0,16	0,27	99,66
420			1,32	28,55	31,55	7,84	18,54	0,29	12,20	0,23	0,15	100,68
421			0,06	52,98	14,26	2,10	12,63	0,05	17,90	0,25	0,33	100,56
422			0,07	39,62	31,12	0,00	14,73	0,11	13,35	0,27	0,18	99,45
423			0,05	22,33	45,90	2,59	16,97	0,16	12,00	0,09	0,09	100,18
424			0,12	33,97	33,38	1,64	16,77	0,17	13,18	0,10	0,15	99,47
425			0,51	33,20	33,64	3,91	14,39	0,06	15,29	0,01	0,27	101,28
426			0,13	16,70	53,37	0,56	19,18	0,26	9,91	0,37	0,05	100,53
427			0,45	31,42	35,00	4,52	12,73	0,11	16,00	0,12	0,06	100,41
428			0,16	25,43	44,69	0,00	19,44	0,24	9,66	0,00	0,03	99,65
429	0,07		26,07	42,74	1,18	17,26	0,11	12,25	0,00	0,02	99,70	
430	0,35		17,47	48,92	3,19	19,53	0,23	9,79	0,23	0,09	99,80	
431	0,46		19,57	46,10	2,49	22,23	0,15	8,30	0,34	0,05	99,69	
432	0,11		7,56	63,29	0,00	20,04	0,33	7,85	0,28	0,00	99,46	
433	0,08	31,19	39,37	0,00	15,28	0,15	13,04	0,00	0,17	99,28		
434	0,48	46,08	17,87	5,64	13,10	0,05	17,43	0,00	0,10	100,74		
435	0,44	40,00	25,80	3,96	12,48	0,05	16,88	0,19	0,17	99,97		
436	1833	0,74	34,25	28,28	7,03	16,35	0,24	14,11	0,21	0,07	101,27	
437		2,64	13,28	43,33	11,20	18,18	0,01	11,83	0,17	0,21	100,85	

Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
438	1833	0,06	15,05	55,10	0,68	19,35	0,05	9,82	0,15	0,03	100,29
439		0,05	43,30	28,50	0,00	13,18	0,07	14,15	0,18	0,23	99,66
440		0,09	14,56	56,41	0,00	20,32	0,06	9,13	0,01	0,00	100,58
441		0,03	44,00	27,45	0,00	12,95	0,11	14,58	0,20	0,10	99,42
442		0,06	48,50	20,70	0,00	12,71	0,09	17,08	0,14	0,26	99,54
443		0,17	14,46	51,46	4,71	20,55	0,14	8,96	0,27	0,04	100,76
444		0,06	24,97	42,87	1,85	18,72	0,17	10,99	0,25	0,10	99,98
445		0,06	28,64	39,51	1,85	16,53	0,01	13,00	0,05	0,04	99,70
446		1,81	22,37	35,32	11,11	15,35	0,30	13,91	0,04	0,24	100,45
447		0,14	18,36	50,54	2,07	15,73	0,03	12,35	0,07	0,18	99,47
448		0,08	20,65	47,17	3,05	17,74	0,14	11,37	0,15	0,09	100,44
449		0,12	50,30	17,50	1,47	11,67	0,06	18,30	0,00	0,25	99,67
450		1,21	25,11	38,99	5,83	12,18	0,18	15,84	0,13	0,22	99,69
451		0,14	23,26	43,26	4,29	17,23	0,17	11,92	0,26	0,15	100,68
452		0,07	17,04	52,70	0,93	18,56	0,12	10,42	0,06	0,16	100,06
453		0,23	41,85	28,00	0,06	11,78	0,00	17,48	0,00	0,24	99,64
454		0,57	37,89	27,26	4,68	12,18	0,09	16,89	0,03	0,32	99,92
455		0,08	9,56	60,25	0,79	19,70	0,15	8,90	0,00	0,00	99,43
456		2,82	14,05	36,86	14,19	21,65	0,11	9,32	0,32	0,13	99,45
457		0,02	22,71	47,00	0,46	17,35	0,13	11,66	0,22	0,00	99,56
458		1,73	14,80	43,74	10,65	16,87	0,14	12,06	0,25	0,29	100,53
459		0,05	29,80	37,20	3,89	14,95	0,15	14,13	0,13	0,02	100,32
460		0,70	30,80	32,57	6,19	15,28	0,00	14,36	0,12	0,16	100,18
461	ш.78-449	0,02	27,45	38,12	3,40	14,40	0,24	13,55	0,09	0,05	97,33
462		0,10	12,68	52,19	5,22	17,83	0,35	9,99	0,10	0,05	98,50
463		0,19	7,79	51,67	12,39	19,79	0,48	8,61	0,09	0,13	101,16
464		0,05	40,23	26,32	3,05	11,44	0,16	17,07	0,07	0,17	98,56
465		0,62	24,07	38,94	5,65	14,63	0,24	13,47	0,05	0,10	97,78
466		0,04	7,89	57,92	5,19	19,87	0,64	8,25	0,11	0,03	99,94
467		1,11	27,49	30,86	9,17	15,21	0,24	13,73	0,06	0,10	97,96
468		0,11	11,99	53,87	4,18	18,35	0,50	9,54	0,13	0,02	98,68
469		2,23	11,80	42,22	13,19	15,77	0,30	12,29	0,07	0,18	98,04
470		0,25	22,34	37,27	9,49	17,27	0,34	11,38	0,08	0,11	98,54
471		0,05	22,77	39,56	7,46	16,58	0,30	11,86	0,09	0,09	98,75
472		0,07	20,91	45,27	3,09	15,76	0,30	12,03	0,09	0,06	97,57
473		0,02	27,46	38,72	2,80	13,17	0,23	14,25	0,09	0,07	96,81
474		0,27	33,02	31,47	4,03	17,36	0,25	12,72	0,09	0,08	99,28
475		1,58	16,51	39,61	11,27	18,92	0,34	10,55	0,09	0,13	99,00
476		0,25	22,16	42,32	2,89	18,81	0,28	10,17	0,10	0,06	97,04
477		0,67	29,84	30,58	7,89	14,43	0,23	14,25	0,06	0,13	98,07
478	ш.76-437	0,01	41,06	23,33	5,40	11,72	0,17	16,98	0,08	0,19	98,94
479		2,23	10,65	48,70	6,82	17,47	0,28	11,00	0,07	0,19	97,40
480		0,03	24,30	40,71	4,33	15,99	0,30	12,32	0,11	0,02	98,10
481		0,08	26,98	38,26	3,95	14,02	0,25	13,81	0,08	0,06	97,48
482		4,26	17,48	27,18	18,49	19,96	0,23	11,61	0,07	0,20	99,48
483		0,00	52,71	14,63	3,55	7,55	0,10	21,16	0,04	0,26	100,01
<b>Немирівський ореол, балтські відклади</b>											
484	22	0,03	7,48	64,32	0,00	20,06	0,46	7,46	0,07	0,02	99,90
485		0,06	13,46	57,18	0,00	19,49	0,26	9,32	0,09	0,05	99,91
486		2,29	11,91	49,07	5,00	18,80	0,22	10,89	0,06	0,17	98,41

Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
487	22	3,08	18,81	36,87	9,65	21,98	0,28	10,25	0,03	0,17	101,12
488		0,30	15,95	43,06	9,33	22,17	0,31	7,77	0,00	0,07	98,96
489		3,87	24,01	26,34	13,76	21,05	0,24	11,87	0,08	0,15	101,37
490		0,23	11,36	56,50	2,39	21,27	0,34	8,16	0,03	0,01	100,29
491		0,08	34,54	35,50	0,17	14,29	0,19	15,01	0,10	0,10	99,98
492		0,05	44,15	23,98	1,97	11,25	0,12	17,94	0,10	0,24	99,80
493		0,70	26,93	39,90	3,75	13,03	0,19	15,43	0,04	0,14	100,11
494		4,05	14,15	39,40	11,47	20,56	0,26	11,33	0,00	0,14	101,36
495		1,84	20,06	40,57	8,00	15,14	0,14	13,98	0,00	0,15	99,88
496		0,16	8,68	59,33	2,32	21,39	0,37	7,70	0,00	0,05	100,00
497		0,09	48,50	19,08	2,17	10,62	0,13	18,80	0,05	0,23	99,67
498		4,19	17,70	33,81	12,78	21,44	0,16	11,30	0,00	0,14	101,52
499		0,92	26,72	39,67	4,29	12,84	0,15	15,80	0,00	0,16	100,55
500		0,10	43,94	21,66	3,30	13,50	0,13	16,36	0,14	0,24	99,37
501		0,20	30,48	38,41	2,52	10,90	0,22	16,84	0,02	0,18	99,77
502		4,35	14,40	37,31	12,13	21,08	0,28	11,04	0,02	0,17	100,78
503		5,14	14,66	33,15	14,50	22,65	0,20	10,60	0,02	0,13	101,05
504		2,98	15,32	39,93	10,50	18,30	0,19	11,92	0,00	0,23	99,37
505		1,28	17,99	46,66	5,31	16,17	0,18	12,94	0,00	0,15	100,68
506		0,79	23,10	43,06	4,66	13,33	0,22	14,90	0,04	0,12	100,22
507		3,42	9,56	44,36	11,60	20,27	0,19	10,45	0,00	0,13	99,98
508		0,29	12,82	51,65	5,35	21,68	0,38	7,98	0,08	0,03	100,26
509		0,26	6,91	62,13	0,19	24,32	0,42	5,60	0,06	0,07	99,96
510		5,33	16,85	27,71	16,73	25,05	0,26	9,60	0,01	0,15	101,69
511		0,01	4,41	63,27	2,40	24,61	0,33	5,08	0,13	0,07	100,31
512		0,13	6,87	61,53	0,90	24,13	0,44	5,56	0,07	0,03	99,66
513		1,48	34,24	29,22	5,52	12,87	0,17	16,70	0,05	0,24	100,48
514		0,38	15,96	47,39	6,12	21,22	0,33	8,66	0,07	0,03	100,16
515		2,05	20,48	37,70	10,14	15,16	0,15	13,15	1,48	0,18	100,49
516		0,18	18,61	50,22	1,29	19,56	0,18	10,07	0,07	0,12	100,30
517		0,04	23,37	47,69	0,00	15,97	0,17	11,87	0,17	0,18	99,46
518		2,96	17,35	39,21	9,70	18,60	0,15	11,53	0,04	0,23	99,77
519		0,06	10,30	58,88	2,40	17,82	0,93	9,81	0,04	0,08	100,32
520		0,91	14,10	36,82	16,76	20,98	0,20	8,60	0,01	0,08	98,46
521		0,74	31,74	33,31	4,60	14,80	0,20	14,84	0,00	0,18	100,41
522		0,07	44,88	23,29	0,79	14,39	0,12	16,06	0,00	0,17	99,77
523		1,77	16,07	42,27	7,35	23,64	0,30	7,73	0,06	0,04	99,23
524		1,72	29,33	28,13	9,30	17,90	0,14	13,08	0,04	0,13	99,77
525		2,94	12,36	45,44	9,22	19,98	0,23	10,90	0,00	0,28	101,35
526		0,38	10,22	49,60	10,35	22,86	0,33	7,10	0,15	0,04	101,03
527		0,04	13,66	52,72	2,71	23,25	0,57	6,67	0,13	0,05	99,80
528		0,23	12,60	54,19	3,10	21,20	0,29	8,26	0,08	0,12	100,07
529		0,12	14,94	56,78	0,00	15,85	0,17	11,67	0,05	0,07	99,65
530		2,58	17,47	40,90	8,90	18,20	0,16	12,29	0,03	0,19	100,72
531		0,08	9,15	60,27	0,00	23,38	0,40	6,25	0,05	0,06	99,64
532		3,31	12,66	44,07	9,43	19,71	0,22	11,20	0,05	0,15	100,80
533		1,27	20,18	45,90	3,95	15,38	0,15	13,72	0,00	0,17	100,72
534		0,04	11,47	59,18	0,00	21,42	0,34	7,15	0,10	0,00	99,70
535		0,08	38,20	31,30	0,80	13,23	0,19	16,04	0,05	0,16	100,05
536		0,93	18,63	45,37	5,90	17,19	0,18	12,06	0,03	0,09	100,38
537		0,29	26,81	39,71	2,86	18,67	0,26	11,52	0,00	0,05	100,17

Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
538	22	2,87	18,04	44,16	4,70	16,78	0,28	13,34	0,02	0,03	100,22
539		0,37	32,03	34,97	4,22	11,96	0,11	16,56	0,08	0,18	100,48
540		3,21	14,89	41,20	10,15	19,85	0,25	11,33	0,02	0,15	101,05
541		0,05	21,20	47,54	1,30	17,20	0,25	11,60	0,10	0,07	99,31
542		0,07	5,69	63,26	1,11	22,53	0,37	6,42	0,22	н. в.	99,67
543		0,07	6,65	67,21	0,00	17,34	1,24	5,34	2,20	н. в.	100,05
544		0,16	14,16	60,55	0,00	18,14	0,29	6,78	0,06	н. в.	100,14
545		0,14	8,57	61,65	0,04	21,32	0,42	7,57	0,23	н. в.	99,94
546		0,09	11,65	60,11	0,00	17,25	0,36	10,70	0,06	н. в.	100,22
547		0,08	5,94	66,32	0,00	17,73	0,34	9,31	0,12	н. в.	99,84
548		0,19	13,74	60,17	0,00	19,26	0,30	6,46	0,13	0,00	100,25
549		0,30	6,34	60,38	2,55	24,53	0,50	5,24	0,37	0,07	100,28
550		0,11	5,70	61,67	2,84	22,30	0,44	6,63	0,09	0,00	99,78
551		0,04	4,74	64,54	2,08	19,66	0,55	8,17	0,06	0,00	99,84
552		0,10	5,25	66,48	0,00	18,74	0,32	8,54	0,12	0,08	99,63
553		0,07	4,98	62,67	2,60	22,22	0,48	6,45	0,25	0,00	99,72
554		0,15	6,86	63,04	0,15	22,47	0,43	6,62	0,15	0,00	99,87
555	22/3	0,25	12,36	54,03	3,17	24,50	0,38	6,23	0,16	0,00	101,08
556		0,10	8,94	57,65	5,42	17,39	1,34	9,63	0,22	0,06	100,75
557		0,21	10,93	52,12	5,43	26,05	0,56	4,68	0,21	0,02	100,20
558		0,24	12,50	49,53	7,07	23,15	0,84	6,54	0,11	0,08	100,06
559		0,04	3,69	61,00	5,21	23,75	0,51	5,26	0,13	0,10	99,68
560		1,14	11,70	44,04	9,26	32,25	0,72	0,93	0,62	0,10	100,76
561		0,14	7,43	59,33	4,34	23,50	0,78	6,15	0,23	0,03	101,92
562		0,35	7,29	55,78	4,83	26,66	0,44	3,86	0,34	0,02	99,57
563		0,05	4,78	61,45	3,53	20,81	1,07	6,79	0,09	0,02	98,59
564		0,08	9,22	52,73	8,43	23,18	0,64	6,41	0,12	0,00	100,80
565		0,02	6,14	57,37	7,06	24,55	0,66	4,84	0,84	0,07	101,55
566		0,26	8,47	52,50	8,05	26,69	0,54	4,17	0,22	0,01	100,92
567		0,05	11,27	53,75	5,60	22,76	0,54	7,08	0,04	0,00	101,09
568		0,12	6,60	59,60	3,74	22,91	0,27	6,40	0,08	0,06	99,78
569		0,05	8,42	54,58	7,50	20,05	0,87	7,94	0,12	0,00	99,53
570		0,05	6,30	58,29	4,14	25,58	1,27	3,92	0,10	0,00	99,65
571		0,05	7,86	52,43	9,87	24,94	0,48	5,28	0,00	0,02	100,93
572		0,00	5,99	58,71	6,91	20,71	0,58	7,08	1,05	0,25	101,27
573		0,04	10,56	52,24	5,48	23,24	1,16	5,71	0,02	0,06	98,51
574		0,16	10,42	53,98	4,52	24,39	0,58	5,48	0,42	0,07	100,02
575		0,07	9,36	54,49	5,69	25,21	0,52	5,06	0,20	0,11	100,71
576		0,09	9,58	56,75	3,29	20,64	0,51	7,85	0,00	0,07	98,78
577		2,93	10,61	45,90	12,00	16,91	0,26	12,64	0,00	0,14	101,39
578		0,09	5,04	62,28	1,61	24,37	0,73	4,89	0,01	0,04	99,06
579		2,58	13,07	43,26	5,70	34,49	0,06	0,76	0,89	0,18	100,99
580		0,07	7,65	54,34	8,34	23,56	1,14	5,65	0,19	0,00	100,95
581		0,08	8,02	59,96	2,76	21,42	0,68	7,41	0,05	0,02	100,40
582		0,01	5,69	61,41	3,60	25,15	0,53	4,98	0,09	0,03	101,49
583		0,30	8,68	53,17	6,97	24,83	0,47	5,31	0,17	0,01	99,91
584		0,16	11,02	57,80	3,31	20,14	0,76	8,78	0,34	0,00	102,31
585	22/5	0,27	15,57	52,00	2,21	19,50	0,28	9,60	0,12	0,03	99,58
586		5,03	16,24	27,41	16,51	20,13	0,26	11,41	0,00	0,15	97,13
587		2,14	14,56	42,32	9,16	22,65	0,26	8,53	0,06	0,07	99,75
588		6,33	19,01	21,28	18,46	23,11	0,21	11,03	0,00	0,16	99,59



**Додаток**

*Продовження табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
589	22/5	0,37	15,35	47,82	5,73	19,89	0,42	9,15	0,04	0,00	98,77
590		0,22	16,31	52,29	0,00	20,75	0,24	8,43	0,07	0,07	98,38
591		0,05	7,38	63,80	0,00	22,32	0,42	6,94	0,22	0,01	101,14
592		3,32	13,35	41,03	10,92	19,07	0,26	11,25	0,03	0,28	99,51
593		2,99	15,22	41,43	10,25	17,89	0,16	12,37	0,00	0,20	100,52
594		0,16	14,84	54,30	0,00	20,06	0,33	8,79	0,11	0,06	98,65
595		1,86	13,55	42,41	12,70	19,73	0,32	10,35	0,00	0,16	101,07
596		2,40	14,50	40,55	10,16	29,32	0,40	4,59	0,30	0,11	102,33
597		0,05	7,95	61,86	0,41	21,91	0,39	7,12	0,12	0,02	99,83
598		22/1	0,06	11,37	54,37	4,21	21,15	0,83	7,49	0,37	0,05
599	0,04		6,34	50,25	12,64	27,98	0,38	2,99	0,32	0,00	100,94
600	0,04		17,92	45,12	7,08	20,75	0,54	8,73	0,34	0,06	100,58
601	0,80		31,28	32,22	5,83	15,46	0,10	14,34	0,07	0,15	100,25
602	0,39		13,25	39,62	15,50	26,73	0,50	4,58	0,38	0,00	100,95
603	0,44		23,55	34,38	9,59	23,20	0,37	7,86	0,32	0,09	99,79
604	0,28		12,53	44,02	10,35	30,39	0,87	1,24	1,49	0,00	101,17
605	0,21		10,00	54,72	4,30	24,91	0,35	5,45	0,28	0,00	100,22
606	1,66		20,60	31,65	11,81	28,87	0,51	4,45	0,10	0,38	100,03
607	0,12		7,63	58,61	1,53	25,37	0,32	4,45	0,41	0,00	98,44
608	0,46		13,50	48,65	4,57	25,62	1,13	4,62	0,25	0,18	98,98
609	0,29		8,88	53,74	4,87	24,63	0,51	4,96	0,42	0,01	98,31
610	0,48		34,46	30,75	5,59	11,62	0,23	16,90	0,04	0,19	100,26
611	1,31		23,27	27,86	16,88	19,86	0,56	10,56	0,13	0,16	100,58
612	0,26		14,27	45,97	7,16	22,73	0,46	6,71	0,25	0,10	97,91
613	0,15		11,34	53,18	3,60	23,21	0,48	6,10	0,49	0,01	98,56
614	3,03		12,84	42,82	11,78	16,63	0,23	12,80	0,14	0,24	100,51
615	2,10		20,25	36,99	9,02	20,89	0,32	10,16	0,19	0,10	100,01
616	0,12		13,49	48,45	7,46	20,17	1,13	7,86	0,74	0,00	99,43
617	0,22		2,92	42,73	21,81	27,96	0,58	1,89	0,38	0,22	98,70
618	0,16	13,96	48,75	5,15	25,49	0,46	5,03	0,60	0,04	99,64	
619	0,18	8,35	56,86	4,25	24,82	0,41	5,23	0,41	0,08	100,60	
620	0,07	5,08	59,28	5,49	24,12	0,46	5,16	0,44	0,03	100,13	
621	2,02	17,22	40,94	9,38	18,51	0,30	11,45	0,00	0,12	99,94	
622	3,25	15,56	38,64	9,73	22,27	0,37	9,34	0,05	0,12	99,32	
623	2,99	15,13	34,85	14,35	23,86	0,45	8,16	0,00	0,11	99,91	
624	0,19	7,66	52,84	7,74	24,74	0,41	4,85	0,40	0,05	98,88	
625	0,05	11,36	54,68	2,85	24,83	0,46	5,35	0,44	0,00	100,03	
626	1,24	18,02	39,19	9,72	22,18	0,26	8,48	0,13	0,16	99,38	
627	0,73	28,33	32,76	2,85	31,14	0,71	2,95	0,97	0,07	100,51	
628	0,02	5,52	58,60	5,25	22,40	0,74	5,94	0,26	0,02	98,75	
629	0,11	6,78	60,50	2,20	23,61	0,59	5,66	0,30	0,00	99,75	
630	0,11	8,08	53,18	8,77	23,50	0,33	6,03	0,34	0,10	100,44	
631	0,25	10,55	54,56	2,56	24,78	0,58	5,09	0,40	0,03	98,81	
632	0,96	20,75	31,14	17,58	16,13	0,12	12,51	0,09	0,36	99,64	
633	031-1	2,97	13,42	35,81	15,71	22,62	0,89	8,33	0,27	0,09	100,11
634		3,21	19,43	35,65	10,06	18,07	0,88	12,19	0,00	0,22	99,71
635		1,28	30,43	33,22	6,05	11,51	0,62	16,68	0,06	0,20	100,05
636		0,15	11,34	56,69	0,29	19,82	1,39	7,70	0,24	0,03	97,65
637	1,61	23,38	32,31	12,16	17,56	0,86	12,00	0,13	0,11	100,12	
638	033-1	0,06	27,28	39,67	2,77	14,08	0,89	13,52	0,15	0,12	98,54
639		0,07	19,06	44,91	4,49	18,79	1,08	9,37	0,14	0,10	98,01

**Додаток**

*Продовження табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
640	033-1	0,77	27,73	32,85	6,26	19,43	0,97	10,41	0,22	0,11	98,75
641		0,05	40,85	25,64	2,78	10,33	0,66	17,36	0,12	0,20	97,99
642		0,09	29,88	35,90	2,91	15,38	0,89	12,86	0,30	0,03	98,24
643		0,09	46,81	17,60	3,85	8,24	0,48	18,99	0,32	0,35	96,74
644		0,10	36,46	30,44	2,75	11,18	0,64	16,46	0,18	0,18	98,39
<b>Вінницька ділянка, Стрійці-Жмеринський ореол, балтські відклади</b>											
645	051-1	1,73	17,47	42,75	9,08	18,24	0,86	11,37	0,17	0,19	101,86
646		1,64	16,94	44,34	6,16	20,77	0,27	9,76	0,06	0,13	100,07
647		1,54	16,59	44,54	6,42	20,82	0,27	9,59	0,07	0,16	99,99
648		2,59	15,66	35,67	14,26	21,73	0,96	8,92	0,09	0,21	100,09
649		1,35	30,93	31,11	7,48	11,56	0,70	16,68	0,06	0,19	100,06
650		1,60	29,58	32,49	7,94	11,19	0,16	17,45	0,00	0,20	100,61
651		0,21	26,02	43,10	2,14	12,78	0,82	14,72	0,10	0,13	100,02
652		0,49	17,70	46,99	6,43	14,27	1,00	12,85	0,11	0,19	100,03
653		1,44	17,81	44,15	8,08	13,25	0,89	14,12	0,07	0,24	100,05
654		177	0,01	12,50	55,95	1,10	23,18	0,28	6,56	0,69	0,00
655	3,71		22,34	29,58	12,60	18,49	0,16	12,84	0,19	0,21	100,12
656	2,92		13,63	32,27	10,05	18,40	0,17	8,96	0,00	0,09	86,50
657	0,36		15,38	50,15	4,73	19,07	0,21	9,96	0,18	0,13	100,17
658	4,08		16,70	32,06	15,24	21,08	0,16	11,08	0,00	0,13	100,53
659	0,15		10,62	56,58	1,95	20,85	0,21	7,82	0,37	0,05	98,60
660	0,13		37,31	31,11	3,69	10,85	0,17	17,73	0,00	0,28	101,27
661	0,73		30,66	34,29	5,02	13,60	0,24	15,38	0,00	0,11	100,03
662	0,08		18,41	50,84	1,50	16,00	0,13	12,16	0,00	0,02	99,14
663	0,68		29,68	36,32	4,43	11,51	0,07	16,53	0,09	0,18	99,49
664	4,21	13,85	37,23	13,51	21,05	0,21	10,87	0,30	0,11	101,33	
665	8,53	14,07	20,26	21,64	23,92	0,19	10,96	0,41	0,23	100,21	
666	0,07	33,59	34,64	1,45	17,04	0,11	13,14	0,18	0,09	100,30	
667	4,63	20,96	25,31	15,42	21,88	0,17	11,04	0,14	0,15	99,69	
668	1,72	21,23	33,40	13,29	17,12	0,18	12,50	0,02	0,23	99,68	
669	0,24	11,49	54,74	3,07	23,65	0,30	6,43	0,36	0,05	100,34	
670	1,36	26,83	35,59	6,88	17,18	0,21	13,32	0,00	0,14	101,51	
671	1,94	18,38	39,64	10,27	17,01	0,17	12,64	0,00	0,09	100,14	
672	0,11	9,10	63,13	0,00	16,99	0,18	10,49	0,23	0,00	100,23	
673	1,37	26,57	38,34	6,07	12,51	0,15	16,31	0,00	0,32	101,64	
674	1,07	27,02	37,65	5,35	13,00	0,04	15,54	0,00	0,44	100,12	
675	0,16	35,73	29,99	5,39	13,23	0,11	15,94	0,14	0,19	100,88	
676	0,17	7,24	51,87	9,78	25,19	0,27	4,80	0,35	0,00	99,67	
677	0,06	32,42	36,03	1,95	15,59	0,18	13,90	0,21	0,13	100,47	
678	0,38	44,32	20,79	3,88	10,00	0,04	18,47	0,25	0,31	98,45	
679	4,97	22,48	23,74	15,04	21,80	0,12	11,61	0,00	0,16	99,92	
680	0,28	29,08	30,69	8,89	17,76	0,28	11,78	0,09	0,39	99,24	
681	1,51	31,61	30,35	6,79	12,99	0,11	16,33	0,00	0,19	99,88	
682	3,76	14,89	36,37	13,76	20,68	0,12	10,87	0,30	0,20	100,95	
683	3,07	15,45	38,44	11,09	22,53	0,15	9,34	0,20	0,06	100,33	
684	2,85	25,96	27,51	11,67	20,21	0,08	11,92	0,02	0,12	100,34	
685	0,15	15,20	52,07	2,76	17,69	0,31	10,44	0,25	0,00	98,87	
686	1,02	27,46	35,02	7,14	13,12	0,11	15,40	0,09	0,20	99,56	
687	2,03	28,95	28,41	8,60	19,31	0,16	12,16	0,00	0,21	99,83	
688	0,98	34,67	27,24	6,80	14,91	0,15	15,07	0,09	0,13	100,04	

Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
689	177	0,41	33,50	30,52	5,71	13,40	0,15	15,41	0,03	0,30	99,43
690		0,47	28,91	38,14	3,75	12,14	0,10	16,00	0,00	0,18	99,69
691		0,96	16,13	39,87	11,86	21,92	0,22	8,06	0,35	0,47	99,84
692		3,33	14,18	39,96	11,22	20,78	0,08	10,64	0,02	0,07	100,28
693		4,46	16,70	31,20	14,13	21,65	0,06	10,63	0,08	0,17	99,09
694		1,86	20,81	39,02	8,92	14,78	0,11	14,26	0,00	0,16	99,92
695		7,17	15,61	22,00	19,95	25,03	0,27	9,75	0,11	0,25	100,14
696		4,45	18,07	30,47	13,08	24,17	0,18	9,20	0,04	0,25	99,91
697		1,89	15,63	44,61	8,56	15,24	0,13	13,26	0,13	0,24	99,69
698		0,19	30,75	35,77	4,07	10,66	0,01	16,76	0,00	0,21	98,43
699		0,26	26,21	39,06	4,90	15,16	0,11	13,47	0,28	0,08	99,53
700		2,29	29,83	24,23	13,32	17,24	0,18	13,98	0,04	0,21	101,32
701		0,03	31,29	37,26	1,11	16,14	0,15	13,33	0,13	0,05	99,49
702		2,42	19,58	38,35	9,12	16,85	0,15	12,82	0,41	0,17	99,86
703		1,51	17,60	42,81	8,52	15,92	0,08	12,82	0,28	0,09	99,63
704		0,05	37,65	31,58	0,38	14,77	0,25	14,91	0,05	0,08	99,72
705		0,17	13,99	49,06	5,33	20,96	0,35	8,03	0,02	0,11	98,02
706		0,12	19,38	45,93	5,73	18,27	0,09	10,87	0,36	0,11	100,85
707		2,60	12,16	45,50	10,65	15,97	0,07	13,11	0,00	0,14	100,20
708		1,46	16,86	45,51	6,01	15,87	0,10	12,59	0,10	0,23	98,73
709		0,51	27,84	36,57	5,02	15,41	0,02	13,77	0,04	0,07	99,25
710		1,27	29,52	33,74	5,65	12,31	0,14	16,10	0,17	0,29	99,19
711		3,63	15,56	38,33	11,09	19,40	0,04	11,71	0,12	0,19	100,07
712		0,06	6,93	61,65	1,20	20,29	0,00	7,90	0,27	0,07	98,37
713		1,29	26,38	37,63	5,11	13,24	0,00	15,49	0,02	0,13	99,29
714		0,04	23,85	44,34	2,63	15,00	0,09	13,30	0,22	0,03	99,50
715		0,03	23,17	46,50	1,01	16,30	0,08	12,49	0,04	0,14	99,76
716		0,01	22,04	46,18	2,95	18,07	0,21	11,33	0,21	0,04	101,04
717		0,05	11,97	57,04	0,47	19,20	0,15	9,07	0,14	0,06	98,15
718		0,52	25,66	37,52	5,27	18,60	0,17	11,35	0,11	0,02	99,23
719		0,38	17,53	48,63	4,72	14,04	0,09	13,28	0,21	0,16	99,04
720		1,99	29,09	27,63	10,69	16,72	0,14	13,91	0,06	0,25	100,48
721		5,51	21,39	21,95	16,76	21,78	0,16	11,57	0,12	0,23	99,47
722		2,90	14,96	40,77	10,37	19,23	0,08	11,35	0,02	0,14	99,82
723		1,06	25,58	37,30	6,29	15,56	0,16	13,79	0,00	0,09	99,83
724		0,70	33,07	30,57	5,17	13,91	0,14	15,14	0,00	0,31	99,01
725		0,06	10,22	56,78	2,66	19,15	0,16	8,97	0,00	0,05	98,05
726		0,61	23,47	41,00	6,39	14,90	0,19	13,82	0,05	0,12	100,55
727		0,07	8,91	59,12	1,31	21,16	0,29	7,40	0,31	0,02	98,59
728		0,04	24,44	37,45	8,52	17,92	0,11	11,42	0,33	0,15	100,38
729		0,91	26,90	34,27	8,07	18,56	0,31	12,00	0,15	0,02	101,19
730		0,04	12,54	58,38	0,20	19,92	0,27	9,06	0,27	0,02	100,70
731		1,53	29,28	34,81	5,67	14,06	0,11	15,62	0,29	0,12	101,49
732		0,04	28,62	41,70	1,01	15,29	0,11	13,85	0,30	0,05	100,97
733		1,51	25,71	36,12	7,10	14,10	0,16	15,03	0,00	0,05	99,78
734		1,30	33,49	28,73	6,51	14,79	0,23	15,04	0,34	0,32	100,75
735		0,05	30,00	38,42	1,76	14,75	0,12	14,03	0,34	0,00	99,48
736		0,09	15,63	48,91	5,57	23,38	0,45	7,02	0,46	0,05	101,56
737		0,16	10,52	44,61	15,75	23,63	0,33	6,54	0,11	0,16	101,81

**Додаток**

*Продовження табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
738	177	1,01	18,62	42,16	7,53	21,37	0,13	9,21	0,33	0,04	100,40
739		0,03	22,29	47,12	2,80	15,99	0,18	12,83	0,18	0,10	101,52
740		0,10	19,78	47,28	2,77	19,33	0,15	9,97	0,44	0,07	99,89
<b>Зеленоярський титан-цирконієвий розсип, полтавська світа</b>											
741	Зелен	0,07	12,74	55,18	1,68	21,38	0,40	7,94	н.в.	н.в.	99,39
742		0,52	14,81	54,50	2,06	13,83	0,11	13,53	н.в.	н.в.	99,36
743		0,60	18,65	49,53	—	21,11	0,40	8,52	н.в.	н.в.	98,81
744		0,26	14,47	49,09	2,07	26,95	0,50	4,00	н.в.	н.в.	97,34
745		0,05	22,04	48,03	—	17,41	0,34	11,27	н.в.	н.в.	99,14
746		0,47	15,46	45,20	7,46	20,34	0,39	8,82	н.в.	н.в.	98,14
747		0,28	19,87	44,53	6,72	17,90	0,35	11,35	н.в.	н.в.	101,00
748		0,17	20,14	41,99	3,64	27,90	0,28	4,34	н.в.	н.в.	98,46
749		0,65	17,18	41,73	5,89	27,28	0,43	4,45	н.в.	н.в.	97,61
750		0,71	18,70	39,00	6,83	28,10	0,58	4,08	н.в.	н.в.	98,00
751		0,44	18,90	38,81	8,33	26,72	0,42	5,08	н.в.	н.в.	98,70
752		6,93	4,85	34,35	20,56	23,00	0,38	10,09	н.в.	н.в.	100,16
753		0,80	15,73	51,28	—	27,18*	0,30	3,98	0,42	0,08	99,76
754		0,34	13,90	57,02	—	13,19	0,12	14,63	0,00	0,21	99,41
755		2,81	8,53	50,21	—	36,79	0,60	0,35	0,23	0,05	99,58
756		0,05	22,09	49,41	—	16,70	0,18	10,68	0,12	0,07	99,29
757		0,25	15,01	51,10	—	27,00	0,89	2,30	3,16	0,08	99,79
758	5,61	4,36	37,01	—	42,19	0,21	10,01	0,07	0,38	99,83	
759	0,11	14,77	56,21	—	19,17	0,26	8,88	0,12	0,08	99,58	
760	0,14	10,46	59,74	—	22,47	0,27	6,38	0,18	0,03	99,66	
761	0,76	25,07	37,11	—	29,93	0,23	5,79	0,31	0,21	99,40	
762	0,05	9,16	61,21	0,00	26,46	0,23	1,88	0,81	0,00	99,80	
763	0,06	9,36	63,90	0,00	20,87	0,30	5,75	0,11	0,05	100,40	
764	0,01	8,52	62,40	0,00	23,14	0,34	4,80	0,09	0,04	99,34	
765	0,04	8,70	65,31	0,00	21,33	0,26	4,19	0,10	0,01	99,94	
<b>Тарасівський титан-цирконієвий розсип, полтавська світа</b>											
766	Тарас	0,08	16,71	55,08	0,00	16,28	0,26	8,65	н.в.	н.в.	97,06
767		0,01	9,46	59,48	0,00	26,22	0,61	4,29	н.в.	н.в.	100,07
768		0,10	12,27	54,56	1,64	22,34	0,32	7,12	н.в.	н.в.	98,35
769		0,11	15,14	54,26	0,94	17,52	0,29	10,73	н.в.	н.в.	98,99
770		0,06	19,77	51,78	0,00	15,33	0,49	9,83	н.в.	н.в.	97,26
771		0,27	20,66	48,40	0,00	19,65	0,30	9,18	н.в.	н.в.	98,46
772		0,17	29,71	34,51	7,97	10,34	0,27	16,91	н.в.	н.в.	99,88
773		0,05	35,76	30,93	2,38	17,14	0,22	13,25	н.в.	н.в.	99,73
<b>Бердичівська ділянка, четвертинні відклади</b>											
774	130	1,15	16,16	38,24	12,84	21,78	0,25	8,38	0,34	0,04	99,18
775		0,17	14,00	52,00	4,27	20,96	0,22	8,62	0,10	0,04	100,38
776		0,11	29,61	35,15	4,65	16,87	0,31	12,40	0,25	0,27	99,62
777		1,10	29,16	35,50	5,54	12,71	0,14	16,00	0,14	0,31	100,61
778		0,06	24,55	42,92	2,50	16,47	0,14	12,25	0,22	0,18	99,29
779		0,03	28,33	41,12	1,31	14,52	0,07	14,24	0,02	0,05	99,69
780		0,54	27,58	41,58	1,13	13,98	0,01	14,72	0,16	0,20	99,90
781		0,09	26,05	40,66	3,13	18,08	0,19	11,67	0,07	0,01	99,95
782		0,65	33,00	30,50	6,20	13,82	0,14	15,40	0,00	0,22	99,93

Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума	
783	130	0,07	42,27	26,35	1,09	13,46	0,00	16,25	0,21	0,26	99,96	
784		0,07	34,77	33,85	1,37	14,56	0,20	14,73	0,12	0,12	99,80	
785		0,32	41,62	22,97	5,49	11,44	0,00	17,59	0,22	0,25	99,90	
786		0,16	14,89	50,46	4,99	19,58	0,28	9,39	0,18	0,12	100,05	
787		1,18	18,80	43,30	6,37	18,82	0,15	10,84	0,12	0,31	99,89	
788		0,44	18,70	43,25	7,67	20,20	0,16	9,61	0,12	0,28	100,43	
789		0,04	15,10	51,40	3,72	20,85	0,12	8,73	0,06	0,10	100,12	
790		0,06	40,60	28,30	1,42	12,07	0,08	17,00	0,09	0,21	99,83	
791		0,14	10,36	48,30	6,95	25,16	0,30	4,22	0,51	0,08	96,02	
792		0,12	38,00	27,40	5,35	12,79	0,17	16,40	0,07	0,10	100,40	
793		0,44	12,80	47,50	3,26	30,44	0,52	1,43	0,22	0,02	96,63	
794		0,57	32,00	32,10	6,29	14,14	0,14	15,30	0,00	0,02	100,56	
795		0,07	33,70	33,50	2,53	15,52	0,12	13,89	0,32	0,17	99,82	
796		0,16	14,75	50,70	0,00	32,40	0,33	0,73	0,65	0,00	99,72	
797	0,08	7,45	63,85	0,05	18,16	0,19	9,47	0,15	0,24	99,63		
798	144	0,01	28,00	38,60	3,17	17,14	0,00	12,35	0,20	0,09	99,57	
799		0,09	30,10	35,72	3,60	17,16	0,04	12,48	0,34	0,13	99,66	
800		0,04	53,30	11,05	4,30	13,54	0,08	17,00	0,26	0,66	100,23	
801		0,26	10,78	54,44	5,04	20,37	0,26	8,61	0,00	0,09	99,84	
802		0,11	21,00	48,60	0,00	21,10	0,05	8,19	0,18	0,00	99,23	
803		1,40	21,40	39,14	5,78	21,01	0,26	9,65	0,16	0,09	98,89	
804		0,19	11,56	52,65	7,48	15,67	0,49	11,42	0,04	0,19	99,69	
805		0,05	24,70	43,20	2,05	16,96	0,02	12,13	0,19	0,07	99,37	
806		591	0,15	24,71	42,75	3,22	14,82	0,20	13,40	0,32	0,15	99,72
807			0,09	31,50	38,80	1,06	14,16	0,10	15,00	0,00	0,18	100,89
808	0,16		14,70	44,00	7,38	27,86	0,08	3,24	1,02	0,15	98,59	
809	0,45		21,54	45,13	2,87	19,60	0,21	10,51	0,06	0,01	100,38	
810	0,23		23,96	42,49	3,84	17,48	0,18	11,87	0,12	0,19	100,35	
811	0,29		22,50	44,70	2,96	18,24	0,15	11,20	0,28	0,24	100,56	
812	0,07		35,09	33,00	2,67	13,20	0,04	15,75	0,13	0,23	100,18	
813	0,05		19,50	46,63	4,21	19,22	0,19	10,13	0,24	0,09	100,25	
814	0,07		40,00	29,30	0,24	12,50	0,03	16,51	0,22	0,12	98,99	
815	0,05		7,02	64,08	0,00	21,00	0,20	7,14	0,01	0,06	99,56	
816	1,00	19,63	43,10	6,99	16,91	0,27	12,10	0,31	0,13	100,44		
817	0,02	30,32	37,92	2,26	15,37	0,19	13,80	0,13	0,07	100,08		
818	714	0,21	26,83	36,64	4,60	22,70	0,49	8,46	0,12	0,30	100,35	
819		0,07	28,10	38,40	3,55	17,60	0,17	12,13	0,11	0,19	100,33	
820		1,53	22,63	39,40	7,20	15,64	0,02	13,86	0,00	0,20	100,48	
821		0,33	18,30	44,87	6,35	19,95	0,30	9,60	0,12	0,09	99,91	
822		0,06	8,70	62,25	0,00	19,66	0,17	8,40	0,03	0,03	99,30	
823		0,53	28,80	37,22	2,55	17,46	0,11	12,30	0,26	0,27	99,50	
824		0,68	32,30	33,00	2,48	17,76	0,10	12,68	0,11	0,14	99,26	
825		0,05	25,05	44,29	1,65	13,91	0,01	14,30	0,00	0,01	99,28	
826		0,71	36,01	26,21	6,89	14,36	0,17	15,31	0,09	0,24	99,99	
827		0,32	42,37	24,61	3,35	11,64	0,10	17,69	0,10	0,22	100,40	
828		0,44	17,33	44,00	7,54	21,69	0,26	8,36	0,10	0,26	99,99	
829		0,03	9,55	63,12	0,00	19,78	0,21	6,05	0,27	0,09	99,10	
830		0,07	25,30	42,23	0,99	21,05	0,21	9,33	0,38	0,14	99,70	



Додаток

Продовження табл. Д.2

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
831	714	0,15	20,56	45,48	3,11	20,69	0,41	9,12	0,22	0,10	99,84
832		0,19	24,27	38,15	6,85	20,27	0,40	9,66	0,41	0,31	100,52
833		0,21	13,84	51,97	4,33	20,81	0,21	8,65	0,18	0,04	100,24
834		0,26	14,47	44,07	9,70	23,49	0,62	6,34	0,31	0,17	99,43
835	716	0,09	12,03	54,25	3,33	21,65	0,15	7,73	0,21	0,01	99,45
836		1,50	16,66	46,00	6,75	16,14	0,12	12,78	0,05	0,14	100,14
837		0,08	15,37	51,69	3,88	17,96	0,15	10,47	0,38	0,04	100,02
838		0,33	11,54	50,01	7,66	22,33	0,17	7,40	0,00	0,12	99,56
839		0,21	19,49	37,50	8,36	25,80	0,31	4,99	0,54	0,12	97,32
840		0,09	12,68	58,36	0,00	20,32	0,21	7,48	0,28	0,01	99,43
841		1,41	29,70	29,80	9,35	15,91	0,15	14,24	0,15	0,19	100,90
842		0,63	35,90	28,31	5,95	14,78	0,17	15,31	0,08	0,18	101,31
843		2,80	12,23	44,36	9,95	19,64	0,05	10,78	0,11	0,10	100,02
844		1,04	27,96	36,67	6,23	12,29	0,11	16,27	0,05	0,27	100,89
845	45	0,02	32,50	36,30	1,94	13,65	0,52	14,80	0,34	0,11	100,18
846		0,02	28,19	41,09	1,01	15,16	0,58	13,39	0,12	0,06	99,62
847		0,21	27,74	39,22	3,10	14,88	0,57	13,46	0,24	0,20	99,62
848		0,50	28,41	35,27	7,36	15,11	0,54	13,94	0,00	0,41	101,55
849		0,09	35,38	32,54	3,40	12,54	0,46	16,00	0,24	0,28	100,93
850		3,89	15,36	32,40	15,09	19,07	0,51	11,40	0,02	0,00	97,73
851		1,10	43,13	20,26	6,17	11,11	0,26	18,37	0,27	0,38	101,05
852		1,84	21,97	37,06	9,19	15,80	0,48	13,44	0,09	0,12	99,99
853		1,64	11,92	36,28	17,01	27,05	0,82	4,53	0,00	0,20	99,45
854		0,06	31,03	36,51	1,27	15,57	0,44	13,16	0,15	0,20	98,40
855		0,06	33,70	35,38	1,84	12,84	0,62	15,42	0,37	0,13	100,36
856		0,00	27,71	39,61	2,74	17,41	0,54	11,82	0,47	0,04	100,34
857		0,00	23,60	44,02	3,22	16,69	0,59	12,08	0,00	0,07	100,26
858		0,20	14,77	49,04	4,69	22,00	0,86	7,08	0,64	0,00	99,28
859		0,04	24,16	41,72	4,79	15,65	0,66	12,62	0,11	0,06	99,81
860		3,06	24,20	25,74	14,64	18,16	0,49	12,64	0,04	0,09	99,06
861		0,00	42,33	25,34	2,19	12,63	0,35	16,54	0,16	0,19	99,73
862		0,00	3,18	61,94	4,80	23,43	1,06	4,97	0,31	0,04	99,73
863		0,03	34,89	33,79	3,41	11,69	0,58	16,67	0,06	0,10	101,22
864		0,58	23,68	38,37	7,05	19,60	0,69	10,20	0,29	0,31	100,78
865		3,01	11,56	44,00	12,43	17,19	0,64	12,30	0,21	0,00	101,33
866		0,18	18,00	45,10	7,81	19,39	0,87	9,80	0,05	0,06	101,25
867		0,06	12,36	53,31	4,25	22,10	0,93	6,97	0,53	0,00	100,51
868		0,06	37,86	24,00	4,74	24,30	0,46	8,32	0,69	0,06	100,50
869		0,16	14,86	54,17	3,44	15,25	0,81	12,22	0,07	0,00	100,97
870		0,09	25,78	43,12	2,01	15,68	0,62	12,76	0,50	0,12	100,68
871		4,06	12,35	37,35	13,01	18,64	0,57	11,31	0,08	0,07	97,43
872		0,27	20,18	47,00	2,98	18,39	0,81	10,52	0,25	0,08	100,48
873		0,12	11,00	56,76	2,68	20,72	0,88	7,85	0,35	0,09	100,45
874		0,60	40,18	21,38	6,06	19,20	0,43	12,52	0,18	0,12	100,67
875	38	0,05	23,78	45,14	1,78	15,22	0,49	12,94	0,00	0,21	99,61
876		2,26	18,00	40,51	9,84	15,87	0,45	13,26	0,10	0,28	100,58
877		1,46	16,52	43,60	6,99	21,76	0,51	8,67	0,26	0,06	99,83
878		0,09	21,77	45,31	3,17	16,67	0,51	11,66	0,32	0,10	99,60

**Додаток**

*Продовження табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
879	38	0,23	25,74	43,63	1,99	13,86	0,50	14,23	0,29	0,08	100,55
880		0,23	14,51	47,73	9,52	17,68	0,46	10,62	0,34	0,11	101,20
881		0,14	19,62	48,71	1,65	20,58	0,60	9,05	0,42	0,16	100,92
882		0,18	23,40	41,21	5,28	18,94	0,54	10,69	0,00	0,13	100,37
883		0,77	26,79	37,62	4,90	12,53	0,37	15,23	0,00	0,20	98,41
884		0,03	24,06	44,58	2,60	16,18	0,50	12,50	0,26	0,06	100,77
885		0,09	40,00	28,17	1,50	14,35	0,34	15,33	0,19	0,16	100,13
886		0,72	32,82	31,94	6,28	11,60	0,39	16,86	0,09	0,22	100,92
887		0,06	16,00	47,00	7,78	20,08	0,61	8,91	0,39	0,18	101,01
888		0,00	29,00	39,26	2,57	15,84	0,43	13,25	0,23	0,05	100,64
889		0,03	12,38	59,77	0,00	15,74	0,63	10,72	0,53	0,00	99,80
890		4,13	17,45	33,74	12,23	19,14	0,42	12,01	0,08	0,14	99,34
891		0,18	21,15	38,28	10,42	20,32	0,54	9,50	0,13	0,10	100,62
892		1,31	15,75	43,86	9,72	18,65	0,48	10,72	0,04	0,29	100,82
893		0,11	9,75	56,22	4,86	21,00	0,82	7,82	0,02	0,04	100,65
894		0,16	29,36	35,00	6,78	14,48	0,41	14,23	0,15	0,18	100,75
895	414	0,03	18,00	48,45	3,80	19,58	0,95	9,27	0,12	0,18	100,38
896		0,08	25,80	40,38	2,59	21,67	0,67	8,93	0,35	0,00	100,47
897		0,21	18,52	45,60	5,46	21,80	0,77	8,20	0,25	0,02	100,84
898		0,03	15,86	53,84	1,93	15,81	0,78	11,58	0,28	0,06	100,17
899		0,00	30,68	37,00	1,98	15,33	0,62	13,31	0,35	0,01	99,28
900		1,83	19,93	33,89	10,90	20,58	0,79	9,34	0,00	0,24	97,50
901		1,45	19,14	43,42	5,66	20,00	0,78	10,21	0,18	0,02	100,86
902		0,06	11,00	58,38	1,73	19,39	1,00	8,80	0,15	0,01	100,52
903		2,09	10,56	47,58	12,05	15,51	0,74	12,79	0,00	0,06	101,38
904		0,05	8,70	52,72	5,31	26,98	1,42	2,59	0,47	0,08	98,32
905		0,11	5,89	63,60	1,60	20,51	1,24	7,43	0,13	0,00	100,51
906		0,06	15,51	49,04	4,15	24,86	1,07	5,30	0,66	0,12	100,77
907		2,04	10,38	47,57	11,18	16,90	0,87	11,56	0,04	0,08	100,62
908		0,77	14,00	43,70	10,52	19,39	0,78	9,00	0,17	0,28	98,61
909		0,68	16,32	46,77	5,86	22,18	0,87	7,90	0,19	0,16	100,93
910		2,10	36,77	17,76	12,23	14,82	0,37	15,78	0,16	0,07	100,06
911		0,20	12,50	51,52	6,94	18,78	0,86	9,40	0,17	0,09	100,47
912		0,18	16,17	53,56	1,09	16,04	0,68	11,64	0,04	0,02	99,42
913		1,98	16,00	40,24	8,87	22,82	1,00	7,72	0,21	0,07	98,91
914		1,54	23,00	39,10	7,47	14,58	0,46	14,26	0,18	0,21	100,80
915		0,83	17,09	42,60	9,71	20,29	0,57	9,50	0,11	0,15	100,85
916		1,12	23,77	35,80	8,52	18,81	0,60	11,10	0,36	0,00	100,08
917		0,07	7,17	62,54	2,35	17,35	0,86	9,80	0,12	0,00	100,27
918		0,00	38,44	30,06	1,62	13,85	0,40	15,31	0,24	0,28	100,19
919		1,31	30,76	31,20	7,18	15,27	0,47	14,60	0,08	0,17	101,04
920		1,73	32,96	25,36	10,24	14,65	0,45	15,45	0,11	0,20	101,15
921		0,81	28,32	34,05	6,51	18,09	0,61	12,02	0,23	0,10	100,74
922		0,17	10,99	55,04	3,85	20,66	0,93	7,74	0,21	0,22	99,82
923		1,20	15,07	35,35	16,18	23,85	0,72	6,80	0,00	0,07	99,24
924		0,30	41,90	24,72	3,84	12,84	0,36	16,80	0,10	0,25	101,10
925		1,00	17,08	41,28	7,34	22,49	0,80	7,41	0,13	0,03	97,56
926		0,27	14,00	51,13	5,45	19,59	0,92	9,07	0,28	0,04	100,75

**Додаток**

*Закінчення табл. Д.2*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
927	414	0,86	13,24	51,82	2,72	24,27	0,96	6,15	0,34	0,09	100,45
928		0,19	19,31	43,41	7,56	20,00	0,80	9,45	0,10	0,13	100,95
929		0,06	16,18	50,00	5,32	17,93	0,76	10,35	0,24	0,18	101,02
930		0,14	11,21	58,52	1,18	18,29	0,72	9,71	0,02	0,00	99,79
931		0,02	22,24	43,61	2,98	22,81	0,81	7,75	0,20	0,04	100,47
932		0,16	13,70	53,12	4,04	19,87	0,80	9,03	0,10	0,00	100,82
933		0,00	12,10	54,90	2,78	22,30	0,98	6,87	0,21	0,00	100,14
934		0,02	13,00	55,95	2,81	17,67	0,83	10,14	0,23	0,12	100,77
935		0,78	14,60	49,00	4,41	23,73	0,87	6,60	0,45	0,07	100,51
936		37	1,68	21,59	40,73	7,43	15,41	0,33	13,97	0,00	0,19
937	0,44		35,20	30,50	5,20	12,34	0,37	16,48	0,00	0,27	100,80
938	0,56		19,45	46,45	5,05	16,14	0,50	12,44	0,08	0,05	100,72
939	4,02		12,00	29,23	20,74	23,82	0,37	8,00	0,28	0,14	98,60
940	0,00		49,91	18,24	0,93	12,91	0,17	17,11	0,43	0,26	99,96
941	0,07		24,35	50,60	0,00	20,66	0,52	3,48	0,00	0,06	99,74
942	0,13		10,10	57,09	3,00	22,00	0,77	7,20	0,00	0,07	100,36
943	0,09		43,73	24,33	1,92	12,50	0,19	17,11	0,06	0,10	100,03
944	0,16		33,69	33,64	3,54	14,69	0,43	14,76	0,00	0,09	101,01
945	0,04		22,31	47,98	1,40	15,84	0,47	12,66	0,20	0,05	100,95
946	0,39	36,28	28,79	4,71	15,07	0,42	14,69	0,14	0,20	100,68	
<b>Бердичівська ділянка, Гардишівський ореол, четвертинні відклади</b>											
947	194	0,19	37,10	28,20	4,89	14,12	0,21	15,40	0,00	0,24	100,35
948		2,15	31,40	24,20	10,05	17,38	0,19	13,50	0,22	0,13	99,22
949		0,08	18,00	44,00	5,53	24,07	1,83	4,95	1,43	0,11	100,00
950		0,03	17,00	48,60	4,15	19,57	0,11	9,45	0,36	0,03	99,30
951		0,41	23,45	40,43	7,04	14,46	0,10	13,84	0,18	0,15	100,07
952		0,19	19,60	46,74	4,28	15,87	0,26	12,19	0,10	0,23	99,46
953		0,14	14,03	55,60	0,00	24,00	0,29	5,30	0,33	0,00	99,69

Примітка: н.в. — не визначали. Зірочкою позначено вміст Fe<sub>заг.</sub>

*Таблиця Д.3*

**Хімічний склад магнезійних ільменітів із ореолів південно-західної частини Українського щита, %**

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
<b>Любар-Філіопіль-Бруслинівська палеодолина, буцацька світа</b>											
1	1460-9	48,93	0,68	0,07	13,55	31,46	0,30	6,82	0,08	0,00	101,89
2		46,54	0,61	0,16	13,16	29,01	0,34	6,94	0,13	0,00	96,89
3		47,77	0,17	0,02	11,40	37,57	0,65	2,65	0,00	0,00	100,23
4	1478-12	49,09	0,68	0,30	13,77	29,66	0,31	7,87	0,15	0,00	101,83
5		46,66	0,46	0,08	14,83	34,15	0,44	4,10	0,03	0,03	100,78
6		49,38	0,20	0,04	8,83	38,79	0,53	2,82	0,00	0,06	100,65
7		48,66	0,90	0,06	10,86	32,11	0,29	6,33	0,07	0,00	99,28
8	069-M	49,48	0,61	0,21	10,54	32,47	0,35	6,49	0,08	0,03	100,26
9		51,99	0,59	0,08	5,98	35,07	0,34	6,36	0,00	0,00	100,41

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
10	069-М	46,31	0,38	0,06	15,60	34,45	0,41	3,74	0,00	0,13	101,08
11		47,27	0,25	0,10	12,58	36,87	0,49	2,86	0,00	0,05	100,47
12		48,16	0,21	0,15	10,93	37,52	0,41	3,00	0,02	0,00	100,40
13		47,55	0,38	0,04	12,41	36,46	0,48	3,26	0,00	0,00	100,58
14		46,17	0,62	0,05	16,12	32,85	0,36	4,63	0,00	0,05	100,85
15		47,34	0,50	0,07	13,60	32,09	0,40	5,59	0,03	0,09	99,71
16		46,84	0,66	0,13	15,55	29,40	0,37	6,88	0,08	0,00	99,91
17		45,75	0,86	0,22	16,58	28,76	0,27	6,79	0,00	0,00	99,23
18		45,92	0,92	0,02	19,15	27,23	0,37	7,66	0,00	0,04	101,31
19		46,63	0,83	0,07	16,41	27,81	0,30	7,70	0,07	0,03	99,85
20		46,95	0,55	0,00	14,01	31,24	0,54	5,85	0,00	0,00	99,14
21		48,40	0,61	0,37	12,65	30,54	0,34	7,24	0,05	0,00	100,20
22		46,30	0,73	0,07	16,17	30,14	0,35	6,38	0,03	0,00	100,17
23	46,59	0,30	0,06	15,40	35,75	0,50	3,14	0,04	0,00	101,78	
<b>Куманівецький ореол, середній сармат</b>											
24	1477-8	49,34	0,75	0,14	11,98	30,09	0,39	7,70	0,07	0,10	100,56
25		49,83	0,66	0,13	11,78	31,58	0,31	7,21	0,02	0,05	101,57
26		49,85	0,68	0,10	10,24	32,12	0,35	6,91	0,04	0,00	100,29
27		50,34	0,53	0,11	7,56	35,92	0,42	5,00	0,00	0,00	99,88
28	св.1481	52,40	0,02	0,01	0,10	43,12	0,35	2,04	0,01	0,00	98,05
29		52,60	0,00	0,09	1,63	43,17	0,47	2,10	0,00	0,00	100,06
30		53,45	0,00	0,04	0,60	42,76	0,38	2,83	0,00	0,05	100,11
31		52,45	0,03	0,03	1,98	42,23	0,41	2,25	0,16	0,53	100,07
32		54,39	0,00	0,04	0,51	43,37	0,55	2,65	0,19	0,08	101,78
33		52,09	0,04	0,15	1,13	40,88	0,46	3,08	0,00	0,00	97,83
34		51,28	0,00	0,03	2,94	41,46	0,47	2,14	0,17	0,22	98,71
35		52,02	0,00	0,01	3,11	41,75	0,33	2,54	0,35	0,00	100,11
36		53,45	0,03	0,00	1,11	43,69	0,31	2,28	0,00	0,00	100,87
37		53,79	0,00	0,11	0,00	43,40	0,47	2,06	0,00	0,25	100,08
38		51,36	0,02	0,03	0,62	41,46	0,36	2,40	0,08	0,00	96,33
39	1482-5	47,65	1,02	0,16	12,56	30,21	0,32	6,91	0,00	0,00	98,83
40		53,57	0,26	0,05	0,00	40,94	0,51	3,72	0,00	0,00	99,05
41		48,33	0,67	0,04	12,40	31,30	0,26	6,53	0,10	0,18	99,81
42		51,73	0,30	0,10	2,09	38,83	0,56	3,91	0,00	0,17	97,69
43	1486-3	51,19	0,25	0,11	7,54	38,27	0,55	4,00	0,08	0,00	101,99
44		41,77	0,33	0,10	22,57	31,71	0,49	3,02	0,09	0,00	100,08
45		52,94	0,18	0,12	2,98	39,72	0,44	4,08	0,05	0,13	100,64
46		46,08	0,30	0,06	14,77	34,82	0,46	3,45	0,04	0,12	100,10
47		46,12	0,34	0,02	14,27	35,86	0,40	2,84	0,02	0,14	100,01
48		47,26	0,97	0,16	13,69	31,23	0,37	6,02	0,06	0,12	99,88
49		47,24	0,81	0,01	15,74	31,16	0,33	6,06	0,00	0,21	101,56
50	1488/1	49,69	0,63	0,02	10,31	32,26	0,24	7,02	0,10	0,00	100,27
51		48,10	0,16	0,17	9,89	37,90	0,41	2,72	0,00	0,10	99,45
52		46,87	0,29	0,00	13,16	35,78	0,40	3,27	0,12	0,23	100,12
53		48,27	0,70	0,14	14,04	31,99	0,33	6,03	0,35	0,00	101,85

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
<b>Філіопільський ореол, середній сармат</b>											
54	013	47,55	0,62	0,07	14,40	30,01	0,48	7,06	0,02	0,02	100,23
55	017	49,16	0,48	0,04	11,28	31,25	0,45	6,96	0,10	0,00	99,72
56		46,86	0,62	0,12	13,99	32,60	0,23	5,19	0,06	0,00	99,67
57	021	49,04	0,37	0,06	8,77	37,14	0,39	3,57	0,05	0,17	99,56
58	025	45,94	0,67	0,04	15,42	29,72	0,33	6,22	0,08	0,10	98,52
59		49,66	0,36	0,03	7,35	38,07	0,53	3,35	0,03	0,06	99,44
60		48,71	0,71	0,18	12,60	29,72	0,27	7,66	0,09	0,08	100,02
61	0130-1	52,40	0,25	0,12	3,38	39,12	0,52	4,11	0,07	0,09	100,06
62		48,38	0,51	0,05	12,88	30,98	0,42	6,73	0,07	0,04	100,06
63		44,28	0,33	0,05	16,60	34,19	0,42	2,90	0,02	0,01	98,80
64	0133-1	47,61	0,81	0,20	13,29	28,48	0,25	7,87	0,02	0,03	98,56
65		48,40	0,44	0,08	10,48	34,14	0,52	4,91	0,05	0,06	99,08
66		49,09	0,48	0,14	10,77	31,21	0,33	6,99	0,09	0,06	99,16
67	1472-3	54,44	0,21	0,26	0,39	38,68	0,41	5,52	0,02	0,00	99,93
68		47,23	0,61	0,03	13,36	30,62	0,28	6,46	0,00	0,06	98,65
<b>Кожухівський ореол, середній сармат</b>											
69	1342-Б	50,77	0,53	0,10	7,42	32,70	0,33	7,03	0,05	0,05	98,98
70		50,30	0,99	0,09	10,53	31,34	0,28	7,58	0,02	0,09	101,22
71		48,11	1,03	0,04	12,48	31,44	0,34	6,42	0,02	0,02	99,90
72		48,47	0,66	0,32	10,82	32,04	0,36	6,25	0,00	0,04	98,96
73		47,51	0,82	0,04	12,93	31,45	0,37	6,07	0,06	0,02	99,27
74		52,85	0,23	0,03	2,36	41,78	0,53	2,86	0,03	0,09	100,76
75		50,24	0,32	0,11	7,49	38,08	0,50	3,65	0,00	0,09	100,48
76		46,42	0,37	0,10	14,49	35,99	0,50	2,91	0,00	0,07	100,85
77		49,60	0,54	0,38	9,67	33,41	0,28	6,31	0,00	0,06	100,25
78		49,31	0,78	0,05	10,97	31,67	0,31	7,13	0,00	0,02	100,24
79	1577	43,31	0,25	0,04	18,81	32,59	0,98	2,98	0,02	0,04	99,02
80		49,01	0,51	0,38	10,78	31,76	0,37	6,66	0,07	0,00	99,54
81		42,86	0,18	0,06	20,84	33,92	0,69	2,18	0,01	0,03	100,77
82		52,03	0,14	0,09	2,51	41,37	0,53	2,72	0,02	0,01	99,42
83		49,28	0,82	0,30	11,44	29,84	0,26	7,89	0,08	0,08	99,99
84		48,74	0,61	0,09	12,65	32,37	0,38	6,14	0,05	0,09	101,12
85		47,80	0,60	0,06	12,96	32,48	0,41	5,64	0,03	0,00	99,98
<b>Ореол Чехи, середній сармат</b>											
86	A-6-1	50,09	0,42	0,01	6,28	40,32	0,42	2,41	н.в.	н.в.	99,95
87		50,11	0,22	0,00	7,44	38,01	0,48	3,68	н.в.	н.в.	99,94
88		53,04	0,00	0,00	0,57	43,43	0,32	2,21	н.в.	н.в.	99,57
89		45,57	0,86	0,00	15,89	34,06	0,48	3,61	н.в.	н.в.	100,47
90		48,78	0,71	0,04	10,52	34,05	0,27	5,35	н.в.	н.в.	99,73
91		51,77	0,00	0,03	3,55	40,25	0,63	3,18	н.в.	н.в.	99,41
92		48,82	0,84	0,18	10,70	34,96	0,28	4,85	0,01	0,00	100,63
93	A-6-4	48,05	0,56	0,10	12,64	33,92	0,41	4,98	0,00	0,00	100,65
94		47,80	0,65	0,00	13,28	33,62	0,40	4,98	0,08	0,00	100,80



Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
<b>Бохоники-Літинський ореол, середній сармат</b>											
95	1831	53,09	0,42	0,04	4,23	34,61	0,35	7,35	0,00	0,25	100,34
96		51,23	0,59	0,30	7,47	32,80	0,30	7,35	0,14	0,03	100,21
97	1833	50,20	0,28	0,18	6,65	39,06	0,53	3,19	0,00	0,00	100,09
98		50,55	0,56	0,06	8,77	32,75	0,37	7,11	0,05	0,07	100,29
99		48,16	0,81	0,38	13,67	28,99	0,32	7,75	0,04	0,16	100,28
100		48,12	0,24	0,20	9,01	37,80	0,42	2,83	0,00	0,00	98,62
101		47,83	1,02	0,22	13,53	29,51	0,35	7,33	0,00	0,09	99,88
102		44,88	0,44	0,03	15,65	33,56	0,37	3,56	0,02	0,07	98,58
103		45,32	0,70	0,13	17,15	27,89	0,28	6,98	0,14	0,00	98,59
<b>Немирівський ореол, балтська світа</b>											
104	22	48,30	0,95	0,13	13,69	30,49	0,27	7,11	0,00	0,00	100,94
105		48,29	1,15	0,02	12,79	30,31	0,25	7,41	0,00	0,00	100,22
106		48,53	0,98	0,06	12,25	31,76	0,30	6,49	0,00	0,00	100,37
107		48,92	0,76	0,06	10,76	31,42	0,37	6,84	0,00	0,00	99,13
108		53,04	0,64	0,05	1,35	41,88	0,52	2,97	0,00	0,00	100,45
109		48,86	0,28	0,04	9,23	38,11	0,50	2,99	0,00	0,00	100,01
110		48,69	0,65	0,07	11,14	31,73	0,26	6,61	0,00	0,00	99,15
111		50,57	0,61	0,16	9,44	33,68	0,38	6,40	0,00	0,00	101,24
112		49,17	0,82	0,06	12,20	31,96	0,24	6,74	0,00	0,00	101,19
113		48,52	0,71	0,43	10,73	33,23	0,28	5,67	0,00	0,00	99,57
114		50,50	0,55	0,35	9,29	32,35	0,29	7,17	0,00	0,00	100,50
115		48,02	0,66	0,04	12,36	33,22	0,27	5,55	0,00	0,00	100,12
116		49,58	1,00	0,03	11,75	31,78	0,29	7,02	0,00	0,00	101,45
117		49,35	0,72	0,06	11,52	31,80	0,28	6,89	0,00	0,00	100,62
118		50,25	0,76	0,01	9,42	32,46	0,28	6,98	0,00	0,00	100,16
119		47,83	0,81	0,24	14,38	30,62	0,25	6,81	0,00	0,00	100,94
120		49,58	0,77	0,16	10,61	32,90	0,28	6,40	0,00	0,00	100,70
121		49,55	0,84	0,12	10,51	33,56	0,38	5,96	0,00	0,00	100,92
122		48,94	0,78	0,01	12,21	30,66	0,31	7,31	0,00	0,00	100,22
123		49,78	0,59	0,26	11,08	33,04	0,28	6,42	0,00	0,00	101,45
124		53,28	0,27	0,05	1,41	42,44	0,48	2,80	0,00	0,00	100,73
125		48,86	0,82	0,03	12,61	32,25	0,18	6,45	0,00	0,00	101,20
126		51,19	0,68	0,00	9,33	32,68	0,34	7,30	0,00	0,00	101,52
127		48,19	0,76	0,38	11,80	31,45	0,38	6,45	0,00	0,00	99,41
128		46,49	1,00	0,00	14,95	32,67	0,33	4,94	0,00	0,00	100,38
129		50,27	0,87	0,10	10,91	31,72	0,31	7,39	0,00	0,00	101,57
130		49,87	0,60	0,00	9,92	33,33	0,43	6,22	0,00	0,00	100,37
131		49,49	0,86	0,00	11,08	30,90	0,32	7,45	0,00	0,00	100,10
132		49,40	0,78	0,10	10,86	31,62	0,31	7,00	0,00	0,00	100,07
133		47,63	0,96	0,00	13,05	30,46	0,25	6,80	0,00	0,00	99,15
134		48,09	0,86	0,02	13,20	30,54	0,31	6,95	0,00	0,00	99,97
135		48,28	1,15	0,05	14,15	30,13	0,27	7,30	0,00	0,00	101,33
136		47,92	0,55	0,20	11,01	34,45	0,37	4,64	0,00	0,00	99,14
137		47,55	0,93	0,11	13,38	31,33	0,24	6,27	0,00	0,00	99,81

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
138	22	46,57	1,06	0,37	15,24	29,63	0,21	6,75	0,00	0,00	99,83
139		48,04	0,88	0,17	12,11	32,31	0,24	5,97	0,00	0,00	99,72
140		48,45	0,72	0,22	12,11	30,88	0,29	6,95	0,00	0,00	99,62
141		48,00	1,16	0,06	12,87	31,36	0,27	6,47	0,00	0,00	100,19
142		50,49	0,34	0,00	7,95	35,19	0,58	5,40	0,00	0,00	99,95
143		53,33	0,27	0,10	3,67	39,38	0,37	4,60	0,00	0,00	101,72
144		50,37	0,64	0,06	9,84	33,52	0,33	6,42	0,00	0,00	101,18
145		53,77	0,40	0,10	2,03	40,44	0,36	4,23	0,00	0,00	101,33
146		47,25	0,74	0,11	14,25	31,66	0,21	5,96	0,00	0,00	100,18
147		48,34	0,84	0,00	14,12	30,86	0,29	6,91	0,00	0,00	101,36
148		52,23	0,37	0,10	2,73	38,67	0,29	4,49	0,00	0,00	98,88
149		48,03	0,45	0,06	12,01	37,20	0,42	3,12	0,00	0,00	101,29
150		46,99	0,91	0,12	15,19	30,43	0,25	6,49	0,00	0,00	100,38
151		48,55	0,67	0,05	10,23	33,29	0,41	5,58	0,00	0,00	98,78
152		46,84	0,96	0,03	14,45	29,02	0,31	7,17	0,00	0,00	98,78
153		48,01	0,53	0,11	11,41	31,47	0,31	6,40	0,00	0,00	98,24
154		48,82	0,83	0,04	11,69	31,87	0,26	6,60	0,00	0,00	100,11
155		47,69	0,83	0,30	13,58	30,96	0,34	6,49	0,00	0,00	100,19
156	47,75	0,86	0,10	11,41	31,41	0,31	6,29	0,00	0,00	98,13	
157	42,85	0,54	0,00	21,64	29,74	0,86	4,44	0,00	0,00	100,07	
158	49,69	0,87	0,13	10,82	31,13	0,23	7,47	0,00	0,00	100,34	
159	051-1	44,35	0,55	0,09	19,06	32,76	0,41	3,71	0,10	0,00	101,03
160		46,23	0,54	0,04	16,38	34,06	0,50	3,90	0,03	0,03	101,71
161		49,15	0,35	0,09	10,50	36,43	0,49	4,03	0,00	0,10	101,14
162		48,19	0,38	0,08	10,79	36,02	0,43	3,86	0,00	0,00	99,75
163		46,71	0,32	0,05	14,42	34,85	0,41	3,72	0,03	0,09	100,60

**Строїнци-Жмеринський ореол, балтська світа**

164	031-1	51,51	0,22	0,05	4,33	40,40	0,53	3,17	0,06	0,10	100,37	
165		45,60	0,25	0,03	14,93	36,41	0,42	2,37	0,05	0,00	100,06	
166	177-1	44,54	0,34	0,09	19,01	33,90	0,35	3,24	0,00	0,02	101,49	
167		49,19	0,51	0,02	13,85	30,38	0,41	7,54	0,00	0,00	101,90	
168		46,02	0,22	0,02	14,43	35,10	0,42	3,26	0,05	0,00	99,52	
169		47,63	0,74	0,06	14,70	30,04	0,33	6,99	0,00	0,00	100,49	
170		48,00	0,71	0,19	13,74	31,19	0,27	6,48	0,00	0,17	100,75	
171		46,63	0,70	0,05	15,18	30,77	0,32	5,94	0,06	0,21	99,86	
172		47,17	0,60	0,05	13,42	31,26	0,30	6,09	0,00	0,00	98,89	
173		45,92	0,65	0,19	15,39	29,43	0,45	6,34	0,05	0,06	98,48	
174		52,33	0,19	0,09	2,85	41,18	0,45	2,96	0,04	0,12	100,21	
175		46,36	0,36	0,08	13,34	36,94	0,67	2,23	0,01	0,10	100,09	
176		45,18	0,20	0,03	14,75	35,64	0,45	2,51	0,06	0,00	98,82	
177		48,04	0,27	0,03	8,95	37,45	0,33	3,01	0,05	0,00	98,13	
178		48,48	0,59	0,08	12,45	33,90	0,42	5,20	0,00	0,00	101,12	
179		47,04	0,72	0,18	13,76	29,81	0,31	6,73	0,08	0,12	98,75	
180		45,50	0,92	0,19	15,49	29,81	0,37	5,98	0,05	0,02	98,33	
181		50,96	0,19	0,06	3,52	39,98	0,42	3,00	0,07	0,00	98,20	
182		177-2	46,37	0,41	0,06	14,51	35,43	0,33	3,29	0,03	0,04	100,47

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
183	177-2	42,13	0,35	0,06	20,60	32,54	0,41	2,74	0,05	0,00	98,88
184		47,82	0,28	0,07	9,64	36,61	0,38	3,35	0,03	0,00	98,18
185		47,70	0,47	0,11	11,00	34,06	0,45	4,70	0,00	0,00	98,49
186		49,70	0,27	0,16	8,15	37,03	0,44	4,02	0,00	0,06	99,83
187		45,23	0,28	0,16	18,52	32,12	0,36	4,57	0,03	0,01	101,28
188		42,80	0,36	0,09	18,93	33,39	0,37	2,65	0,00	0,00	98,59
189		47,56	0,33	0,05	10,66	35,82	0,29	3,70	0,00	0,06	98,47
190	177-3	46,08	0,45	0,14	13,62	33,55	0,42	4,16	0,05	0,00	98,47
191		42,37	0,36	0,04	18,68	32,85	0,33	2,75	0,01	0,00	97,39
192		46,45	0,41	0,15	11,99	34,90	0,60	3,49	0,00	0,04	98,03
193		45,99	0,22	0,17	13,75	36,62	0,47	2,36	0,00	0,06	99,64
194		51,68	0,14	0,04	3,60	40,12	0,44	3,23	0,03	0,13	99,41
195		47,68	0,53	0,08	12,95	32,73	0,35	5,47	0,04	0,00	99,83
196		50,29	0,20	0,03	6,74	39,79	0,45	2,79	0,00	0,00	100,29
<b>Гардишівський ореол, четвертинні відклади</b>											
197	120	43,53	0,51	0,07	19,12	30,60	0,38	4,57	0,01	0,00	98,79
198		44,26	0,68	0,20	18,52	29,14	0,30	5,71	0,01	0,19	99,01
199	122	48,58	0,45	0,01	13,43	31,76	0,50	6,32	0,00	0,17	101,22
200		54,39	0,05	0,07	3,14	33,66	0,52	8,25	0,02	0,00	100,10
201		44,89	0,77	0,02	18,49	28,32	0,32	6,50	0,02	0,13	99,46
202		44,98	0,40	0,01	16,16	34,26	0,43	3,10	0,04	0,21	99,59
203	125	48,11	0,84	0,05	13,86	28,86	0,36	7,99	0,07	0,08	100,22
204		46,53	0,30	0,04	13,61	34,87	0,55	3,60	0,00	0,00	99,50
205		46,96	0,57	0,83	15,09	27,17	0,27	8,27	0,04	0,00	99,20
206		46,90	0,78	0,07	17,23	28,96	0,38	7,13	0,06	0,07	101,58
207		46,25	0,57	0,03	16,58	33,03	0,45	4,52	0,04	0,01	101,48
208		47,73	0,72	0,13	14,13	29,73	0,38	7,30	0,06	0,00	100,18
209		45,21	0,45	0,06	16,45	33,49	0,43	3,69	0,09	0,24	100,11
210		47,21	0,60	0,12	14,73	30,36	0,40	6,70	0,12	0,00	100,24
211		45,72	0,74	0,12	16,93	27,41	0,28	7,45	0,09	0,06	98,80
212		49,88	0,40	0,16	8,25	37,53	0,45	3,85	0,00	0,00	100,52
213	127	49,98	0,27	0,06	8,70	37,19	0,49	4,07	0,00	0,00	100,76
214		47,20	0,81	0,50	14,57	29,27	0,28	7,23	0,00	0,00	99,86
215		46,20	0,78	0,05	16,28	30,71	0,32	5,79	0,15	0,05	100,33
216		46,78	0,69	0,08	16,48	29,64	0,42	6,68	0,00	0,10	100,87
217	130	49,11	0,20	0,04	8,02	39,11	0,49	2,48	0,00	0,15	99,60
218	195	49,61	0,13	0,05	5,60	38,54	0,55	3,05	0,00	0,09	97,62
219		42,93	0,55	0,04	15,06	31,56	0,40	3,70	0,00	0,05	94,29
220		46,66	0,68	0,12	16,45	29,26	0,32	6,94	0,00	0,00	100,43
221		45,43	0,45	0,10	17,21	29,80	0,40	5,97	0,00	0,00	99,36
222		48,73	0,52	0,02	12,01	27,61	0,49	8,78	0,00	0,07	98,23
223		45,83	0,54	0,04	17,08	29,38	0,31	6,40	0,01	0,11	99,70
224		46,27	0,70	0,05	15,92	28,43	0,35	7,15	0,01	0,08	98,96
225		44,51	0,72	0,04	19,45	26,98	0,32	7,09	0,09	0,00	99,20
226		47,00	0,49	0,05	14,94	29,16	0,40	7,06	0,00	0,13	99,23
227	196	45,74	0,61	0,25	17,36	27,86	0,36	7,24	0,00	0,00	99,42

**Додаток**

*Закінчення табл. Д.3*

Номер аналізу	Проба	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сума
228	196	46,76	0,25	0,10	12,20	34,93	0,37	3,75	0,06	0,00	98,42
229		47,21	0,58	0,07	15,51	29,67	0,45	6,80	0,08	0,15	100,52
230		43,85	0,64	0,16	18,60	26,87	0,32	6,85	0,03	0,00	97,32
231		46,80	0,80	0,31	16,19	28,26	0,32	7,51	0,01	0,12	100,32
232		46,02	0,74	0,06	15,07	32,10	0,44	4,89	0,06	0,07	99,45
233	199-2	46,84	0,73	0,06	15,99	28,86	0,31	7,23	0,06	0,00	100,08
234		45,33	0,24	0,07	15,80	35,29	0,48	2,75	0,00	0,10	100,06
235		45,01	0,21	0,15	14,68	35,61	0,43	2,48	0,01	0,00	98,58
236		47,49	0,10	0,18	11,40	33,66	0,45	4,73	0,16	0,00	98,17
237		48,31	0,63	0,18	13,39	30,94	0,30	6,81	0,03	0,03	100,62
238		46,97	0,54	0,22	15,75	28,48	0,32	7,47	0,06	0,07	99,88
239		45,08	0,25	0,05	15,59	34,73	0,46	2,99	0,01	0,00	99,16
240		49,77	0,24	0,07	6,34	37,61	0,50	3,66	0,06	0,06	98,31
241		46,64	0,66	0,07	17,60	27,85	0,36	7,66	0,05	0,02	100,91
242		46,85	0,33	0,10	12,38	34,62	0,34	3,96	0,03	0,09	98,70
<b>Бердичівський блок, четвортинні відклади</b>											
243	27	50,97	0,34	0,27	6,33	37,62	0,32	4,36	0,12	0,00	100,33
244	28	48,70	0,16	0,15	9,98	38,64	0,51	2,57	0,06	0,00	100,77
245	29	44,38	0,00	0,07	15,71	36,05	0,65	1,73	0,12	0,00	98,71
246	30	47,97	0,26	0,20	11,06	36,73	0,39	3,36	0,02	0,00	99,99
247	31	49,60	0,30	0,00	6,44	40,13	0,72	2,10	0,00	0,00	99,29
248	32	48,64	0,17	0,07	9,70	37,22	0,55	3,29	0,10	0,00	99,74
249	34	46,70	0,47	0,20	14,52	33,07	0,47	4,74	0,00	0,00	100,17
250	37	44,68	0,55	0,00	18,34	29,81	0,40	5,53	0,11	0,00	99,42
251	41	48,44	0,36	0,03	11,79	31,62	0,42	6,38	0,15	0,00	99,19
252	43	48,73	0,23	0,03	9,82	37,30	0,45	3,40	0,00	0,00	99,96
253	44	47,60	0,00	0,00	10,58	38,12	0,66	2,25	0,00	0,00	99,21
254	45	47,91	0,25	0,11	11,06	36,24	0,26	3,69	0,00	0,00	99,52
255	48	48,81	0,36	0,00	11,30	32,08	0,41	6,29	0,19	0,00	99,44
256	49	47,23	0,33	0,09	12,08	36,32	0,32	3,27	0,00	0,00	99,64
257	55	52,07	0,13	0,00	4,93	38,79	0,52	4,21	0,00	0,00	100,65
258	58	42,83	0,17	0,00	19,78	33,58	0,58	2,38	0,11	0,00	99,43
259	233	49,00	0,67	0,09	13,71	30,83	0,32	7,24	0,00	0,00	101,86
260	232	45,28	0,74	0,14	14,65	28,47	0,33	6,63	0,10	0,00	96,34
261		46,92	0,71	0,08	16,77	30,41	0,35	6,37	0,04	0,04	101,69
262	731	46,91	0,84	0,09	15,75	30,19	0,21	6,44	0,17	0,15	100,75
263		44,86	0,61	0,02	17,98	31,41	0,31	4,95	0,00	0,00	100,14
264		48,21	0,58	0,08	13,09	33,08	0,28	5,56	0,08	0,00	100,96

**П р и м і т к а.** Аналізи виконані на мікрозондових приладах JCXA-733 (аналітик О.С. Іванов) та Самеса SX-50 (аналітик В.М. Верещака); н.в. — не визначали.

Додаток

Склад та ізотопний вік цирконів Зеленоярського і Тарасівського розсипів

Номер аналізу	Вміст, ppm				Ізотопне	
	U	Th	Yb	Lu	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
1	181,76	121,50	501	67	0,0964 ± 0,00196	3,63472 ± 0,08930
2	211,80	204,27	529	71	0,10216 ± 0,00208	4,0552 ± 0,09984
3	103,69	94,07	289	38	0,18505 ± 0,00384	12,84213 ± 0,32996
4	79,61	62,20	314	39	0,11066 ± 0,00234	4,81621 ± 0,12236
5	61,38	45,83	179	23	0,18774 ± 0,00384	13,2323 ± 0,33202
6	79,59	118,19	194	28	0,10976 ± 0,00236	4,76592 ± 0,12314
7	143,72	66,68	695	88	0,10901 ± 0,00230	4,60789 ± 0,11978
8	512,39	186,22	418	48	0,17454 ± 0,00346	11,21069 ± 0,28324
9	55,73	40,87	256	32	0,07347 ± 0,00182	1,72606 ± 0,04966
10	29,45	49,01	255	33	0,18411 ± 0,00394	12,95495 ± 0,33746
11	30,10	28,77	405	48	0,14119 ± 0,00760	8,09697 ± 0,36670
12	64,12	33,20	281	33	0,07031 ± 0,00242	1,47894 ± 0,05546
13	105,81	56,27	885	91	0,07756 ± 0,00348	2,0602 ± 0,07468
14	50,97	61,02	311	38	0,10905 ± 0,00244	4,7759 ± 0,13058
15	139,46	6,99	358	50	0,07316 ± 0,00168	1,68891 ± 0,04720
16	236,75	177,41	277	35	0,11527 ± 0,00234	5,3647 ± 0,13920
17	38,91	19,52	131	17	0,11647 ± 0,00270	5,39355 ± 0,15084
18	76,62	65,29	132	18	0,11092 ± 0,00238	4,8466 ± 0,12890
19	19,99	44,62	228	29	0,08996 ± 0,00494	3,06758 ± 0,14476
20	135,04	78,25	1064	128	0,10076 ± 0,00210	3,97975 ± 0,10406
21	99,88	84,62	11	1	0,11687 ± 0,00252	5,43482 ± 0,14726
22	90,92	118,01	183	24	0,09844 ± 0,00210	3,75036 ± 0,09972
23	21,15	15,25	233	38	0,07841 ± 0,00460	2,12612 ± 0,10958
24	68,19	46,95	212	24	0,1075 ± 0,00228	4,55354 ± 0,12040
25	160,99	40,04	279	42	0,11058 ± 0,00226	4,89992 ± 0,12724
26	71,39	42,26	340	46	0,0749 ± 0,00196	1,80296 ± 0,05480
27	109,84	50,84	507	71	0,11013 ± 0,00228	4,84229 ± 0,11854
28	89,46	39,66	291	41	0,09528 ± 0,00202	3,45967 ± 0,08720
29	217,55	64,40	632	102	0,12184 ± 0,00244	5,9517 ± 0,14468
30	68,19	63,28	364	50	0,11422 ± 0,00244	5,23513 ± 0,13290
31	18,99	9,47	164	28	0,07597 ± 0,00292	1,77881 ± 0,07048
32	36,74	16,89	592	78	0,11001 ± 0,00256	4,73864 ± 0,12806
33	51,27	40,73	158	23	0,13349 ± 0,00550	5,65424 ± 0,18236
34	182,95	67,27	328	41	0,07375 ± 0,00162	1,71884 ± 0,04512
35	33,37	36,87	408	50	0,17773 ± 0,00812	12,35582 ± 0,46336
36	399,87	141,28	876	124	0,105 ± 0,00490	4,41044 ± 0,17078
37	144,42	87,40	107	15	0,11586 ± 0,00252	5,40472 ± 0,14190
38	262,65	127,61	674	100	0,18637 ± 0,00682	10,57478 ± 0,27688
39	403,10	72,81	1143	177	0,05891 ± 0,00284	0,74245 ± 0,03026
40	633,81	256,79	466	92	0,05608 ± 0,00260	0,56612 ± 0,02180
41	71,14	53,64	104	18	0,1901 ± 0,00394	13,71461 ± 0,34110
42	471,26	55,50	37	6	0,07466 ± 0,00152	1,85929 ± 0,04616
43	134,53	45,40	519	84	0,0584 ± 0,00154	0,70236 ± 0,02062
44	128,17	90,97	972	161	0,10073 ± 0,00222	3,99811 ± 0,10554
45	170,62	84,66	14	2	0,1462 ± 0,00296	8,54272 ± 0,21126

Примітка. Аналізи 1—35 — Зеленоярський розсип, 36—45 — Тарасівський розсип.



Додаток

Таблиця Д.4

Відношення		Ізотопний вік, млн років			
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
0,27344 ± 0,00674	0,07622 ± 0,00160	1556 ± 40	1557 ± 20	1558 ± 34	1485 ± 30
0,28787 ± 0,00712	0,08112 ± 0,00168	1664 ± 38	1645 ± 20	1631 ± 36	1577 ± 32
0,50345 ± 0,01298	0,13377 ± 0,00298	2699 ± 36	2668 ± 24	2629 ± 56	2538 ± 54
0,31565 ± 0,00792	0,08758 ± 0,00192	1810 ± 40	1788 ± 22	1768 ± 38	1697 ± 36
0,51124 ± 0,01290	0,13558 ± 0,00298	2722 ± 34	2696 ± 24	2662 ± 56	2570 ± 54
0,31497 ± 0,00800	0,08897 ± 0,00192	1795 ± 40	1779 ± 22	1765 ± 40	1723 ± 36
0,30659 ± 0,00790	0,08772 ± 0,00208	1783 ± 40	1751 ± 22	1724 ± 38	1700 ± 38
0,46586 ± 0,01198	0,12835 ± 0,00276	2602 ± 34	2541 ± 24	2465 ± 52	2441 ± 50
0,17045 ± 0,00444	0,05065 ± 0,00126	1027 ± 52	1018 ± 18	1015 ± 24	999 ± 24
0,51055 ± 0,01322	0,14192 ± 0,00312	2690 ± 36	2676 ± 24	2659 ± 56	2682 ± 56
0,41591 ± 0,01214	0,11822 ± 0,00688	2242 ± 96	2242 ± 40	2242 ± 56	2259 ± 124
0,15267 ± 0,00442	0,04787 ± 0,00180	937 ± 72	922 ± 22	916 ± 24	945 ± 34
0,19264 ± 0,00508	0,05758 ± 0,00244	1136 ± 92	1136 ± 24	1136 ± 28	1131 ± 46
0,31779 ± 0,00846	0,09176 ± 0,00216	1784 ± 42	1781 ± 22	1779 ± 42	1774 ± 40
0,16746 ± 0,00444	0,05153 ± 0,00264	1018 ± 48	1004 ± 18	998 ± 24	1016 ± 50
0,33764 ± 0,00888	0,09714 ± 0,00220	1884 ± 38	1879 ± 22	1875 ± 42	1874 ± 40
0,33595 ± 0,00902	0,09769 ± 0,00278	1903 ± 42	1884 ± 24	1867 ± 44	1884 ± 52
0,31703 ± 0,00836	0,09312 ± 0,00220	1815 ± 40	1793 ± 22	1775 ± 40	1800 ± 40
0,24732 ± 0,00690	0,07337 ± 0,00210	1425 ± 108	1425 ± 36	1425 ± 36	1431 ± 40
0,28657 ± 0,00748	0,08391 ± 0,00198	1638 ± 40	1630 ± 22	1624 ± 38	1629 ± 36
0,33737 ± 0,00902	0,09854 ± 0,00238	1909 ± 40	1890 ± 24	1874 ± 44	1900 ± 44
0,27639 ± 0,00728	0,08221 ± 0,00188	1595 ± 40	1582 ± 22	1573 ± 36	1597 ± 36
0,19665 ± 0,00546	0,05926 ± 0,00300	1157 ± 118	1157 ± 36	1157 ± 30	1164 ± 58
0,30726 ± 0,00806	0,08996 ± 0,00216	1757 ± 40	1741 ± 22	1727 ± 40	1741 ± 40
0,32143 ± 0,00844	0,09259 ± 0,00232	1809 ± 38	1802 ± 22	1797 ± 42	1790 ± 42
0,17462 ± 0,00474	0,05349 ± 0,00154	1066 ± 54	1047 ± 20	1038 ± 26	1053 ± 30
0,31893 ± 0,00780	0,08612 ± 0,00178	1802 ± 38	1792 ± 20	1785 ± 38	1670 ± 34
0,26337 ± 0,00654	0,07299 ± 0,00158	1534 ± 40	1518 ± 20	1507 ± 34	1424 ± 30
0,3543 ± 0,00874	0,09415 ± 0,00188	1983 ± 36	1969 ± 22	1955 ± 42	1819 ± 34
0,33246 ± 0,00832	0,08925 ± 0,00182	1868 ± 40	1858 ± 22	1850 ± 40	1728 ± 34
0,16983 ± 0,00474	0,05064 ± 0,00220	1094 ± 78	1038 ± 26	1011 ± 26	998 ± 42
0,31245 ± 0,00800	0,08365 ± 0,00224	1800 ± 44	1774 ± 22	1753 ± 40	1624 ± 42
0,30721 ± 0,00790	0,08629 ± 0,00362	2144 ± 74	1924 ± 28	1727 ± 38	1673 ± 68
0,16905 ± 0,00428	0,04751 ± 0,00108	1035 ± 46	1016 ± 16	1007 ± 24	938 ± 20
0,5042 ± 0,01316	0,11198 ± 0,00750	2632 ± 78	2632 ± 36	2632 ± 56	2145 ± 136
0,30465 ± 0,00796	0,04486 ± 0,00874	1714 ± 88	1714 ± 32	1714 ± 40	887 ± 170
0,3385 ± 0,00872	0,09161 ± 0,00200	1893 ± 40	1886 ± 22	1879 ± 42	1772 ± 38
0,41152 ± 0,01054	0,11208 ± 0,00434	2710 ± 62	2486 ± 24	2222 ± 48	2147 ± 80
0,0914 ± 0,00234	0,2886 ± 0,00308	564 ± 108	564 ± 18	564 ± 14	575 ± 60
0,07322 ± 0,00188	0,2005 ± 0,00104	456 ± 106	456 ± 14	456 ± 12	410 ± 20
0,52329 ± 0,01314	0,13996 ± 0,00284	2743 ± 34	2730 ± 24	2713 ± 56	2648 ± 50
0,18062 ± 0,00450	0,05067 ± 0,00118	1059 ± 42	1067 ± 16	1070 ± 24	999 ± 22
0,08722 ± 0,00220	0,02581 ± 0,00072	545 ± 58	540 ± 12	539 ± 14	515 ± 14
0,28809 ± 0,00740	0,08315 ± 0,00172	1638 ± 42	1634 ± 22	1632 ± 38	1614 ± 32
0,4239 ± 0,01064	0,12245 ± 0,00232	2302 ± 36	2290 ± 22	2278 ± 48	2335 ± 42

Аналізи виконані методом LA MC ICP MS у Національному центрі GEMOC (Австралія).

Хімічний склад хромшнієлідів слоєстих ультрабазитів південно-західної частини Українського щита, %

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<b>Кармелюківський інтрузив</b>										
<i>св. 330</i>										
1	0,04	17,75	54,88	15,81	—	0,17	10,86	0,14	н.в.	99,65
2	0,44	20,15	39,27	25,80	8,29	0,40	6,09	0,25	н.в.	100,69
3	0,04	16,58	56,41	22,24		0,31	4,73	0,00	н.в.	100,31
4	0,47	13,07	49,27	21,05	7,75	0,38	8,57	0,13	н.в.	100,69
5	0,21	6,95	58,19	21,31	5,45	0,41	7,47	0,22	н.в.	100,21
6	0,37	9,60	58,81	19,84	2,77	0,37	8,85	0,12	н.в.	100,73
7	0,77	15,06	38,97	27,54	12,84	0,44	4,43	0,35	н.в.	100,40
8	0,61	16,14	39,20	27,83	12,08	0,43	4,44	0,29	н.в.	101,02
9	0,51	17,77	39,26	26,91	10,65	0,45	5,15	0,27	н.в.	100,97
10	0,49	18,95	38,85	25,50	9,30	0,45	5,87	0,41	н.в.	99,82
11	1,16	14,09	37,61	33,05	9,89	0,44	0,28	0,28	н.в.	96,80
12	0,79	19,15	38,75	26,93	9,30	0,77	5,33	0,23	н.в.	101,25
13	0,47	19,60	40,77	26,47	7,45	0,39	5,69	0,31	н.в.	101,15
14	0,66	17,99	37,01	27,37	12,25	0,37	4,97	0,30	н.в.	100,92
15	0,96	13,56	34,58	28,20	18,33	0,39	3,97	0,23	н.в.	100,22
16	0,77	16,24	35,63	27,74	15,59	0,45	4,62	0,29	н.в.	101,33
17	0,82	15,73	34,76	27,23	15,12	0,49	4,28	0,49	н.в.	98,92
18	0,43	26,09	33,40	25,41	7,60	0,34	6,72	0,71	н.в.	100,70
19	0,74	16,11	37,55	27,45	13,04	0,33	4,63	0,30	н.в.	100,15
20	0,67	16,78	36,51	27,67	13,33	0,53	4,44	0,19	н.в.	100,12
21	0,62	17,95	36,67	26,91	12,86	0,44	5,23	0,23	н.в.	100,91
22	0,72	15,35	36,65	27,03	13,42	0,28	4,47	0,22	н.в.	98,14
23	0,80	14,27	35,30	26,95	15,64	0,41	4,21	0,39	н.в.	97,97
24	0,47	18,61	38,45	25,89	9,15	0,35	5,45	0,33	н.в.	98,70
<b>Багриновецький інтрузив</b>										
<i>св. 341</i>										
25	0,22	16,64	52,52	16,92	2,23	0,29	11,52	0,23	н.в.	100,57
26	0,64	18,82	36,07	27,02	12,01	0,40	5,08	0,44	н.в.	100,48
27	0,18	10,43	55,05	21,09	4,77	0,25	8,04	0,19	н.в.	100,00
28	0,23	7,43	57,76	20,12	5,18	0,40	8,21	0,14	н.в.	99,47
29	0,13	13,73	52,86	17,23	4,83	0,32	10,87	0,15	н.в.	100,12
30	0,38	7,28	53,55	19,73	10,50	0,40	8,78	0,07	н.в.	100,69
31	0,10	6,79	57,85	21,15	5,61	0,45	7,34	0,07	н.в.	99,36
32	0,22	11,05	53,84	18,56	6,08	0,28	9,81	0,04	н.в.	99,88
33	0,24	7,38	57,75	21,80	5,29	0,40	7,32	0,06	н.в.	100,24
34	0,00	21,88	46,91	15,35	1,99	0,28	12,70	0,24	н.в.	99,35
35	0,56	18,57	39,52	26,67	8,70	0,35	5,26	0,32	н.в.	99,95
<i>св. 310</i>										
36	0,99	12,85	34,57	28,85	19,85	0,71	3,48	0,38	н.в.	101,68
<i>св. 346</i>										
37	0,70	16,14	36,80	27,06	13,76	0,40	4,76	0,30	н.в.	99,92
<b>Малоостровський інтрузив</b>										
<i>св. 9795</i>										
38	0,10	16,25	48,37	2,39	23,73	0,22	6,51	н.в.	0,02	97,35
39	0,16	15,80	48,54	3,14	23,80	0,09	6,67	н.в.	0,00	97,89

Додаток

Продовження табл. Д.5

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
40	0,04	15,83	46,99	4,57	23,40	0,13	6,67	н.в.	0,08	97,25
41	0,13	15,43	46,98	5,16	23,58	0,40	6,51	н.в.	0,05	97,72
42	0,17	15,85	48,24	3,83	23,40	0,28	6,91	н.в.	0,00	98,29
43	0,23	15,97	48,93	2,12	22,88	0,34	6,94	н.в.	0,16	97,36
44	0,12	15,81	47,00	3,84	23,34	0,37	6,47	н.в.	0,05	96,62
45	0,19	16,79	49,13	2,63	24,40	0,47	6,54	н.в.	0,05	99,94
46	0,16	15,60	50,81	2,43	23,81	0,28	6,90	н.в.	0,00	99,75
47	0,19	16,30	46,85	4,08	23,70	0,27	6,54	н.в.	0,19	97,71
48	0,09	15,47	49,90	2,35	22,86	0,07	7,08	н.в.	0,16	97,75
49	0,19	16,11	46,90	3,93	22,34	0,32	7,25	н.в.	0,05	96,69
50	0,19	16,47	48,37	1,85	22,99	0,28	6,88	н.в.	0,11	96,95
51	0,11	16,81	48,08	3,36	24,01	0,15	6,64	н.в.	0,30	99,12
52	0,14	16,06	49,60	3,70	25,06	0,31	6,36	н.в.	0,00	100,92
53	0,21	16,87	46,66	3,12	23,77	0,25	6,30	н.в.	0,49	97,36
54	0,13	16,14	46,42	4,15	23,29	0,15	6,71	н.в.	0,02	96,59
55	0,11	16,06	48,60	3,70	23,45	0,27	6,82	н.в.	0,08	98,34
56	0,12	16,77	48,85	2,39	23,36	0,42	6,94	н.в.	0,05	98,66
57	0,14	16,40	47,42	3,38	23,62	0,27	6,65	н.в.	0,00	97,54
58	0,08	13,77	55,13	1,50	23,54	0,16	7,05	н.в.	0,26	101,20
59	0,20	13,63	54,24	1,76	23,42	0,00	7,15	н.в.	0,24	100,46
60	0,24	13,64	53,40	1,59	23,40	0,02	7,04	н.в.	0,03	99,20
61	0,23	14,00	52,76	1,16	22,70	0,13	7,24	н.в.	0,00	98,10
62	0,29	13,85	55,37	0,54	23,57	0,00	7,35	н.в.	0,03	100,94
63	0,20	13,23	55,07	1,12	23,42	0,00	7,03	н.в.	0,28	100,24
64	0,18	13,76	54,73	0,03	23,43	0,18	6,82	н.в.	0,14	99,27
65	0,14	13,71	55,42	0,34	23,63	0,06	6,94	н.в.	0,21	100,41
66	0,18	13,87	55,14	0,00	23,33	0,00	6,03	н.в.	0,00	99,23
67	0,17	13,50	55,09	0,75	23,32	0,20	7,07	н.в.	0,07	100,10
68	0,26	13,52	54,30	1,14	23,77	0,35	6,70	н.в.	0,11	100,04
69	0,16	14,18	54,85	0,30	23,67	0,02	7,10	н.в.	0,00	100,25
70	0,15	13,20	56,30	0,00	22,92	0,21	6,93	н.в.	0,00	99,71
71	0,14	20,80	45,78	0,72	22,06	0,30	8,06	н.в.	0,15	97,93
72	0,18	19,50	50,58	0,00	22,51	0,15	7,81	н.в.	0,00	100,73
73	0,09	20,00	49,34	0,00	22,80	0,07	7,94	н.в.	0,00	100,24
74	0,28	18,52	48,70	0,02	22,48	0,09	7,82	н.в.	0,08	97,99
75	0,13	18,00	50,00	0,91	23,38	0,18	7,52	н.в.	0,00	100,03
<b>св. 9792</b>										
76	0,21	15,00	52,58	1,71	23,16	0,29	7,28	н.в.	0,15	100,21
77	0,24	14,50	52,92	1,42	23,32	0,32	7,10	н.в.	0,00	99,68
78	0,12	16,11	51,40	0,67	22,05	0,22	7,76	н.в.	0,06	98,32
79	0,13	16,36	50,80	1,13	22,89	0,09	7,46	н.в.	0,00	98,75
80	0,04	16,37	52,00	0,87	22,94	0,26	7,48	н.в.	0,04	99,92
81	0,05	22,20	45,80	0,73	22,14	0,27	8,46	н.в.	0,22	99,80
82	0,12	16,36	51,70	0,33	22,30	0,38	7,54	н.в.	0,21	98,91
83	0,20	15,11	51,88	2,24	22,76	0,30	7,51	н.в.	0,09	99,86
84	0,13	16,00	52,19	1,59	22,60	0,08	7,97	н.в.	0,00	100,40
85	0,17	15,69	51,67	1,34	22,20	0,13	7,76	н.в.	0,23	99,06
86	0,18	15,77	50,76	1,16	22,02	0,16	7,60	н.в.	0,23	97,76
87	0,18	15,54	52,48	1,17	22,22	0,16	7,92	н.в.	0,11	99,67
88	0,16	15,71	52,85	1,24	22,94	0,28	7,66	н.в.	0,02	100,73

Додаток

Продовження табл. Д.5

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
89	0,20	15,73	52,18	1,49	22,38	0,40	7,85	н.в.	0,00	100,08
90	0,19	15,00	52,00	2,03	23,18	0,39	7,20	н.в.	0,00	99,78
91	0,19	15,83	50,12	2,36	22,61	0,22	7,49	н.в.	0,07	98,65
92	0,25	16,06	52,59	1,02	23,28	0,70	7,65	н.в.	0,00	100,92
93	0,17	15,70	52,00	2,31	21,92	0,32	8,14	н.в.	0,24	100,57
94	0,12	16,80	50,00	2,07	21,99	0,31	8,03	н.в.	0,00	99,11
95	0,24	18,70	48,96	2,02	22,31	0,11	8,55	н.в.	0,00	100,68
96	0,27	17,85	49,16	2,74	21,82	0,13	8,61	н.в.	0,24	100,55
97	0,18	17,00	49,00	3,40	20,94	0,30	8,71	н.в.	0,24	99,43
98	0,20	17,70	51,00	0,68	22,38	0,02	8,17	н.в.	0,29	100,38
99	0,11	17,50	50,09	0,53	22,64	0,14	7,88	н.в.	0,00	99,65
100	0,18	17,60	50,00	1,83	21,85	0,34	8,38	н.в.	0,05	100,05
101	0,22	16,70	50,60	2,02	22,33	0,19	8,00	н.в.	0,22	100,08
102	0,20	17,67	50,82	1,19	21,66	0,29	8,65	н.в.	0,00	100,36
103	0,15	15,30	53,10	1,62	21,04	0,24	8,66	н.в.	0,17	100,12
104	0,19	16,70	52,00	0,66	21,80	0,33	8,33	н.в.	0,00	99,95
105	0,16	16,50	51,00	1,33	20,90	0,26	8,58	н.в.	0,17	98,77
106	0,11	15,01	53,25	1,04	23,82	0,07	7,00	н.в.	0,05	100,24
107	0,16	15,31	51,80	1,66	21,60	0,00	8,25	н.в.	0,00	98,62
108	0,19	17,30	50,27	1,71	21,96	0,14	8,39	н.в.	0,00	99,79
109	0,14	17,52	49,80	1,73	23,05	0,28	7,62	н.в.	0,00	99,97
110	0,20	18,00	50,00	1,33	21,80	0,18	8,58	н.в.	0,00	99,96
111	0,23	17,78	50,41	1,19	22,31	0,34	8,04	н.в.	0,34	100,52
112	0,17	17,30	50,85	1,91	21,71	0,33	8,61	н.в.	0,00	100,69
113	0,09	18,00	51,24	0,27	22,06	0,31	8,25	н.в.	0,11	100,30
114	0,14	17,90	49,00	2,76	21,52	0,17	8,65	н.в.	0,17	100,03
115	0,13	16,40	50,28	2,61	23,66	0,43	7,09	н.в.	0,00	100,33
116	0,20	16,00	49,46	3,60	22,81	0,24	7,46	н.в.	0,30	99,71
117	0,19	16,60	50,00	2,58	22,98	0,33	7,47	н.в.	0,21	100,10
118	0,15	17,00	50,40	1,89	23,40	0,19	7,45	н.в.	0,06	100,35
119	0,16	16,40	49,44	2,84	23,02	0,00	7,43	н.в.	0,24	99,24
120	0,12	16,20	51,30	1,74	23,73	0,24	7,12	н.в.	0,00	100,28
121	0,21	16,29	50,07	2,46	21,90	0,18	8,15	н.в.	0,02	99,03
122	0,13	17,00	49,58	1,90	21,88	0,16	7,98	н.в.	0,24	98,68
123	0,30	16,62	50,31	0,38	22,18	0,08	7,82	н.в.	0,00	97,65
124	0,22	16,58	50,86	1,95	21,03	0,26	8,69	н.в.	0,22	99,62
125	0,20	17,16	49,51	1,51	21,33	0,32	8,20	н.в.	0,27	98,35
126	0,24	17,08	50,01	0,46	21,04	0,10	8,51	н.в.	0,00	97,40
127	0,23	16,24	50,92	0,29	21,50	0,07	8,06	н.в.	0,13	97,41
128	0,15	16,70	49,74	2,22	22,00	0,21	8,04	н.в.	0,00	98,84
129	0,13	16,47	50,78	0,53	21,36	0,19	8,14	н.в.	0,02	97,56
130	0,18	18,00	51,10	0,00	22,00	0,26	8,10	н.в.	0,00	99,64
131	0,10	15,31	55,26	0,00	21,00	0,00	7,50	н.в.	0,16	99,33
132	0,03	16,60	50,97	1,33	21,64	0,02	8,25	н.в.	0,08	98,78
133	0,06	23,00	47,23	0,00	20,48	0,02	9,19	н.в.	0,00	99,98
134	0,12	17,67	52,41	0,00	20,24	0,18	8,31	н.в.	0,42	99,35
135	0,05	13,90	56,61	0,00	21,38	0,37	7,45	н.в.	0,29	100,05
136	0,02	12,10	58,04	0,00	23,00	0,00	6,77	н.в.	0,04	99,97
137	0,01	14,49	57,16	0,00	20,94	0,00	7,52	н.в.	0,08	100,20
138	0,01	14,70	53,81	1,45	22,70	0,16	7,63	н.в.	0,00	100,31
139	0,10	14,57	56,66	0,00	21,80	0,00	7,54	н.в.	0,04	100,71

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<b>Малокутищенський інтрузив</b> <i>св. 41</i>										
140	0,12	19,85	48,37	0,5	23,13	0,17	7,83	н.в.	0,03	100
141	—	28,75	33,30	3,08	29,69	0,15	4,23	н.в.	0,00	99,2
142	0,12	19,57	48,50	0,12	23,86	0,09	7,31	н.в.	0,00	99,57
143	0,16	28,70	32,60	2,70	31,97	0,03	2,88	н.в.	0,00	99,04
144	0,18	19,16	49,18	0,10	24,10	0,18	7,04	н.в.	0,30	100,24
145	1,08	8,00	62,54	0,00	24,34	0,08	3,23	н.в.	0,14	99,41
146	0,02	26,40	37,00	2,85	27,08	0,03	5,66	н.в.	0,22	99,26
147	0,05	16,16	50,94	0,75	23,39	0,09	6,86	н.в.	0,19	98,43
148	0,23	23,60	43,29	0,92	24,87	0,11	7,20	н.в.	0,11	100,33
149	0,21	15,06	52,87	0,00	25,49	0,16	5,06	н.в.	0,00	98,85
150	0,06	26,25	37,78	1,75	26,85	0,05	5,69	н.в.	0,22	98,65
151	0,10	21,25	42,57	1,33	28,40	0,32	3,89	н.в.	0,22	98,08
152	0,11	11,32	56,10	0,37	26,54	0,14	4,56	н.в.	0,05	99,19
153	0,08	13,34	52,47	3,00	19,82	0,00	8,80	н.в.	0,19	97,7
154	0,09	10,85	57,19	0,78	23,19	0,00	6,58	н.в.	0,28	98,96
155	0,04	11,45	55,62	1,76	26,30	0,22	4,88	н.в.	0,00	100,27
156	0,14	13,39	53,13	1,56	23,38	0,01	6,77	н.в.	0,05	98,43
157	0,11	14,00	54,57	1,11	22,00	0,10	8,00	н.в.	0,00	99,89
158	0,11	11,37	58,60	0,00	23,29	0,23	6,52	н.в.	0,00	100,12
159	0,09	14,00	55,00	0,17	21,84	0,00	8,00	н.в.	0,00	99,1
160	0,16	12,12	55,74	1,89	23,41	0,06	7,02	н.в.	0,05	100,45
161	0,19	11,77	55,99	1,84	25,07	0,43	5,85	н.в.	0,00	101,14
162	0,08	12,26	55,98	0,79	25,09	0,13	5,76	н.в.	0,11	100,2
163	0,16	11,02	58,25	0,14	22,17	0,13	7,49	н.в.	0,00	99,36
164	0,07	12,88	54,81	0,79	23,50	0,05	6,48	н.в.	0,38	98,96
165	0,16	10,00	57,79	0,67	23,45	0,25	6,21	н.в.	0,19	98,72
166	0,16	12,45	56,27	0,72	22,41	0,00	7,57	н.в.	0,08	99,66
167	0,16	12,84	53,38	1,28	23,87	0,10	6,27	н.в.	0,00	97,9
168	0,15	12,74	54,14	1,20	23,45	0,00	6,69	н.в.	0,00	98,37
169	0,18	11,29	56,77	0,49	25,15	0,17	5,50	н.в.	0,22	99,77
170	0,11	11,10	57,04	1,60	24,50	0,13	6,21	н.в.	0,00	100,69
171	0,18	14,37	53,05	1,58	22,43	0,01	7,74	н.в.	0,00	99,36
172	0,10	12,05	55,57	1,75	23,13	0,08	7,02	н.в.	0,00	99,7
173	0,05	10,14	54,79	2,38	26,99	0,20	3,77	н.в.	0,30	98,62
174	0,14	12,89	55,36	0,00	24,13	0,00	6,22	н.в.	0,19	98,93
175	0,15	10,74	52,83	3,39	27,33	0,32	3,60	н.в.	0,27	98,63
176	0,11	12,00	57,76	0,00	22,52	0,11	7,01	н.в.	0,03	99,54
177	0,10	11,00	56,40	0,41	24,71	0,12	5,58	н.в.	0,00	98,32
178	0,22	11,82	53,69	2,46	26,59	0,08	4,79	н.в.	0,00	99,65
179	0,05	12,04	55,79	1,65	22,62	0,07	7,29	н.в.	0,00	99,51
180	0,11	12,38	56,03	0,78	24,64	0,14	6,09	н.в.	0,12	100,29
181	0,09	11,59	56,06	1,78	23,21	0,21	6,81	н.в.	0,07	99,82
182	0,10	11,19	55,84	1,87	22,75	0,08	6,91	н.в.	0,16	98,9
183	0,15	9,60	56,94	3,81	22,57	0,00	7,26	н.в.	0,16	100,49
184	0,12	11,49	56,40	1,57	24,18	0,30	6,28	н.в.	0,00	100,34
185	0,13	11,00	56,23	0,60	26,54	0,10	4,60	н.в.	0,00	99,2
186	0,21	9,87	56,84	1,59	26,91	0,09	4,40	н.в.	0,07	99,98



**Додаток**

*Продовження табл. Д.5*

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<b>Сабарівський інтрузив</b>										
187	0,06	40,36	22,90	3,79	22,58	0,48	9,57	0,81	0,24	100,79
188	0,10	48,52	15,33	3,84	14,93	0,25	15,23	0,70	0,41	99,30
189	0,08	39,94	21,53	6,75	16,88	0,37	13,00	0,90	0,29	99,75
190	0,03	45,80	17,82	4,42	14,91	0,47	14,65	1,10	0,28	99,48
191	0,00	43,59	17,92	6,21	16,34	0,39	13,49	0,91	0,41	99,26
192	0,03	50,92	12,33	4,46	13,47	0,22	16,25	0,82	0,40	98,90
193	0,04	46,89	15,27	5,62	14,67	0,37	14,98	0,86	0,37	99,06
194	0,12	39,58	22,23	6,03	17,25	0,55	12,59	0,91	0,28	99,54
195	0,11	49,19	13,91	5,57	13,45	0,33	16,31	0,90	0,30	100,07
196	0,06	41,21	19,73	7,24	15,83	0,38	13,68	0,99	0,27	99,39
197	0,00	49,82	11,93	5,20	13,24	0,30	15,83	1,05	0,41	97,78
198	0,01	46,21	16,73	4,83	14,46	0,45	14,73	1,30	0,35	99,07
199	0,05	40,44	20,21	6,69	16,30	0,42	13,16	0,76	0,31	98,34
200	0,02	43,26	19,27	5,04	14,56	0,42	14,41	0,94	0,41	98,32
201	0,07	42,05	18,65	6,12	15,03	0,40	13,92	0,97	0,23	97,43
202	0,02	47,58	15,42	4,58	15,04	0,42	14,81	0,83	0,33	99,03
203	0,05	44,48	18,19	4,48	15,40	0,47	14,01	1,02	0,31	98,41
204	0,04	47,69	15,34	3,63	14,71	0,41	14,90	0,73	0,24	97,68
205	0,11	40,66	20,25	7,23	17,05	0,52	12,90	0,89	0,33	99,94
206	0,06	49,51	12,71	5,40	13,42	0,26	16,15	0,71	0,35	98,57
207	0,03	51,60	11,61	5,11	12,33	0,29	17,08	0,76	0,48	99,29
208	0,07	40,93	18,52	6,96	16,02	0,42	13,06	0,88	0,37	97,23
209	0,01	40,41	20,40	4,82	22,50	0,60	9,00	1,05	0,23	99,02
210	0,06	43,68	17,15	6,55	15,99	0,44	13,78	0,77	0,27	98,70
211	0,03	51,66	11,07	5,33	12,89	0,29	16,67	0,89	0,42	99,24
212	0,06	49,12	13,03	4,96	13,98	0,25	15,72	0,63	0,31	98,07
213	0,09	40,00	21,45	3,76	20,64	0,43	10,14	0,90	0,24	97,66
214	0,01	51,85	10,16	4,93	12,16	0,27	16,86	0,80	0,40	97,43
215	0,06	45,94	16,74	4,08	14,74	0,39	14,43	1,10	0,41	97,89
216	0,04	42,52	19,17	5,93	15,69	0,41	13,80	0,92	0,26	98,73
217	0,44	28,67	23,75	14,14	24,26	0,74	7,16	0,67	0,23	100,06
218	0,46	28,35	24,60	13,65	24,71	0,71	7,04	0,51	0,15	100,19
219	0,55	26,19	25,81	14,62	25,38	0,74	6,45	0,51	0,15	100,39
220	0,21	29,30	23,92	13,06	24,26	0,71	6,92	0,84	0,16	99,38
221	0,37	25,12	30,41	10,28	25,92	0,69	5,48	0,96	0,13	99,36
222	0,64	23,30	25,85	16,65	24,50	0,83	6,11	0,81	0,35	99,04
223	0,63	44,05	15,50	7,04	19,67	0,47	12,23	0,50	0,29	100,39
224	0,09	44,12	16,15	7,98	19,35	0,36	12,33	0,52	0,34	101,24
225	0,13	45,97	13,64	8,08	18,53	0,39	12,89	0,43	0,45	100,51
226	0,06	45,61	14,71	7,60	17,99	0,37	13,07	0,61	0,44	100,46
227	0,11	43,03	16,01	8,77	19,54	0,41	11,97	0,51	0,30	100,65
228	0,03	45,83	13,11	8,64	18,85	0,37	12,50	0,59	0,42	100,35
229	0,53	25,20	28,75	12,74	25,06	0,71	6,34	0,82	0,24	100,39
230	0,12	44,93	14,64	6,91	19,70	0,44	11,86	0,44	0,24	99,27
231	0,07	45,49	13,92	7,86	18,40	0,35	12,78	0,60	0,24	99,71
232	0,06	45,82	13,06	8,37	18,49	0,36	12,77	0,48	0,31	99,72
233	0,65	23,09	27,34	14,42	25,77	0,76	5,30	0,73	0,23	98,28

Додаток

Продовження табл. Д.5

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<b>Жданівський інтрузив</b> <i>св. 1479</i>										
244	0,33	25,84	33,21	5,93	25,37	0,72	5,76	0,91	н.в.	98,06
245	0,62	16,53	36,00	11,96	27,24	0,81	2,97	1,91	0,13	98,17
246	0,44	21,89	34,85	8,17	26,40	0,75	4,75	0,69	0,14	98,08
247	0,21	25,75	33,65	7,21	24,76	0,64	6,35	0,91	0,15	99,62
248	0,32	28,23	30,85	6,57	23,57	0,69	7,46	0,44	0,06	98,19
249	0,17	27,93	32,53	5,24	24,20	0,54	6,94	0,68	—	98,24
250	0,41	21,13	35,02	8,02	26,78	0,54	3,97	1,57	—	97,43
251	0,71	14,98	38,78	11,44	27,48	0,81	3,21	1,45	0,01	98,87
252	0,34	25,25	33,79	6,88	25,46	0,63	6,00	0,77	—	99,12
253	0,35	26,12	33,29	5,91	25,16	0,55	6,00	0,97	0,17	98,52
254	0,22	21,69	37,94	5,44	27,02	0,74	3,66	1,97	0,03	98,72
255	0,27	25,75	33,36	6,39	24,56	0,64	6,12	1,21	0,09	98,39
256	0,46	16,54	37,50	9,88	26,99	0,70	3,36	0,99	0,10	96,52
257	0,28	27,60	32,00	4,87	24,62	0,78	6,32	0,57	0,10	97,14
258	0,19	27,22	31,86	6,28	24,47	0,57	6,37	0,98	0,14	98,08
259	0,77	14,98	38,53	11,21	27,64	0,76	2,88	1,72	0,14	98,63
260	0,48	20,17	35,75	8,21	25,78	0,73	4,36	1,44	0,11	97,03
261	0,75	19,63	38,96	8,04	20,42	0,80	8,92	0,00	0,09	97,61
262	0,28	26,91	31,89	6,51	24,14	0,70	6,60	0,81	0,14	97,98
263	0,32	27,11	32,34	6,44	25,28	0,70	6,27	0,60	0,17	99,24
264	0,23	28,60	30,54	5,75	23,11	0,63	7,06	1,42	—	97,35
265	0,31	23,99	34,60	7,22	25,72	0,63	5,61	0,80	—	98,88
266	0,23	27,17	32,12	7,06	24,12	0,71	6,87	0,93	0,01	99,22
267	0,21	26,79	32,48	7,02	23,91	0,71	6,50	1,44	0,29	99,35
268	0,24	28,45	32,19	5,99	23,74	0,67	7,23	0,95	0,26	99,72
269	0,31	26,14	33,04	6,37	25,05	0,64	6,25	0,70	—	98,50
270	0,16	32,90	27,45	4,95	25,17	0,72	6,14	1,94	0,12	99,55
271	0,32	27,01	33,56	6,40	25,10	0,74	6,58	0,63	0,22	100,56
272	0,26	27,19	33,52	6,08	24,72	0,64	6,84	0,60	0,12	99,97
273	0,24	27,91	31,36	6,26	24,50	0,65	6,67	0,62	0,15	98,36
274	0,75	15,15	38,85	10,62	28,35	0,71	3,01	0,83	—	98,26
275	0,38	23,64	33,52	8,16	26,33	0,58	4,98	1,20	—	98,79
276	0,77	17,58	37,87	9,86	28,38	0,79	3,14	1,51	—	99,90
277	0,51	21,07	34,09	9,50	26,79	0,64	4,05	1,66	0,03	98,34
278	0,70	14,25	40,05	10,43	28,05	0,87	2,89	0,75	0,19	98,17
279	0,34	20,82	38,05	6,83	25,71	0,77	5,31	0,44	—	98,27
280	0,29	24,91	35,75	4,50	25,64	0,64	5,71	0,50	0,09	98,03
281	0,57	15,48	38,91	11,01	27,74	0,99	2,94	1,47	—	99,11
282	0,24	26,60	33,55	5,80	24,53	0,70	6,57	0,60	0,17	98,76
283	0,79	15,34	38,98	10,80	28,27	0,73	2,95	1,35	0,06	99,27
284	0,28	25,77	35,09	4,85	25,35	0,58	5,96	0,68	0,28	98,84
285	0,48	22,55	35,26	7,68	28,20	0,66	4,25	0,49	—	99,57
286	0,28	27,69	33,66	5,45	25,03	0,53	6,73	0,89	0,03	100,29
287	0,21	28,98	31,81	5,19	25,20	0,62	6,59	0,67	—	99,27
288	0,34	26,35	34,96	4,82	25,66	0,68	6,09	0,64	0,11	99,65
289	0,34	23,59	36,49	5,62	25,79	0,67	5,45	0,77	0,15	98,87
290	0,32	25,45	34,85	5,26	25,26	0,64	5,98	0,89	—	98,65

Додаток

Продовження табл. Д.5

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<b>Немирівський інтрузив</b>										
<i>св. 1511</i>										
291	0,33	13,47	47,02	25,26	7,92	0,58	5,40	0,46	0,01	100,45
292	0,27	4,57	57,67	26,56	6,39	0,52	3,30	0,89	0,04	100,21
293	0,34	10,23	49,37	25,62	8,88	0,64	4,56	0,86	0,04	100,54
294	0,37	7,78	55,29	25,87	5,72	0,37	4,38	0,91	0,02	100,71
295	0,33	5,91	56,81	25,97	5,86	0,41	4,06	0,71	0,04	100,10
296	0,31	8,43	53,67	26,38	6,70	0,48	4,08	0,84	0,04	100,93
297	0,38	13,76	47,32	25,31	6,80	0,53	5,15	0,88	0,04	100,17
298	0,63	5,88	45,45	41,97*		0,68	2,98	0,45	0,08	98,12
299	1,21	6,55	44,63	41,46		0,57	3,23	0,53	0,28	98,46
300	1,31	6,56	45,10	28,53	14,62	0,46	3,30	—	—	99,88
301	0,59	5,92	46,15	28,30	15,70	0,50	2,98	—	—	100,14
302	0,24	10,48	53,54	26,12	4,63	0,36	4,72	0,35	0,03	100,47
303	0,36	8,49	52,98	26,94	6,97	0,54	4,12	0,30	0,05	100,75
304	1,28	8,08	39,03	28,03	18,59	0,42	3,41	0,31	0,29	99,44
305	0,43	8,30	49,35	26,92	10,88	0,50	3,91	0,51	—	100,80
306	0,54	8,19	50,69	27,45	9,19	0,42	3,60	0,60	0,14	100,82
307	0,71	8,45	45,71	27,88	14,15	0,49	3,58	0,51	0,20	101,68
308	0,26	6,43	55,17	27,18	7,20	0,47	3,53	0,42	0,02	100,68
309	0,28	8,08	51,29	27,11	9,30	0,58	3,64	0,50	0,11	100,89
310	0,32	11,85	52,15	26,93	3,51	0,49	4,51	0,45	0,10	100,31
311	0,29	10,65	53,15	26,44	3,52	0,37	4,45	0,00	0,03	98,90
312	0,39	10,68	52,08	26,34	3,55	0,51	4,64	0,18	0,04	98,41
313	0,37	11,86	51,04	25,58	5,87	0,39	5,34	0,33	0,07	100,85
314	0,41	8,69	53,92	26,47	6,13	0,51	4,43	0,25	0,05	100,86
315	0,40	7,35	54,60	27,10	6,58	0,50	3,79	0,34	0,04	100,70
316	0,36	9,04	52,76	27,39	6,39	0,54	3,87	0,32	0,02	100,69
317	0,35	11,50	52,44	25,35	4,44	0,41	5,35	0,24	0,04	100,12
318	0,28	11,39	50,93	26,15	4,95	0,47	4,57	0,07	0,03	98,84
319	0,26	13,46	49,95	25,39	4,62	0,38	5,29	0,50	0,05	99,90
320	0,22	8,34	54,38	26,51	5,03	0,45	3,83	0,51	0,02	99,29
321	0,37	11,67	50,29	25,06	5,65	0,61	5,35	—	—	99,00
322	0,34	8,99	53,10	25,03	6,34	0,53	5,23	—	—	99,56
323	0,35	9,61	51,18	24,25	7,57	0,48	5,76	—	—	99,20
324	0,25	9,65	50,62	24,81	6,60	0,52	4,94	—	—	97,39
325	0,35	8,40	52,85	25,89	6,18	0,54	4,42	—	—	98,63
326	0,31	13,11	49,06	24,26	5,62	0,46	5,94	—	—	98,76
327	0,37	11,67	50,59	25,10	4,90	0,46	5,29	—	—	98,38
328	0,32	11,66	50,70	24,00	6,06	0,48	6,17	—	—	99,39
329	0,21	7,08	56,26	27,08	5,51	0,40	3,60	0,61	0,01	100,76
330	0,19	6,51	55,37	27,23	6,85	0,47	3,36	0,55	0,02	100,55
331	0,31	6,59	55,31	27,91	6,33	0,44	3,07	0,41	0,03	100,40
332	0,37	6,63	55,18	27,98	6,64	0,49	3,12	0,42	0,04	100,87
333	0,34	6,77	54,67	28,03	6,80	0,44	3,02	0,48	0,03	100,58
334	0,31	6,92	53,19	27,34	8,13	0,50	3,32	0,53	0,05	100,29
335	0,31	6,37	52,69	28,30	9,05	0,38	2,77	0,46	0,00	100,33
336	0,77	10,63	46,31	27,42	10,56	0,51	4,02	0,47	0,06	100,75
337	0,20	25,53	36,46	23,79	5,34	0,34	7,48	0,59	0,12	99,85

Додаток

Продовження табл. Д.5

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
<i>св. 63</i>										
338	0,22	8,43	55,04	26,87	5,04	0,40	3,99	0,27	—	100,26
339	0,31	13,77	49,44	25,37	5,08	0,41	5,60	0,17	—	100,15
340	0,34	13,27	50,05	25,37	5,26	0,38	5,71	0,06	—	100,44
341	0,26	6,31	55,74	27,53	6,70	0,46	3,40	0,25	—	100,65
342	0,33	11,99	50,36	25,33	6,05	0,45	5,38	0,22	—	100,11
343	0,23	12,10	48,90	25,97	7,31	0,46	4,85	0,30	—	100,12
344	0,41	15,35	46,61	24,64	6,43	0,38	6,32	0,21	—	100,35
345	0,38	10,23	51,03	26,36	6,56	0,37	4,35	0,54	0,09	99,91
346	0,23	8,05	55,12	26,43	5,36	0,50	4,15	0,25	—	100,09
347	0,31	9,83	51,30	25,32	5,59	0,39	4,64	0,30	—	97,68
348	0,24	8,87	54,23	26,75	5,55	0,44	4,10	0,35	—	100,53
349	0,65	4,00	45,73	29,16	19,25	0,58	2,29	0,47	0,08	102,21
350	0,28	7,35	53,96	25,57	5,64	0,41	4,23	0,22	—	97,66
351	0,43	12,54	48,33	25,21	7,34	0,37	5,59	0,24	—	100,05
352	0,33	7,23	54,58	25,78	5,27	0,42	4,22	0,15	—	97,98
353	0,24	14,07	48,74	25,41	5,82	0,41	5,56	0,30	—	100,55
354	0,28	13,04	49,25	25,82	5,75	0,48	4,90	0,56	—	100,08
355	0,32	7,85	55,29	26,54	5,06	0,45	4,08	0,29	—	99,88
356	0,26	8,13	53,83	25,92	6,17	0,41	4,40	0,27	—	99,39
357	0,43	8,49	54,78	26,83	5,13	0,50	4,18	0,19	—	100,53
358	0,25	7,97	53,37	25,67	5,80	0,42	4,25	0,26	—	97,99
359	0,89	8,80	44,74	27,55	12,25	0,51	3,51	—	0,22	98,47
360	0,61	9,18	48,76	27,70	9,75	0,45	3,46	0,77	0,11	100,79
361	0,99	8,58	45,69	27,59	11,75	0,50	3,50	0,43	0,17	99,20
362	0,90	8,91	45,50	27,59	11,16	0,52	3,54	—	0,14	98,26
363	0,43	11,03	52,12	25,32	5,47	0,42	5,45	0,21	—	100,45
364	0,28	8,46	54,36	26,07	5,22	0,52	4,33	0,22	—	99,46
365	0,31	12,70	48,21	25,14	6,43	0,36	5,27	0,32	—	98,74
366	0,30	7,97	54,16	26,43	5,41	0,48	3,96	0,25	—	98,96
367	0,22	13,49	49,57	24,94	5,80	0,37	5,85	0,23	—	100,47
368	0,78	6,74	48,36	27,83	12,65	0,48	3,32	0,53	0,20	100,89
369	0,19	7,44	55,40	26,81	5,81	0,40	4,04	0,19	—	100,28
370	0,17	6,20	57,90	27,28	4,82	0,47	3,52	0,21	—	100,57
371	0,21	6,76	55,75	25,70	5,97	0,40	4,44	0,18	—	99,41
<b>Чепіжинський інтрузив</b>										
372	0,77	8,66	42,18	27,45	17,62	0,55	4,12	н.в.	н.в.	101,35
373	0,75	8,55	41,84	28,28	17,16	0,77	3,26	н.в.	н.в.	100,61
374	0,43	11,17	44,45	26,20	13,81	0,41	5,19	н.в.	н.в.	101,66
375	0,59	10,00	40,59	27,43	17,08	0,29	4,07	н.в.	н.в.	100,05
376	0,34	12,23	42,00	25,58	14,85	0,50	5,43	н.в.	н.в.	100,93
377	0,65	8,08	43,52	26,87	16,92	0,51	4,30	н.в.	н.в.	100,85
378	0,70	8,56	42,75	26,10	17,33	0,35	4,91	н.в.	н.в.	100,70
379	0,33	9,91	47,36	26,75	12,45	0,45	4,61	0,16	0,07	102,09
380	0,40	9,30	47,80	28,10	11,83	0,45	3,37	0,33	0,16	101,74
381	0,39	11,01	45,45	26,88	12,07	0,42	4,49	0,07	0,09	100,87
382	0,38	10,76	45,16	25,96	11,74	0,42	4,71	0,13	0,13	99,39
383	0,40	11,76	44,02	27,69	11,85	0,43	3,86	0,15	0,18	100,34

**Додаток**

*Закінчення табл. Д.5*

Номер аналізу	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
384	0,43	11,22	43,89	27,86	12,51	0,42	3,75	0,61	0,10	100,79
385	0,45	11,17	43,79	25,89	13,42	0,43	4,95	0,30	0,18	100,58
386	0,39	11,64	43,76	26,09	12,69	0,45	4,81	0,20	0,11	100,14
387	0,46	11,35	43,17	28,20	13,53	0,53	3,64	0,10	0,15	101,13
388	0,42	11,81	42,60	26,95	12,66	0,47	4,11	0,18	0,13	99,33
389	0,41	11,63	42,40	26,28	13,68	0,31	4,71	0,16	0,09	99,67
390	0,55	10,73	40,85	28,44	16,43	0,47	3,08	0,34	0,09	100,98
391	0,39	8,11	45,62	27,06	14,98	0,40	3,98	0,18	0,12	100,84
392	0,50	10,17	42,24	26,35	16,84	0,45	3,94	0,26	0,14	100,89
393	0,50	10,80	42,82	25,97	15,94	0,50	4,06	0,24	0,17	101,00
394	0,32	7,34	48,44	26,55	13,07	0,46	4,07	0,29	0,16	100,70
395	0,35	10,36	44,60	25,92	12,14	0,39	4,46	0,28	0,12	98,62
396	0,40	9,86	43,95	26,86	12,98	0,48	3,68	0,43	0,10	98,74
397	0,74	7,53	43,51	27,17	16,58	0,46	3,75	0,39	0,15	100,28
398	0,42	9,89	43,42	26,78	13,91	0,38	4,04	0,16	0,11	99,11
399	0,38	11,18	42,98	26,82	13,17	0,40	4,11	0,29	0,09	99,42

П р и м і т к а: н.в. — не визначали. Зірочкою позначено вміст Fe<sub>зг</sub>.



# З М І С Т

---

ПЕРЕДМОВА .....	5
Р О З Д І Л 1. ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ ОРЕОЛІВ АЛМАЗУ І ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ .....	7
Р О З Д І Л 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ОСАДОВОГО ХОХЛА .....	11
Р О З Д І Л 3. ОРЕОЛИ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ В ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДАХ .....	16
Р О З Д І Л 4. АЛМАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ І ТИПОМОРФІЗМ АЛМАЗІВ .....	32
4.1. Алмазонасність теригенних відкладів .....	32
4.2. Типоморфні особливості алмазів .....	37
4.2.1. Алмази із відкладів полтавської серії .....	37
4.2.2. Алмази із відкладів балтської світи .....	42
Р О З Д І Л 5. ТИПОМОРФІЗМ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ ІЗ ОРЕОЛІВ .....	46
5.1. Піропи і піроп-альмандини .....	46
5.1.1. Хімічний склад .....	47
5.1.2. Оптико-спектроскопічні та колориметричні параметри .....	50
5.1.3. Елементи-домішки .....	54
5.1.4. Мінеральні включення в піропах .....	62
5.2. Хромшпінеліди .....	69
5.2.1. Кристаломорфологічні та типохімічні особливості хромшпінелідів із кімберлітів і ксенолітів споріднених з ними глибинних порід .....	69
5.2.2. Хромшпінеліди із ореолів південно-західної частини щита .....	71
5.2.3. Мінеральні включення в хромшпінелідах із балтських відкладів Немирівського ореола .....	82
5.2.4. Високохромисті хроміти із теригенних відкладів західної частини щита .....	88
5.3. Хромдіопсид .....	92
5.4. Магнезійний ільменіт .....	99
Р О З Д І Л 6. КОРИННІ ДЖЕРЕЛА ЖИВЛЕННЯ ОРЕОЛІВ .....	110
6.1. Області живлення алмазонасних Тарасівського і Зеленоярського титаноцирконієвих розсіпів .....	110
6.2. Реальні та ймовірні корінні джерела алмазів і їх мінералів-супутників .....	117
6.2.1. Корінні джерела алмазів імпактного типу .....	117
6.2.2. Ймовірні корінні джерела алмазу і його супутників для ореолів західної частини щита .....	118
6.3. Корінні джерела надходження хромшпінелідів в ореоли .....	120
Р О З Д І Л 7. ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ОРЕОЛІВ АЛМАЗУ І ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ .....	127
ЗАКЛЮЧЕННЯ .....	140
SUMMARY .....	142
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ .....	144
ДОДАТОК .....	150

# CONTENTS

---

INTRODUCTION .....	5
<b>CHAPTER 1. THE HISTORY OF STUDY OF DIAMOND'S AUREOLES AND ACCOMPANYING MINERALS .....</b>	<b>7</b>
<b>CHAPTER 2. GEOLOGICAL STRUCTURE OF SEDIMENTARY COVER .....</b>	<b>11</b>
<b>CHAPTER 3. THE AUREOLES OF DIAMOND'S ACCOMPANYING MINERALS IN TERRIGENOUS DEPOSITS .....</b>	<b>16</b>
<b>CHAPTER 4. DIAMOND CONTENT OF TERRIGENOUS DEPOSITS AND DIAMOND TYPOMORPHISM .....</b>	<b>32</b>
4.1. Diamond content of terrigenous deposits .....	32
4.2. Typomorphic characteristics of diamonds .....	37
4.2.1. Diamonds from the Poltava series deposits .....	37
4.2.2. Diamonds from the Baltic suite deposits .....	42
<b>CHAPTER 5. THE TYPOMORPHISM OF ACCOMPANYING MINERALS OF DIAMONDS FROM AUREOLES .....</b>	<b>46</b>
5.1. Pyropes and pyrope-almandines .....	46
5.1.1. Chemical composition .....	47
5.1.2. Optical-spectroscopic and colorimetric parameters .....	50
5.1.3. Admixture elements .....	54
5.1.4. Mineral inclusions in pyropes .....	62
5.2. Chromspinellides .....	69
5.2.1. Crystallomorphological and typochemical characteristics of chromspinellides from kimberlites and xenoliths and related abyssal rocks .....	69
5.2.2. Chromspinellides from aureoles of south-western part of the Shield .....	71
5.2.3. Mineral inclusions in chromspinellides from Baltic sediments of Nemyriv aureole .....	82
5.2.4. High-chrome chromites from terrigenous deposits of western part of the Shield .....	88
5.3. Chromdiopside .....	92
5.4. Magnesian ilmenite .....	99
<b>CHAPTER 6. INDIGENOUS NUTRITION SOURCES OF AUREOLES .....</b>	<b>110</b>
6.1. Regions of feeding of titanium-zirconium diamond placers Tarasivske and Zele- noyarske .....	110
6.2. Real and possible indigenous sources of diamonds and their accompanying minerals .....	117
6.2.1. Indigenous sources of impact-type diamonds .....	117

## Contents

---

6.2.2. Possible indigenous sources of diamonds and their accompanying minerals in aureoles of the western part of the Shield .....	118
6.3. Indigenous sources of chromspinellides in aureoles .....	120
<b>CHAPTER 7. PALEOGEOGRAPHICAL FORMATION CONDITIONS OF DIAMOND AUREOLES AND ITS ACCOMPANYING MINERALS .....</b>	<b>127</b>
CONCLUSIONS .....	140
SUMMARY .....	142
REFERENCES .....	144
APPENDIX .....	150

Наукове видання

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

ЦИМБАЛ Юрій Степанович

**ТИПОМОРФІЗМ АЛМАЗУ  
ТА ЙОГО МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ  
З ОСАДОВИХ ПОРІД  
ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ  
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Київ, Науково-виробниче підприємство  
«Видавництво “Наукова думка” НАН України», 2014

Художнє оформлення Л. А. Боровської  
Художній редактор І. П. Савицька  
Технічний редактор Т. С. Березяк  
Коректор Л. Г. Бузіашвілі  
Оператори В. Г. Каменькович, І. А. Сухиня  
Комп’ютерна верстка О. І. Фуженко

Підп. до друку 08.10.2014. Формат 70×100/16. Папір офс. № 1.  
Гарн. Таймс. Друк офс. Фіз.-друк. арк. 13,0 + 1,0 арк. вкл. на крейд. пап.  
Ум.-друк. арк. 18,2. Ум. фарбо-відб. 22,75.  
Обл.-вид. арк. 18,0. Тираж 150 прим. Зам. № 14—500

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

ПАТ “Віпол”  
03151 Київ 151, вул. Волинська, 60  
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру  
серія ДК № 4404 від 31.08.2012 р.