

КЕРСУТИТ У ПОРОДАХ ПРИАЗОВ'Я (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ): ПЕТРОЛОГІЧНИЙ АСПЕКТ

В.О. Гаценко¹

E-mail: vera.gatsenko@ukr.net, <https://orcid.org/0000-0002-3229-3907>

С.І. Курило²

E-mail: kurylo.sergiy@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-4466-6851>

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, просп. акад. Палладіна, 34, Київ, Україна

² Інститут наук про ремлю, Словацька академія наук
97411, Думбієрська, 1, Банська Бистриця, Словаччина

Викладено результати нових досліджень керсутитів із лампрофірів Покрово-Кириївського масиву Приазов'я (Український щит), здійснено порівняння мінерало-петрографічних і хімічних особливостей керсутитів із лампрофірів з керсутитами з інших дайкових (мікрогаброїдів) та плутонічних (піроксенітів) порід цього масиву, камптонітів Хлібодарівського кар'єру та піроксенітів Хомутовського масиву. Порівняно кристалохімічні характеристики досліджуваних керсутитів з такими іншими амфіболів Приазов'я. За хімічними складом керсутитів оцінено *PT*-умови їх утворення в мафічних породах Приазов'я. Основними особливостями хімічного складу керсутиту з керсутитових лампрофірів ПКМ є невисокий вміст TiO_2 (4,3–5,8 %; що відповідає 0,5–0,68 ф. о.) та Al_2O_3 (до 11,4 %). За невисоким вмістом глинозему до них подібні керсутити з афірового габроїду і піроксеніту ПКМ. Керсутитам з інших порід Приазов'я властивий вищий вміст глинозему (більший за 12,3 %, частіше — за 13 %). Вибірка керсутитів із лампрофірів ПКМ не є однорідною, що свідчить про варіації умов утворення порід. Більшості досліджених керсутитів Приазов'я характерна магнезійність вища за 0,55. Винятком є ферокерсутит із мегакристалів камптонітів Хлібодарівки ($\#Mg = 0,43$). Переважній більшості керсутитів Приазов'я властивий високий вміст лугів (понад 3 %). За кристалохімічними характеристиками керсутити Приазов'я суттєво відрізняються від інших амфіболів району. Утворенню керсутиту з мафічних порід Приазов'я відповідають умови високої фугитивності кисню, ферокерсутит з камптонітів Хлібодарівки утворився за його середньої фугитивності.

Ключові слова: керсутит, лампрофір, мафітові дайки, піроксеніти, Покрово-Кириївський масив, камптоніти Хлібодарівського кар'єру, Приазов'я.

Вступ. Амфібол з підвищеним вмістом титану — керсутитова рогова обманка, далі — керсутит, є малопоширеним мінералом як в породах Українського щита (УЩ), так і світу. У монографії, присвяченій мінералогії Приазов'я [14], згадано тільки керсутит із камптонітів в районі с. Хлібодарівка з посиланням на роботу [16]. На даний час хімічний склад керсутиту з камптонітової дайки Хлібодарівського кар'єру виміряний за допомогою мікрозондового аналізу [12].

У Приазовському мегаблоці УЩ, де досить поширені інтрузивні сублужні мафічні породи, керсутит згадано в описі цих порід, найчастіше

піроксенітів [15], але діагностика мінералу ґрунтується тільки на його оптичних характеристиках. У згаданій монографії наведено оптичні та хімічні характеристики лише керсутитів з піроксенітів Хомутовського масиву за [8].

Нещодавно один з авторів детально дослідив керсутитові лампрофіри* Покрово-Кириївського масиву (ПКМ) Приазов'я [4]. У цих породах керсутит є головним породоутворювальним мінералом. У роботі [4] порівняно керсутити із Приазов'я (з лампрофірів ПКМ

* З таким визначенням і назвою цієї породи не погоджується заступник головного редактора С.Г. Кривдік.

і камптонітів Хлібодарівки) з керсутитами ультрамафітів і камптонітів Новоукраїнського дайкового поля Інгульського мегаблоку УЩ [3, 13]. У цій статті викладено результати порівняння керсутитів Приазов'я між собою і з подібними амфіболами світу.

Амфіболи є чутливими індикаторами *PT*-умов утворення порід, а хімічний склад керсутиту як високотемпературного мінералу може відображати склад вихідних магм. Дослідження цього високотитанистого амфіболу надає важливу петрологічну інформацію, яку ми спробували розшифрувати.

Метою цієї роботи визначення типоморфних ознак керсутитів з інтрузивних утворень, Покрово-Кириївського масиву (ПКМ), з'ясування інформативності цих ознак для оцінки *PT*-умов кристалізації керсутитвмісних порід.

Методика досліджень. Дослідження виконано за ядерним матеріалом глибоких свердловин 36 та 34, пробурених в ПКМ. Цей матеріал був люб'язно наданий професору С.Г. Кривдіку начальником Приазовської комплексно-геологічної партії С.М. Стрекозовим.

Петрографічне вивчення шліфів виконано в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (ІГМР, м. Київ) за допомогою оптичного поляризаційного мікроскопу *ECLIPSE LV100POL (Nikon)*. Мікрозондові дослідження хімічного складу керсутитів з керсутитових лампрофірів — на рентгенівському мікроаналізаторі *JXA-8520F (JEOL, Японія)*, оснащеному п'ятьма спектрометрами з хвильовою дисперсією (*WDS*) в Інституті природничих наук Словацької академії наук (відділення у м. Банська Бистриця).

Хімічний склад керсутитів з інших дайкових порід і піроксенітів виміряний в ІГМР за допомогою рентгенівського мікроаналізатора *JXA-733 (JEOL, Японія)* та растрового електронного мікроскопа *JSM-6700F*, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу *JED-2300 (JEOL, Японія)*.

Хімічний склад та мінералого-петрографічні характеристики керсутиту з Хлібодарівського кар'єру взято з публікації [12] (зразок 6 — мікрозондові дослідження, ІГМР, аналітики І.М. Бондаренко, Л.І. Канунікова). Хімічний склад керсутитів з піроксенітів Хомутовського масиву — зі статті [8].

Геологічне положення керсутитвмісних порід. Девонський Покрово-Кириївський масив (ПКМ) розташований у східному Приазов'ї, в зоні зчленування Приазовського мегаблоку Українського щита (УЩ) та складчастої структури Донбасу. Масив складений повнокристалічними сублужними інтрузивними мафіт-ультрамафітовими породами (піроксентами та габроїдами) девонського віку, які віднесено до приазовського (D_{2-3pr}) комплексу, та лужними породами — нефеліновими сієнітами і маліньїтами, що належать до покрово-кириївського комплексу (D_{3pk}). Ці породи інтродовані багатьма дайками від ультраосновного до середнього складу, які належать дайковому комплексу (D_3). Дайкові породи, згідно з [5], представлені мончикітами, камптонітами, діабазами, габро-діабазами, діабазовими порфіритами та трахідолеритовими порфіритами.

У ПКМ керсутит у невеликій кількості є в мафіт-ультрамафітових породах приазовського та дайкового комплексів, для лужних порід Покрово-Кириївського комплексу він не характерний, тут розвинуті Ca-Na амфіболи [9].

Тіла керсутитових лампрофірів були розкриті в забої свердловини 36, пробуреної в центральній частині ПКМ, на глибині 295,0 та 300,0 м, де вони проривають середньозернисті габроїди та піроксеніти приазовського комплексу (D_{2-3pr}). Також керсутити виявлено мікрозондовим аналізом в дайкових тілах ПКМ: порфірових амфібол-титаномангнетитових мікрогаброїдах (зр. 34-123,5), афірових мікрогаброїдах з флогопіт-титаномангнетит-клінопіроксеновою основною масою (зр. 36-236,2) та рудних піроксенітах (зр. 36-185,8).

Мінералого-петрографічна характеристика керсутитвмісних порід. Керсутитові лампрофіри — щільні, тонкозернисті породи з масивною текстурою та порфіровидною структурою. Структура основної маси мікролітова (рис. 1, а). Вона обумовлена наявністю мікролітів керсутиту, який тут є головним мінералом і складає 45—50 %. Також в основній масі порід наявні: низькотитанистий (TiO_2 до 6 %) титаномангнетит (25—30 %), ксеноморфний кислий плагіоклаз (альбіт $Ab_{90-98}Or_{0-1}An_{1-9}$ з зернами олігоклазу $Ab_{85-89}Or_{0-1}An_{10-15}$), хлорит, кальцит, титаніт, апатит. Порфірові вкрапленики спостерігаються у вигляді псевдоморфоз хлориту і тальку по мінералу, криста-

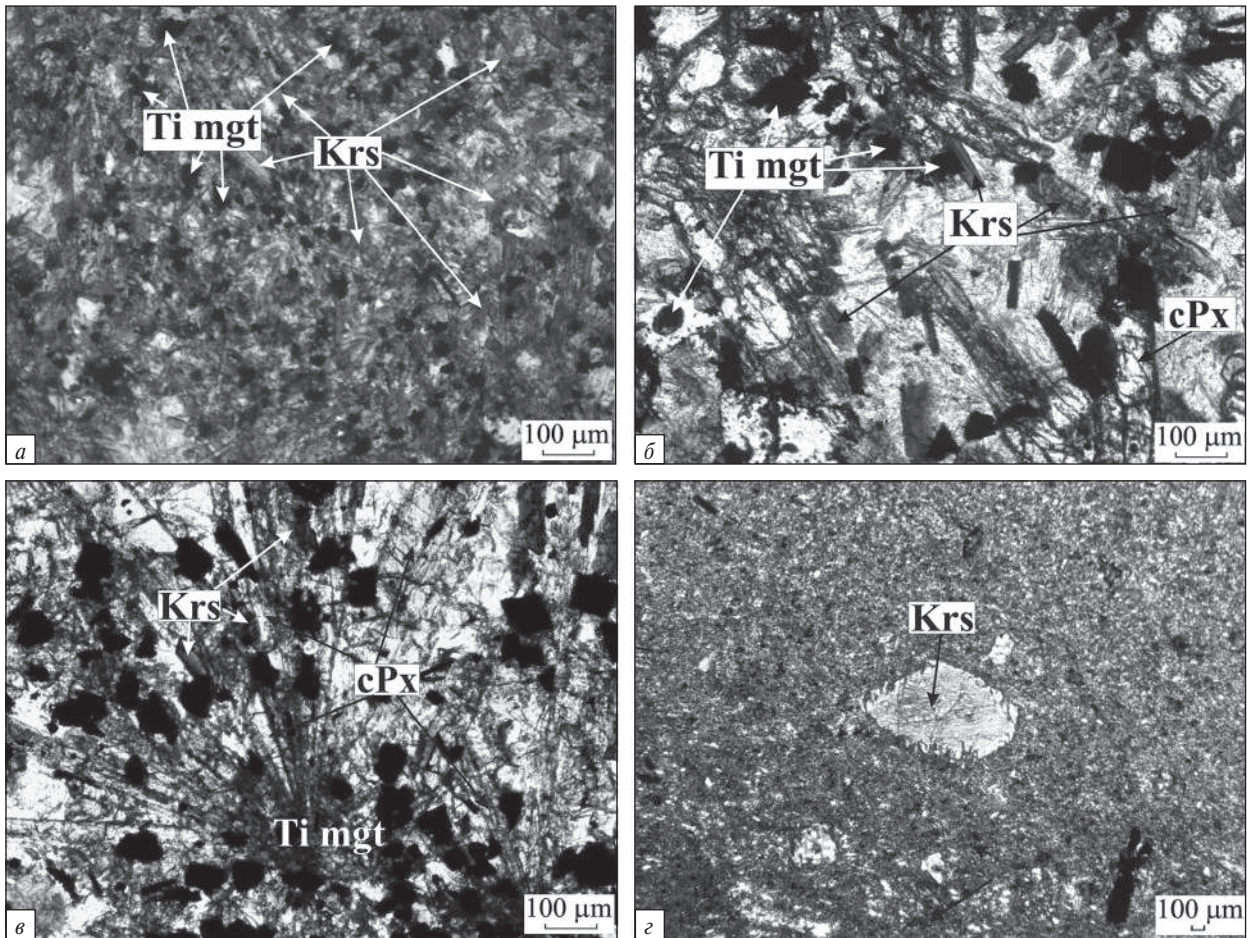


Рис. 1. Мікροструктурні особливості керсутитвмісних порід: *a* — мікроліти керсутиту (Krs) з основної маси керсутитового лампрофіру (зр. 36-295,0). Керсутит присутній як другорядний мінерал в основній масі порід: *б* — мікроліти керсутиту в основній масі порфірового амфібол-титаномagnetитового мікрогаброїду (зр. 34-123,5); *в* — поодинокі мікроліти амфіболу в флогопіт-титаномagnetит-клінопіроксеновій загальній масі афірового мікрогаброїду (зр. 36-236,2); *г* — крупний вкраплиник керсутиту з резорбованими гранями в мікрозернистій біотит-польовошпатовій основній масі (камптонітова дайкова порода з Хлібодарівського кар'єру). Скорочені назви мінералів: Ti mgt — титаномagnetит, cPx — клінопіроксен, Fsp — польовий шпат

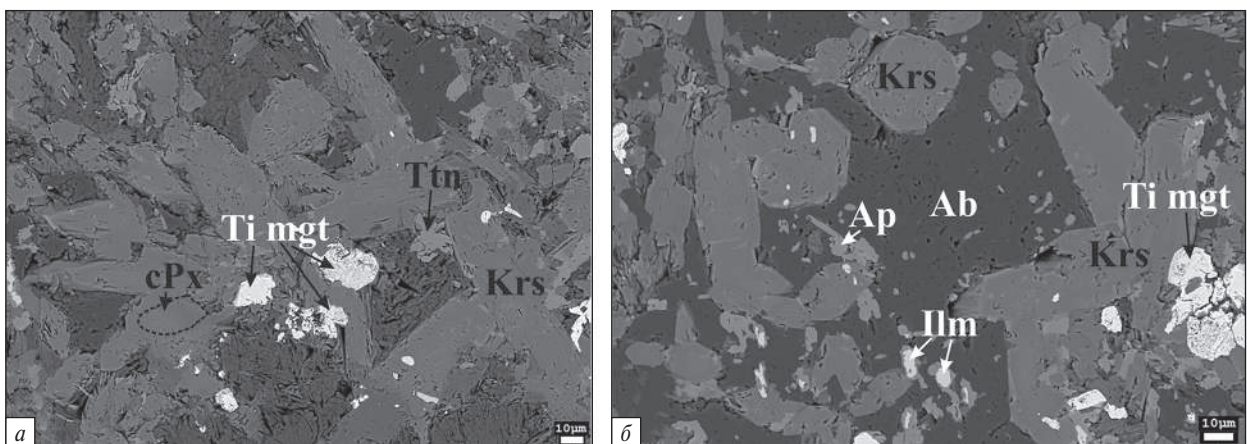


Рис. 2. Форми виділення керсутиту (Krs) в основній масі лампрофірів ПКМ і співвідношення його з іншими мінералами порід: *a* — скупчення та хрестовиді зростання гіпідіоморфних видовжених мікролітів керсутиту, зростання з титаномagnetитом (Ti mgt) та титанітом (Ttn), ксеноморфні альбіт (Ab) та, імовірно, хлорит. Зерно клінопіроксену (cPx) в керсутиті; *б* — керсутит у зростанні з апатитом, включення мікрозерен ільменіту (Ilm) в керсутиті

ли якого формою схожі на олівін. Детальний мінералого-петрографічний опис керсутитових лампрофірів ПКМ наведений у статті [4]. Останніми мікрозондовими дослідженнями в основній масі порід виявлено мікроскопічні зерна, які є включеннями у керсутиті. Це клінопіроксен, що за своїми хімічними характеристиками відповідає авгіту ($Wo_{42,9}En_{40,6}Fs_{16,5}$), та ільменіт (рис. 2).

Керсутит у лампрофірах утворює скупчення, хрестоподібні зростання видовжених табличок або розеткоподібні агрегати в основній масі породи (рис. 2). Тонкі видовжені зерна сягають 0,2 мм, але більшість призматичних лейст не більше 0,1 мм завдовжки, коефіцієнт видовження звичайно становить 5–10. Керсутиту притаманний різкий плеохроїзм від яскраво оранжево-коричневого за Ng до блідо-жовтого за Np і косе згасання 10–12°.

Порфірові амфібол-титаномагнетитові мікрогаброїди (зр. 34-123,5) ПКМ. Порфірові меланократові породи з крупними фенокристами та дрібнозернистою основною масою. Фенокристи представлені титанистим авгітом ($Wo_{37,1-45,8}En_{40,0-49,4}Fs_{9,8-14,4}$), який за вмістом MgO наближається до ендіопсиду, та олівіном, повністю заміщеним тальком. Основна маса породи складається з титанистого авгіту, за складом подібного до такого фенокристів ($Wo_{38,5-43,5}En_{43,9-47,6}Fs_{9,3-15,4}$), титаномагнетиту (TiO_2 до 20,3 %), кислого плагіоклазу ($Ab_{76,6-94,7}$), рогових обманок гастингситового та керсутитового складу (рис. 1, б). Є також небагато ільменіту, титаніту, поодинокі мікрозерна хроміту. Керсутит наявний у вигляді поодиноких мікролітів.

Афірові мікрогаброїди з масивною текстурою та мікролітовою структурою (зр. 36-236,2) ПКМ (рис. 1, в) складені гіпідіоморфним клінопіроксеном ($Wo_{40,6-47,5}En_{38,3-47,4}Fs_{10,3-14,6}$) ідіоморфним титаномагнетом (TiO_2 до 15,5 %), ксеноморфним кислим плагіоклазом ($Ab_{97,8-98,2}$) та високотитанистим флогопітом (TiO_2 до 6,3 %). Керсутит наявний у невеликій кількості у вигляді мікролітів, оптично відрізняється від флогопіту тільки за косим згасанням. Крім керсутиту, з амфіболів у породі зафіксовано також титанистий жедрїт.

Рудні піроксеніти (зр. 36-185,8) складаються з крупних кристалів клінопіроксену ($Wo_{42,0-44,5}En_{42,3-44,9}Fs_{11,2-14,7}$) і зерен олівіну, який повністю заміщений вторинними мінералами в

оточенні титаномагнетиту з включеннями ільменіту. Також у міжзерновому просторі та як включення у піроксені наявний високотитанистий флогопіт (TiO_2 до 7,2 %). Другорядними мінералами піроксенітів є керсутит, титаніт, хлорит, кальцит. В акцесорних кількостях є рутил. Польові шпати не виявлені. Для порід характерна сидеронітова структура та масивна текстура. Керсутит наявний у вигляді поодиноких ідіоморфних табличок у міжзерновому просторі піроксеніту та вигляді включень у піроксені.

Камптоніти Хлібодарівського кар'єру — порфірові породи з мікрозернистою основною масою та вкрапленниками клінопіроксену, титанистого біотиту, польового шпату, титаномагнетиту, олівіну (псевдоморфоз карбонату). Основна маса мікрозерниста, складається з біотиту, кислого плагіоклазу, кальциту, хлориту, магнетиту та апатиту.

Згідно з [1], мікровкрапленники складені авгітом ($Wo_{35,4-35,6}En_{50,9-52,6}Fs_{12,0-13,4}$), баркевікітом, серицитизованим андезином, ідингсит-серпентиновими псевдоморфозами по олівіну.

У породах наявні мегакристали розміром до 15 см, які займають 10–30 % їхнього об'єму. Вони представлені керсутитом, авгітом, лужним польовим шпатом, біотитом; другорядні — магнетит та апатит; рідкісні — олівін і ромбічний піроксен. У камптонітах Хлібодарівки також наявні глибинні ксеноліти [7]. Вони мають склад шпінель-керсутитової породи, серпентинизованого перидотиту, вебстериту, шпінель-клінопіроксенового кумулату.

Керсутит присутній в основній масі породи у вигляді мегакристалів іа кристалокластів, часто з резорбованими гранями (рис. 1, г).

Хімічний склад більшості керсутитів з лампрофірів, за даними мікрозондового аналізу (метод *WDS*) (табл. 1), мало варіює. Характерний мінливий вміст TiO_2 (від 4,3 до 5,8 %), що відповідає 0,5–0,68 ф. о. Ti , який є не надто високим для цього мінералу. Високий вміст MgO — до 13 %, вміст FeO перевищує 13 % в єдиній точці, а загалом коливається від 11,4 до 12,9 %, значення магnezіальності змінюється мало — від 0,62 до 0,68. За вмістом SiO_2 , Al_2O_3 , CaO та лугів вибірка керсутитів розділяється на дві групи. Для першої, більшої, характерні неви-

сокий вміст Al_2O_3 , CaO (до 11,4 і 11,9 % відповідно) та високий вміст лугів (3,8—4,0 %) (табл. 1). Вміст SiO_2 коливається у межах 38,0—39,8 % (рис. 3, а). До другої (далі група 2) віднесено більш кальцієві керсутити з підвищеним SiO_2 41,0—41,9, CaO 13,3—15,5 %, з меншим вмістом Al_2O_3 (8,9—9,9 %)

та лугів (2,2—2,7 %). Наявність цієї неоднорідності складу керсутитів у лампрофірах ми зафіксували у більшій кількості зерен у процесі дослідження цього мінералу методом *EDS* [4], тому ми не вважаємо точки замірів групи 2 випадковими. Але за вмістом TiO_2 амфіболи групи 2 також відповідають

Таблиця 1. Хімічний склад керсутитів з керсутитових лампрофірів (зр. 36-295,0)

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO_2 | 38,18 | 39,48 | 39,06 | 39,46 | 37,98 | 39,84 | 40,96 | 39,38 | 41,94 |
| TiO_2 | 5,25 | 4,97 | 4,46 | 4,68 | 5,79 | 5,44 | 4,33 | 4,97 | 4,81 |
| Al_2O_3 | 10,93 | 10,98 | 11,14 | 11,22 | 11,30 | 11,43 | 9,93 | 11,21 | 8,89 |
| FeO | 12,00 | 11,91 | 13,58 | 11,43 | 12,92 | 11,70 | 12,30 | 12,24 | 11,53 |
| MnO | 0,08 | 0,13 | 0,11 | 0,15 | 0,18 | 0,17 | 0,25 | 0,13 | 0,11 |
| MgO | 11,66 | 12,23 | 11,57 | 13,04 | 11,52 | 12,97 | 11,65 | 12,05 | 12,51 |
| CaO | 12,96 | 11,70 | 11,39 | 11,86 | 11,13 | 11,66 | 13,33 | 11,47 | 15,45 |
| Na_2O | 2,65 | 2,65 | 2,69 | 2,76 | 2,67 | 2,51 | 1,35 | 2,64 | 1,95 |
| K_2O | 1,11 | 1,11 | 1,04 | 1,23 | 1,17 | 1,25 | 0,90 | 1,22 | 0,75 |
| BaO | 0,04 | 0,14 | 0,03 | 0,10 | 0,14 | 0,16 | 0,07 | 0,09 | 0,09 |
| ZnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,06 | 0,00 | 0,05 |
| F | 0,22 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,23 | 0,09 |
| Cl | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Cr_2O_3 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Сума | 94,81 | 95,15 | 95,04 | 95,83 | 94,66 | 96,96 | 94,99 | 95,29 | 97,93 |
| <i>Формульні коефіцієнти (розрахунок на 23 атоми кисню)</i> | | | | | | | | | |
| Si | 5,92 | 6,05 | 6,03 | 6,00 | 5,89 | 5,97 | 6,28 | 6,04 | 6,26 |
| Al iv | 2,00 | 1,95 | 1,97 | 2,00 | 2,07 | 2,02 | 1,72 | 1,96 | 1,56 |
| Al vi | 0,00 | 0,04 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,06 | 0,00 |
| Ti | 0,61 | 0,57 | 0,52 | 0,54 | 0,68 | 0,61 | 0,50 | 0,57 | 0,54 |
| Fe^{3+} | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,05 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe^{2+} | 1,56 | 1,53 | 1,65 | 1,45 | 1,63 | 1,38 | 1,58 | 1,57 | 1,44 |
| Mn | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 2,70 | 2,79 | 2,66 | 2,96 | 2,66 | 2,90 | 2,66 | 2,75 | 2,78 |
| Zn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Ca | 2,15 | 1,92 | 1,88 | 1,93 | 1,85 | 1,87 | 2,19 | 1,88 | 2,47 |
| Na | 0,80 | 0,79 | 0,80 | 0,81 | 0,80 | 0,73 | 0,40 | 0,78 | 0,57 |
| K | 0,22 | 0,22 | 0,21 | 0,24 | 0,23 | 0,24 | 0,18 | 0,24 | 0,14 |
| Ba | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| F | 0,11 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,11 | 0,04 |
| Cl | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg# | 0,63 | 0,65 | 0,62 | 0,67 | 0,62 | 0,68 | 0,63 | 0,64 | 0,66 |

Примітка. Дослідження виконано на рентгенівському мікроаналізаторі *JXA-8520F (JEOL)*, що оснащений п'ятьма спектрометрами з хвильовою дисперсією (*WDS*) в Інституті природничих наук Словацької академії наук (відділення у м. Банська Бистриця). Аналітик С.І. Курило.

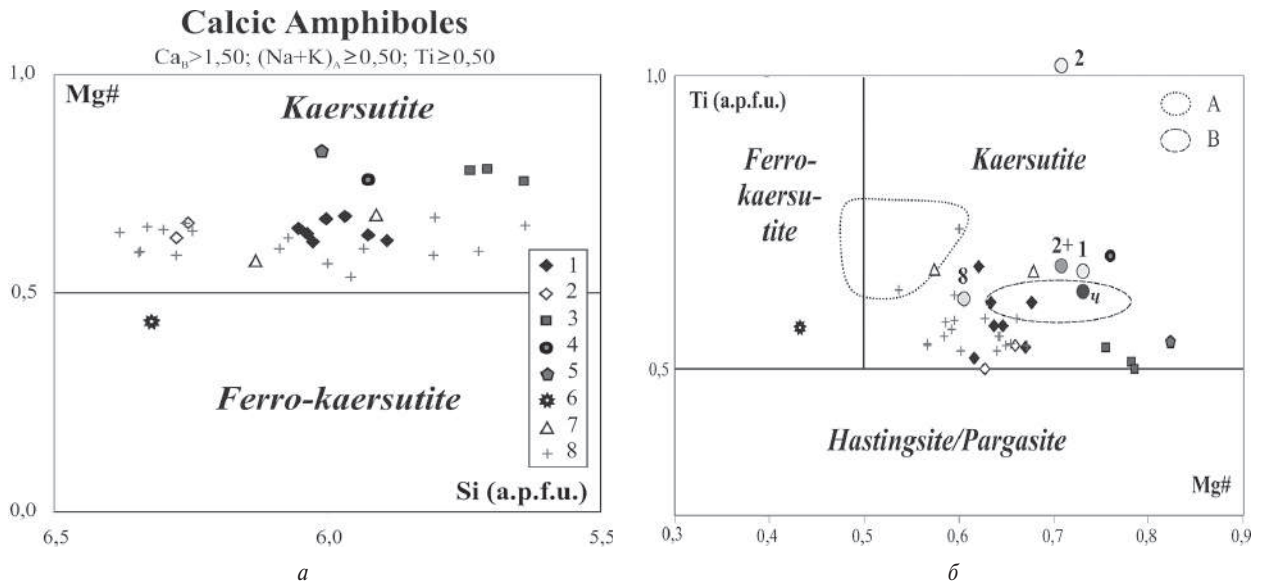


Рис. 3. Класифікація керсутитів з дайкових порід і піроксенітів Приазов'я: *a* — згідно [22]; *б* — розташування точок складу на діаграмі Ti-Mg# (Si, Ti — формульні коефіцієнти, $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$). Керсутит з: 1 — керсутитових лампрофірів ПКМ (зр. 36-295, 2 — теж, (група 2); з дайкових мікрогабродів ПКМ: 3 — порфірових амфібол-титаномагнетитових мікрогабродів (зр. 34-123,5); 4 — афірових мікрогабродів (зр. 36-236,2), 5 — рудних піроксенітів (зр. 36-185,8); 6 — камптонітів Хлібодарівського кар'єру [10], 7 — піроксенітів Хомутовського масиву [8], 8 — керсутитових лампрофірів ПКМ (EDS) за [4]. Поля розповсюдження керсутитів з ультрамафітів (А) та камптонітів (В) Новоукраїнського дайкового поля Інгульського мегаблоку [3, 13]. Фігуративні точки керсутитів світу з [6, 11], які є реперними для цього мінералу. Номери біля фігуративних точок відповідають таким у [6] (табл. 3)

керсутитам, хоча з найменшими значеннями ф. о. Ti (рис. 3, б).

Вміст Cr_2O_3 в керсутитах лампрофірів досить незначний ($\leq 0,05\%$), NiO — нижчий за чутливість приладу.

Обговорення результатів. На класифікаційній діаграмі кальцієвих амфіболів згідно з міжнародною номенклатурою для цих мінералів [22] фігуративні точки амфіболів з лампрофірів потрапляють у поле керсутиту (рис. 3, а). До цього ж поля належить переважна більшість керсутитових рогових обманок із мафічних порід Приазов'я. Винятком є ферокерсутит з мегакристалів камптонітів, магнезійність якого становить 0,43 (табл. 2). Але поля керсутитів із різних порід Приазов'я не перекриваються: найбільш магнезійні керсутити притаманні піроксенітам (0,82) та дайковим мікрогаброїдам (0,76) ПКМ. Керсутити з піроксенітів Хомутовського масиву характеризуються нижчою магнезійністю (0,68 у польовошпатових піроксенітів і 0,57 — рудних) і за цим параметром тяжіють до керсутитів із лампрофірів ПКМ. Очевидно, що керсутит із лампрофірів не є подібним до цього амфіболу з інших дайкових порід ПКМ. Також усім досліджу-

ваним дайковим утворенням Приазов'я властиві різні за хімічними характеристиками керсутитові рогові обманки.

Керсутити з лампрофірів групи 2 утворюють окреме поле, вони відрізняються від основної групи керсутитів лампрофірів за показником Si (ф. о.), але подібні за цим параметром до керсутиту камптонітів. За магнезійністю керсутити групи 2 подібні до основної групи керсутитів лампрофірів.

Керсутитам з порід Приазов'я (дайок та піроксенітів), притаманна більша мінливість складу, ніж піроксенам.

На діаграму Ti-#Mg (рис. 3, б) винесено фігуративні точки керсутитів Приазов'я, та, для порівняння, — області розповсюдження керсутитових амфіболів ультрамафічних дайок Новоукраїнського дайкового поля Інгульського мегаблоку [3, 13]: ультрамафітів (А) та камптонітів (В); фігуративні точки керсутитів світу з [6, 11], які є реперними для цього мінералу. Номери біля фігуративних точок відповідають таким в [6] (табл. 3).

Амфібол з гори Керсут що поблизу м. Умань, Гренландія (точка 2), за місцем знахідки якого названо мінерал, має високий вміст TiO_2 — 10,3 % [6] (табл. 3, ан. 2). Його фі-

гуративна точка потрапляє за межі діаграми (рис. 3, б). Однак, коли вміст TiO_2 в амфіболі з гори Керсут було перемеріано методом мікрозондового аналізу, то отримане значення (5,8 %, за даними Л.Г. Самойловича, наведено в [11]) виявилось досить звичайним для цього мінералу. На діаграмі $Ti - \#Mg$ (рис. 3, б) точка 2+ відповідає уточненому хімічному аналізу керсутита з г. Керсут [11], а фігуративна точка з позначкою *ч* — хіміч-

ному аналізу керсутиту з Чеського масиву (за даними Я. Ульриха [11], табл. 3), параметри елементарної комірки якого майже співпадають з такими гренландського керсутиту.

Як зазначено в статті [4], область поширення керсутитів лампрофірів за показниками $\#Mg - Ti$ ф. о. частково перекривається з полем камптонітів Новоукраїнського дайкового поля Інгульського мегаблоку [3], також до цієї області близькі керсутити з камптоніта,

Таблиця 2. Хімічний склад керсутитів Приазов'я, %

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO_2 | 42,34 | 38,53 | 38,17 | 37,60 | 39,58 | 40,67 | 40,12 | 40,44 |
| TiO_2 | 5,10 | 4,55 | 4,44 | 4,75 | 6,14 | 4,91 | 5,52 | 5,44 |
| Al_2O_3 | 13,89 | 13,60 | 13,32 | 13,84 | 11,34 | 11,15 | 12,95 | 12,27 |
| Fe_2O_3 | — | — | — | — | — | — | 2,16 | 5,16 |
| FeO | 15,34 | 13,62 | 13,11 | 13,56 | 10,14 | 12,57 | 8,46 | 7,49 |
| MnO | 0,18 | 0,12 | 0,27 | 0,26 | 0,14 | 0,17 | 0,2 | 0 |
| MgO | 6,55 | 11,94 | 12,43 | 11,80 | 13,81 | 13,25 | 12,52 | 9,55 |
| CaO | 10,09 | 10,11 | 10,18 | 10,24 | 10,19 | 11,84 | 12,43 | 11,74 |
| Na_2O | 2,47 | 2,60 | 3,21 | 3,04 | 3,27 | 0,00 | 2,9 | 2,84 |
| K_2O | 1,71 | 0,95 | 0,87 | 0,89 | 1,28 | 1,37 | 1,33 | 1,27 |
| Cr_2O_3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,11 | 0,08 | 0 | 0 |
| H_2O^- | — | — | — | — | — | — | 0,18 | 0,25 |
| Сума | 97,67 | 96,00 | 96,00 | 96,00 | 96,00 | 96,00 | 96,00 | 96,00 |
| <i>Формульні коефіцієнти (розрахунок на 23 атоми кисню)</i> | | | | | | | | |
| Si | 6,33 | 5,74 | 5,71 | 5,64 | 5,93 | 6,01 | 5,91 | 6,13 |
| Al iv | 1,67 | 2,26 | 2,29 | 2,36 | 2,00 | 1,94 | 2,09 | 1,87 |
| Al vi | 0,77 | 0,13 | 0,06 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,16 | 0,32 |
| Ti | 0,57 | 0,51 | 0,50 | 0,54 | 0,69 | 0,55 | 0,61 | 0,62 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Fe^{3+} | 0,00 | 0,96 | 0,88 | 0,85 | 0,29 | 0,93 | 0,00 | 0,00 |
| Fe^{2+} | 1,92 | 0,74 | 0,76 | 0,86 | 0,98 | 0,62 | 1,31 | 1,60 |
| Mn | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,00 |
| Mg | 1,46 | 2,65 | 2,77 | 2,64 | 3,08 | 2,92 | 2,75 | 2,16 |
| Ca | 1,62 | 1,61 | 1,63 | 1,65 | 1,63 | 1,87 | 1,96 | 1,91 |
| Na | 0,71 | 0,75 | 0,93 | 0,89 | 0,95 | 0,00 | 0,83 | 0,84 |
| K | 0,33 | 0,18 | 0,17 | 0,17 | 0,24 | 0,26 | 0,25 | 0,25 |
| Mg# | 0,43 | 0,78 | 0,79 | 0,76 | 0,76 | 0,82 | 0,68 | 0,57 |

Примітки: заміри 2–6 нормовано до 96 %. Керсутити з камптонітів Хлібодарівського кар'єра (1) за [10]; ПКМ: 2–4 — порфірових амфібол-титаномagnetитових мікрогаброїдів (зр. 34-123,5); 5 — афірових мікрогаброїдах з флогопіт-титаномagnetит-клінопіроксеновою основною масою (зр. 36-236,2); 6 — рудного піроксеніту (зр. 36-185,8); піроксенітів Хомутовського масиву за [7]; 7 — польовошпатових, 8 — рудних. Прилади: 2–4 — рентгенівський мікроаналізатор JXA-733 (JEOL, Японія), (EDS), ІГМР НАН України, аналітик В.О. Гаценко, 5 — растровий електронний мікроскоп JSM-6700F, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300 (JEOL, Японія), в ІГМР, аналітик О.А. Вишневський, 6 — рентгенівський мікроаналізатор JXA-733 (JEOL, Японія), (EDS), ІГМР НАН України, аналітик С.І. Курило, 7–8 — результати силікатного аналізу монофракцій керсутиту.

Скергарду. Найвищі значення TiO_2 серед порід Приазов'я виявлені в керсутитах дайкових афірових мікрогаброїдів (6,1 %) і піроксенітів Хомутовського масиву (до 5,5 %). В одній точці вимірювання в керсутитах лампрофірів отримано вміст TiO_2 5,8 %. Зазначимо, що найвищі значення вмісту двооксиду титану в керсутитах, які ми розглядаємо, виміряні методом мікрозондового аналізу (наголошуємо на цьому), належали амфіболам з ультрамафітів Новоукраїнського дайкового поля (до 6,9 %) [3, 13].

Особливості розподілу інших головних оксидів у керсутитах з мафічних порід Приазов'я проілюстровано подвійними діаграмами (рис. 4). Найбільший вміст Al_2O_3 притаманний ферокерсутиту мегакристалів камптонітів Хлібодарівки (13,9 %) та керсутитам з порфірових амфібол-титаномагнетитових мікрогаброїдів ПКМ (13,3–13,8 %), перший, на діаграмі $Al_2O_3-TiO_2$ подібний до керсутиту порід Чеського масиву (рис. 4, а). Менший вміст глинозему — в керсутитах із піроксенітів Хомутовського масиву (до 13,0 %), які є подібним до такого в ультрамафічних дайкових породах Інгульського мегаблоку. Як зазначено вище, вміст глинозему в керсутитах лампрофірів ПКМ невисокий і досить сталий для більшої частини точок замірів, до них тяжіють також керсутити з афірових мікрогаброїдів та піроксенітів ПКМ.

Більшості керсутитів із порід Приазов'я властивий високий вміст лугів (вище 3 %, в ферокерсутиті з камптонітів Хлібодарівки — вищий за 4 %), на відміну від керсутитів з порід Новоукраїнського дайкового поля, в яких цей показник не перевищує 3 % (рис. 4, б). Також більшості керсутитів з порід Приазов'я притаманний підвищений вміст MgO (до 13,8 %) і, одночасно, FeO (до 13,6 %) (рис. 4, в). Магnezіальність керсутитів із порід Приазов'я досить висока — 0,62–0,82, за винятком керсутиту з рудних піроксенітів Хомутовського масиву (0,57 %). Відмінним є ферокерсутит з мегакристалу камптонітів Хлібодарівки, який своїм невисоким вмістом MgO (6,6 %) суттєво відрізняється від усіх досліджуваних керсутитів Приазов'я і Новоукраїнського дайкового поля. Навіть низькомагnezіальні керсутити з ультрамафітів Новоукраїнського дайкового поля мають як мінімум на 2 % вищий вміст оксиду магнію.

Також ми спробували порівняти кристалохімічні характеристики керсутитів Приазов'я з такими інших амфіболів району, використовуючи діаграми з монографії, присвяченої мінералогії Приазов'я [14]. На рис. 5 представлені спрощені нами діаграми розподілу $Al_{IV}-Al_{VI}$ (а) та відношення Al_{IV} до $Fe^{3+} + Al_{VI} + Ti$ (б) за [14], з винесеними фігуративними точками керсутитів. На обох діаграмах керсутити займають окреме положення і майже не перекриваються з полями

Таблиця 3. Хімічний склад керсутиту з керсутитвмісних порід світу за [6, 10] (силікатний аналіз монофракцій мінералу), %

| Компонент | 1 | 2 | 8 | 2+ | χ |
|-----------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO_2 | 41,46 | 39,5 | 39,2 | 39,8 | 40,61 |
| TiO_2 | 5,7 | 10,33 | 4,88 | 5,79 | 5,17 |
| Al_2O_3 | 14,24 | 11,12 | 13,25 | 15,66 | 14,09 |
| Fe_2O_3 | 3,32 | 0,06 | 2,97 | 0,06 | 3,22 |
| FeO | 5,7 | 9,44 | 10,49 | 9,44 | 7,82 |
| MnO | 0,08 | 0,1 | 0,17 | 0,1 | 0,14 |
| MgO | 13,68 | 12,9 | 11,57 | 12,9 | 13,07 |
| CaO | 11,62 | 10,91 | 12,59 | 10,91 | 11,56 |
| Na_2O | 2,29 | 3,82 | 2,68 | 3,82 | 2,44 |
| K_2O | 1,72 | 1,43 | 0,88 | 1,43 | 0,95 |
| H_2O^+ | 0,12 | 0,59 | 1,17 | 0,59 | 0,64 |
| H_2O^- | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0,05 |
| F | 0,42 | 0 | 0 | 0 | 0,14 |
| Сума | 100,35 | 100,2 | 99,87 | 100,5 | 99,9 |

Формульні коефіцієнти (розрахунок на 23 атоми кисню)

| | | | | | |
|-----------|------|------|------|-------|------|
| Si | 5,94 | 5,76 | 5,84 | 5,74 | 5,87 |
| Al_{IV} | 2,06 | 1,91 | 2,16 | 2,263 | 2,13 |
| Al_{VI} | 0,35 | 0,00 | 0,16 | 0,40 | 0,27 |
| Ti | 0,62 | 1,13 | 0,55 | 0,63 | 0,56 |
| Fe^{3+} | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,30 |
| Fe^{2+} | 1,08 | 1,16 | 1,68 | 1,15 | 1,04 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| Mg | 2,92 | 2,80 | 2,57 | 2,77 | 2,82 |
| Ca | 1,79 | 1,70 | 2,01 | 1,69 | 1,79 |
| Na | 0,64 | 1,08 | 0,77 | 1,07 | 0,68 |
| K | 0,32 | 0,27 | 0,17 | 0,26 | 0,18 |
| Mg# | 0,73 | 0,70 | 0,60 | 0,70 | 0,73 |

Примітка. Керсутит з [6]: 1 — камптоніту Воулдер-Дам, Арізона, 2 — зразка з гори Керсут, Гренландія, 8 — меланократового камптоніту, Скергард, східна Гренландія; [10]: 2+ — те ж, що й 2 (SiO_2 і TiO_2 виміряні мікрозондовим аналізом), χ — з Чеського масиву.

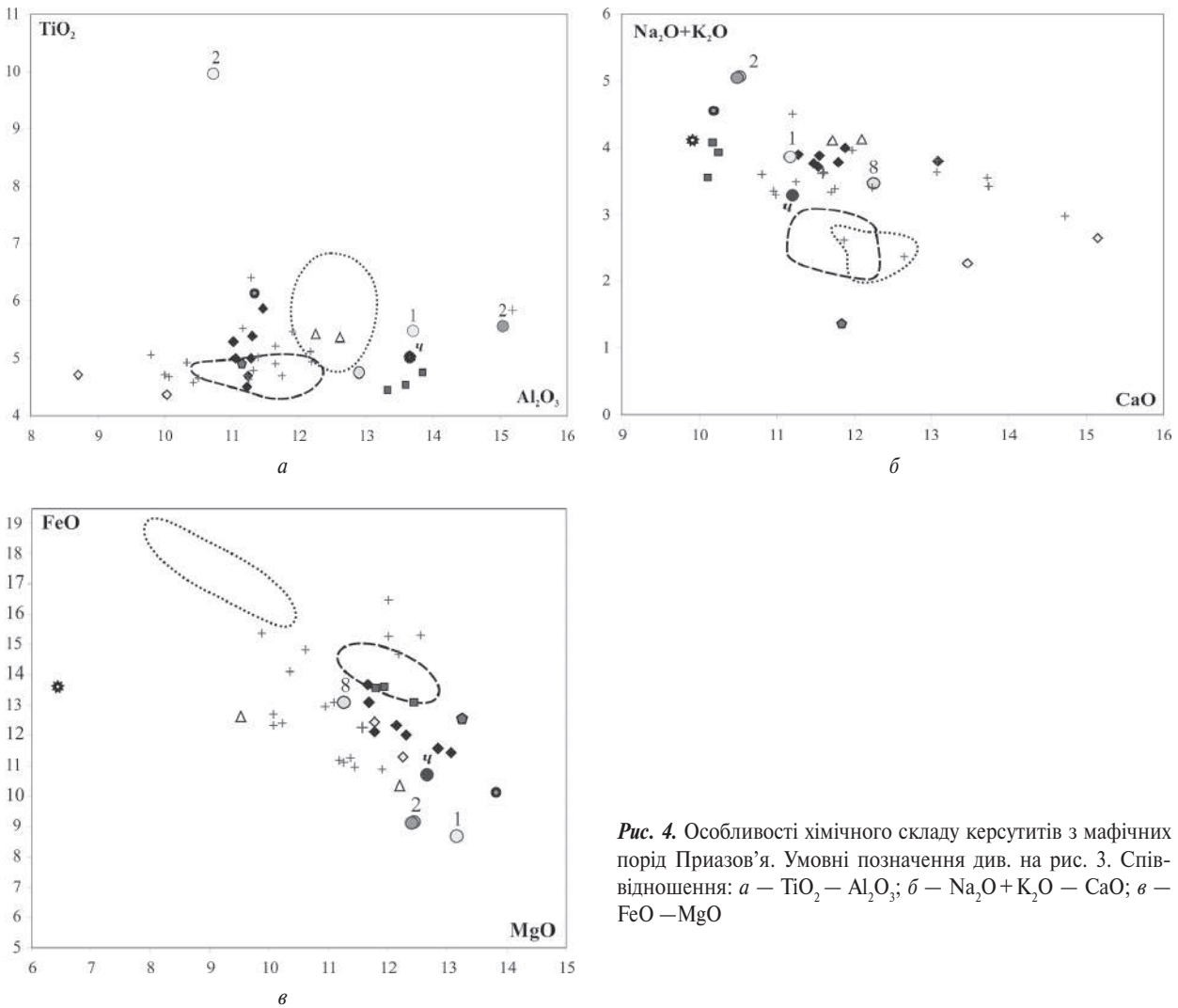


Рис. 4. Особливості хімічного складу керсутитів з мафічних порід Призов'я. Умовні позначення див. на рис. 3. Співвідношення: *a* — $TiO_2 - Al_2O_3$; *б* — $Na_2O + K_2O - CaO$; *в* — $FeO - MgO$

інших амфіболів. За високими значеннями коефіцієнта Al_{IV} керсутити потрапляють у поля гранулітової фації метаморфізма — найвищих значень температури та тиску утворення амфіболів. Більшість керсутитів на цих діаграмах створюють компакте поле, але ферокерсутит з камптонітів Хлібодарівки відокремлюється від інших. На діаграмі відношення Al_{IV} до $Fe^{3+} + Al_{VI} + Ti$ (*б*) він потрапляє в поле низькотитанистих амфіболів.

Термобарометрична реконструкція. Для оцінювання умов утворення керсутитових лампрофірів та інших керсутитвмісних порід було використано ряд геобарометрів, показники яких залежать від вмісту Al_2O_3 в амфіболах. Тиск утворення керсутиту з основної маси лампрофірів за геобарометром [20] дорівнює, кбар: 6,1–6,5, [21] — 6,4–6,9, [24] — 6,4–6,8, для амфіболів з по-

нижним вмістом глинозему, кбар: 3,9–5,1; 4,0–5,4; 4,4–5,5 відповідно. Але ці значення є занадто високими для гіпабісальних порід. Можливо це зумовлено специфічним складом керсутиту, відмінного від типових амфіболів, для яких розроблено цей геобарометр.

Утворення мегакристалів ферокерсутиту з камптонітів Хлібодарівського кар'єру відбувалося в умовах підвищеного тиску, кбар: 8,5 [20], 9,1 [21], 8,7 [24].

У роботі [1] умови кристалізації мегакристалів авгіту з камптонітів визначено такими: P — 10–18 кбар, T — 1150–1300 °С. Кристалізація мегакристалів лужного польового шпату, згідно з [2] відбувалася за нижчих PT -умов — P_{H_2O} — 1,8 кбар, T — 850 °С.

Температуру кристалізації керсутитових лампрофірів оцінено за парою мінералів керсутит — плагіоклаз. Оскільки плагіоклаз у породах зазнав альбітизації, для розра-

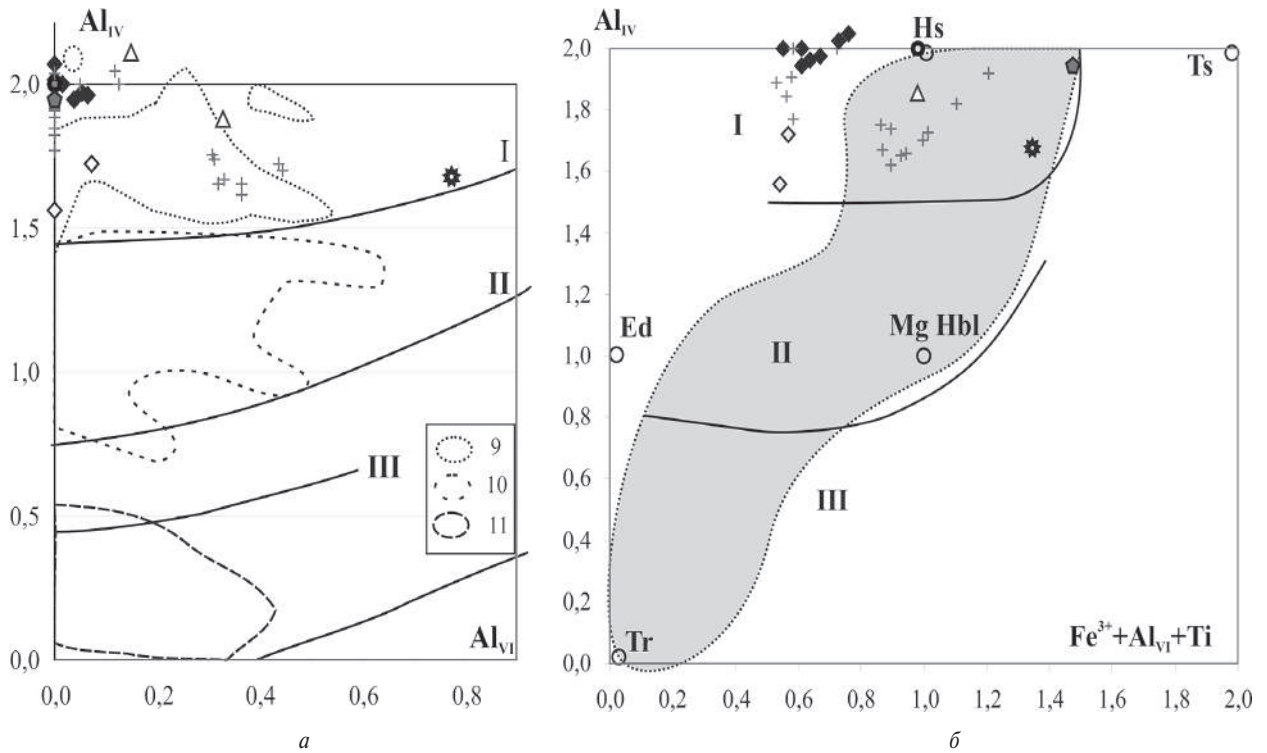


Рис. 5. Положення фігуративних точок хімічного складу (ф.о.) керсутитів порівняно з іншими амфіболами Приазов'я на діаграмах (за [14]): *a* — розподілу Al_{IV} — Al_{VI} , *б* — відношення Al_{IV} до $Fe^{3+} + Al_{VI} + Ti$. Умовні позначення: 1—8 — див. рис. 3; 9—11 — поля розповсюдження амфіболів Приазов'я (9 — чермакітова рогова обманка, чермакіт, гастингсит, ферогастингсит, феропаргасит, тараміт, 10 — магнезійна та еденітова рогові обманки, 11 — актиноліт-тремоліт, рибекіту, магнезійний арфведсоніт). Поля фацій метаморфізму: I — гранулітова, II — амфіболітова, III — епідот-амфіболітова. На фрагменті *б*: мінерали — Tr — тремоліт, Ed — еденіт, Mg Hbl — магнезійна рогова обманка, Hs — гастингсит; сірим кольором позначене поле амфіболів Приазов'я

хунків було використано плагіоклаз з найменшим значенням *Ab* міналу (*Ab* — 84,7). Розраховане значення температури кристалізації досліджуваних дайкових порід дорівнює 796—825 °C за [18]. Водночас, основність первинного плагіоклазу могла бути і вищою. Для уникнення помилки, пов'язаної з проблемою альбітізації плагіоклазу, ми використали мономінеральний амфіболовий геотермометр [23], який базується на вмісті TiO_2 в амфіболі, але отримані значення температури вважаємо завищеними. У цьому переконують температури утворення біотиту, розраховані за мономінеральним біотитовим геотермометром (вміст TiO_2 в біотиті) [19] для біотитвмісних порід — афірових мікрогаброїдів і піроксенітів ПКМ, які логічніше корелюють з даними, отриманими за допомогою амфібол-плагіоклазового термометра. Ураховуючи все вищесказане, зазначимо, що питання оцінювання тиску та температури кристалізації керсутитів Приазов'я поки ще залишається відкритим.

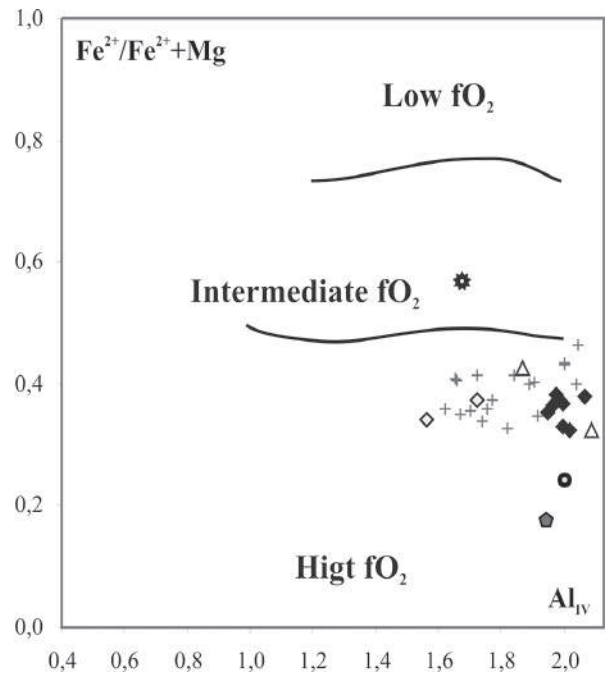


Рис. 6. Відношення $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ до Al_{IV} в керсутитах з дайкових порід, піроксенітів ПКМ та камптонітів Хлібодарівки з полями фугитивності кисню за [17]. Умовні позначення див. рис. 3

Згідно з [17], керсутит у мафітових породах Приазов'я утворився за умов високої фугітивності кисню (рис. 6). Ферокерсутит з камптоніту Хлібодарівки утворився за середньої фугітивності кисню.

Висновки. Типоморфними ознаками керсутитів Приазов'я є високий вміст лугів (<3 %) та підвищена магнезіальність переважної більшості керсутитів. За низьким вмістом MgO (відповідно, пониженою магнезіальністю) вирізняється керсутит мегакристалу з камптонітів Хлібодарівки.

Типоморфною ознакою керсутитів із лампрофірів ПКМ є невисокий вміст глинозему (Al_2O_3 до 11,4 %), на відміну від більшості інших керсутитів Приазов'я і Інгульського мегаблоку. Це є ознакою нижчого тиску утворення порід. Найбільш високобаричними є ферокерсутит із мегакристалів камптонітів Хлібодарівки та керсутит із порфірових амфібол-титаномангнетитових мікрогаброїдів ПКМ.

За кристалохімічними характеристиками керсутити Приазов'я суттєво відрізняються від інших амфіболів району.

Література

1. Вальтер А.А., Єрьоменко Г.К. Особливості складу та генезису мегакристалів авгіту камптонітових дайок Східного Приазов'я. *Доп. АН УРСР*. Сер. Б. 1973. № 10. С. 873—879.
2. Вальтер А.А., Єременко Г.К. Мегакристалли щелочного полевого шпата камптонитов Приазовья. *Докл. АН СССР*. 1974. 217, № 5. С. 1165—1169.
3. Вишневська Є.О. Петрологія дайкових порід Бобринецького поясу (Інгульський мегаблок Українського щита): автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2016. 23 с.
4. Гаценко В.О., Кушнір С.В. Керсутитові лампрофіри Покрово-Киріївського масиву (Приазов'я, Україна): петрографічні особливості, мінеральний склад, геохімія. *Геохімія та рудоутворення*. 2020. Вип. 41. С. 42—53. <https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.042>
5. Геологічна карта домезозойських утворень. Відп. вик. Б.В. Бородиня. Приазовська КГП, 2007.
6. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Москва: Мир, 1965. Т. 2. 406 с.
7. Єременко Г.К. Вальтер А.А. Глубинные включения протерозойских камптонитов Приазовья. *Геол. журн.* 1984. 44, № 4. С. 59—65.
8. Кравченко Л.Г., Донской А.Н. Хомутовский субщелочной массив (Восточное Приазовье): минеральный состав, петрогенезис. *Минерал. журн.* 1999. 21, № 5/6. С. 76—85.
9. Кривдік С.Г., Гаценко В.О., Луцьов Є.С. Амфіболи Покрово-Киріївського масиву (Приазов'я, Україна). *Мінералогічний збірник*. 2016. № 66, Вип. 1. С. 109—118.
10. Кривдік С.Г., Шаригін В.В., Гаценко В.О., Луцьов Є.С. Слюди Покрово-Киріївського масиву (Приазов'я, Україна). *Геохімія та рудоутворення*. 2016. Вип. 37. С. 5—14. <https://doi.org/10.15407/gof.2016.37.003>
11. Литвин А.Л. Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наук. думка, 1977. 235 с.
12. Матвійчук М.В., Донський М.О. Геохімічні особливості та генезис дайкових порід Хлібодарівського кар'єру. *Геохімія та рудоутворення*. 2006. Вип. 24. С. 56—59.
13. Митрохин А.В., Вишневская Е.А., Гаценко В.А., Митрохина Т.В., Михальченко И.И., Шумлянський Л.В. Петрологія, геохімія и рудоносность ультрамафических даек Новоукраинского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита). *Минерал. журн.* 2016. 38, № 1. С. 42—57. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.38.01.042>
14. Мінералогія Приазов'я. Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинська Н.И. і др. Київ: Наук. думка, 1980. 432 с.
15. Шеремет Е.М., Кривдік С.Г., Козар Н.А., Стрекозов С.Н., Вовкотруб Н.В., Сетая Л.Д., Николаев И.Ю., Агаркова Н.Г., Дубина А.В., Гаценко В.А., Луцьов Є.С. Фанерозойский магматизм восточного Приазовья Украинского щита и связанные с ним полезные ископаемые (петрология, геохимия и рудоносность). Киев: Компринт, 2015. 318 с.
16. Юр'єв Л.Д. Керсутит та деякі вторинні зміни лампрофіру с. Хлібодарівки: (Схід. Приазов'я). *Доп. АН УРСР*. Сер. Б. 1967. № 10. С. 912—916.
17. Anderson J.L., Smith, D.R. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Miner.* 1995. 80. P. 549—559.
18. Blundy J.D., Holland J.B. Calcic Amphibole Equilibria and a New Amphibole—Plagioclase Geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. 104, No. 2. P. 208—224.
19. Darrell J.H., Guidotti Ch.V. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *Amer. Miner.* 2002. 87. P. 375—382.
20. Hammarstrom J.M., Zen E.-A. Aluminum in Hornblende: An Empirical Igneous Geobarometer. *Amer. Miner.* 1986. 71, No. 11-12. P. 1297—1313.
21. Hollister L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., et al. Confirmation of the Empirical Correlation of Al in Hornblende with Pressure of Solidification of Calc-Alkaline Plutons. *Amer. Miner.* 1987. 72. P. 231—239.
22. Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*. 1997. 61. P. 295—321.

23. Otten M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. 86. P. 189–199.
24. Schmidt M.W. Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of the Al-in-Hornblende Barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. 110, No. 2/3. P. 304–310.

Надійшла 01.11.2021.

References

1. Välter A.A., Eryomenko G.K. (1973). Peculiarities of the composition and genesis of megakrystalline augite from camptonite dikes in the Eastern part of the Azov Sea region. *Dopov. AN URSSR. Ser. B. No.10.* P. 873-879 [in Ukrainian].
2. Välter A.A., Eryomenko G.K. (1974) Megakrystalline of alkaline feldspar of the camptonites of the Azov region. *Dokl. AN USSR. v. 217, No. 5.* P. 1165-1169 [in Russian].
3. Vishnevskaya E.A. (2016). Petrology of the dyke rocks from Bobrynets Belt (Ingul megablock of the Ukrainian Shield): Thesis of PhD in geol. sciences. Kyiv. 23 p. [in Ukrainian].
4. Gatsenko V.O., Kushnir S.V. (2020). Kaersutite lamprophyres of the Pokrovo-Kyriivo massif (the Azov area, Ukraine): petrographic features, mineral composition, geochemistry. *Geochemistry and Ore Formation.* Iss. 41. P. 42-53 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/gof.2020.41.042>
5. Geological map of Domozoic formations (2007). Responsible exec. B.V. Borodinya. Priazovskaya KGP [in Ukrainian].
6. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1965). Rock-forming Minerals. Moscow: Mir. Vol. 2. 406 p. [in Russian].
7. Eryomenko G.K., Välter A.A. (1984). Deep inclusions of Proterozoic camptonites of the Azov region. *Geol. Journ.* 44. No. 4. P. 59-65 [in Russian].
8. Kravchenko G.L., Donskoy A.N. (1999). The Khomutovka Subalkalic Massif (the Eastern Azov Sea Territory): Mineral Composition, Petrogenesis. *Mineral. Journ. (Ukraine).* 21, No. 5/6, P. 76-85 [in Russian].
9. Kryvdik S., Hatsenko V., Lunyov Ye. (2016). Amphiboles from the malignites of the Pokrovo-Kyriivo massif (Azov Sea region, Ukraine). *Mineralogical collection.* 66, Iss. 1. P. 109-118 [in Ukrainian].
10. Kryvdik S.G., Sharygin V.V., Gatsenko V.O., Lunev E.S. (2016). Micas of the Pokrovo-Kyriivo massif (Azov Sea region, Ukraine). *Geochemistry and Ore Formation.* Iss. 37. P. 5-14. <https://doi.org/10.15407/gof.2016.37.003> [in Ukrainian].
11. Litvin A.L. (1977) Crystal chemistry and structural typomorphism of amphiboles. Kyiv: Naukova dumka. 235 p. [in Russian].
12. Matviychuk M.V., Donsky M.O. (2006). Geochemical peculiarities of dyke rocks in the Khlebodarovka quarry. *Geochemistry and Ore Formation.* 24, P. 56-59 [in Russian].
13. Mitrokhin A.V., Vishnevskaya E.A., Gatsenko V.A., Mitrokhina T.V., Mikhachenko I.I., Shumlyansky L.V. Petrology, geochimistry and ore potential of ultramafic dykes of the Novjukrainka dyke field (Ingul terrain of the Ukrainian Shield). *Mineral. Journ. (Ukraine).* 38, No. 1, P. 42-57. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.38.01.042> [in Russian].
14. Mineralogy of the Azov area (1980) E.K. Lazarenko, L.F. Lavrinenko, N.I. Buchinskaya et al. Kyiv: Naukova dumka. 432 p. [in Russian].
15. Sheremet E.M., Kryvdik S.G., Kozar N.A., Strekozov S.N., Vovkotrub N.V., Setaya L.D., Nikolaev I.Yu., Agarkova N.G., Dubina A.V., Gatsenko V.A., Lunyov Ye.S. (2015). Phanerozoic magmatizm of Eastern Asov area of Ukrainian Shield and related commercial minerals (petrology, geochemistry and ore potential). Kyiv: Comprint. 318 p. [in Russian].
16. Yuriev L.D. (1967). Kaersutitis and some secondary changes of lamprophyre with. Hlibodarivky: (East. Priazovya). *Dopov. AN URSSR. Ser. B. No. 10.* P. 912-916 [in Ukrainian].
17. Anderson J.L., Smith D.R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Miner.* 80. P. 549-559.
18. Blundy J.D., Holland J.B. (1990). Calcic Amphibole Equilibria and a New Amphibole—Plagioclase Geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, No. 2. P. 208-224.
19. Darrell J.H., Guidotti Ch.V. (2002). Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *Amer. Miner.* 87. P. 375-382.
20. Hammarstrom J.M., Zen E.-A. (1986) Aluminum in Hornblende: An Empirical Igneous Geobarometer. *Amer. Miner.* 71, No. 11-12. P. 1297-1313.
21. Hollister L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K. et al. (1987) Confirmation of the Empirical Correlation of Al in Hornblende with Pressure of Solidification of Calc-Alkaline Plutons. *Amer. Miner.* 72. P. 231-239.
22. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine.* 61, P. 295–321.
23. Otten M.T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, P. 189-199.
24. Schmidt M.W. (1992). Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of the Al-in-Hornblende Barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, No. 2/3. P. 304-310.

Received 01.11.2021.

V.O. Gatsenko¹

<https://orcid.org/0000-0002-3229-3907>

S.I. Kurylo²

<https://orcid.org/0000-0003-4466-6851>

¹ M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
03142, ave. acad. Palladina 34, Kyiv, Ukraine

² Earth Science Institute, Slovak Academy of Sciences
97411, Ďumbierska 1, Banská Bystrica, Slovakia

KAERSUTITES IN AZOV AREA ROCKS (UKRAINIAN SHIELD): PETROLOGICAL ASPECT

The paper presents the results of new studies of kaersutites from lamprophyres of the Pokrovo-Kyriivo massif (PKM) of the Azov area (Ukrainian Shield). The comparison of mineralogical-petrographic and chemical features of kaersutites of lamprophyres with those of other dyke (microgabroid) and plutonic (pyroxenite) rocks of PKM is carried out and also, with this mineral from the camptonites of the Khibodar quarry and the pyroxenites of the Chomutov massif.

The paper presents the results of new studies of kaersutites from lamprophyres of the Pokrovo-Kyriivo massif (PKM) of the Azov area (Ukrainian Shield). The comparison of mineralogical-petrographic and chemical features of kaersutites of lamprophyres with those of other dyke (microgabroid) and plutonic (pyroxenite) rocks of PKM is carried out and also, with this mineral from the camptonites of the Khibodar quarry and the pyroxenites of the Chomutov massif.

The crystal chemical characteristics of the studied kaersutites were compared with those of other amphiboles in the Azov area. According to the chemical composition of kaersutites, the conditions of kaersutite formation in the mafic rocks of the Azov area region were estimated.

Microprobe studies of the chemical composition of kaersutites from kaersutite lamprophyres were performed on JXA-8520F (JEOL) X-ray microanalyzer equipped with five wave dispersion spectrometers (WDS) at the Institute of Natural Sciences of the Slovak Academy of Sciences (Bysterka Branch).

The main characteristics of the chemical composition of kaersutite from kaersutite lamprophyres of PKM are low content of TiO₂ (0.5-0.68 f.o.) and Al₂O₃ (up to 11.4%). Due to the low Al₂O₃ content, they are similar to kaersutites from afir gabroid and pyroxenite PKM. Kaersutites from other rocks of the Azov area are characterized by a higher content of Al₂O₃ (more than 12.3%, more often — 13%). The sample of kaersutites from PKM lamprophyres is not homogeneous, which indicates fluctuations in the conditions of rock formation. Most of the studied kaersutites of the Azov area are characterized by #Mg higher than 0.55. The exception is the measured ferrokaersutite from Hlibodarivka camptonite megacrysts (# Mg = 0.43). The vast majority of Azov area kaersutites have a high alkali content (more than 3%). According to their crystal chemical characteristics, kaersutites of the Azov area region differ significantly from other amphiboles of the district.

The most highly baric are ferrokaersutites from Hlibodarivka camptonite megacrysts and kaersutite from porphyry amphibole-titanomagnetite microgabroid PKM. The formation of kaersutite from the mafic rocks of the Azov area corresponds to the conditions of high oxygen fugacity. Ferrokaersutite from Hlibodarivka camptonite was formed under conditions of medium oxygen fugacity.

Keywords: kaersutite, lamprophyre, mafic dyke, pyroxenites, the Pokrovo-Kyriivo massif, camptonites of the Khibodar quarry, Azov area.