

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.040>
УДК 548:549.614:553.064 (477.42)

О.П. Вовк, канд. геол. наук, доцент

Волинський національний університет імені Лесі Українки
43025, м. Луцьк, Україна пр-т Волі, 13

E-mail: geologygeochemistry@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1509-0905>

І.М. Наумко, д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, проф., зав. від.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060, м. Львів, Україна, вул. Наукова, 3-а

E-mail: naumko@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0003-3735-047X>

В.І. Павлишин, д-р геол.-мін. наук, проф., акад. Вищої школи АН України

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України

E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

ГЕНЕТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ ЗМІНИ СПІВВІДНОШЕННЯ МІЖ ГРАННИМИ ФОРМАМИ КРИСТАЛІВ ТОПАЗУ З КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

За допомогою методів кристаломорфології досліджено найважливіший показник морфології кристалів топазу з різних мінерально-структурних зон камерних пегматитів Коростенського плутону (північно-західна частина Українського щита) — спотворення габітусу. Як передумову зазначено, що симетрія реальних кристалів підпорядковується принципу Кюрі, що означає для даного випадку, що на реальних багатогранниках зберігатимуться лише елементи симетрії, загальні для кристала і середовища, в якому він утворюється. Види симетрії з осями нескінченного порядку зводяться до таких груп: 1) $\infty L_{\infty} \infty PC$ — куля; 2) ∞L_{∞} — куля, заповнена оптично активною рідиною; 3) $L_{\infty} \infty L_2 \infty PPS$ — циліндр; 4) $L_{\infty} PS$ — циліндр, що обертається; 5) $L_{\infty} \infty P$ — конус; 6) $L_{\infty} \infty L_2$ — скручений циліндр; 7) L_{∞} — конус, що обертається. У реальній флюїодинамічній ситуації мінералоутворювального середовища топазоносних парагенезів його симетрія часто еволюціонує так: $\infty L_{\infty} \infty PC \rightarrow L_{\infty} \infty P \rightarrow P$. Водночас симетрія P відповідає потоковій мінералоутворювального флюїду. Утворені кристали топазу можуть мати симетрію P , якщо їхня площина симетрії співпадає з площиною симетрії потоку, або не мати елементів симетрії загалом. Для перших зокрема, показано, що верхні грані росли швидше, і їхній розмір менший. Це лімітувалося можливістю надходження необхідних порцій флюїду на грані, що ростуть. Звідси випливає, що рух флюїдного потоку здійснювався в напрямку згори — донизу. Якщо площини симетрії флюїдного потоку і багатогранника не збігаються, тоді формуються візуально триклінні кристали другого типу, яких набагато більше. Окрім цих двох типів знайдено багатогранники з зовнішньою симетрією, близькою до L_2 . Складно уявити середовище з такою симетрією, адже малоімовірно, щоб прикріплений кристал ріс між двома флюїдними потоками речовини, що рухаються в протилежних напрямках. Проте часто трапляються багатогранники, сплюснені по гранях $M \{110\}$, рідше по $l \{120\}$, тобто вони росли в середовищі, в якому потік речовини рухався в напрямку, паралельному до граней $\{110\}$ (рідше $\{120\}$), в напрямку від менших граней простої форми до більших. За більш-менш однакового розвитку граней кристала топазу напрямком флюїдного потоку встановити складніше.

Ключові слова: кристаломорфологія, гоніометрія, топаз, камерні пегматити, Коростенський плутон.

Цитування: Вовк О.П., Наумко І.М., Павлишин В.І. Генетичне значення зміни співвідношення між гранними формами кристалів топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону (Український щит). *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 3. С. 40—47. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.03.40>

Вступ. Кристали топазу із камерних пегматитів Коростенського плутону в північно-західній частині Українського щита вперше знайдено в кінці XIX століття і з того часу їх ретельно досліджували. Чимало наукових праць присвячено забарвленню топазу [10, 18, 19], хімічному складу [9], і, особливо, генезису [7, 9, 11—14, 20]. Ці численні дані узагальнено у [9]. Останнім часом опубліковано статті, присвячені кристаломорфології топазу [29, 1—3]. Підсумком багаторічних досліджень стала праця [4], матеріали якої частково увійшли до монографії [17]. Однак, незважаючи на отримання значної кількості фактичних даних з кристаломорфологічних особливостей мінералу, насамперед щодо порівняння кристаломорфології багатогранників топазу з різних мінерально-структурних (просторово-генетичних) зон камерних пегматитів Коростенського плутону [15] та аналізу впливу кристалічної структури і умов утворення на зовнішню форму кристалів [2], фактично поза увагою дослідників опинився такий важливий показник як зміна зовнішньої форми багатогранників під час взаємодії їхньої симетрії та симетрії середовища кристалізації. Зниження в процесі еволюції симетрії останнього та розбіжність з елементами симетрії кристалів призвело до того, що вирости багатогранники не ідеальної форми, із зумовленою структурою мінералу, а пройшла вимушена зміна обрису кристалів і, відповідно, зміна розвитку граней різних простих форм і навіть їхнього випадання.

Мета дослідження. Описати реальні багатогранники топазу. Визначити генетичне значення нерівномірного розвитку аж до зникнення граней простої форми.

Об'єкт досліджень. Нами досліджувалися кристали топазу із різних просторово-генетичних зон камерних пегматитів Коростенського плутону, відібрані як особисто, так і з колекцій Державної установи "Музей коштовного і декоративного каміння" (сmt. Хорошів (колишнє м. Володарськ-Волинський) Житомирської області), Мінералогічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка і приватних зібрань-колекцій.

Методи досліджень. Методи досліджень аналогічні до описаних в [4]. Основним методом дослідження була гоніометрія. Ми до-

тримувалися рентгенівської установки кристалів топазу [8, 9, 28]. Великі кристали вимірювали за допомогою прикладного гоніометра, дрібні — гоніометра ГД-1. Дані для індексації граней взято з довідника мінералів [23] і підручника з мінералогії [28]. За результатами гоніометричних вимірювань побудовано зведені гномостереографічні проєкції простих форм. Ортогональні та аксонометричні проєкції кристалів будували як вручну за допомогою методики, описаної в [21], так і з використанням програми *Shape* (демо-версія). Всі аксонометричні проєкції кристалів топазу виконано за розташуванням полюса проєкції $\varphi = 71,5$ і $\rho = 80$. Дані гоніометрії опрацьовували статистично. Під час статистичних досліджень застосовували програми-аналоги *SPSS Statistics* і *Ms Excel* — *PSPP* і *LibreOffice Calc*. Зв'язок між кристалічною структурою та зовнішньою формулою багатогранників топазу досліджували з використанням методик, описаних в [4, 22, 24, 25, 27]. Рисунки виконували із застосуванням програм *Inkscape* і *GIMP* в операційній системі *MX Linux* 21.

Стисло про геологічну будову Волинського поля і місце топазу в ньому. Унікальні топазо-моріонові камерні (за М. Єрмаковим, 1957) гранітні пегматити просторово і генетично пов'язані з гранітними інтрузіями малих глибин, зокрема рапаківподібними гранітами Коростенського плутону в північно-західній частині Українського щита [9]. У них наявні великі й прозорі та прекрасно огранені кристали топазу, берилу, кварцу. Кристали топазу співвідносять здебільшого із камерами, а також з зонами вилуговування і метасоматично зміненими породами повнодиференційованих пегматитів.

Топаз — чітко індивідуалізований кристалогічно мінерал. Особливості його кристаломорфології визначаються домінуванням габітусних граней призм $M\{110\}$ і $l\{120\}$ вертикального поясу, проте відмінні ограненням головок: на багатогранниках із занорішів розвинені грані 17 простих форм, головними з яких є $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $c\{001\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, на індивідах із зон вилуговування — грані шести простих форм, з яких морфологічно важливими є лише грані призм $f\{011\}$, на кристалах топазу пізньої ге-

нерації з метасоматично змінених порід — лише грані призми $f\{011\}$. Реальний і теоретичний ряди простих форм на кристалах топазу майже збігаються. Важливо, що методичні підходи щодо визначення морфологічної важливості простих форм, можна використовувати і для пояснення фізичних властивостей мінералів. Так, в [25] указується, що грані з вищою симетрією частіше проявляються на кристалах і досягають значних розмірів. На топазі найвищу симетрію мають грані пінакоїдів, нижчу — ромбічних призм, найнижчу — грані ромбічних дипірамід [2]. Вид симетрії топазу $m\bar{3}m$ не допускає прояву піроефекту та інших векторних властивостей, але у зв'язку з гетерогенністю будови кристалів топазу такі ефекти трапляються. Симетрія будь-якої простої форми, та її піраміди росту відповідно, завжди нижча від симетрії кристала. Аномальні властивості волинських топазів пов'язані з втратою їхньої однорідності й анізотропності [16]. Завдяки багатству і значній поширеності простих форм виявилось за можливе вивчити власне на кристалах топазу ступінь спотворення як важливий показник симетрії кристалів і навколишнього середовища.

Результати досліджень та їхнє обговорення. Досліджувані реальні кристали топазу із різних мінерально-структурних зон камерних пегматитів характеризуються такими типоморфними морфологічними ознаками.

По-перше, у вертикальному поясі всіх багатогранників, незалежно від мінерально-структурної зони, є грані призм $M\{110\}$ і $l\{120\}$, які можуть бути як рівномірно, так і нерівномірно розвинуті. За співвідношенням розмірів цих граней часто можна визначити напрямку руху мінералоутворювального флюїду. Інші прості форми мають другорядне значення.

По-друге, на головках кристалів із заноришів морфологічно важливими здебільшого є грані призм $f\{011\}$, $y\{021\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, пінакоїда $c\{001\}$; рідше призм $d\{101\}$, $X\{023\}$, інші прості форми здебільшого не мають значних розмірів. Нерівномірний за площею розвиток та відсутність деяких граней цих простих форм також досить часто дають змогу визначити напрямку руху мінералоутворювального флюїду.

По-третє, морфологія індивідів із зон вилуговування бідніша, ніж кристалів із заноришів. Оскільки у зонах вилуговування значно меншою мірою проявили себе чинники дисиметрії [16], то кристали топазу близькі до ідеальних і практично не можуть бути використані для визначення напрямку руху мінералоутворювальних флюїдів.

По-четверте, багатогранники з інших мінерально-структурних зон або схожі на описані вище індивіди із зон вилуговування, або характеризуються ще біднішою огранкою і також малопридатні для виявлення напрямку руху мінералоутворювальних флюїдів.

Аналізуючи викладений матеріал, підсумковуємо, що наявність і розвиток простих форм, які зумовлені особливостями кристалічної структури, не можуть загалом слугувати індикатором умов утворення [2], але нерівномірний розвиток чи відсутність окремих граней можна застосовувати для визначення напрямку руху мінералоутворювальних флюїдів.

Перші з багатогранників топазу, за якими легко визначити напрямку флюїдного потоку, описано І.В. Йогансеном в 1949 р. [6]. Ним, зокрема, показано (рис. 1, особливо рис. 1, *a*), що грані на нижній частині набагато більші від тих, що розташовані на верхній частині. Отже, верхні грані росли швидше і, відповідно, їхні розміри менші. Це лімітувалося можливістю надходження необхідних порцій флюїду на грані, що ростуть. Звідси випливає, що рух флюїдного потоку здійснювався у напрямку згори — донизу. Такі самі кристали топазу знайдено і в камерних пегматитах Коростенського плутону (рис. 2). Водночас потоки флюїдів найчастіше рухалися паралельно до граней призм $M\{110\}$ (див. рис. 2, *b, d, f*), рідше $l\{120\}$ (див. рис. 2, *e*) або пінакоїда $a\{100\}$ (див. рис. 2, *a, c*), який майже не проявляється на багатогранниках топазу.

Варто зазначити, що для встановлення напрямку руху мінералоутворювального флюїду за нерівномірним розвитком граней простих форм підходять лише ті багатогранники топазу, які в процесі росту не змінювали свого положення у середовищі кристалізації.

З огляду на це, зазначимо, що симетрія реальних кристалів підпорядковується прин-

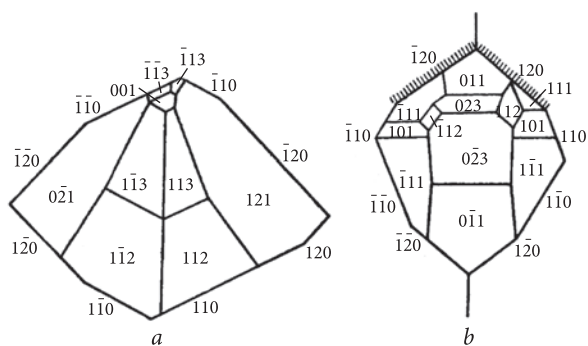


Рис. 1. Кристали топазу, які росли в потоці мінералоутворювального флюїду: *a* — асиметрична головка, *b* — помірно асиметрична головка [6]

Fig. 1. Topaz crystals growing in the flow of the mineral-forming fluid: *a* — asymmetric head, *b* — moderately asymmetric head [6]

ципу Кюрі, який для цього випадку означає, що на реальних багатогранниках топазу зберігатимуться лише елементи симетрії, спільні для кристала і середовища, у якому він утворюється.

Види симетрії з осями нескінченного порядку зводяться до таких груп [4]:

1. $\infty L_{\infty} \infty PC$ — куля; 2. ∞L_{∞} — куля, заповнена оптично активною рідиною; 3. $L_{\infty} \infty L_2 \infty PPS$ — циліндр; 4. $L_{\infty} PC$ — циліндр, що обертається; 5. $L_{\infty} P$ — конус; 6. $L_{\infty} L_2$ — скручений циліндр; 7. L_{∞} — конус, що обертається.

У реальній флюїдодинамічній ситуації мінералоутворювального середовища його симетрія часто еволюціонує: $\infty L_{\infty} \infty PC \rightarrow L_{\infty} \infty P \rightarrow P$. Симетрія P відповідає потоковій мінералоутворювального флюїду. Кристали топазу, що утворилися в потоці, можуть мати симетрію P , якщо їхня площина симетрії збігається із площиною симетрії потоку, або не мати елементів симетрії загалом.

Якщо площини симетрії флюїдного потоку і багатогранника не збігаються, тоді ми отримуємо триклінні кристали, яких у камерах-заноришах камерних пегматитів Волині значно більше, ніж будь-яких інших. Окрім цих двох типів, нами виявлено багатогранники із зовнішньою симетрією, близькою до L_2 (рис. 3). Досить складно уявити мінералоутворювальне середовище з такою симетрією, адже малоімовірно, щоб прикріплений кристал ріс між двома потоками речовини, які рухалися у протилежних на-

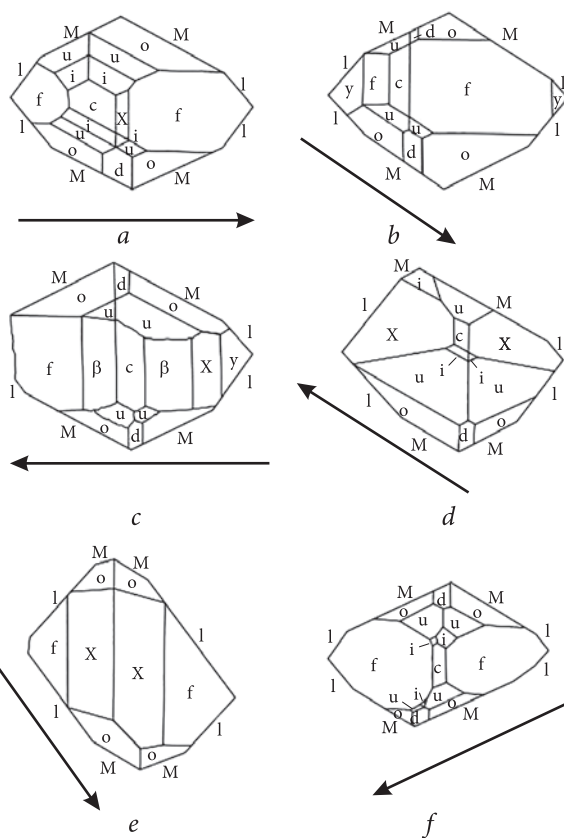


Рис. 2. Морфологія кристалів топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону, які росли в потоці. Прості форми (*a–f*): *M* {110}, *l* {120}, *f* {011}, *o* {111}, *u* {112}, *c* {001}, *y* {021}, *d* {101}, *X* {023}, *i* {113}, *b* {010}, β {012}. Стрілками показано напрямок потоку мінералоутворювального флюїду

Fig. 2. Topaz crystals morphology from chamber pegmatites of the Korosten pluton growing in the flow. Simple form (*a–f*): *M* {110}, *l* {120}, *f* {011}, *o* {111}, *u* {112}, *c* {001}, *y* {021}, *d* {101}, *X* {023}, *i* {113}, *b* {010}, β {012}. The arrows show the direct of the flow of the mineral-forming fluid

рямках. Тим не менше, досить часто траплялися багатогранники, сплюснені по {110} (див. рис. 2, *d, f*), рідше по {120} (рис. 2, *e*). Такі кристали росли в середовищі, в якому потік речовини проходив у напрямку, паралельному до граней {110} (рідше {120}). Потік рухався у напрямку від менших граней тієї самої простої форми до більших. За більш-менш однакового розвитку граней напрямком флюїдного потоку встановити складніше. Про наявність великої кількості кристалів топазу, сплюснених по паралельних гранях призми {110}, повідомляється в праці [16]. Згадані багатогранники здебільшого є триклінними, на окремих спостерігається псев-

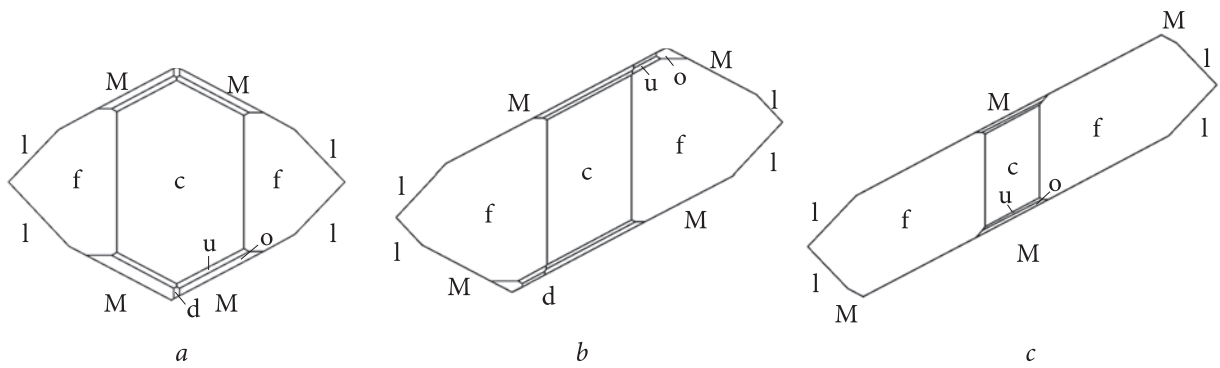


Рис. 3. Кристали топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону різною мірою сплюснені по $\{110\}$ [17]. Видима симетрія L_2 . Прості форми (a—c): $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $d \{101\}$

Fig. 3. Topaz crystals from chamber pegmatites of the Korosten pluton are, to one degree or another, flattened along $\{110\}$ [17]. Visible symmetry L_2 . Simple forms (a—c): $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $d \{101\}$

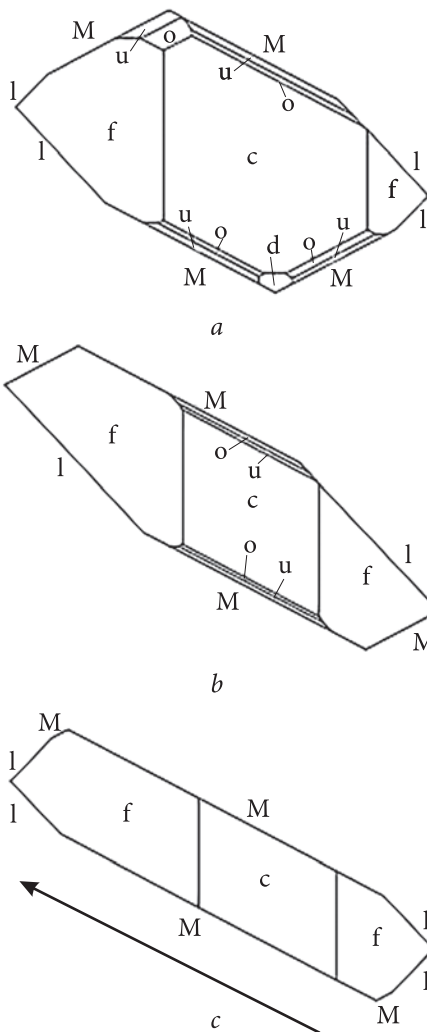


Рис. 4. Кристали топазу з камерних пегматитів Коростенського плутону різною мірою сплюснені по $\{110\}$. Стрілкою показано напрямок потоку мінералоутворювального флюїду. Прості форми (a—c) — $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $d \{101\}$

Fig. 4. Topaz crystals from the chamber pegmatites of the Korosten pluton are flattened along $\{110\}$ to varying degrees. The arrows show the direct of the flow of the mineral-forming fluid. Simple form (a—c) — $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $d \{101\}$

доплощина симетрії, яка виникла внаслідок взаємодії із симетрією потоку мінералоутворювального флюїду. Оскільки жодна з площин симетрії топазу не паралельна до граней призми $\{110\}$ чи $\{120\}$, то появу візуальної

псевдоплощини можна пояснити винятково впливом мінералоутворювального середовища. Складніше пояснити симетрію кристалів, близьку до L_2 (рис. 3). Морфологія триклинних багатогранників топазу добре корелюється з принципом Кюрі — оскільки елементи симетрії мінералу і середовища не збігаються, тоді на реальних кристалах вони не проявляються. Потік мінералоутворювального флюїду із симетрією стріли P рухається під кутом до площин симетрії кристала топазу. Оскільки важко уявити потік із симетрією L_2 чи L_2P , то можна допустити, що чим менша різниця в розвитку ближчих та далеких відносно напрямку потоку граней простої форми, тим менша швидкість руху потоку.

Оскільки на швидкість росту граней топазу впливає не лише мінералоутворювальний флюїд, але й численні дрібні мінеральні фази, що осідають із скаламученого кипінням водного розчину на грані кристалів [5], то точнішу картину параметрів мінералоутворювального середовища можна отримати зав-

дяки дослідженню анатомії кристалів топазу, яка тісно пов'язана з його морфологією. Реальні кристали топазу тією чи іншою мірою дисиметризовані. Чим більша відмінність швидкості росту граней, які формують піраміди, тим більше ускладнюється анатомія кристалів [17]. Центр багатогранника, зміщений, ймовірно, у бік руху флюїдного потоку, призводить до зниження його візуальної симетрії аж до триклінної [16].

Висновки. 1. Зниження візуальної симетрії багатогранників топазу, яка виявляється у змінах співвідношення аж до зникнення окремих граней простих форм, можна застосовувати для визначення напрямку руху мінералоутворювальних флюїдів.

2. Для ідентифікації напрямку руху мінералоутворювальних флюїдів можна застосовувати лише ті кристали, які в процесі росту не змінювали свого положення в середовищі кристалізації.

3. Виявлено багато кристалів, сплосчених по гранях $M \{110\}$, рідше $l \{120\}$ із зовнішньою симетрією, близькою до L_2 , або без видимих елементів симетрії. Знайдено також багатогранники із зовнішньою симетрією P .

4. Кристали, які мають симетрію, близьку до L_2 або P , росли у потоці мінералоутворю-

вального флюїду, напрямок переміщення якого можна визначити за спотворенням габітусу кристала топазу. У реальній флюїдодинамічній ситуації мінералоутворювального середовища топазоносних парагенезів його симетрія часто еволюціонує так: $\infty L_{\infty} \infty PC \rightarrow L_{\infty} \infty P \rightarrow P$. Водночас симетрія P відповідає потокові мінералоутворювального флюїду. Утворені кристали топазу можуть мати симетрію P , якщо їхня площина симетрії збігається з площиною симетрії потоку, або не мати елементів симетрії взагалі. Для перших, зокрема, показано, що верхні грані росли швидше та їхній розмір менший. Це лімітувалося можливістю надходження необхідних порцій флюїду на грані, що ростуть. Звідси випливає, що рух флюїдного потоку здійснювався в напрямку згору — донизу.

Багатогранники з зовнішньою симетрією L_2 , сплосчені по гранях $M \{110\}$, рідше по $l \{120\}$, росли в середовищі, в якому потік речовини рухався в напрямку, паралельному до граней $\{110\}$ (рідше $\{120\}$), в напрямку від менших граней простої форми до більших (рис. 4).

Водночас за більш-менш однакового розвитку граней кристала топазу напрямок флюїдного потоку встановити складніше.

ЛІТЕРАТУРА

1. Вовк О., Наушко І. Кристаломорфологія топазу з камерних (заноришових) пегматитів Волині. *Мінерал. зб.* 2005. № 55, вип. 1—2. С. 79—89.
2. Вовк О., Наушко І. Зв'язок кристалічної структури з особливостями морфології топазу з камерних пегматитів Волині. *Мінерал. зб.* 2013. № 63, вип. 1. С. 52—59.
3. Вовк О.П., Наушко І.М. Особливості кристаломорфології топазу із камерних пегматитів Волині (за даними статистичних методів). *Мінерал. журн.* 2014. 36, № 1. С. 26—33.
4. Вовк О.П. Кристаломорфологія топазу і берилу камерних пегматитів Коростенського плутону (північно-західна частина Українського щита): автореф. дис. ... канд. геол. наук. ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України. Київ, 2016. 25 с.
5. Возняк Д.К., Бельський В.М. Ще раз про "магматичну" природу кристалів топазу з камерних пегматитів Волині (Український щит). *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 4. С. 87—97. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.087>
6. Иогансен И.В. Искажения облика кристаллов топаза. *Зап. Рос. минерал. об-ва.* 1949. Ч. 78, вып. 4. С. 253—258.
7. Калюжный В.А., Возняк Д.К. Термодинамическая и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа (по жидким включениям минералов). *Мінерал. зб. Львов. ун-та.* 1967. № 21, вып. 1. С. 49—68.
8. Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России. Санкт-Петербург, 1856. Т. 2. 344 с.
9. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольни. Львов: Выща шк., 1973. 360 с.
10. Леммлейн Г.Г., Меланхолин Н.М. Об окраске двухцветных кристаллов топаза. *Тр. Ин-та кристаллогр.* 1951. Вып. 6. С. 245—254.
11. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України (рідкі вклучення, термобарометрія, геохімія). Відп. ред. В.А. Калюжний. Київ: Наук. думка, 1971. 216 с.

12. Наумко И.М., Калюжный В.А. Генетические особенности топаза из зоны выщелачивания и перекристаллизации занорышевых пегматитов Вольны. *Минерал. журн.* 1981. 3, № 3. С. 52—62.
13. Наумко І.М. Нові дані з мінералогії, геохімії та генезису пегматитів заноришового (камерного) типу України. *Мінерал. зб.* 2002. № 51, вип. 2. С. 58—68.
14. Павлишин В.И., Вовк П.К. Минералого-генетические особенности зоны выщелачивания занорышевых (камерных) пегматитов. *Изв. вузов. Сер. геол. и разв.* 1971. № 3. С. 45—52.
15. Павлишин В.І., Вовк О.П., Наумко І.М. Характерні особливості кристаломорфології топазу з різних мінерально-структурних зон камерних пегматитів Коростенського плутону Українського щита. *Мінерал. журн.* 2016. 38. № 4. С. 3—13. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.38.04.003>
16. Павлишин В.І., Возняк Д.К. Симетрія-диссиметрія кристалів слюд і топазу камерних пегматитів Волині: кристалохімічні, морфологічні, генетичні аспекти. *Мінерал. журн.* 2020. 42, № 1. С. 3—11. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.003>
17. Павлишин В., Довгий С., Пащенко Є., Вовк О. Топаз в надрах України та в історії народів. Київ: Ін-т одарованої дитини АПНУ, 2017. 274 с.
18. Платонов А.Н., Беличенко В.П. Окраска и термолюминесценция волинских топазов. *Минерал. сб. Львов. ун-та*, 1964. № 18, вып. 4. С. 412—420.
19. Платонов А.Н., Беличенко В.П. О розово-дымчатой окраске волинских топазов. Морфология, свойства и генезис минералов. Киев: Наук. думка, 1965. С. 412—421.
20. Ремешило Б.Г., Вовк П.К. Два типа кристаллов фенакита из камерных пегматитов Вольны. *Докл. АН СССР*. 1973. 213, № 6. С. 1395—1398.
21. Флинт Е.Е. Практическое руководство по геометрической кристаллографии. 2-е изд. Москва, Ленинград: Госгеолгиздат, 1948. 178 с.
22. Хартман П. Зависимость морфологии кристалла от кристаллической структуры. *Рост кристаллов*. 1967. Москва: Наука, 1967. Т. 7. С. 8—24.
23. Чухров Ф.В. Минералы. Справ. Москва: Наука, 1972. Т. 3, вып. 1. 884 с.
24. Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Ленинград: Изд. Ленингр. ун-та, 1957. 223с.
25. Шафрановский И.И. Формы кристаллов. *Тр. Ин-та кристаллогр.* Вып. 4, 1964; Ленинград: Недра, 1985. С. 13—166.
26. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Ленинград: Недра, 1975. 144 с.
27. Hartman P., Perdok W. On the relations between structure and morphology of crystals. *Acta Cryst.* 1955. 8, Iss. 1. P. 49—52. <https://doi.org/10.1107/S0365110X55000121>
28. Hintze C. *Handbuch der Mineralogie*. Leipzig: Verlag von Veit & Comp., 1897. Bd. 2. 1842 s.
29. Naumko I.M., Vovk O.P. Crystallogenesis of topaz of chamber pegmatites of Korosten' plutone (Ukraine). *Abstracts of 31th Int. Geol. congress.* Rio de Janeiro, August 6—7, 2000.

Надійшла 18.05.2022

REFERENCES

1. Vovk, O. and Naumko, I. (2005), *Mineral. coll.*, No. 55, Iss. 1-2, Lviv, UA, pp. 79-89 [in Ukrainian].
2. Vovk, O. and Naumko, I. (2013), *Mineral. coll.*, No. 63, Iss. 1, Lviv, UA, pp. 52-59 [in Ukrainian].
3. Vovk, O.P. and Naumko, I.M. (2014), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 36, No. 1, Kyiv, UA, pp. 26-33 [in Ukrainian].
4. Vovk, O.P. (2016), *Crystal morphology of topaz and beryl of chamber pegmatites of the Korosten pluton (North-Western part of the Ukrainian Shield)*, Abstr. of PhD dis. geol. sci., M.P. Semenenko IGMOF of NAS of Ukraine, Kyiv, 25 p. [in Ukrainian].
5. Voznyak, D.K. and Belskyi, V.M. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 4, Kyiv, UA, pp. 87-97 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.087>
6. Iogansen, I.V. (1949), *Notes Russian Mineral. Soc.*, Pt 78, Iss. 4, RU, pp. 253-258 [in Russian].
7. Kalyuzhnyi, V.A. and Voznyak, D.K. (1967), *Mineral. coll. Lviv univ.*, No. 21, Iss. 1, UA, pp. 49-68 [in Russian].
8. Koksharov, N.I. (1856), *Materials for the mineralogy of Russia*, Vol. 2, St. Petersburg, 344 p. [in Russian].
9. Lazarenko, E.K., Pavlishin, V.I., Latysh, V.T. and Sorokin, Yu.G. (1973), *Mineralogy and genesis of chamber pegmatites of Volyn*, Vyshcha shkola, Lviv, UA, 360 p. [in Russian].
10. Lemmlejn, G.G. and Melanholin, N.M. (1951), *Proc. In-ta kristallogr.*, Iss. 6, RU, pp. 245-254 [in Russian].
11. Kalyuzhnyi, V.A. (ed.-in-chief) (1971), *Mineral-forming fluids and paragenesis of pegmatite minerals of chamber type of Ukraine (liquid inclusions, thermobarometry, geochemistry)*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 216 p. [in Ukrainian].
12. Naumko, I.M. and Kalyuzhnyi, V.A. (1981), *Mineral. Journ.*, Vol. 3, No. 3, Kyiv, UA, pp. 52-62 [in Russian].
13. Naumko, I.M. (2002), *Mineral. coll.*, No. 51, Iss. 2, Lviv, UA, pp. 58-68 [in Ukrainian].
14. Pavlyshyn, V.I. and Vovk, P.K. (1971), *News of universities. Iss. geol. and development*, No. 3, RU, pp. 45-52 [in Russian].
15. Pavlyshyn, V.I., Vovk, O.P. and Naumko, I.M. (2016), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 38, No. 4, UA, pp. 3-13 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.38.04.003>
16. Pavlyshyn, V.I. and Voznyak, D.K. (2020), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 42, No. 1, UA, pp. 3-11 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.01.003>

17. Pavlyshyn, V., Dovhy, S., Pashchenko, E. and Vovk, O. (2017), *Topaz in the depths of Ukraine and in the history of nations*, In-te of Gifted Children of APNU, Kyiv, UA, 274 p. [in Ukrainian].
18. Platonov, A.N. and Belichenko, V.P. (1964), *Mineral. coll. Lviv Univ.*, No. 18, Iss. 4, Lviv, UA, pp. 412-420 [in Russian].
19. Platonov, A.N. and Belichenko, V.P. (1965), *On the pink-smoky color of Volyn topaz. Morphology, properties and genesis of minerals*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, pp. 412-421 [in Russian].
20. Remeshilo, B.G. and Vovk, P.K. (1973), *Rep. Acad. Sci. SSSR*, Vol. 213, No. 6, RU, pp. 1395-1398 [in Russian].
21. Flint, E.E. (1948), *A Practical Guide to Geometric Crystallography*, 2nd ed., Gosgeolizdat publ., Moscow, Leningrad, RU, 178 p. [in Russian].
22. Hartman, P. (1967), *Crystal growth*, Vol. 7, Nauka, Moscow, RU, pp. 8-24 [in Russian].
23. Chuhrov, F.V. (1972), *Minerals. Directory*, Vol. 3, Iss. 1, Nauka, Moscow, RU, 884 p. [in Russian].
24. Shafranovsky, I.I. (1957), *Mineral crystals*, Publ. House of Leningrad Univ., Leningrad, RU, 223 p. [in Russian].
25. Shafranovsky, I.I. (1964), *Proc. In-te of Crystallogr.*, Iss. 4; Nedra, Leningrad, 1985, RU, pp. 13-166 [in Russian].
26. Shafranovsky, I.I. and Plotnikov, L.M. (1975), *Symmetry in geology*, Nedra, Leningrad, RU, 144 p. [in Russian].
27. Hartman, P. and Perdok, W. (1955), *Acta Cryst.* Vol. 8, Iss. 1. P. 49-52. <https://doi.org/10.1107/S0365110X55000121>
28. Hintze, C. (1897), *Handbuch der Mineralogie*, Verlag von Veit & Comp., Bd. 2, Leipzig, 1842 s.
29. Naumko, I.M. and Vovk, O.P. (2000), *Abstr. of 31th Int. Geolog. Congr.*, Rio de Janeiro, August 6-7, 2000.

Received 18.05.2022

O.P. Vovk, PhD (Geology), Assist. Prof.

Lesya Ukrainka Eastern European National University

13, Voli Ave., Lutsk, Ukraine, 43025

E-mail: geologygeochemistry@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1509-0905>

I.M. Naumko, DrSc (Geology), Corresponding Member of the NAS of Ukraine,

Prof., Head of Department

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine

3-a, Naukova Str., Lviv, Ukraine, 79060

E-mail: naumko@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0003-3735-047X>

V.I. Pavlyshyn, DrSc (Geology and Mineralogy), Prof., Acad. of the Academy

of Sci. of the Higher School of Ukraine

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

GENETIC SIGNIFICANCE OF VARIATIONS IN THE FACES OF THE SIMPLE FORMS OF TOPAZ CRYSTAL FROM CHAMBER PEGMATITES OF THE KOROSTEN PLUTON (UKRAINIAN SHIELD)

Topaz crystal morphology and habit distortion has been studied in various mineral-structural zones of chamber pegmatites of the Korosten pluton, which is located in north-western part of the Ukrainian Shield. It was assumed that the symmetry of the crystals obey the Curie principle. This means that only the symmetry elements common to the crystal and the medium in which it is formed will remain on real polyhedrons. The types of symmetry that contain the axes of infinite order are reduced to the following groups: 1) $\infty L_{\infty} \infty PC$ is a ball; 2) ∞L_{∞} is a ball filled with an optically active liquid; 3) $L_{\infty} \infty L_2 \infty ППС$ is a cylinder; 4) $L \infty ПС$ is a rotating cylinder; 5) $L_{\infty} \infty P$ is a cone; 6) $L_{\infty} \infty L_2$ is a twisted cylinder; 7) L_{∞} is a rotating cone. Symmetry of the real fluid-dynamic situation of the mineral-forming medium of topaz-bearing parageneses often evolves in the following way: $\infty L_{\infty} \infty PC \rightarrow L_{\infty} \infty P \rightarrow P$. In this case, the flow of the mineral-forming fluid has the symmetry P . The resulting topaz crystals can have P symmetry if their symmetry plane coincides with the flow symmetry plane, otherwise they have no symmetry elements at all. In particular, it is shown for the first crystals, that the upper faces grew faster, and their size is smaller than that of the lower ones. Growth was limited by the supply of the necessary fluid to the growing crystal faces. Hence, it follows that the fluid flow was in the direction from top to bottom. If the planes of symmetry of the fluid flow and of the polyhedron do not coincide, then visually triclinic crystals of the second type are formed. They are much more abundant than the ones of the first type. In addition to these two types, polyhedra with external symmetry L_2 are found. It is difficult to imagine an environment with such symmetry because, it is unlikely that an attached crystal would grow between two fluid streams moving in opposite directions. Nevertheless, polyhedra flattened along the faces $M \{110\}$ and less often along $l \{120\}$ are frequent. That is, they grew in the environment in which the fluid flow moved in a direction parallel to the $\{110\}$ faces (and less often $\{120\}$), in the direction from the smaller faces of a simple forms to the larger ones. The direction of fluid flow is more difficult to establish, with more or less the same development of the faces of the simple form of the topaz crystal.

Keywords: crystal morphology, goniometry, topaz, chamber pegmatites, Korosten pluton.