

УДК 553.21/24:553.061.013

ВЕЛИКІ Й ГІГАНТСЬКІ КРИСТАЛИ ЯК КРИТЕРІЙ ГЕНЕЗИСУ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ

Д. Возняк¹, О. Матковський², В. Павлишин³

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України,
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 Київ, Україна
E-mail: voznyak@igmof.gov.ua

²Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
E-mail: mineral@franko.lviv.ua

³Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
вул. Васильківська, 90, 03022 Київ, Україна

Камерні пегматити приурочені загалом до невеликих глибин (1,5–3,5 км) земної кори, тому мінералоутворювальні флюїди в період росту кристалів у порожнинах вільного росту мають спільні риси еволюції. Внаслідок зниження температури й розрядження тектонічних динамічних напружень збільшується пористість та проникність гранітів і порід, що вміщують пегматити. Їхнє збільшення зменшує ступінь герметичності камер, що зумовлює зміну гідродинамічного стану мінералоутворювальної системи: вона із закритої через перехідну стає відкритою. У цьому разі відбувається закономірний перехід флюїдного тиску від літостатичного через проміжний до гідростатичного. Ріст великих і гігантських кристалів відбувається за умов тривалого стану мінералоутворювальної системи, *PT*-параметри якої близькі до літостатичних або дещо менші. Такі умови можуть виникнути під час росту кристалів у потоці мінералоутворювального водного флюїду (H₂O, CO₂, F та ін.).

Ключові слова: гігантські кристали, кварц, топаз, берил, камерні пегматити, флюїдні включення.

Розмір кристалів, на думку одних дослідників [24], не має обмежень, інші вчені вважають [23, 25], що після досягнення певних критичних значень ріст кристалів повинен припинитися. Із загальної теорії росту і досвіду вирощування промислово цінних кристалів відомо, що одним з головних чинників, який визначає ріст великих індивідів, є оптимальний ступінь пересичення мінералоутворювального флюїду. Збільшення ступеня пересичення супроводжується утворенням великої кількості дрібних кристалів, зменшення приводить до розчинення вже наявних. Тому великі кристали утворюються за сприятливих умов: під час тривалого росту з середовища, що має, імовірно, гранично малий ступінь пересичення (близький до стану рівноваги) мінералоутворювального флюїду. Рідкісні знахідки таких кристалів свідчать, що відповідні умови у природі трапляються зрідка.

Поділ кристалів на великі й гігантські не має єдиної (абсолютної) шкали розмірності. Наприклад, Н. Петровська [17] вважає, що загалом достатньо великі – це індивіди, розмір яких у п'ять–десять разів більший від середнього для зерен одного й того ж мінералу

в породах і рудах одного типу. Гігантські кристали в такому разі перевищують середній розмір у сто й більше разів. Тому абсолютні параметри (маса, розмір, якість) кристалів-гігантів для різних мінералів неоднакові [27]: монокристал самородного золота з родовища Мазер-Лоуд (США) за найбільшим виміром досягає 30 см, топаз – 2,677 т, кристал сірки розміром $225 \times 165 \times 110$ см – < 514 кг, флогопіт – 333,592 т, сподумен – 66,092 т, кристал кальциту ($6 \times 6 \times 3$ м) з Ісландії – 280,187 т. Кристали гіпсу з печер у мексиканському штаті Чіуауа вражають людську уяву як за кількістю, розміром і формою, так і за масою. Водночас найбільший огранений кристал алмаза “Кулінан” має масу лише 621,2 г (3 106 каратів).

Отже, абсолютні параметри великих і гігантських кристалів свідчать лише про те, що на планеті Земля для одних мінералів виникають сприятливі умови для тривалого росту, а для інших вони не можуть бути реалізовані.

У камерних гранітних пегматитах часто трапляються великі кристали кварцу, топазу, берилу, мікрокліну та ін. Однак характерно те, що серед них наявні не лише великі, а й гігантські кристали. Тому наша мета – реконструювати умови формування великих і гігантських кристалів, важливої складової генезису камерних пегматитів.

Стислі відомості про деякі найбільші кристали з камерних пегматитів. Нижче наведено дані про найбільші кристали деяких мінералів Володарськ-Волинського пегматитового родовища (камерні пегматити Волині) і для порівняння – з інших місць.

Кварц. У камерних пегматитах Волині знайдено кристали-велетні кварцу масою 10 і 7 т. Розмір першого вздовж потрійної осі – 2,7 м, його супутні кристали також мали велику масу (3,2 та 0,5 т). Кристали переважно одноголові й обламані у прикореневій частині [15, 19]. Другий кристал відрізняється порівняно короткостовпчастим обрисом і значно зміненою поверхнею (рис. 1), його розміри: довжина по головній осі – 2,4 м, ширина – 1,10–1,15 м. У Мінералогічному музеї імені академіка Євгена Лазаренка Львівського національного університету імені Івана Франка експонують кристал моріону з волинських пегматитів розміром 60×35 см і масою понад 80 кг (рис. 2). У камерних пегматитах Казахстану виявлено 70-тонний (обчислена маса) кристал димчастого кварцу, що має довжину 7,5 м, а в поперечнику досягає 1,6 м [21].

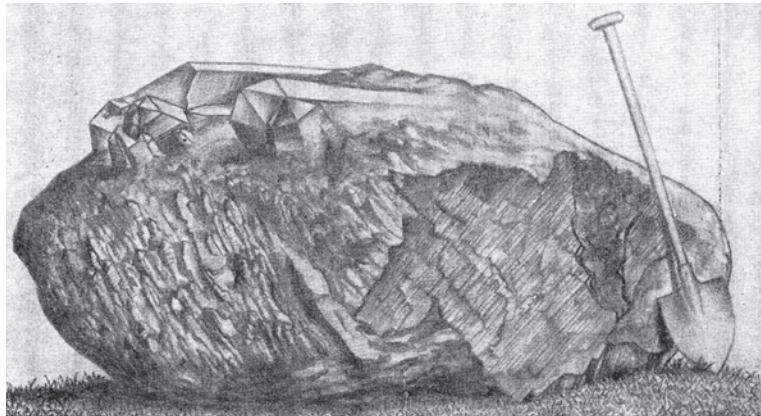


Рис. 1. Кристал-гігант (загальний вигляд) з камерних пегматитів Волині.
За Л. Приказчиковим зі співавт. [13].



Рис. 2. Кристал кварцу з камерних пегматитів Волині, який експонують у Мінералогічному музеї імені Євгена Лазаренка.

Топаз. Маса найбільшого, проте не збереженого, кристала топазу заввишки 82 см із камерних пегматитів Волині становить 117 кг. Його виявили 1964 р. [20]. Загальна маса видобутих з цього пегматитового тіла кристалів топазу перевищила 500 кг, з них два мали масу понад 100 кг кожний. Один з них (масою 110 кг) нині експонують у Мінералогічному музеї імені О. Ферсмана у Москві, інший (розміром $27,5 \times 38,0 \times 38,0$ см і масою 68 кг) – у Музеї землезнавства Московського державного університету. В Музеї коштовного і декоративного каміння зберігається ясно-блакитний кристал топазу масою 28,52 кг і розміром $32 \times 27 \times 23$ см. У Мінералогічному музеї імені академіка Євгена Лазаренка експонують низку волинських топазів, серед яких один кристал мав масу 20,5 кг, висоту – 32 см і поперечний переріз по пінакоїду – 15×25 см*. В унікальній колекції великих кристалів знаменитого бразильського колекціонера болгарського походження І. Делева наявні блакитні кристали топазу з Бразилії масою 250 і 200 кг, блакитного берилу – 260 кг, блакитного апатиту – 60 кг; колекціонер передав їх Національному музею “Земля і люди” у Софії та Паризькому природознавчому музею. У Нью-Йоркському музеї історії природи виставлено кристал топазу масою 270,3 кг, також знайдений у Бразилії, а у Віденському музеї – 117 кг. Кристал з Віденського музею є найбільшим у світі кристалом топазу ювелірної якості. У Бразилії 1986 р. відшукали кристал безбарвного топазу розміром $2,0 \times 1,8$ м і масою 5,2 т.

Берил. Найбільші кристали берилу, що видобуті на Волинському родовищі й зберігаються в Музеї коштовного та декоративного каміння у Володарськ-Волинському (Житомирська обл.), мають розмір $135 \times 19 \times 18$ см і масу 66,60 кг та $40 \times 15 \times 14$ см і 15,30 кг. У пегматитах Бразилії натрапили на кристал масою 200 т [5]. Унікальний трав’янисто-зелений роз’їдений кристал волинського берилу масою 9,5 кг викрадено з Мінералогічного музею імені академіка Євгена Лазаренка разом з уже згадуваним вище топазом. На Мадагаскарі (родовище Малакіаліна, центр пегматитового поля) знайдено

*Кристал украдено з музею наприкінці 90-х років ХХ ст.

унікальний кристал завдовжки 18 м (у поперечнику – 3,5 м), об'єм якого становить 143,2 м³, а маса – 379,48 т (!) [19, 22, 26]. Імовірно, цей кристал-гігант – найбільший з відомих нині кристалів берилу.

Найбільший у світі огранений кристал смарагду “Теодора” (“Божий дар”) виставили на аукціон “Вестерн стар аукціонс” у канадському місті Келовна. Коштовний камінь має масу 11,4 кг (57 000 каратів). Його знайшли у Бразилії, відшліфували в Індії [4].

Мікроклін. Маса кристала мікрокліну з пегматиту з Норвегії досягає 20 т [26], а в гранітних пегматитах Карелії трапляються кристали масою 100 т [14]. Кристали мікрокліну з камерних пегматитів Волині за масою часто досягають декількох десятків кілограмів. Зокрема, у Мінералогічному музеї Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка зберігається кристал масою 106 кг. У Мінералогічному музеї імені академіка Євгена Лазаренка експонують багато кристалів і різноманітних зростків мікрокліну, як мономінеральних, так і з альбітом. Розмір окремих кристалів масою близько 20 кг досить подібний (рис. 3).



Рис. 3. Кристали мікрокліну з камерних пегматитів Волині.

Унікальними є дві польовошпатові друзи. Одна з них складена паралельними зростками кристалів мікрокліну розміром 32 × 20 × 18 см (рис. 4). Друга друза мікроклін-альбітового (клевеландитового) складу має розмір 47 × 58 × 10 см (рис. 5).

Умови росту великих і гігантських кристалів у камерних пегматитах. Формування камерних пегматитів пов'язане з тектономагматичною активізацією [15]. Невелика глибина (1,5–3,5 км) становлення пегматитів визначає спільні риси їхнього формування, майже ідентичну еволюцію мінералоутворювального флюїду. Для багатьох регіонів характерний генетичний зв'язок камерних пегматитів з глибинними розломами [15].

За результатами реконструкції генезису камерних пегматитів Волині [2, 3, 9, 10, 15, 16] виділимо ті умови, що сприяють росту великих кристалів. Характеристичну мінералоутворювальну середовищу, отриману за флюїдними включеннями в кристалах із камер вільного росту, відтворено з високим ступенем достовірності. Вона ґрунтується на відносному віці включень, який визначено за явищами їхнього перенаповнення [14]. Загалом отримані висновки можна використати для пояснення росту великих кристалів в інших камерних пегматитах, оскільки тенденція зміни флюїдів, зафіксована для пегматитів Волині, простежена й для інших місць [1, 3, 15 та ін.].



Рис. 4. Друза паралельних зростків мікрокліну з камерних пегматитів Волині.



Рис. 5. Друза мікроклін-альбітового (клевеландитового) складу з камерних пегматитів Волині.

Флюїд у камерних пегматитах під час зниження температури змінюється від гомогенного водного розчину, густина якого близька до критичної ($0,3\text{--}0,4\text{ г/см}^3$), до гетерогенної системи, представленої сольовим водним розчином і газом, що відповідає майже чистій воді густиною $0,1\text{--}0,2\text{ г/см}^3$. Різний об'єм мінералів-в'язнів у включеннях свід-

чить про різницю в концентрації сольового водного розчину [2, 3] (рис. 6). Подекуди трапляються сольові розсоли-розплави, що містять лише до 5–10 % води, температура якої становить близько 450–500 °С. Вода різко виділяється на тлі еволюційного зниження *PT*-параметрів мінералоутворення [2, 3, 12, 15]. Поява таких розсолів-розплавів була нетривалою, оскільки зумовлена різким надходженням високотемпературних флюїдів із нижніх горизонтів родовища по зонах тріщинуватості порід, імовірно, тектонічного походження. Різде зниження флюїдного тиску потоку високотемпературного водного розчину з часом спричиняє його гетерогенізацію, часткову втрату води та інших летких компонентів. Унаслідок цього процесу може зрости солоність водного розчину аж до утворення майже безводних сольових розплавів.

Відомо, що в гетерогенній системі $H_2O + NaCl$ за сталого флюїдного тиску вищій температурі відповідає більша солоність водного розчину [27]. Надходження у водний розчин потоків CO_2 -флюїду на кінцевому етапі (~200 °С) становлення Володарськ-Волинського пегматитового поля є його характерною особливістю [3]. Появу CO_2 -флюїду пов'язують з новим джерелом його надходження – з першими продуктами дегазації базитової магми, що зафіксувалася в утворенні дайок діабазових порфіритів, діабазів на території району.

Нам невідома інформація про наявність подібних потоків CO_2 -розчину під час становлення інших камерних пегматитів світу, хоча це ймовірно.

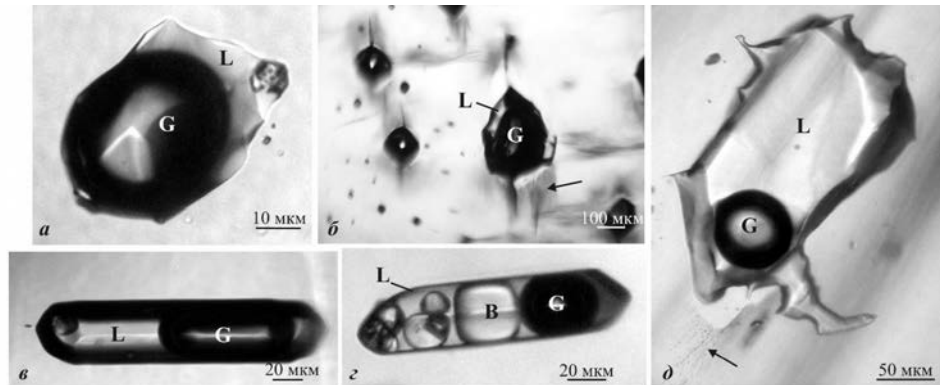


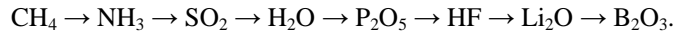
Рис. 6. Наповнення й форма первинних і вторинних флюїдних включень у кварці й топазі з камер пегматитів Волині (від ранніх до пізніх):

a – вторинне рідинно-газове включення водного розчину зі стільникових тріщин у кварці; *b* – вторинні розтріскані рідинно-газові включення водного розчину, що брав участь у рості досконалого льодово-прозорого різновиду кварцу (тип Г); *c* – первинне рідинно-газове включення водного розчину у кристалі топазу; *d* – вторинне включення, що виникло внаслідок охолодження водного висококонцентрованого сольового розчину, у димчастому кварці; *e* – вторинне розтріскане газопо-рідке включення водного розчину у кварці; *L* – фаза водного розчину; *G* – газова фаза; *B* – мінерал-в'язень. Стрілками позначено ореоли розтріскування включень.

Закономірність зміни флюїду визначена зниженням флюїдного тиску від літостатичного через проміжний до гідростатичного. Зниження тиску, відповідно, спричинене тим, що зі зниженням температури зростає проникність і тріщинуватість гранітів та пегматитовмісних порід; система мінералоутворення еволюціонує від гідродинамічно закритої через проміжну до відкритої [3].

Аналіз зміни агрегатного стану, хімічного складу, наповнення, *PT*-параметрів консервування флюїдних включень у мінералах свідчить, що кристали в камерах росли у проточній системі, тобто у флюїдному потоці. Його швидкість у процесі формування пегматитів змінювалася в широких межах: від мінімальної (застійні, конвекційні) до дуже великої (спрямовані потоки). У зоні Володарськ-Волинського глибинного розлому необхідний тиск флюїдного потоку створили продукти дегазації кислої й основної магми [3].

Хімічний склад продуктів дегазації магми в процесі зниження температури і тиску змінюються в напрямі від важко- до легкорозчинних. Збільшення розчинності газових або флюсових компонентів у гранітному та базальтовому розплавах відбувається в такому напрямі [6, 11]:



Тому порядок зміни хімічного складу продуктів дегазації магми, що надходять по зоні глибинного розлому в пегматити, впливатиме на мінеральний склад кристалів у камерах. Розмаїття мінеральних парагенезисів, що визначене лише зміною потенціалів калію і фтору, наочно демонструє діаграма (рис. 7).

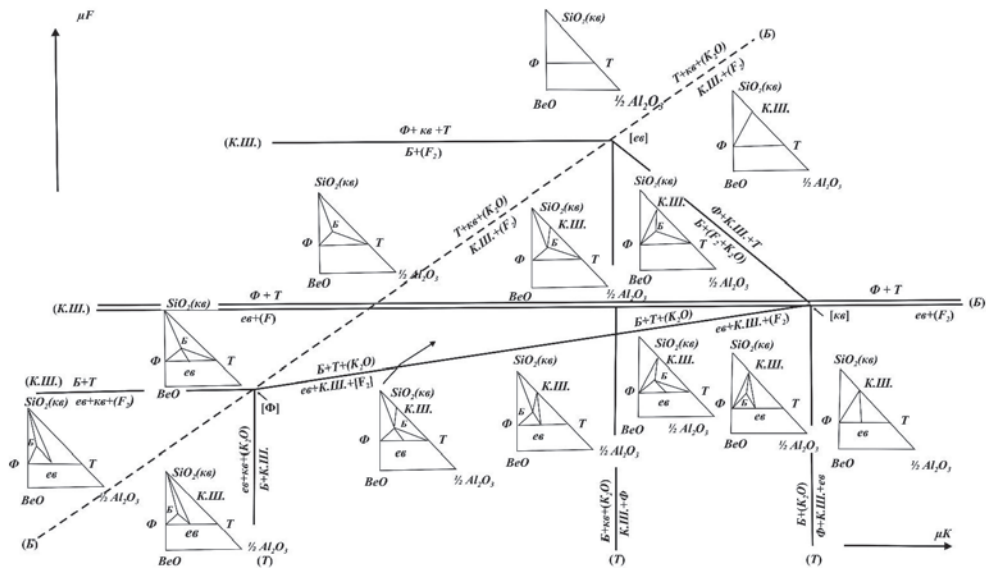


Рис. 7. Діаграма зміни парагенезисів берилієвих мінералів від хімічних потенціалів калію і фтору [8].

Фтор (як пізній компонент газової суміші продуктів дегазації магми) домінує наприкінці цього процесу, тому ріст кристалів топазу, флюориту, тобто мінералів, у складі яких є фтор, треба очікувати в пізніших утвореннях Володарськ-Волинського пегматитового поля (зокрема в пегматитах, розташованих на глибоких горизонтах родовища). Крім того, топаз кристалізується з кислих водних розчинів за дуже високого потенціалу фтору щодо лугів [8]. Для росту великих і гігантських кристалів топазу необхідне тривале надходження збагачених фтором водних розчинів. Такі умови на родовищі траплялися зрідка. Імовірно, сприятливіші ситуації (передусім, за тривалістю росту кристалів

топазу й також, без сумніву, у флюїдному потоці) були в пегматитах інших родовищ світу, де виявили більші, ніж на Волині, індивіди.

Для росту кристалів берилу потрібна наявність у мінералоутворювальному розчині берилію і, ймовірно, фтору, що відіграє роль катализатора, проте, на відміну від топазу, вже зі зменшенням кислотності розчину та зростанням потенціалу калію. Суть у тому, що з підвищенням лужності розчинів зростає активність берилію, унаслідок чого він захоплює алюміній. Берил стійкий у разі малих і середніх значень потенціалів калію і фтору (див. рис. 6).

Факти роздільної наявності берилу й топазу зумовлені, ймовірно, різними умовами стійкості фторокомплексів алюмінію та берилію. Відомо, що зі збільшенням кислотності водних розчинів зростає активність кислотних компонентів. У такому випадку алюміній іде на утворення топазу, а берилій, у разі його достатньої концентрації, фіксується у вигляді силікату без алюмінію – фенакиту [8]. Умови, сприятливі для росту кристалів берилу, у камерних пегматитах Волині трапляються ще рідше, ніж для топазу. Проте вони, судячи зі знахідок кристалів берилу гігантського розміру, можуть виявлятися в інших регіонах планети.

Однак чи не найважливішим завданням, яке треба вирішити, щоб пояснити появу таких гігантів, є, на наш погляд, пошук джерела флюїдних потоків із достатньою кількістю берилію, а також відповідних умов для тривалого росту таких кристалів. Дуже малий розмір іона Ве не дає змоги йому входити у структури більшості силікатів (у плагіоклазі $Be \rightarrow Ca$), тому під час формування пегматитів він накопичується у постмагматичних розчинах. Отже, найвірогіднішим джерелом надходження Ве у середовище мінералоутворення камерних гранітних пегматитів є продукти дегазації кислої магми, процеси альбітизації й мусковітизації порід.

Формування кристалів кварцу й мікрокліну в камерах пегматитів Волині не має обмежень щодо речовини, яка може бути використана для їхнього росту. Існують лише обмеження щодо умов їхнього залучення у процес розчинення в одних місцях і відкладання в інших.

Кварц може кристалізуватися як з лужних, так і з кислих водних розчинів; в останньому випадку – лише за наявності в розчині фтору. За участю гомогенних водних розчинів, що мають густину, близьку до критичної, кристалізується гірський кришталь, а гетерогенних (водний сольовий розчин + газ) – димчастий, плямистий кварц. Кварц із зони вилуговування і перекристалізації, що розташована в нижній частині пегматитового тіла, звичайно йде на ріст кристалів кварцу в камерах [18]. Однак не завжди пегматитові тіла з великим об'ємом цієї зони мали в камерах великі й гігантські кристали кварцу. Такі тіла вирізнялися великими зонами окварцювання. Подібний спосіб формування, ймовірно, характерний для кристалів мікрокліну з камер пегматитів.

Отже, ріст великих і гігантських кристалів у камерах гранітних пегматитів відбувається в потоці мінералоутворювального флюїду. Його тривале існування можливе лише за умови перебування пегматитів у зоні глибинного розлому. Утримувати спокійну еволюційну зміну мінералоутворювального середовища з невеликим пересиченням і повільним ростом кристалів протягом тривалого часу, сприятливого для росту таких індивідів, у активних тектономагматичних районах становлення камерних пегматитів вдається у рідкісних випадках. Генерують флюїдні потоки, що беруть участь у рості великих кристалів у камерах пегматитів, продукти дегазації магматичного розплаву.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис / И. Т. Бакуменко. – М. : Наука, 1966. – 172 с.
2. Возняк Д. К. Использование растресканных включений для восстановления *PT*-условий минералообразования (на примере кварца пегматитов Волини) / Д. К. Возняк, В. А. Калюжный // Минерал. сб. – 1977. – № 31, вып. 2. – С. 22–30.
3. Возняк Д. К. Фізико-хімічні умови формування та особливості локалізації заноришових пегматитів Волині (Український щит) / Д. К. Возняк, В. І. Павлишин // Мінерал. журн. – 2008. – Т. 30, вип. 1. – С. 5–20.
4. Газета по-українськи. – 2012. – № 17. – С. 5.
5. Дир У. А. Пороодообразующие минералы. Т. 1 / У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман. – М. : Мир, 1965. – С. 291–303.
6. Загорский В. Е. Миароловые пегматиты / В. Е. Загорский, И. С. Перетяжко, Б. М. Шмакин. – Новосибирск : Наука, Сибирская издательская фирма РАН, 1999. – 488 с.
7. Кадик А. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью / А. А. Кадик, О. А. Луканин // Геохимия. – 1973. – № 2. – С. 163–180.
8. Калюжная К. М. К парагенезису акцессорных берилла, фенакита и эвклаза в топазо-морионовых пегматитах / К. М. Калюжная, В. А. Калюжный // Минерал. сб. – 1963. – № 17. – С. 136–147.
9. Калюжный В. А. Генезис пегматитів заноришевого типу, критерії їх розшуків та оцінки / В. А. Калюжный // Геол. журн. – 1975. – Т. 35, вип. 5. – С. 45–54.
10. Калюжный В. А. Стадійність пегматитового процесу і питання генезису акцесорних рідкіснometалевих мінералів (на прикладі пегматитів заноришевого типу Волини) / В. А. Калюжный // Геол. журн. – 1976. – Т. 36, вип. 1. – С. 69–78.
11. Калюжный В. А. Перенаполнение жидких включений в минералах и его генетическое значение / В. А. Калюжный // Минерал. сб. – 1971. – № 25, вып. 2. – С. 124–131.
12. Косухин О. Н. Магматический этап формирования гранитных пегматитов / О. Н. Косухин, И. Т. Бакуменко, В. П. Чупин. – Новосибирск : Наука СО, 1984. – 137 с.
13. Кристалл-гигант кварца из пегматитового тела / Л. А. Приказчиков, Ю. Г. Сорокин, А. А. Москалюк, А. С. Весельев // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1964. – Ч. 93, вып. 2. – С. 212–219.
14. Матковський О. Основи мінералогії України / О. Матковський, В. Павлишин, Є. Сливко. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 856 с.
15. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини / [Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин, В. Т. Латыш, Ю. Г. Сорокин]. – Львов : Вища школа, 1973. – 360 с.
16. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів заноришевих пегматитів Волині / [Відп. ред. В. А. Калюжный]. – К. : Наук. думка, 1971. – 216 с.
17. Петровская Н. В. Весьма крупные кристаллы минералов и условия их образования / Н. В. Петровская // Минерал. журн. – 1985. – Т. 7, № 2. – С. 3–11.
18. Приказчиков Л. А. Процессы перекристаллизации и замещения в топазо-морионовых пегматитах Волини / Л. А. Приказчиков : Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1963. – 21 с.

19. Пришельцы из магмы (По материалам журнала “Сьянс Э Авенир”) // Наука и жизнь. – 1984. – № 2. – С. 111.
20. Сорокин Ю. Г. Об уникальной находке топазов на Волыни / Ю. Г. Сорокин, А. И. Перегуда, А. И. Береговенко // Минерал. сб. – 1967. – № 21, вып. 3. – С. 312–313.
21. Юргенсон Г. А. Гигантский кристалл кварца / Г. А. Юргенсон // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1961. – № 6. – С. 747–748.
22. Cressey G. Crystals / G. Cressey, I. F. Mercer. – London : Natural History Museum, 1999.
23. Frondel C. The size of crystals / C. Frondel // Amer. Miner. – 1935. – Vol. 20, N 6. – P. 469–475.
24. Palace C. Largest crystals / C. Palace // Amer. Miner. – 1932. – Vol. 17, N 3. – P. 362–363.
25. Retgers J. W. Über den Einfluss fremder Substanzen in der Lösung auf die Form, die Reinheit und die Grosse ausgeschiedenen / J. W. Retgers // Krystallogr. Zeit. Physic. Chem. – 1892. – Bd. 9, N 2. – S. 278.
26. Rickwood P. C. The largest crystals / P. C. Rickwood // Amer. Miner. – 1981. – Vol. 66, N 7. – P. 885–907.
27. Sourirajan S. The system H₂O–NaCl at elevated temperatures and pressure / S. Sourirajan, G. C. Kennedy // Amer. J. Sci. – 1962. – Vol. 260, N 2. – P. 115–141.

*Стаття: надійшла до редакції 10.05.2012
прийнята до друку 29.05.2012*

LARGE AND GIANT CRYSTALS AS A CRITERION FOR GENESIS OF CHAMBER PEGMATITES

D. Voznyak¹, O. Matkovskiy², V. Pavlyshyn³

¹*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,
34, Acad. Palladin Av., 03680 Kyiv, Ukraine*

E-mail: voznyak@igmof.gov.ua

²*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine*

E-mail: mineral@franko.lviv.ua

³*Taras Shevchenko National University of Kyiv
90, Vasylkivska St., 03022 Kyiv, Ukraine*

Chamber pegmatites are confined to shallow depths (1,5–3,5 km) of the Earth's crust, which conditional on general features of the mineral-forming fluids evolution in the cavities of their free growth. Due to lower the temperature and discharge of tectonic stress increases the dynamic porosity and permeability of the pegmatite enclosing rocks. Their increase is reduces the tightness of cameras and accompanied by a change of hydrodynamic conditions mineral-forming systems: from a closed, through transitional it becomes open. Thus there is a natural transition from lithostatic fluid pressure through the intermediate to hydrostatic pressure. For long-term of state of the mineral system are typical of growth a large and giant crystals when *PT*-parameters which

are close to lithostatic or slightly below. These conditions can be realized subject to crystal growth in the flow of mineral-water solution (H₂O, CO₂, F etc.).

Key words: giant crystals, quartz, topaz, beryl, chamber pegmatites, fluid inclusions.

БОЛЬШИЕ И ГИГАНТСКИЕ КРИСТАЛЛЫ КАК КРИТЕРИЙ ГЕНЕЗИСА КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Д. Возняк¹, О. Матковский², В. Павлишин³

¹*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАНУ,
просп. акад. Палладина, 34, 03680 Киев, Украина*

E-mail: voznyak@igmof.gov.ua

²*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,
ул. Грушевского, 4, 79005 Львов, Украина*

E-mail: mineral@franko.lviv.ua

³*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
ул. Васильковская, 90, 03022 Киев, Украина*

Камерные пегматиты приурочены к небольшим глубинам (1,5–3,5 км) земной коры, что обуславливает общие черты эволюции минералообразующего флюида в полостях свободного роста. Вследствие снижения температуры и разрядки тектонических динамических напряжений увеличивается пористость и проницаемость гранитов и пород, вмещающих пегматиты. Их увеличение уменьшает герметичность камер и сопровождается изменением гидродинамического состояния минералообразующей системы: она из закрытой через переходную становится открытой. При этом происходит закономерный переход флюидного давления от литостатического через промежуточное до гидростатического. Рост больших и гигантских кристаллов происходит в случае длительного состояния минералообразующей системы, *PT*-параметры которой близки к литостатическим либо несколько меньше. Такие условия могут быть реализованы при условии роста кристаллов в потоке минералообразующего водного флюида (H₂O, CO₂, F и др.).

Ключевые слова: гигантские кристаллы, кварц, топаз, берилл, камерные пегматиты, флюидные включения.