

УДК 553.21/.24:553.061.013(477.42)

Д. К. Возняк, В. І. Павлишин

Фізико-хімічні умови формування та особливості локалізації заноришових пегматитів Волині (Український щит)

Заноришові пегматити Волині у коростенських гранітах приурочені до зони, по якій до камер вільного росту кристалів (заноришів) тривалий час надходили продукти дегазації магми кислого й основного складу. Той факт, що ця зона розташована поблизу контакту з основними породами району, є, певною мірою, випадковим. Натомість має значення те, що по західному контакту основних порід з гранітами проходить Володарськ-Волинський глибинний розлом, по якому передбачається надходження магми коростенського граніту, а в подальшому — продуктів дегазації магми. Генетичний зв'язок між джерелом тривалого надходження летких (H_2O , CO_2 , HF) флюїдів і розташуванням заноришових пегматитів є необхідною передумовою росту в них великих кристалів кварцу, топазу, берилу не лише для Волині, але й, імовірно, інших місць планети.

Вступ. Пегматити об'єднують велику і своєрідну групу різноманітних геологічних об'єктів, що відрізняються за своєю будовою, формою, розмірами, мінеральним складом і типом корисних копалин, глибиною і способом утворення [41]. Заноришові (за О. Є. Ферсманом), камерні (за М. П. Єрмаковим) або кристалоносні (за А. І. Гінзбургом і Г. Г. Родіоновим) пегматити формувалися на глибині 2–3,5 км [13]. Ці значення перебувають в межах, де можливий прояв гідродинамічно відкритої системи [12] і ріст кристалів у вільному просторі. За Ю. О. Долговим [14], нижньою межею поширення заноришів у пегматитових тілах є глибина 6–8 км.

Стосовно генези [3] заноришових пегматитів взагалі (і Волині зокрема) існує низка поглядів [17, 27, 28, 35 та ін.], що відрізняються різним ступенем обґрунтованості. Їхню достовірність іноді важко як підтвердити, так і спростувати. Проте з часом накопичуються факти, що дозволяють більш однозначно відтворювати умови формування заноришових пегматитів, генеза яких має наукове і практичне значення. За словами Ф. Хесса пегматити є, без сумніву, "...найвищавішою, найсуперечливішою і разом з тим найцікавішою групою з усіх відомих порід" [41, с. 382]. З іншого боку, правильне розуміння причин їхнього утворення слугує засобом отримання ефективних критеріїв пошуку продуктивних пегматитових тіл, що містять на Волині, як відомо, крупні кристали кварцу (п'єзокварцу), ювелірних топазу і берилу, колекційну сировину.

Мета роботи — проаналізувати нагромаджену інформацію про умови формування заноришових пегматитів Волині і на цій основі окреслити обґрунтованішу концепцію становлення пегматитів регіону та запропонувати нові критерії їх пошуку.

Геологічна позиція району поширення заноришових пегматитів. Заноришові пегматити Волині генетично і просторово пов'язані із Коростенським плутоном (Північно-Західний мегаблок Українського щита). Сучасне уявлення про глибинну будову Коростенського плутону ґрунтується на геологічних та геофізичних даних. Серед них виділимо ті, що, на наш погляд, мають безпосереднє відношення до становлення заноришових пегматитів вздовж західного контакту Володарськ-Волинського (раніше він мав назву Волинського) габро-анортозитового (лабрадоритового) масиву. Примітно, що Волинський і Чоповицький масиви габро-лабрадоритів розділені Центральним або Коростенським глибинним розломом, ширина зони якого складає кілька кілометрів. Породи в його межах роздроблені, розбиті численними порушеннями на окремі блоки [44]. Вздовж південної

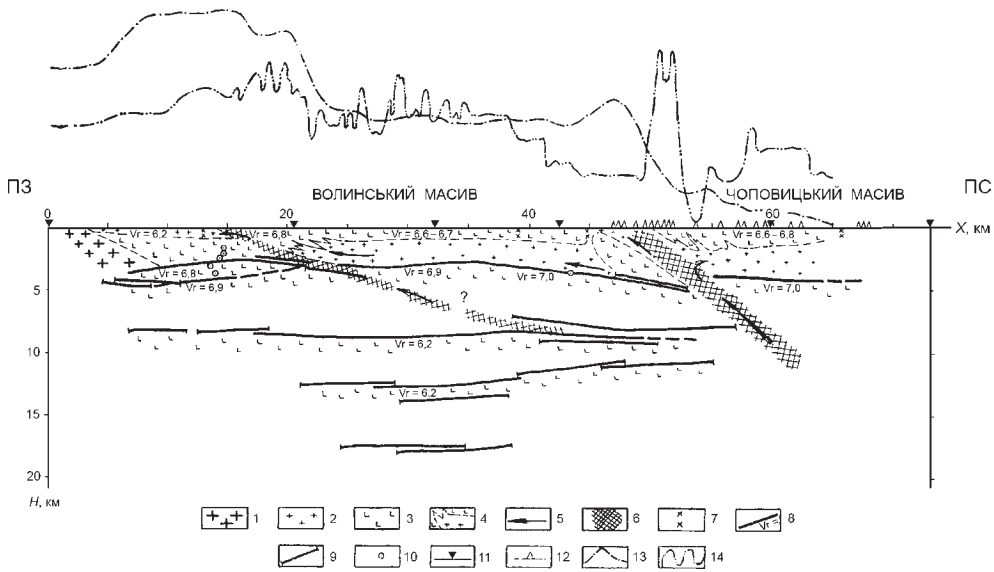


Рис. 1. Геолого-геофізичний розріз верхньої частини земної кори Коростенського плутону (авт.: В. Б. Соллогуб, А. Т. Калюжна, В. М. Єгоров, А. В. Чекунов) [44]: 1 — граніто-гнейси і мігматити кіровоградсько-житомирського комплексу; 2 — граніти коростенського інтрузивного комплексу; 3 — габро-лабрадорити коростенського інтрузивного комплексу; 4 — контакти основних і кислих порід коростенського комплексу за даними гравіметрії і магнітометрії; 5 — передбачувані напрямки надходження кислої магми під час утворення коростенських гранітів; 6 — зони крупних розломів; 7 — дрібні розломи; 8 — заломлювальні горизонти, зазначена гранична швидкість, км/с; 9 — відбивні горизонти; 10 — точки дифракції; 11 — пункти вибуху; 12 — бурові свердловини; 13 — крива D_g ; 14 — крива Z_a

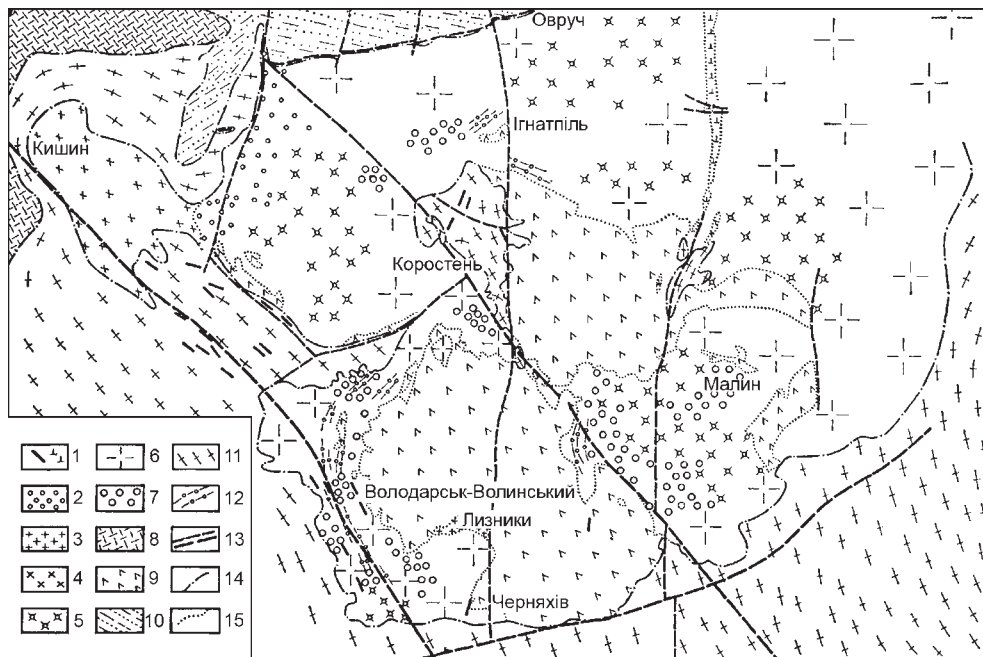


Рис. 2. Схематична геолого-петрографічна карта Коростенського плутону [32]: 1 — дайкові породи; граніти; 2 — порфіроподібні контаміновані (дивилінські), 3 — середньозернисті біотитові (лизниківські), 4 — середньозернисті біотитові (кишинські), 5 — крупнозернисті амфібол-біотитові рапаківіподібні (степанівські), 6 — різнозернисті біотит-амфіболові рапаківіподібні (росохівські і коростенські), 7 — рапаківі дрібно- і середньоовоїдні, 8 — осницького комплексу; 9 — основні (габро-анортозитові) породи; 10 — породи овруцької ефузивно-осадової серії; 11 — гнейси, мігматити, граніти кіровоградсько-житомирського комплексу; 12 — зони вилуговування (і окварцювання); 13 — розломи (зліва направо: північно-західні — Володарськ-Волинський, Коростенський, субмеридіональні — Немирівський і Звездальський); 14 — границі різновікових комплексів; 15 — границі різновидів порід плутону

частини Волинського масиву основних порід встановлено крупний Володарськ-Волинський розлом (рис. 1) [32]. Показово, що падіння обох розломів на північний схід відносно полого і Володарськ-Волинський розлом пологіший за Центральний (рис. 2) [44]. Розрахунки показують, що Володарськ-Волинський розлом на глибині може з'єднуватися з Коростенським. Передбачається, що по Володарськ-Волинському розлому відбувалося надходження кислої магми у процесі утворення коростенських гранітів.

У напрямку від західного контакту з основними породами до гнейсо-мігматитових порід рами плутону встановлено гібридні породи (габро-сієніти, монцоніти) та п'ять різновидів гранітів [17, 28, 32]: γ_1 — нечітко порфіроподібні, середньозернисті, алотріоморфно-та гіпідіоморфнозернисті; γ_2 — порфіроподібні дрібнозернисті апліт-пойкілітові; γ_3 — пойкило-пегматитові і аплітопегматоїдні; γ_4 — мікропегматитові та γ_5 — крупноовоїдні. У гранітах γ_1 – γ_4 встановлено поступове зменшення ступеня гібридності та збільшення вмісту SiO_2 . Граніти γ_1 найбільш гібридні та основні за складом. Граніти γ_2 – γ_4 поступово змінюють один одного, найбільш чітко вони відрізняються за структурою основної маси. Пегматити у гранітах трапляються відносно часто, проте вкрай нерівномірно. Основна кількість їх здебільшого зосереджена у гранітах γ_2 і γ_1 (часто на їх контакт) вздовж західного контакту Волинського масиву. Такі різновиди гранітів відомі і у зоні східного контакту масиву, проте там продуктивних пегматитових тіл не виявлено.

У будові Володарськ-Волинського пегматитового поля виділяються чотири зони (зі сходу на захід) [17, 28, 32]: 1 — пегматитових жильних апофізів; 2 — продуктивних повнодиференційованих пегматитів; 3 — розсіяних дрібних пегматитових тіл; 4 — прожилкових кварцових виділень з навколотріщинним вилуговуванням (зона окварцювання і вилуговування).

Флюїдні включення. За результатами досліджених флюїдних включень у мінералах з пегматитів Волині (передовсім у кристалах із заноришів) отримано велику за обсягом генетичну інформацію [28, 35]. Цьому процесу вивчення сприяли зазвичай великі розміри включень та їхнє повсюдне поширення у прозорих мінералах. Через помилки і здобутки дослідники набули цінного досвіду у реконструкції умов становлення заноришових пегматитів за результатами вивчення флюїдних включень. Зокрема, доведено [8, 9], що: флюїди, які брали участь у рості кристалів топазу і кварцу, не містили такої значної кількості речовини цих мінералів, як вважалося [30]; за допомогою методу перенаповнення флюїдних включень [20] обґрунтовано порядок зміни мінералоутворювального флюїду в процесі становлення заноришових пегматитів [9, 21, 35]; стільниковий кварц, а точніше — густа

Таблиця 1. Температура гомогенізації розкристалізованих включень силікатних розплавів у кварці зовнішніх зон камерних пегматитів Волині [41]

Тип занориша за найбільш розповсюдженим мінералом	Коротка характеристика зразка	T_g , °C
Топазовий	Вкрапленики кварцу в дрібнозернистих графічних агрегатах	> 670
	Дрібнозернисті графічні агрегати	660–650
	Дрібнозернисті графічні агрегати із вкраплениками кварцу	650–640
	Крупнозернисті неяснографічні агрегати з переходами до скелетнографічних	630–620
Кварцовий	Середньозернисті графічні агрегати	730–710
	Крупнозернисті графічні агрегати	700–660
	Середньозернисті графічні агрегати	750–720
	Графічна зона (близько контакту з гранітом)	700–680
Занориші відсутні	Середньозернисті графічні агрегати із вкраплениками кварцу	700–680
	Графічна зона	690–660
	Вкрапленики кварцу в графічних агрегатах	≥ 670

П р и м і т к а. Для гранітів отримано такі значення T_g розплавних включень у кварці: 830–810 °C — для вмісного незміненого біотит-амфіболового рапаківіподібного граніту (зразок відібраний з-під пегматитового тіла зі свердловини на глибині 59,3 м); 610–600 °C — дайка аплітоподібних гранітів з цинвальдитом.

сітка інверсійної тріщинуватості, не виникає внаслідок різкого багаторазового охолодження і переходів мінералу через точку інверсії, як стверджувалося [14]; мінералоутворювальна система в процесі кристалізації мінералів занорища змінювалась від закритої до гідродинамічно відкритої системи тощо [5, 6, 9, 22, 35].

Відтворення умов формування заноришових пегматитів Волині ґрунтується на таких достовірних даних (в напрямку від ранніх до пізніх утворень). 1. У кварці зовнішніх зон камерних пегматитів трапляються включення розкритого силікатного розплаву (тверді мінеральні фази + водний розчин + газова фаза), температура гомогенізації яких складає 630–760 °С [1, 41] (табл. 1).

2. Стільниковий кварц — характерний різновид мінералу заноришових пегматитів. Його утворення викликане метастабільним поліморфним переходом високотемпературної (β) модифікації у низькотемпературну (α) з великою швидкістю. Оскільки стільникова тріщинуватість проявляється на еволюційному етапі становлення пегматитів, то стільниковий кварц може слугувати термобарометром [5, 6]. Він кристалізувався за участю газоподібного водного розчину густиною $\approx 0,3\text{--}0,4 \text{ г/см}^3$, PT -параметри якого дорівнювали 585–593 °С і 50–90 МПа.

3. У результаті вивчення в кристалах топазу первинних флюїдних включень з великою кількістю твердих фаз Г. Г. Леммлейн, М. О. Клія та І. А. Островський дійшли висновку, що у пегматитах кристалізація топазу, кварцу, мусковіту, кріоліту та інших мінералів (тобто твердих фаз включень) відбувалась зі збагаченою водою силікатного розплаву з температурою орієнтовно $\sim 700 \text{ °С}$ та під тиском у декілька тисяч атмосфер [31].

Згодом [4, 35] виявилось, що у таких включеннях: 1 — співвідношення між твердими фазами (кварцом, альбітом, протолітійнітом, кріолітом, флюоритом іноді колумбітом) непостійне; крім того, набір твердих фаз у включеннях також непостійний; 2 — співвідношення між сумарними об'ємами твердих фаз, з одного боку, та рідиною й газом, з іншого, змінюється у широких межах, хоча здебільшого об'єм твердих фаз становить орієнтовно 75–80 %, а співвідношення між рідкою та газовою фазами складає близько 2 : 3; 3 — іноді серед включень з твердими фазами трапляються рідинно-газові (рідини $\sim 40\%$) включення, що не містять твердих фаз. Зазначені вище спостереження вказують, що тверді фази у цих включеннях не є дочірніми, а ксеногенними мінералами. Тобто можна стверджувати, що кристалізація топазу відбувалась не з розплаву, а за участю газового або рідкого водного розчину, густина яких близька до критичної. За умови деякого температурного градієнта у таких включеннях можна отримувати тривале кипіння розчину [20]. Найімовірніше, формування цих своєрідних за наповненням первинних включень пов'язане з осіданням на грані кристалів топазу, що ростуть, різноманітних мікрокристаліків мінералів зі скаламученого мінералоутворювального водного розчину.

Таким чином, закипання водного розчину у камерах і, як наслідок, його скаламучення може бути зумовлене [20]: 1 — мікропорушеннями герметичності занорища з короткочасними зменшеннями флюїдного тиску до значень, що відповідають параметрам двофазової рівноваги "рідина–пара" (короткотривалі закипання) або 2 — термічним градієнтом у занориші, в якому перебував мінералоутворювальний водний розчин, що за густиною близький до критичного (тривале кипіння). Останній варіант проявиться, найімовірніше, на великих за розміром (передовсім по вертикалі) заноришах. Температура гомогенізації (T_g) первинних рідинно-газових включень в топазі становить 410–415 (в газ), 372–392 °С (в рідину). Найімовірніше, температура кристалізації топазу дорівнює або дещо менша за T_g включень (у будь-якому разі вона близька до T_g), а тиск дещо перевищував 30–40 МПа.

Проте і в подальшому вищезгадані первинні включення в топазі не залишалися поза увагою дослідників. В. І. Коваленко, Г. М. Царьова, В. Б. Наумов та ін. [25, 43] вважають, що силікатна магма у включення потрапила за температури $\sim 650\text{--}700 \text{ °С}$ та тиску не менше 2,6–3,0 кбар. Концентрація води у розплаві складала 9 % від маси. Хімічний аналіз гомогенного скла, отриманого під час нагрівання включень в автоклаві (середнє із 5 електронно-зондових аналізів, у % від маси): SiO_2 — 60,71; Al_2O_3 — 17,47; Na_2O — 5,22; K_2O — 4,11; FeO — 0,17; F — 5,01; Cl — 0,36; інші компоненти — 0,00–0,03. Отже, зазначені автори дотримуються гіпотези магматичного походження кристалів топазу із заноришів пегма-

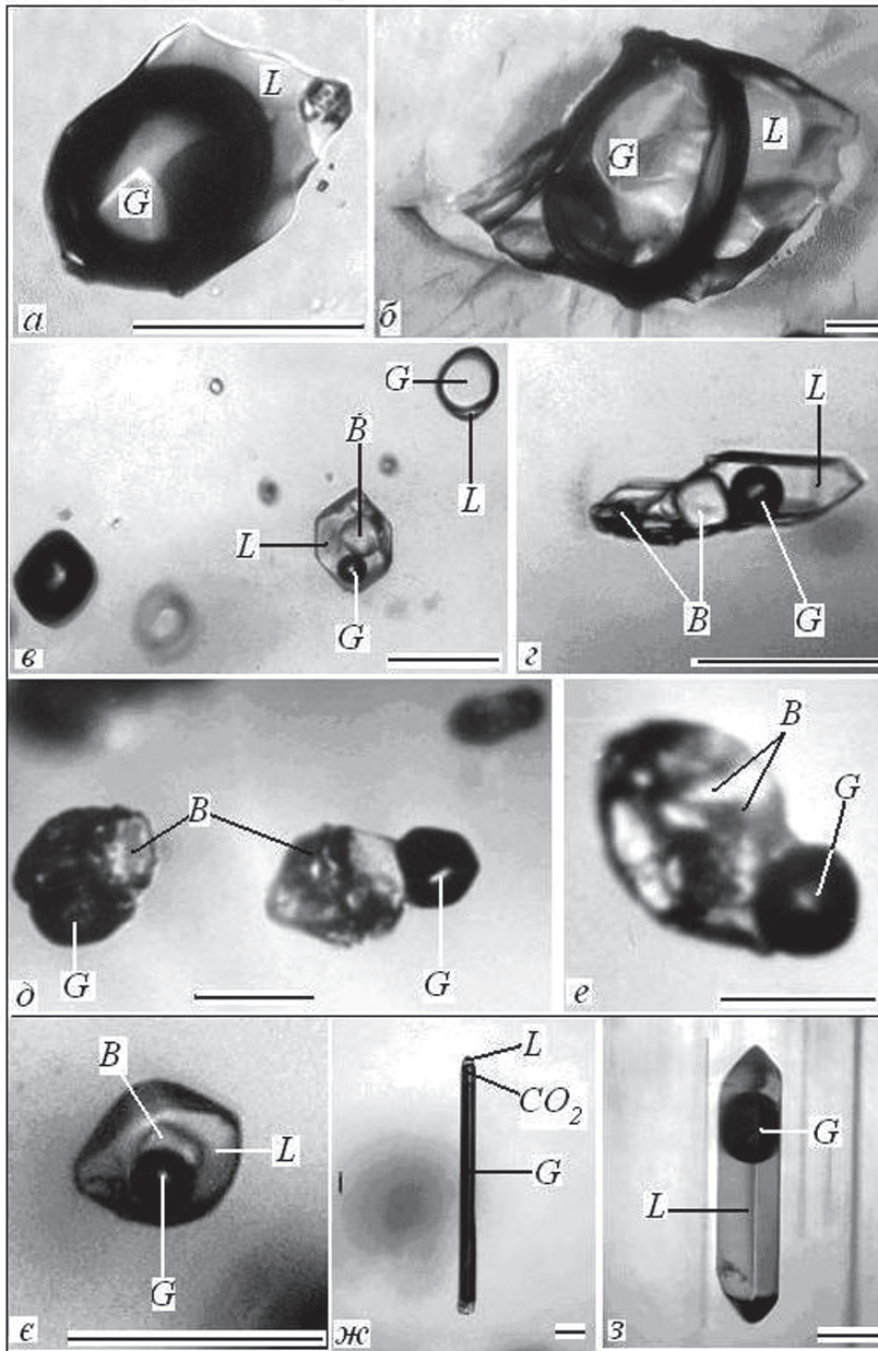


Рис. 3. Флюїдні включення у кварці кристалів з занориша (від ранніх до пізніх): а — вторинне рідинно-газове стільникове включення типу 1; б — вторинне розтрікане рідинно-газове включення типу 4, флюїд таких включень брав участь у рості основної маси кристалів; в, з — вторинні багатофазові включення з мінералами-в'язнями типу 5а. Сингенетичні до них рідинно-газові включення вміщують орієнтовно 15 % водного розчину (е). Трапляються розтрікані включення (е); д, е — вторинні багатофазові включення типу 5б; е — багатофазове включення типу 5а; ж, з — первинні сингенетичні включення, відповідно, типу 6 і 7. Фази: L — водного розчину; G — газова; B — мінералів-в'язнів. Мітка — мірило відповідає 50 мкм

титів Волині, вперше висловленої Г. Г. Леммлейном зі співавторами.

Твердження про магматичне походження кристалів топазу, на наш погляд, недостатньо обґрунтоване. На це опосередковано вказує ще й невідповідність значень глибини формування занориша, отриманих, відповідно, за флюїдним тиском консервації включень у топазі та кварці [5]. Оскільки флюїдний тиск кристалізації топазу, за даними [43],

складав 2,6...3 кбар, то глибина, на якій він можливий, дорівнюватиме орієнтовно 10 км. Вона розрахована за рівнянням:

$$h \text{ (км)} = 260...300 \text{ МПа} / (27...30) \text{ МПа/км},$$

де 260...300 МПа — флюїдний тиск кристалізації топазу; (27...30) МПа/км — літостатичний градієнт (густина граніту — 2,67; габро — 2,97 г/см³), а h (км) — глибина залягання кристалів топазу в період його росту. Розрахунки велися за умови, що система мінералоутворення відповідала гідродинамічно закритій системі, у якій флюїдний тиск відповідає літостатичному. Нагадаємо, що глибина, на якій перебував занориш п. т. 303 під час кристалізації кварцу пізньої регенерації (різновид Д), не перевищувала 2,3–2,5 км [5]. Мало ймовірно, щоб Володарськ-Волинський пегматитовий район або його окремі ділянки за відносно короткий період (проміжок у часі кристалізації топазу (більш раннє утворення) та кварцу різновиду Д) зазнали орієнтовно 7-кілометрового вертикального переміщення вгору.

4. Завдяки гетерогенному стану флюїдів (рідина + газ), що діяли наприкінці росту кристалів кварцу, топазу та інших мінералів у заноришах, можна достатньо повно і достовірно відтворити PT -параметри їх консервації. За перенаповненнями включень встановлено тенденцію їхньої зміни: спочатку діяли висококонцентровані (~ 50–60 %) водні сольові розчини (включення типу 5а), температура яких складає 340–380 °С (рис. 3, а); в наступному солоність флюїду (включення типу 5б) різко зростає до 80–85 % (сольовий розплав, розплав–розсіл), а температура досягає 450–500 °С (рис. 3, б). Пізні розчини (включення типу 5в) відзначаються солоністю 30–35 % та температурою консервації ~ 200–250 °С (рис. 3, в).

Поява включень типу 5а зумовлена збільшенням пористості й тріщинуватості гранітів, що вміщують пегматити, та, як наслідок, зміною ступеня герметичності занориша. Система мінералоутворення із гідродинамічно закритої стає проміжною: флюїдний тиск зменшується від літостатичного до проміжного, значення якого більші за гідростатичний тиск, але менші за літостатичний. Зменшення флюїдного тиску за постійної температури (або невеликого її зростання) викликало у заноришах гетерогенізацію (кипіння) флюїду (рідина + газ). Вона супроводжувалася частковою втратою рідкою фазою летких (H₂O, CO₂) компонентів і, як наслідок, зростанням її солоності. Флюїди, законсервовані у включеннях типу 5а, ймовірно, брали участь у кристалізації "плямистого" кварцу периферійних зон кристалів [19, 35]. Густина (0,15–0,20 г/см³) газової фази, що співіснує з рідким водним сольовим розчином включень типу 5а, дещо менша за густину (0,3–0,4 г/см³) флюїду, що брав участь у кристалізації основної маси кристалів занориша.

Різке підвищення температури мінералоутворення у занориші до 450–500 °С супроводжувалося різким зростанням солоності водного розчину (розплаву–розсолу, включення типу 5б), оскільки вищій температурі кипіння за постійного тиску відповідає більша солоність водно-сольового розчину. Таке підвищення температури супроводжувалося повсюдним розтріскуванням флюїдних включень, що вже існували на той час у кварці. На відносну короткочасність цього різкого підвищення температури наприкінці становлення кристалів занориша вказує невеликий об'єм перевідкладеної речовини в процесі набуття флюїдним включенням рівноважної форми у кристалах топазу [6, 9]. Примітно, що ці високотемпературні сольові розплави–розсоли проявилися не на всіх пегматитах центральних ділянок пегматитового поля.

Зміна високотемпературного і висококонцентрованого розплаву–розсолу (включення типу 5б) на сольовий розчин, що відзначався невисокими значеннями температури ~ 200–250 °С та солоністю 30–35 %, зумовлена надходженням у занориш холодних тріщинних вод верхніх горизонтів кори. Вони потрапили у занориш по системі тріщин в період зниження тиску глибинного флюїду до значень гідростатичного (гідродинамічно відкрита система).

5. У подальшому зростання тиску глибинного флюїдного потоку вище значення гідростатичного знову призводить до його появи у заноришах. Зокрема, це стосується надходження у водний розчин фази CO₂-флюїду. Вона представляє собою продукт дегазації базитового розплаву, оскільки включення CO₂-флюїду виявлені лише у мінералах інтрузивних порід.



Рис. 4. Схема зміни параметрів мінералоутворювальних флюїдів з часом у період росту кристалів у заноришах продуктивних пегматитових тіл Волині, за результатами вивчення включень у кварці. 1, 5а, 5б, 5в, 6, 7, 8, 9 — типи флюїдних включень [9], крива AA — температурна крива остигання тіла

зивних порід основного і ультраосновного складу [39].

Згадана вище гетерогенна флюїдна система зафіксована сингенетичними первинними включеннями типу 6 (CO₂-флюїд) і типу 7 (водний розчин) у кварці пізньої регенерації (різновид Д), що має переважно малу потужність — перші міліметри, проте широке розповсюдження. Фаза CO₂-флюїду представлена як газом, так і рідиною. Газ проявляється під час формування пегматитових тіл на центральних ділянках, рідина — на північній околиці поля. За включеннями типу 6 (CO₂ густиною 0,21–0,23 г/см³, газ) та газово-рідкими включеннями типу 7 (мінімальні значення T_г = 230–240 °С) отримано PT-параметри кристалізації кварцу типу Д (п. т. 303, дільниця Дворище). Вони відповідають 230–240 °С та 23–25 МПа (відносна похибка ± (5–10 %)) [5]. Наявна система контракційних тріщин (об’єм граніту в інтервалі 800–200 °С за розрахунковими даними зменшується орієнтовно на

1,8 %) [14] надалі забезпечувала летким флюїдам статус гідродинамічно відкритої системи. З цього випливає, що глибина (h , км) формування занорища п. т. 303 складає $\leq (2,3-2,5)$ км. Вона розрахована за відношенням:

$$h \text{ (км)} = 23 \dots 25 \text{ МПа} / 10 \text{ МПа/км},$$

де 23...25 МПа — флюїдний тиск включення, 10 МПа/км — гідростатичний градієнт.

6. Примітно, що надходження глибинного CO_2 -флюїду на деяких пегматитах центральних ділянок поля супроводжувалось розтріскуванням первинних газопо-рідких включень типу 7 та вторинних типу 5в у кварці внаслідок підвищення температури до 300–320 °С [9]. На північній околиці пегматитового поля вищезгадане підвищення температури було значним. Воно зафіксовано утворенням так званого стільникоподібного кварцу та "розкуйовджених" флюїдних включень [7].

Отже, на продуктивних пегматитових тілах в період росту кристалів занорища мінералоутворювальний флюїд змінювався від ранніх до пізніх в такому порядку: водний розчин солоністю $\approx 7-10\%$, що за густиною близький до критичного \rightarrow водний розчин солоністю $\sim 50-60\%$ + пара \rightarrow сольовий розсіл солоністю $\approx 80-85\%$ + пара \rightarrow водний розчин солоністю $\leq (30-35)\%$ \rightarrow водний розчин + газ (CO_2 -флюїд). Така зміна флюїду є результатом впливу декількох взаємопов'язаних чинників. З одного боку, зі зниженням температури зростає тріщинуватість (пористість) і проникність вмісних до пегматиту гранітів і, як наслідок, змінюється герметичність флюїдної системи від гідродинамічно

Таблиця 2. Зміна $\delta^{13}\text{C}$ CO_2 різновікових груп флюїдних включень у кварці пегматитів Волині

Зразок	Тип флюїдних включень	Температура консервації включень, °С	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
<i>п. т. 303 — основне (дільниця Дворище)</i>			
1. Молочно-білий кварц ядра	Субмікроскопічні включення	> (573–600)	–19
2. Стільниковий кварц	Стільникові рідинно-газові (рідини $\sim 40\%$)	585–595	–19
3. Димчастий кварц ядра, що межує із заноришовою областю	Багатофазові з мінералами-в'язями	370–350	–16
4. Димчастий кварц ядра	Те саме	350–320	–16
5. Моріон кристала занорища	" "	300–280	–15
<i>п. т. 303 — південно-західне (дільниця Дворище)</i>			
1. Кварцові відособлення польовошпатової зони	Субмікроскопічні включення	> (573–600)	–19
2. Молочно-білий кварц поблизу заноришової області	Те саме	> (573–600)	–18
3. Стільниковий кварц кристала	Стільникові* рідинно-газові (рідини $\sim 40\%$)	585–595	–17
4. Смогастий кварц	Рідинно-газові (рідини $\sim 40\%$)	> (390–410) ... < 600	–17
5. Димчастий кварц ядра	Те саме	> (400–405) ... < 600	–17
6. Льодово-прозорий кварц кристала	" "	> 400–410) ... < 600	–15,5
<i>п. т. 305 — (Вишняківська дільниця)</i>			
1. Димчастий кварц кристала	Рідинно-газові (рідини $\sim 40\%$)	> (395–410) ... < 573	–17
2. Димчастий кварц кристала	Багатофазові з мінералами-в'язями	360–375	–16
3. Пізній кварц регенерації (різновид Д [9, 35])	Первинні газові включення CO_2 -флюїду ($\rho \sim 0,21-0,23 \text{ г/см}^3$)	230–250	–15

П р и м і т к а. *Стільникові включення законсервували розчин, що заліковував інверсійну тріщинуватість, утворену внаслідок $\beta \rightarrow \alpha$ -переходу кварцу. Результати аналізів отримані на мас-спектрометрі МІ-1305, стандарт *PDB*. Точність визначення $\pm 0,5\%$ (абсолютна похибка). Всі флюїдні включення, якщо не вказано їхній генетичний тип окремо, є вторинними.

закритої (повна герметичність, природно, неможлива) через перехідну до гідродинамічно відкритої, що, у свою чергу, позначається на агрегатному стані та солоності водних мінералоутворювальних розчинів (рис. 4). З іншого боку, поява високотемпературних розсолів-розплавів та CO₂-флюїдів, найімовірніше, викликана тектонічними рухами Володарськ-Волинського глибинного розлому.

Ізотопний склад вуглецю CO₂ флюїдних включень. CO₂ — легкий компонент, що брав участь у всьому температурному діапазоні становлення як гранітів, так і пегматитів, тому інформація про зміну значень $\sigma^{13}\text{C}$ у флюїді в процесі мінералоутворення є важливою для відтворення генези заноришових пегматитів [26]. CO₂ вилучали із мінеральних проб шляхом їх дроблення. Зазвичай аналізували валовий вміст CO₂ у пробах, в деяких випадках досліджували газ окремих типів флюїдних включень. Останній спосіб дає змогу отримати найдостовірнішу інформацію, проте його часто важко або неможливо реалізувати. Хоча на більш ранні мінеральні утворення накладаються пізніші флюїди, валовий аналіз газу різновікових мінеральних проб здебільшого достовірно відбиває напрямок зміни $\sigma^{13}\text{C}$ CO₂ в процесі мінералоутворення.

Ізотопний склад вуглецю з діоксиду вуглецю мінералоутворювального флюїду в процесі становлення заноришових пегматитів, відтворений за певними типами флюїдних включень, закономірно об'являється в межах від -19 до -15 ‰ внаслідок надходження в систему глибинного (мантійного) CO₂. Таке явище вперше виявив Г. П. Мамчур із співавторами (табл. 2) [33]. Зауважимо, що добору флюїдних включень одного типу приділялася особлива увага, оскільки навіть стільниковий кварц містить крім основної кількості стільникових ще багато більш молодих включень.

Згодом Г. П. Мамчур та ін. [34, 37, 38] на основі валових аналізів газу, вилученого із вмісних до пегматиту гранітів, порід різних структурних зон заноришових пегматитів, кристалів кварцу із занорища, встановили, що тенденція збільшення кількості ¹³C у CO₂ зберігається для всього процесу формування заноришових пегматитів. Вмісні до пегматиту граніти відзначаються більшою кількістю ізотопно легкого вуглецю у CO₂. Передбачається, що він утворився з вуглецю органічної речовини, розсіяної в осадових породах, які були різною мірою контаміновані гранітною магмою. Останньою обставиною, імовірно, пояснюється широкий діапазон значень $\sigma^{13}\text{C}$ CO₂ (від -34 до -12,8 ‰) з гранітів. Слід підкреслити, що зона графічного пегматиту завжди відзначалася важчим вуглецем CO₂ порівняно з гранітом, що контактував з нею. Так, на пегматиті 35 $\sigma^{13}\text{C}$ CO₂ граніту складає аж -12,8 ‰, проте ізотопний склад вуглецю CO₂ незміненого пегматиту графічної структури на контакт з гранітом ще важчий і дорівнює -10,3 ‰. Така зміна $\sigma^{13}\text{C}$ CO₂ у зазначених породах зумовлена або нерівномірним надходженням глибинного діоксиду вуглецю у систему мінералоутворення, або/і різним вмістом легкого вуглецю CO₂ гранітів

Таблиця 3. Ізотопний склад вуглецю CO₂ флюїдних включень стільникового кварцу пегматитів Волині [36]

зразка пегматиту	Номер		$\sigma^{13}\text{C}$, ‰	
	дослід	виміряне	середнє	
203	1	-10,5	-11,1	
	2	-11,7		
375	1	-10,1	-10,8	
	2	-11,5		
303	1	-11,4	-11,2	
	2	-11,1		
	3	-11,2		
	4	-11,0		
238	1	-11,0	-12,1	
	2	-13,1		
	3	-11,6		
	4	-10,6		
	5	-13,4		

П р и м і т к а. Результати аналізів отримані на мас-спектрометрі MI-1305, стандарт *PDB*. Точність визначення $\pm 0,5$ ‰.

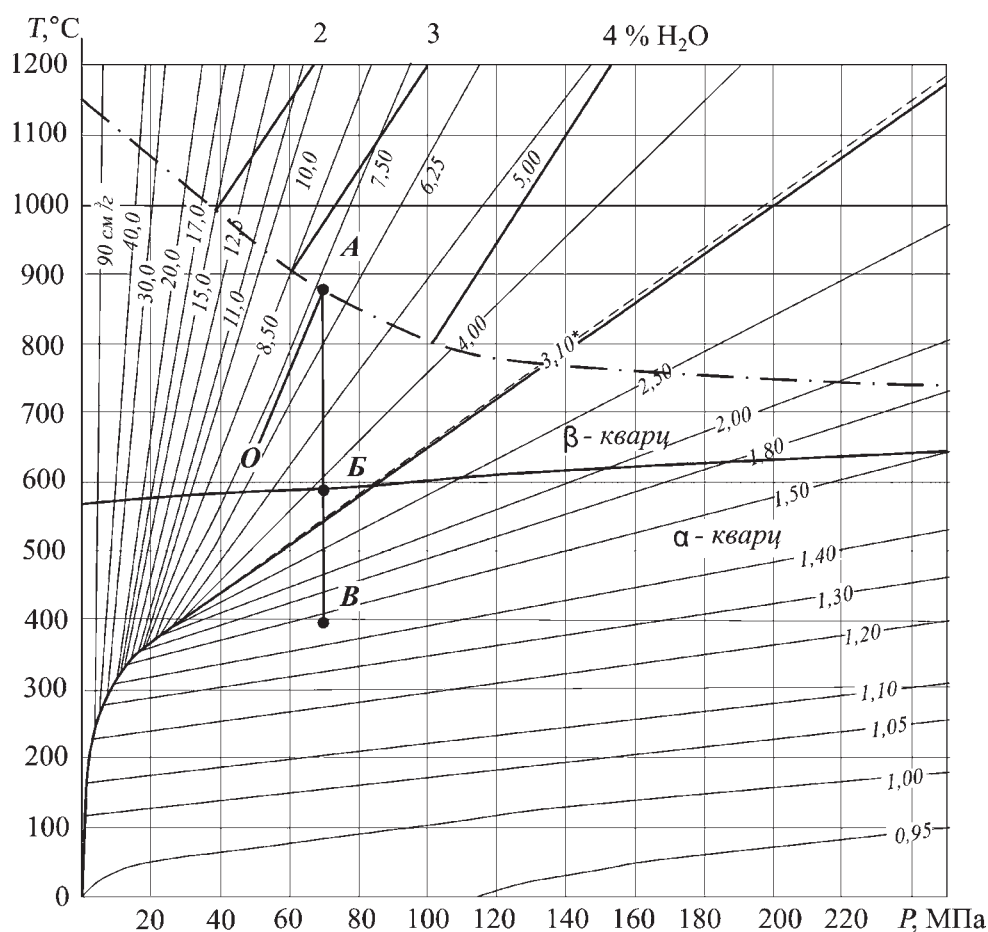


Рис. 5. P - T -діаграма води [20], суміщена з лінією ліквідусу насиченого водою розплаву граніту (штрих-пунктирна лінія) з ізолініями вмісту води у розплаві (% від маси) [29] та лінією рівноваги α - β -кварцу (жирна лінія). * — ізохора 3,10 $\text{см}^3/\text{г}$ відповідає критичній густині H_2O (пояснення у тексті)

у тому чи іншому місці пегматитового поля.

Зростання кількості визначень $\sigma^{13}\text{C}$ діоксиду вуглецю показало, що флюїдні включення одного типу на різних пегматитах мають близькі, але дещо відмінні значення [34, 36].

Така ситуація простежується і за результатами дослідження флюїдних включень у стільниковому кварці (табл. 3). Отримані визначення є реперними, оскільки стільникова тріщинуватість виникає внаслідок інверсії $\beta \rightarrow \alpha$ кварцу і має достатньо точний температурний інтервал прояву. Заліковування її флюїдами у кристалах кварцу з різних пегматитових тіл відбувалося приблизно одночасно в інтервалі 585–595 °C [5]. Іншими словами, в період заліковування стільникової тріщинуватості глибинна частка CO_2 -флюїду у мінералоутворювальному флюїді заноришів різних пегматитових тіл була неоднаковою, тобто, імовірно, надходження глибинного CO_2 у камери вільного росту кристалів в цей період (та й не лише) було різним.

В той же час встановлена також різниця у значеннях $\sigma^{13}\text{C}$ CO_2 включень у стільниковому кварці одного і того ж п. т. 303 (табл. 2, 3). Вона, найімовірніше, зумовлена недостатньою чистотою відбору стільникових флюїдних включень у мінералі, оскільки коливання цих значень перевищує похибку визначень.

Ізотопний склад вуглецю карбонатів з пегматитів ($\sigma^{13}\text{C}$ змінюється в межах від –15,7 до –9,8 ‰) [38]. Цей діапазон значень вказує, що близько 300 °C (утворення карбонату) на ізотопний склад вуглецю CO_2 мінералоутворювальних флюїдів впливали глибинні флюїди мантійного (підкорового) походження. Як і слід було очікувати, до зазначеного діапазону потрапляють значення $\sigma^{13}\text{C}$ CO_2 пізнього флюїду і, зокрема, первинних газових

включень CO_2 -розчину, що брав участь у рості кварцу пізньої регенерації (різновид Д) (табл. 2).

Аналіз фактичного матеріалу і висновки. Ще у 1968 р. канадський професор Гордон Сміт, аналізуючи ситуацію, що склалася навколо реконструкції умов становлення пегматитів, зауважив, що "... різними дослідниками пропонувалися всі можливі комбінації механізмів кристалізації і типів флюїдів і що порівняння їх в загальному позбавлене сенсу до тих пір, поки не будуть встановлені надійні факти стосовно температури, тиску і складу флюїдів... Надійніші дані про склад флюїдів ми отримуємо, вивчаючи первинні включення у кристалах" [42, с. 371]. Наголосимо, що в основу реконструкції умов становлення заноришових пегматитів Волині, наведеної нижче, покладені результати дослідження флюїдних включень.

Вони показують, що вирішення проблеми генези досліджуваних заноришових пегматитів полягає у пошуку джерела тривалого надходження летких компонентів у занориші та подальшого утримування їх там. Дійсно, особливості зміни температури, тиску, агрегатного стану, хімічного складу, солоності водних розчинів, $\sigma^{13}\text{C}$ CO_2 флюїдних включень свідчать, що кристали занориша росли у проточній системі, тобто у флюїдному потоці. Його швидкість в процесі формування занориша змінювалася у широких межах: від мінімальних (застійних, конвекційних) до дуже великих (катастрофічних спрямованих (однонаправлених) потоків).

Розмаїтість значень ізотопного складу вуглецю CO_2 гранітів, порід різних структурних зон пегматитів та кристалів кварцу із заноришів зумовлена змішуванням глибинної та властивої гранітам CO_2 . Таке змішування проявилось як на магматичній, так і на постмагматичній стадіях становлення пегматитів.

Для обґрунтування генези заноришових пегматитів Волині спочатку оцінимо можливий вміст води у коростенській магмі, верхня межа якої визначається літостатичним тиском, тобто глибиною залягання розплаву. На невеликий вміст летких компонентів у магмі коростенського граніту вказують значення T_f розплавних включень у кварці з незмінного (відібраного з-під пегматитового тіла) біотит-амфіболового рапаківіподібного граніту, що дорівнюють 810–830 °С (табл. 1). Ліквідус насиченого водою гранітного розплаву за такої температури відзначається тиском, що дещо менший за 100 МПа, та вмістом H_2O у розплаві 3,6–3,8 % від маси [29] (рис. 5). Це значення тиску добре узгоджується з величиною літостатичного тиску (89,1–94,5 МПа), що розрахована іншим шляхом — за глибиною формування коростенських гранітів у районі пегматитового поля. Її максимальне значення дорівнює 3,3–3,5 км і складається із суми 2,3–2,5 і 1,0 км, де 2,3–2,5 км — глибина утворення п. т. 303, а 1,0 — потужність сучасної товщі гранітів за геофізичними даними [44]. Отже, коростенські граніти як гіпабісальні породи кристалізувалися з магми, в якій кількість летких компонентів була недостатньою для формування продуктивних заноришових пегматитів навіть за умови насичення ними магми. На бідність "флюїдно-пегматитовим матеріалом" коростенської гранітної магми як гіпабісального утворення звернув увагу ще М. І. Безбородько [2, 46].

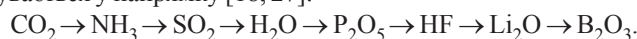
Р. Джанс і К. Бернхем [47] експериментально довели можливість утворення пегматитових агрегатів з розплаву з 4 %-им вмістом води. Ними було встановлено співіснування силікатного розплаву з твердою та легкою фазами в інтервалі 650–500 °С. У процесі розкристалізації розплаву фаза летких компонентів збиралася у центральній частині автоклава кульової форми. В цьому випадку становлення заноришових пегматитів Волині за такої концентрації H_2O у розплаві можливе лише на глибині $\geq 3,5$ км, тобто у придонній частині пластової інтрузії коростенських гранітів. Пегматитові тіла на родовищі утворилися на значно меншій глибині. Визначальним фактором у генезі заноришових пегматитів є, на наш погляд, не стільки первісний вміст летких компонентів у магмі, скільки присутність її фази у системі мінералоутворення на всіх етапах становлення пегматитів.

Заноришові пегматити Волині приурочені до зони Володарськ-Волинського глибинного розлому, по якому спочатку мігрувала магма коростенських гранітів, а в процесі тривалого становлення заноришів — продукти дегазації магматичного розплаву кислого і основного складу. З огляду на це, розташування району заноришових пегматитів побли-

зу західного контакту з основними породами є, певною мірою, явищем випадковим. Іншими словами, не будь-які контакти "екранного" [16] типу гранітів з основними породами на Коростенському чи подібному до нього Корсунь-Новомиргородському плутонах будуть містити продуктивні заноришові пегматити.

Надходження летких компонентів у гранітний розплав у районі Володарськ-Волинського пегматитового поля спочатку (якщо магма не була насичена ними) супроводжувалося його насиченням хоча б у певних ділянках. Пізніше леткі компоненти відокремлювалися і мігрували вже у вигляді бульбашок різного розміру, тобто система мінералоутворення стала гетерогенною (розплав + фаза летких компонентів). Ділянки розплаву, переповненого великою кількістю таких бульбашок, стають, на наш погляд, центрами утворення пегматитів, оскільки вони характеризуються підвищеним вмістом летких та флюсувальних компонентів і нижчими значеннями, порівняно з гранітами, температури кристалізації розплаву. У подальшому відбувалося об'єднання дрібних бульбашок з утворенням великих виділень, які у кінцевому результаті набувають форми занориша. Таким чином, на наш погляд, можна пояснити виникнення вільного простору (занориша) та його різний відносний об'єм у пегматитах.

Хімічний склад продуктів дегазації магматичного розплаву в процесі зниження значень температури і тиску змінюється в напрямку від важко- до легкорозчинних. Збільшення розчинності газового або флюсувального компонентів у гранітному та базальтовому розплавах відбувається у напрямку [18, 27]:



Відповідно до цих закономірностей хімічний склад продуктів дегазації магми кислого чи основного складу, що мігрували по зоні Володарськ-Волинського глибинного розлому і потрапляли у занориші пегматитів, змінювався у напрямку від водного розчину з підвищеним вмістом CO_2 до водного розчину з меншим вмістом CO_2 , але з підвищеною концентрацією фтору та інших легкорозчинних у магмі компонентів.

За орієнтовно однакової температури ($\sim 600^\circ\text{C}$) у заноришах пегматитів з різних регіонів світу частка CO_2 у газоподібному водному розчині суттєво коливається. Так, у стільникових вклученнях кварцу пегматитів Волині вміст водного розчину значно переважає частку CO_2 (до 10 % від маси) у мінералоутворювальному флюїді, а стільникова тріщинуватість кварцу із заноришових пегматитів Золотої гори (Забайкалля, РФ) заліковувалася флюїдом, в якому за масою вміст CO_2 переважає водну складову розчину. *PT*-параметри консервації зазначеного флюїду складають, відповідно, $587\text{--}591^\circ\text{C}$ і $65,5\text{--}67,8\text{ МПа}$ [15]. На нашу думку, хімічний склад такого флюїду вказує, що у ньому вклад продуктів дегазації основної/ультраосновної магми переважав і вони відповідали більш раннім її порціям (порівняно з пегматитами Волині).

Оскільки флюїди, збагачені CO_2 , відповідають першим, тобто найменш розчинним продуктам дегазації магми, то поява у заноришах фази CO_2 -флюїду у водному розчині наприкінці становлення пегматитів Волині (вклучення типів 6, 8 у кварці), безумовно, викликана надходженням її з молоді базитової магми в період, коли граніти представляли собою вже достатньо холодне тверде тіло. Така магма, імовірно, проявилася в утворенні дайок діабазових порфіритів, діабазів в районі пегматитового поля [28]. Примітно, що CO_2 є важливим летким компонентом базитових магм [39].

Хімічний склад флюїду, що потрапляв до занориша, визначав мінеральний склад його кристалів. Збагачені фтором водні розчини, що за густиною близькі до критичних, пов'язані, як вже зазначалось, з більш пізніми продуктами дегазації, найімовірніше, базитової магми. Вони брали участь у кристалізації мінералів, що містять фтор. Для росту великих кристалів топазу, флюориту вони повинні надходити до занориша протягом тривалого часу. Оскільки ймовірність прояву таких умов невелика, то й топазові пегматити в регіоні трапляються нечасто. Крім того, встановлено, що значення *T_г* первинних вклучень у кварці графічних агрегатів топазових пегматитів менші у порівнянні з безтопазовими (табл. 1). Ця обставина, імовірно, вказує, що вже на магматичній стадії кристалізації периферійних структурних зон деяких пегматитів надходили леткі та флюсувальні компоненти (наприклад, Li, F, B), що знижували температуру кристалізації магматичного роз-

плаву.

Поперечна зональність Володарськ-Волинського пегматитового району є результатом взаємодії, з одного боку, тектонічних рухів глибинного розлому і процесу розкристалізації гранітної магми, що супроводжувався явищами гібридизму на контакті з основними породами масиву [22], та, з іншого — надходженням продуктів дегазації магми. Останні по зоні глибинного розлому надходили протягом всього періоду становлення пегматитового поля: від магматичного етапу кристалізації гранітів та пегматитів до формування твердого тіла гранітів (орієнтовно 200 °C).

І, насамкінець, про фактори, що визначають зміну *PT*-параметрів і густини легких компонентів у період росту кристалів у занориші. Відомо, що тиск легких компонентів у породі залежить від глибини, на якій вона знаходиться. В осадових породах на глибині, більшій за ~ 6 км, він дорівнює літостатичному, до 3,0–3,5 км — гідростатичному, а в інтервалі між зазначеними цифрами він має проміжні значення [12]. Подібно до того, як змінюється флюїдний тиск в осадовій породі з глибиною, зміна тиску у вмісних до пегматиту гранітах і самих пегматитах Волині на глибині 2,0–3,5 км визначається температурою породи. За високих значень температури флюїдний тиск відповідає літостатичному, за низьких — гідростатичному. Природно, існує певний температурний інтервал, за якого у породі відбувається перехід від літо- до гідростатичного тиску.

Відносна герметичність пегматитів існувала орієнтовно до 400 °C [9, 35], хоча короточасне порушення герметичності занориша на одному з пегматитових тіл зафіксовано ще в період кристалізації високотемпературної модифікації кварцу (~ 600 °C) [6, 10]. В подальшому внаслідок зниження температури до 380–340 °C у вмісних до пегматиту гранітах збільшується мікротріщинуватість, зростає проникність, знижується флюїдний тиск і система стає гетерогенною (рідина + газ). Надалі (\leq (250–200) °C) достатньо густа сітка контракційної тріщинуватості остаточно порушує герметичність пегматитових тіл. Внаслідок цього система мінералоутворення стає гідродинамічно відкритою і у занориші потрапляє водний розчин з верхніх горизонтів земної кори. Зазначену еволюційну зміну *PT*-параметрів (крива *AA*, рис. 4) мінералоутворення порушують різкі підвищення значення температури (включення типів *5б* і *8*, *9*), що викликані надходженням флюїдних потоків з глибини під час тектонічних порушень Володарськ-Волинського глибинного розлому.

Порівнюємо зміну густини легких компонентів, отриманих за флюїдними включеннями у мінералах заноришових пегматитів Волині, з її еволюцією в процесі розкристалізації гіпотетичної системи "граніт + H₂O" [29], що завершується утворенням пегматитів, за умови (*a*) ідеальної герметичності занориша та (*б*) за постійного флюїдного тиску мінералоутворення у занориші. Висновки такого порівняння слід віднести до об'єктивних критеріїв оцінки природи легких компонентів (ступеня герметичності занориша), що перебували у занориші в процесі становлення пегматитів Волині.

У першому випадку (за умови ідеальної герметичності занориша) густина легких флюїдів, що перебували у рівновазі з гранітним розплавом, буде постійною: *PT*-параметри системи мінералоутворення змінюватимуться відповідно до ізохори *AO* (рис. 5). У дійсності густина флюїду дещо зростає внаслідок розкристалізації магматичного розплаву. Проте такий механізм герметизації занориша у природі не має місця. У другому випадку (за умови постійного флюїдного тиску мінералоутворення) густина флюїду в процесі зниження температури зростатиме (пряма *AB* на рис. 5). За умови, що тиск ліквідусу насиченого водою гранітного розплаву за температури 800 °C дорівнює 70 МПа (глибина ~ 2,5 км), густина легкої фази, що співіснує з розплавом, складатиме трохи більше 0,13 г/см³ (точка *A*, рис. 5). У подальшому густина гіпотетичних стільникових включень у кварці (температура їхньої консервації ~ 595 °C) становитиме вже дещо більше за 0,25 г/см³ (точка *B*), а за 400 °C — 0,62 г/см³ (точка *B*, рис. 5).

У процесі становлення заноришових пегматитів Волині густина легких флюїдів змінювалася так. У стільниковому кварці п. т. 303, яке сформувалося на глибині 2,3–2,5 км, заліковування густої сітки інверсійної тріщинуватості відбувалося за участю флюїду, наповнення якого у стільникових включеннях складало 25–30 % [6]. Густина розчину цих включень орієнтовно відповідає густині води (тобто 0,25–0,30 г/см³), що залікувала гіпоте-

тичну стільникову тріщинуватість за флюїдного тиску водяної пари у 70 МПа (точка *B*, рис. 5). Така ідентичність значень густини флюїдів вказує, що ступінь герметичності занориша у цей період відповідає гідродинамічно закритій системі, флюїдний тиск якої дорівнює літостатичному. А надалі з пониженням температури густина флюїду у заноришах пегматитів Волині не відповідає еволюції густини системи "граніт + H₂O" за умови постійного тиску мінералоутворення. Крім того, наприкінці формування заноришів флюїди стають гетерогенними.

Основна маса кристалів кварцу, топазу, флюориту у заноришах сформувалася до 370–400 °С за участю водного розчину, густина якого є близькою до критичної, тобто ~ 0,3–0,4 г/см³ (наповнення рідинно-газових включень дорівнює ~ 30–40 %).

Отже, еволюція густини флюїду заноришових пегматитів Волині з пониженням температури спочатку відповідає розвитку системи мінералоутворення за умови постійного тиску, значення якого близьке до літостатичного (гідростатично закрити система). У подальшому, орієнтовно нижче 370–350 °С, тиск флюїду стає меншим за літостатичний, проте перевищує гідростатичний, тобто він відповідає його проміжним значенням. За температури ≤ 200–250 °С флюїдний тиск пегматитоутворення відповідає гідростатичному (рис. 4).

Приуроченість заноришових пегматитів до глибинних розломів відзначає багато дослідників [11, 17, 28, 40]. Зокрема, у [11] вказується, що у Центральному Казахстані пегматити часто пов'язані з пологими, майже горизонтальними тріщинами відокремленості, які розвинуті у масивах гранітоїдів (Каїбський, Шалтаський, Катбарський та інші плутони), і концентруються вони поблизу великих субвертикальних глибинних розломів.

Для Волині Ю. Ю. Юрк [46] ще у 1948 р. вважав неприйнятним пов'язувати район поширення заноришових пегматитів із приконтрактовою зоною гранітів з основними породами. Він наводить докази приуроченості Волинського пегматитового району до тектонічної зони, яка змінює своє простягання, ніби ооконтурюючи масив основних порід. Він, зокрема, зазначає, що в напрямку з півдня на північ змінюється простягання ліній, по яких розміщені заноришові пегматити: на дільниці Дворище воно північно-західне (азимут 330–335°), у районі сіл Краївщина, Вікторівка — північно-східне (азимут 15–20°), і вказує, що на дільниці Дворище у 1946 р. цілеспрямовано по лінії певного азимуту від відомих пегматитових тіл проводилися розвідкові виробки, в результаті яких виявлено такі ж нові тіла.

На наш погляд, питання встановлення закономірностей у розташуванні продуктивних заноришових пегматитів Волині ще далеко від свого вирішення. Численні моделі їх формування, природно, визначають різні критерії їх пошуку [16, 19, 22, 23, 45].

Із запропонованої нами схеми формування заноришових пегматитів Волині випливають такі критерії їх пошуку. Нові продуктивні пегматитові тіла розташовані поблизу вже відомих і під час їх пошуку слід враховувати північно-східний напрям падіння зони повнодиференційованих пегматитів. Найімовірніше, під продуктивними пегматитами розташовуються нові продуктивні тіла, а під непродуктивними — непродуктивні. Таке твердження має ранг правила, оскільки система синрудної тріщинуватості в процесі формування пегматитового поля, найімовірніше, зазнавала змін: одні зони заліковувалися, інші виникали. Це, у свою чергу, змінювало шляхи надходження флюїдів і ступінь герметичності заноришів. Крім того, на шляху свого руху вгору флюїдні потоки не обов'язково формували кілька (чи багато) пегматитів. Швидкість надходження і хімічний склад легких компонентів, що визначають досконалість кристалів та їхній мінеральний склад, були різними в історії формування Володарськ-Волинського пегматитового району з півночі на південь [6]. Значну допомогу у виявленні шляхів надходження легких компонентів у процесі формування заноришових пегматитів Волині надала б інформація про сучасне розташування всіх вже відомих пегматитових тіл не лише у плані, але і в об'ємі всього пегматитового поля або окремих його ділянок.

Пегматитові тіла з фторвмісними мінералами (передовсім топазом та флюоритом) як більш пізніми утвореннями, найімовірніше, пов'язані з глибшими горизонтами родовища.

Заноришові пегматити за такого способу утворення повинні розташовуватися по всій глибині поширення гранітів в районі Волинського пегматитового родовища. На користь цього твердження вказує виявлення пегматиту на глибині 600 м (Вишняківська дільниця) структурною свердловиною [24]. Граніти на глибині до 3,0–3,5 км (максимальні зна-

чення в період становлення пегматитів) здатні тривалий час утримувати від руйнування занориши і таким чином сприяти вільному росту кристалів у них.

1. Бакуменко И. Т., Косухин О. Н., Павлишин В. И., Чупин В. П. О магматическом этапе формирования гранитных пегматитов Вольны // Докл. АН СССР. — 1979. — **248**, № 5. — С. 1194–1197.
2. Безбородько Н. И. Граниты Вольны и их пегматиты // Вісн. Укр. від-ня Геол. ком. — 1929. — Вып. 13. — С. 25–82.
3. Бойків І., Ізюмов О., Калишевський Г., Трохименко М. Словник чужомовних слів. — Харків–Київ: Вид-во УРЕ, 1932. — С. 101.
4. Возняк Д. К. К условиям образования топаза и сингенетических ему минералов // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов (9–15 сент. 1968 г.). — М., 1968. — С. 48–49.
5. Возняк Д. К. До визначення глибини формування заноришових пегматитів Волині та оцінки потужності зони їх поширення на глибину // Мінерал. журн. — 2003. — **25**, № 1. — С. 43–49.
6. Возняк Д. К. Мікровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. — К.: Наук. думка, 2007. — 280 с.
7. Возняк Д. К., Галабурда Ю. А., Черныш Д. С. О генезисе сотовидного кварца // Кварц. Кремнезем: Материалы Междунар. сем. — Сыктывкар: Геопринт, 2004. — С. 70–72.
8. Возняк Д. К., Калюжный В. А. Преобразование формы включений в минералах переменного состава и его влияние на состав изолированного в вакуолях маточного раствора на примере топаза пегматитов Вольны // Докл. АН СССР. — 1973. — **212**, № 5. — С. 1192–1195.
9. Возняк Д. К., Калюжный В. А. Использование растресканных включений для восстановления РТ-условий минералообразования (на примере кварца пегматитов Вольны) // Мінерал. сб. Львов. ун-та. — 1976. — № 30, вып. 2. — С. 31–40; 1977. — № 31, вып. 2. — С. 22–30.
10. Возняк Д. К., Павлишин В. І., Калініченко А. М., Багмут М. М. Парамагнітні центри у кварці, як індикатори його генезису (на прикладі зонального кварцу заноришових пегматитів Волині) // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. — 2002. — № 52, вип. 1. — С. 109–114.
11. Воронцов Н. Н., Дмитриев С. Д. О некоторых особенностях размещения пегматитов и кварцевых жил с пьезооптическими минералами в Центральном Казахстане // Тр. ВНИИП. — 1960. — **IV**, вып. 1. — С. 49–55.
12. Вуд Б. Дж., Уолтер Дж. В. Флюидный поток при метасоматизме и взаимодействие флюидов с породой // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. — М.: Мир, 1989. — С. 109–130.
13. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология руд. месторождений. — 1960. — № 1. — С. 45–44.
14. Долгов Ю. А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов // Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. — М.: Недра, 1969. — С. 3–22. — (Тр. ВНИИСИМС; Т. 11).
15. Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой горы // Докл. АН СССР. — 1964. — **159**, № 5. — С. 1041–1043.
16. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов Вольны, их морфология и внутреннее строение // Тр. ВНИИП. — 1957. — **I**, вып. 1. — С. 25–42.
17. Ивантишин М. Н., Клочков В. Т., Личак И. Л. и др. Пьезокварцевые пегматиты Вольны (Украинская ССР). — Киев: Изд-во АН УРСР, 1957. — 204 с.
18. Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью // Геохимия. — 1973. — № 2. — С. 163–180.
19. Калюжный В. А. Генезис пегматитов занорышевого типа, критерии их поисков и оценки // Геол. журн. — 1975. — **35**, № 5. — С. 49–55.
20. Калюжный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. — Киев: Наук. думка, 1982. — 239 с.
21. Калюжный В. А., Возняк Д. К. Термодинамическая и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа (по жидким включениям в минералах) // Мінерал. сб. Львов. ун-та. — 1967. — № 21, вып. 1. — С. 49–61.
22. Калюжный В. А., Гигашиви Г. М. Физико-химические особенности формирования пегматитов занорышевого типа Украины // Там же. — 1972. — № 26, вып. 3. — С. 247–256.
23. Клочков В. Т., Булгаков В. С., Весельев А. С. О роли геолого-структурных факторов в размещении и формировании гранитных пегматитов Коростенского плутона // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1969. — № 1. — С. 12–18.
24. Клочков В. Т., Приказчиков Л. А. Новые данные о геологическом строении юго-западной части Коростенского плутона // Тр. ВНИИП. — 1962. — Т. 7. — С. 121–127.
25. Коваленко В. И., Царева Г. М., Наумов В. Б. и др. Магма пегматитов Вольны: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология. — 1996. — **4**, № 3. — С. 295–309.
26. Ковалишин З. И., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода углекислого газа и метана минералообразующих флюидов // Геохимия. — 1990. — № 12. — С. 1778–1782.
27. Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. — Новосибирск: Наука СО, 1984. — 137 с. — (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 476).

28. Лазаренко Е. К., Павлишин В. І., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. — Львов: Вища шк., 1973. — 360 с.
29. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. — М.: Наука, 1979. — 200 с.
30. Леммлейн Г. Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах // Докл. АН СССР. — 1950. — 72, № 4. — С. 775–778.
31. Леммлейн Г. Г., Клия М. О., Островский И. А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе // Там же. — 1962. — 142, № 1. — С. 81–83.
32. Личак И. Л. Петрология Коростенского плутона. — Киев: Наук. думка, 1983. — 247 с.
33. Мамчур Г. П., Возняк Д. К., Ковалишин З. И. Изотопный состав углерода углекислоты из разнотемпературных включений в кварце пегматитов Волини // Второй симп. по применению стабильных изотопов в геохимии: Тез. докл. — М., 1968. — С. 54–55.
34. Мамчур Г. П., Матвієнко О. Д., Яринич О. О. Про генезис заноришових пегматитів Волині за даними $\sigma^{13}\text{C}$ // Геол. журн. — 1975. — 35, вип. 3. — С. 28–94.
35. *Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів заноришових пегматитів Волині* / Відп. ред. В. А. Калюжний. — К.: Наук. думка, 1971. — С. 75–81.
36. Наушко І. М. Нові дані з мінералогії, геохімії та генезису пегматитів заноришового (камерного) типу України // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. — 2002. — № 51, вип. 2. — С. 58–68.
37. Наушко І. М., Мамчур Г. П., Ковалишин З. И. Изотопный состав углерода CO_2 флюидных включений в топазе пегматитов занорышевого типа Украины // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах): Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. — Львов, 1985. — Ч. 2. — С. 240–241.
38. Наушко І. М., Мамчур Г. П., Яринич О. О. Особливості мінералоутворення в заноришових пегматитах Волині за ізотопним складом вуглецю карбонатів // Допов. АН УРСР. Сер. Б. — 1998. — № 7. — С. 14–17.
39. Наумов В. Б., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Дорофеева В. А. Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl, F, S, CO_2) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. — 2001. — № 1. — С. 555–564.
40. Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. — М.: Наука, 1965. — С. 16–73.
41. Павлишин В. І., Матковський О. І., Довгий С. О. Генезис мінералів. — К.: ВПЦ "Київ. ун-т", 2003. — 656 с.
42. Смит Ф. Г. Физическая геохимия. — М.: Недра, 1968. — 476 с.
43. Царева Г. М., Наумов В. Б., Бабанский А. Д. и др. Состав пегматитового расплава по данным изучения включений в топазах Волини // Докл. АН СССР. — 1992. — 322, № 3. — С. 579–583.
44. Чекунов А. В. Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры // Геофиз. сб. — 1970. — Вып. 34. — С. 7–18.
45. Чернышкова Л. П. Геологические особенности пегматитов Волини, их морфология и внутреннее строение // Тр. ВНИИП. — 1957. — Т. 1, вып. 1. — С. 11–24.
46. Юрк Ю. Ю. Про гранітні пегматити // Геол. журн. — 1948. — IX, вип. 1–2. — С. 59–68.
47. Jans R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis. 1A Model for the derivation and crystallization of granites and pegmatites // Econ. Geol. — 1961. — 64, No 8. — P. 843–864.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
 ім. М. П. Семененка НАН України, Київ
 Ін-т приклад. фізики НАН України, Суми
 Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка, Київ

Надійшла 26.09.2007

РЕЗЮМЕ. Занорышевые пегматиты Волини в коростенских гранитах приурочены к зоне, по которой в камеры свободного роста кристаллов (занорыши) длительное время поступали продукты дегазации расплавов кислого и основного состава. Расположение этой зоны вблизи контакта с основными породами в определенной степени случайно. Имеет же значение то, что по западному контакту основных пород с гранитами проходит Володарск-Волинский глубинный разлом, по которому предполагается поступление магмы коростенского гранита, а в последующем — продуктов дегазации магмы. Генетическая связь между источником длительного поступления летучих флюидов (H_2O , CO_2 , HF) и расположением занорышевых пегматитов — необходимая предпосылка роста в них крупных кристаллов кварца, топаза, берилла не только на Волини, но и, вероятно, других местах планеты.

SUMMARY. The Volyn' chamber pegmatites in Korosten' granites are confined to the zone in which the products of degassing of acid and basic fusions entered in chambers of free growth of crystals (cavities) over a long period of time. This zone location near the contact with basic rocks is up to a point by chance. The fact is that Volodarsk-Volynsky deep fault passes along the west contact between the basic rocks and granites. It is supposed that magma of Korosten' granites and later products of magma degassing enter through the Volodarsk-Volynsky deep fault. Genetic correlation between the source of the long entering of volatile fluids (H_2O , CO_2 , HF) and location of chamber pegmatites is a necessary pre-condition of large quartz, topaz, and beryl crystals growth in them not only in Volyn' but also, probably, in other parts of the planet.