

УДК 550.42:546.21+549.514.51:553.875(477)

**ІЗОТОПНИЙ СКЛАД КИСНЮ ЗОНАЛЬНОГО КРИСТАЛА КВАРЦУ
ІЗ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНІ
ЗАЛЕЖНО ВІД УМОВ ЙОГО КРИСТАЛІЗАЦІЇ**

**Д. Возняк¹, О. Пономаренко¹, В. Павлишин², В. Мороз¹,
Л. Проскурко¹, С. Остапенко¹**

¹*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України
03680 м. Київ, просп. акад. Палладіна, 34*

E-mail: voznyak@igmof.gov.ua

²*Київський національний університет імені Тараса Шевченка
01022 м. Київ, вул. Васильківська, 90*

Визначено залежність $\delta^{18}\text{O}$ у зональному кристалі кварцу від хімічного складу мінералу та умов його формування. Отримані значення $\delta^{18}\text{O}$ (від 6,4 до 10,6 ‰) перебувають у діапазоні, характерному для кислих порід і пегматитів. Витримана загальна тенденція зміни: більш високотемпературним зонам кварцу відповідають менші значення $\delta^{18}\text{O}$. На ізотопне фракціонування кисню значно впливає нормальна швидкість росту синхронних шарів росту кристала. Для кварцу, що має більшу швидкість росту, характерні менші значення $\delta^{18}\text{O}$. Такі локальні особливості росту кристала порушують загальну тенденцію зростання значень $\delta^{18}\text{O}$ кварцу зі зниженням температури його росту. Кристал сформувався в межах від ~ 600 до $\leq 180\text{--}200$ °С і флюїдного тиску від ~ 100 до ≤ 20 МПа.

Ключові слова: кварц, зони росту кристала, ізотопне фракціонування кисню, камерні пегматити, Волинь, Україна.

Співвідношення стабільних ізотопів легких елементів (H, C, N, O, S) у мінералах успішно використовують для реконструкції процесів формування різних геологічних об'єктів [9]. Зокрема, за ними можна визначати температуру кристалізації мінералів, оцінювати джерела надходження компонентів у мінералоутворювальне середовище рудних родовищ тощо.

У природі кисень представлений трьома стабільними ізотопами – ^{16}O , ^{17}O і ^{18}O , вміст яких у повітрі становить, відповідно, 99,759, 0,0374 та 0,2039 [5]. Оскільки вміст ^{17}O незначний, то здебільшого використовують співвідношення між двома іншими ізотопами. Хоча останніми роками для вирішення деяких генетичних задач щораз частіше залучають інформацію і про співвідношення ^{18}O та ^{17}O .

Кисень – головний компонент більшості мінералів земної кори, де він є найпоширенішим елементом. Ця обставина стимулювала вивчення ізотопного фракціонування кисню в мінералах вивержених, метаморфічних і осадових порід, насамперед, для реконструкції умов їхнього формування [5, 9]. Дисперсія ізотопного складу кисню в мінералах досягає 5 ‰ щодо стандарту SMOW. В осадових породах значення $\delta^{18}\text{O}$ максимальне – від ~ 20 до 35 ‰, у вивержених – мінімальне (від 6 до 14 ‰), для метаморфічних порід характерні проміжні значення – від 10 до 18 ‰.

У мінералах вивержених порід значення $\delta^{18}\text{O}$ закономірно зростають зі збільшенням у них вмісту SiO_2 , тобто від ультраосновних до основних і кислих. Діапазон зміни ізотопного складу кисню в ультраосновних породах ($\delta^{18}\text{O} = 5,9 \pm 0,5 \text{ ‰}$) практично збігається з киснем метеоритів (середнє значення $\delta^{18}\text{O}$ у хондритах становить $5,7 \pm 0,7 \text{ ‰}$) [9]. Значення $\delta^{18}\text{O}$ в основних породах близьке до ультраосновних ($6,3 \pm 1,2 \text{ ‰}$), а в кислих діапазон значень $\delta^{18}\text{O}$ ширший – від 6 до 14 ‰ [5, 9]. Різний ізотопний склад кисню мають мінерали пегматитів, у яких $\delta^{18}\text{O}$ коливається в межах 9,6–13,3 ‰ [9].

У камерних пегматитах трапляються великі індивіди різних мінералів (кварцу, топазу, флюориту, берилу, мікрокліну), які є зручними об'єктами для вивчення змін ізотопного складу кисню в процесі їхнього формування. Нам невідома інформація щодо зміни $\delta^{18}\text{O}$ у зональних кристалах кварцу з пегматитів, які містять кварц певного хімічного складу і вирізняються детально реконструйованими змінами мінералоутворювального розчину впродовж тривалого часу їхнього росту. Така ситуація спонукала нас до проведення відповідних досліджень.

Наша мета – попередньо оцінити залежність розподілу $\delta^{18}\text{O}$ у зональному кристалі кварцу від умов його кристалізації. Умови кристалізації відтворювали не лише за інформацією, отриманою за флюїдними включеннями чи належністю різних зон до α - або β -поліморфної модифікації мінералу, а й за особливостями конституції кварцу, відносною швидкістю нормального росту граней та ін.

Об'єкт вивчення. Для дослідження ізотопного фракціонування кисню в зональному кристалі кварцу відібрано 14 проб масою до 100–200 мг, 13 із яких взято з однієї пластинки завширшки 5 мм, завтовшки 12–13 мм та завдовжки 123 мм (рис. 1). Пластинку вирізано з більшої пластини кристала, маса якого становила орієнтовно 20 кг (Геологічний музей Київського національного університету імені Тараса Шевченка) [2]; 14-ту пробу (моріон) відібрано з периферійної частини кристала.

Зональність кристала фіксована як різною інтенсивністю димчастого забарвлення, так і стільниковим різновидом мінералу, що є параморфозою низькотемпературного (α) кварцу по високотемпературному (β). У пластині в напрямі від молодших до старших виділено такі зони (див. рис. 1): I – безбарвного пізнього кварцу з сингенетичними включеннями каситериту; II, IIa – темно-димчастого кварцу (по периферії до моріону); III – світло-димчастого кварцу; IV – прошарок завтовшки 0,5–4,0 мм стільникового опалесцентного кварцу, що контактує з низькотемпературною модифікацією мінералу; V, Va – стільникового різновиду кварцу, характерною рисою якого є те, що не вся маса речовини (ділянка Va зони V) хоча й зазнала $\beta \rightarrow \alpha$ -переходу, однак не розбита типовою для стільникового кварцу дрібною мережею інверсійних тріщин. Поява ділянки Va з поодинокими інверсійними тріщинами, відстань між якими досягає 2 см і більше, серед типового стільникового кварцу зумовлена нерівномірним розподілом у ній структурних домішок (передусім Ge) (рис. 2) [2, 4]; VI – маркувального опалесцентного прошарку стільникового кварцу завтовшки 3–4 мм з інтенсивнішим у прохідному світлі димчастим забарвленням і трохи більшими розмірами стільників – до 3–4 мм порівняно з 1,5–2,0 мм, характерними для типового стільникового різновиду мінералу (зони IV, V, VII) (див. рис. 1, б); VII – центральна стільникова частина кристала. Після кристалізації зони II кварц припинив ріст. Перерва у рості кристалів і часткове їх розчинення загалом характерні для кварцу камерних пегматитів Волині [6].

Методи дослідження. Застосовували комплекс методів, що дав змогу оцінити вплив умов формування зонального кристала кварцу на ізотопний склад кисню в ньому.

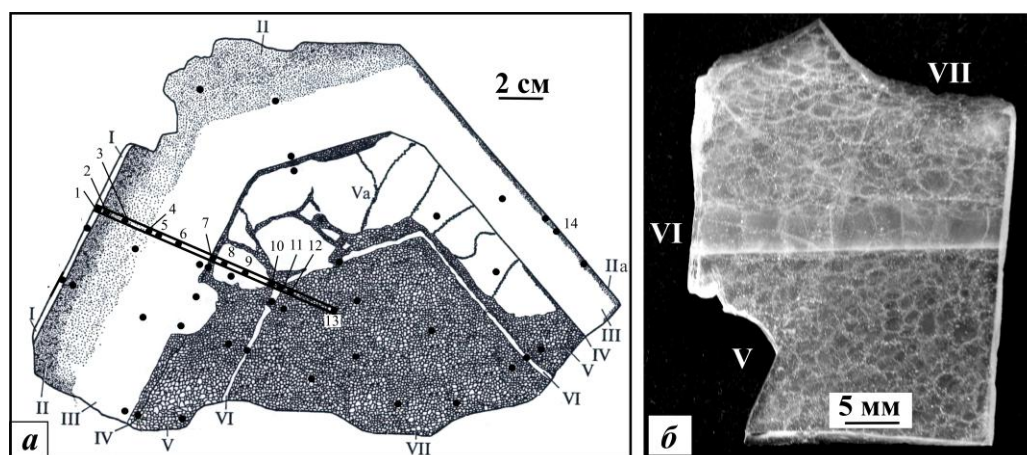


Рис. 1. Розташування досліджуваних проб у пластині зонального кристала кварцу із камерних пегматитів Волині:

a – схема; *б* – виділення зони VI серед типового стільникового кварцу. Арабські цифри відповідають місцям відбирання проб для визначення $\delta^{18}\text{O}$ і номерам аналізів у таблиці; I–VII – зони кристала. Чорні кружечки без цифр – місця відбирання проб для аналізу мінералу методом ЕПР (попередні дослідження).

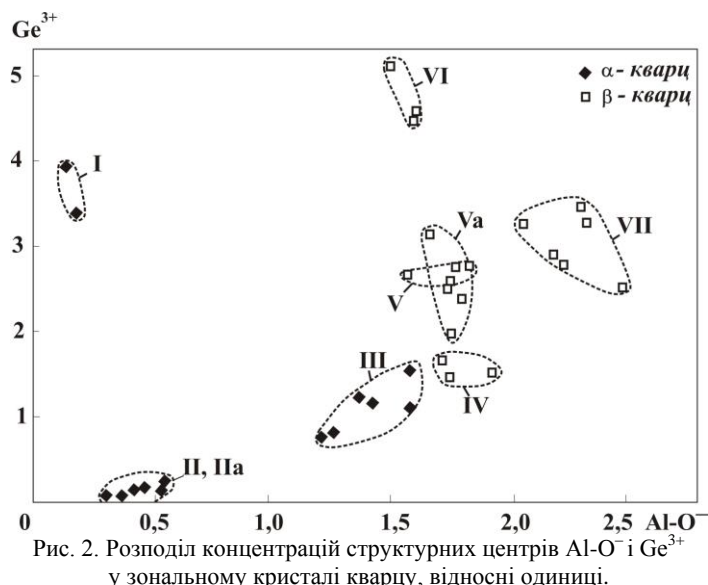


Рис. 2. Розподіл концентрацій структурних центрів Al-O^- і Ge^{3+} у зональному кристалі кварцу, відносні одиниці.

Ділянки, що окреслюють помітні знаки без цифр, характеризують вміст структурних домішок у зонах I–VII кристала.

Визначення співвідношення ізоотопів ^{18}O і ^{16}O у кварці. Кисень із кварцу масою 10 мг вилучали за температури 480 °C на хімічній високовакуумній (10^{-7} мм рт. ст.) установці в нікелевих реакторах з використанням трифториду хлору (ClF_3) за реакцією $\text{SiO}_2 + 2\text{ClF}_3 = \text{SiF}_4 + \text{O}_2 + 2\text{ClF}$. Надалі за температури рідкого азоту (–196 °C) виморожували всі компоненти реакції, окрім кисню. Кисень нагромаджувався в ампулі з силікагелем, що була занурена в рідкий азот. Таку методику вилучення кисню з кварцу запро-

понували В. Устинов та В. Суховерхов [8]. Зібраний в ампулі кисень аналізували на ізотопному мас-спектрометрі МІ-1201 В (Сумське в/о “Електрон”). Отримані значення зіставляли зі стандартом SMOW (див. таблицю). Похибка вимірювання $\delta^{18}\text{O}$ становила $\pm 0,2\%$.

Значення $\delta^{18}\text{O}$ кварцу різних зон кристала, що формувалися нижче (α -) та вище від температури $\beta \rightarrow \alpha$ -переходу (β -модифікація). Камерні пегматити Волині.
Стандарт SMOW

Номер за порядком	Номер проби	$\delta^{18}\text{O}$, $\pm 0,2\%$	Номер зони, поліморфна модифікація мінералу
1	Д-1	10,50	I, α
2	Д-2	10,57	II, α
3	Д-3	8,19	II, α
4	Д-4	8,50	II, α
5	Д-5	9,97	III, α
6	Д-6	9,94	III, α
7	Д-7	9,73	IV, β
8	Д-8	9,86	Va, β
9	Д-9	8,47	Va, β
10	Д-10	9,58	V, β
11	Д-11	9,65	VI, β
12	Д-12	9,34	VII, β
13	Д-13	6,40	VII, β
14	Д-14	9,89	IIa, α

Примітки. Порядкові номери аналізів відповідають пробам, розташування яких на пластині кварцу зображено на рис. 1; I–VII – зони кристала.

Флюїдні включення. За результатами всебічних досліджень флюїдних включень у кварці, топазі, берилі, флюориті, альбіті з камер вільного росту достатньо детально й точно відтворено генезис камерних пегматитів Волині [3, 6]. Вони стали основою реконструкції умов формування досліджуваного зонального кристала кварцу.

Електронно-парамагнітні дослідження. Значення концентрацій (у відносних одиницях) парамагнітних центрів Al-O^- , Ge^{3+} , $\text{O}_2^{3-}(\text{H})$, $\text{O}_2^{3-}(\text{Al})$, $\text{O}_2^{3-}(\text{Na})$, $\text{O}_2^{3-}(\text{Li})$ тощо у кварці з різних зон кристала доповнюють реконструкцію умов його формування [2, 4, 10]. Інтерпретувати отримані дані (див. таблицю) непросто, оскільки в процесі формування кристала змінювалися температура, флюїдний тиск, нормальна швидкість росту граней, ріст сингенетичних мінералів, хімічний склад, агрегатний стан мінералоутворювального флюїду. Іншими словами, всі зазначені чинники впливали на фракціонування ізотопів кисню в мінералі, тому серед них треба виділити визначальні.

Стисло розглянемо особливості формування камерних пегматитів центральних ділянок пегматитового поля в зоні Володарськ-Волинського глибинного розлому, оскільки вони безпосередньо стосуються походження мінералоутворювального флюїду і причин його зміни. Кристали формувалися у флюїдному потоці, що надходив у камери з глибини по зоні глибинного розлому і відповідав продуктам дегазації магми. Тривале надходження легких компонентів (H_2O , CO_2 , F тощо) у пегматити є необхідною передумовою росту в камерах великих кристалів кварцу, топазу, берилу, флюориту. Оскільки зі зниженням температури й виникненням систем тріщинуватості проникність гранітів збіль-

шується, то в камерах пегматитів відбувається закономірна зміна стану гідродинамічної системи флюїду від закритої через перехідну до відкритої. Внаслідок такого процесу флюїдний тиск знижується від значень літостатичного через проміжні значення до гідростатичного, а система мінералоутворювального флюїду з гомогенної стає гетерогенною [2]. Крім того, змінюється агрегатний стан і сольова концентрація водних розчинів. Нижче 380–350 °С виявляються флюїдні потоки, що мають велику швидкість переміщення, температура яких вища (до ~ 550 °С) від температури пегматитовмісних гранітів. Остання зміна чітко фіксована розтріскуванням включень. Завершальна фаза становлення пегматитів і ріст зони I кристала відбувалися в період, коли контракційна тріщинуватість (у її прояві, ймовірно, виявився і тектонічний чинник) повністю порушує герметичність пегматитів до глибини орієнтовно 3 км. У цей час по зонах тріщинуватості в пегматити потрапляє вода з поверхні, яка, ймовірно, домінує в складі водного розчину камери. Надалі внаслідок надходження потоків CO₂-флюїду, що за агрегатним станом були і газовими, і рідкими, в камерах відбувається короткотривале підвищення температури мінералоутворення і ріст зони пізнього кварцу [7]. Якщо потужність пізнього кварцу (зони I) на кристалах є великою (до декількох сантиметрів), то надходження потоків CO₂-флюїду було порівняно тривалим. Джерелом цих пізніх флюїдних потоків були продукти дегазации магми основного складу [3]. Мала потужність зони I досліджуваного кристала свідчить, що тривалість прояву потоків CO₂-флюїду під час його росту була короткочасною.

А тепер узгодимо отримані значення $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3) з умовами формування відповідних зон кристала (у напрямі від ранніх до пізніх).

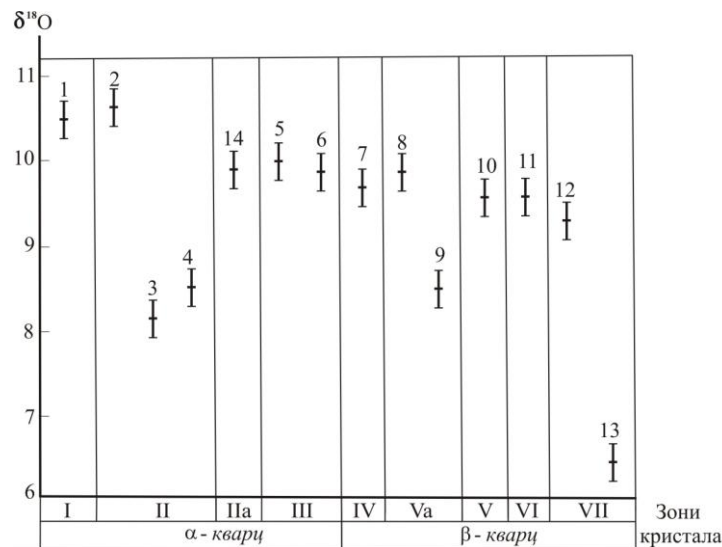


Рис. 3. Вміст $\delta^{18}\text{O}$ у зонах I–VII кристала кварцу із камерних пегматитів Волині. Арабські цифри відповідають номерам аналізів у таблиці.

1. Бета-кварц зон IV–VII. За флюїдними включеннями можна схарактеризувати лише параметри флюїду в період заліковування стільникової тріщинуватості кварцу. Це був газовий водний розчин, густина якого близька до критичної (~ 0,4 г/см³). Його *PT*-параметри, визначені за методом [1], становлять ~ 600 °С і ~ 100 МПа. У рості самого β -

кварцу брав участь флюїд, який мав дещо вищі PT -параметри, про що опосередковано свідчить вміст структурних центрів $Al-O^-$ і Ge^{3+} у зонах IV, V, VII кристала (див. рис. 2). Значення $\delta^{18}O$ кварцу цих зон здебільшого близькі (у межах похибки вимірювання) – від 9,6 до 9,9 ‰. Найбільш рання і високотемпературна проба 13 зони VII (див. таблицю) має мінімальні значення ізотопного фракціонування кисню ($\delta^{18}O = 6,4$ ‰). Імовірно, її ріст пов'язаний з флюїдами основної магми, оскільки такі значення властиві мінералам основних порід.

2. На особливу увагу заслуговує зона VI. Хоча вона різко виділяється в кристалі за стільниками більшого розміру (див. рис. 1, б) і максимальним вмістом Ge^{3+} (див. рис. 2), проте за ізотопним складом кисню майже не відрізняється від речовини кварцу, з якою межує. Тобто порушення герметичності пегматиту на ранньому етапі формування кристала хоча й супроводжувалося короткочасним надходженням флюїду іншого хімічного складу й, імовірно, дещо вищою температурою, однак не спричинило суттєвого фракціонування ізотопів кисню у кварці.

3. Нерівномірний розподіл структурного центра Ge^{3+} у ділянці Va зони V кристала зафіксований і для $\delta^{18}O$: поряд зі значеннями 9,6 та 9,9 ‰ зафіксовано значення 8,5 ‰.

4. Перехід росту β -кварцу в α -кварц (відповідно, зон IV і III) не супроводжується помітною зміною значень $\delta^{18}O$ (9,7 і 9,9 ‰) у кварці. Таку поведінку можна було передбачати, оскільки енантіотропний поліморфний перехід під час росту кварцу відбувається за умов еволюційної зміни параметрів мінералоутворювального флюїду. Перехід $\beta \rightarrow \alpha$ чітко позначився на концентрації структурних центрів $Al-O^-$ і Ge^{3+} у кварці суміжних ділянок (див. рис. 2).

5. Найбільший контраст у значеннях $\delta^{18}O$ кварцу виявлено для шарів росту зони II (8,5, 8,2, 10,6 ‰) і IIa (9,9 ‰), що сформувалися синхронно, проте різняться нормальною швидкістю росту. Швидкість росту зони II більш ніж у 10 разів перевищує швидкість росту зони IIa. Така різниця у значеннях $\delta^{18}O$ зумовлена різною швидкістю надходження речовини, що йде на ріст мінералу: для зони II більша швидкість, імовірно, спричинена конвекцією або потоком мінералоутворювального флюїду, а для зони IIa мала швидкість зумовлена лише процесами дифузії. Окрім того, за концентрацією парамагнітного центра $O_2^{3-}(H)$ зона IIa значно більша від зони II (відповідно, 0,13 – середнє з двох визначень і 0,05 – середнє з чотирьох значень). Оскільки згаданий вище центр є показником рН водного мінералоутворювального розчину, то ріст зони II, імовірно, відбувався у більш лужному середовищі.

6. Зона I має значення $\delta^{18}O$, що в межах похибки відповідає ізотопному фракціонуванню кисню в кварці периферійної частини зони II (відповідно, аналізи 1 і 2 таблиці). Температура кристалізації зони I становить $\leq 180\text{--}200$ °C, а флюїдний тиск – менше 20 МПа.

Отже, отримані значення (від 6,4 до 10,6 ‰) $\delta^{18}O$ кварцу зонального кристала із камерних пегматитів Волині потрапляють у діапазон, притаманний кислим породам і пегматитам. Витримана загальна тенденція їхньої зміни: для більш високотемпературних зон кварцу характерні менші значення $\delta^{18}O$. Кристал сформувався в межах від ~ 600 до $\leq 180\text{--}200$ °C і за флюїдного тиску від ~ 100 до < 20 МПа.

Різна нормальна швидкість росту синхронних (II і IIa) зон кристала α -кварцу, спровокована локальними відмінностями стану мінералоутворювального флюїду, спричинила певні варіації значень $\delta^{18}O$ кварцу. Вони порушують загальну тенденцію зростання значень $\delta^{18}O$ кварцу зі зниженням температури росту кристала.

Поліморфний $\beta \rightarrow \alpha$ -перехід кварцу, що відбувався за умов еволюційної зміни параметрів мінералоутворювального флюїду, не вплинув на фракціонування ізотопів кисню у β - й α -кварці, що безпосередньо контактують між собою. За вмістом структурних центрів Al-O⁻ і Ge³⁺ ці різновиди речовини кварцу чітко розділяються.

Бета-кварц, який утворює помітну зону VI у кристалі, має характерні особливості хімічного складу, зумовлені незначним порушенням герметичності камери пегматиту і короткочасним різким надходженням нової порції глибинних флюїдів, які за значенням $\delta^{18}\text{O}$ не відрізнялися від сусідніх ділянок мінералу.

1. Возняк Д. К. До визначення глибини формування заноришових пегматитів Волині та оцінки потужності зони їх поширення на глибину / Д. К. Возняк // Мінерал. журн. – 2003. – Т. 25, № 1. – С. 43–49.
2. Возняк Д. К. Мікровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення / Д. К. Возняк. – К. : Наук. думка, 2007. – 280 с.
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, № 1. – С. 5–20.
4. Електронно-діркові парамагнітні центри у кварці – індикатори умов його утворення / А. Калініченко, Д. Возняк, О. Калініченко [та ін.] // Мінерал. зб. – 2007. – № 57, вип. 1. – С. 39–51.
5. Загнитко В. Н. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита / В. Н. Загнитко, И. М. Луговая. – Киев : Наук. думка, 1989. – 315 с.
6. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів заноришових пегматитів Волині / [Відп. ред. В. А. Калюжний]. – К. : Наук. думка, 1971. – 216 с.
7. Сингенетичні напівсферичні концентрично-зональні включення гематиту у кварці заноришових пегматитів Волині / Д. К. Возняк, С. С. Остапенко, О. А. Вишневський, Ю. А. Галабурда // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2010. – Т. 7. – С. 18–27.
8. Устинов В. И. Методы выделения элементов для изотопного анализа / В. И. Устинов, В. Ф. Суховерхов // 10 Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геологии : тез. докл. – М., 1984. – С. 101.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор : [Пер. с англ.]. – М. : Мир, 1989. – 590 с.
10. Химические элементы-примеси и парамагнитные центры в кварце как индикаторы РТ-условий образования / А. Б. Брик, Д. К. Возняк, И. А. Калиниченко [и др.] // Геохімія та рудоутворення. – 2009. – № 27. – С. 60–63.

**ISOTOPIC COMPOSITION OF OXYGEN IN ZONAL QUARTZ CRYSTAL
FROM VOLYN' CHAMBER PEGMATITES
IN CONNECTION WITH CRYSTALLIZATION CONDITIONS**

D. Voznyak¹, O. Ponomarenko¹, V. Pavlyshyn², V. Moroz¹, L. Proskurko¹, S. Ostapenko¹

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU

¹Acad. Palladin Av., 34, UA – 03680 Kyiv, Ukraine

E-mail: voznyak@igmof.gov.ua

²Taras Shevchenko National University of Kyiv

Vasylykivska St., 90, UA – 01022 Kyiv, Ukraine

The dependence of $\delta^{18}\text{O}$ in quartz crystal zones of the mineral chemical composition and conditions of its formation have been found. The $\delta^{18}\text{O}$ obtained values (from 6,4 to 10,6 ‰) are in the range, characteristic for acid rocks and pegmatites. The common trend of change is such: high-temperature zones of quartz correspond to lower values of $\delta^{18}\text{O}$. Normal rate of growth of synchronous crystal zones influences substantially on the oxygen isotopic fractionating. Quartz which grows quicker has less values of $\delta^{18}\text{O}$. Such local features of the crystal growth violate the general trend of increasing value $\delta^{18}\text{O}$ in quartz with temperature drop in its growth. The crystal formed in the range from ~ 600 to $\leq 180\text{--}200$ °C and fluid pressure from about 100 to < 20 MPa.

Key words: quartz, crystal growth zones, isotopic fractionation of oxygen, chamber pegmatites, Volyn', Ukraine.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ЗОНАЛЬНОГО КРИСТАЛЛА КВАРЦА
ИЗ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ
В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ЕГО КРИСТАЛЛИЗАЦИИ**

**Д. Возняк¹, А. Пономаренко¹, В. Павлишин², В. Мороз¹,
Л. Проскурко¹, С. Остапенко¹**

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семененко НАНУ

03680 г. Киев, просп. акад. Палладина, 34

E-mail: voznyak@igmof.gov.ua

²Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

01022 г. Киев, ул. Васильковская, 90

Установлено зависимость $\delta^{18}\text{O}$ в зональном кристалле кварца от его химического состава и условий формирования. Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от 6,4 до 10,6 ‰) находятся в диапазоне, характерном для кислых пород и пегматитов. Наблюдается общая тенденция изменений: более высокотемпературным зонам кварца соответствуют меньшие значения $\delta^{18}\text{O}$. На изотопное фракционирование кислорода существенно влияет нормальная скорость роста синхронных зон кристалла. Кварц, отличающийся большей скоростью

роста, имеет меньшие значения $\delta^{18}\text{O}$. Такие локальные особенности роста кристалла нарушают общую тенденцию увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ кварца со снижением температуры его роста. Кристалл сформировался в пределах от ~ 600 до $\leq 180\text{--}200$ °C и флюидном давлении от ~ 100 до ≤ 20 МПа.

Ключевые слова: кварц, зоны роста кристалла, изотопное фракционирование кислорода, камерные пегматиты, Волынь, Украина.

Стаття надійшла до редколегії 06.09.2011

Прийнята до друку 09.11.2011