

рень амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. На контакті з вміщувачими гранітами ксеноліти перетворені у роговики біотит-плагіоклазового, біотит-амфібол-польовошпатового, амфібол-польовошпатового, амфібол-піроксен-польовошпатового та піроксен-польовошпатового складу. Петрографічно досліджені ксеноліти подібні до гнейсів та кристалосланців городської світи тетерівської серії (PR₁tt), розповсюджених в південному облямуванні Малинського масиву. Разом з тим, в гранітах Малинського масиву не виявлено ксенолітів субплатформених кварцитоподібних пісковиків та сланців пугачівської товщі (PR₁pg), що є розповсюдженими в гранітоїдах інших частин Коростенського плутону і багатьма дослідниками розглядаються як утворення давньої покрівлі плутону. Таким чином, давньою покрівлею Малинського масиву рапаківі слугували складчасті утворення тетерівської серії. Подальших досліджень потребують вивчення хімічного складу мінералів виявлених контактних роговиків та визначення фізико-хімічних умов екзоконтактової дії магматичних розплавів Малинського масиву на ксеноліти.

1. Білан О.В., Митрохин О.В. Контактні взаємовідношення порід коростенського комплексу на прикладі Малинського масиву рапаківі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 33. – С. 23-26. 2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – 1995. 3. Геологическая карта восточной части Коростенского плутона: Федоровский массив и его обрамление. 1:50000 планшеты М-35-35-Г, М-35-47-Б, М-35-47-Г: Отчет ГСП-35 ЖГРЭ / И.П. Буквич, А.Л. Кашеев, Н.П. Дицун, А.И. Тимошенко. – К., 1976. 4. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – Вип. 5. – С. 82-86. 5. Лучицкий В.И. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие // Изв. Варш. политехн. ин-та. – 1912. – Вип. 1. – С. 96-332. 6. Митрохин О.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрология Малинского массива рапакиви (Коростенский плутон) // Мін. журн. – 2009. – Т. 31. – № 2. – С. 66-81. 7. Митрохин О.В., Білан О.В., Груциньська О.В. Прояви контактового метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2009 (у друці). 8. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов, 1947. 9. Суханов М.К., Тарасенко В.С., Ляпунов С.М., Ермолаев Б.В. Взаимоотношения главных типов пород анортозит-гранитной формации Украинского щита по данным распределения редкоземельных элементов // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 301. – № 3. – С. 700-703. 10. Феофилактов К.М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской // Тр. Комис., учрежд. при Ун-те Св. Владимира для описания губерний Киев. Учеб. округа. – К., 1851.

Надійшла до редколегії 23.09.09

УДК 552/321+550/4(477)+551.25

О. Шабатура, канд. геол. наук, докторант

ГУСТИНА ТЕРМОДИНАМІЧНО ЗРІВНОВАЖЕНИХ МІНЕРАЛЬНИХ АСОЦІАЦІЙ ГРАНІТІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Визначено залежності між густиною і термодинамічними параметрами в зрівноважених - альбіт-анортит-ортоклаз - асоціаціях гранітів. Відмічається стабільність положення точок густин в розмірному просторі тиск-температура-H₂O, що відповідає евтектиці польових шпатів.

It is definite the dependence between density and thermodynamics parameters into equilibrated albite-anorthite-orthoclase associations of granites. Stability of position of density points in dimension pressure-temperature-H₂O according the feldspars' eutectic is shown.

Вступ. Польові шпати як головні складові гранітоїдів мають визначаючий вплив на їх густину. При врахуванні густин кварцу, темnobарвних і акцесорних мінералів можна відстежити близькість змін густини гранітів в діапазоні 2,55-2,68 г/см³ від зміни загального вмісту КПШ і плагіоклазів. Також на варіації густини впливає зміна основності плагіоклазу у ряду альбіт-анортит, видовий і кількісний вміст акцесорних мінералів та низка інших другорядних факторів. Щодо вмісту акцесорних мінералів, то у гранітоїдах він коливається в межах 1-2 % [1] і є компонентом, яка, в принципі, добре враховується. Тому, для кислих порід величина густини фактично визначається співвідношенням вмісту калієвих польових шпатів і кварцу [8], а значна компонента дисперсії густини пов'язана із варіаціями щільності упаковки мінералів.

Загалом на сьогодні існують суттєві передумови для петрофізичного розділення порід не тільки ґрунтуючись на мінералого-петрографічних характеристиках порід [1, 3, 6, 8-11, 16], але і у зв'язку з їх генезисом, термодинамічними і геодинамічними умовами формування [1, 8, 9]. Для врахування динамічного фактору зміни густини Г.В. Іцксон [5] та Н.З. Свзкіова [4] запропонували оцінювати ступінь ущільнення-розущільнення, використовуючи ряд параметрів (абсолютну чи відносну структурну рихлість, кристалохімічну щільність), які зв'язують зміну енергетичного стану структурних одиниць кристалічних решіток мінералів із механічними напруженнями. Використання цих розрахункових параметрів дозволяє більш-менш чітко визначити ту частину варіації густини, яка пов'язана зі змінами об'єму геологічного середовища (стиск, розтяг), але мало зв'язана зі зміною мінерального складу.

Постановка задачі. Густина мінералів, з яких складається гірська порода, чітко обумовлюється масою і об'ємом, а також є функцією тиску, температури і фаз

мінеральної системи. Густина, з точки зору термодинаміки, є екстенсивним параметром з огляду на її пряму залежність від маси речовини. Звідси випливає характерна особливість цього петрофізичного параметру - при досягненні рівноваги функцій стану системи (мінералу, гірської породи) вона характеризує цю систему як одне ціле, не залежачи від способу опробування досліджуваного об'єкта. В свою чергу термодинамічна стабільність фаз досягається при рівновазі концентрацій і активності компонент, які можна описати через низку термодинамічних потенціалів. В геології найбільш поширеним є використання термодинамічного потенціалу - вільної енергії Гіббса (G), що використовує тиск і температуру як незалежні змінні. Розрахунок термодинамічних параметрів системи шляхом мінімізації G при даній кількості компонент і фаз дає змогу отримати умови її рівноваги. Метою роботи є по суті розв'язання оберненої задачі, що полягає у визначенні параметрів системи, виходячи із наявних термодинамічно зрівноважених мінеральних асоціацій типових для гранітів, розрахунок взаємозалежностей їх із фізичними параметрами, оцінці стійкості, граничних умов тощо.

Отримані таким чином фізичні характеристики, перш за все, важливі для петрології, термобарометрії, геофізики, оскільки мають справу із встановленням характеристик речовинно-фізичного стану мінералів і гірських порід в різних термобаричних умовах земної кори і мантії. По-друге, термодинамічно розраховані петрофізичні параметри найбільш тісно пов'язані з іманентними параметрами геологічного середовища, не залежать від способу їх отримання, що свідчить про їх інваріантність відносно динамічних геологічних процесів.

Термодинамічний стан твердого тіла, якими є кристали, визначається такими параметрами стану, як

об'єм, тиск і температура. Надзвичайна різноманітність умов існування кристалічних речовин інколи робить неможливим створення універсального рівняння, яке би зв'язувало ці параметри, на відміну від ідеальних газів, де таке рівняння (Клапейрона-Менделєєва) існує. Тому необхідно використовувати лише певні закономірності, які роблять доступним їх вимірювання або теоретичний розрахунок термодинамічних параметрів в обмежених температурних і баричних діапазонах. Одним із найбільш придатних для таких цілей є рівняння Мі-Грюнаїзена, яке передає варіації тиску при нагріванні при постійному об'ємі:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V = \gamma \rho C_V \quad (1)$$

де ρ - густина, C_V - питома ізобарна теплоємність, γ - відношення Грюнаїзена.

Іншим підходом може виступати взяття низки похідних від термодинамічних потенціалів Гіббса, Гельмгольца та ін. [12], з яких можна визначити густини фаз. Серед них варто відзначити співвідношення Максвелла:

$$\left(\frac{\partial S}{\partial V}\right)_T = \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V, \text{ що відповідає рівнянню Мі-Грюнаїзе-}$$

на і зв'яже ізохорний випадок варіацій тиску при нагріванні із ізотермічною зміною ентропії системи при зміні її об'єму.

Методика досліджень. З рівняння (1) отримані термодинамічним розрахунком значення густини фаз ρ_T можна порівняти з відповідними величинами, що визначені за допомогою напівемпіричного підходу для відомих зрівноважених мінеральних асоціацій, ρ_e [21]. Різниця між ними $\rho_e - \rho_T$, є власне тією компонентою густини, що залежить від варіацій тиску, температури, флюїдного тиску і мало залежить від речовинного наповнення.

Згідно з (1), термодинамічне визначення густини передбачає знання величини ізохорного відношення $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)$. Але його отримання значно ускладнене і перед-

бачає накладання низки обмежень, що не завжди доречно. Тому краще замінити $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)$ на відповідну величину

αK_T . Останній добуток зв'яже теплове розширення мінеральних фаз із їх коефіцієнтом всебічного стиску. Як можна бачити з отриманої залежності:

$$\rho = \frac{\alpha K_T}{\gamma C_V}, \quad (2)$$

густина прямо залежить від теплового розширення і коефіцієнту всебічного стиску та обернено від добутку γ на ізохорну теплоємність, що є вираженням міри між атомної і міжмолекулярної взаємодії мінералів на величину їх теплоємності.

Існують свої оптимальні способи отримання кожного із перелічених параметрів. Температурна залежність α і C_V вимагає розрахунку їх в діапазоні температур існування фаз мінеральної системи $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$. Причому, більш простішим буде визначення ізобарної теплоємності C_P за існуючою залежністю для твердих тіл: $C_V \approx C_P \approx 0,3 \text{ кал}^\circ\text{C}^{-1}\text{г}$, або більш точно: $C_V = TE\beta^2 V - C_P$, де T - температура, E - модуль Юнга, β - стисливість, V - молярний об'єм.

Розрахунок ізобарної теплоємності мінеральних фаз можна виконати, скориставшись залежностями, що зв'язують теплоємність з температурою у формі рівнянь Лоренца (Hemingway et al., 1981) для діапазону температур від 350 K до 1000 K:

$$C_P^0(\text{альбіт}) = 583,9 - 0,03285T + 2,272 \cdot 10^{-5} T^2 - 6424 T^{-1/2} \quad (3)$$

$$C_P^0(\text{анортит}) = 297,02 + 43,33 \cdot 10^{-3} T - 13,54 \cdot 10^6 T^{-2} \quad (4)$$

Для ортоклазу величини C_P вибиралися за [19], а K_T для всіх фаз за [11].

Згідно з [2], розрахунок параметру γ доцільніше виконати акустичним способом. Отримана таким чином γ_a показує добру співставність із відношенням Грюнаїзена, обчисленим за допомогою термодинамічних параметрів:

$$\gamma_a = \frac{9(V_L^2 - 4V_t^2/3)}{2(V_L^2 + 2V_t^2)}, \quad (5)$$

де V_L , V_t - швидкості відповідно повздовжніх і поперечних хвиль.

Для напівемпіричного розрахунку густин (ρ_e) термодинамічних зрівноважених мінеральних систем були використані діаграми стану при фіксованих значеннях всебічного тиску і флюїдного тиску води. В твердих розчинах плагіоклазів і калієвих польових шпатів існує обмежена змішуваність, що залежить від ступеня упорядкування структури польового шпату, а також від температури і тиску. Тому розрахунок розподілу ρ_e проводився тільки в полі значень існування твердих розчинів (рис. 1а виділені ізолініями ρ_e).

Точки 1-6 на тернарній діаграмі стану обиралися входячи із наявності довідкових даних [11] про температурні залежності коефіцієнту теплового розширення для певних визначних фазових станів мінеральної системи $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$.

Стани, що відповідають рівновазі фаз, температури і тиску, відповідають, у загальному випадку, тривимірній площині, а двовимірною діаграмою дає перетин лише двох параметрів термодинамічної системи при допущенні, що тиск (або флюїдний тиск) сталий. З огляду на ці положення проаналізовано трифазову ізобарну-температурну діаграму асоціації співіснуючих калієвого польового шпату, альбіту і анортиту при тиску 0,1 ГПа і недостатньому насиченні H_2O [13]; температурно-складові залежності системи альбіт-анортит в безводних умовах при тиску 1 атм [18] і при тисках в 1 ГПа і 2 ГПа [15] і у водонасичених умовах при тиску 0,5 ГПа [17, 22]; температурно-складові залежності системи альбіт-ортоклаз у безводних умовах при тиску в 1 атм [14] і при водонасиченні при тисках в 0,2 ГПа [14] і 0,5 ГПа [19, 22]. В трикомпонентній системі розподіл густин показаний на рис. 1а. Розрахунок залежності "субсолідусна температура-густина" виконувався за мольними вмістами відповідних компонентів, які мали лінійний зв'язок із густиною і тому окремо на діаграму не виносилися.

Результати і висновки. В зрівноваженій мінерально-фазовій системі $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$, в полі складу, що відповідає найнижчій температурі (точки 3-5), спостерігаються схожі закономірності зміни густини: ρ знижується із зростанням температури при будь-яких значеннях тиску. У більш високотемпературних полях додаються і інші відмінні T-P тренди густини: по-перше, це зростання ρ із збільшенням тиску (точка 1); по-друге, зростання ρ при зростанні температури (точка 2 в низькобарній позиції і точка 6 у високобарній позиції) (врізки 1-6 у рис. 1). Відмічене зростання густини від температури, передусім у високотемпературних і високобарних областях, передає міру відмінності від евтектики системи, і пов'язане із обмеженою змішуваністю між двома твердими розчинами: плагіоклазів і лужних польових шпатів [7].

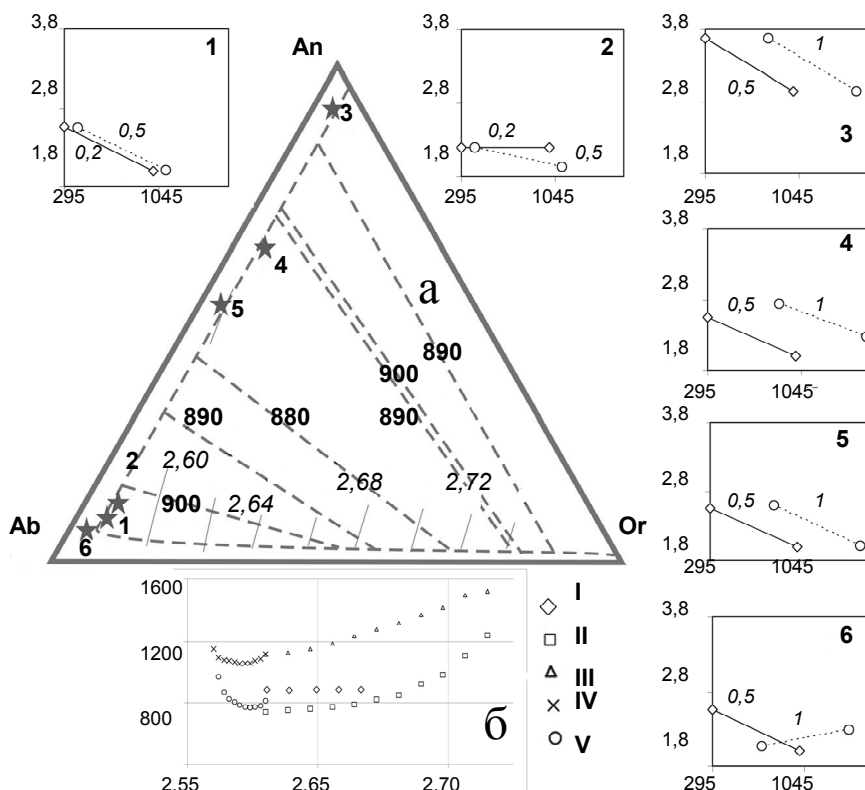


Рис. 1. Діаграма стану калієвого польового шпату і твердого розчину плагіоклазу (а) та їх T - ρ залежність:

а) тиск 0,1 ГПа, в діапазоні температур від 800 до 900°C та напівемпіричний розподіл густини, г/см^3 ; виноска 1-6: по осі абсцис - температура, °C, по осі ординат - густина, г/см^3 , шифр кривих - тиск, ГПа, б) по осі абсцис - температура, °C; I - Ab-Or-An, P-0,1 ГПа, недостатньої насиченості H_2O ; II - Ab-An, P-0,5 ГПа, насичені H_2O ; III - Ab-An, P-0,1 ГПа, насичені H_2O ; IV - Ab-Or, P-0,1 МПа, безводні умови; V - Ab-Or, P-0,2 ГПа, насичені H_2O

Відмінність у величинах густини, отриманих за термодинамічним розрахунком (ρ_T), із відповідними емпірично встановленими ρ_e (на рис. 1а показні в ізолініях) складає близько 15 % на користь останніх. Але у полі діаграми Ab-An-Or, що відповідає суто альбітовому складу, спостерігається обернена ситуація - $\rho_T > \rho_e \approx 17$ %. Причиною цього, ймовірно, є наявність фази "високого альбіту" - високобарної і більш розупорядкованої форми альбіту [7].

Якщо детально проаналізувати температурні залежності густини при різних значеннях гідростатичного тиску і флюїдного тиску води, то всі ізобарні криві ρ мають схожу чашоподібно-асиметричну форму із пологими правими і крутими лівими гілками (рис. 1б). Мінімуми в них відповідають найнижчим температурам плавлення і чітко проектується на досить вузький діапазон значень густин: 2,58-2,60 г/см^3 . Цей діапазон ρ відповідає евтектичним термодинамічним станам і, загалом, співпадає із медіанними величинами густини для багатьох петрографічних типів гранітів [6, 10].

Наявність двох груп трендів густини в температурно-густинній залежності обумовлюється фактором тиску. Тому, у двох вибірках (високого і низького тиску) проведена емпірична підгонка розподілу ρ показує суттєво різні залежності. У поліноміальному наближенні бачимо, що $T_{\text{ниж.тис.}} = 1 \cdot 10^{-5} \cdot \sigma + 2000 \sigma^2$ ($\sigma = 0,97$), а $T_{\text{вис.тис.}} = 6 \cdot 10^{-5} \cdot 46000 \rho + 9000 \rho^2$ ($\sigma = 0,65$). З чого випливає, що асоціація низького тиску краще відповідає теоретичному розрахунку і має більшу ймовірність зрівноваженого існування.

Аналіз змін густини в ізотермічному наближенні вказує на загальне зростання параметру ρ . Вплив флюїдного тиску води відіграє важливу роль у зниженні температури кристалізації, але практично не впливає на зміну абсолютного значення густини. Так, безводні су-

міші лягають в один і той же тренд (мають однакові проекції на вісь густин), що і суміші насичені H_2O , хоча для них показники P практично на 4 порядки вищі. Ймовірно, це зв'язано із кращою адаптацією водомісних фаз з кристалічними структурами польових шпатів при зростаючому тиску.

При даному тиску, температурі і мінеральній асоціації стабільна фаза має нижчу енергію серед всіх інших альтернативних мінеральних фаз. Причому, щільніша фаза має більшу ймовірність досягнення рівноваги при вищих тисках і нижчих температурах. Але в областях низьких температур із зниженням тиску зростає поле евтектики, що і обумовлює наявність граничного значення густини (або певного досить вузького діапазону значень), до якого прямують всі породи кислого складу у процесах гранітоутворення.

1. Афанасьев Н.С. Корреляция физических параметров, минерального и химического состава в горных породах докембрия ВКМ // Вопросы геологии КМА. Вып. 2. - Воронеж, 1978. - С. 50-56.
2. Беломестных В.Н. Акустический параметр Грюнайзена твердых тел // Письма в ЖТФ. - 2004. - Т. 30, Вып. 3. - С. 14-19.
3. Взаимосвязь состава и свойств горных пород (сборник анализов). Вып.1. / Л.А. Чайка, М.И. Крупнов, А.Н. Кузнецов и др. - Л., 1967.
4. Евзикова Н.З. О структурных плотностях минералов // Минералог. сб. - 1966. - № 20, Вып. 3. - С. 352-358.
5. Ицксон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. - Л., 1970. - С. 172-194.
6. Кобранова В.Н. Петрофизика. - М., 1986.
7. Перчук Л.Л., Подлесский К.К., Аранович Л.Я. Термодинамика некоторых каркасных силикатов и их равновесий в целях термобарометрии // Физико-химический анализ процессов минералообразования. - М., 1989. - С. 45-96.
8. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.И. Толстой, Ю.Л. Гасанов, А.П. Гожик та ін. - К., 2003.
9. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / М.И. Толстой, А.В. Чекунов, И.Б. Щербак и др. - К., 1987.
10. Петрофизика: Справочник. Кн. 1: Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. - М., 1992.
11. Справочник физических констант горных пород. Т.21: Науки о Земле / Под ред. С. Кларка

мл. – М., 1969. 12. *Anderson D.L.* Theory of the Earth. – Boston. – <http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK>: 1989.001. 13. *Elkins L.T., Grove T.L.* Ternary feldspar experiments and thermodynamics models // *Am. Mineral.* – 1990. – V. 75. – P. 544-559. 14. *Bowen N.L., Tuttle O.F.* The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ // *J. Geol.* – 1950. – P. 489-511. 15. *Boyd F.R., England J.L.* Effects of pressure on the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, in the range up to 50 kilobars // *J. Geophys. Res.* – 1963. – V. 68. – P. 311-323. 16. Comparison of petrophysical and rock geochemical data in the Tampere-Hameenlinna area, southern Finland / Lahtinen, Raimo and Korhonen, Juha V. // *Geological Survey of Finland: Bulletin.* – 1996. – N. 392. 17. *Johannes W.* Melting of plagioclase in the system $\text{ab-an-H}_2\text{O}$ and $P_{\text{H}_2\text{O}}=5$ kbar, an equilibrium problem // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1978. – V. 66. – P. 295-303.

18. *Morey G.W.* Phase-equilibrium relations of the common rock-forming oxides except water // *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 440-L, L1-L158. – 1964. 19. *Morse S.A.* Alkali feldspars with water at 5 kb pressure // *J. Petrol.* – 1970. – V. 11. – P. 221-251. 20. *Navrotsky A., Hon R., Weill D.F., Henry D.J.* Thermochemistry of glasses and liquids in the systems $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$, $\text{SiO}_2\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ and $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Na}_2\text{O}$ // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1980. – V. 44. – P. 1409-1423. 21. *Presnall D.C.* Phase Diagrams of Earth-Forming Minerals // *Min. Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants* AGU Reference Shelf 2. – 1995. 22. *Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.R.* Ternary feldspars // *Carnegie Inst. Washington Year Book.* – 1957. – V. 56. – P. 206-214.

Надійшла до редколегії 13.05.09

УДК 551.22+552.321.5+553.4

Т. Митрохіна, асп.,
О. Митрохин, канд. геол. наук

ТИТАНОНОСНІ ІНТРУЗІЇ В АНОРТОЗИТОВИХ КОМПЛЕКСАХ ПРОТЕРОЗОЮ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.М. Загнітком)

Виконано порівняльну характеристику титаноносних інтрузій найбільш типових протерозойських аноктозитових комплексів. Виявлено, що інтрузії коростенського комплексу Українського щита, комплексу Рогаланд Балтійського щита та комплексу Хавер-Сент-П'єр Канадського щита відносяться до різних формаційних типів. Інтрузії коростенського комплексу належать до субплатформенної аноктозит-рапаківігранітної формації. Інтрузії комплексів Рогаланд та Хавер-Сент-П'єр є складовими орогенної аноктозит-мангерит-чарнокітової формації. Зроблено висновки про вплив геодинамічних умов становлення титаноносних інтрузій на головні механізми концентрації Fe-Ti оксидних мінералів, а також на характер локалізації, форми залягання, структурно-текстурні особливості та речовинний склад руд.

The comparative characteristic of Ti-bearing intrusions within the most typical proterozoic anorthosite complexes is performed in the article. It is revealed, that the Korosten complex intrusions of the Ukrainian Shield, the Rogaland complex intrusions of the Baltic Shield and the Havre-Saint-Pierre complex intrusions of the Canadian Shield belong to different petrographic associations. The Korosten complex belong to orogenic rapakivi granite-anorthosite association. The Rogaland complex and Havre-Saint-Pierre complex are parts of orogenic anorthosite-mangerite-charnockite-granite association. The conclusions about influence of geodynamic conditions on the main mechanisms of Fe-Ti oxide mineral concentration and also on the localization of ore bodies, their mode of occurrence, textural features and composition are made.

Постановка проблеми. Металевий титан та діоксид титану TiO_2 мають надзвичайно широке застосування в різних сферах. За даними [20], титан визнано одним з небагатьох металів, чиє використання у найближчому майбутньому буде тільки зростати. Найбільш цінними якостями титану є: міцність, легкість, висока температура топлення та хімічна стійкість. Разом з тим, лише близько 10 % видобутих титанових руд безпосередньо переробляється на металевий титан. Інші 90 % використовуються для виробництва пігментного TiO_2 . Завдяки високим показникам світло-відбиття, хімічній та термічній стійкості TiO_2 використовується як пігмент у виробництві фарб, пластмас, високоякісного паперу, каучуку, косметики, штучних волокон тощо. Діоксидом титану поступово замінюють свинцеві, цинкові та барієві пігменти в лакофарбній промисловості. Прогнозується, що в целюлозно-паперовій промисловості TiO_2 також буде поступово витісняти традиційний пігмент – каолін. В цілому, на початку 2000-х років світові потужності по виробництву діоксиду титану коливались в межах 4,5-5,0 млн т. Економічно важливі мінерали титану видобувають із сучасних та похованих розсипищ, кір вивітрювання та твердих кристалічних порід. На даний момент дві третини світового видобутку TiO_2 припадають на розсипні родовища ільменіту та рутилу. Однак, у відношенні перспективних запасів, розсипища мають підпорядковане значення порівняно з ендегенними родовищами. Експерти стверджують, що розсипні родовища будуть вичерпані у найближчі 20-30 років. Родовища анатазу в корах вивітрювання лужних вивержених порід тільки починають розроблятися. При цьому, їх значення у світових запасах є навіть меншим, ніж у розсипищ. У зв'язку з цим зростає роль інших родовищ мінералів титану і, насамперед, корінних родовищ магматогенного походження.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. На даний час тільки три формаційні типи магматичних ком-

плексів являють інтерес у відношенні промислового видобутку титанвміщуючих мінералів: автономні аноктозитові комплекси протерозою, стратиформні базит-ультрабазитові комплекси, лужні інтрузивні комплекси [17]. Цінність саме цих формаційних типів визначається трьома факторами: 1) ці петрографічні комплекси включають значні об'єми гірських порід з високим валовим вмістом титану; 2) титан в цих породах сконцентрований переважно в Fe-Ti оксидних мінералах – ільменіті та титаномангетиті; 3) розміри та форма виокремлень Fe-Ti оксидних мінералів дозволяють їх ефективно вилучати та концентрувати. Родовища ільменіту та титаномангетиту, які пов'язані з протерозойськими аноктозитовими комплексами, є найбільш важливим генетичним типом корінних родовищ титану [5]. Найбільш відомими прикладами титаноносних габро-аноктозитових комплексів є: 1) комплекс Хавер-Сент-П'єр з родовищами Аллард Лейк та Лак-Тіо, Канада [19]; 2) комплекс Адірондак з родовищем Сенфорд Лейк, США [17]; 3) комплекс Рогаланд з родовищами Теллес та Сторгенджен, Норвегія [14]. Не дивлячись на те, що на даний час розробляються лише два родовища цього типу – Лак-Тіо та Теллес, частка їх серед інших родовищ титанових руд досить значна. Лак-Тіо дає 890 тис тонн, Теллес – 550 тис тонн TiO_2 щорік, що загалом складає майже третину світового видобутку [17]. Масштаби зруденіння та парагенезиси Fe-Ti оксидних мінералів в габро-аноктозитових комплексах визначаються петрографічними асоціаціями та складом рудовмісних порід – аноктозитів, титаноносних габроїдів, феродіоритів та ін. При цьому, на якість руд безпосередньо впливають умови петрогенезису конкретних аноктозитових комплексів та їх складових частин. Вважається, що масиви протерозойських аноктозитів "massif type" були укорінені частково магматичним шляхом, а частково за рахунок тектонічних або діапірових про-