

УДК 549.623.54:552.321:551.72(477)

**УМОВИ УТВОРЕННЯ ГРАНІТОЇДІВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКОЇ
ТЕКТОНОМАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА
ЗА ХІМІЧНИМ СКЛАДОМ БІОТИТУ**

А. Бучинська¹, К. Свешніков², Р. Криза³

¹*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: abuchynska@yahoo.com*

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

³*Інститут геологічних наук, Вроцлавський університет
50-204 Польща, м. Вроцлав, пл. Макса Борна, 9*

За результатами мікрозондових досліджень біотиту з гранітів осницького, коростенського, східноприазовського комплексів та дивлінських гранітів Українського щита відтворено умови їхньої кристалізації. З'ясовано, що граніти осницького комплексу утворилися в умовах низької кислотності й високого тиску при температурі $\sim 760^\circ\text{C}$ та фугітивності кисню $\sim 10^{-14,2}$. Граніти коростенського комплексу утворилися в умовах високої кислотності при температурі $\sim 660^\circ\text{C}$ і фугітивності кисню $\sim 10^{-18,4}$. За складом біотиту до них близькі граніти східноприазовського комплексу і дивлінські граніти.

Ключові слова: біотит, гранітоїди, умови кристалізації, тектономагматична активізація, докембрій, Український щит.

Для достовірних петрологічних побудов необхідно враховувати не тільки хімічний склад породи в цілому, а й особливості складу породотворних і акцесорних мінералів. Це дає змогу, з одного боку, корелювати однотипні геологічні формації, з іншого, відновлювати умови утворення мінералів і порід, що їх уміщують.

Для більшості гранітоїдів єдиним наявним у значній кількості (і найбільше вичленим) представником магнезійно-залізистих силікатів є біотит. Відомі принципово різні погляди на чинники, які визначають хімічний склад біотиту. Одні дослідники вважають, що він визначений лише складом вмісних порід [1], інші – що особливості складу біотиту зумовлені фізико-хімічними умовами кристалізації [10, 41]. За статистичними дослідженнями біотиту з гранітоїдів різного походження [2, 3] найтісніші кореляційні зв'язки між вмістом однойменних оксидів у біотиті й породі характерні для незмінених інтрузивних порід. У випадку метаморфогенно-метасоматичної гранітизації і змін складу материнських порід зв'язки біотит–порода слабшають, з чого роблять висновок про “інертність” до трансформації складу самого біотиту, тобто хімічний склад біотиту визначений фізико-хімічними умовами його кристалізації і складом вихідних материнських порід. Це засвідчує, що біотит можна використовувати (і широко використовують) для кореляції і розчленування маг-

матичних порід [3, 8, 12, 14], визначення температурних умов [5, 11, 30, 41], з'ясування режиму кислотності–лужності середовища [11, 13, 32] і генезису порід [3, 8, 15, 16, 33, 46]. Склад біотиту можна також застосовувати як індикатор рудоносності гранітоїдів [18, 19] та для відтворення геодинамічних умов їхнього утворення [25, 37].

Усе зазначене вище зумовило наш інтерес до біотиту під час досліджень гранітоїдів етапів палеопротерозойської тектономагматичної активізації (осницького і коростенського комплексів) Північно-Західного району Українського щита (УЩ).

Осницький комплекс охоплює просторово і генетично пов'язаний ряд гранітоїдів, який разом з комагматичними їм кислими, середніми й основними вулканітами клесівської серії утворює єдину вулканоплутонічну асоціацію, що формує на півночі Північно-Західного району УЩ так званий Волино-Поліський пояс. Вік цих гранітоїдів 2,02–1,96 млрд років [28].

Коростенський комплекс містить рапаківі, рапаківіподібні граніти, рівномірно-зернисті граніти, апліти й пегматити, а також габронорити, габро-анортозити й анортозити, які беруть участь у будові складного Коростенського плутону. Вік гранітоїдів коростенського комплексу 1,77–1,75 млрд років [28].

Оптичні властивості біотиту з гранітів цих комплексів (а саме – двозаломлення) порівнювали Г.М. Гнатів та О.І. Матковський [6]. Учені з'ясували, що біотит осницьких гранітів має n_g менше 1,652, у гранітах коростенського комплексу $n_g = 1,668–1,696$. В.М. Хоменко та ін. [24] виявили різницю в якісних комбінаціях і кількісних співвідношеннях оптично активних центрів біотиту цих комплексів. Ми мали на меті порівняти особливості хімічного складу біотиту.

Окремо досліджували біотит дивлінських граніт-порфірів, виходи яких відомі в північно-західній частині Коростенського плутону. Їхні утворення традиційно розглядають як приконтатову фаціальну відміну гранітів рапаківігранітової формації. За польовими дослідженнями К.І. Свешнікова, дивлінські граніт-порфіри мають активні контакти з породами коростенського комплексу і, можливо, утворюють самостійні плутонічні тіла.

Також до уваги брали біотит гранітоїдів східноприазовського комплексу [7] Приазовського району УЩ. Масиви коростенського та східноприазовського комплексів зачисляють до одного рапаківігранітового надкомплексу [7], хоч до власне рапаківігранітових плутонів належить лише Коростенський. Гранітоїдні асоціації обох комплексів належать до асоціацій А-типу [21]. Петрохімічні порівняння гранітоїдів коростенського та східноприазовського комплексів виконані нами раніше [4].

Дослідження побудоване на оригінальних мікрозондових аналізах біотиту з гранітів осницького, коростенського, східноприазовського комплексів та дивлінських гранітів. Його виконано на кафедрі мінералогії і петрології Інституту геологічних наук Вроцлавського університету. Результати аналізів наведено у табл. 1.

Незважаючи на швидкість, точність і високу чутливість мікрозондового аналізу (через що його сьогодні найчастіше використовують для мікроаналізів), він має недоліки, які позначаються на точному визначенні кристалохімічної формули слюд. До таких проблем М. Рідер [35] зараховує: неможливість визначення вмісту води; неточне чи неможливе визначення ступеня валентності Fe, Mn, Ti; неможливість аналізу легких елементів (Li, Be, B, C, F); невдача під час аналізування таких важливих елементів і радикалів, як NH₄, P чи Zn.

Номенклатура досліджуваного біотиту. Як відомо, слюди належать до шаруватих силікатів, в яких структурна одиниця складена з октаедричного шару між двома протипоставленими тетраедричними шарами. Спрощена формула слюд така: $IM_{2-3}\square_{1-0}T_4O_{10}A_2$, де I – Cs, K, Na, NH_4 , Rb, Ba, Ca; M – Li, Fe (дво- чи тривалентне), Mg, Mn (дво- чи тривалентний), Zn, Al, Cr, V, Ti; \square – вакансія; T – Be, Al, B, Fe^{3+} , Si, Al; A – Cl, F, OH, O, S [36].

Міжнародною мінералогічною асоціацією (ММА) опубліковано такі рекомендації щодо нормативної процедури перерахунку оксидів у катіони для визначення кристалохімічної формули слюд [36]: якщо є достовірне визначення H_2O , то формула може ґрунтуватися на 12 (O + F) атомах; якщо нема визначень води (як у мікрозондових аналізах), то припускають теоретичну аніонну групу, і формула повинна ґрунтуватися на 22 позитивних зарядах; якщо нема визначень води і є підстави припускати, що пізніша оксидация заліза в слюді спричиняла відрив протона в аніонній групі, то формулу потрібно перераховувати на $22+z$ позитивні заряди, де z – кількість Fe^{3+} .

Структурні формули досліджуваного біотиту осницького, східноприазовського, коростенського комплексів та дивлінських гранітів розраховували на $22+z$ позитивні заряди з розділенням на тетраедричні (T), октаедричні (M) та проміжні (I) катіони за номенклатурою М. Рідера [35]. Для цього використано комп'ютерну програму Ф. Явуза MICA⁺ [43, 44].

З метою визначення вмісту Fe^{3+} в разі нормалізації з перерахунком на кількість катіонів розроблено кілька методик, у яких деякі надлишкові від'ємні заряди компенсовані Fe^{2+} з Fe^{3+} , тоді як надлишок позитивних зарядів компенсований заміною OH з надлишком кисню. Ми використали методику Р. Димека [27], комп'ютерний варіант якої відображений у програмі Ф. Явуза BIOTERM [45].

Для точної класифікації слюд необхідний вміст літію, який, на жаль, не можна визначити за допомогою мікрозондового аналізу. За допомогою лінійної регресії Li_2O-SiO_2 з бази даних 400 повних хімічних аналізів тріоктаедричних слюд А. Тіндл і П. Вебб [38] запропонували емпіричний підхід для визначення вмісту Li_2O в слюдах під час мікрозондових досліджень. Пізніше Дж. Тішендорф та ін. [39, 40] запропонували нові емпіричні співвідношення Li_2O-SiO_2 , Li_2O-MgO , Li_2O-F , Li_2O-Rb_2O , використовуючи більшу базу і для тріоктаедричних, і для діоктаедричних слюд.

У наших дослідженнях для визначення вмісту Li_2O з подальшим переведенням у катіонну форму Li використано комп'ютерну програму LIMICA Ф. Явуза [42], де розрахунок вмісту літію ґрунтується на рівняннях А. Тіндла і П. Вебба [38], а також Дж. Тішендорфа та ін. [39, 40].

Результати перерахунку оксидних форм, отриманих мікрозондовим аналізом, у катіони з урахуванням розділення заліза загального на дво- і тривалентне та визначення вмісту літію наведені в табл. 1.

З метою класифікації досліджуваного біотиту використано класифікаційну схему для тріоктаедричних слюд Дж. Тішендорфа та ін. [40] на діаграмі *mgli-feal* (рис. 1, А), де *mgli* = Mg-Li, а *feal* = $Fe_{\text{3ar}}+Mn+Ti-Al^{VI}$. На діаграму, крім назв, які використовував Дж. Тішендорф, нанесені назви слюд, ухвалені Комісією нових назв мінералів ММА98 [36].

Таблиця 1

Результати мікрозондових аналізів біотиту осницького, східноприазовського, коростенського комплексів та дивлінських гранітів

Показник	Осницький комплекс							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35,41	35,34	35,79	35,59	35,13	35,22	34,67	34,95
TiO ₂	1,93	1,51	2,01	1,51	2,44	2,50	2,58	2,64
Al ₂ O ₃	15,49	15,54	16,49	16,25	16,55	16,47	16,00	16,30
FeO	21,37	20,82	20,49	20,83	22,43	22,05	22,53	22,63
MnO	0,39	0,48	0,47	0,40	0,26	0,34	0,29	0,34
MgO	8,25	8,55	7,69	8,34	7,17	6,98	6,91	6,98
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Na ₂ O	0,12	0,13	0,07	0,17	0,15	0,07	0,12	0,07
K ₂ O	9,77	9,71	9,82	9,77	9,99	9,72	9,89	9,92
Li ₂ O	0,61	0,59	0,72	0,66	0,53	0,56	0,40	0,48
Сума	93,34	92,67	93,55	93,52	94,65	94,07	93,39	94,31
Si	2,82	2,83	2,83	2,82	2,77	2,79	2,78	2,77
Al _{IV}	1,18	1,17	1,17	1,18	1,23	1,21	1,22	1,23
T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al _{VI}	0,28	0,30	0,37	0,34	0,31	0,33	0,29	0,30
Fe ³⁺	0,17	0,21	0,30	0,26	0,17	0,19	0,14	0,12
Ti	0,12	0,09	0,12	0,09	0,14	0,15	0,16	0,16
Mg	0,98	1,02	0,91	0,99	0,84	0,82	0,83	0,83
Fe ²⁺	1,25	1,18	1,06	1,12	1,31	1,27	1,37	1,38
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Li	0,10	0,10	0,12	0,11	0,08	0,09	0,06	0,07
M	2,93	2,93	2,91	2,93	2,88	2,88	2,86	2,87
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01
K	0,99	0,99	0,99	0,99	1,01	0,98	1,01	1,00
I	1,01	1,01	1,00	1,01	1,03	1,00	1,03	1,01
X _{ph}	0,35	0,36	0,33	0,35	0,30	0,30	0,29	0,29
X _{an}	0,44	0,42	0,38	0,40	0,47	0,46	0,49	0,49
X _{pdo}	0,06	0,08	0,11	0,09	0,06	0,07	0,05	0,04
X _{mn}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
X _{al}	0,10	0,11	0,13	0,12	0,11	0,12	0,10	0,11
X _{ti}	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,06
Сума	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
f	59,17	57,68	59,91	58,23	63,79	64,04	64,53	64,38
K _{Al}	21,38	21,52	22,68	22,25	22,68	22,71	22,17	22,47
K _{Ti}	4,71	3,56	4,96	3,61	5,65	6,12	6,35	6,37
K _{Mn}	1,18	1,19	1,24	1,20	0,81	0,82	0,79	0,80

Біотит осницького комплексу потрапив у поле магnezіального сидерофіліту (за Дж. Тішендорфом – залізного біотиту), східноприазовського, коростенського комплексів та дивлінських гранітів – у поле аніту (за Дж. Тішендорфом – лепідомелану).

На класичній діаграмі М. Фостер [29] (див. рис. 1, Б) фігуративні точки біотиту осницького комплексу потрапляють у поле залізного біотиту, коростенського комплексу – у поле сидерофіліту й лепідомелану (з великим вмістом Fe²⁺ проти Fe³⁺),

Продовження табл. 1

Показ- ник	Східноприазовський комплекс				Коростенський комплекс			
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	29,28	33,72	34,24	32,57	33,95	33,85	34,62	31,19
TiO ₂	3,41	3,89	3,98	3,21	3,86	3,85	2,01	0,25
Al ₂ O ₃	14,48	14,10	13,62	13,82	11,62	11,66	11,66	11,68
FeO	34,29	30,43	28,39	30,36	34,14	33,16	35,35	40,6
MnO	0,26	0,18	0,18	0,15	0,11	0,11	0,15	0,32
MgO	3,65	3,44	4,52	4,47	1,54	1,69	1,83	2,02
CaO	0,15	0,00	0,00	0,08	0,05	0,59	0,07	0,22
Na ₂ O	0,00	0,11	0,07	0,07	0,04	0,18	0,07	0,13
K ₂ O	4,41	8,75	9,12	7,29	9,01	7,8	8,12	3,01
Li ₂ O	0,00	0,13	0,27	0,00	0,19	0,16	0,38	0,00
Сума	89,93	94,75	94,39	92,02	94,51	93,05	94,26	89,42
Si	2,54	2,76	2,79	2,73	2,85	2,86	2,92	2,79
Al _{IV}	1,46	1,24	1,21	1,27	1,15	1,14	1,08	1,21
T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al _{VI}	0,03	0,11	0,10	0,09	0,00	0,02	0,07	0,02
Fe ³⁺	1,37	0,30	0,23	0,57	0,25	0,22	0,17	1,17
Ti	0,22	0,24	0,24	0,20	0,24	0,24	0,13	0,02
Mg	0,47	0,42	0,55	0,56	0,19	0,21	0,23	0,27
Fe ²⁺	1,12	1,78	1,70	1,56	2,14	2,13	2,32	1,87
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Li	0,00	0,02	0,05	0,00	0,03	0,03	0,07	0,00
M	3,23	2,88	2,88	2,99	2,87	2,86	3,00	3,37
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,02
Na	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
K	0,49	0,91	0,95	0,78	0,96	0,84	0,87	0,34
I	0,50	0,93	0,96	0,80	0,98	0,92	0,89	0,39
X _{ph}	0,15	0,15	0,19	0,19	0,07	0,08	0,08	0,08
X _{an}	0,35	0,62	0,60	0,52	0,75	0,75	0,79	0,56
X _{pdo}	0,42	0,11	0,08	0,19	0,09	0,08	0,06	0,35
X _{mn}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
X _{al}	0,01	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01
X _{ti}	0,07	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,04	0,00
Сума	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
f	84,12	83,20	77,82	79,18	92,64	91,80	91,54	91,84
K _{Al}	20,61	19,68	19,18	19,46	16,84	16,98	16,59	16,69
K _{Ti}	8,73	8,79	6,90	8,48	8,48	8,54	4,55	0,60
K _{Mn}	0,63	0,36	0,37	0,34	0,35	0,36	0,35	0,60

біотит східноприазовського комплексу та дивлінських гранітів займає проміжне положення між ними.

Власне біотит розглядають як серію тріоктаедричних слюд (темних безлігієвих) між анітом $KFe^{2+}_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ –флогопітом $KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ та сидерофілітом $KFe^{2+}_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$ –істонітом $KMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$ [36].

Для класифікації біотиту використано діаграму $Fe/(Fe+Mg)-Al^{IV}$ [45] (див. рис. 1, B).

Закінчення табл. 1

Показник	Коростенський комплекс				Дивлінські граніти			
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	33,84	34,64	34,19	33,97	35,57	30,89	35,14	32,55
TiO ₂	3,12	2,40	3,49	3,26	4,09	2,34	3,98	3,28
Al ₂ O ₃	10,97	11,41	11,34	11,54	11,76	12,84	11,75	12,06
FeO	34,76	33,77	33,21	33,74	27,34	33,35	29,92	32,63
MnO	0,27	0,18	0,31	0,26	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	1,87	2,17	2,00	2,02	5,56	5,03	4,50	3,93
CaO	0,03	0,07	0,19	0,22	0,11	0,11	0,03	0,18
Na ₂ O	0,07	0,15	0,06	0,11	0,19	0,11	0,13	0,02
K ₂ O	9,04	9,00	8,7	8,65	8,36	3,30	8,51	6,63
Li ₂ O	0,00	0,38	0,26	0,20	0,66	0,00	0,53	0,00
Сума	93,97	94,17	93,75	93,97	93,76	88,09	94,61	91,40
Si	2,87	2,92	2,88	2,86	2,90	2,70	2,87	2,77
Al _{IV}	1,13	1,08	1,12	1,14	1,10	1,30	1,13	1,23
T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al _{VI}	0,00	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,25	0,05	0,20	0,21	0,23	1,30	0,30	0,72
Ti	0,20	0,15	0,22	0,21	0,25	0,15	0,24	0,21
Mg ²⁺	0,24	0,27	0,25	0,25	0,68	0,66	0,55	0,50
Fe ²⁺	2,21	2,33	2,15	2,16	1,63	1,14	1,74	1,60
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Li	0,00	0,07	0,04	0,03	0,11	0,00	0,09	0,00
M	2,92	2,95	2,88	2,89	2,94	3,28	2,95	3,04
Ca	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02
Na	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00
K	0,98	0,97	0,94	0,93	0,87	0,37	0,89	0,72
I	0,99	1,00	0,96	0,97	0,91	0,40	0,91	0,74
X _{ph}	0,08	0,10	0,09	0,09	0,24	0,20	0,19	0,16
X _{an}	0,76	0,81	0,75	0,76	0,58	0,35	0,61	0,53
X _{pdo}	0,09	0,02	0,07	0,07	0,08	0,40	0,11	0,24
X _{mn}	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
X _{al}	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
X _{ti}	0,07	0,05	0,08	0,07	0,09	0,05	0,09	0,07
Сума	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
f	91,11	89,81	90,38	90,46	73,23	78,71	78,76	82,27
K _{Al}	16,33	16,47	16,50	16,76	16,54	18,13	16,64	17,47
K _{Ti}	6,85	5,34	7,75	7,37	8,93	4,60	8,45	6,91
K _{Mn}	0,68	0,36	0,70	0,70	0,36	0,31	0,35	0,33

П р и м і т к и: T, M, I – тетраедричні, октаедричні та проміжні катіони, за [35]. X_{ph}, X_{an}, X_{pdo}, X_{mn}, X_{al}, X_{ti} – мольні частки флогопіту, аніту, протон-дефіцитного оксианіту, манганобіотиту, алюмобіотиту, титанобіотиту, за [31]. Окисне і закисне залізо розділяли за методикою Р. Димека [27]. Вміст Li₂O та Li розраховували за Е. Тіндлем і П. Веббом [38] та Дж. Тішендорфом [39, 40].

Залізистість $f = [\text{Fe}:(\text{Fe}+\text{Mg})] \cdot 100 \%$; коефіцієнт глиноземистості $K_{\text{Al}} = [\text{Al}:(\text{Al}+\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe})] \cdot 100 \%$; коефіцієнт титанистості $K_{\text{Ti}} = [\text{Ti}:(\text{Ti}+\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Mg})] \cdot 100 \%$; коефіцієнт марганцевистості $K_{\text{Mn}} = [\text{Mn}:(\text{Mn}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ti})] \cdot 100 \%$.

Хімічні параметри біотиту. Головними хімічними параметрами магнезіально-залізистих слюд є глиноземистість, залізистість і титанистість [14].

Коефіцієнт глиноземистості $K_{Al} = [Al:(Al+Mg+Fe+Si)] \times 100 \%$ (див. табл. 1) для біотиту осницького комплексу становить 21,38–22,71 (середнє значення – 22,23), східноприазовського – 19,18–20,61 (19,73), коростенського – 16,33–16,98 (16,65), для дивлінських гранітів – 16,54–18,13 (17,20).

Залізистість біотиту визначали за формулою $f = [Fe:(Fe+Mg)] \times 100 \%$ (див. табл. 1). Для біотиту осницького комплексу вона становить 57,68–64,53 (середнє значення – 61,46), східноприазовського – 77,82–84,12 (81,08), коростенського – 89,81–92,64 (91,20), дивлінських гранітів – 73,23–82,27 (78,24).

Коефіцієнт титанистості $K_{Ti} = [Ti:(Ti+Mn+Fe+Mg)] \times 100 \%$ для біотиту осницького комплексу коливається від 3,56 до 6,37 (середнє значення – 5,17), коростенського – 4,55–8,54 (7,28), східноприазовського – 6,88–8,79 (7,82), дивлінських гранітів – 4,60–8,93 (7,22).

Коефіцієнт марганцевистості біотиту $K_{Mn} = [Mn:(Mn+Mg+Fe+Ti)] \times 100 \%$ для осницького комплексу – 0,79–1,24 (середнє значення 1,00), для східноприазовського – 0,34–0,63 (0,42), для коростенського – 0,35–0,70 (0,51), для дивлінських гранітів – 0,31–0,35 (0,34).

Середні значення головних хімічних показників для біотиту досліджуваних комплексів наведені у табл. 2.

Таблиця 2

Середні значення залізистості, глиноземистості, титанистості, марганцевистості у біотиті досліджуваних комплексів

Комплекс	Показник			
	f	K_{Al}	K_{Ti}	K_{Mn}
Осницький	61,46	22,23	5,17	1,00
Східноприазовський	81,08	19,78	7,82	0,42
Коростенський	91,20	16,65	7,28	0,51
Дивлінські граніти	78,24	17,20	7,22	0,34

Н.А. Панєях [16] за головними показниками біотиту (залізистість, глиноземистість, титанистість, марганцевистість) виділив чотири генетичні типи мінералу, які відповідають чотирьом типам гранітоїдів. Біотит осницького комплексу належить до типу III, який має середню залізистість і титанистість, високу глиноземистість і марганцевистість. Біотит східноприазовського, коростенського комплексів та дивлінських гранітів належить до типу IV (підтипу IVa), якому властива висока залізистість (для IVa – дуже висока) та низька глиноземистість.

Хімічний склад біотиту пов'язують з наявністю мінералів, що асоціюють з ним у магматичній породі. Першу подібну діаграму $MgO-FeO-Al_2O_3$ побудував С. Нокольде [34]. Її С. де Альбукерк [26] змодифікував у діаграму $MgO-FeO_{зар}-Al_2O_3$ (рис. 2, А), на якій виділив чотири поля для різних парагенетичних асоціацій. Біотит коростенського, східноприазовського комплексів та дивлінських гранітів потрапляє у поле біотиту, що асоціює з амфіболом, а біотит осницького комплексу – у поля I (асоціація з амфіболом) і II (не супроводжується іншими залізо-магнезіальними мінералами).

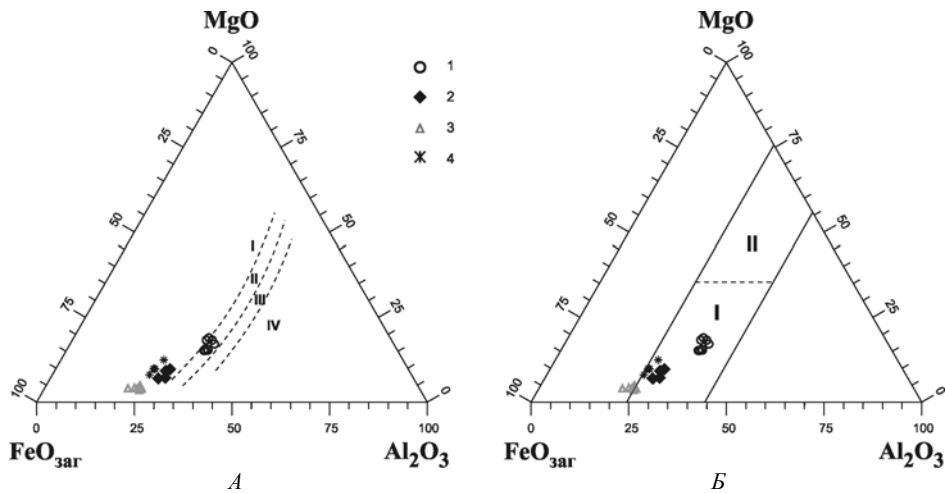


Рис. 2. А – точки складу біотиту на діаграмі С. де Альбукерка [26]: I – біотит, який співіснує з амфіболом; II – біотит, який не супроводжується іншими залізо-магnezіальними мінералами; III – біотит, який співіснує з мусковітом, IV – біотит, який співіснує з алюмосилкатами; Б – положення складу досліджуваного біотиту на діаграмі А. Нейва [33] для визначення походження біотиту: I – магматичний; II – метаморфічно-метасоматичний.

Комплекси: 1 – осницький; 2 – східноприазовський; 3 – коростенський; 4 – дивлінські граніти.

Умови утворення гранітоїдів за складом біотиту. Біотит усіх досліджуваних комплексів має магматичне походження, що підтверджує діаграма $\text{MgO}-\text{FeO}_{\text{заг}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ А. Нейва [33] (див. рис. 2, Б) з виділеними на ній полями магматичного та метаморфічно-метасоматичного біотиту.

Кислотність–лужність середовища гранітоутворення. За даними О.О. Маракушева та І.А. Тараріна [13], чутливим індикатором середовища мінералоутворення (лужного чи кислотного) є глиноземистість біотиту. Ці вчені запропонували для біотиту діаграму $\text{Si}/\text{Al}-(\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$ (рис. 3, А), на якій за глиноземистістю–кислотністю виділено поля гранітоїдів. Біотит осницького комплексу потрапляє на ній до поля II (граніти високоглиноземисті низьколужні), східноприазовського – до поля III (граніти нормальної лужності), коростенського і дивлінських гранітів – до полів IV, V (низькоглиноземисті граніти підвищеної лужності).

Подібну діаграму для визначення умов, у яких кристалізувався біотит, запропонували Х. Начіт та ін. [32] (див. рис. 3, Б). Уважаючи, що найінформативнішим є протиставлення кількості катіонів Mg та Al ($\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$), вони створили класифікаційну діаграму $\text{Al}_{\text{заг}}-\text{Mg}$. Ряди на діаграмі представлені лужними і надлужними породами (анорогенні комплекси), сублужними (монцонітові асоціації), кальцієво-лужними (гранодіоритові асоціації), глиноземисто-калієвими з глиноземистими мінералами. Біотит коростенського комплексу та дивлінських гранітів потрапляє у поле лужних біотитових гранітів, східноприазовського комплексу – у поле сублужних біотитових гранітів, осницького – у поле вапнисто-лужних гранітоїдів.

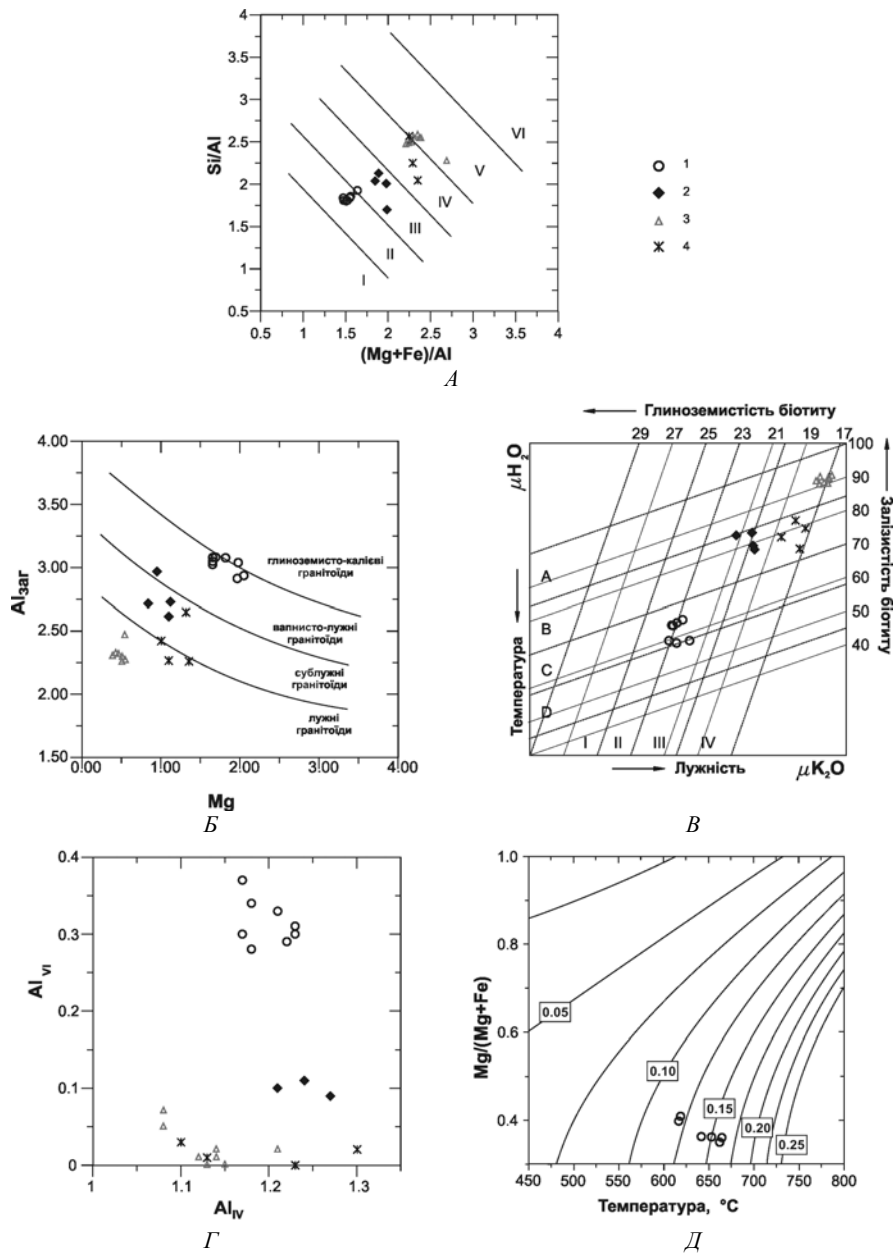


Рис. 3. Положення складу біотиту осницького (1), східноприазовського (2), коростенського (3) комплексів та дивлінських гранітів (4) на діаграмах О.О. Маракушева–І.А. Тараріна [13] для визначення кислотності–лужності середовища утворення гранітоїдів (А); Х. Начіта та ін. [32] для визначення типу магматичних порід (Б); В.С. Іванова [11] для дослідження умов утворення гранітоїдів за глиноземистістю і залізистістю біотиту (В); співвідношення триоктаедричного та октаедричного алюмінію в структурі біотиту (Г); Д. Генрі [30] для визначення температури кристалізації за вмістом Ті в біотиті (Д).

Аналогічні результати отримуємо з діаграми $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}$ (потенціал води–потенціал калію) В.С. Іванова [11], яка, крім змін глиноземистості біотиту, відображає також його залізистість (див. рис. 3, *B*). Виділені за глиноземистістю групи біотиту (I–IV) відповідають певним мінеральним асоціаціям гранітоїдів, і їх можна розглядати як фації хімічної активності калію в розплавах. Біотит осницького комплексу потрапляє до груп II, III, східноприазовського – III, IV, коростенського комплексу та дивлінських грантів – до групи IV, яка відповідає найвищій хімічній активності калію та найвищій лужності середовища.

Автори цих діаграм вважають, що збільшення хімічної активності калію (зростання лужності) сприяє утворенню бідного на глинозем біотиту. Це відбувається внаслідок утворення калієвого польового шпату і зменшення кількості кварцу (за Л.Л. Перчуком [17]).

Коефіцієнт глиноземистості біотиту зменшується в ряді осницькі граніти–східноприазовські–дивлінські–коростенські (див. табл. 2). Аналогічний ряд простежується на зображених вище діаграмах від вапнисто-лужних осницьких до найбільш лужних коростенських гранітоїдів.

Температура–тиск. Вплив температури і тиску, за яких кристалізувалися гранітоїди, так чи інакше позначається на всіх головних хімічних параметрах біотиту.

Для відносної (якісної) оцінки *PT*-умов кристалізації слюд важливою є не загальна глиноземистість біотиту, а розподіл Al в тетраедричній і октаедричній позиціях у структурі мінералу. Індикаторні властивості алюмінію ґрунтуються в цьому випадку на таких кристалохімічних постулатах: збільшення тиску сприяє входженню Al в октаедричну координацію; підвищення температури сприяє заміщенню кремнію в тетраедрі [22]. Як видно з рис. 3, *G*, кількість Al в тріоктаедричній позиції у біотиті коростенського комплексу та дивлінських грантів переважно є меншою, ніж у біотиті східноприазовського й осницького комплексу. Це, ймовірно, свідчить про нижчу температуру утворення дивлінських грантів та грантів коростенського комплексу. Більшою кількістю Al в октаедричній позиції чітко відрізняється біотит осницького комплексу. Це відображає кристалізацію грантів осницького комплексу, порівняно з іншими досліджуваними комплексами, в умовах більшого тиску.

Відомо також, що зниження тиску сприяє заміщенню в біотиті Al на Fe^{3+} [15]. Тому показником тиску (глибини) утворення гранітоїдів може слугувати співвідношення Al/Fe^{3+} , що буде збільшуватися з підвищенням тиску. Середнє значення Al/Fe^{3+} для біотиту осницького комплексу – 8,4, що є більшим, ніж у біотиті коростенського (4,8) та східноприазовського (3,4) комплексів і дивлінських грантів (2,9). Це підтверджує думку про утворення гранітоїдів осницького комплексу в умовах більшого тиску.

Від температури (хімічного потенціалу води) значно залежить залізистість біотиту [11, 14, 16]. За В.І. Павлишиним [14], висока залізистість біотиту (східноприазовського комплексу, дивлінських грантів і, особливо, коростенського комплексу) – показник високого ступеня диференційованості вихідної магми. Залізистість слюд збільшується від основних різновидів до кислих, що корелює зі зниженням температури кристалізації.

На діаграмі $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}$ (потенціал води–потенціал калію) В.С. Іванова [11] (див. рис. 3, *B*) лінії постійної залізистості та глиноземистості відображають, що залізистість біотиту дуже швидко збільшується зі зниженням температури в широкому інтервалі активності калію. Отже, залізистість біотиту можна використовувати

ти як геотермометр для визначення температури кристалізації гранітоїдів. Виділені на діаграмі за залізистістю групи біотиту ($A-D$) відповідають певним мінеральним асоціаціям гранітоїдів, і їх можна розглядати як фації температури кристалізації гранітоїдів. Для виділених груп розраховані температури утворення біотиту (для D – близько 750°C , для C – $700-650^{\circ}\text{C}$, для $B-A$ – $<650^{\circ}\text{C}$). Точки складу біотиту осницького комплексу потрапляють у поле C з температурою утворення $700-650^{\circ}\text{C}$, східноприазовського комплексу та дивлінських гранітів – у поле B , коростенського комплексу – у поле A (з температурою утворення $<650^{\circ}\text{C}$).

Прийнято було вважати, що винятково температурними умовами кристалізації зумовлена титанистість біотиту: високотемпературні гранітоїди й ефузиви містять високотитанистий біотит, а за низькотемпературних умов кристалізується біотит, збіднений титаном [5]. Хоча вміст Ti в біотиті осницького комплексу є меншим, ніж у біотиті коростенського та інших досліджуваних комплексів, проте робити за цим висновки про їхню температуру кристалізації було б передчасним. Останні дослідження доводять, що ступінь входження Ti в структуру біотиту залежить не тільки від температури, а є результатом складної взаємодії температури, тиску, кристалохімії біотиту і парагенезису в породі [30]. З підвищенням температури та вмісту заліза заміщення титану в біотиті збільшується, однак зменшується з підвищенням тиску. Дослідження А.Т. Хитрунова [23] також підтвердили залежність титанистості біотиту від того, які мінерали перебувають з ним у парагенезисі – ільменіт чи магнетит зі сфеном. Під час утворення парагенезисів з магнетитом і сфеном (в умовах вищої хімічної активності кисню) утруднюється входження Ti в структуру біотиту. У цьому разі порівняно збагаченим на титан виявиться лише той, що кристалізувався в умовах винятково багатого на Ti середовища [9]. Для осницького комплексу характерний парагенезис біотиту з магнетитом і сфеном, для коростенського та східноприазовського одним із провідних акцесорних мінералів є ільменіт. Це, імовірно, і пояснює більший вміст Ti в біотиті коростенського комплексу. Крім того, як зазначено вище, гранітоїди осницького комплексу утворювалися в умовах більшого тиску, що також зменшує титанистість біотиту.

Д. Генрі [30] запропонував геотермометр, що ґрунтується на визначенні $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ і вмісту титану в біотиті за сталого тиску 3,3 кбар (але не враховує різниці тиску та мінеральних парагенезисів). За діаграмою Д. Генрі (див. рис. 3, D), температура утворення біотиту осницького комплексу становить $630-670^{\circ}\text{C}$. Оскільки діаграма не містить значень $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) < 0,3$, то за нею неможливо визначити температуру утворення біотиту інших комплексів через їхню високу залізистість.

За Н.А. Панеяхом [16], для гранітоїдів четвертого генетичного типу (до яких зачислені гранітоїди коростенського та східноприазовського комплексів і дивлінські граніти) характерна температура кристалізації близько 650°C . Гранітоїди третього типу (осницького комплексу) утворюються при температурі близько $700-750^{\circ}\text{C}$.

Для визначення температури утворення біотиту також використовували діаграму стабільності твердого розчину флогопіт–аніт у координатах температура–фугітивність кисню Д. Уонса та Г. Югстера [41] (рис. 4). Цифри на ізолініях – значення $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ або мольні частки аніту у біотиті. Обчислення виконували за допомогою комп'ютерної програми Ф. Явуза МІСА⁺ [43, 44], їхні результати нанесені на діаграму (див. рис. 4) та наведені в табл. 3.

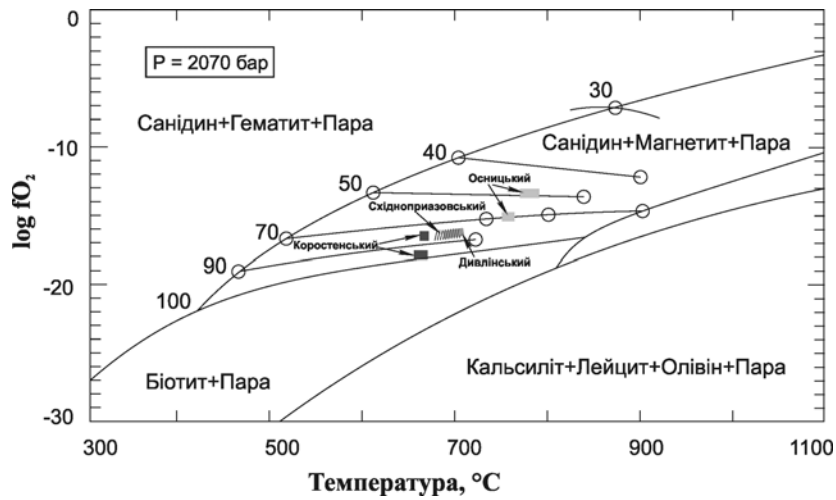


Рис. 4. Положення слюд осницького, східноприазовського, коростенського комплексів та дивлінських гранітів на діаграмі $\log fO_2$ -температура для рівноваги біотит+санідин+магнетит+пара при $P_{H_2O} = 2070$ бар (за Д. Уонсом, Г. Югстером [41]).

Таблиця 3

Температура утворення і фугітивність кисню досліджуваних гранітів, визначені за складом біотиту

Комплекс	Температура, °C	Фугітивність кисню
Осницький	750–780 (760)	$10^{-13,35} - 10^{-15,05}$ ($10^{-14,2}$)
Східноприазовський	680–700 (690)	$10^{-16,16} - 10^{-16,28}$ ($10^{-16,22}$)
Коростенський	650–660 (660)	$10^{-16,39} - 10^{-18,74}$ ($10^{-18,44}$)
Дивлінські граніти	690–720 (700)	$10^{-16,06} - 10^{-16,25}$ ($10^{-16,17}$)

Примітка. У дужках наведено середні значення.

Окисно-відновні умови. До основних умов кристалізації зачисляють також фугітивність кисню, що є мірою окисно-відновного стану утворення порід.

Утворення в осницькому комплексі типового парагенезису магнетиту зі сфеном уже свідчить про вищу фугітивність кисню під час кристалізації гранітоїдів. Наслідком цього, як уже зазначено, є нижчий вміст Ті в біотиті осницького комплексу порівняно з іншими досліджуваними комплексами, де провідним акцесорним мінералом є ільменіт.

Відносним показником фугітивності кисню може бути залізистість біотиту, яка збільшується зі зменшенням фугітивності кисню [14]. Залізистість біотиту коростенського, східноприазовського комплексів та дивлінських гранітів є значно більшою, ніж біотиту осницького комплексу, що підтверджує думку про вищу фугітивність кисню під час утворення осницьких гранітоїдів.

Н.А. Панеях [16] навів приблизне значення фугітивності для гранітоїдів четвертого типу (коростенський, східноприазовський комплекси і дивлінські граніти) – $10^{-15,5}$ бар.

Окисно-відновні умови утворення досліджуваних порід відображає діаграма Fe^{2+} – Fe^{3+} – Mg Д. Уонса та Г. Югстера [41] (рис. 5). Співвідношення $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ для біотиту коростенського комплексу відповідає фугітивності кисню, що фіксується кварц-фаяліт-магнетитовим (QFM) кисневим буфером, для осницького, східноприазовського та дивлінських гранітів – Ni – NiO (NNO) буфером.

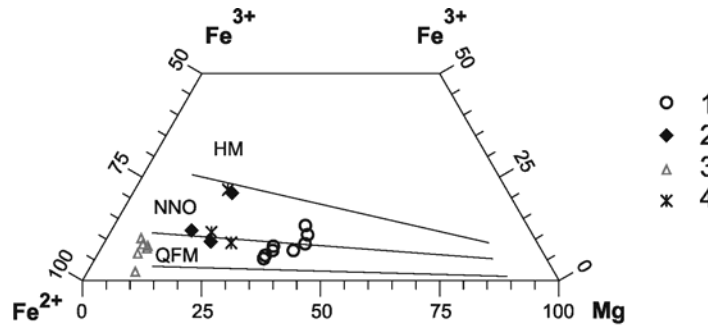


Рис. 5. Склад досліджуваного біотиту з осницького (1), коростенського (2), східноприазовського (3) комплексів та дивлінських гранітів (4) на діаграмі Д. Уонса і Г. Югстера [41]. Лінії показують склад біотиту щодо гематит-магнетитового, нікель-нікельоксидного, кварц-фаяліт-магнетитового буферів.

Значення фугітивності кисню отримані за діаграмою стабільності твердого розчину флогопіт–аніт Д. Уонса та Г. Югстера [41] (див. рис. 4) у координатах температура–фугітивність кисню. Розрахунки виконували за допомогою комп'ютерної програми Ф. Явуза МІСА⁺ [43, 44], їхні результати наведені в табл. 3.

Геодинамічні умови утворення. А. Абдель-Рахман [25], використавши базу даних із сотень аналізів біотиту з багатьох місць усього світу, створив різноманітні бінарні і трикутні діаграми з визначеними полями, які відповідають біотиту з анорогенних лужних комплексів, біотиту з глиноземистих (у тім числі S-тип) комплексів і вапнисто-лужних орогенних комплексів.

Хімічний склад біотиту на діаграмах А. Абдель-Рахмана [25] $\text{FeO}_{\text{зар}}\text{--MgO--Al}_2\text{O}_3$ та $\text{FeO}_{\text{зар}}\text{--Al}_2\text{O}_3$ осницького комплексу потрапляє в поля вапнисто-лужних орогенних комплексів, коростенського, східноприазовського комплексу та дивлінських гранітів – у поле анорогенних лужних комплексів (рис. 6).

Отже, біотит з гранітоїдів палеопротерозойської активізації Північно-Західного району Українського щита (осницького і коростенського комплексів) чітко відрізняється за складом та умовами утворення.

Н.А. Кожемякіна і Н.В. Аксаментова виявили [12] подібність складу біотиту з гранітів осницького і коростенського комплексів з біотитом із гранітів мікашевицького і житковицького комплексів Білоруського кристалічного масиву.

За класифікаційними схемами біотит осницького комплексу зачислений до магнезального сидерофіліту, коростенського – до сидерофіліту (лепідомелану). Біотит осницького комплексу має нижчу залізистість і титанистість та вищу глиноземистість і марганцевистість порівняно з біотитом коростенського.

Граніти осницького комплексу, за нашими дослідженнями, утворилися в умовах низької кислотності при температурі $\sim 760^\circ\text{C}$ і фугітивності кисню $\sim 10^{-14,2}$. Склад

біотиту цього комплексу засвідчує його утворення за умов більшого тиску порівняно з іншими досліджуваними комплексами. Це відображає те, що гранітоїди Волино-Поліського поясу (осницького і мікашевицького комплексів) утворилися в умовах стиснення під час колізії двох сегментів фундаменту Східноєвропейської платформи – Феноскандинавського і Сарматського.

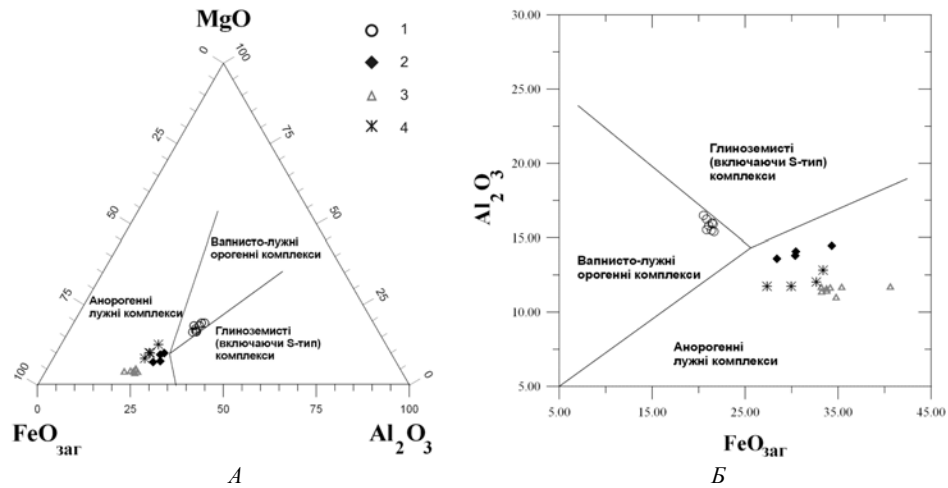


Рис. 6. Положення складу біотиту на дискримінантних діаграмах А. Абдель-Рахмана [25]. Комплекси: 1 – осницький; 2 – східноприазовський; 3 – коростенський; 4 – дивлінські граніти.

Граніти коростенського комплексу утворилися за умов високої кислотності при температурі $\sim 660^{\circ}\text{C}$ і низької фугітивності кисню (близько $10^{-18,4}$). Хімічний склад біотиту дивлінських гранітів відрізняється від складу біотиту з гранітів коростенського комплексу дещо більшою глиноземистістю та меншою залізистістю, відповідно, вищою температурою утворення ($\sim 700^{\circ}\text{C}$) і вищою фугітивністю кисню. За отриманими даними важко однозначно відповісти, чи дивлінські граніти утворюють самостійні тіла, чи отримані різниці в складі біотиту та умовах його утворення відображають різниці у фаціальних відмінах.

Біотит східноприазовського комплексу досить близький до біотиту коростенського комплексу за хімічним складом та визначеними умовами утворення. Дані, отримані нами та Н.А. Кожемякіною й Н.В. Аксаментовою по біотиту, разом із петрохімічними порівняннями порід, виконаними раніше [4], підтверджують однотипність утворень коростенського, східноприазовського і житковицького комплексів та правомірність зачислення їх до одного Приазовсько-Прибалтійського плутонічного поясу.

1. Батлер Б.К.М. Состав слюд в метаморфических породах // Природа метаморфизма. М., 1967. С. 303–310.

2. Булкин Ю.С. О зависимости состава биотитов от состава пород на примере гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. № 11. С. 1030–1033.
3. Булкин Ю.С. Состав биотита гранитоидов как индикатор условий породообразования. Минск, 1989.
4. Бучинська А.В. Латеральний формаційний ряд гранітоїдів субплатформного етапу розвитку Українського щита // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 1999. Вип. 14. С. 116–122.
5. Бушляков И.Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 4. С. 22–24.
6. Гнатив Г.М., Матковский О.И. О биотитах гранитоидов Волыни // Минерал. сб. 1958. № 12. С. 8–15.
7. Гранитоидные формации Украинского щита / Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орс В.И. и др. К., 1984.
8. Гурбанов А.Г., Петрик И., Басалаева И.В. и др. Биотиты из разновозрастных магматических пород Кавказской подвижной области // Geologicky zbornik. 1989. Т. 40. N 2. С. 161–186.
9. Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. К., 1988.
10. Закруткин В.В. Об изменении химического состава биотитов при метаморфизме // Геология и геофизика. 1970. № 3. С. 64–73.
11. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 20–30.
12. Кожемякина Н.А., Аксаментова Н.В. Химический состав биотитов из гранитов Михашевичско-Житковичского горста (юг Беларуси) // Літасфера. 1998. № 9. С. 126–133.
13. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.
14. Павлишин В.И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. К., 1983.
15. Панеях Н.А. Породообразующие минералы гранитоидов как показатель их генезиса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1975. Вып. 4. С. 113–126.
16. Панеях Н.А. Генетические типы биотитов и роговых обманок гранитоидов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Вып. 1. С. 89–97.
17. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970.
18. Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 73–85.
19. Руб М.Г., Руб А.К., Павлов В.А. Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов // Магматизм и полезные ископаемые. М., 1976. С. 130–155.
20. Свешніков К.І., Бучинська А.В. Вулкано-плутонічні асоціації І-типу та їхнє геодинамічне положення в будові фундаменту південної частини Східноєвропейської платформи // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 2002. Вип. 16. С. 23–32.
21. Свешников К.И., Бучинская А.В., Безверхний М.П. Докембрийские гранитоидные ассоциации А-типа юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Петрография на рубеже XXI века – итоги, перспективы. Ч. 2. Сыктывкар, 2000. С. 324–326.

22. *Смит Г.Ф.* Физическая геохимия. М., 1968.
23. *Хитрунов А.Т.* О титанистости биотитов гранитоидов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1214–1216.
24. *Хоменко В.М., Гринченко В.Ф., Платонов А.Н., Зинченко О.В.* Природа и типоморфное значение окраски биотита гранитоидных комплексов (на примере северо-запада Украинского щита) // Минерал. журн. 1988. Т. 10. № 4. С. 23–31.
25. *Abdel-Rahman A.M.* Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas // J. of Petrol. 1994. Vol. 35. P. 525–541.
26. *de Albuquerque C.A.R.* Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 1779–1802.
27. *Думек Р.Ф.* Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. N 9–10. P. 880–899.
28. *Есипчук К.Е., Скобелев В.М., Шчербаков І.В.* et al. Magmatism of the Ukrainian Shield // Мінерал. журн. 2000. Т. 22. № 5/6. С. 82–95.
29. *Foster M.D.* Interpretation of the composition of trioctahedral micas // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1960. 354B. P. 1–49.
30. *Henry D.J., Guidotti C.V.* Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications // Amer. Mineral. 2002. Vol. 87. P. 375–382.
31. *Jacobs D.C., Parry W.T.* Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico // Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 860–887.
32. *Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.-M., Carron J.-P.* Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes // Comptes Rendus Acad. Sc. Paris. 1985. Т. 301. Série II. N 11. P. 813–818.
33. *Neiva A.M.R.* Geochemistry of granites and their minerals from Gerez Mountain, Northern Portugal // Chemie der Erde (Geochemistry). 1993. Vol. 53. P. 227–258.
34. *Nockolds S.R.* The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks // Amer. J. Sci. 1947. Vol. 245. P. 401–420.
35. *Rieder M.* Mineral nomenclature in the mica group: the promise and the reality // Europ. J. Mineral. 2001. Vol. 13. P. 1009–1012.
36. *Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.D.* et al. Nomenclature of the micas // Canadian Mineralogist. 1998. Vol. 36. N 3. P. 905–912.
37. *Stussi J.M., Cuney M.* Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment // J. of Petrol. 1996. Vol. 37. P. 1025–1029.
38. *Tindle A.G., Webb P.C.* Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks // Europ. J. Mineral. 1990. Vol. 2. P. 595–610.
39. *Tischendorf G., Förster H.J., Gottesman B.* The correlation between Li and Mg trioctahedral micas: a review // Mineral. Mag. 1999. Vol. 63. N 1. P. 57–74.
40. *Tischendorf G., Gottesman B., Förster H.J., Trumbull R.B.* On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation // Mineral. Mag. 1997. Vol. 61 N 6. P. 809–834.

41. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory, and application // *Amer. Mineral.* 1965. Vol. 50. P. 1228–1272.
42. *Yavuz F.* LIMICA: a program for estimating Li from electron-microprobe mica analyses and classifying trioctahedral micas in terms of composition and octahedral site occupancy // *Computers & Geosciences.* 2001. Vol. 27. P. 215–227.
43. *Yavuz F.* Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I – definitions and structure of the computer program MICA⁺ // *Computers & Geosciences.* 2003. Vol. 29. P. 1203–1213.
44. *Yavuz F.* Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: II – Applications using the computer program MICA⁺ // *Computers & Geosciences.* 2003. Vol. 29. P. 1215–1228.
45. *Yavuz F., Öztaş T.* BIOTERM – a program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites // *Computers & Geosciences.* 1997. Vol. 23. N 8. P. 897–907.
46. *Yavuz F., Gultekin A.H., Orgun Y. et al.* Mineral chemistry of barium- and titanium-bearing biotites in calc-alkaline volcanic rocks from the Mezitler area (Baltkesir-Dursunbey), western Turkey // *Geochem. J.* 2002. Vol. 36. P. 563–580.

**FORMATION CONDITIONS OF THE UKRAINIAN SHIELD GRANITOIDS
OF THE PALEOPROTEROZOIC TECTONO-MAGMATIC ACTIVIZATION
ACCORDING TO THE CHEMICAL COMPOSITION OF BIOTITE**

A. Buchyns'ka¹, K. Sveshnikov², R. Kryza³

¹*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU
Naukova St. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine
E-mail: abuchynska@yahoo.com*

²*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: sveshn@franko.lviv.ua*

³*Institute of Geological Sciences, University of Wrocław
Max Born Sq. 9, PL – 50-204 Wrocław, Poland*

Crystallization conditions of the granites from the Osnyts'k, Korosten', Eastern Preazovian complexes and the Dyvlin granites (the north-western part of Ukrainian shield) have been reconstructed according to the results of biotite microprobe analyses. Granites of the Osnyts'k complex have been formed in conditions of low acidity and high pressure at the temperature of ~760°C and oxygen fugacity of ~10^{-14,2}. Granites of the Korosten' complex have been formed in conditions of high acidity at the temperature of ~660°C and oxygen fugacity of ~10^{-18,4}. Granites of the Eastern Preazovian complex and Dyvlin granites are similar to them on biotite composition.

Key words: biotite, granitoids, crystallization conditions, tectono-magmatic activation, Precambrian, Ukrainian shield.

Стаття надійшла до редколегії 13.03.2005
Прийнята до друку 06.10.2005