

УДК 552.323.5(477.81+.82)

**ОСОБЛИВОСТІ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ
ГОЛОВНИХ ПОРОДОТВОРНИХ МІНЕРАЛІВ
БАЗАЛЬТІВ І ДОЛЕРИТІВ ВЕНДСЬКИХ ТРАПІВ ВОЛИНИ**

Л. Шумлянський¹, К. Деревська²

¹*Об'єднана лабораторія геології, петрології та геохімії,
Львівський університет, Бельгія
E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com*

²*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ, вул. О. Гончара, 55б
E-mail: kateryna_petrenko@yahoo.com*

Наведено результати мікрозондових досліджень головних породотворних мінералів (плагіоклазу, піроксенів та рудних) у 15 зразках базальтів та двох зразках долеритів вендської трапової формації Волині. Зроблено висновки про фізико-хімічні умови їхньої кристалізації. Відтворено склад розплаву, з якого кристалізувались фенокристи бітовніту й авгіту. Досліджено процеси кристалізації під час вистигання базальтових потоків і долеритових силів.

Ключові слова: базальт, породотворні мінерали, фенокрист, кристалізація, хімічний склад, еволюція, трапова формація, венд, Волинь.

Одним із важливих аспектів дослідження будь-якої магматичної породи є вивчення хімічного складу породотворних мінералів. Достовірні відомості про хімізм мінералів дають змогу визначити фізико-хімічні умови формування та перетворення магматичних порід, простежити еволюцію магматичного розплаву у часі, з'ясувати закономірності рудоутворення. Тому не дивно, що з початку досліджень міденосних трапів Волині особливу увагу приділяли дослідженню саме складу мінералів. Класичною є праця [3], в якій описано більшість мінералів, що складають базальти й туфи Волині. Однак переважна більшість опублікованих раніше відомостей щодо хімічного складу породотворних мінералів трапів Волині ґрунтувалася на вивченні мономінеральних фракцій тих чи інших мінералів. Хоча цю методику і сьогодні широко застосовують, особливо для дослідження вмісту рідкісних і розсіяних елементів, вона має два суттєві недоліки: по-перше, складність отримання достатньої для якісного аналізу кількості монофракції мінералу належної чистоти; по-друге, неможливість роздільного дослідження різних зон зональних кристалів.

З метою отримання таких відомостей про склад мінералів, що відповідають сучасним вимогам, ми виконали детальні мікрозондові дослідження хімічного складу породотворних мінералів – плагіоклазу, піроксенів і рудних мінералів. Ми не наводимо тут відомостей щодо хімічного складу поширених у базальтах і долеритах новоутворених мінералів на зразок цеолітів, хлоритів тощо, а також палагоніту.

Дослідження виконані за допомогою мікроаналізатора GEOL-JSM-6400 у Лундському університеті (Швеція). Проаналізовано хімічний склад мінералів у двох зразках долеритів та 15 зразках базальтів.

Петрографічні особливості досліджуваних порід. Типовий *базальтовий потік* Волинської трапової провінції має потужність 20–30 м; подібно до базальтів інших трапових провінцій [11], у ньому можна виділити три зони: верхню, центральну та базальну, які простежуються по всій довжині конкретних потоків. Верхня зона мигдалекам'яних базальтів (25–30 % від загальної потужності потоку) містить численні мигдаліни, виповнені післямагматичним хлоритом, який у напрямі центральної частини потоку витіснений анальцимом. У цьому ж напрямі значно зменшується кількість мигдалінів, натомість збільшується їхній розмір. Структура афірова афанітова. Порода складена змінним склом (кількість якого непостійна, зазвичай 10–20 %), зануреним у дрібнозернисту матрицю, складену плагіоклазом, піроксенами й рудними мінералами.

З глибиною ці породи поступово переходять у базальти центральної частини потоку. Перехід фіксований поступовим зникненням мигдалінів, зменшенням ступеня вторинних змін та появою нечисленних фенокристів. Базальти центральної частини потоку становлять до 65–70 % його потужності. Вони містять невелику (1–2 %) кількість дрібних округлих порожнин. Вторинних змін практично нема, вони простежуються лише поблизу тріщин.

Порода містить 1–15 % заміщеного палагонітом вулканічного скла. Вміст породотворних мінералів зазвичай непостійний, %: плагіоклаз – від 65–70 до 45–50, піроксени – від 20–25 до 35–40, рудні мінерали – 5–10. У праці [5] описано олівінові базальти, однак ми їх не виявили. Плагіоклаз утворює таблитчасті кристали, що нерідко мають чітко виявлену зональність. Завдяки розвитку малопотужних облямівок доростання зерна плагіоклазу можуть втрачати ідіоморфізм. Дрібні (до 0,1 мм) ізометричні та призматичні кристали піроксенів розташовані зазвичай між лейстами плагіоклазу, формуючи своєрідні скупчення. Однак незважаючи на своє інтерстиційне положення, піроксени зберігають ідіоморфний вигляд. Рудні мінерали рівномірно розподілені в об'ємі породи; представлені ізометричними ксеноморфними зернами пойкилітового або скелетного вигляду. Палагоніт зазвичай виповнює інтерстиційні проміжки або утворює скупчення у вигляді дрібних плям чи "платівок" потужністю до 1 мм та довжиною до декількох сантиметрів. Свіже зелене базальтове скло практично не зберігається, ми виявили його лише в одному з декількох сотень досліджених шліфів. Вміст фенокристів не перевищує 1 %. Головним мінералом, що утворює порфірові вкраплення та гломерофірові скупчення, є зональний плагіоклаз, тоді як фенокристи клінопіроксену наявні у невеликій кількості шліфів – вони утворюють разом із фенокристами плагіоклазу досить великі скупчення (кластери), які за складом відповідають габро. Впорядковану лінійну (трахітову) текстуру помітно зрідка, тоді як орієнтовані паралельно до поверхні потоку пластинчасті скупчення палагоніту подекуди надзвичайно поширені.

Поблизу підшови потоку базальти центральної частини переходять у базальні мигдалекам'яні базальти, які мають високий ступінь вторинних змін і велику кількість виповнених хлоритом мигдалінів.

Пластові інтрузиви олівінових долеритів Волинської трапової провінції описували неодноразово [1, 4]. Характерною особливістю їхнього мінерального складу є наявність олівіну, що дуже зрідка трапляється в ефузивних аналогах долеритів –

базальтах [5]. Натомість, у базальтах набуває розвитку вперше виявлений нами в цих породах низькокальцієвий піроксен.

Один із двох досліджених нами зразків долеритів (954/329,4) репрезентує олівіновий долерит (на жаль, олівін у цій породі не зберігся, його повністю замінив серпентин), а плагіофіровий долерит (зразок 961/267,1) не містить олівіну.

Долерити на 50–60 % складені плагіоклазом, 30–40 % – темноколірними мінералами (представленими або тільки клінопіроксеном, або клінопіроксеном і олівіном), ~10 % – рудними мінералами. З акцесорних мінералів повсюди наявний голчастий апатит. Структура долеритів зазвичай офітова.

Плагіоклаз представлений ідіоморфними таблитчастими кристалами зі слабо виявленою зональністю. У шліфі 961/267,1 виявлено фрагмент великого вкраплення плагіоклазу – до 5×10 мм. Клінопіроксен утворює значні за розмірами (до декількох міліметрів) інтерстиційні різко ксеноморфні виділення ясно-кремового кольору, що містять вrostки плагіоклазу, олівіну й рудного мінералу. Рудний утворює достатньо великі (до 2–3 мм) видовжено-призматичні (до тичкуватих) та ізометричні кристали, нерідко скелетного й футляроподібного вигляду, ксеноморфні щодо плагіоклазу й олівіну. Олівін (якщо він є в породі) представлений ізометричними або слабо видовженими гіпідіоморфними та ідіоморфними кристалами, зазвичай інтенсивно зміненими.

Особливості хімічного складу породотворних мінералів і палагоніту.

Польові шпати надзвичайно сильно варіюють за хімічним складом – від основного бітовніту $An_{87}Ab_{12}Or_1$ до лужного польового шпату $An_2Ab_{29}Or_{69}$ (рис. 1). Розглянемо окремо хімічний склад польових шпатів, що утворюють фенокристи, польових шпатів основної маси базальтів та плагіоклазів долеритів.

Переважає більшість польових шпатів основної маси базальтів представлена плагіоклазами, що змінюються за складом від $An_{69}Ab_{29}Or_2$ до $An_{58}Ab_{39}Or_3$; облямівки кристалів нерідко мають кисліший склад – до $An_{48}Ab_{48}Or_4$. Поблизу дрібних тріщин, виповнених новоутвореними мінералами, а також у зонках перекристалізації плагіоклаз може розкиснюватись ще більше – до $An_{46}Ab_{50}Or_4$.

Олігоклаз складу $An_{16}Ab_{83}Or_1$ наявний у змінених мигдалекам'яних базальтах. Лужні польові шпати різноманітного складу (табл. 1) виявлено у двох зразках, де вони займали ту саму структурну позицію, що і звичайний лабрадор.

Хімічний склад фенокристів польових шпатів у базальтах змінюється навіть у ширших межах, ніж склад польових шпатів основної маси. Зокрема, ми виявили фенокристи основного бітовніту $An_{87}Ab_{12}Or_1$, що трапляються сумісно з фенокристами складу $An_{80}Ab_{19}Or_1$. Між цими фенокристами та лейстами основної маси є розрив у приблизно 10 номерів плагіоклазу (див. рис. 1).

Друга група фенокристів за складом відповідає найбільш основним кристалом плагіоклазу основної маси – $An_{68}Ab_{30}Or_2$ – $An_{64}Ab_{34}Or_2$.

Деякі з порфірових вкраплень польових шпатів виявились надзвичайно зональними (див. табл. 1) – їхня ядерна частина має склад основного лабрадору $An_{68}Ab_{30}Or_2$, тоді як крайова частина представлена андезином $An_{43}Ab_{50}Or_7$, а облямівка доростання – лужним польовим шпатом $An_2Ab_{27}Or_{71}$.

Польові шпати досліджених долеритів мають витриманіший склад, що загалом відповідає складові незмінених плагіоклазів основної маси базальтів – $An_{67}Ab_{31}Or_2$

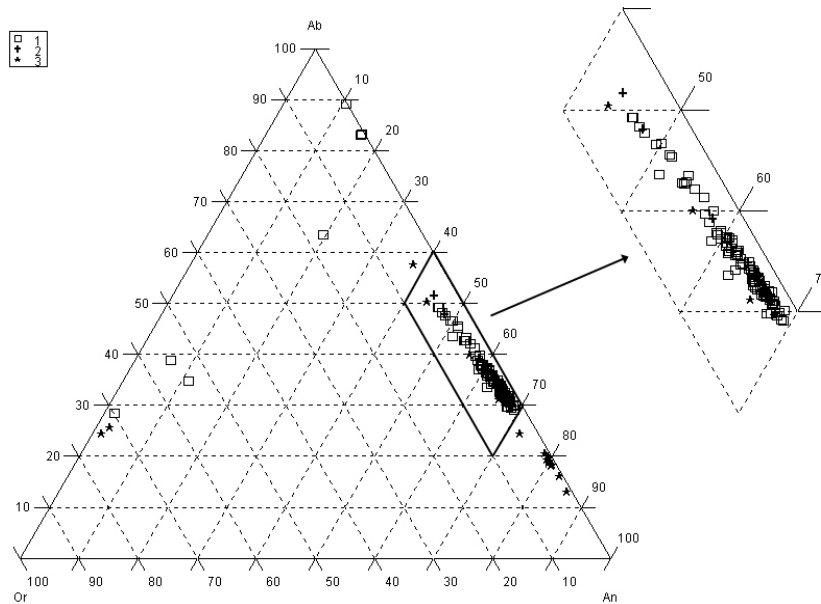


Рис. 1. Варіації хімічного складу польових шпатів базальтів і долеритів вендських трапів Волині.

Польові шпати: 1 – основної маси базальтів; 2 – долеритів; 3 – вкраплень базальтів.

$\text{An}_{63}\text{Or}_{35}\text{Or}_2$, тоді як облямівка доростання навколо кристалів плагіоклазу може розкиснюватись до $\text{An}_{44}\text{Ab}_{51}\text{Or}_5$.

Досить характерною закономірною домішкою в досліджених польових шпатах є залізо. В плагіоклазах основної маси базальтів вміст заліза, переобчисленого на FeO , коливається від 0,8 до 1,9 %, значно (до 0,6–0,8 %) зменшуючись у лужних польових шпатах.

У бітовнітових фенокристах базальтів вміст FeO порівняно невисокий (0,74–0,96 %), а в кисліших (лабрадорових) вкрапленнях він зростає до 1,1–2,1 %. У лабрадорі долеритів вміст FeO коливається від 0,46 до 0,95 %, і, отже, є загалом найнижчим у досліджених польових шпатах.

Піроксени базальтів і долеритів трапової формації Волині попередні дослідники [1, 4] зачисляли до авгітів. Справді, дрібнозерниста будова більшості базальтів не дає змоги звичайними оптичними методами розрізнити принаймні два різновиди піроксенів, що є в цих породах. Згідно з результатами наших досліджень, у базальтах наявні як піроксени ряду авгіт–фероавгіт, так і ряду піжоніт–залізистий піжоніт. У долеритах піжоніту нема, замість нього розвинутий олівін.

Авгіти долеритів мають доволі обмежені варіації складу – від $\text{En}_{41}\text{Fs}_{16}\text{Wo}_{43}$ до $\text{En}_{31}\text{Fs}_{25}\text{Wo}_{44}$. На відміну від авгітів базальтів, у моноклінних піроксенах долеритів зростання залізистості не супроводжується зменшенням вмісту воластонітового міналу. Авгіти долеритів мають незначну зональність – порівняно з центральними зонами кристалів їхні крайові частини виявляються на два–три номери більш залізистими (табл. 2).

Таблиця 1

Вибрані хімічні аналізи польових шпатів базальтів і долеритів
трапової формації венду Волині

Компо- ненти і мінали	Номер аналізу											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Зр. 6*			Зр. 3	Зр. 7		Зр. 8		Зр. 4		Зр. 11	
SiO ₂	56,71	51,78	52,28	54,56	51,92	54,93	66,34	62,65	52,92	63,27	53,39	53,96
Al ₂ O ₃	26,00	28,72	28,31	27,57	29,52	27,20	17,38	21,65	28,27	20,08	27,47	26,87
CaO	9,20	13,14	12,81	11,57	14,06	10,86	0,34	3,83	12,59	2,27	12,21	11,53
FeO	0,94	1,34	1,16	0,83	1,56	1,05	1,86	0,84	1,66	0,70	1,76	1,53
Na ₂ O	5,43	3,57	3,81	4,44	3,40	4,74	3,10	6,87	3,93	3,93	4,07	4,00
K ₂ O	0,76	0,41	0,34	0,52	0,28	0,57	11,47	2,75	0,38	9,23	0,35	0,63
K	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,67	0,16	0,02	0,54	0,02	0,04
Na	0,48	0,32	0,34	0,39	0,30	0,42	0,27	0,60	0,35	0,35	0,36	0,36
Ca	0,45	0,65	0,63	0,56	0,69	0,53	0,02	0,19	0,62	0,11	0,60	0,57
Si	2,58	2,39	2,41	2,49	2,36	2,51	3,02	2,83	2,42	2,90	2,45	2,49
Al	1,39	1,56	1,54	1,48	1,58	1,46	0,93	1,15	1,53	1,08	1,49	1,46
Fe ²⁺	0,04	0,05	0,04	0,03	0,06	0,04	0,07	0,03	0,06	0,03	0,07	0,06
<i>Or</i>	4	2	2	3	2	3	70	17	2	54	2	4
<i>Ab</i>	49	32	34	40	30	43	28	63	35	35	37	37
<i>An</i>	46	66	64	57	68	54	2	20	63	11	61	59

Компо- ненти і мінали	Номер аналізу											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	Зр. 9		Зр. 10	Зр. 11	Зр. 14	Зр. 7			Зр. 11		Зр. 1	
SiO ₂	55,55	52,34	55,58	47,91	45,78	51,12	57,93	64,97	51,58	51,51	51,69	57,36
Al ₂ O ₃	27,45	28,95	26,26	30,22	31,63	29,33	24,17	16,98	28,79	28,43	29,52	25,99
CaO	10,97	13,48	10,06	15,79	17,23	13,67	8,31	0,43	13,46	13,48	13,63	8,91
FeO	1,23	1,28	1,11	0,89	0,97	1,22	2,31	1,27	1,11	1,13	0,74	0,69
Na ₂ O	4,9	3,69	5,21	2,31	1,47	3,31	5,33	2,77	3,45	3,55	3,56	5,78
K ₂ O	0,46	0,28	0,56	0,13	0,13	0,37	0,95	11,66	0,29	0,29	0,30	0,69
K	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,69	0,02	0,02	0,02	0,04
Na	0,43	0,33	0,46	0,21	0,14	0,30	0,47	0,25	0,31	0,32	0,32	0,51
Ca	0,53	0,66	0,49	0,80	0,88	0,68	0,41	0,02	0,67	0,67	0,67	0,43
Si	2,50	2,39	2,55	2,26	2,18	2,36	2,65	3,03	2,39	2,39	2,37	2,59
Al	1,46	1,56	1,42	1,68	1,77	1,60	1,30	0,93	1,57	1,56	1,60	1,39
Fe ²⁺	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,90	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03
<i>Or</i>	3	2	3	1	1	2	6	72	2	2	2	4
<i>Ab</i>	43	33	47	21	14	30	50	26	31	32	32	52
<i>An</i>	54	65	50	78	85	68	44	2	67	66	66	44

П р и м і т к а. 1 – плагіоклаз з катаклазованої ділянки базальту; 2, 3 – кристал плагіо-
клазу основної маси свіжої ділянки базальту; 2 – центральна, 3 – крайова частини зерна; 4 –

плагіоклаз на контакт з виділенням самородної міді; 5, 6 – зерна плагіоклазу – вrostки в клінопіроксені; 7 – плагіоклаз основної маси базальту; 8 – вrostок плагіоклазу в клінопіроксені; 9 – плагіоклаз основної маси; 10 – інтерстиційне виділення лужного польового шпату; 11, 12 – кристал плагіоклазу основної маси базальту: 11 – крайова, 12 – центральна частини зерна; 13, 14 – кристал плагіоклазу основної маси базальту: 13 – крайова, 14 – центральна частини зерна; 15 – виділення плагіоклазу основної маси на контакт з тонким прожилком, по якому розвиваються новоутворені мінерали; 16 – крайова частина гломеропорфірового виділення плагіоклазу; 17 – центральна частина порфірового виділення плагіоклазу; 18–20 – порфірове виділення плагіоклазу: 18 – центральна частина, 19 – крайова частина, 20 – ксеноморфна облямівка доростання; 21, 22 – порфірове виділення плагіоклазу: 21 – крайова, 22 – центральна частини; 23, 24 – зерно плагіоклазу в долериті: 23 – центральна частина, 24 – крайова частина зерна.

*Зразки (тут і далі у табл. 2, 3): 1, 2 – долерити: 1 – св. 954, гл. 329,4 м; 2 – св. 961, гл. 267,1 м; 3–17 – базальти: 3 – св. 6303, гл. 201,7 м; 4 – св. 6304, гл. 25,6 м; 5 – св. 6304, гл. 73,7 м; 6 – св. 6305, гл. 187,8 м; 7 – св. 5910, гл. 43,2; 8 – св. 59,16, гл. 49,5; 9 – св. 5514, гл. 347,5 м; 10 – св. 5514, гл. 376,8; 11 – св. 41, гл. 177,0 м; 12 – св. 4237, гл. 13,3 м; 13 – св. 4237, гл. 20,4 м; 14 – св. 4237, гл. 47,0 м; 15 – св. 4237, гл. 51,0 м; 16 – св. 4237, гл. 64,0 м; 17 – св. 4237, гл. 79,0 м.

Таблиця 2

Вибрані хімічні аналізи піроксенів базальтів і долеритів
трапової формації венду Волині

Компо- ненти і мінали	Номер аналізу									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Зр. 3			Зр. 7		Зр. 8		Зр. 4		
SiO ₂	51,38	51,5	51,51	50,82	51,17	50,36	49,75	50,34	50,80	48,46
TiO ₂	0,62	0,73	0,84	0,78	0,68	0,77	0,85	0,70	0,80	1,48
Al ₂ O ₃	1,24	1,69	1,85	1,96	1,92	2,16	1,39	2,22	2,20	3,82
MnO	0,35	0,30	0,37	0,30	0,20	0,34	0,37	0,27	0,34	0,33
FeO	19,42	16,41	17,04	13,03	10,88	11,85	16,31	12,84	13,27	14,95
MgO	14,53	13,53	12,34	13,64	14,46	13,54	12,08	13,58	13,80	12,79
CaO	13,30	16,89	17,87	18,78	19,31	18,99	17,31	18,80	18,57	17,02
Na ₂ O	0,13	0,24	0,25	0,24	0,23	0,25	0,23	0,27	0,24	0,13
Ca	0,54	0,68	0,72	0,76	0,78	0,78	0,72	0,77	0,75	0,70
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Mg	0,82	0,76	0,69	0,77	0,82	0,77	0,70	0,77	0,78	0,73
Fe ²⁺	0,61	0,52	0,53	0,41	0,34	0,38	0,53	0,41	0,42	0,48
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Al _{VI}	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04
Si	1,95	1,94	1,93	1,93	1,94	1,93	1,94	1,92	1,92	1,86
Al _{IV}	0,05	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,08	0,08	0,14
En	42,8	40,3	36,6	42,3	45,9	42,8	37,0	42,1	42,6	39,9
Fs	31,8	27,6	28,1	22,5	19,0	21,1	28,0	22,4	22,9	26,2
Wo	25,4	32,1	35,3	35,2	35,0	36,1	35,0	35,5	34,5	33,8

Продовження табл. 2

Компоненти і мінерали	Номер аналізу									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	Зр. 11					Зр. 5		Зр. 10		Зр. 1
SiO ₂	51,55	49,60	50,66	51,24	51,38	49,01	49,94	50,60	48,64	50,40
TiO ₂	0,78	1,32	0,74	0,80	0,74	0,74	0,73	0,78	1,33	1,52
Al ₂ O ₃	2,19	2,24	2,10	3,18	3,23	1,47	2,04	1,71	2,61	2,39
MnO	0,31	0,51	0,33	0,25	0,24	0,43	0,38	0,45	0,38	0,28
FeO	13,60	19,57	13,69	10,31	10,81	19,55	14,25	18,46	20,74	11,12
MgO	14,84	10,52	14,21	14,58	15,50	11,55	13,80	11,01	9,84	13,23
CaO	17,64	17,15	18,36	20,48	18,55	15,25	16,34	16,27	16,18	20,82
Na ₂ O	0,32	0,24	0,49	0,37	0,29	0,30	0,20	0,37	0,35	0,39
Ca	0,70	0,71	0,74	0,81	0,74	0,64	0,68	0,67	0,68	0,84
Na	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	0,82	0,60	0,80	0,80	0,86	0,68	0,80	0,63	0,57	0,74
Fe ²⁺	0,42	0,63	0,43	0,32	0,33	0,64	0,46	0,60	0,68	0,35
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04
Al _{VI}	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
Si	1,92	1,90	1,91	1,90	1,90	1,93	1,93	1,95	1,90	1,90
Al _{IV}	0,08	0,10	0,09	0,10	0,10	0,07	0,07	0,05	0,10	0,10
En	45,0	30,8	43,2	45,2	48,6	34,9	43,5	33,3	28,9	41,4
Fs	23,1	32,3	23,3	18,1	18,6	32,9	25,0	31,8	34,5	19,6
Wo	31,9	37,0	33,6	36,7	32,8	32,2	31,5	34,9	36,6	39,1

Як зазначено, клінопіроксени волинських базальтів іноді формують разом із плагіоклазами гломерофірові скупчення. Авгіт цих скупчень є найбільш магнезіальним: $En_{44}Fs_{18}Wo_{38}$ (центральна частина фенокристів)– $En_{40}Fs_{22}Wo_{38}$ (крайова частина). Авгіти основної маси дещо більш залізисті – їхній склад змінюється від $En_{42}Fs_{18}Wo_{40}$ до $En_{29}Fs_{35}Wo_{36}$. Як видно, зростання залізистості авгітів супроводжується незначним зменшенням вмісту воластонітового мінералу. В деяких зразках зафіксовано відхилення від цього тренда (рис. 2); найвиразніше воно виявлене у базальті зразка 6303/201,7, де склад власне авгітів варіює від $En_{39-36}Fs_{26-28}Wo_{35-37}$ до $En_{41}Fs_{37}Wo_{22}$, тобто значно зменшується вміст воластонітового мінералу (перехід у поле субкальцієвих авгітів). Така незвична поведінка пов'язана, на нашу думку, з післямагматичною перекристалізацією породи – Ca-дефіцитні авгіти трапляються у змінених ділянках породи, де вони асоціюють із самородною міддю; у незмінених ділянках породи склад авгітів не є Ca-дефіцитним.

Авгіти основної маси базальтів мають незначну зональність – крайові частини кристалів зазвичай на два–три номери більш залізисті, ніж центральні.

Піжоніт, що асоціює з авгітом, – порівняно мало поширений мінерал; його вміст не перевищує 10–20 % від загальної кількості піроксенів у породі. Структур розпаду піжоніту не зафіксовано. Склад мінералу варіює у широких межах – від $En_{54}Fs_{36}Wo_{10}$ до $En_{41}Fs_{50}Wo_9$. Найбільш залізистим виявляється піжоніт з базальтів, що мають ділянки вторинних змін, з якими асоціює самородна мідь.

Закінчення табл. 2

Компоненти і мінерали	Номер аналізу							
	21	22	23	24	25	26	27	28
	Зр. 1		Зр. 3			Зр. 4	Зр. 13	
SiO ₂	50,51	52,09	51,68	52,55	49,70	51,42	52,10	52,41
TiO ₂	1,67	1,38	0,64	0,54	0,48	0,39	0,40	0,71
Al ₂ O ₃	2,69	2,11	1,23	1,24	1,41	0,90	1,19	1,20
MnO	0,17	0,26	0,64	0,59	0,64	0,60	0,61	0,52
FeO	10,97	10,16	23,35	22,79	29,98	26,35	23,79	22,21
MgO	13,41	14,43	14,25	17,20	13,17	15,80	18,61	18,80
CaO	20,66	20,97	10,68	7,35	4,37	4,88	4,03	5,11
Na ₂ O	0,43	0,36	0,16	0,16	0,18	0,10	0,04	0,08
Ca	0,83	0,83	0,43	0,29	0,18	0,20	0,16	0,20
Na	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	0,75	0,79	0,80	0,95	0,77	0,90	1,04	1,05
Fe ²⁺	0,34	0,31	0,73	0,71	0,99	0,85	0,75	0,69
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ti	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Al _{VI}	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Si	1,89	1,92	1,95	1,95	1,95	1,97	1,96	1,96
Al _{IV}	0,11	0,08	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04
En	42,3	44,8	41,1	49,5	39,2	46,3	53,9	55,0
Fs	19,2	17,6	37,5	37,0	50,4	43,7	38,9	36,2
Wo	38,6	37,7	21,3	13,5	10,3	10,0	7,2	8,8

П р и м і т к а. 1 – авгіт зі зміненої (палагонізованої) ділянки базальту; 2, 3 – авгіт зі свіжих (незмінених) ділянок породи; 4, 5 – авгіт: 4 – крайова, 5 – центральна частини зерна; 6, 7 – включення авгіту в титаномагнетиті; 8, 9 – авгіт зі свіжих ділянок породи; 11 – включення авгіту в титаномагнетиті; 11, 12 – авгіт основної маси базальту; 13–15 – різні ділянки порфірового вкраплення авгіту: 13 – крайова частина, 14 – проміжна ділянка, 15 – центральна частина; 16–19 – авгіт зі свіжих ділянок породи; 20–22 – різні ділянки кристала авгіту з долериту: 20 – крайова частина, 21 – проміжна ділянка, 22 – центральна частина; 23, 24 – кристали піроксену, що частково вросли в зерно самородної міді; 25–27 – піжоніт зі свіжих ділянок базальтів; 28 – виступ піжоніту в титаномагнетиті.

Незмінені базальти містять більш магнезійний піжоніт – En₅₄Fs₃₆Wo₁₀–En₄₅Fs₄₄Wo₁₁. Чіткої кореляції між вмістом авгіту та піжоніту, що з ним співіснує, не виявлено.

Розглянемо вміст другорядних елементів у складі піроксенів базальтів і долеритів трапової формації Волині. Окрім головних компонентів, ці мінерали містять суттєві кількості Al, Ti, Mn та Na. Вміст перелічених елементів виявляє чіткий зв'язок зі складом піроксену, зокрема, з його залізистістю.

Глинозем – один із найважливіших компонентів піроксенів. У більшості з проаналізованих зерен глинозем міститься в значнішій кількості, ніж необхідно для компенсації дефіциту SiO₂ в кремнекисневих тетраедрах, тому частина Al₂O₃ входить, очевидно, до складу катіонної групи, маючи шестірну координацію (див. табл. 2).

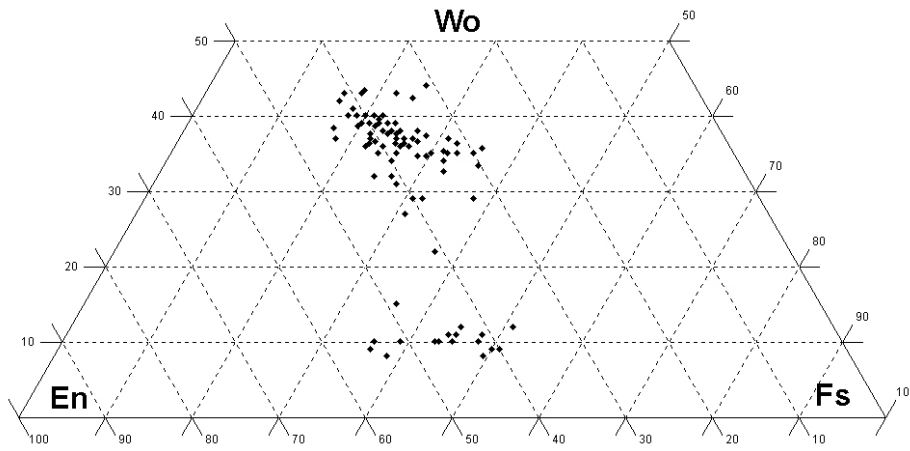


Рис. 2. Варіації хімічного складу піроксенів базальтів і долеритів вендських трапів Волині.

Загалом досліджені піроксени можна схарактеризувати як помірно-глиноземисті. Невелика група досліджених зерен піроксенів має вміст Al_2O_3 понад 3 % (рис. 3), однак такі випадки аномальні – вони виходять за межі загального тренда. Надлишок глинозему може бути пов'язаний з потраплянням у поле аналізу сусідніх зерен плагіоклазу.

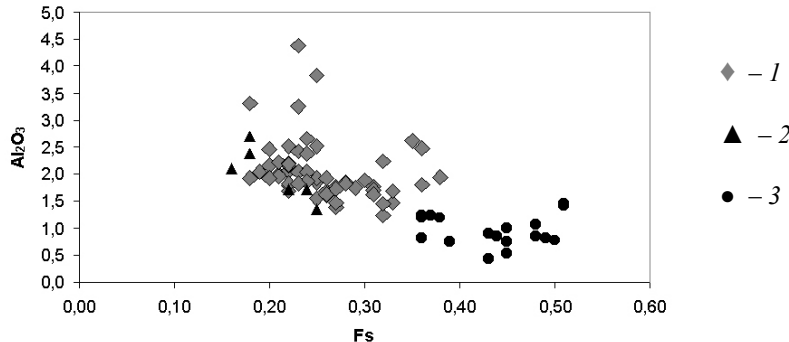


Рис. 3. Залежність вмісту Al_2O_3 від залізистості в піроксенах базальтів і долеритів вендської трапової формації Волині:

1 – авгіт базальтів; 2 – авгіт долеритів; 3 – піжоніт базальтів.

Для авгітів базальтів простежується складна залежність вмісту глинозему від складу мінералу: спочатку вміст Al_2O_3 зменшується від ~2,5 % у низькозалістистих (Fs_{20}) відмінах до 1,45 % у більш залістистих (Fs_{33}), а потім поступово збільшується до ~2,25 % у найбільш залістистих (Fs_{38}) (див. рис. 3). Аналогічна тенденція наявна й у піжонітах – вміст Al_2O_3 зменшується від 1,20 % у різновидах, що містять 36 % феросилітового мінералу, до ~0,80 % у піжонітах складу Fs_{44} , а потім знову збільшується до 1,44 % у різновидах складу Fs_{51} . Якщо обчислити відносну залізистість ($\#Fe = \text{Fs}/(\text{Fs} + \text{En})$), то виявиться, що зміна тенденції зі зменшення вмісту глинозему

на збільшення відбувається синхронно за однакової відносної залізистості, що становить 0,48. Піжоніти значно менш глиноземисті, ніж авгіти, що асоціюють з ними.

Що ж до авгітів долеритів, то вміст Al_2O_3 зменшується в них від 2,70 % у різновидах складу Fs_{18} до 1,35 % у різновидах складу Fs_{25} , тобто повторює тенденцію, виявлену в магнезійних авгітах базальтів.

За вмістом TiO_2 піроксени трапів Волині належать до помірно- та низькотитанових. Найвищий вміст TiO_2 виявлено в авгітах долеритів, де він зменшується від 1,67 у найбільш магнезійних різновидах до 0,92 % у залізистих. В авгітах базальтів вміст TiO_2 зростає від 0,59 до 0,92 % зі збільшенням $\#Fe$ від 0,28 до 0,46, а потім різко збільшується до 1,30 % у найбільш залізистих відмінах. Піжоніти вирізняються значно меншою титаністістю – у них вміст TiO_2 становить близько 0,40 %.

Вміст MnO у всіх досліджених піроксенах виявляє чітку лінійну залежність від вмісту заліза – він збільшується від $\sim 0,20$ % у найбільш магнезійних авгітах базальтів і долеритів до 0,80 % у найбільш залізистих піжонітах базальтів.

Найвищий вміст Na_2O (близько 0,40 %) виявлено в авгітах долеритів; в авгітах базальтів він незакономірно варіює в широких межах – від 0,10 до 0,40 %. У піжонітах вміст Na_2O зазвичай не перевищує 0,18 % і не залежить від складу.

Хімічний склад породотворних (первинних) **рудних мінералів** волинських трапів змінюється в надзвичайно широких межах. Загалом їх можна розділити на два ряди: перший – магнетиту–титаномангнетиту–ульвошпінелі (значно переважає); другий – ільменіту (мало поширений).

Безтитанового магнетиту як первинного мінералу ми не виявили. Вторинний розвивається внаслідок зміни темноколірних мінералів, а також, очевидно, завдяки перетворенню первинного титаномангнетиту. Такий магнетит порівняно чистий щодо домішок і містить, мас. %: $TiO_2 < 1$; $Al_2O_3 - 0,83$; $MnO - 0,28$; $V_2O_5 - 0,13$; $CaO - 0,34$; $MgO - 0,29$.

У праці [2] описано цікавий титаномангнетит зі скульптурованою (“мозковою”) поверхнею. Ми теж виявили такі кристали. Це досить екзотичні утворення, які відрізняються надзвичайно високим вмістом SiO_2 (до 3,50–3,80 %) і низьким – Fe_2O_3 , тоді як нормальний титаномангнетит, що асоціює з ними, містить звичайну для титаномангнетиту Волині кількість SiO_2 (до 1 %) та Fe_2O_3 (табл. 3).

Всі досліджені нами зразки титаномангнетиту містять велику кількість TiO_2 – від 14 до 31 %, що відповідає 0,40–0,88 формульних одиниць Ti . В тих випадках, коли досліджували центральні та крайові частини зерен, простежувалася зональність, яка полягає у деякому збільшенні в крайових частинах вмісту TiO_2 .

Досліджений титаномангнетит у помітних кількостях містить домішки Al_2O_3 , V_2O_5 , MnO , CaO , MgO , а іноді – і SiO_2 (див. вище). Вміст Al_2O_3 коливається від 0,65 до 3,00 % і прямо пов’язаний із вмістом Fe_2O_3 . Вміст MnO варіює у надзвичайно широких межах – від 0,22 до 5,47 %, не виявляючи чіткої залежності від вмісту в титаномангнетиті Fe^{2+} , Fe^{3+} або Ti . Помічено, що найвищий вміст MnO характерний для титаномангнетиту змінених базальтів або ж для тих зерен, що розташовані у порівняно свіжих базальтах поблизу тріщин і зон дроблення, виповнених новоутвореними мінералами. В одному зі зразків, що містив особливо рясні виділення самородної міді (див. табл. 3, зразок 6303/201,7), високотитановий титаномангнетит мав надзвичайно високий вміст MnO – від 8,31 до 9,79 %. Такі титаномангнетити ми

Вибрані хімічні аналізи рудних мінералів базальтів і долеритів трапової формації венду Волині

Компо- ненти	Номер аналізу											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Зр. 3		Зр. 15	Зр. 17	Зр. 2	Зр. 6				Зр. 2	Зр. 16	Зр. 12
SiO ₂	–	–	0,43	0,19	–	1,19	0,54	0,42	0,41	–	0,29	1,83
TiO ₂	27,60	25,37	26,29	48,91	51,10	19,57	14,06	19,30	21,50	14,71	16,32	21,24
FeO	47,15	45,73	48,57	47,84	43,55	49,93	44,82	48,36	50,00	44,8	45,55	52,60
Al ₂ O ₃	1,19	1,69	1,96	0,36	0,17	1,30	2,63	2,19	2,14	2,06	2,82	1,80
CaO	0,26	0,69	0,14	0,16	0,01	0,07	0,04	0,11	0,04	0,01	0,13	0,22
MnO	9,79	8,72	7,82	1,01	0,64	0,71	1,22	2,20	2,66	1,32	0,37	1,06
MgO	0,03	0,11	0,18	1,16	0,97	0,79	0,28	0,09	0,01	0,13	1,40	0,22
V ₂ O ₃	0,97	0,44	0,65	0,38	0,30	0,83	1,10	1,12	1,02	0,61	0,85	0,83
Fe ₂ O ₃	14,46	19,16	15,52	–	3,63	28,45	39,24	29,13	24,69	40,41	35,88	22,44
Сума	101,45	101,91	101,56	100,01	100,37	102,84	103,93	102,92	102,47	104,05	103,61	102,24
Si	–	–	0,02	–	–	0,04	0,02	0,02	0,01	–	0,01	0,07
Ti	0,76	0,69	0,72	0,91	0,96	0,53	0,38	0,53	0,59	0,40	0,44	0,58
Fe ²⁺	1,44	1,39	1,48	0,85	0,91	1,51	1,34	1,46	1,52	1,35	1,36	1,59
Al	0,05	0,07	0,08	0,01	–	0,06	0,11	0,09	0,09	0,09	0,12	0,08
Ca	0,01	0,03	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01
Mn	0,30	0,27	0,24	0,02	0,01	0,02	0,04	0,07	0,08	0,04	0,01	0,03
Mg	–	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,02	–	–	0,01	0,07	0,01
V	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe ³⁺	0,40	0,53	0,43	0,14	0,07	0,77	1,06	0,79	0,67	1,10	0,96	0,61

виділили у групу манганцевистих. Вміст V₂O₃ у титаномagnetиті трапової формації Волині широко варіює – від 0,39 до 1,35 %, не виявляючи певної залежності від складу мінералів. Концентрація CaO, що змінюється від 0,01 до 0,62 %, виявляє слабку негативну кореляцію із вмістом Fe³⁺, тоді як MgO (від 0,02 до 1,40 %) виявляє слабкий негативний зв'язок із вмістом Ti.

Титаномagnetит однаково поширений як у базальтах, так і в їхніх субвулканічних аналогах – долеритах. Ільменіт же трапляється головню в долеритах.

Склад дослідженого ільменіту досить далекий від стехіометричного. Зокрема, вміст Ti та Fe²⁺ в ільменіті долеритів зазвичай становить 0,91–0,96 та 0,75–0,91 формульних одиниць, відповідно, а в базальтах варіює ще в ширших межах. Натомість досліджений ільменіт завжди містить значну домішку гематитового компонента – від 0,07 до 0,15 формульних одиниць. Крім того, виявлено дуже незначну кількість Al₂O₃, MnO та CaO; вміст V₂O₃ і MgO змінюється у значно ширших межах – від 0,27 до 0,93 та від 0,21 до 2,69 %, відповідно.

На жаль, жоден з проаналізованих нами зразків не містив мінерального парагенезису, що давав би змогу одночасно виявити такі умови кристалізації порід, як температура, тиск та фугітивність кисню [9]. Утім, якщо для базальтів тиск під час кристалізації можна вважати за близький до атмосферного, то для долеритів цей параметр має важливе петрогенетичне значення.

Закінчення табл. 3

Компо- ненти	Номер аналізу											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	Зр. 12	Зр. 8		Зр. 5		Зр. 10		Зр. 9				
SiO ₂	1,67	–	–	0,26	0,39	0,65	1,65	0,76	0,38	3,80	3,52	0,50
TiO ₂	22,83	24,05	25,49	24,82	23,98	25,07	25,51	26,34	27,02	27,48	27,5	31,69
FeO	53,34	51,95	52,17	50,65	49,85	52,23	53,61	55,76	56,19	59,91	60,27	60,65
Al ₂ O ₃	1,45	1,99	2,09	1,56	1,57	1,31	1,28	1,66	1,47	1,69	1,79	0,93
CaO	0,38	0,06	0,38	0,12	0,21	0,35	0,62	0,13	0,04	0,29	0,52	0,12
MnO	1,28	2,09	1,85	4,41	4,54	3,24	3,23	1,34	0,61	1,45	0,74	0,22
MgO	0,20	0,18	0,78	0,07	0,07	0,07	0,03	0,02	0,35	0,26	0,11	0,32
V ₂ O ₃	0,51	0,88	1,04	0,67	0,75	0,86	0,77	1,01	0,83	0,81	1,00	1,35
Fe ₂ O ₃	20,38	20,88	18,00	19,37	20,71	18,03	14,78	14,43	14,56	4,77	5,04	4,68
Сума	102,04	102,08	101,8	101,93	102,07	101,81	101,48	101,45	101,45	100,46	100,49	100,46
Si	0,06	–	–	0,01	0,01	0,02	0,06	0,03	0,01	0,14	0,13	0,02
Ti	0,62	0,66	0,69	0,68	0,66	0,69	0,70	0,72	0,74	0,75	0,75	0,88
Fe ²⁺	1,62	1,58	1,58	1,55	1,52	1,59	1,63	1,70	1,72	1,82	1,83	1,87
Al	0,06	0,09	0,09	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,08	0,04
Ca	0,01	–	0,01	–	0,01	0,01	0,02	–	–	0,01	0,02	–
Mn	0,04	0,06	0,06	0,14	0,14	0,10	0,10	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01
Mg	0,01	0,01	0,04	–	–	–	–	–	0,02	0,01	0,01	0,02
V	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
Fe ³⁺	0,56	0,57	0,49	0,53	0,57	0,50	0,41	0,40	0,40	0,13	0,14	0,13

П р и м і т к а. 1 – високомангановий титаномагнетит зі зміненої (палагонітизованої) ділянки базальту; 2, 3 – високомангановий титаномагнетит з оптично незмінених ділянок базальтів; 4 – виділення геміольменіту (структура розпаду твердого розчину?) в тілі титаномагнетиту; 5 – ільменіт у долериті; 6, 7 – ділянки одного зерна титаномагнетиту, що відрізняються за ступенем окиснення заліза: 6 – оптично світліша фаза, 7 – оптично темніша фаза; 8, 9 – титаномагнетит: 8 – центр, 9 – крайова частина зерна; 10, 11 – титаномагнетит; 12, 13 – гомогенний (без структур розпаду) титаномагнетит; 14, 15 – титаномагнетит: 14 – центр, 15 – крайова частина зерна; 16, 17 – високомангановий титаномагнетит поблизу маленької зонки вторинних змін; 18–21 – титаномагнетит; 22, 23 – кремнеземистий титаномагнетит з трищинуватою (“мозковою”) структурою; 24 – титаномагнетит.

Спроби використати відомості про хімічний склад співіснуючих пар мінералів клінопіроксен–піжоніт [8] і титаномагнетит–ільменіт [7] для визначення умов формування порід теж не привели до бажаних результатів. Це пов'язано зі значною субсолідусною перекристалізацією порід, насамперед, із втратою піжонітом і титаномагнетитом гомогенності. Зокрема, під час оцінювання температури кристалізації базальтів за складом клінопіроксену й піжоніту, що співіснують, різниця в отриманих температурах зазвичай перевищує 100°C. Лише в одному випадку (зразок 5514/347.5) ці температури майже збігаються: 1020°C за піжонітом та 995°C за авгітом. Хоча вони наближаються до температури кристалізації базальтів трапової формації Парани, визначеної за двопіроксеновим термометром (1050–1150°C [6]), їх, очевидно, можна трактувати лише як такі, що відповідають умовам субсолідусної перекристалізації.

Утім, вивчені нами особливості хімічного складу мінералів дають змогу судити про *історію* кристалізації порід трапової формації Волині. Тут явно розрізняються два мінеральні парагенезиси, що відповідають двом різним етапам кристалізації порід. Перший парагенезис складається з глибинних, часто гломерофірових вкраплень плагіоклазу An_{87-80} та авгіту $En_{44}Fs_{17}Wo_{38}$. Другий парагенезис охоплює плагіоклаз складу $An_{69}Ab_{29}Or_2 - An_{58}Ab_{39}Or_3$, авгіт $En_{42}Fs_{18}Wo_{40} - En_{29}Fs_{36}Wo_{36}$, піжоніт $En_{54}Fs_{36}Wo_{10} - En_{45}Fs_{44}Wo_{11}$ (або олівін) і титаномagnetит.

Автори праці [10] експериментально вивчали процеси кристалізації базальтів трапової провінції Декану (Індія). Один із досліджених ними зразків (МА-W-25), що репрезентує найменш диференційовані базальти, за хімічним складом щодо головних петрогенних компонентів досить близько відповідає складові базальтів Волині; головною його відмінною рисою є досить високий (2,77 %) вміст TiO_2 . Експерименти з кристалізації цього базальту свідчать про те, що в умовах леткості кисню, які відповідають фаяліт-магнетит-кварцовому буферу, за температури близько 1 155°C починає кристалізуватися мінеральний парагенезис, що охоплює одночасно три мінерали: олівін, плагіоклаз і клінопіроксен у співвідношенні близько 1:5:1. Ці мінерали продовжують кристалізуватися в усьому температурному діапазоні до повної розкристалізації, у цьому разі поступово збільшується відносна пропорція авгіту; на завершальних стадіях кристалізації співвідношення олівін:плагіоклаз: клінопіроксен становить 5:27:18. У більш окиснювальних умовах (Ni-NiO-буфер) порода того самого хімічного складу починає кристалізуватися за температури близько 1 145°C. Парагенезис мінералів охоплює плагіоклаз, клінопіроксен і Fe-Ti-оксид; за нижчої температури (1 134°C) до цього парагенезису приєднується низькокальцієвий піроксен. Співвідношення плагіоклаз:клінопіроксен:низькокальцієвий піроксен:Ti-магнетит на завершальних стадіях кристалізації становить 30:17:8:6.

За хімічним складом плагіоклази, що кристалізувались з базальту МА-W-25 за обох леткостей кисню, відповідають найбільш основним плагіоклазам долеритів та основної маси базальтів Волині. Одночасно авгіти експериментального базальту плато Декану у цілому відповідають найбільш високомагнетизальним авгітам Волині, однак виявляються значно (на п'ять-сім номерів) менш вапнистими. Низькокальцієві піроксени базальту МА-W-25 значно менш залізисті ($En_{67}Fs_{27}Wo_7$), ніж аналогічні мінерали базальтів Волині.

Отже, аналіз результатів експериментальної кристалізації базальту трапової формації Декану дає змогу зробити такі висновки.

Різниця у мінеральному складі долеритів (наявність олівіну) і базальтів (наявність замість олівіну переважно піжоніту) пов'язана з різною леткістю кисню під час кристалізації цих порід. Долерити кристалізувались за умов порівняно невисокої леткості кисню (що відповідала умовам буфера фаяліт-магнетит-кварц або навіть ще більш низької леткості – виходячи зі спорадичної наявності первинного ільменіту); базальти, що виливались на земну поверхню та взаємодіяли з атмосферним повітрям, кристалізувались за умов вищої леткості кисню, що відповідають приблизно буферу Ni-NiO.

Мінерали долеритів та основної маси базальтів кристалізувались з розплаву, що за складом приблизно відповідав валовому складу цих порід. Порфірові вкраплення формувались зі значно примітивнішого розплаву. Використовуючи відомості про склад цих мінералів і коефіцієнти розподілу мінерал/розплав [12], можна приблиз-

но оцінити склад цього примітивного розплаву. Зокрема, використання даних з вкраплень як клінопіроксену, так і плагіоклазу свідчить про те, що примітивний розплав відрізнявся високою глиноземистістю (Al_2O_3 – ~19–23 %) та низьким вмістом FeO (~9–10 %) і Na_2O (~1,20–1,90 %). Вміст інших компонентів оцінено так, %: SiO_2 – ~46; TiO_2 – ~1,5–1,6; MnO – ~0,22; MgO – ~6–8; CaO – ~12–13; K_2O – ~0,22. У малоглибинній еволюції розплаву переважала кристалізація основного плагіоклазу, яка супроводжувалась виділенням порівняно невеликої кількості магнезійного авгіту. Цей висновок підтверджений і наявним парагенезисом мінералів-вкраплень.

Близькість складу плагіоклазів та авгітів основної маси базальтів та цих же мінералів долеритів свідчить про генетичну спорідненість заданих відмін порід і, отже, про належність їх до єдиної, одновікової трапової асоціації.

Відомості про розподіл елементів-домішок у головних породотворних мінералах базальтів і долеритів дають змогу зробити такі висновки.

1. Вміст FeO в лабрадорах основної маси базальтів і лабрадорах долеритів відображає відмінності в умовах кристалізації цих порід, а саме – у леткості кисню. Очевидно, що залізо, окиснене до Fe_2O_3 , займає в плагіоклазі ту саму структурну позицію, що і Al_2O_3 . Отже, підвищена леткість кисню сприяє входженню заліза до складу лабрадорів базальтів.

2. У базальтах плагіоклаз має тривалу історію кристалізації, яку вирізняє широкий розвиток зональних кристалів та широкий діапазон варіації хімічного складу. Кристалізація базальтів відбувалася швидко, інтерстиційний розплав не перебував у рівновазі з основним об'ємом ще не розкристалізованої магми (залишкового розплаву) та не віджимався, утворюючи пегматитові тіла. Отже, інтерстиції – це були “замкнені магматичні камери” в мініатюрі, що розвивались більш-менш автономно. Остаточним результатом розвитку цього процесу є утворення не описаних тут інтерстиційних виділень кремнеземистого мінералу, нерідко в асоціації з дрібними виділеннями рудного й апатиту. В долеритах, що кристалізувалися повільніше, інтерстиційний розплав міг перемішуватись із залишковим розплавом, що не дало змоги сформуватись різко зональним кристалом плагіоклазу та не привело до утворення лужних польових шпатів. Утім, для остаточного підтвердження цього висновку відомостей про долерити ще явно недостатньо.

3. Описану вище залежність вмісту глинозему в авгітах від їхнього складу (спочатку зменшення вмісту глинозему зі зростанням залізистості авгітів, а потім – поступове збільшення) можна пояснити поступовим збідненням розплаву на Al_2O_3 унаслідок одночасної кристалізації плагіоклазу й авгіту, а починаючи з моменту, коли залізистість розплаву сягала 0,48 та, ймовірно, починалася кристалізація окиснорудних мінералів, вміст Al_2O_3 у залишковому розплаві починав зростати, що призводило до збільшення його концентрації в найбільш залізистих авгітах.

4. Закономірності входження TiO_2 до складу авгітів долеритів (зменшення вмісту разом зі зростанням залізистості авгітів) можна пояснити тим, що за умов низької леткості кисню та кристалізації ільменіту розплав швидко деплетувався щодо титану. В базальтах, де внаслідок високого ступеня окиснення ільменіт не кристалізувався, зростання концентрації TiO_2 в авгіті можна пояснити спочатку поступовим збагаченням залишкового розплаву двооксидом титану за умов кристалізації піроксенів і плагіоклазу, а потім – швидшим збагаченням завдяки кристалізації магнетиту й деплетації розплаву стосовно заліза. Про це свідчить і збільшення вмісту TiO_2 у крайових зонах титаномагнетиту.

5. Збільшення вмісту MnO в крайових зонах авгітів однозначно є ознакою накопичення цього елемента в залишковому розплаві.

Дослідження хімічного складу мінералів, що безпосередньо асоціюють із самородною міддю, свідчить про те, що ці мінерали зазнають суттєвих змін під впливом накладених гідротермально-метасоматичних процесів, що ще раз підтверджує думку про накладений, постмагматичний характер самородної міді. Навіть у зовні слабко змінених або незмінених породах, тобто в таких, що не містять явних новоутворених мінералів (анальциму, цеолітів тощо), хімічний склад породотворних мінералів явно є ознакою процесів вторинного перетворення порід.

1. *Бернадська Л.Г.* Вулканіти Ровенської області. К., 1958.
2. *Глевасская А.М., Михайлова Н.П., Кравченко С.Н.* Палеомагнетизм волинской и могилев-подольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. 2000. Т. 22. № 2. С. 3–19.
3. *Лазаренко С.К., Матковський О.І., Винар О.М.* та ін. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Львів, 1960.
4. Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита / Гл. ред. Н.П. Семенов. К., 1968.
5. Стратиграфія УРСР. Т. 2. Рифей–венд / Гол. ред. В.Г. Бондарчук. К., 1971.
6. *Bellieni G., Piccirillo E.M., Comin-Chiaramonti P.* et al. Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Parana Basin (Brazil) // E.M. Piccirillo and A.J. Melfi (Ed.). The Mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: Petrogenetic and Geophysical aspects. Univ. Sao Paulo, 1988. P. 1–13.
7. *Buddington A.F., Lindsley D.H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // J. of Petrol. 1964. Vol. 5. P. 310–357.
8. *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 477–493.
9. *Lindsley D.H., Frost B.R.* Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part I. Theory // Amer. Miner. 1992. Vol. 77. P. 987–1003.
10. *Sano T., Fujii T., Deshmukh S.S.* et al. Differentiation processes of Deccan trap basalts: contribution from geochemistry and experimental petrology // J. of Petrol. 2001. Vol. 42. N 12. P. 2175–2195.
11. *Self S., Thordarson T., Keszthelyi L.* Emplacement of continental flood basalt lava flows // Amer. Geophys. Union. 1997. Mon. 100. P. 381–410.
12. *Toplis M.J., Carroll M.R.* An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems // J. of Petrol. 1995. Vol. 36. N 5. P. 1137–1170.

**DISTINCTIVE FEATURES
OF THE MAIN ORE-FORMING MINERALS CHEMISTRY**

**IN BASALTS AND DOLERITES OF THE VOLYNIAN VENDIAN
CONTINENTAL FLOOD BASALT PROVINCE****L. Shumlyans'kyi¹, K. Derevs'ka²**¹*Universite de Liege**Bat. B20. B-4000 Sart Tilman, Belgium**E-mail: lshumlyanskyy@yahoo.com*²*Institute of Geological Sciences of NASU**Olesya Honchara St. 55b, UA – 01601 Kyiv, Ukraine**E-mail: kateryna_petrenko@yahoo.com*

Results of detailed microprobe investigation of chemistry of the main ore-forming minerals (plagioclase, pyroxenes and opaque) in two samples of dolerite and 15 samples of basalt of the Volynian Vendian flood basalt province are reported. Conclusions on physico-chemical conditions of their crystallization, on melt composition in equilibrium with bytownite and augite phenocrysts, as well as on particular features of crystallization of basaltic flows and dolerite sheets during their cooling are drawn.

Key words: basalt, ore-forming minerals, phenocryst, crystallization, chemical composition, evolution, Volynian Vendian flood basalt province.

Стаття надійшла до редколегії 25.03.2004

Прийнята до друку 12.05.2004