

УДК 552.323.5+551.72 (477.81/.82)

Л. В. Шумлянський

## Геохімічні особливості та генезис базальтів ратненської світи вендської трапової формації Волині

Наведено результати геохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень базальтів ратненської світи, що репрезентують верхню частину вендської трапової формації Волині. Показана чітка диференціація базальтів ратненської світи на високо- ( $\text{TiO}_2 > 2,05\%$ ,  $\text{Zr} > 150$  г/т) та низькотитанові ( $\text{TiO}_2 < 1,75\%$ ,  $\text{Zr} < 150$  г/т) відміни, що мають різне походження. Доведено, що малоглибинна диференціація базальтів пов'язана із фракціонуванням парагенезису мінералів, до якого належать плагіоклаз ( $\text{An}_{85}$ ), авгіт ( $\text{En}_{49}$ ), олівін ( $\text{Fo}_{65}$ ) та титаномagnetит. Фракціонування первинних пікритових розплавів у більш глибинних (на межі кора — мантія) камерах відбувалось за рахунок кристалізації парагенезису, до якого належать олівін, хроміт та клінопіроксен. Фракціонування саме цього парагенезису відповідальне за виникнення високо- та низькотитанових відмін базальтів. Характер розподілу рідкісних і розсіяних елементів у базальтах ратненської світи свідчить про походження первинних розплавів за рахунок глибокого часткового плавлення мантії речовини. За своїми характеристиками ця речовина наближувалась до джерела базальтів океанічних островів. В той же час завдяки тривалій взаємодії з коровим матеріалом базальти ратненської світи набули ізотопних та геохімічних характеристик, що наближують їх до нижньокорової речовини. Автор пов'язує формування трапової провінції Волині з розколом пізньодокембрійського суперконтиненту Родінія та формуванням палеоокеану Япетус.

lshumlyanskyy@yahoo.com

**Вступ.** Хімічний склад головних різновидів порід, які формують вендську трапову формацію Волині, протягом тривалого часу був об'єктом вивчення багатьох дослідників [1, 2, 10, 11]. Проте аналітичні методики, що застосовувались (переважно "мокра хімія" на головні петрогенні компоненти та напівкількісний спектральний аналіз на широке коло малих елементів) не дозволяли зробити серйозних висновків щодо генезису досліджуваних порід. З метою певною мірою заповнити цей прогал нами були проведені аналітичні дослідження базальтів ратненської світи волинської серії венду. Дослідження проводились за допомогою мас-спектрометрії індуктивно-пов'язаної плазми (ICP-MS, комерційна лабораторія фірми "ACME", Канада) та рентген-флюоресцентного методу (Львівський ун-т, м. Львів, Бельгія).

Основною метою даної роботи є дослідження хімічної еволюції базальтів ратненської світи та визначення умов і джерел їх формування.

**Результати досліджень.** Придатність аналізів базальтів для петрологічних побудов. Як зазначали практично всі дослідники базальтів трапової формації Волині, ці породи в тій чи іншій мірі зазнають впливу накладених процесів — цеолітизації, хлоритизації, карбонатизації, окварцювання тощо. Найбільш зміненими є біляконтакткові ділянки потоків, особливо їх верхня частина, яка, як правило, насичена мінералізованими газовими порожнинами (мигдалинами). Центральні частини потоків часто лишаяються більш-менш свіжими і придатними для петрологічних досліджень. Нами була виконана значна за обсягом програма аналітичних досліджень. Загалом, було проаналізовано ~ 60 зразків базальтів ратненської світи, але частину з них відбраковано пізніше з причини високого ступеня вторинних змін, який чітко діагностується за високим рівнем втрат при прожарюванні (В.п.п.), а також за аномальним хімічним складом (дуже низький вміст  $\text{CaO}$ , сильно підвищений вміст лужних металів тощо) [8]. Після цього для роботи залишено результати 31 аналізу. Частина з них є середнім значенням з декількох проб, що репрезентують одну і ту саму породу і мають надзвичайно подібний (у межах аналітичної похибки) склад. 3

© Л. В. Шумлянський, 2008

метою позбутись впливу В.п.п. (яка в окремих випадках сягає 6–7 %) та летких компонентів на хімічний склад порід всі аналізи було перераховано на 100 % суми головних оксидів. Хімічний склад більшості з проаналізованих нами зразків наведено у табл. 1.

Іншим важливим питанням є: чи репрезентують зразки базальтів дійсний склад розплавів, з яких вони кристалізувались? Навіть після відбракування зразків, склад яких був модифікований накладеними процесами, лишається деяка ймовірність того, що в потоках базальтів, потужність яких нерідко перевищує 25 м, під час кристалізації відбувалась диференціація. Внаслідок цього остаточний склад порід може суттєво відрізнитись від складу розплаву, з якого вони кристалізувались. Особливо ймовірним це є для розплавів, що виливались за наявності в них деякої частки кристалічної фази (фенокристів) — під час течії вони мають концентруватись в центральних частинах потоків, там, де швидкість руху розплаву була найбільшою. Втім аналіз зразків, відібраних з різних частин розрізу одного і того самого потоку, вказує на відсутність значних закономірних варіацій складу порід. Отже, переважна більшість зразків, які ми використовуємо для петрологічних побудов, репрезентують склад розплаву, з якого вони кристалізувались.

*Характер вторинних змін.* Вторинні зміни, характерні для базальтових порід Волинської трапової провінції, є надзвичайно різноманітними [8]. Серед найбільш розповсюджених відзначаємо хлоритизацію, яка спричиняє значне зростання вмісту MgO у породах — до 10–18 %, в той же час у свіжих відмінах вміст цього компонента рідко сягає 10–11 %, а у високотитанових базальтах коливається в межах 4–7 %. Іншим, вельми розповсюдженим процесом є винос CaO: якщо в свіжих базальтах вміст вапна становить 8–11, в змінених базальтах він може зменшуватись до 0,4 %. Окремі проби містили до 16 % CaO та також були виключені нами з розгляду як карбонатизовані. Винос вапна зазвичай (але не завжди) супроводжується лужним метасоматозом — вміст Na<sub>2</sub>O збільшується в окремих пробах до 6, а K<sub>2</sub>O — до 5 % (у "калієвих базальтах" — до 12 %) (рис. 1). На рівні рідкісних та розсіяних елементів змінені базальти характеризуються підвищеним вмістом Rb, часто також Ba, та різко зменшеним вмістом Sr.

*Високо- та низькотитанові базальти.* Базальти ратненської світи, подібно до ефузивів трапових формацій багатьох інших регіонів світу, поділяються на дві групи: високо- та низькотитанові. Генетичний сенс такого розділення ми обговоримо нижче, а зараз дамо лише визначення: до високотитанових ми відносимо базальти, в яких вміст TiO<sub>2</sub> (тут і надалі мова йде про перерахований на безводній основі хімічний склад) перевищує ~ 2,05 % (в низькотитанових породах він не перевищує 1,75 %), а вміст Zr у переважній більшості випадків перевищує 150 г/т (зазвичай — понад 170 г/т), в той час як у низькотитанових породах він коливається від 80 до 150 г/т (рис. 2). Обидва різновиди належать до нормальних толейтових базальтів та андезибазальтів. За своєю тектонічною позицією вони є типовими континентальними базальтами.

*Еволюція хімічного складу.* Свіжі різновиди ефузивних порід ратненської світи утворюють на варіаційних петрохімічних діаграмах закономірні тренди еволюції хімічного складу. З метою відобразити ці варіації нами побудовано діаграми залежності вмісту різних компонентів та елементів від SiO<sub>2</sub> (рис. 3). На ці діаграми також винесено розрахований [6] склад вихідного "примітивного" розплаву, з якого кристалізувалась асоціація мінералів-вкраплень в базальтах, репрезентована плагіоклазом An<sub>85</sub>, авгітом En<sub>49</sub>, олівіном Fo<sub>65</sub><sup>1</sup> та титаномагнетитом у пропорції 54 : 30 : 10 : 6, а також розрахований склад гломерофірових скупчень. Загалом, спостерігаються такі закономірності еволюції хімічного складу базальтів ратненської світи: вміст TiO<sub>2</sub> поступово зростає зі збільшенням вмісту SiO<sub>2</sub>, при цьому високотитанові базальти різко вирізняються підвищеним вмістом титану та високим — SiO<sub>2</sub>; зі зростанням вмісту SiO<sub>2</sub> закономірно зменшується вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Co та збільшується — K<sub>2</sub>O, Hf, Rb, Sr, Th; на більшості варіаційних діаграм на трендах

<sup>1</sup>Нашими дослідженнями у складі вкраплень не був встановлений олівін. Так само він відсутній і в більшості зразків базальтів. У той же час продукти його зміни були описані в пікритах, деяких з базальтів заболотівської світи, а також в долеритах [22]. Тому ми включаємо олівін Fo<sub>65</sub> до складу глибинного парагенезису, вважаючи, що завдяки своїй високій густині він осідав в глибинних магматичних осередках і не виносився у складі гломерофірових скупчень.

Таблиця 1. Хімічний склад базальтів ратненської світи

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
SiO <sub>2</sub>	52,39	50,91	51,15	52,66	52,50	51,20	49,07	49,19	49,47	50,03	50,79	51,34	50,45	51,64	49,52	53,37	48,78	49,92	49,94	50,32	49,34	48,55	48,50	50,59	48,33	53,66	53,66
TiO <sub>2</sub>	2,24	2,24	2,13	2,12	2,37	2,68	1,69	1,49	1,65	1,64	1,40	1,74	1,72	1,59	1,61	1,57	1,44	1,61	1,55	1,56	1,54	1,53	1,51	1,75	1,57	1,56	1,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,53	12,84	13,12	13,71	14,01	13,42	14,65	14,46	14,27	14,51	13,69	13,72	14,37	13,42	14,23	13,22	14,50	13,83	14,04	14,01	13,98	14,14	15,73	14,23	14,71	14,01	14,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,37	16,73	15,49	14,29	4,80	5,86	13,79	7,06	14,12	7,84	8,14	14,08	6,75	6,98	7,86	8,67	7,70	14,62	14,56	14,31	14,39	14,65	14,50	6,67	6,78	6,61	6,61
FeO					8,49	8,58	6,71	6,71	6,14	6,14	5,73	6,14	8,42	7,26	6,60	5,40	6,31							7,04	7,11	6,62	6,62
MnO	0,34	0,37	0,28	0,24	0,28	0,20	0,17	0,29	0,27	0,30	0,37	0,22	0,18	0,21	0,33	0,16	0,36	0,26	0,23	0,51	0,24	0,28	0,19	0,15	0,40	0,24	0,24
MgO	4,83	4,38	5,13	5,09	5,48	5,25	6,54	6,79	6,30	6,80	7,70	5,16	4,95	5,85	6,29	4,96	7,03	6,17	5,62	6,24	6,22	6,04	6,34	6,96	8,35	4,79	4,79
CaO	7,21	8,48	8,90	7,42	8,68	9,37	11,25	11,12	10,54	9,12	9,08	9,96	9,80	9,44	10,00	9,34	10,71	9,70	10,66	9,60	10,88	11,54	9,07	9,45	9,63	8,06	8,06
Na <sub>2</sub> O	2,81	3,06	3,02	2,80	2,60	2,40	2,30	2,16	2,70	2,64	2,48	2,41	2,51	2,25	2,49	1,92	2,44	2,99	2,81	2,73	2,71	2,65	2,69	2,20	2,55	2,99	2,99
K <sub>2</sub> O	0,95	0,66	0,49	1,40	0,62	0,74	0,33	0,52	0,47	0,70	0,44	1,06	0,59	1,07	0,77	1,11	0,53	0,67	0,37	0,49	0,48	0,37	1,15	0,58	0,41	1,26	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,33	0,28	0,28	0,17	0,30	0,21	0,22	0,21	0,27	0,18	0,30	0,25	0,28	0,29	0,28	0,20	0,21	0,24	0,23	0,22	0,25	0,31	0,39	0,16	0,20	0,20
C, %	—	0,02	0,1	0,06	—	0,03	0,09	—	0,06	0,06	—	0,09	0,07	—	—	—	—	—	0,03	0,03	—	—	0,06	0,24	0,06	0,02	0,02
S, %	—	0,01	0,0	0,01	0,03	0,02	< 0,01	—	—	—	< 0,01	0,03	—	—	—	—	—	—	0,01	0,04	—	—	0,01	0,01	—	—	—
В.пл.	3,20	2,13	2,00	3,10	1,24	1,44	3,20	2,99	—	4,94	3,84	2,80	1,48	2,50	3,57	2,10	2,80	3,10	3,56	3,82	2,90	2,20	2,60	4,61	1,92	1,92	1,92
Cr	20	190	30	27	—	38	62	61	75	37	67	48	48	38	42	43	61	120	51	88	170	190	68	—	—	—	—
Ni	27	22	35	32	19	48	32	73	30	34	74	26	26	68	69	68	77	69	42	54	78	77	111	24	27	27	30
Sc	—	36	38	33	—	31	44	—	43	38	—	39	—	—	—	—	—	—	40	36	—	—	30	—	—	—	—
Co	39	46	44	44	48	44	53	45	57	44	45	48	57	41	40	41	44	47	47	48	47	50	58	52	54	45	45
Ga	232	131	126	23	24	59	20	—	19	21	—	22	23	—	—	—	—	—	20	19	—	—	22	21	21	24	24
Hf	—	5	5	6	5	6	2	—	2	3	—	4	4	—	—	—	—	—	3	3	—	—	4	3	4	5	5
Nb	12	13	12	13	11	15	9	11	9	10	9	9	9	9	11	10	11	11	10	10	9	9	8	19	10	9	11
Rb	19	14	6	25	9	12	6	3	6	6	2	14	16	13	5	15	3	11	3	6	6	6	4	19	18	10	34
Sr	259	314	284	269	358	350	276	268	260	278	257	289	334	284	298	306	278	258	322	264	275	283	468	336	337	327	327
Ta	—	0,9	0,7	0,9	0,6	0,9	0,5	—	0,5	0,4	—	0,5	0,3	—	—	—	—	—	0,7	0,5	—	—	1,3	0,4	0,4	0,5	0,5
Th	—	3,6	2,3	4,4	2,1	2,4	1,2	—	1,4	1,6	—	1,6	1,2	—	—	—	—	—	1,8	2,0	—	—	1,9	1,8	1,6	2,6	2,6
U	3,0	4,1	2,4	0,6	0,5	1,7	0,3	—	0,2	1,3	0,5	0,3	0,3	0,6	0,9	0,8	—	—	0,2	1,5	2,0	—	0,4	0,4	0,2	0,5	0,5
V	440	398	427	397	371	365	355	402	342	363	368	355	403	417	392	358	373	360	365	359	370	360	297	369	411	373	373
Zr	189	194	157	201	172	189	84	98	84	141	89	137	155	153	145	145	99	101	102	95	93	83	131	116	138	175	175
Y	36	38	34	39	35	35	24	27	25	33	25	34	35	34	25	33	28	26	28	25	25	25	29	34	33	33	33
La	—	28,4	20,6	29,3	22,5	22,6	14,1	—	13,9	22,2	—	23,7	23,4	—	—	—	—	—	17,3	14,3	—	—	29,7	21,8	22,5	23,2	23,2
Ce	40,0	44,4	37,4	60,2	45,9	45,8	26,7	53,2	26,6	50,0	30,5	45,2	44,8	79,9	57,4	53,5	43,2	40,0	23,4	41,4	20,0	40,0	56,6	44,0	46,0	47,4	47,4
Pr	—	7,6	5,9	7,5	6,0	6,6	3,6	—	3,6	5,6	—	5,9	5,6	—	—	—	—	—	4,6	3,9	—	—	6,8	5,3	6,0	6,1	6,1
Nd	—	32,3	25,1	30,4	30,4	28,0	16,2	—	15,7	23,7	—	24,7	26,6	—	—	—	—	—	19,7	17,5	—	—	27,3	25,5	29,5	29,5	31,3

Sm	7,6	6,2	7,3	6,6	7,3	3,9	3,8	5,4	—	5,4	5,6	—	—	—	—	—	4,6	4,2	—	—	5,9	5,4	5,4	6,8
Eu	2,3	2,0	2,1	2,3	2,5	1,4	1,3	1,7	—	1,9	2,0	—	—	—	—	—	1,6	1,4	—	—	1,8	1,9	2,0	2,4
Gd	7,3	6,2	7,2	6,9	7,5	4,4	4,6	6,1	—	6,5	6,0	—	—	—	—	—	4,9	4,5	—	—	5,4	6,2	6,0	7,0
Tb	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	0,7	0,7	0,9	—	0,9	1,0	—	—	—	—	—	0,9	0,7	—	—	0,9	1,0	1,0	1,1
Dy	7,5	6,3	6,9	6,4	6,7	4,2	4,1	5,2	—	5,7	6,0	—	—	—	—	—	5,2	4,6	—	—	4,9	5,8	5,9	6,3
Ho	1,4	1,3	1,4	1,2	1,3	0,8	0,8	1,1	—	1,1	1,2	—	—	—	—	—	1,1	0,8	—	—	1,0	1,2	1,2	1,2
Er	3,9	3,8	4,0	3,1	3,5	2,5	2,4	3,1	—	3,3	3,3	—	—	—	—	—	3,0	2,6	—	—	2,9	3,1	3,1	3,1
Tm	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	—	0,5	0,5	—	—	—	—	—	0,4	0,4	—	—	0,4	0,5	0,5	0,5
Yb	3,4	3,2	3,3	2,8	2,7	2,3	2,3	2,8	—	3,2	3,1	—	—	—	—	—	2,7	2,3	—	—	2,5	3,0	3,2	3,0
Lu	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	—	0,5	0,5	—	—	—	—	—	0,4	0,3	—	—	0,4	0,4	0,5	0,4
Cu	212	388	726	1340	142	104	125	57	462	85	47	112	96	709	170	235	669	766	570	434	118	70	139	17
Pb	7,5	2,7	2,1	1,6	2,0	2,5	0,8	3,0	4,6	1,8	3,0	2,0	2,4	2,7	4,8	2,2	4,2	2,0	2,6	3,3	2,6	6,0	<2	2,0
Zn	140	105	111	109	78	116	93	64	100	90	66	69	106	112	93	102	92	98	111	88	89	91	35	96

Примітка. Вміст головних компонентів — у %, нормований на суму 100 %, елементів — у г/т, "—" — відсутність даних. Номери зразків: 1–6 — високотитанові базальти (1 — св. 8262, гл. 207 м); 2 — св. 8253, гл. 320,5–321,2 м (середнє з двох аналізів); 3 — св. 8143, гл. 336,5 м (середнє з двох аналізів); 4 — св. 8143, гл. 288–289 м; 5 — св. 1446, гл. 199,7–210,0 м (середнє з двох аналізів); 6 — кар'єри поблизу с. Базальтове (середнє з 6 аналізів); 7–26 — низькотитанові базальти (7 — св. 5920, зр. 2; 8 — св. 5905, гл. 20,5–21,5 м; 9 — св. 5923, середнє; 10 — св. 5910, зр. 1–11, середнє; 11 — св. 5910, гл. 78,5 м; 12 — св. 5916, зр. 1; 13 — св. 1446, гл. 313,7 м; 14 — св. 5924, гл. 74,5 м; 15 — св. 5922, гл. 33,2–34,2 м; 16 — св. 5921, гл. 42,5 м; 17 — св. 5921, гл. 85,9–86,0 м; 18 — св. 8262, гл. 244 м; 19 — св. 8143, гл. 356–360 м (середнє з двох аналізів); 20 — св. 8143, гл. 397,5–399,5 м (середнє з двох аналізів); 21 — св. 8260, гл. 183,5–256 м, середнє; 22 — св. 8254, гл. 117,5 м; 23 — св. 8265, гл. 179–181 м; 24 — св. 41, гл. 174,1–177 м, середнє; 25 — св. 1438, гл. 369 м; 26 — св. 1438, гл. 285 м).

еволюції хімічного складів базальтів розташовуються також точки складу вихідного розплаву та гломерофірових скупчень (рис. 3). Характер розташування точок свідчить, що всю сукупність базальтів ратненської світи можна отримати фракціонуванням розрахованого [6] вихідного розплаву шляхом відокремлення від нього гломерофірових скупчень. Єдиним суттєвим виключенням з цього є високий вміст TiO<sub>2</sub> (та Nb) у високотитанових базальтах. Це питання буде окремо розглянуте нижче.

Низькотитанові базальти ратненської світи мають помірну магnezіальність (Mg/(Mg + Fe) становить 0,39–0,54); високотитанові базальти дещо більш залізісті (#Mg = 0,35–0,45).

*Розподіл рідкісних та розсіяних елементів.* Всі базальти трапової формації Волині характеризуються однотипним розподілом рідкісних і розсіяних елементів. Загальною тенденцією є помірне зростання вмісту несумісних рідкісних та розсіяних елементів знизу догори розрізу трапової формації і, навпаки, зменшення кількості сумісних елементів, в першу чергу нікелю та хрому. На діаграмах розподілу РЗЕ (рис. 4) найвищим вмістом цих елементів характеризуються високотитанові базальти, втім деякі з низькотитанових базальтів за вмістом РЗЕ не відрізняються від високотитанових відмін. Величина фракціонування РЗЕ (La/Yb)<sub>N</sub>, виражена на рис. 4 крутизною нахилу ліній розподілу, дещо зростає зі збільшенням вмісту РЗЕ. Найбільш фракціонованими є легкі РЗЕ; в області важких РЗЕ ступінь фракціонування значно зменшується, лінії розподілу стають близькими до горизонтальних. Європієва аномалія у всіх досліджених нами зразках базальтів відсутня.

На хондрит-нормованих "спайдерграмах" розподілу рідкісних і розсіяних елементів (рис. 5) всі базальти трапової провінції Волині також характеризуються близьким розподілом елементів. Для більшості зразків у тій чи іншій мірі проявлені негативні аномалії рубідію, ніобію, танталу, стронцію та фосфору. Втім зазначимо, що ці аномалії

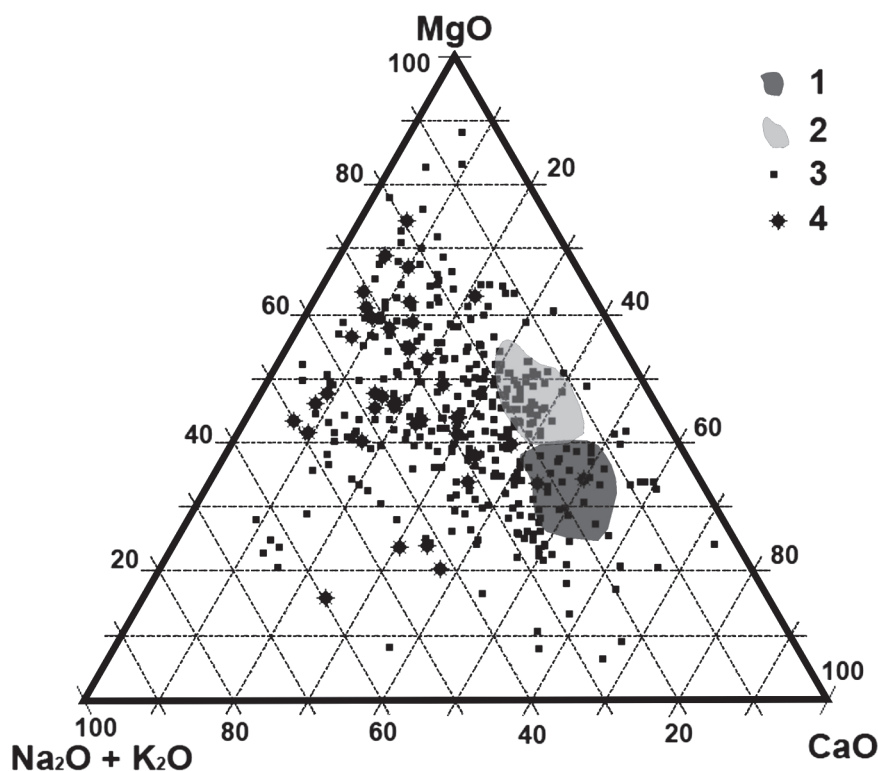


Рис. 1. Характер вторинних змін в базальтах трапової формації Волині. Свіжі базальти мають відносно сталий хімічний склад, у слабо змінених базальтах стає більш високим значення відношення  $MgO/CaO$ , а в сильно змінених та калієвих базальтах значно зростає вміст лугів: Базальти: 1 — свіжі; 2 — слабо змінені; 3 — сильно змінені; 4 — калієві

найбільше проявлені в породах, які загалом мають високий вміст рідкісних та розсіяних елементів. Зі зменшенням значень вмісту елементів окремі з цих аномалій можуть зникати. В цілому, ділянка діаграми, починаючи від лантану, характеризується поступовим закономірним майже "прямолінійним" зменшенням хондрит-нормованого вмісту елементів з двома негативними аномаліями стронцію та фосфору. В області більш несумісних елементів (на діаграмі — наліво від лантану) спостерігаються більш незакономірні варіації вмісту переважної кількості компонентів, що, вочевидь, пов'язане зі впливом накладених процесів.

*Ізотопно-геохімічні дані.* Відомості про ізотопний склад Sr та Nd в ефузивах Волині наведені у роботах [3, 5]. Нами виконано додаткові аналізи декількох зразків як високо-, так і низькотитанових базальтів (табл. 2). Отримані результати добре узгоджуються з попередніми даними. Так, всі проаналізовані зразки мають негативне значення  $\epsilon Nd_{550}$  (у високотитанових базальтах від  $-5,1$  до  $-0,9$ , а низькотитанових — від  $-3,5$  до  $-2,7$ ) та позитивні  $\epsilon Sr_{550}$  (відповідно, від  $+73$  до  $+15$  та від  $+57$  до  $+44$ )<sup>2</sup>.

Спостерігається чітка залежність між ізотопним складом Sr та Nd — зі зменшенням значення  $\epsilon Nd$  закономірно зростає значення  $\epsilon Sr$  (рис. 6). В той же час спостерігається закономірний зв'язок між магнезійністю досліджуваних порід та їх ізотопним складом — найменш магнезійні породи мають більше значення  $\epsilon Nd_{550}$  (рис. 6). Окрім того, спостерігається чітка залежність між вмістом  $TiO_2$  та ізотопним складом порід (окремо в кожній з груп) — більш високотитанові породи мають вище значення  $\epsilon Nd$  та нижче —  $\epsilon Sr$ .

**Обговорення. Походження трапових формацій: загальні відомості.** Виплавлення значних об'ємів базальтових розплавів з тугоплавких порід мантії потребує величезних витрат теплової енергії. В якості джерела такої енергії розглядаються плюми розігрітого

<sup>2</sup>Ми не розглядаємо тут результати, отримані авторами роботи [3] для долеритів та змінених базальтів.

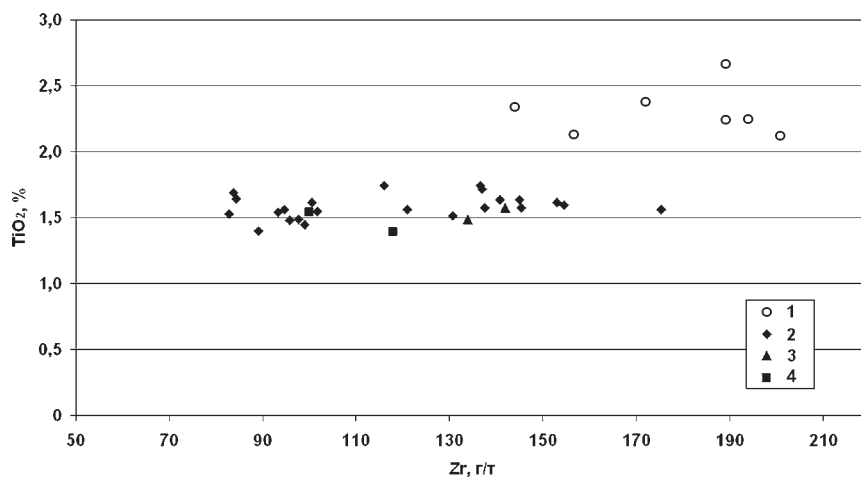


Рис. 2. Відмінність хімічного складу базальтів: 1 — високотитанові ратненської світи, 2–4 — низькотитанові ратненської, бабинської та заболотівської світ відповідно

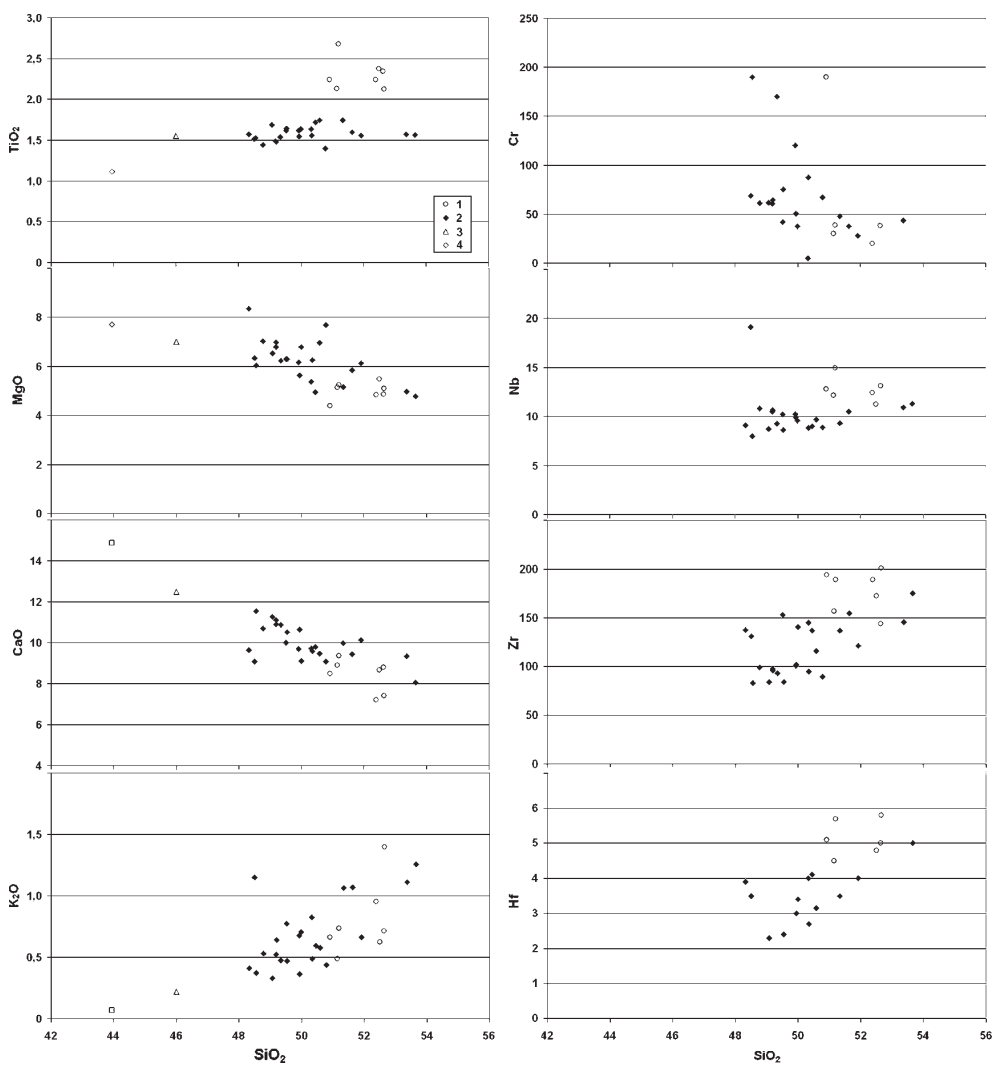


Рис. 3. Варіації хімічного складу базальтів ратненської світи в залежності від вмісту  $\text{SiO}_2$ : 1, 2 — базальти ратненської світи (1 — високо-, 2 — низькотитанові), 3 — вихідний розплав (за [5]), 4 — валовий склад гломерофірових вкраплень

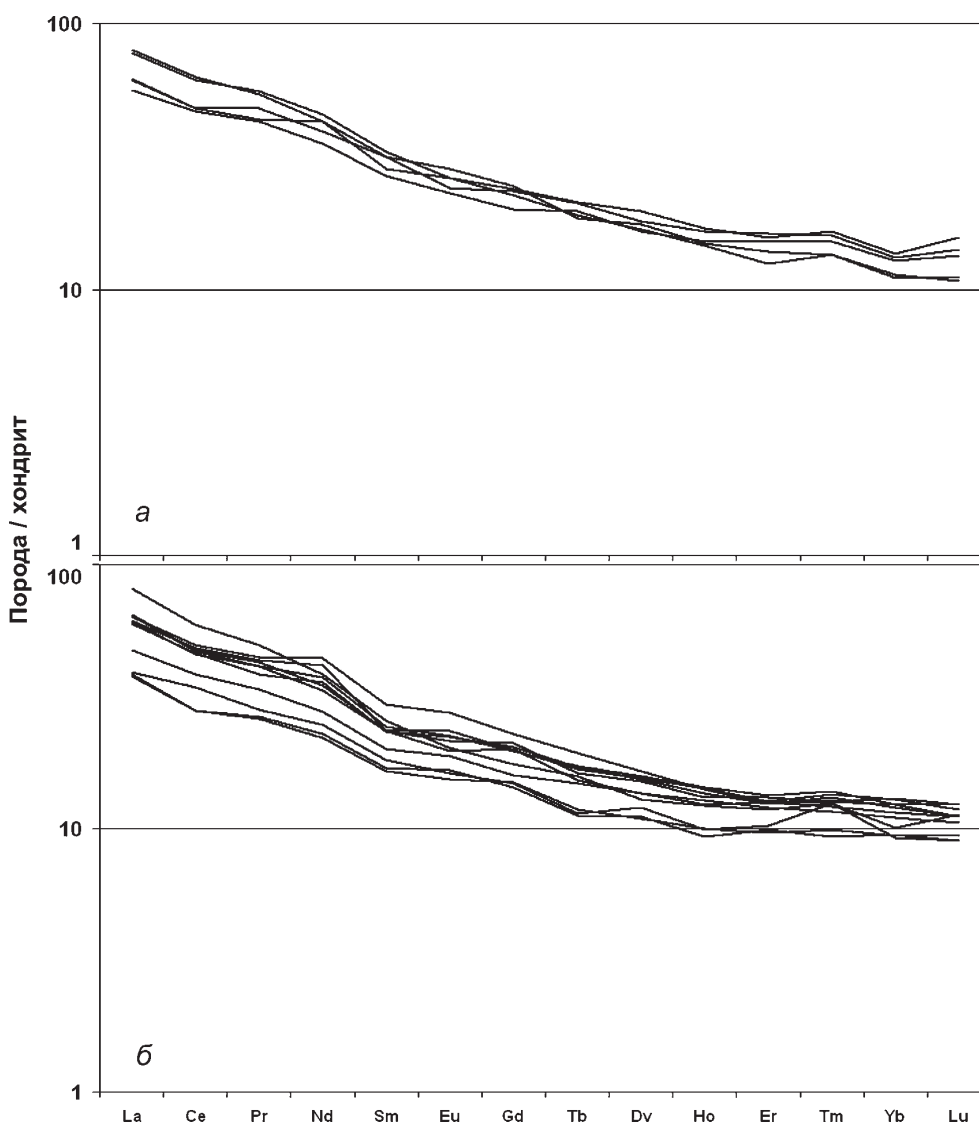


Рис. 4. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ в базальтах ратненської світи: а — високо-, б — низькотитанових

мантійного матеріалу, що підіймаються з глибоких горизонтів мантії [14]. Досягаючи підосви літосфери, яка характеризується значною механічною стійкістю, матеріал плюмів починає "розтікатись" у боки. В цілому, надходження плюму до підосви літосфери спричиняє утворення склепіння (підняття ділянки земної поверхні), а подальше розтікання — розтягнення літосферної плити, що врешті-решт призводить до її розколу. Розтягнення спричиняє різке скорочення потужності літосферної плити. До того самого наслідку призводить і термічний вплив (ерозія) плюму на підосву літосфери. Розтягнення та розрив літосфери призводять до різкого падіння тиску у верхній частині плюму, результатом чого є масове плавлення мантійного (в тому числі літосферного) матеріалу.

Важливим моментом є те, що речовина мантійних плюмів вирізняється не лише аномально високим значенням температури (за оцінками [14], воно на 300–350 °С перевищує "нормальну мантійну" температуру у підосві літосфери), але також і складом, часто збагаченим на легкоплавкі компоненти. У сучасних моделях плюмів їх формування пояснюється зануренням завдяки субдукції відносно легкоплавкого холодного матеріалу океанічних плит в глибокі горизонти мантії. Досягнувши певної глибини, океанічна плита зупиняється і може зберігатись протягом значного часу (сотні мільйонів років) практично

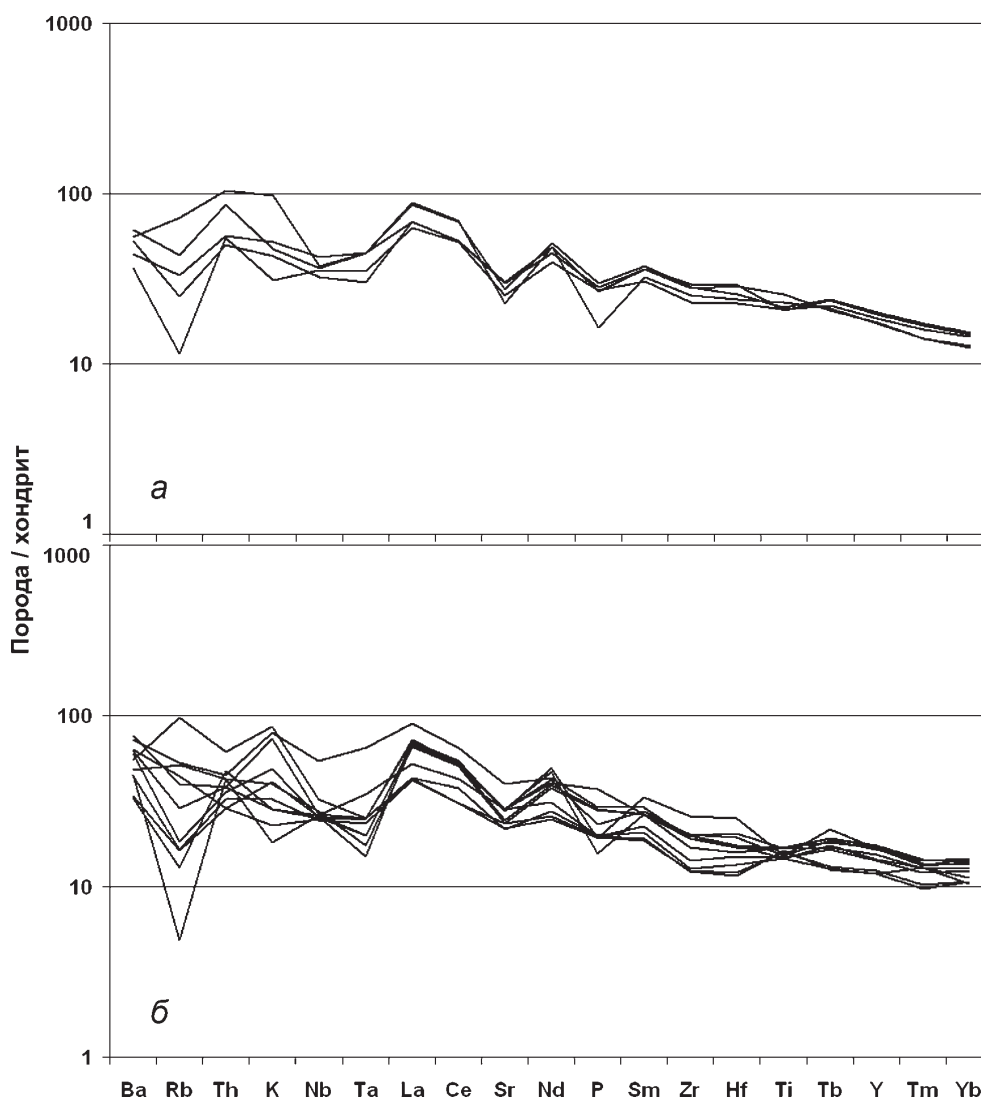


Рис. 5. Хондрит-нормований розподіл рідкісних і розсіяних елементів у базальтах ратненської світи: *a* — високо-, *б* — низькотитанових

ізолювано від навколишньої мантії. З часом цей легкоплавкий матеріал розігрівається, густина його зменшується і він починає підйом до поверхні. Таким чином, матеріал плюмів, який вкоренився у підшову літосфери, є не лише аномально розігрітим відносно навколишньої мантії, але також і збагаченим на легкоплавкі компоненти, що також сприяє виплавкам значних об'ємів розплаву.

Згідно з моделлю [15], первинні мантійні виплавки мають пікритовий (ультраосновний) склад. Вкорінюючись у верхні горизонти літосферної мантії та нижню частину кори, ці розплави зупиняються на бар'єрах, на яких їхня густина дорівнює густині оточуючих порід. Тут відбуваються їх часткова кристалізація і фракціонування. Більш легкоплавкі і менш густі залишкові розплави продовжують підйом до земної поверхні, врешті-решт виливаючись на неї.

Отже, формування базальтових розплавів має довгу історію, починаючи від плавлення збагаченого на легкоплавкі компоненти розігрітого матеріалу плюму, взаємодію цих розплавів з літосферним матеріалом, їх фракціонування і вилив на поверхню. Метою автора є ідентифікація процесів, що впливали на розплав під час його проходження крізь літосферу (вважаємо, що вплив більш пізніх, накладених процесів був нівельований завдяки ретельному відбору свіжих зразків порід), а також визначення складу мантійного ма-



Таблиця 2. Ізотопний склад стронцію та неодиму в породах ратненської світи

Зразок	Вміст елементів та їхні відношення				Перераховані на 550 млн рр. величини				Модельний вік, млн рр.				
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t_0)$	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t_0)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$T_{\text{DM}}$	
	г/г	г/г			г/г	г/г						ГДМ	
8253/320,5–321,2	15,3	322,0	0,1375	0,709808±11	30,19	6,89	0,1381	0,512165±7	0,70873	0,511667	-5,1	1229	1775
Янова Долина	12,1	347,6	0,1007	0,705887±6	29,40	7,19	0,1479	0,512418±7	0,70510	0,511885	-0,9	674	1445
8143/399–399,5	4,5	256,4	0,0508	0,708433±9	16,71	3,93	0,1423	0,512265±6	0,70804	0,511752	-3,5	1044	1652

теріалу — джерела розплавів.

*Малоглибинні процеси.* До асоціації кристалів-вкраплень у базальтах ратненської світи належать плагіоклаз, авгіт та титаномагнетит. За своїм складом ці мінерали значно відрізняються від мінералів основної маси [6], що свідчить про їх формування за інших умов, ніж основна маса, та з розплаву іншого складу. В той же час наявність у цій асоціації плагіоклазу свідчить про відносну малоглибинність її формування [19].

Як зазначено вище, на варіаційних діаграмах хімічного складу базальти ратненської світи утворюють лінійні тренди диференціації (рис. 3). Для більшості з головних петрохімічних компонентів розрахований склад вихідного розплаву, а також склад гломерофірових скупчень лежать на одній лінії. Це є незаперечним свідченням того, що базальти ратненської світи формувались завдяки фракційній кристалізації вихідного розплаву, близького за складом до розрахованого нами. Фракціонування відбувалось у проміжних камерах, розташованих у нижній частині земної кори, за рахунок відсадження вказаного олівін-габрового парагенезису. Різниця у складі базальтів пояснюється переважно різницею у ступені фракціонування. При цьому з досліджених нами порід найбільш "примітивними" є відносно високомагнезійні низькотитанові базальти, найбільш диференційованими — високотитанові.

*Походження високо- та низькотитанових базальтів.* Як зазначено вище, низько- та високотитанові базальти ратненської світи принципово різняться між собою за вмістом  $\text{TiO}_2$ , Zr та Nb. Ці особливості їхнього хімічного складу не могли розвинути внаслідок фракціонування описаного вище малоглибинного парагенезису, оскільки цей процес не призводить до збільшення вмісту  $\text{TiO}_2$  в продуктах диференціації (рис. 3). Отже, високо- та низькотитанові розплави незалежно існували ще до моменту їх вкорінення у верхні горизонти земної кори. Спробуємо з'ясувати, внаслідок яких процесів вони розвинулись. Загалом, можливі три шляхи їх формування: 1 — плавлення двох різних мантійних джерел; 2 — плавлення одного і того самого мантійного джерела, але розплави різнились ступенем та/або глибиною часткового плавлення; 3 — диференціація на два розплави відбулась за рахунок фракціонування мінерального парагенезису, відмінного від того, що спостерігається в мінералах-вкрапленнях.

Високотитанові базальти ратненської світи в цілому характеризуються вищим вмістом РЗЕ та дещо вищим значенням відношення легких РЗЕ до важких (рис. 4). Така різниця може бути пояснена різницею в глибині магмагенерації, а саме, високотитанові базальти можуть виникати за рахунок часткового плавлення джерела в полі стабільності гранату, в той час як у джерелі низькотитанових базальтів зростає частка шпінелі (зменшується глибинність). Згідно з [25], це може означати або плавлення спільного джерела на двох різних за глибиною ділянках, або ж плавлення двох джерел, що відрізняються геохімічно.

Інше можливе пояснення більш крутого нахилу діаграми розподілу РЗЕ у високотитанових базальтах — дещо менший ступінь плавлення гранатвмісного джерела. Низькотитанові базальти формувались у такому випадку за повного вилучення гранату з джерела (яке відбувається за умови 30–40 % плавлення), а нижчий вміст некогерентних рідкісних та розсіяних елементів пояснюється ефектом розведення.

В цілому, як високо-, так і низькотитанові базальти характеризу-

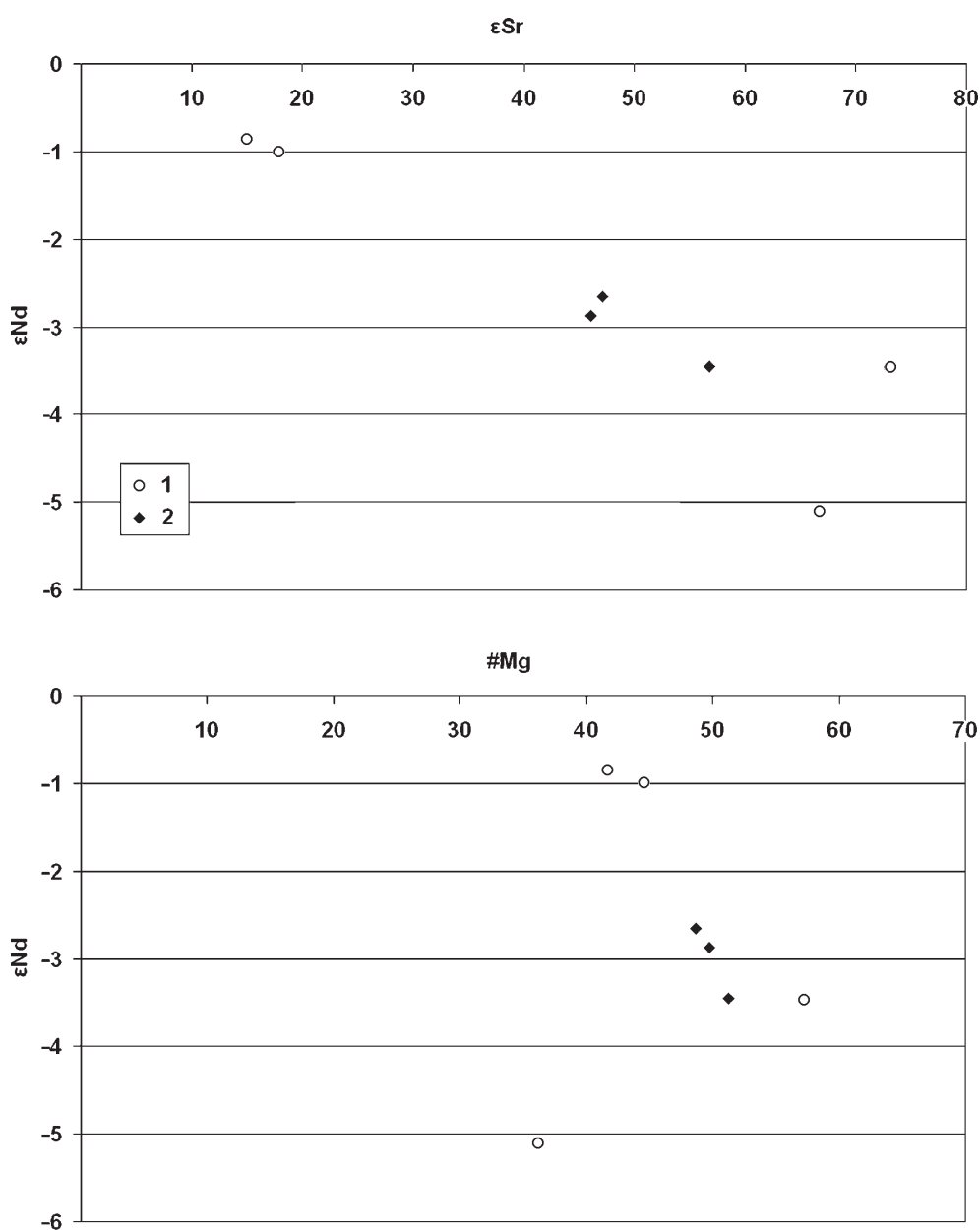


Рис. 6. Ізотопний склад стронцію ( $\epsilon Sr$ ) та неодиму ( $\epsilon Nd$ ) в базальтах ратненської світи (за даними [3, 5] і авторськими). Залежність ізотопного складу неодиму від магнізальності порід: 1 — високо-, 2 — низькотитанових

ються дуже подібним розподілом рідкісних та розсіяних елементів (рис. 4, 5), що свідчить про ідентичність геохімічних характеристик джерел, з яких вони формувались. Ізотопно-геохімічні дані також свідчать про тотожність джерел, з яких формувались обидва різновиди базальтів. Тому ми вважаємо, що всі базальти ратненської світи були сформовані за рахунок плавлення одного і того самого джерела (його характеристика наведена нижче). Отже, лишаються тільки два альтернативних механізми, що могли призвести до формування низько- та високотитанових базальтів: різний ступінь плавлення джерела або різний ступінь фракціонування глибинного парагенезису мінералів.

Як зазначено вище, вважається, що вихідні розплави трапів мають пікритовий склад. Базальтові розплави є надто низькомагнізальними для того, щоб перебувати у рівновазі з мантійним парагенезисом мінералів, і, отже, в жодному разі не можуть розглядатись у

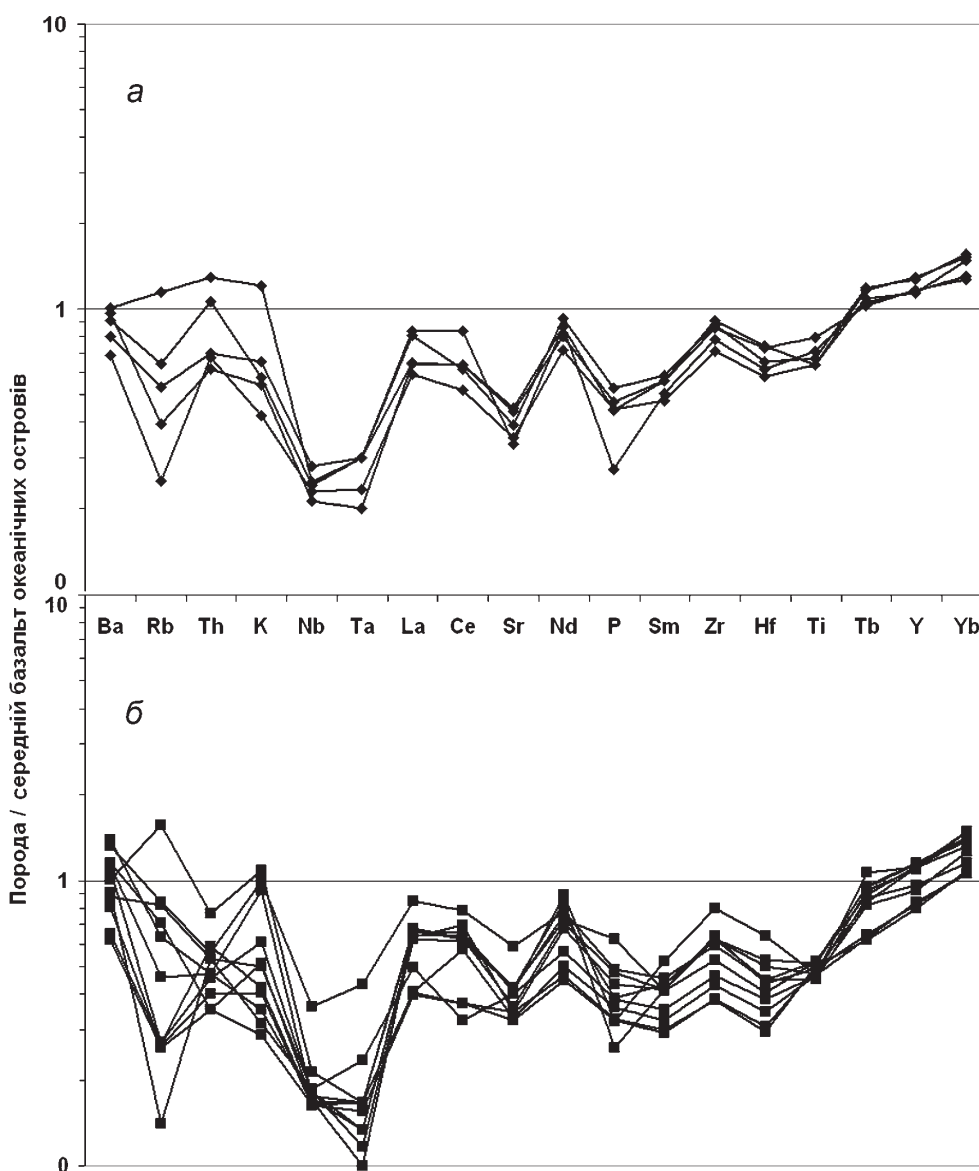


Рис. 7. Розподіл рідкісних і розсіяних елементів у базальтах ратненської світи, нормований до складу базальтів океанічних островів (за [23]): *a* — високо-, *б* — низькотитанових

якості безпосередньо мантіїних виплавок [15]. Хоча пікрити доволі мало розповсюджені, у порівнянні з базальтами, тим не менш вони зустрічаються практично у всіх провінціях континентальних толеїтів, в тому числі і у Волинській провінції [22]. Отже, ми вважаємо, що вихідні розплави трапової формації Волині мали високомагнезійний пікритовий склад. Кристалізація якого мінерального парагенезису спричинила тоді еволюцію складу розплаву від пікритового до базальтового? Оскільки таке фракціонування відбувалось в умовах нижньої кори та верхньої мантії, малоймовірно, щоб до складу цього парагенезису входив плагіоклаз. Відсутність європейських аномалій у базальтах ратненської світи однозначно свідчить про відсутність фракціонування цього мінералу на глибинних етапах еволюції магматичних розплавів. Співставлення складу пікритів [22], базальтів заболотівської, бабинської [10] та ратненської світ свідчить про поступове закономірне скорочення магнезійності та вмісту нікелю в розплавах від пікритів до виськотитанових базальтів ратненської світи. Це є вказівкою на те, що фракціонування олівіну відіграло значну роль в еволюції розплавів від пікритів до складу, вихідного для базальтів ратненської світи. Різке

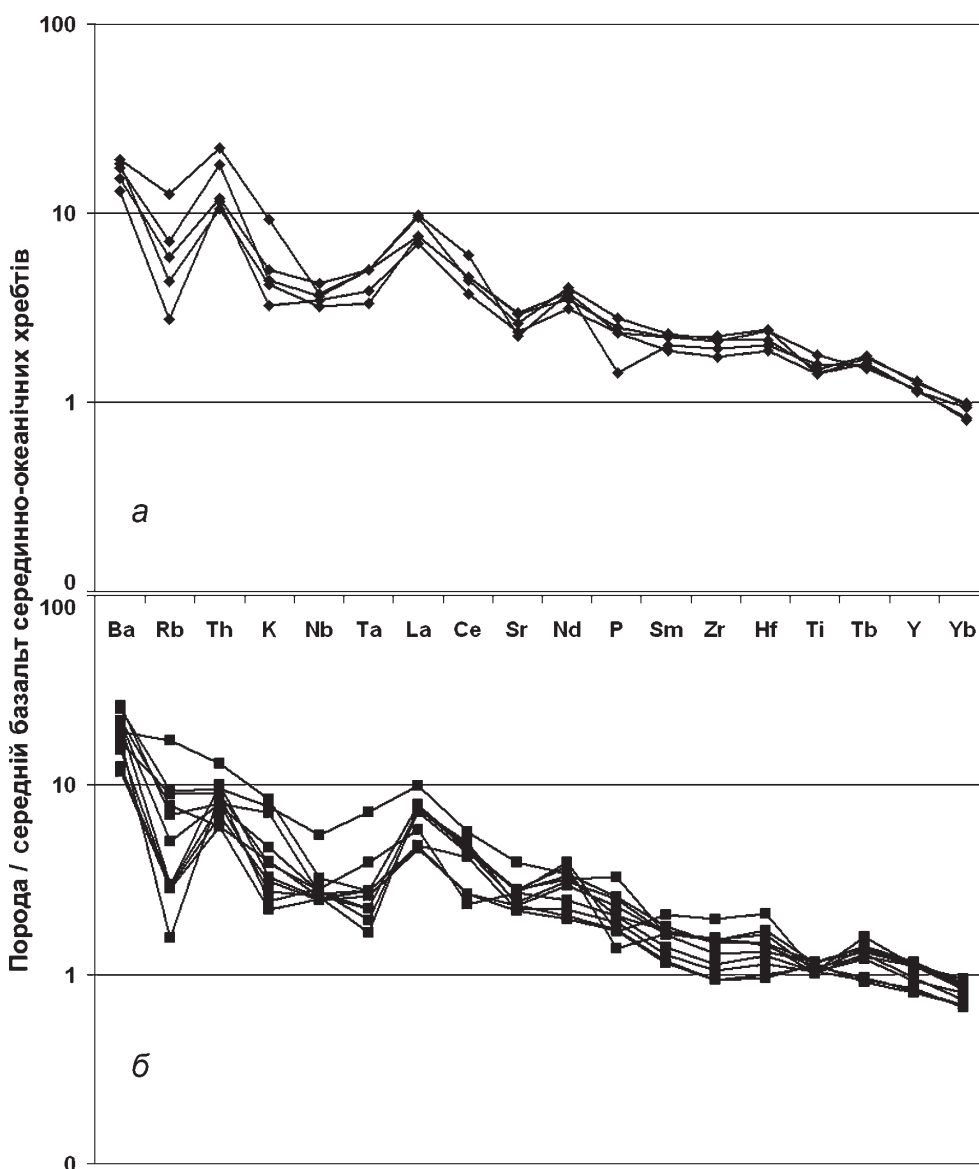


Рис. 8. Розподіл рідкісних і розсіяних елементів у базальтах ратненської світи, нормований до складу базальтів серединно-океанічних хребтів (за [23]): *а* — високо-, *б* — низькотитанових

скорочення вмісту хрому від пікритів (близько 2000 г/т, неопубліковані дані Є. Кржемінської) до базальтів заболотівської світи (близько 200 г/т), а далі — до низько- (40–75 г/т) та високо-титанових (близько 30 г/т) базальтів ратненської світи свідчить про фракціонування хроміту, принаймні на початкових стадіях еволюції пікритових розплавів. Свідченням цього є наявність мікрофенокристів хроміту в асоціації з фенокристами олівіну в пікритітах [22].

Іншими мінералами, які могли фракціонуватись на глибинних стадіях еволюції пікритових та пікрито-базальтових розплавів, є окиснорудні мінерали заліза та титану і клінопіроксен. Наявність клінопіроксену в парагенезисі мінералів, що фракціонуються (за відсутності плагіоклазу), може бути протестована за допомогою відношення  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , значення якого має зменшуватись у пізніших фракціонатах за умови кристалізації цього мінералу. У високотитанових базальтах значення відношення  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  не перевищує 0,7, тоді як у низькотитанових зростає до 0,8, а у пікритітах сягає 0,9. Отже, клінопіроксен, вірогідно, також входив до складу глибинного парагенезису мінералів.

Поступове зростання вмісту ванадію та титану в ряду від пікритів до низько- та висо-

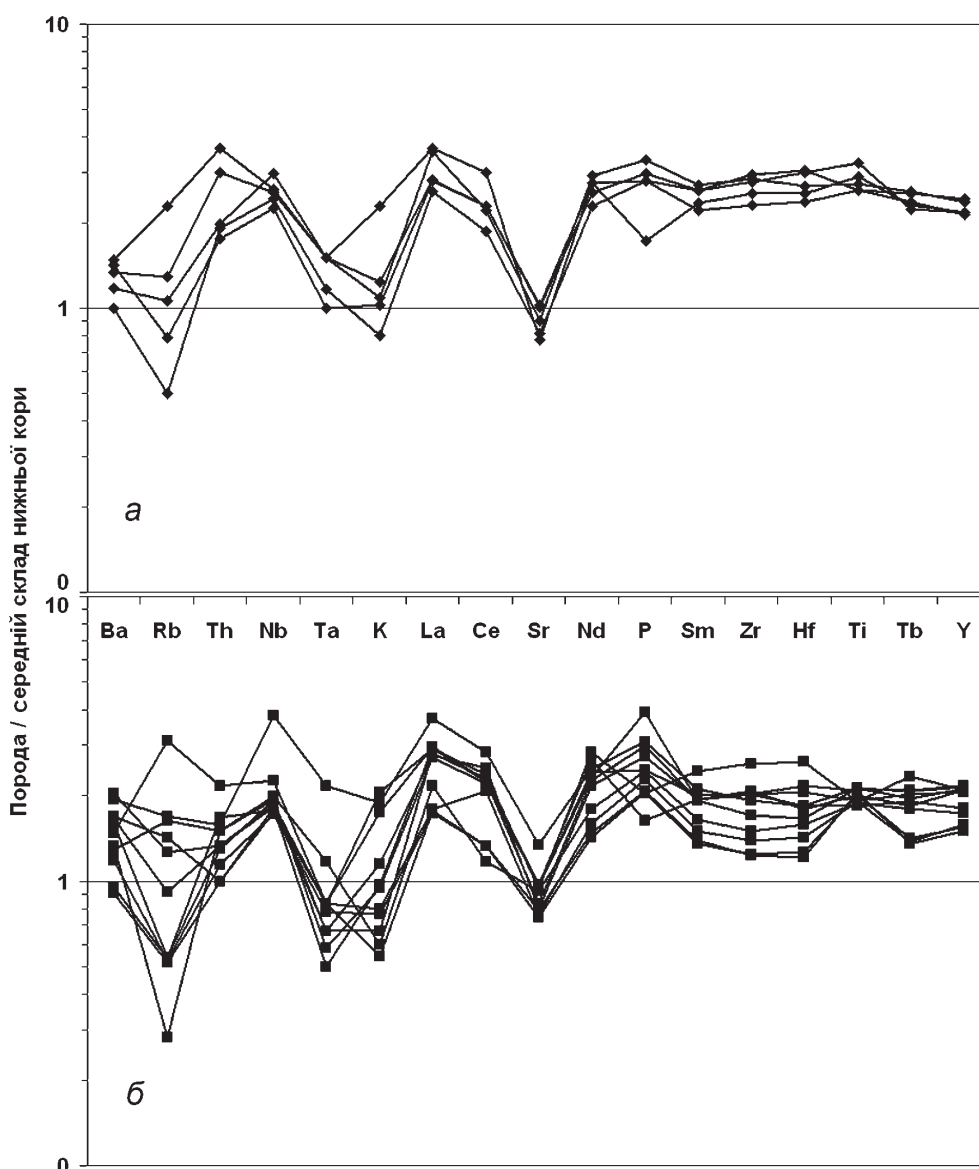


Рис. 9. Розподіл рідкісних і розсіяних елементів у базальтах ратненської світи, нормований до складу нижньої континентальної кори (за [24]): а — високо-, б — низькотитанових

котитанових базальтів ратненської світи свідчить про відсутність оксидів заліза та титану в глибинному парагенезисі мінералів.

Отже, до глибинного (верхньомантіїного — нижньокорового) парагенезису мінералів, що кристалізувався з пікритових розплавів, належали, очевидно, олівін, хроміт та клінопіроксен. Фракціонування цих мінералів призводило до збіднення залишкових розплавів на магній, кальцій, хром, нікель та деякі інші когерентні елементи. В той же час залишкові розплави збагачувались на залізо, титан, ванадій, лужні елементи та інші некогерентні рідкісні та розсіяні елементи.

Високотитанові базальти, у порівнянні з низькотитановими, є менш магnezіальними та збагаченими на рідкісні та розсіяні елементи, а також на ванадій і титан. На думку автора, ці розбіжності можна пояснити різницею у ступені диференціації вихідного пікритового розплаву — високотитанові базальти є більш диференційованими. Деяка різниця у нахилі ліній розподілу РЗЕ у високо- та низькотитанових базальтах (збагаченість високотитанових базальтів на легкі РЗЕ) також може бути пов'язаною з фракціонуванням олівіну та

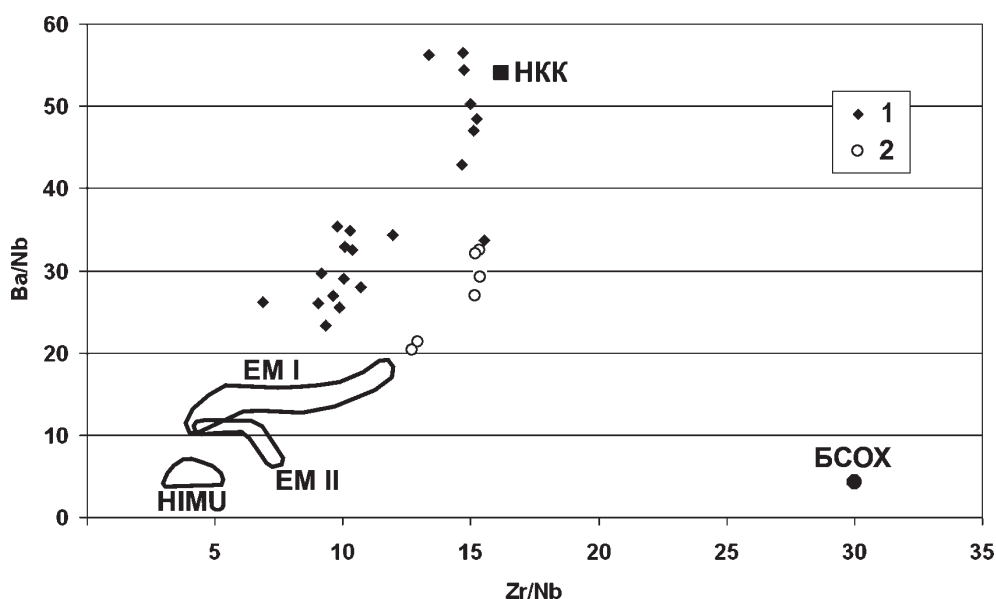


Рис. 10. Відношення пар елементів ( $Zr/Nb$  та  $Ba/Nb$ ) в базальтах ратненської світи: 1 — високо-, 2 — низькотитанових. Для порівняння зазначений склад базальтів океанічних островів (*HIMU*, *OB1* та *OBII*, за [23]), базальтів серединно-океанічних хребтів (*БСОХ*, за [23]), нижньої континентальної кори (*НКК*, за [24])

клінопіроксену. Ці два мінерали накопичують в своєму складі здебільшого важкі РЗЕ [23], що, відповідно, призводить до відносного збагачення залишкових розплавів на легкі РЗЕ.

Очевидно, на рівні підшови земної кори існували проміжні магматичні камери, в яких вихідна магма пікритового складу зазнавала диференціації за рахунок фракціонування олівину, хроміту та клінопіроксену. Деяка (незначна) частина з вихідних розплавів уникла диференціації в цих камерах і вилілась на поверхню у своєму майже "початковому" вигляді, тобто у вигляді пікритових розплавів. У процесі диференціації глибинних проміжних камер залишкові розплави час від часу залишали камери та піднімались у вищі горизонти земної кори. Так були сформовані вихідні розплави для все менш і менш магнєзійних розплавів заболотівської, бабинської і, нарешті, ратненської світи. На глибині не більше 10 км формувались верхньокорові проміжні камери, в яких диференційовані вже розплави відсаджували габровий парагенезис мінералів — плагіоклаз, авгіт, олівін ± титаномagnetит. Залишкові розплави з цих верхньокорових камер час від часу виливались на поверхню, формуючи все різноманіття базальтів та споріднених з ними порід.

*Джерело базальтів.* До теперішнього часу тривають дискусії стосовно джерела вихідних для континентальних базальтів розплавів. Автори [18] вказують на подібність складу найменш контамінованих континентальних толеїтів різних районів світу та базальтів серединно-океанічних хребтів (*БСОХ*). Збагаченість переважної більшості континентальних толеїтів на некогерентні елементи ці автори пояснюють короною контамінацією. Отже, за джерело базальтів вони приймають деплетовану мантію (мантія типу *БСОХ*). Окрім цього типу мантійного джерела різні автори пропонують також джерело типу "базальтів океанічних островів" (*БОО*) та континентальна літосферна мантія [25].

Розглянемо геохімічні особливості базальтів ратненської світи з точки зору їх подібності до базальтів, сформованих у різних тектонічних обстановках.

У цілому, за своїми геохімічними особливостями базальти Волині подібні до *БОО* (рис. 7) — вміст багатьох елементів ( $Ba$ ,  $Th$ ,  $La$ ,  $Ce$ ,  $Nd$ ,  $Zr$ ,  $Tb$ ) наближується до такого у *БОО*. В той же час вміст важких лантаноїдів та ітрію дещо перевищує вміст цих елементів у *БОО*, а  $Rb$ ,  $K$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Sr$ ,  $P$ ,  $Sm$ ,  $Hf$ ,  $Ti$  характеризуються значними негативними аномаліями.

У порівнянні з *БСОХ*, ефузивні породи Волині характеризуються істотно підвищеним (у 10 і більше разів) значенням вмісту найбільш некогерентних елементів ( $Ba$ ,  $Rb$ ,  $Th$ ). У

напрямку до більш некогерентних елементів відносний вміст поступово зменшується та наближується врешті-решт до рівня концентрації, характерного для БСОХ (рис. 8). Знову-таки спостерігаються негативні аномалії вмісту Rb, K, Nb, Ta, Sr, меншою мірою — Ti.

Загалом, рівень концентрації рідкісних та розсіяних елементів у вендських базальтах Волині подібний до вмісту цих елементів у інших трапових провінціях світу та однознач-но свідчить про їх формування зі збагаченого джерела, подібного до джерела БОО.

Надзвичайно цікавими є результати порівняння вмісту рідкісних та розсіяних елементів у базальтах трапової формації Волині зі середнім складом нижньої континентальної кори [24] (рис. 9). Базальти Волині містять більшість елементів у кількості, близькій до концентрації цих елементів у нижній корі. Особливо це характерно для низькотитанових базальтів лучичівських шарів ратненської світи та для базальтів бабинської і заболотівської світ. Високотитанові базальти мають підвищений (приблизно у п'ять разів), у порівнянні з нижньою корою, вміст більшості компонентів, окрім Ba, Rb, Ta, K та Sr, вміст яких навіть в цих базальтах наближується до нижньокорового. Загалом, за своїм складом базальти Волині найбільш подібні саме до нижньої континентальної кори.

Спайдерграми розподілу рідкісних та розсіяних елементів у базальтах Волині, нормовані до середнього складу нижньої кори, мають в цілому вигляд субгоризонтальних ліній (рис. 9). Це свідчить про те, що співвідношення між більшістю рідкісних і розсіяних елементів (особливо розташованих ліворуч від Sr на спайдерграмах) в базальтах наближується до такого, що спостерігається у нижній корі.

Особливо показовими є діаграми, які ілюструють відношення між парами рідкісних та розсіяних елементів у базальтах Волині, а також в нижній корі [24] та в БОО (рис. 10). На всіх подібних діаграмах базальти Волині утворюють витягнуте поле, яке розташовується між полем БОО та точкою середнього складу нижньої кори. На думку автора, це є свідченням того, що джерело базальтів мало змішаний склад — матеріал плюму (аналогічний до того, з якого формуються БОО) та переважно матеріал літосферної мантії і нижньої кори. Характерно, що для високотитанових базальтів значення відношення між рідкісними та розсіяними елементами наближується до такого, що спостерігається в БОО, тобто в них частка матеріалу плюму є більшою, але склад деяких зразків низькотитанових базальтів наближується до середнього складу нижньої кори.

*Ізотопно-геохімічні дані.* Як зазначено вище, всі проаналізовані на даний час свіжі зразки базальтів мають негативні значення  $\epsilon Nd$  та позитивні —  $\epsilon Sr$ . Водночас спостерігається кореляція ізотопного складу з вмістом головних петрохімічних компонентів —  $TiO_2$  та магнезійністю порід. Найбільш низькомагнезійні (та високотитанові) породи мають найбільш "примітивний" ізотопний склад Nd та Sr ( $\epsilon Nd$  та  $\epsilon Sr$  наближуються до 0), що свідчить про значно меншу частку в їхньому складі нижньокорового компоненту, який характеризується низькими значеннями  $\epsilon Nd$  та високими —  $\epsilon Sr$  (рис. 6).

Вельми показовим є модельний вік базальтів Волині, оскільки він певною мірою визначає вік джерела, за рахунок плавлення якого були сформовані первинні розплави. Так, згідно з даними [7], модельний вік ефузивних порід Волині за моделлю деплетованої мантії [17] коливається від 2050 до 1090 млн рр. На гістограмі розподілу модельного віку вони дають два чіткі піки в діапазоні 1500–1700 та близько 2000 млн рр. Нагадаємо, що циркони, виділені з базальтів Волині [4], відповідно до значення  $^{207}Pb/^{206}Pb$  віку можуть бути розділені на чотири групи: 1 — ~ 2000 млн рр. (час формування Осницько-Мікашевицького магматичного поясу і широко проявленого в межах Українського щита орогенезу); 2 — ~ 1820 млн рр., що відповідає часу метаморфізму Білорусько-Балтійського гранулітового поясу [13]; 3 — ~ 1470 млн рр. Породи такого віку не відомі наразі на Волині. Втім близькі за віком утворення (1447–1542 млн рр.) доволі широко розповсюджені на заході Східно-Європейського кратону [27]; 4 — власне "волинські" циркони, вік яких становить  $549 \pm 29$  млн рр. Перші три групи цирконів, очевидно, є успадкованими з джерела магмагенерації, в той час як четверта група відбиває реальний час формування базальтів. Характерно, що циркони "волинського" віку були вилучені з високотитанових базальтів, а всі інші — з низькотитанових.

Отримані ізотопно-геохімічні відомості мають важливе значення для розуміння про-

цесів петрогенезису вихідних для порід трапової формації Волині розплавів. Співпадіння віку за цирконами і Sm-Nd модельного віку з віком континентальної кори (та, очевидно, літосферної мантії) на заході Східно-Європейського кратону свідчить про те, що одним з головних джерел магнегенерации був нижньокоровий і, можливо, верхньомантіїний (літосферний) матеріал. Матеріал пліому мав підпорядковане значення, що було пов'язане, очевидно, з великою потужністю та низькою проникністю кори і літосфери в цілому. Роль мантіїного джерела, втім, значно зростає в пізніх (високотитанових) базальтах — співвідношення між рідкісними та розсіяними елементами в них наближується до того, що спостерігається в БОО, а значення  $\epsilon Nd$  наближується до +1 [7]. На думку автора, це пов'язане з тим, що до моменту виліву високотитанових базальтів на поверхню вже відбувся розкол літосферної плити і високотитанові базальти виливались в режимі "зрілого" рифтогенезу.

**Модель формування трапової провінції Волині та висновки.** В пізньопротерозойський час Східно-Європейська платформа входила до складу величезного суперконтиненту, відомого як Родінія. Західна (у сучасних координатах) частина Родінії поєднувала три материки: Балтику (Східно-Європейську платформу), Лаурентію та Амазонію. На теперішній час відомо декілька палеогеографічних реконструкцій Родінії, що базуються головним чином на палеомагнітних та геологічних (суміщення подібних басейнів осаждкоакопичення на різних континентах, "наскрізні" тектонічні структури тощо) даних. Згідно з реконструкціями [16, 29], Східно-Європейська платформа поєднувалась з Амазонією через зону Торнквіста (отже, аналоги волинських базальтів слід шукати в районі сучасного Гвіанського щита), а Балтоскандинавська окраїна платформи — зі Східною Гренландією. Точка потрібного зчленування розташовувалась поблизу Шотландії та плато Рокол (*Rockall*). Прото-Аппалацька окраїна Лаурентії розташовувалась напроти Амазонії та плато Ріо де Плата. Були запропоновані й інші моделі [20, 21, 28], що розрізняються положенням Балтики (Східно-Європейської платформи) по відношенню до інших головних складових Родінії. Але найбільш обґрунтованими залишаються моделі [16, 29].

Досить детально історію розколу Родінії та відокремлення Балтики викладено в роботі [12], яка базується головним чином на даних про магматизм у межах Родінії, що передувала та супроводжувала її розкол (див. також [9, 26]). Магматична активність, що безпосередньо відносилась до розкриття океану Япетус (*Iapetus*), охоплювала проміжок часу від 620 до 550 млн рр. тому. Згідно з [12], розкриття Япетуса може розглядатись як двофазний процес, за якого відбувалося розкриття не одного, а двох океанічних басейнів. Вздовж Балтоскандинавської окраїни океанічний басейн розкривався приблизно 610 млн рр. тому, в той час як вздовж зони Торнквіста Східно-Європейської платформи та Прото-Аппалацької окраїни Лаурентії цей процес відбувався близько 550 млн рр. тому. Як свідчать ізотопно-геохімічні дані, формування трапової формації Волині відбувалося саме в цей час. Сам процес розкриття океану Япетус проходив у південно-східному (у сучасних координатах) напрямку; очевидно, в цьому ж напрямку розповсюджувався і магматизм. Ізотопний вік цирконів, вилучених з базальтів ратненської світи, а також неодимовий модельний вік за моделлю деплетованої мантії відповідають часу формування земної кори та стабілізації літосферної мантії західної частини Східно-Європейського кратона [7].

Центральна (найбільш розігріта) частина пліому, що призвів до розколу Родінії, розташовувалась на значній відстані від Волині. Проте зони підвищеної проникності, що утворювались в літосфері у зв'язку з формуванням рифтової системи (зони Тейсера-Торнквіста), слугували каналами, по яких первинні мантіїні (підкритові) розплави з характеристиками збагаченого мантіїного джерела (очевидно, *EMI* — див. [3]) переміщувались у південно-східному напрямку. На цьому шляху мантіїні розплави активно взаємодіяли з мантіїною літосферною та коровою речовиною. Ступінь взаємодії була надзвичайно високою, про що свідчать дані сейсмічної томографії.

На межі кора — мантія формувались проміжні магматичні осередки, в яких відбувалась часткова кристалізація магматичних розплавів. Фракціонування олівіну та, меншою мірою хроміту і клінопіроксену призводило до еволюції залишкових розплавів у напрямку базальтів. Одночасно відбувалась активна взаємодія з нижньокоровою речовиною. Збіднілі на рідкісні і розсіяні елементи підкритові розплави за рахунок взаємодії набували



нижньокорових ізотопних та геохімічних характеристик. Більш легкі залишкові базальтові розплави, подолавши густинний бар'єр на межі кора — мантія, продовжували підійти до земної поверхні. Очевидно, вже на цьому етапі формувались два різновиди розплавів — низько- та високотитанові. Останні зазнавали більшого ступеня фракціонування. У верхніх горизонтах земної кори, на глибині до 10 км, формувались додаткові проміжні магматичні камери, в яких також відбувалось деяке фракціонування, цього разу габроїдного парагенезису, до якого належали плагіоклаз, авгіт, олівін та титаномagnetит. Базальтові розплави, що зазнали різного ступеня фракціонування в цих верхньокорових проміжних камерах, виливались на земну поверхню, формуючи все розмаїття ефузивних порід, яке ми зараз спостерігаємо.

Робота була виконана за підтримки наукового гранту Шведського інституту (*Svenska Institutet*). Автор вдячний С. М. Цимбалу, К. І. Деревській та геологам Рівненської експедиції за надані для дослідження зразки.

1. Воловник Б. Я. Петрология и минералогия трапповой формации Вольно-Подолы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Львов, 1971. — 16 с.
2. Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. — Минск: Наука и техника, 1970. — 236 с.
3. Носова А. А., Веретенников Н. В., Левский Л. К. Природа мантийного источника и особенности коровой контаминации неопротерозойских траппов Вольнской провинции (Nd- и Sr-изотопные и ICP-MS геохимические данные) // Докл. Академии наук. — 2005. — **400**, № 4. — С. 1–5.
4. Шумлянський Л. В., Андреассон П.-Г., Деревська К. І. Вік формування базальтів волинської траппової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікрозондовим методом // Геохімія та рудоутворення. — 2006. — № 24. — С. 21–29.
5. Шумлянський Л., Деревська К. Перші Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічні дані стосовно вендських базальтів Волині // Наук. праці ІФД. — К.: Знання, 2001. — С. 67–75.
6. Шумлянський Л. В., Деревська К. І. Особливості хімічного складу головних породоутворюючих мінералів базальтів та долеритів вендських трапів Волині // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. — 2004. — № 54, вип. 1. — С. 48–63.
7. Шумлянський Л. В., Носова А. А. Возраст литосферного источника вендских траппов Волини // Допов. НАН України. — 2008. — № 1. — С. 115–118.
8. Шумлянський Л. В., Цимбал С. М. Про характер вторинних змін вулканогенних порід траппової формації Волині // Мідь Волині. Наук. праці ІФД. — 2006. — С. 56–65.
9. Шумлянський Л. В., Шумлянський В. О. Про походження і тектонічну позицію вендських трапів Волині // Наук. праці ІФД. — 2004. — Вип. 7. — С. 38–44.
10. Bakun-Czubarow N., Bialovolska A., Fedoryshyn Yu. Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino beds of the volcanogenic Volhynian series and Polesie series dolerites in the western margin of the East European craton // Acta Geologica Polonica. — 2002. — **52**, No 4. — P. 481–496.
11. Bialovolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Yu. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian series (East European craton) // Geol. Quarternary. — 2002. — **46** (1). — P. 37–57.
12. Bingen B., Demaiffe D., van Breemen O. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and the Late Neoproterozoic opening of the Iapetus ocean // J. Geol. — 1998. — **106**. — P. 565–574.
13. Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. — 2001. — **339**. — P. 1–18.
14. Condie Kent C. Mantle plumes and their record in Earth history. — Camb. Univ. press, 2001. — 306 p.
15. Cox K. G. A model for flood basalt vulcanism // J. Petrol. — 1980. — **21**. — P. 629–650.
16. Dalziel I. W. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: reviews, hypothesis, environmental speculations // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1997. — **109**. — P. 16–42.
17. DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. — **291**. — P. 193–196.
18. Dupuy C., Dostal J. Trace element geochemistry of some continental tholeiites // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1984. — **67**. — P. 61–69.
19. Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas // Contribs Mineral. and Petrol. — 1967. — **15**. — P. 103–190.
20. Hartz E. H., Torsvik T. H. Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus ocean // Geology. — 2002. — **30**. — P. 255–258.
21. Hoffman P. F. Did the breakout of Laurentian turn Gondwanaland inside-out? // Science. — 1991. — **252**. — P. 1409–1412.
22. Krzeminska Ewa The Late Neoproterozoic flood basalts of eastern Poland // Мідь Волині. Наук. праці ІФД. — 2006. С. 159–170.
23. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. — Longman, 1998. — 352 p.
24. Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry/

- Eds. H. D. Holland, K. K. Turekian). — Vol. 3. The Crust / Ed. R. L. Rudnick. — Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. — P. 1–64.
25. Sharma M. Siberian traps // Igneous provinces: continental, oceanic and planetary volcanism. — Amer. Geophys. Union, 1997. — P. 273–291. — (Geophys. monograph; Vol. 100).
26. Shumlyansky L. V., Andreasson P.-G., Buchan K. L., Ernst R. E. The Volynian Flood Basalt Province and coeval (Ediacaran) magmatism in Baltoscandia and Laurentia // Mineral. Journ. (Ukraine). — 2007. — **29**, No 4. — P. 47–55.
27. Skridlaite G., Baginski B., Whitehouse M. The ca 1.5 Ga zircons and monazites in charnockites from the western East European Craton // Geophys. Res. Abstr. — 2006. — **8**. — 07385.
28. Soper N. J. Neoproterozoic sedimentation on the northeast margin of Laurentia and the opening of Iapetus // Geol. Mag. — 1994. — **131**. — P. 291–299.
29. Torsvik T. H., Smethurst M. A., Meert J. G. et al. Continental break up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — A tale of Baltica and Laurentia // Earth Sci. Rev. — 1996. — **40**. — P. 229–258.

Ин-т геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М. П. Семененка НАН України, Київ

Надійшла 12.03.2007

**РЕЗЮМЕ.** Приведены результаты геохимических и изотопно-геохимических исследований базальтов ратненской свиты, которые представляют верхнюю часть вендской трапповой формации Волыни. Показана их четкая дифференциация на высоко- ( $\text{TiO}_2 > 2,05\%$ ,  $\text{Zr} > 150$  г/т) и низкотитановые ( $\text{TiO}_2 < 1,75\%$ ,  $\text{Zr} < 150$  г/т) разновидности, имеющие разное происхождение. Доказано, что малоглубинная дифференциация базальтов связана с фракционированием парагенезиса минералов, к которому принадлежат плагиоклаз ( $\text{An}_{85}$ ), авгит ( $\text{En}_{49}$ ), оливин ( $\text{Fo}_{65}$ ) и титаномагнетит. Фракционирование первичных пикритовых расплавов в более глубоких (на границе кора — мантия) камерах происходило за счет кристаллизации парагенезиса, к которому принадлежат оливин, хромит и клинопироксен. Фракционирование именно этого парагенезиса отвечает за возникновение высоко- и низкотитановых разновидностей базальтов. Характер распределения редких и рассеянных элементов в базальтах ратненской свиты свидетельствует о происхождении первичных расплавов за счет глубокого частичного плавления мантийного вещества. По своим характеристикам это вещество приближалось к источнику базальтов океанических островов. В то же время длительное взаимодействие с коровым материалом приблизило базальты ратненской свиты, судя по изотопным и геохимическим характеристикам, к нижнекоровому веществу. Автор связывает формирование трапповой провинции Волыни с расколом позднедокембрийского суперконтинента Родиния и формированием палеоокеана Япетус.

**SUMMARY.** Results of recent geochemical and isotopic investigations of the Ratno suite basalts that represent the uppermost part of the Vendian continental flood basalt province are cited. Presence of the two rocks types differing in composition among the Ratno basalts is shown. These are low-titanium basalts ( $\text{TiO}_2 > 2.05\%$ ,  $\text{Zr} > 150$  ppm) and high-titanium basalts ( $\text{TiO}_2 < 1.75\%$ ,  $\text{Zr} < 150$  ppm) differing in their origin. It is shown that shallow-level differentiation of initial melts is related to fractionation of mineral assemblage that comprises plagioclase ( $\text{An}_{85}$ ), augite ( $\text{En}_{49}$ ), olivine ( $\text{Fo}_{65}$ ) and Ti-magnetite. Fractionation of initial picrite melts at deeper levels (crust — mantle boundary) occurred due to crystallization of olivine, chromite and clinopyroxene. Low-titanium and high-titanium basalts occurred due to different degrees of fractionation in these deep-seated chambers. Distribution of minor elements in the Ratno basalts evidences for their origin due to profound partial melting of the mantle material that resembles the source of the ocean island basalts. At the same time due to prolonged interaction with crustal matter the Ratno basalts developed isotopic and geochemical characteristics of the lower-crustal rocks. It is supposed that formation of the Volynian flood basalt province was related to break-up of late Precambrian supercontinent Rodinia and formation of the Iapetus paleocean.