

УДК 552.321.5

Л.В. Шумлянський<sup>1</sup>, О.Ф. Кузьменкова<sup>2</sup>,  
С.М. Цимбал<sup>1</sup>, В.Г. Мельничук<sup>3</sup>, І.В. Тараско<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України  
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34

E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com

<sup>2</sup> Білоруський науково-дослідний геологорозвідувальний інститут РУП "Белгеологія"  
220141, м. Мінськ, Білорусь, вул. Курчачова, 7

<sup>3</sup> Національний університет водогосподарства та природокористування  
33000, м. Рівне, Україна, вул. Соборна, 11

<sup>4</sup> Рівненська геологічна експедиція ПДРГП "Північгеологія"  
33018, м. Рівне, Україна, вул. Курчачова, 11

## ГЕОХІМІЯ ТА ІЗОТОПНИЙ СКЛАД Sr I Nd В ІНТРУЗИВНИХ ТІЛАХ ВИСОКОТИТАНИСТИХ ДОЛЕРИТІВ ВОЛИНИ

Субвулканічні тіла високотитанистих долеритів широко розповсюджені на Волині у потужній товщі теригенних відкладів поліської серії. Відомо понад 10 ділянок розвитку інтрузивних тіл долеритів, кожне з яких — це сило-подібне тіло площею до сотень квадратних кілометрів. Більшість тіл належать до внутрішньоформаційних утворень, але в поодиноких випадках зафіксовано залягання інтрузиву між відкладами поліської та волинської серії. Вік цих порід надійно не визначений. Інтрузивні тіла слабодиференційовані. На загал вони складені мезократовими габро-долеритами, що в біляконтактних ділянках тіл переходять у вітрофірові базальти, а в центральних зонах іноді спостерігаються пегматоїдні габро. Головними породоутворювальними мінералами є плагіоклаз ( $An_{67}Ab_{31}Or_2$  —  $An_{63}Or_{35}Or_2$ ), авгіт ( $En_{41}Fs_{16}Wo_{43}$  —  $En_{31}Fs_{25}Wo_{44}$ ), олівін ( $Fa_{37-42}$ ), ільменіт та титаномagnetит. Габро-долерити належать до високотитанистих (вміст  $TiO_2$  зазвичай перебільшує 2,5 %) порід. Крім того, вони збагачені на  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  і Sr. PЗЕ значно фракціоновані у порівнянні з базальтами трапової формації Волині. Крім того, долеритам притаманна незначна позитивна європівська аномалія, на відміну від базальтів, які зазвичай демонструють негативну аномалію. В цілому габро-долерити збагачені на некогерентні елементи. На хондрит-нормованій спайдерграмі мікроелементного складу виразно проявлені негативні піки вмісту торію та стронцію, позитивні піки калію, фосфору та титану; ніобій-танталова аномалія відсутня. Перерахована на 550 млн рр. тому величина  $\epsilon Sr$  варіює від 29 до 34, а  $\epsilon Nd$  — від  $-0,9$  до  $-2,7$  (середнє  $-2,1 \pm 0,4$ ). В цілому за ізотопним складом стронцію та неодиму високотитанисті долерити відповідають високотитанистим базальтам трапової формації Волині. За своїм речовинним складом високотитанисті долерити не мають аналогів серед базальтів. Найближчими до них є високотитанисті базальти якушівських верств ратнівської світи. Значимію відмінністю високотитанистих базальтів від долеритів є наявність у перших піжоніту, а в других — олівіну. Високотитанисті долерити є більш диференційованими, ніж ефузивні трапової формації Волині. Якщо розглядати ці породи як найбільш пізні фракціонати вихідних розплавів трапової формації, то вони вкладаються в загальний тренд еволюції. Згідно з іншою моделлю, високотитанисті долерити є найпершими продуктами плавлення гранатового лерцоліту.

**Вступ.** Субвулканічні тіла високотитанистих долеритів широко розповсюджені на Волині у потужній товщі теригенних відкладів поліської серії (рис. 1). Можливо, інтрузивні поклади долеритів зустрічаються також серед ефузивно-експлозивних утворень волинської серії, але в такому разі вони репрезентовані іншими гео-

хімічними типами порід. Високотитанисті долерити описані або згадуються у багатьох публікаціях [9, 10, 17, 19 та ін]. Калій-аргоновий вік цих порід за різними джерелами становить, млн рр.: 1100—580 [2, 11], 1175—1045  $\pm$  32 [4], 1180—1000 [3], 1061  $\pm$  41 — 1041  $\pm$  28 [1]. Долерити залягають серед пісковиків поліської серії, вік яких молодший, ніж 1018  $\pm$  21 млн рр. [21], і мають з ними інтрузивні контакти [10]. У роботі [12] зазначено, що

© Л.В. ШУМЛЯНСЬКИЙ, О.Ф. КУЗЬМЕНКОВА,  
С.М. ЦИМБАЛ, В.Г. МЕЛЬНИЧУК, І.В. ТАРАСКО, 2011

уламки сублужних габро-долеритів виявлено у теригенних відкладах горбашівської світи, які з перервою залягають на пісковиках поліської серії та перекриті туфами й базальтами бабинської та ратнівської світ. На підставі цього зроблено висновок, що тіла габро-долеритів вкорінювались у пісковики поліської серії на завершальному етапі їх формування, але до початку утворення теригенних відкладів горбашівської світи. Зауважимо, що ототожнення зазначених уламків з інтрузивними тілами долеритів серед поліських пісковиків потребує більшої аргументації.

Геологічне положення субвулканічних тіл долеритів дає широке поле для припущень про їх вік і генетичне співвідношення з вулканогенною товщею трапової формації Волині.

**Мета** даної роботи полягає у співставленні речовинного складу інтрузивних тіл високотитанистих долеритів з базальтами волинської серії для підтвердження або спростування наявності генетичних зв'язків між ними.

**Геологічне положення.** У межах Волинської трапової провінції відомо понад 10 ділянок розвитку інтрузивних тіл долеритів [10], але справжні масштаби їх поширення лишаються нез'ясованими. Найбільшими тілами габро-долеритів є Володимирецьке, Степанське, Великодідське, Кухотськовольське, Хотешівське та ін. (рис. 1). За даними [10], інтрузиви Володи-

мирця, Кухотської Волі та Хотешова належать до внутрішньоформаційних (розміщуються на різних рівнях у товщі пісковиків поліської серії), а інтрузив Степані — до міжформаційних, оскільки залягає на межі поліської та волинської серій.

Результати геолого-геофізичних досліджень свідчать, що інтрузії долеритів мають форму силів площею до сотень квадратних кілометрів і територіально співпадають з ділянками максимального розвитку ефузивів волинської серії. В західній частині регіону (Оваднівське підняття) сили знаходяться на нижніх, у східній — на верхніх стратиграфічних рівнях поліської серії, що вказує на їх залягання в рифейському Волино-Поліському прогині у вигляді полого нахилених на захід зближених пластин.

Інтрузивні тіла долеритів досить великі за розмірами. Зокрема, Степанська інтрузія про-

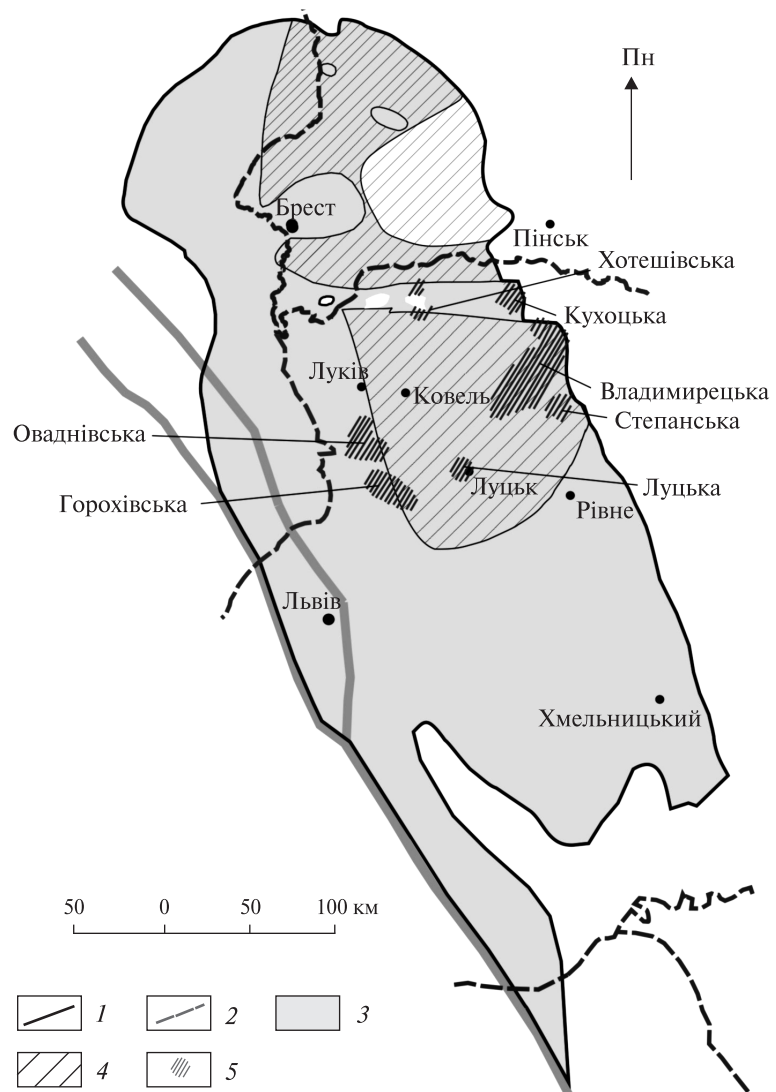


Рис. 1. Схематична геологічна карта району розповсюдження порід вендської трапової формації Волині: 1 — межі розповсюдження порід вендської трапової формації Волині; 2 — державні кордони; 3 — низькотитанисті породи заболотівської та бабинської світ, а також лучичівських верств ратнівської світи волинської серії; 4 — високотитанисті породи якушівських верств ратнівської світи волинської серії; 5 — сили високотитанистих габро-долеритів

стежена на 25–30 км за ширини до 10–20. Володимирецька інтрузія має довжину 40–50 км, ширину до 20–25 км і потужність від 57 до 81 м. Контакти її по керну свердловин нахилені на 5–10 – 25–30 до горизонту. В плані контури інтрузії нерівні, звивисті, з апофізами. Потужність інтрузивного тіла в районі Великого Мидську становить 105 м [10]. В цілому ж потужність долеритових силів сягає 163 м (св. 1443).

Контакти інтрузій з породами поліської серії зазвичай чіткі. Іноді безпосередньо на контактах зустрічаються брекчії та мікробрекчії пісковиків. Ендоконтактові ділянки силів мають зональну будову: 1 — зовнішня вузька (1–2 см) склувата облямівка, складена слабо розкриталізованим ізо- або анізотропним склом; 2 — зона потужністю до 30–50 см, представлена вітрофіровим базальтом часто брекчієподібної будови; базальти містять включення уламкових зерен кварцу, а у породи, що їх вміщують, відходять тонкі прожилки, виповнені кальцитом, гематитом і хлоритом. Характерна особливість перших двох зон — наявність орієнтованих паралельно до контакту лейстоподібних вкраплень плагіоклазу, дендритів та розеткоподібних виділень магнетиту; 3 — внутрішня зона потужністю від 10–50 см до 5 м, складена порфіровими долеритами з ознаками автометасоматичних змін, які полягають у заміщенні первинних мінералів псевдоморфозами, складеними хлоритом, альбітом, калієвим польовим шпатом, кварцом, карбонатом, ідингситом, серпентином і тальком. У цій зоні значно поширені мигдалини розміром 3–5 мм, зазвичай виповнені хлоритом.

Термальний метаморфізм пісковиків та алевролітів поліської серії проявився в розвитку малопотужної зони ороговикування, представлені кварцитоподібними породами з гранобластовою структурою. Кластичні зерна сплавлені чи кородовані склом і зцементовані внаслідок доростання кварцових піщинок та наявності рудних мінералів — магнетиту, гематиту, піриту, гідрооксидів заліза. Пори і порожнини виповнені новоутвореним хлоритом, дрібними скупченнями глинистих мінералів, іноді сфеном.

Габро-долерити поблизу зон розломів зазнали значних змін через процеси пропілітизації та калішпатизації, які охоплюють окремі горизонти або спостерігаються по всьому розрізу інтрузивних тіл [9 та ін.].

Ряд дослідників [8, 6, 5] виділяють серед інтрузивних порід Волині два типи: низькотитанисті олівінові долерити сублужного ряду (1,2–1,5 мас. %  $TiO_2$ ) і високотитанисті олівінові габро-долерити сублужного ряду (3,0–4,5 мас. %  $TiO_2$ ). Останні залягають виключно серед пісковиків поліської серії, а перші локалізовані у туфо-лавовій товщі бабинської світи волинської серії. В літературі їх зазвичай описують як базальтові потоки. Субінтрузивний чи ефузивний характер цих порід потребує подальшого з'ясування.

В.Г. Мельничук [7] виділяє три асоціації субвулканічних інтрузивних порід венду Волині і кожному з них паралелізує з певним різновидом ефузивних порід. Такими є: 1 — берестецька асоціація базальтових порфіритів та верлітових габро, що вкорінились після виверження пікритів горбашівської світи та базальтів заболотівської світи; 2 — осовська асоціація глиноземистих габро-долеритів, сили яких вкорінювались після виливів низькотитанистих базальтів бабинської та лучичівської світ; 3 — хотешівська асоціація високотитанистих габро-долеритів, які інтродували після виливів високотитанистих базальтів якушівських верств. Інтрузиви цієї асоціації застигли серед пісковиків поліської серії.

Подальший опис присвячений високотитанистим олівіновим долеритам сублужного ряду (за [8]) або хотешівської асоціації біловезько-подільського трапового комплексу (за [7]).

**Петрографія габро-долеритів.** Загалом інтрузивні тіла габро-долеритів належать до слабодиференційованих. Вони складені породами одного петротипу, деякі відмінності спостерігаються лише у приконтактових ділянках. У центральних частинах потужних тіл іноді з'являються пегматоїдні лейкогаброїди. За даними [12], у верхніх частинах силів олівін утворює дрібні ідіоморфні зерна, вміст яких не більше 5 %. У нижніх частинах розрізів силів кількість олівіну зростає до 20–25 %, а сам цей мінерал утворює сегрегації доволі великих кристалів. Натомість верхні частини силів містять значні вкраплення плагіоклазу.

Головною породною відмінною, що складає сили, є олівіновий долерит, часто різною мірою змінений. Структура його переважно середньо-, рівномірнотзерниста, рідше — різнота гіпідіоморфнотзерниста, субофітова до офітової. Текстура масивна. Головними породотворювальними мінералами є, %: плагіоклаз —

40—65, олівін — 5—20 (іноді відсутній), авгіт — 15—35, рудні — 5 (іноді — до 10—15); новоутворені мінерали — хлорит (до 5—10) та серпентин.

Плагіоклаз утворює зональні кристали табличчастої форми, значно більш ідіоморфні, ніж авгіт, що часто утворюють офітові вrostки в ньому. З олівіном плагіоклаз має однаковий ідіоморфізм. Розміри кристалів становлять від  $0,1 \times 0,5$  до  $0,4 \times 2$  мм. Нерідко зонально заміщені хлоритом, при цьому більш кислі зони лишаються переважно свіжими.

Дрібнозернисті (розмір зерен основної маси  $0,1 \times 0,35$  мм) долерити нерідко мають нерівномірностернисту або порфіроподібну будову. Порфірові вкраплення та гломеропорфірові скупчення, вміст яких у породі не вищий від 2—3 %, складені переважно плагіоклазом. Розміри більшості з них варіюють від  $0,35 \times 1,0$  до  $0,75 \times 5,0$  мм. В окремих шліфах спостерігались вкраплення розміром до 1 см. Форма вкраплень табличчаста, ідіоморфна. Двійникування недосконале, клиноподібне. Вони зазвичай зональні, часто відзначаються зростки.

Клінопіроксен утворює досить великі (до декількох міліметрів), різко ксеноморфні інтерстиційно-офітові виділення кремезового кольору, які містять вrostки олівіну. Іноді мають добре виражену оптичну зональність, а також складну блокову, місцями в'ялоподібну будову.

Олівін присутній у вигляді ізометричних та призматичних ідіоморфних зерен розміром від  $0,25$ — $0,3$  мм у дрібнозернистих і до  $0,3 \times 1,0$  — в середньозернистих відмінах. Зустрічається переважно у вигляді скупчень. Кристали олівіну різко ідіоморфні по відношенню до авгіту, в якому утворюють включення. З плагіоклазом мають рівний ступінь ідіоморфізму. Лише окремі великі (до 1 мм) зональні кристали олівіну містять вrostки плагіоклазу у зовнішніх зонах. Олівін здебільшого заміщений боулінгітом, місцями — хлорито- або серпентиноподібними мінералами. Свіжий олівін та його релікти зберігаються рідко.

Рудні мінерали утворюють ізометричні або видовжені зерна, іноді з ознаками скелетності, розміром до  $0,4$ — $0,5$  мм, які проявляють ідіоморфізм до клінопіроксену.

Іноді долерити містять невелику кількість бурого біотиту і апатиту, що асоціюють з рудним мінералом та хлоритом. Останній заміщує олівін і плагіоклаз та розвивається в інтер-

стиціях по продуктах кристалізації залишкового розплаву.

Змінені (хлоритизовані) долерити містять розсіяну самородну мідь. Її поодинокі дрібні ( $0,05$ — $0,1$  мм) ізометричні ксеноморфні виділення асоціюють з тонкозернистим хлоритом або утворюють включення у зовні не зміненому плагіоклазі.

**Хімічний склад мінералів габро-долеритів.** Відомості про хімічний склад окремих мінералів габро-долеритів можна знайти в роботах [15, 8, 7, 17, 12]. Узагальнення їх показало таке.

Польові шпати долеритів мають витриманий склад —  $An_{67}Ab_{31}Or_2$  —  $An_{63}Or_{35}Or_2$ , а облямівка доростання їх може розкислюватись до  $An_{44}Ab_{51}Or_5$ . Вміст FeO в плагіоклазах коливається від 0,46 до 0,95 %. За [17], плагіоклаз у середньозернистих долеритах репрезентований андезином ( $An_{42-50}$ ), рідше — бітовнітом ( $An_{71-77}$ ). Плагіоклаз дрібнозернистих долеритів репрезентований лабрадором ( $An_{52-65}$ ).

Клінопіроксени належать до авгіту  $En_{41} \times Fs_{16}Wo_{43}$  —  $En_{31}Fs_{25}Wo_{44}$ . У них слабо проявлена зональність: порівняно з центральними зонами кристалів їхні крайові ділянки на два-три номери більш залізисті. Вміст  $Al_2O_3$  варіює від 2,70 у різновидах з  $Fs_{18}$  до 1,35 % з  $Fs_{25}$ . Концентрація  $TiO_2$  зменшується від 1,67 % у найбільш магнезійних різновидах до 0,92 — у залізистих. Вміст  $Na_2O$  не вищий від 0,40 %. За даними [8], клінопіроксен високотитанистих долеритів містить до 6,7 мол. % жадеїтового міналу.

Олівіни високотитанистих долеритів мають склад  $Fa_{37-42}$  [12].

За [15], склад ільменіту досить далекий від стехіометричного — вміст Ti та  $Fe^{2+}$  у ньому зазвичай становить 0,91—0,96 та 0,75—0,91 ф. о. відповідно. Згідно з [17], ільменіт містить 91 мол. % ільменітового, 5,8 — гейкілітового, 1,2 — пірофанітового та 2,0 мол. % гематитового міналів. Вміст  $TiO_2$  у титаномagnetиті сягає 20 % [12].

За [12], у протолочних пробах габро-долеритів встановлені хромшпінеліди і апатит.

**Геохімія габро-долеритів.** Високо- та низькотитанисті долерити часто присутні в розрізі одних і тих же інтрузивних тіл і далеко не завжди утворюють самостійні тіла. Хімічний склад вивчених нами порід, а також літературні дані [17, 8] наведено в табл. 1. Більшість проаналізованих порід є зміненими — величина

Таблиця 1. Хімічний склад високотитанистих габро-долеритів  
Table 1. Chemical composition of high-Ti gabbro-dolerites

Номер зразка	961/ 254,3	961/ 267,1	954/ 329,4	68/153	60/1	60/130	94/102	94/126	C4270/ 553	BB1/ 3380	Rd40/ 119	Rd40/ 133
Джерело інформації	Авторські дослідження								[8]	[17]		
SiO <sub>2</sub>	44,50	45,63	44,00	45,87	45,30	44,83	43,19	46,92	47,04	47,62	45,58	44,24
TiO <sub>2</sub>	3,36	1,41	1,30	2,76	3,18	2,66	3,01	4,18	3,15	3,56	3,57	3,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,47	18,27	16,33	16,05	14,05	13,31	16,49	17,97	15,71	15,31	15,69	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,31	4,86	5,38	5,89	15,21*	5,69	8,33	13,37*	14,67*	13,78*	12,81*	13,11*
FeO	3,25	7,13	8,1	6,85	—	8,87	3,00	—	—	—	—	—
MnO	0,32	0,15	0,14	0,23	0,18	0,20	0,27	0,35	0,18	0,17	0,17	0,23
MgO	6,21	5,07	8,02	4,75	7,02	7,87	8,45	8,42	4,75	5,45	4,83	5,76
CaO	8,55	9,38	8,05	8,27	8,09	7,98	4,05	4,11	7,45	8,67	9,15	7,15
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,00	2,50	3,16	2,33	2,20	2,50	2,06	2,51	2,16	2,83	2,72
K <sub>2</sub> O	1,30	1,10	1,00	1,20	1,06	1,00	1,95	1,67	1,43	1,13	1,13	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,69	0,45	0,50	0,53	0,55	0,53	0,53	0,72	0,50	0,42	0,52	0,58
S, %	—	0,06	—	0,05	0,06	0,06	0,01	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,49	1,66	1,53	1,09	—	0,77	2,04	—	—	—	—	—
В. п. п.	2,57	2,09	3,46	3,15	2,9	3,57	5,77	—	2,69	1,8	3,3	5,62
Сума	100,36	100,29	100,31	99,55	99,89	99,58	99,58	99,77	100,08	100,07	99,58	100,12
Ba	822	501	716	540	545	530	672	740	585	526	511	563
Co	59	45	62	55	62	70	43	—	48	58	49	56
Ga	23	23	21	23	24	21	25	26	23	23	26	24
Hf	5	5	4	5	6	5	6	6	6	5	5	4
Nb	21,5	20,9	18,5	22,1	21,9	22,3	27,4	26	25,8	25,9	22,4	27,8
Rb	19,5	16,8	13,8	15,8	19,2	15,6	23,1	28	23,6	16,7	20,0	22,0
Sr	490	525	503	464	491	401	338	334	441	509	488	478
Ta	1,2	1,1	1	1,7	1,3	1,6	2,1	—	1,5	1,4	—	—
Th	1,5	1,7	1,3	1,8	1,2	1,6	2,0	4	1,8	1,3	1,6	1,6
U	0,5	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	0,7	—	0,5	0,4	0,4	0,5
V	288	297	275	307	292	300	366	350	210	345	352	331
Zr	188	189	154	189	203	185	236	247	254	227	201	207
Y	28,7	29,2	25,6	23,0	31,6	25,8	23,1	30	33,1	30,1	29,2	28,6
La	24,30	24,20	21,10	23,87	25,50	24,24	22,53	—	27,87	22,67	25,30	26,70
Ce	48,80	48,00	43,00	53,63	56,50	54,70	56,55	58	60,73	52,03	53,00	52,80
Pr	7,09	6,89	6,21	7,31	7,46	7,79	6,90	21	8,39	7,18	7,10	7,73
Nd	36,00	35,60	33,00	33,60	32,70	35,30	32,57	—	39,45	32,82	33,80	34,90
Sm	7,40	7,70	6,50	7,32	7,30	7,80	6,91	—	8,53	7,08	7,00	7,31
Eu	2,85	3,07	2,64	2,92	3,02	2,95	3,03	—	3,03	2,86	3,10	3,08
Gd	7,17	6,98	6,07	7,30	7,18	7,54	6,82	—	7,93	6,79	6,50	6,47
Tb	0,97	1,03	0,89	1,05	1,05	1,10	0,99	—	1,25	1,11	1,10	1,06
Dy	5,51	5,93	5,21	5,82	6,05	6,07	5,18	—	6,47	5,74	6,10	5,20
Ho	0,97	1,05	0,88	1,16	1,06	1,19	1,01	—	1,29	1,12	1,10	1,05
Er	2,64	2,86	2,49	3,15	2,98	3,23	2,65	—	3,35	2,87	2,90	2,73
Tm	0,35	0,36	0,32	0,43	0,38	0,42	0,35	—	0,39	0,39	0,40	0,37
Yb	2,42	2,32	1,94	2,69	2,49	2,59	2,34	—	2,25	2,23	2,20	2,24
Lu	0,33	0,33	0,30	0,41	0,37	0,39	0,35	—	0,32	0,28	0,30	0,32
Cu	82	55	45	145	63	146	430	127	36	41	56	125
Pb	6	35	3	609	3	7	180	91	6	4	—	—
Zn	153	138	82	918	114	146	900	—	134	200	129	141
Cr	—	—	—	79	62	91	84	111	80	54	125	68
Ni	69	51	140	72	124	157	50	138	46	70	75	73
Sc	—	—	—	23	23	27	34	—	17	28	26	28
Li	—	—	—	5	—	16	84	—	—	—	—	—
Sn	—	—	—	5	—	5	4	—	—	—	—	—

Пр и м і т к а. Аналізи виконано за допомогою методу ICP-MS у комерційній лабораторії ACME, Канада.

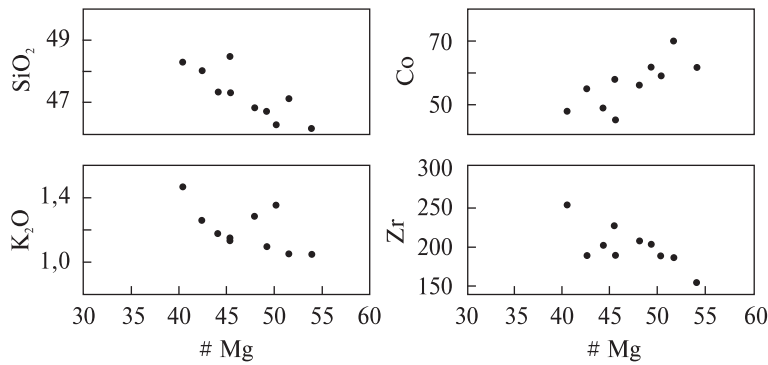


Рис. 2. Варіаційні діаграми залежності вмісту головних оксидів (мас. %) та мікроелементів (г/т) від магnezіальності порід у високотитанистих габро-долеритах

Fig. 2. Variation diagrams that display relationships of the amount of main oxides (wt. %) and trace elements (ppm) vs. Mg-number of the high-Ti gabbro-dolerites

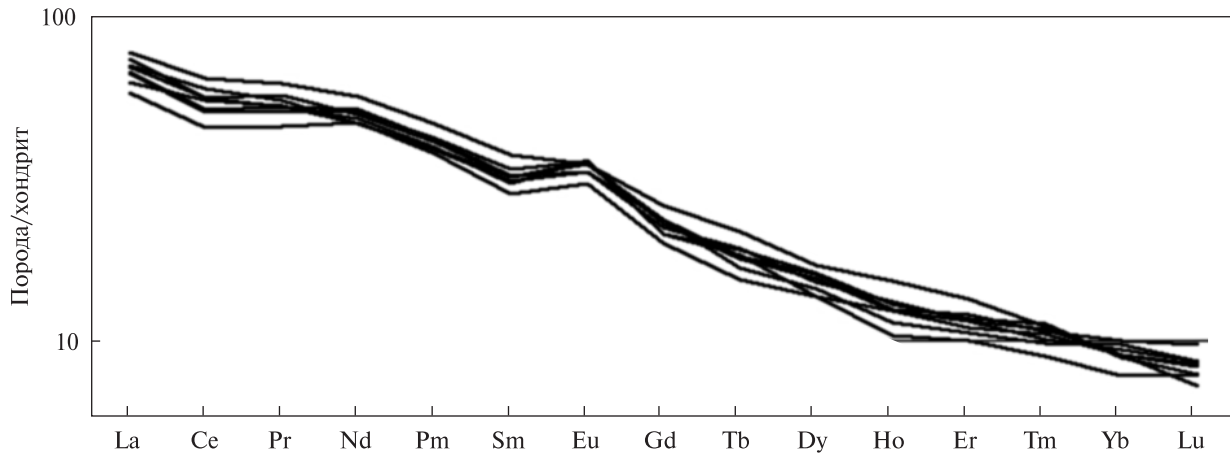


Рис. 3. Хондрит-нормований розподіл РЗЕ в габро-долеритах

Fig. 3. Chondrite-normalized distribution of REE in gabbro-dolerites

втрата під час прожарювання зазвичай не опускається нижче 2 ваг. %, а незв'язана вода становить > 1 ваг. %. З 12 проаналізованих зразків цих порід два (94/102 та 94/126) можна охарактеризувати як значно змінені, згідно із критеріями, запропонованими в роботах [16, 13]. До таких критеріїв, зокрема, належить встановлене зростання вмісту MgO, Rb, Ba, Na, K та зменшення вмісту CaO і Sr.

Якщо виключити з розгляду зразки значно змінені порід, то можна визначити певні закономірності еволюції хімічного складу високотитанистих долеритів. Зокрема, зі зростанням їх магnezіальності закономірно зменшується вміст SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba, Hf, Rb, V, Zr, Zn та зростає вміст Co (рис. 2). Отже, в ході еволюції розплавів, за показник якої ми приймаємо магnezіальність порід, у них накопичуються некогерентні елементи, що не увійшли до складу жодного з породоутворювальних мінералів. Характерно, що як високотитанисті, так і рідкісні низькотитанисті долерити мають подібні тренди складу, єдиною відмінністю між ними є вміст TiO<sub>2</sub>, який у перших вищий від 2,5 ваг. %, а в останніх не досягає 1,5. У

роботі [13] показано, що високо- та низькотитанисті базальти ратнівської світи відрізняються за вмістом не лише TiO<sub>2</sub> (відповідно, >2,05 і <1,75 %), але й цирконію — високотитанисті базальти мають його більше 150 г/т, низькотитанисті — менше 150. За вмістом цирконію всі вивчені нами долерити слід відносити до високотитанистих відмін.

Долеритам, у порівнянні з ефузивними породами трапової формації Волині, включаючи й пікрити, притаманний найнижчий вміст SiO<sub>2</sub> і V та найвищий — TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> і Sr. Концентрація Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ba, Hf, Rb, Zr, Zn наближається до такої в базальтах.

Такі відмінності в речовинному складі долеритів та базальтів можуть бути зумовленими або їх кристалізацією з двох різних розплавів, які суттєво відрізнялись за хімічним складом, або ж з одного й того ж розплаву, але в дещо різних фізико-хімічних умовах.

Проаналізовані нами та іншими дослідниками високотитанисті габро-долерити подібні між собою за вмістом і особливостями розподілу рідкісноземельних елементів. Їм притаманне повільне, але цілком закономірне ско-

рочення нормованого за хондритом вмісту РЗЕ від 72—56 для лантану до 9—7 для лютецію, наявність незначної негативної аномалії церію та позитивної — європію (рис. 3). Якщо порівняти розподіл РЗЕ в долеритах і базальтах Волині, то виявляється, що вміст легких та середніх РЗЕ в долеритах загалом вищий, ніж у базальтах, а важких РЗЕ — на рівні найнижчих значень вмісту в базальтах. Отже, РЗЕ в долеритах є більш фракціонованими, ніж у базальтах. Крім того, для базальтів характерна не позитивна, а помірно негативна аномалія європію.

Діаграма нормованого за хондритом розподілу мікроелементів у габро-долеритах має такі особливості.

Вміст найбільш некогерентних елементів становить 70—120 хондритових норм, а більш сумісних — знижується до 10 норм; на діаграмі спостерігається "плато" високих значень вмісту елементів від барію до фосфору, а починаючи від самарію відбувається стрімке скорочення нормованих за хондритом вмісту елементів у напрямку до ітербію (рис. 4).

На діаграмі виразно проявлені негативні піки вмісту торію, стронцію, в деяких пробах рубідію та позитивні — калію, фосфору, титану; ніобій-танталова аномалія відсутня.

Порівняння нормованого за хондритом розподілу мікроелементів у габро-долеритах і базальтах трапової провінції Волині показує, що вміст некогерентних мікроелементів (від барію до титану) у габро-долеритах більший, ніж такий в базальтах, а вміст помірно некогерентних елементів від тербію до ітербію швидко зменшується; вміст ітербію в габро-доло-

ритах майже такий, як у найбідніших на цей елемент базальтах.

**Ізотопний склад стронцію та неодиму.** Ізотопний склад стронцію та неодиму у високотитанистих габро-долеритах визначений авторами роботи [8] для двох проб. Нами вивчено ізотопний склад неодиму ще в п'яти пробах долеритів, у трьох із них визначено також ізотопний склад стронцію, та одержано аналогічні результати (табл. 2).

Перерахована на 550 млн рр. тому величина  $\epsilon_{Sr}$  варіює від 29 до 34, а  $\epsilon_{Nd}$  — від  $-0,9$  до  $-2,7$  (середнє  $-2,1 \pm 0,4$ ). В цілому за ізотопним складом стронцію та неодиму високотитанисті долерити подібні до високотитанистих базальтів (рис. 5).

**Обговорення.** Головна мета цієї роботи — визначити можливі вікові і генетичні зв'язки високотитанистих долеритів, що утворюють інтрузивні тіла серед осадових порід поліської серії середнього-пізнього рифею, з ефузивами вендської (віком  $\sim 555$  млн рр. [14, 18]) трапової формації Волині. Як показано вище, високотитанисті долерити зазвичай залягають на різних стратиграфічних рівнях поліської серії (внутрішньоформаційні тіла) і лише в поодиноких випадках зафіксовано положення тіл долеритів на межі між пісковиками поліської серії та теригенними відкладами бродівської або горбашівської світи волинської серії венду (Степанська інтрузія). Крім того, високотитанисті долерити ніде не утворюють силів серед вулканогенних порід волинської серії і, отже, прямих геологічних доказів належності їх до трапової формації немає. Так само неоднозначними є відомості про ізотоп-

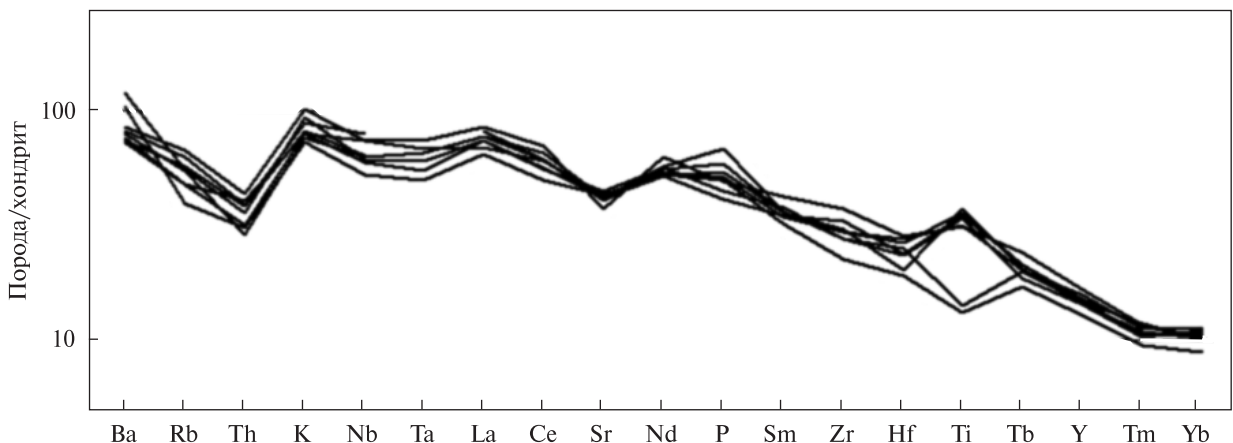
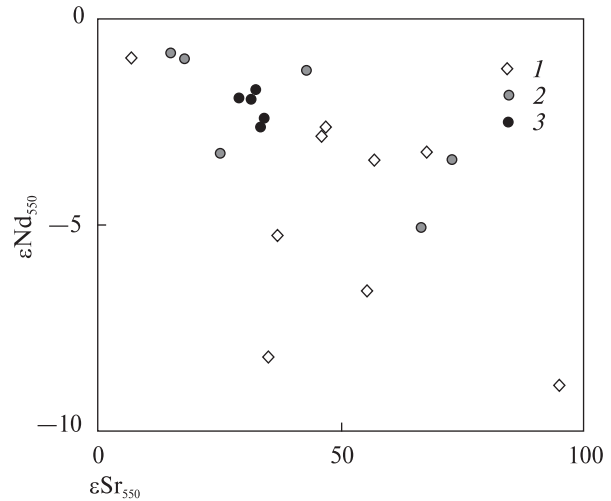


Рис. 4. Хондрит-нормований розподіл мікроелементів у габро-долеритах  
Fig. 4. Chondrite-normalized distribution of trace elements in gabbro-dolerites

Рис. 5. Варіації ізотопного складу стронцію та неодиму в породах трапової формації Волині: 1 — низькотитанисті базальти, 2 — високотитанисті базальти, 3 — долерити

Fig. 5. Variations of isotopic composition of Sr and Nd in rocks of the Volynian continental flood basalts: 1 — low-Ti basalts, 2 — high-Ti basalts, 3 — dolerites



ний вік — за результатами К-Аг датування він варіює від пізньорифейського до ранньовендського. Певні факти свідчать, що субвулканічні тіла габро-долеритів утворювались ще до початку формування ефузивно-експлозивної товщі волинської серії [12].

Ареали розповсюдження силів високотитанистих долеритів та максимального поширення в регіоні ефузивів вендських трапів аналогічні. Як відомо, вкорінення інтрузій габроїдного складу завжди пов'язане з тектоно-магматичною активізацією, обумовленою масштабною подією в мантії, і призводить до зміни геодинамічного режиму, а то і до розколу літосферної плити. Важко уявити собі мантійну подію, яка б призвела до формування декількох регіонально розповсюджених силів і ніяк інакше не проявила себе. З таких міркувань сили можна вважати складовою частиною пізньовендських трапів. Але за відсутності достатньо обґрунтованих геологічних доказів такого припущення та неоднозначності геохронологічних даних доводиться застосовувати непрямі аргументи на користь цього, зокрема подібність петрографічного, мінералогічного та геохімічного складу долеритів та базальтів.

Найбільш розповсюдженим різновидом високотитанистих долеритів є олівіновий долерит. В той же час нижні горизонти базальтової

товщі вендських трапів Волині складені низькотитанистими олівіновими базальтами заболотівської і бабинської світ, які угору за розрізом змінюються спочатку безолівіновими низькотитанистими базальтами лучичівських верств ратнівської світи, а далі — безолівіновими високотитанистими базальтами якушівських верств ратнівської світи. Серед досліджених ефузивних трапів Волині відсутні породи, які одночасно мали б високий вміст титану і олівіну.

За хімічним складом породоутворювальні мінерали базальтів трапової формації Волині та високотитанистих долеритів дуже подібні. Так, плагіоклази долеритів відповідають основним плагіоклазам базальтів, а авгіти — найменш залізистим авгітам базальтів. Проте олівін долеритів є магнезійнішим за олівін базальтів. Таким чином, долерити за складом мінералів подібніші до олівінових низькотитанистих базальтів нижньої частини волин-

Таблиця 2. Ізотопний склад стронцію та неодиму у високотитанистих габро-долеритах

Table 2. Isotopic composition of Sr and Nd in high-Ti gabbro-dolerites

Номер зразка	Вміст, г/т		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(550)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(550)}$	Вміст, г/т		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(550)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(550)}$
	Rb	Sr					Sm	Nd				
60/1	20,6	456,2	0,1305	0,707112±10	0,70609	29,2	6,9	31,3	0,1342	0,512313±7	0,51183	-2,0
60/130	15,6	401,0	0,1125	0,707031±7	0,70615	32,6	6,7	29,5	0,1372	0,512334±8	0,51184	-1,8
60/136	—	—	—	—	—	—	6,5	25,2	0,1556	0,512445±12	0,51188	-0,9
961/267.1	—	—	—	—	—	—	7,2	29,6	0,1459	0,512316±12	0,51179	-2,7
94/126	28,0	334,0	0,2426	0,708164±8	0,70626	31,6	6,7	30,0	0,1356	0,512317±7	0,51183	-2,0
BB1/3380	19,0	512,6	0,1072	0,707294	0,70645	34,3	7,8	32,5	0,1448	0,512324±5	0,51180	-2,5
C4270/553	24,2	522,5	0,1340	0,707454	0,70640	33,6	8,5	37,6	0,1362	0,512285±6	0,51179	-2,6

Примітка. Пр. 60/1, 60/130 та 94/126 проаналізовано у Природознавчому музеї м. Стокгольм, Швеція; пр. 60/136 та 961/267.1 — в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України; пр. BB1/3380 та C4270/553 — за [8].



ської серії, ніж до високотитанистих базальтів ратнівської світи.

За петрохімічними особливостями високотитанисті долерити не мають повних аналогів серед ефузивних порід волинської серії. Найбільш виразною ознакою їх є високий вміст  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  і некогерентних мікроелементів та порівняно низький вміст  $\text{SiO}_2$ . При цьому магнезійність долеритів така сама, як і базальтів трапової формації.

За розподілом РЗЕ долерити теж не мають аналогів серед базальтів, відрізняючись від них значно більшою фракціонованістю РЗЕ і наявністю позитивної європейської аномалії. Розподіл інших мікроелементів у долеритах в цілому подібний до такого в базальтах, але має деякі суттєві відмінності — майже повна відсутність характерної для базальтів Nb-Ta аномалії, а також наявність позитивних піків вмісту фосфору та титану.

Отже, за петро- і геохімічними особливостями високотитанисті долерити не мають аналогів серед базальтів. Найближчими до них за рівнем збагачення на мікроелементи є високотитанисті базальти якушівських верств ратнівської світи. Про це свідчить також ізотопний склад стронцію та неодиму в долеритах.

Втім істотною відмінністю високотитанистих базальтів від долеритів є наявність в перших піжоніту, а в других — олівіну.

За багатьма ознаками (високий вміст некогерентних елементів, низьке значення співвідношення  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  тощо) високотитанисті долерити більш диференційовані, ніж ефузиви трапової формації Волині. Якщо розглядати ці породи як найпізніші фракціонати вихідних розплавів трапової формації, то вони укладаються в загальний тренд еволюції.

У роботі [13] розглянуто походження високотитанистих базальтів ратнівської світи. Виходячи з хімічного та ізотопного складу базальтів різних світ волинської серії було показано, що все їх розмаїття є, вочевидь, результатом диференціації єдиного вихідного розплаву. Поява високотитанистих базальтів обумовлена фракціонуванням парагенезису мінералів, до складу яких не входить титан (а також цирконій та ніобій), тобто олівіну, клінопіроксену, хромшпінелі та, можливо, плагіоклазу. У роботі [20] наведено приклад еволюції вмісту  $\text{TiO}_2$  у пікритих та базальтах островів Возз'єднання. Фракціонування темноколірних мінералів (олівіну і клінопіроксе-

ну) призводить до помірного зростання вмісту  $\text{TiO}_2$  у залишкових розплавах. Проте поява в парагенезисі з ними плагіоклазу зумовлює збільшення вмісту титану у залишкових розплавах до 4–4,5 %.

Фракціонування плагіоклазу навряд чи може відповідати за високий вміст титану в високотитанистих долеритах — тоді слід було б очікувати глибоких негативних аномалій європію на графіках розподілу РЗЕ. Навпаки, долерити характеризуються помітними позитивними аномаліями європію. Вони мають певний надлишок плагіоклазу у порівнянні зі складом розплаву, з якого кристалізувались.

Отже, за геохімічними та ізотопно-геохімічними ознаками високотитанисті долерити можуть являти собою найпізніші продукти диференціації вихідних для трапової формації Волині розплавів. Загальними рисами еволюції ефузивних основних порід Волині є збільшення вмісту некогерентних мікроелементів і зменшення — когерентних, а також підвищення ступеня фракціонування РЗЕ. На відміну від найпізніших високотитанистих базальтів якушівських верств ратнівської світи високотитанисті долерити сублужного ряду містять у своєму складі олівін. Таку відмінність можна пояснити іншими умовами кристалізації долеритів — за повільної кристалізації на субвулканічних рівнях утворювався олівін замість піжоніту, присутнього в базальтах.

Втім існує й інша інтерпретація положення високотитанистих долеритів у загальній схемі еволюції трапової формації Волині [12, 8, 5]. Згідно з цією моделлю, високотитанисті долерити є найпершими продуктами плавлення деплетованого [12] або збагаченого [8, 5] гранатового лерцоліту. Ця модель задовільно пояснює наявність уламків долеритів у конгломератах горбашівської світи (якщо ці уламки дійсно належать силам долеритів), підвищений вміст несумісних (Ti, Zr, РЗЕ) елементів, значну фракціонованість РЗЕ в долеритах, а також мінеральний склад цих порід (у першу чергу, присутність високомагнезійних олівіну, ільменіту та хромшпінелі, в тому числі хромітів алмазної асоціації). У згаданих публікаціях високий вміст мікроелементів у долеритах пояснюється низьким (перші відсотки) ступенем парціального плавлення лерцоліту, а значна фракціонованість РЗЕ — наявністю гранату у реститі.

**Висновки.** 1. Геологічне положення та наявні відомості щодо значень ізотопного K-Ar віку високотитанистих долеритів не дозволяють стверджувати, що вони споріднені з ефузивними породами вендської трапової формації Волині.

2. За мінеральним складом високотитанистих олівінові долерити істотно подібні до базальтів волинської серії.

3. За хімічним складом високотитанистих долерити належать до основних порід сублужного ряду. За геохімічними характеристиками подібні до високотитанистих базальтів горішніх у траповому розрізі якушівських верств ратнівської світи.

4. За ізотопним складом стронцію та неодиому високотитанистих долерити подібні до високотитанистих базальтів якушівських верств ратнівської світи.

*Роботу виконано за підтримки спільного проекту, фінансованого Державними фондами фундаментальних досліджень України та Білорусі.*

1. *Венд Украины* / В.А. Великанов, Е.А. Асеева, М.А. Федонкин. — Киев : Наук. думка, 1983. — 164 с.
2. *Геохронология СССР*. Т. 1 / М.А. Гаррис, Б.М. Келлер, Д.В. Постников и др. — Л. : Недра, 1973. — С. 111—125.
3. *Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления* : Объясн. зап. к геол. карте со снятыми фанерозойскими отложениями. — 1 : 5 000 000. — Л. : ВСЕГЕИ, 1974. — 134 с.
4. *История развития и минералогия чехла Русской платформы* / Под ред. Ю.Г. Старицкого — Л. : Недра, 1981. — 224 с.
5. *Кузьменкова О.Ф.* Геохимия траповой формации венда Беларуси : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Минск, 2009. — 22 с.
6. *Кузьменкова О.Ф., Котляров В.А.* Клинопироксен гипабиссальных долеритов венда Домачевского блока Луковско-Ратновского горста как индикатор глубины кристаллизации // *Литасфера*. — 2006. — 25, № 2. — С. 135—138.
7. *Мельничук В.Г.* Эволюционная модель ранневендского трапового магматизма у південно-західній частині Східно-Європейської платформи // *Геол. журн.* — 2010. — № 1. — С. 77—85.
8. *Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В. и др.* Неопротерозойская Вольно-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона : особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны // *Петрология*. — 2008. — 16, № 2. — С. 115—147.
9. *Савченко Н.А.* Этапы развития вулканических явлений в Припятском вале и западном склоне Украинского щита // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* — 1969. — № 7. — С. 17—26.
10. *Семенов М.П., Савченко М.А., Клушин В.И.* Припятский вал (глибинна структура, магматизм та металоносність). — К. : Наук. думка, 1976. — 179 с.
11. *Ушакова З.Г.* Рифейские и вендские магматические формации осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Т. 2. Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — С. 16—20.
12. *Цымбал С.Н., Самборская И.А.* Субщелочные габбро-диабазы верхнего рифея севера Вольно-Подольской плиты // *Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород* : Материалы Всерос. совещ. (18—23 сент. 2006). — Миасс : ИМин УрО РАН, 2006. — С. 276—278.
13. *Шумлянський Л.В.* Геохімічні особливості та генезис базальтів ратнівської світи вендської трапової формації Волині // *Мінерал. журн.* — 2008. — 30, № 1. — С. 48—65.
14. *Шумлянський Л.В., Андреассон П.Г., Деревська К.І.* Вік формування базальтів волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікророндовим методом // *Геохімія та рудоутворення*. — 2006. — № 24. — С. 21—29.
15. *Шумлянський Л.В., Деревська К.І.* Особливості хімічного складу головних породоутворюючих мінералів базальтів та долеритів вендських трапів Волині // *Мінерал. зб.* — 2004. — № 54, вип. 1. — С. 48—63.
16. *Шумлянський Л.В., Цимбал С.М.* Про характер вторинних змін вулканогенних порід трапової формації Волині // *Наук. пр. Ін-ту фундам. досліджень*. — 2006. — Вип. 10. — С. 56—65.
17. *Bakun-Czubarow N., Bia owolska A., Fedoryshyn Y.* Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino beds of the volcanogenic Volynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton // *Acta Geol. Polonica*. — 2002. — 52, No 4. — P. 481—496.
18. *Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F. et al.* Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // *J. Geol. Soc. London*. — 1995. — 152. — P. 599—611.
19. *Krzeminska E.* The Late Neoproterozoic flood basalts of Eastern Poland // *Мідь Волині* : Наук. пр. Ін-ту фундам. досліджень. — К. : Логос, 2006. — С. 159—170.
20. *Prytulak J., Elliot T.* TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2007. — 263. — P. 388—403.
21. *Shumlyansky L., Storey C.D., Hawkesworth C.J.* <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb age and Hf isotope composition of detrital zircons from the Polissya Series metasediments, western part of Baltica and their possible sources // *Rodinia* : supercontinents, superplumes and Scotland (Edinburgh, 6—13 Sept. 2009) : Programme and abstracts. — P. 72.

Надійшла 21.12.2010

*Л.В. Шумлянський, О.Ф. Кузьменкова,  
С.Н. Цымбал, В.Г. Мельничук, І.В. Тараско*

### ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd В ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛАХ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ДОЛЕРИТОВ ВОЛЫНИ

Субвулканические тела высокотитанистых долеритов широко распространены на Волыни в мощной толще терригенных отложений полесской серии. Известно более 10 участков развития интрузивных тел долеритов, каждый из которых — силородное тело площадью до сотен квадратных километров. Большинство тел принадлежит к внутрiformационным образованиям, но в одиночных случаях зафиксировано залегание интрузива между отложениями полесской и волынской серий. Возраст этих пород надежно не определен. Интрузивные тела слабодифференцированные. В целом они сложены мезократовыми габбро-долеритами, которые в приконтактных участках тел переходят в витрофирные базальты, а в центральных зонах иногда наблюдаются пегматоидные габбро. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз ( $An_{67}Ab_{31}Or_2 - An_{63}Or_{35}Or_2$ ), авгит ( $En_{41}Fs_{16}Wo_{43} - En_{31}Fs_{25}Wo_{44}$ ), оливин ( $Fa_{37-42}$ ), ильменит и титаномагнетит. Габбро-долериты принадлежат к высокотитанистым (содержание  $TiO_2$  обычно превышает 2,5 %) породам. Кроме того, они обогащены  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и Sr. Распределение РЗЭ значительно фракционированное по сравнению с базальтами трапповой формации Волыни. Кроме того, долериты характеризуются незначительной позитивной европиевой аномалией, в отличие от базальтов, которым обычно присуща негативная аномалия. В целом габбро-долериты обогащены некогерентными элементами. На хондрит-нормированной спайдерграмме микроэлементного состава четко проявлены негативные пики содержания тория и стронция, позитивные — калия, фосфора и титана; ниобий-танталовая аномалия отсутствует. Пересчитанная на 550 млн лет тому назад величина  $\epsilon Sr$  варьирует от 29 до 34, а  $\epsilon Nd$  — от -0,9 до -2,7 (среднее  $-2,1 \pm 0,4$ ). В целом по изотопному составу стронция и неодима высокотитанистые долериты отвечают высокотитанистым базальтам трапповой формации Волыни. По своему вещественному составу высокотитанистые долериты не имеют аналогов среди базальтов. Наиболее близки к ним высокотитанистые базальты якушевских слоев ратновской свиты. Существенным отличием высокотитанистых базальтов от долеритов является наличие в первых пижонита, а во вторых — оливина. Высокотитанистые долериты более дифференцированные, чем эффузивы трапповой формации Волыни. Если рассматривать эти породы как наиболее поздние фракционаты исходных расплавов трапповой формации, то они укладываются в

общий тренд эволюции. Согласно другой модели, высокотитанистые долериты представляют собой самые первые продукты плавления гранатового лерцолита.

*L.V. Shumlyansky, O.F. Kuzmenkova,  
S.M. Tsybal, V.G. Melnychuk, I.V. Tarasko*

### GEOCHEMISTRY AND Sr-Nd ISOTOPE COMPOSITION OF INTRUSIVE BODIES OF HIGH-Ti DOLERITES OF VOLYN

There is a large number of subvolcanic bodies of high-Ti dolerites that are widely distributed in the Volyn region within the thick sequence of the terrigenous sediments that belong to the Polissya Series. There are more than 10 individual bodies are known. Each of these appears as sheet-like intrusion exceeding 100 km<sup>2</sup>. Most of the intrusions belong to intraformational type, i. e. occur entirely among Polissya Series sediments while in a single case interformational body was revealed between rocks of the Polissya and Volyn Series. Age of these rocks is poorly known. Intrusive bodies are weakly differentiated and in general composed by gabbro-dolerites that nearby contacts turn into glassy basalts while in the central parts of the thick bodies pegmatitic gabbro locally occur. Main rock-forming minerals include plagioclase ( $An_{67}Ab_{31}Or_2 - An_{63}Or_{35}Or_2$ ), augite ( $En_{41}Fs_{16}Wo_{43} - En_{31}Fs_{25}Wo_{44}$ ), olivine ( $Fa_{37-42}$ ), ilmenite and Ti-magnetite. Gabbro-dolerite belongs to high-Ti rocks (amount of  $TiO_2$  usually exceeds 2.5 wt. %). These rocks are enriched in  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  and Sr. REE are highly fractionated compared to the continental flood basalts of the Volynian province. Moreover, they display moderate positive Eu anomaly, in contrast to basalts that commonly reveal negative Eu anomaly. In whole, gabbro-dolerites are enriched in incompatible trace elements. At chondrite-normalized spidergram gabbro-dolerites display deep troughs in Th and Sr concentrations and positive spikes of K, P and Ti; Nb-Ta anomaly is absent. Calculated back to 550 Ma  $\epsilon Sr$  value varies from 29 to 34 while  $\epsilon Nd$  from -0.9 to -2.7 (average is  $-2.1 \pm 0.4$ ). With respect to these parameters high-Ti dolerites are very close to high-Ti basalts of the Volynian flood basalt province. Whoever, accordingly to their composition high-Ti dolerites do not have direct counterparts among Volynian flood basalts. Closest analogues are high-Ti basalts of the Yakushivsky horizon of the Ratne suite. However, important difference is revealed by presence of pigeonite in basalts and olivine in dolerites. In general, high-Ti dolerites are the most differentiated rocks of the Volynian flood basalt province. Being considered as latest differentiates of the initial melts these confine to the general pattern of evolution of the Volynian flood basalt province. Accordingly to another model high-Ti dolerites can be considered as very first low-degree partial melts of the garnet lherzolite.