

other associations. The data of isotope composition of carbon of carbonates ( $\delta^{13}\text{C}$  from  $(0.5 \pm 0.5 \text{ ‰})$ , are given of well as of oxygen of carbonates ( $\delta^{18}\text{O}$  from  $20.5 \pm 0.5 \text{ ‰}$ ), of strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70825\text{--}0.71625$ ). The article also shows the results of dating of zircon with enderbite-gneis and granite which associate with carbonaceous rocks. The conclusion about the initial of rocks and their Neoproterozoic age has been made in the article too.

Київський національний університет ім. Тараса Шевченка  
zagnitko@univ.kiev.ua

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ

Надійшла до редакції 19.02.2010 р.

УДК 552.33(477)

С.М. ЦИМБАЛ, Р.М. ДОВГАНЬ, В.А. ЄНТИН,  
С.Г. КРИВДІК, В.М. ПАВЛЮК, Ю.С. ЦИМБАЛ

## ЖДАНІВСЬКИЙ ІНТРУЗИВ ФЛОГОПІТ-АМФІБОЛОВИХ УЛЬТРАБАЗИТІВ (ПІВДЕННО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Наведено петрографічну, мінералогічну, петрохімічну і геохімічну характеристики ультрабазитів Жданівського силікоподібного інтрузиву, розташованого в центральній частині Подільського мегаблоку Українського щита. Показано, що в лежачому боці інтрузиву переважають дуніти і гарцбургіти, в висячому – ортопіроксеніти. Породоутворюючими мінералами їх є олівін (хризоліт), ортопіроксен (бронзит), флогопіт та рогова обманка гаспінгситового і еденітового типу. Виходячи з парагенезису і кількісного співвідношення цих мінералів, ультрабазити Жданівського інтрузиву можна називати флогопіт-амфіболовими дунітами, гарцбургітами і ортопіроксенітами. За вмістом  $\text{SiO}_2$  і  $\text{MgO}$  вони відповідають ультраосновним і основним породам децю підвищеної лужності ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,25\text{--}2,20 \%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1\text{--}5$ ). Всі різновиди їх характеризуються значним вмістом когерентних елементів (Cr, Ni, Co, Cu) та низьким – несумісних (особливо Nb і Ta). З найбагатішими на амфіболи різновидами ортопіроксенітів пов'язане мідно-нікелеве зруденіння вкрапленого типу піротин-пентиландит-халькопіритового складу. Перераховані на вік 2000 млн рр. ізотопно-геохімічні характеристики ультрабазитів мають такі значення:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701273\text{--}0,701397$ ;  $\epsilon\text{Sr}$  від  $-12,3$  до  $-14,0$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,510102\text{--}0,510108$ ;  $\epsilon\text{Nd} = 1,05\text{--}1,17$ . Вони вказують на те, що вихідний для них розплав утворився в результаті часткового плавлення деплетованих порід верхньої мантії і не зазнав значної контамінованості коровим матеріалом.

Ультрабазити Жданівського інтрузиву належать до абісальної фації. Вони сформувалися з диференційованого, але ще досить магнезійного розплаву, кристалізаційне фракціонування якого спричинило кумуляцію олівіну і ортопіроксену в лежачому боці інтрузиву і накопичення залишкового розплаву в його висячому боці. Кристалізація інтрузиву відбувалась при високих  $PT$  параметрах і низькій фугитивності кисню.

Пропонується виділити ультрабазити Жданівського інтрузиву в одноіменний комплекс флогопітових і флогопіт-амфіболових перидотитів.

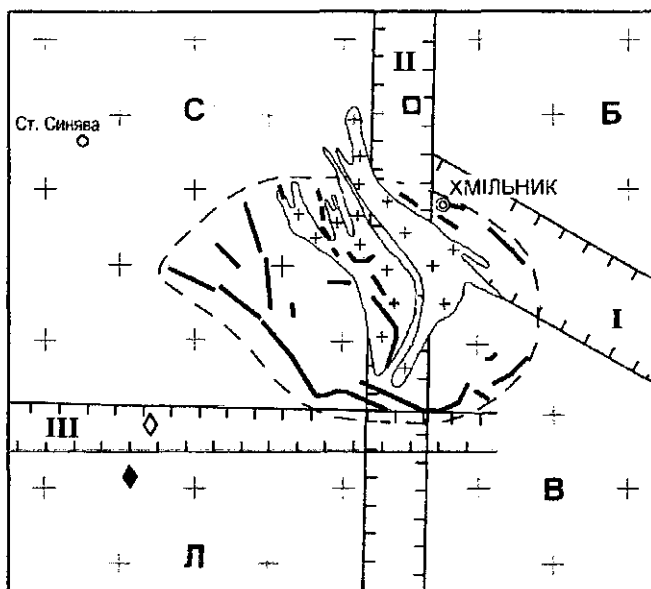
### ВСТУП

Жданівський інтрузив ультрабазитів виявлено у 2003 р. при пошукових роботах на алмази [1, 3]. В результаті переінтерпретації даних магніторозвідки масштабу 1:25000, яку проводив О.Г. Яненко ще в 1965 році, було встановлено незначну за розмірами магнітну аномалію. В її межах додатковими магнітними спостереженнями через 25 м по двом хрестоподібним профілям вдалося локалізувати субізотрихнічну аномалію діаметром близько 130 м з амплітудою 350–400 нТл. Подальші деталізаційні геофізичні роботи дозволили уточнити контури аномалії та показали, що вона витягнута в північно-західному напрямку майже на 270 м при ширині до 60 м і обумовлена магнітними породами, які утворюють конусовидне тіло.

За результатами магнітометричних досліджень і гравірозвідки масштабу 1:5000 в межах аномалії Правобережною ГЕ було пробурено спочатку три свердловини (№ 1479, 1480 і 1481), а потім ще дев'ять (№ 1553, 1554, 1555, 1556, 1612, 1613, 1614, 1615, 1627). Завдяки цьому вдалося оконтурити тіло ультрабазитів і перебудити його на всю потужність. Мінералого-петрографічне вивчення показало, що

ультрабазити представлені флогопітовими і флогопіт-амфіболовими дунітами, гарцбургітами і ортопіроксенітами, в різній мірі збагаченими сульфідами [2, 8]. В корі вивітрювання їх встановлено самородну мідь (до 1,3 кг/т), золото і платиноїди. Крім того, були виявлені малопотужні тіла ураноносних метасоматитів, які пересікають ультрабазити (св. 1615). Зважаючи на це в 2004 році при проведенні ГДП-200 (В.П. Безвинний, В.В. Лукаш) в межах Жданівського інтрузиву за пропозицією Р.М. Довганя і В.А. Єнтіна пробурено ще три структурно-картувальні свердловини, дві з яких нахилені (св. 49 глибиною 190,5 м та св. 50 глибиною 224,5 м) і одна вертикальна (св. 51 глибиною 180,0 м).

Жданівський інтрузив ультрабазитів розташований в центральній частині Подільського мегаблоку Українського щита, в 10 км на північний захід від м. Хмільник Вінницької обл. Він знаходиться в межах зони Яблунівсько-Білокоровицького глибинного розлому субмеридіального простягання, яка розділяє Бердичівський і Старокостянтинівський блоки другого порядку і децю південніше від інтрузиву пересікається з Хмільницьким глибинним розломом північно-



— 1 ++ 2 + + 3 ◊ 4 ◆ 5 □ 6 П 7 Б 8

Рис. 1. Геолого-структурне положення Жданівського інтрузиву ультрабазитів. 1 – дайки сублужних габро-діабазів Верхньобузького поля (неопротерозой, 1400 млн рр.); 2 – двопольовошпатові граніти хмільницького комплексу (палеопротерозой, 2050-2041 млн рр.); 3 – гранітоїди бердичівського комплексу (палеопротерозой, 2080-2000 млн рр.); 4 – лужно-ультраосновні породи Антонівського масиву (палеопротерозой, 1940 ± 100 млн рр.); 5 – лужні піроксеніти і шонкініти Вербківського прояву (палеопротерозой, 2024 ± 61 млн рр.); 6 – ультрабазити Жданівського інтрузиву (палеопротерозой, ~ 2000 млн рр.); 7 – зони глибинних розломів: I – Хмільницького, II – Яблунівсько-Білокоровицького, III – Хмельницького; 8 – блоки другого порядку: Б – Бердичівський, С – Старокостянтинівський, Л – Летичівський, В – Вінницький.

західного простягання (рис. 1).

Судячи з наявних геологічних та геофізичних матеріалів, інтрузив ультрабазитів має в розрізі силоподібну форму і падіння на південний схід (рис. 2). Максимальна потужність його становить близько 170 м. Інтрузив зі сходу і заходу обмежений розломними зонами. На донеогеновому ерозійному зрізі він являє собою еліпсоїдне тіло північно-західного простягання довжиною до 400 м і шириною до 260 м. У верхній частині інтрузиву на ультрабазитах розвинута кора вивітрювання потужністю 25-40 м. Інтрузив перекритий піщано-глинистими відкладами неогенового і четвертинного віку потужністю 30-35 м.

Вміщуючими породами для інтрузиву є гранітоїди бердичівського комплексу та гнейси березнинської світи палеопротерозою, з якими він має тектонічні або реакційні контакти. В ендоконтактовій зоні його поширені гібридні істотно амфіболові породи з ортопіроксеном, плагіоклазом і апатитом, а в екзоконтактовій – катаклазовані бердичівські гранітоїди з титанистим біотитом, кумінгтонітом та продуктами зміни кордієриту і залізного ортопіроксену. Серед ультрабазитів і вміщуючих його гранітоїдів поширені січні до них малопотужні тіла метасоматитів біотит-плагіоклазового складу з підвищеним вмістом апатиту, монациту, циркону, ториту і уранініту.

Для Жданівського інтрузиву ультрабазитів характерна відсутність зон закалу і різновидів порід порфірової фації, що свідчить про його кристалізацію в абісальних умовах. Це в свою чергу вказує на досить значний ерозійний зріз його.

Нижче наведено результати вивчення ультрабазитів цього інтрузиву.

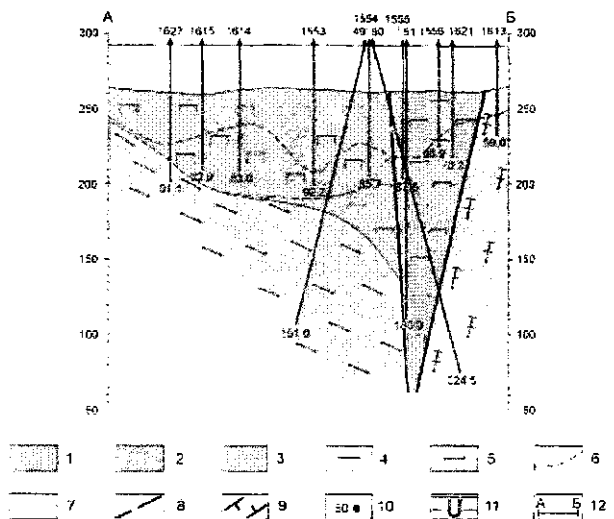
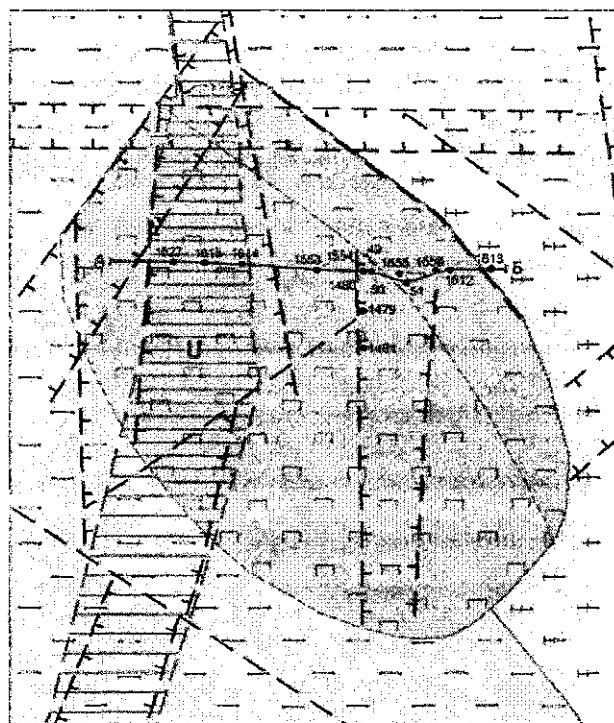


Рис. 2. Схематична геологічна карта і розріз Жданівського інтрузиву ультрабазитів. 1 – контур інтрузиву; 2 – дуніти і гарцбургіти; 3 – ортопіроксеніти; 4 – гранітоїди бердичівського комплексу; 5 – гнейси березнинської товщі; 6 – кора вивітрювання, нижня межа; 7 – піщано-глинисті відклади неогенового і четвертинного віку; 8 – розломи; 9 – зони розломів; 10 – свердловина та її номер; 11 – зона розвитку ураноносних метасоматитів; 12 – лінія геологічного розрізу.

## РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

### Мінералого-петрографічна характеристика.

Ультрабазити Жданівського інтрузиву представлені дунітами, гарцбургітами, ортопіроксенітами і горн-блендітами.

*Дуніти і гарцбургіти* – дрібно-, середньо- і крупнозернисті породи, які в різній мірі серпентинізовані. Вони поширені в лежачому боці інтрузиву. Головними породоутворюючими мінералами їх є олівін і ортопіроксен, другорядними – флогопіт і амфібол. Співвідношення між цими мінералами варіює як по площі, так і особливо по розрізу інтрузиву. В залежності від особливостей мінерального складу виділяються флогопітові і флогопіт-амфіболові різновиди дунітів і гарцбургітів. Переходи між ними поступові.

У флогопітових гарцбургітах олівін і продукти його

Таблиця 1. Хімічний склад олівину із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	Св.	Глибина, м	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сума
1	1555	85,5-87,0	38,53	20,49	0,24	41,12	0,01	0,36	100,75
2			38,28	20,48	0,22	40,88	0,03	0,37	100,26
3			38,19	20,20	0,22	40,81	0,04	0,28	99,74
4	1554	77,5-81,5	38,02	20,42	0,17	40,71	0,03	0,34	99,69
5			38,12	20,32	0,18	41,05	0,01	0,37	100,05
6			38,26	19,81	0,25	40,99	0,03	0,46	99,80
7	1554	74,5-77,0	38,14	20,57	0,21	40,90	0,01	0,36	100,19
8			38,74	19,97	0,20	41,10	0,03	0,26	100,30
9			38,66	19,33	0,18	41,20	0,04	0,32	99,73
10	1553	86,5-89,0	38,82	20,05	0,21	41,27	0,04	0,25	100,64
11			38,13	21,49	0,29	40,40	0,01	0,18	100,50
12			38,87	20,39	0,27	41,41	0,01	0,19	101,14
13			39,03	19,97	0,20	41,28	0,04	0,20	100,72
14			38,65	19,63	0,22	41,19	0,02	0,16	99,87
15			39,00	20,46	0,29	41,14	0,02	0,28	101,19
16			38,59	19,97	0,28	41,52	0,04	0,27	100,67
17			38,84	20,07	0,14	41,62	0,02	0,20	100,89
18			38,92	19,88	0,25	41,24	0,03	0,24	100,56
19			38,49	20,18	0,15	41,50	0,02	0,27	100,61
20	1481	73,0	37,81	23,54	0,24	37,47	0,04	0,23	99,33
21			37,05	26,12	0,36	36,20	0,04	0,15	99,92
22			37,40	25,40	0,26	36,20	0,03	0,13	99,42
23			37,20	27,26	0,25	35,00	0,03	0,05	99,79
24			36,82	25,78	0,29	36,59	0,02	0,30	99,80
25			37,07	25,20	0,35	36,68	0,03	0,22	99,55

Примітка. 1-6 – гарцбургіт; 7-19 – дуніт, 20-25 – ортопіроксеніт. Аналізи виконані на мікрозондових приладах JСХА-733 і Cameca SX-50, аналітики О.С. Іванов і В.М. Верещака.

зміни складають 75-80 %, ортопіроксен – 10-20 %, флогопіт + амфібол – до 10 %. В незначній кількості присутні також хромшпінеліди і сульфіді. На окремих ділянках флогопітові гарцбургіти містять дуже мало ортопіроксену і за складом їх можна вважати флогопітовими дунітами.

Для флогопіт-амфіболових гарцбургітів характерний підвищений вміст ортопіроксену (до 40 %), амфіболу (до 20 %) і сульфідів та понижений – олівину.

Олівін – найбільш ранній мінерал дунітів і гарцбургітів. Він переважно серпентинізований, але досить часто зберігаються і свіжі зерна. Утворює дрібні ідіоморфні кристали або порівняно крупні (до 1-3 мм) виділення з включеннями хромшпінелідів (часто), флогопіту і амфіболу (рідко). Хімічний склад його наведено в табл. 1. Для олівину характерна підвищена залізистість (Fa=20-22 %) і наявність домішок NiO (0,16-0,46 %) і MnO (0,14-0,29 %). За складом він відповідає хризоліту.

Ортопіроксен кристалізувався пізніше олівину. Його порфіробластичні виділення розміром до 1 см та менш поширені ідіоморфні кристали часто містять вклю-

чення олівину, флогопіту, хромшпінелідів і сульфідів. Він представлений бронзитом з залізистістю 18-22 %. Вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ньому становить 0,6-1,5 %, іноді більше. Постійними домішками є MnO (0,18-0,28 %), CaO (0,09-0,32 %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0,16 %), TiO<sub>2</sub> (менше 0,05 %) і NiO (до 0,13 %) (табл. 2). Судячи з вмісту CaO в ортопіроксені майже відсутній діопсидовий компонент.

Флогопіт спостерігається найчастіше в інтерстиціях між зернами олівину і ортопіроксену і не має реакційних контактів з цими мінералами. Іноді утворює зростки з олівіном або включення в ньому, що свідчить про початок його кристалізації на ранньому етапі становлення Жданівського інтрузиву. Флогопіт, зазвичай, свіжий і лише місцями відмічаються хлоритизовані відміни його. Для нього характерні (табл. 3) понижений вміст K<sub>2</sub>O (5,9-8,5 %), підвищений – Na<sub>2</sub>O (0,7-2,5 %), TiO<sub>2</sub> (0,67-1,50 %), NiO (0,10-0,35 %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,28-0,66 %), а також низька залізистість (11-18 %). Такі особливості складу флогопіту вказують на його утворення при високих РТ параметрах.

Амфібол – найбільш пізній із силікатів у складі ду-

Таблиця 2. Хімічний склад ортопіроксену із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	Свердловина	Глибина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сума
1	1555	85,5-87,0	54,45	0,08	1,52	0,03	12,63	0,29	30,29	0,25	0,05	99,59
2			53,44	0,06	1,65	0,16	12,30	0,22	29,83	0,29	0,10	98,05
3			54,49	0,02	1,45	0,14	12,22	0,26	29,89	0,16	0,09	98,72
4	1554	77,5-81,5	54,58	0,03	0,71	0,11	14,61	0,28	29,15	0,10	0,04	99,61
5			54,79	0,04	0,64	0,09	13,38	0,21	29,35	0,09	0,03	98,62
6			54,49	0,05	1,49	0,08	12,22	0,17	30,42	0,32	0,12	99,36
7	1554	74,5-77,0	55,23	0,05	1,27	0,16	12,52	0,22	30,28	0,09	0,02	99,84
8	1553	86,5-89,0	55,61	0,06	1,08	0,06	12,70	0,23	31,16	0,23	0,05	101,18
9			55,15	0,05	0,79	0,08	14,22	0,26	29,41	0,16	0,05	100,17
10	1481	73,0	54,98	0,04	1,03	0,02	15,59	0,32	27,74	0,17	0,03	99,92
11			54,33	0,07	0,97	0,02	15,46	0,41	28,55	0,10	0,03	99,94
12			54,15	0,03	1,05	0,07	15,41	0,30	28,44	0,32	0,05	99,82
13			54,58	0,10	1,09	0,02	16,13	0,26	27,13	0,51	0,03	99,85
14	1479	55,0	55,68	0,02	1,10	0,02	11,38	0,14	31,48	0,16	0,02	100,00
15	1480	64,0	55,61	0,03	0,96	0,10	11,60	0,33	30,98	0,36	0,04	100,01
16			55,74	0,03	0,84	0,03	11,30	0,24	30,62	0,29	0,13	99,22

Примітка. 1-6 – гарцбургіт; 7-9, 14-16 – дуніт, 10-13 – ортопіроксеніт. Аналізи виконані на мікрозондових приладах JCHA-733 і Cameca SX-50, аналітики О.С. Іванов і В.М. Верещака.

Таблиця 3. Хімічний склад флогопіту із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	Свердловина	Глибина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Сума
1	1554	77,5-81,5	38,83	1,43	15,89	0,66	7,03	20,71	0,70	8,50	0,36	94,11
2			38,41	1,50	16,11	0,66	6,70	20,47	0,70	8,43	0,25	93,23
3			39,01	0,80	17,08	0,50	5,20	22,42	1,92	7,12	0,13	94,18
4			39,00	1,42	15,49	0,28	8,51	20,71	0,75	8,33	0,16	94,65
5	1555	85,5-87,0	38,91	0,84	16,43	0,59	4,94	22,28	1,58	7,28	0,16	93,01
6			38,95	1,33	14,84	0,27	7,71	21,22	0,76	8,13	0,21	93,42
7			38,76	1,29	15,71	0,30	8,21	20,24	0,72	8,87	0,11	94,21
8	1554	74,5-77,0	39,19	0,67	17,20	0,42	4,53	22,39	1,71	7,30	0,12	93,53
9			39,40	0,73	16,86	0,59	5,00	22,45	2,46	5,92	0,14	93,55
10	1553	86,5-89,0	39,70	0,67	16,35	0,38	5,68	22,61	1,13	8,14	0,13	94,79
11	1481	73,0	40,00	0,75	17,32	0,09	6,62	22,53	0,93	8,76	0,15	97,15

Примітка. 1-7 – гарцбургіт; 8-10 – дуніт, 11 – ортопіроксеніт. Аналізи виконані на мікрозондових приладах JСХА-733 і Cameca SX-50, аналітики О.С. Іванов і В.М. Верещака.

Таблиця 4. Хімічний склад амфіболу із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	Свердловина	Глибина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Сума
1	1555	76,5-81,5	48,58	0,42	7,95	0,80	6,13	0,09	18,86	11,28	1,68	0,17	0,11	96,07
2			48,47	0,41	8,72	0,82	6,51	0,10	18,05	11,30	1,37	0,32	0,18	96,25
3			47,37	0,57	9,14	0,85	6,06	0,09	18,08	11,22	1,78	0,84	0,11	96,11
4			48,00	0,55	8,98	0,83	5,51	0,01	18,53	11,44	1,67	0,24	0,11	95,87
5	1555	81,0-84,0	51,83	0,32	4,72	0,30	8,49	0,22	18,91	10,75	0,89	0,26	0,09	96,78
6		85,5-87,5	42,23	1,94	13,33	0,87	6,20	0,05	18,48	8,07	2,28	1,85	0,14	95,44
7	1553	86,5-89,0	44,16	0,66	11,78	0,86	6,73	0,17	17,63	11,62	2,12	0,21	0,14	96,08
8	1481	73,0	44,58	1,31	12,08	0,12	8,83	0,01	16,53	11,69	2,14	0,52	0,23	98,04
9			46,06	1,04	11,34	0,09	7,62	0,01	16,91	11,75	1,82	0,43	0,10	97,17
10	1479	55,0	47,01	0,57	10,59	1,15	4,84	0,01	18,22	12,05	1,72	0,38	0,10	96,64
11	1480	64,0	43,91	0,72	11,97	0,30	6,87	0,11	16,54	11,62	2,05	0,37	0,05	94,51
12			45,36	1,07	11,13	0,21	7,03	0,02	17,13	11,72	1,87	0,38	0,03	95,95

Примітка. 1-4, 6, 8, 9 – ортопіроксеніт; 5 – горнблендит; 7, 10-12 – дуніт. Аналізи виконані на мікрозондових приладах JСХА-733 і Cameca SX-50, аналітики О.С. Іванов і В.М. Верещака.

Таблиця 5. Хімічний склад хромшпінелідів із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Сума
1	0,33	25,84	33,21	5,93	25,37	0,72	5,76	0,91	-	98,06
2	0,62	16,53	36,00	11,96	27,24	0,81	2,97	1,91	0,13	98,17
3	0,44	21,89	34,85	8,17	26,40	0,75	4,75	0,69	0,14	98,08
4	0,21	25,75	33,65	7,21	24,76	0,64	6,35	0,91	0,15	99,62
5	0,32	28,23	30,85	6,57	23,57	0,69	7,46	0,44	0,06	98,19
6	0,17	27,93	32,53	5,24	24,20	0,54	6,94	0,68	-	98,24
7	0,41	21,13	35,02	8,02	26,78	0,54	3,97	1,57	-	97,43
8	0,71	14,98	38,78	11,44	27,48	0,81	3,21	1,45	0,01	98,87
9	0,34	25,25	33,79	6,88	25,46	0,63	6,00	0,77	-	99,12
10	0,35	26,12	33,29	5,91	25,16	0,55	6,00	0,97	0,17	98,52
11	0,22	21,69	37,94	5,44	27,02	0,74	3,66	1,97	0,03	98,72
12	0,27	25,75	33,36	6,39	24,56	0,64	6,12	1,21	0,09	98,39
13	0,46	16,54	37,50	9,88	26,99	0,70	3,36	0,99	0,10	96,52
14	0,28	27,60	32,00	4,87	24,62	0,78	6,32	0,57	0,10	97,14
15	0,19	27,22	31,86	6,28	24,47	0,57	6,37	0,98	0,14	98,08
16	0,77	14,98	38,53	11,21	27,64	0,76	2,88	1,72	0,14	98,63
17	0,48	20,17	35,75	8,21	25,78	0,73	4,36	1,44	0,11	97,03
18	0,28	26,91	31,89	6,51	24,14	0,70	6,60	0,81	0,14	97,98
19	0,32	27,11	32,34	6,44	25,28	0,70	6,27	0,60	0,17	99,24
20	0,23	28,60	30,54	5,75	23,11	0,63	7,06	1,42	-	97,35
21	0,31	23,99	34,60	7,22	25,72	0,63	5,61	0,80	-	98,88
22	0,23	27,17	32,12	7,06	24,12	0,71	6,87	0,93	0,01	99,22
23	0,21	26,79	32,48	7,02	23,91	0,71	6,50	1,44	0,29	99,35
24	0,24	28,45	32,19	5,99	23,74	0,67	7,23	0,95	0,26	99,72
25	0,31	26,14	33,04	6,37	25,05	0,64	6,25	0,70	-	98,50
26	0,16	32,90	27,45	4,95	25,17	0,72	6,14	1,94	0,12	99,55
27	0,32	27,01	33,56	6,40	25,10	0,74	6,58	0,63	0,22	100,56
28	0,26	27,19	33,52	6,08	24,72	0,64	6,84	0,60	0,12	99,97
29	0,24	27,91	31,36	6,26	24,50	0,65	6,67	0,62	0,15	98,36
30	0,75	15,15	38,85	10,62	28,35	0,71	3,01	0,83	-	98,26
31	0,38	23,64	33,52	8,16	26,33	0,58	4,98	1,20	-	98,79
32	0,77	17,58	37,87	9,86	28,38	0,79	3,14	1,51	-	99,90
33	0,51	21,07	34,09	9,50	26,79	0,64	4,05	1,66	0,03	98,34
34	0,70	14,25	40,05	10,43	28,05	0,87	2,89	0,75	0,19	98,17
35	0,34	20,82	38,05	6,83	25,71	0,77	5,31	0,44	-	98,27
36	0,29	24,91	35,75	4,50	25,64	0,64	5,71	0,50	0,09	98,03
37	0,57	15,48	38,91	11,01	27,74	0,99	2,94	1,47	-	99,11
38	0,24	26,60	33,55	5,80	24,53	0,70	6,57	0,60	0,17	98,76
39	0,79	15,34	38,98	10,80	28,27	0,73	2,95	1,35	0,06	99,27
40	0,28	25,77	35,09	4,85	25,35	0,58	5,96	0,68	0,28	98,84
41	0,48	22,55	35,26	7,68	28,20	0,66	4,25	0,49	-	99,57
42	0,28	27,69	33,66	5,45	25,03	0,53	6,73	0,89	0,03	100,29
43	0,21	28,98	31,81	5,19	25,20	0,62	6,59	0,67	-	99,27
44	0,34	26,35	34,96	4,82	25,66	0,68	6,09	0,64	0,11	99,65
45	0,34	23,59	36,49	5,62	25,79	0,67	5,45	0,77	0,15	98,87
46	0,32	25,45	34,85	5,26	25,26	0,64	5,98	0,89	-	98,65

Примітка. Аналізи виконані на мікрозондовому приладі Cameca SX-50, аналітик В.М. Верещака.

ніту і гарцбургіту. Він розподілений досить нерівномірно, часто утворює гнізда різної форми і розміру або порфіробласти по ортопіроксену. Іноді спостерігались виділення його в інтерстиціях між зернами олівіну. В амфіболі встановлено включення ортопіроксену, флогопіту, хромшпінелідів та сульфідів. Під мікроскопом має світло-зелене забарвлення. За складом (табл. 4) належить до групи кальцієвих амфіболів і відповідає роговій обманці гастингситового типу. Остання має підвищений вміст  $Al_2O_3$  (10,6-12,0 %),  $Cr_2O_3$  (0,2-1,1 %),  $Na_2O$  (1,7-2,1 %) і  $TiO_2$  (0,5-1,0 %), залізистість її 14-16 %.  $Al_{IV}$  значно переважає над  $Al_{VI}$ . Взаємовідношення гастингситу з іншими мінералами свідчать про кристалізацію його головним чином на пізньомагматичному етапі.

Хромшпінеліди присутні в дунітах і гарцбургітах у підвищених кількостях (вміст  $Cr_2O_3$  досягає 0,50 %). Вони утворюють дрібні субідоморфні включення в олівіні і ортопіроксені, а також зерна неправильної форми в проміжках між олівіном і ортопіроксеном. За складом (табл. 5, рис. 3) серед них переважають алмохромпікотити помірної хромистості ( $Cr_2O_3$  – 27,4-40,0 %) і низької магnezіальності ( $MgO$  – 2,8-8,9 %). Вміст інших компонентів варіює в межах (%):  $Al_2O_3$  – 14,98-32,90;  $Fe_2O_3$  – 3-6;  $FeO$  – 27,6-31,0;  $ZnO$  – 0,44-1,97;  $TiO_2$  – 0,16-0,79;  $MnO$  – 0,54-0,99. Причому  $TiO_2$  позитивно корелюється з  $Fe_2O_3$  і  $FeO+Fe_2O_3$ , а між  $TiO_2$  і  $Al_2O_3$  існує обернена залежність (рис. 4).  $ZnO$  має тенденцію до накопичення по мірі збільшення вмісту  $FeO+Fe_2O_3$  і відповідного зменшення вмісту  $MgO$ . Як встановили В.Л. Гриффін та інші дослідники [11], концентрація  $ZnO$  в хромшпінелідах залежить від температури їх кристалізації. Оцінена за запропонованим ними  $Zn$ -термометром температура утворення алмохромпікотиту становила 750-900° С.

Особливості складу хромшпінелідів показують, що розкриті на сучасному ерозійному зрізі породи Жданівського інтрузиву кристалізувались не з первинного магматичного розплаву, а з диференціату, який еволюціонував у напрямку зниження його температури і підвищення ступеня окисленості.

Ільменіт встановлено лише в протолочних пробах гарцбургітів і тому його взаємовідношення з іншими мінералами не з'ясовані. Зустрічається у вигляді поодиноких сплюснених шестигранних кристалів розмі-

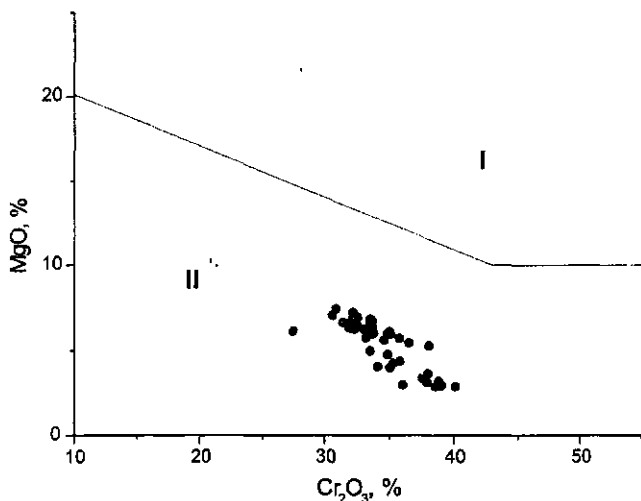


Рис. 3. Діаграма  $MgO - Cr_2O_3$  для хромшпінелідів із ультрабазитів Жданівського інтрузиву. I – поле хромшпінелідів мантійного типу, II – поле хромшпінелідів корового типу.

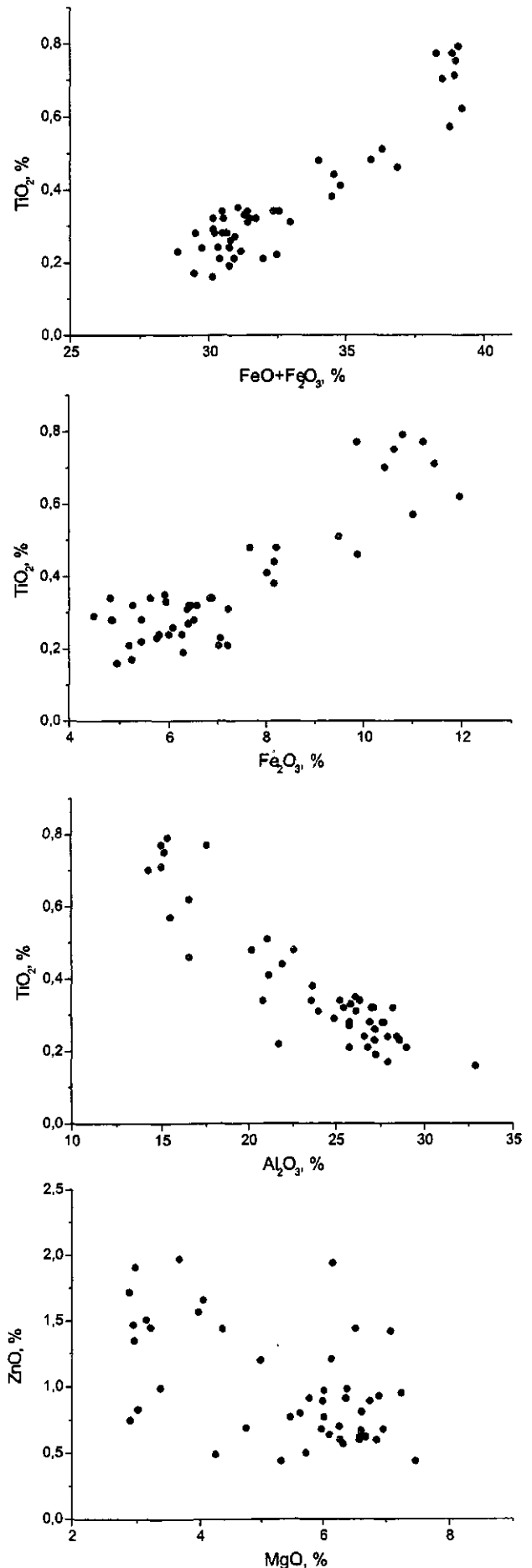


Рис. 4. Діаграми складу хромшпінелідів із ультрабазитів Жданівського інтрузиву.

Таблиця 6. Хімічний склад ільменіту із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	51,54	52,4	52,5	52,5	51,28	52,36	53,39	53,52	52,09	53,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,08	-	-	0,02	-	-	0,04	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,04	0,09	0,03	0,03	0,04	0,04	0,15	0,29
FeO	44,02	43,21	43,00	42,76	44,11	43,02	42,23	41,89	41,9	38,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	1,00	1,33	1,90	2,60	1,50	1,60	1,50	1,10	2,30
MnO	0,24	0,35	0,46	0,47	0,47	0,36	0,55	0,38	0,46	0,24
MgO	1,91	2,04	2,06	2,10	2,14	2,40	2,65	2,83	3,08	5,35
Сума	99,14	99,03	99,47	99,82	100,63	99,69	100,46	100,16	98,82	99,39

Примітка. Аналізи виконані на мікросондovому приладі *Cameca SX-50*, аналітик В.М. Верещака.

ром менше 0,5 мм. Як видно з табл. 6, він має підвищений вміст MgO (1,9 – 5,3 %) і MnO (0,25-0,55 %) та низький вміст Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (менше 0,1 %) і Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0,08 %). За розрахунками Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> становить 1,1-2,6 %, що вказує на його кристалізацію при низькій фугітності кисню. В деяких ільменітах встановлено домішки NiO (до 0,2-0,3 %). Близькі за складом ільменіти відомі у флогопітових перидотитах Немирівського, Кармелюківського, Малоострозького і Малокутищенського інтрузивів, а також у теригенних відкладах поблизу них.

Рудні мінерали в дунітах і гарцбургітах складають до 1-2 %. Вони представлені в основному вторинним магнетитом, який утворився при серпентинізації олівину. Є також сульфіді – піротин, пентландит, халькопірит та ін.

*Ортопіроксеніти* залягають переважно у верхньому (висячому) боці Жданівського інтрузиву. Вони мають поступові переходи до гарцбургітів і в значній мірі успадковують хімічні особливості їх породоутворюючих мінералів. До складу піроксенітів входять ортопіроксен, олівін, амфіболи, флогопіт, хромшпінеліді і сульфіді. Співвідношення між ними значно змінюються навіть у межах одного шліфа, проте завжди переважають ортопіроксен і амфіболи.

Ортопіроксеніти мають гіпідіоморфнозернисту або неодноріднозернисту структуру. Вона часто ускладнена розвитком більш пізнього амфіболу, вміст якого досягає 60-70 %, а на окремих ділянках і більше.

Ортопіроксен утворює виділення неправильної або таблитчастої форми, які зростаються з олівіном і містять його включення. Крім того, в ньому встановлено включення флогопіту, хромшпінелідів і сульфідів. Виразні ознаки заміщення ортопіроксену амфіболом і флогопітом відсутні. Іноді спостерігалось проростання олівину ортопіроксеном. Більшість ортопіроксенів за складом схожі з такими з дунітів та гарцбургітів: залізистість їх 18-19 %, вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,4-1,6 %, MnO – 0,2-0,3 %, CaO – 0,16-0,29 %. Найбільш залізисті ортопіроксени виявлені в збагачених амфіболом піроксенітах із висячого боку інтрузиву (див. табл. 2, ан. 10-13).

Олівін – переважно реліктовий мінерал. Його зерна неправильної форми мають розмір до 1 мм і іноді містять дрібні включення ортопіроксену та хромшпінелідів. За складом виділяються два його різновиди. Один подібний до хризоліту із гарцбургітів (Fa = 21-22 %)

(див. табл. 1). Другий є значно більш залізистим (Fa = 24-31 %). Його встановлено в ортопіроксенітах із приконтактової частини інтрузиву. Вміст елементів-домішок становить: MnO – 0,22-0,35 %, CaO – 0,03-0,04 %, NiO – 0,05-0,37 %.

Флогопіт в помітних кількостях (5-15 %) встановлено в істотно ортопіроксенових різновидах піроксенітів, а в збагачених амфіболом ортопіроксенітах зустрічається рідко. За складом він близький до флогопіту із дунітів і гарцбургітів (%): TiO<sub>2</sub> – 0,75-1,33; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,09-0,59; Na<sub>2</sub>O – 0,72-1,58; NiO – 0,1-0,2; залізистість – 16-18 % (див. табл. 3).

Амфіболи – одні з найпоширеніших мінералів ортопіроксенітів. Вміст їх змінюється в широких межах і в багатьох випадках переважає над ортопіроксеном. За даними петрографічних досліджень, вони утворилися на пізньомагматичному етапі становлення Жданівського інтрузиву. Більшість їх представлені роговою обманкою гастингситового та еденітового типів (див. табл. 4). Гастингситова рогова обманка і гастингсит за складом мало відрізняються від таких із гарцбургітів. Вони мають високий вміст Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,3-13,3 %), TiO<sub>2</sub> (1,0-1,94 %), Na<sub>2</sub>O (1,82-2,28 %) і K<sub>2</sub>O (0,43-1,85 %). В них Al<sub>IV</sub> значно переважає над Al<sub>VI</sub>. Склад рогової обманки еденітового типу варіює в межах (%): SiO<sub>2</sub> – 47,37-48,58; TiO<sub>2</sub> – 0,41-0,57; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7,95-8,98; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,80-0,85; FeO – 5,5-6,5; MgO – 18,0-18,8; CaO – 11,2-11,3; Na<sub>2</sub>O – 1,37-1,78; K<sub>2</sub>O – 0,17-0,84; NiO – 0,11-0,18. Залізистість її становить 14-16 %. Al<sub>IV</sub> і Al<sub>VI</sub> знаходяться майже в однакових кількостях або Al<sub>IV</sub> дещо превалює. Типохімічні особливості амфіболів свідчать про їх високотемпературне походження.

Сульфіді, вміст яких складає 1-5 %, представлені піротином (75-90 % від загальної кількості сульфідів), халькопіритом (5-10 %) і пентландитом (1-10 %). В незначній кількості встановлено пірит, кубаніт, сфалерит. Сульфіді розташовані переважно в інтерстиціях між зернами ортопіроксену, ортопіроксену і амфіболів, флогопіту і амфіболів та часто містять включення амфіболів. Хімічний склад найбільш поширених сульфідів наведено в табл. 7. Слід підкреслити, що ні в одному з проаналізованих сульфідів не виявлено Pt і Pd. Домішки Ag визначено майже в усіх зернах халькопіриту (0,05-0,12 %) і в окремих зернах пентландиту (0,01-0,04 %). При рудно-мікроскопічних до-



Табл. 7. Хімічний склад сульфідів із ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	Fe	Ni	Co	Cu	S	Ag	Сума
1	31,41	34,62	0,33	0,00	32,90	0,01	99,27
2	32,18	33,85	0,53	0,00	33,02	0,00	99,58
3	36,61	31,42	0,61	0,01	32,64	0,04	101,33
4	32,97	34,16	0,68	0,00	32,54	0,00	100,35
5	34,72	33,25	0,74	0,05	32,12	0,03	100,91
6	33,86	32,18	0,87	0,12	31,99	0,00	99,02
7	32,81	32,09	0,49	0,00	32,70	0,00	98,09
8	33,02	32,36	0,94	0,06	32,86	0,00	99,24
9	32,18	32,45	0,58	0,01	33,13	0,00	98,35
10	31,47	32,15	0,64	0,07	32,52	0,00	96,85
11	60,90	0,02	0,03	0,01	38,86	0,00	99,82
12	60,14	0,03	0,01	0,00	39,01	0,00	99,19
13	60,50	0,02	0,01	0,01	38,67	0,00	99,21
14	31,45	0,07	0,06	33,10	34,83	0,10	99,61
15	31,19	0,09	0,03	32,92	34,20	0,05	98,48
16	41,23	0,01	0,03	23,53	34,98	0,12	99,90
17	42,04	0,02	0,02	23,71	35,06	0,08	100,93
18	41,38	0,01	0,03	23,38	34,43	0,08	99,31
19	30,82	0,66	0,09	33,20	34,55	0,22	99,54
20	31,27	0,41	0,12	33,53	34,62	0,15	100,10
21	20,06	32,56	3,34	1,18	41,76	0,17	99,07
22	19,33	31,95	4,06	1,63	41,50	0,10	98,57

Примітка. Ан. 1-18 – св. 1555, гл. 87,0 м, ортопіроксеніт флогопіт-амфіболовий, збагачений сульфідами; ан. 19-22 – св. 1615, гл. 78,0 м. 1-10 – петландит: 1 – видовжене включення в піротині, 2, 3 – ізометричне зерно на краю піротинового агрегату, 4, 5 – включення в піротині, 6, 7 – облямівка навколо піротину, 8 – прожилковоподібне виділення серед піротину, 9, 10 – виділення навколо тріщини в піротині; 11-13 – піротини алотріоморфнозернисті з петландитом та халькопіритом; 14-15 – халькопірит, включення в піротині; 16-18 – кубаніт, пластинчаті-включення в халькопіриті; 19, 20 – халькопірит в зростках з Fe-полідимітом; 21, 22 – Fe-полідиміт. Аналізи виконані на мікрозондовому приладі JXA-5, аналітик І.М. Бондаренко.

слідженнях в одному халькопіриті С.М. Бондаренко встановив включення сульфідів платини(?), але через дуже малі розміри проаналізувати його не вдалося (св. 1555, гл. 87,3 м).

Горнблендити мають обмежене поширення. Зокрема вони розкриті св. 1555 в інтервалі 81,0-84,0 м, в зоні контакту гарцбургіту з малопотужним (~1 м) жильним тілом апліто-пегматоїдного граніту біотит-кварц-плагіоклазового складу. Горнблендити представляють собою істотно роговообманкові породи з реліктовим ортопіроксеном (до 30 %) та підвищеним вмістом флогопіту і сульфідів.

Рогова обманка помірно глиноземиста ( $Al_2O_3$  – 4,7 %), з низьким вмістом  $TiO_2$  (0,3 %),  $Cr_2O_3$  (0,3 %),  $Na_2O$  (0,9 %) і  $K_2O$  (0,24 %). В ній алюміній знаходиться переважно в шестерній координації і в меншій мірі – в четверній. За складом вона близька до еденіту.

Горнблендити є реакційно-метасоматичними породами, які утворилися в зоні контакту жильного апліто-пегматоїдного граніту з ультрабазитами.

Ультрабазити Жданівського інтрузиву істотно відрізняються від ультрабазитів нормального ряду перш за все наявністю в їх складі значної кількості флогопіту і рогової обманки еденітового і гастингситового типу пильномагматичного походження. За набором поро-

утворюючих мінералів жданівські ультрабазити подібні до флогопіт-амфіболових перидотитів інтрузиву Мрія (західна частина Приазовського мегаблоку), які вважаються [6] інтрузивними аналогами міаскітових лампроїтів Алданського щита (Росія). Проте кількісні співвідношення і хімічний склад породоутворюючих мінералів в інтрузивах Жданівській і Мрія досить різні. Всі темноколірні мінерали ультрабазитів Жданівського інтрузиву мають підвищену залізистість. Вона становить для олівіну – 21-22, інколи 26-31 %, для ортопіроксену – 17-21, рідко до 24-25 %, для амфіболу – 17-23 %, для флогопіту – 11-18 %. Залізистість же однойменних мінералів із флогопіт-амфіболових перидотитів інтрузиву Мрія складає для олівіну – 10-13 %, для ортопіроксену – 17-20 %, для амфіболу – 5-16 %, для флогопіту – 5-17% [6].

В ультрабазитах Жданівського інтрузиву відсутні такі характерні для лампроїтів мінерали як лейцит, санідин, рихтерит, тетраферифлогопіт, клінопіроксени, перовськіт, прайдерит, джепейт та ін.

**Петрохімічні особливості ультрабазитів.** Як уже відмічалось, серед ультрабазитів Жданівського інтрузиву переважають гарцбургіти і ортопіроксеніти. Перші зосереджені поблизу лежачого боку інтрузиву, другі – в середній і верхній частинах його. Гарцбур-

Таблиця 8. Хімічний склад ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	№ св.	Глибина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	В.п.п.	Сума-1/25
1	1554	71,7	36,28	0,18	2,67	0,22	5,40	8,64	0,21	33,87	1,16	0,45	0,30	0,20	0,02	0,42	0,31	9,72	100,04
2		72,0	35,56	0,14	2,28	0,20	6,22	9,50	0,22	33,02	1,48	0,40	0,20	0,30	0,43	0,76	0,25	9,27	100,01
3		73,2	45,80	0,28	4,16	0,45	0,79	10,94	0,22	28,89	2,42	0,75	0,40	0,26	0,02	0,23	0,66	4,23	100,49
4		73,5	35,46	0,05	2,56	0,25	7,88	7,20	0,26	32,99	0,70	0,30	0,20	0,20	-	0,42	0,42	11,36	100,25
5		74,3	37,98	0,24	4,69	0,20	6,20	7,63	0,21	30,96	1,88	0,65	0,60	0,30	0,09	0,25	1,01	7,69	100,53
6		75,4	36,02	0,08	2,06	0,20	5,82	9,27	0,16	32,89	1,88	0,35	0,20	0,20	-	0,46	1,00	9,95	100,54
7		76,0	37,80	0,28	4,25	0,45	2,97	10,42	0,21	32,17	1,65	0,55	0,70	0,26	0,08	0,24	0,77	7,71	100,47
8		77,5	37,86	0,33	3,81	0,38	5,15	8,35	0,21	29,91	1,85	0,60	0,70	0,26	0,05	0,33	0,42	9,82	100,00
9		79,5	38,52	0,38	4,91	0,38	4,88	7,92	0,21	29,44	1,98	0,75	0,70	0,24	0,07	0,50	0,40	8,92	100,16
10		81,5	37,74	0,46	4,86	0,38	5,59	6,91	0,21	29,01	2,36	0,75	0,90	0,24	0,14	0,62	0,55	9,66	100,31
11		82,7	35,20	0,38	4,72	0,43	8,01	6,19	0,21	29,75	1,88	0,75	0,80	0,26	0,08	0,50	0,31	10,61	100,04
12		84,7	37,83	0,41	4,89	0,44	4,85	8,44	0,15	27,49	2,91	0,75	0,55	0,05	0,14	1,42	1,28	9,38	100,91
13	1555	75,0	49,94	0,33	5,03	0,73	0,28	13,15	0,25	23,82	3,25	0,80	0,85	0,13	0,26	0,30	0,97	1,18	101,14
14		78,9	49,80	0,13	3,57	0,40	0,57	12,16	0,18	26,32	2,58	0,40	0,20	0,09	0,24	0,86	1,21	2,24	100,83
15		80,7	46,31	0,19	2,97	0,40	1,84	12,16	0,21	25,43	3,92	0,60	0,20	0,10	0,35	1,10	1,43	4,07	101,10
16		81,2	50,48	0,28	4,33	0,45	0,83	10,86	0,21	20,44	8,06	0,80	0,20	0,13	0,80	0,22	1,34	1,68	100,71
17		83,5	49,55	0,35	4,44	0,53	0,90	10,87	0,20	19,50	9,97	0,90	0,30	0,10	1,02	0,46	1,23	1,46	101,27
18		84,0	51,52	0,37	4,95	0,44	0,58	8,44	0,15	18,51	10,98	1,05	0,35	0,10	0,56	0,42	0,97	1,26	100,37
19		84,5	48,67	0,37	6,54	0,47	0,58	11,01	0,21	20,86	7,06	0,80	0,80	0,14	0,40	0,30	1,34	1,53	100,88
20		85,8	37,07	0,27	5,01	0,20	4,10	10,73	0,20	29,44	1,46	0,55	0,40	0,10	0,14	1,16	0,83	8,93	100,52
21		87,3	47,88	0,44	5,92	0,65	1,69	11,58	0,20	19,79	6,38	0,85	0,60	0,16	1,81	0,58	1,58	2,05	101,26
22	1553	90,0	35,94	0,18	3,80	0,36	4,40	10,28	0,24	31,23	1,88	0,40	0,30	0,20	0,13	0,38	0,42	10,62	100,70
23	1481	73,0	45,78	0,57	5,83	0,09	3,76	12,15	0,20	22,56	4,41	0,65	1,35	0,18	0,62	0,28	-	1,47	99,90
24		73,0	43,64	1,03	6,99	0,24	3,88	11,01	0,11	21,76	4,60	0,80	1,40	0,05	0,18	0,12	0,55	3,29	99,65
25	1479	55,0	35,54	0,10	2,08	0,26	7,71	3,15	0,26	23,17	8,26	0,20	0,30	0,13	-	1,02	8,54	9,23	99,95
26		56,0	34,86	0,10	2,08	0,36	9,23	2,86	0,38	21,69	8,38	0,20	0,50	0,11	-	0,80	9,68	8,80	100,03

Примітка. Аналізи 1, 2, 4, 6, 7, 22 – дуніти з вмістом флогопіту і амфіболу менше 5 %; ан. 3, 5, 8-12, 14, 15, 20 – гарцбургіти флогопіт-амфіболові; ан. 13, 19, 21, 23, 24 – ортопіроксеніти з різним вмістом флогопіту і амфіболу; ан. 16-18 – горнблендити, ан. 25, 26 – дуніти серпентинізовані і карбонатизовані. Аналізи виконані в хімічній лабораторії ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України, аналітики О.П. Красюк і Г.В. Ренкас.

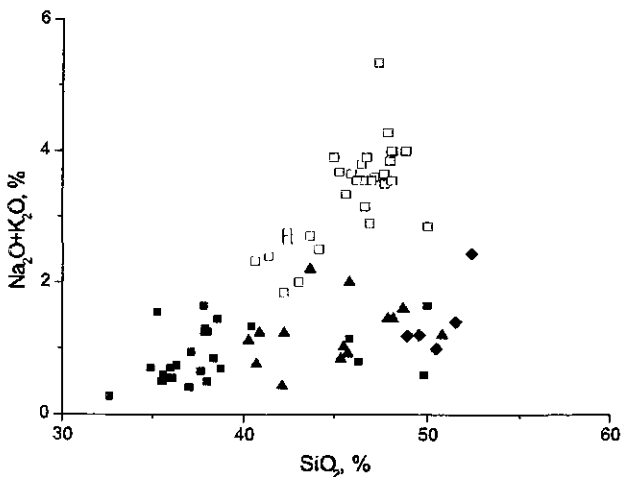
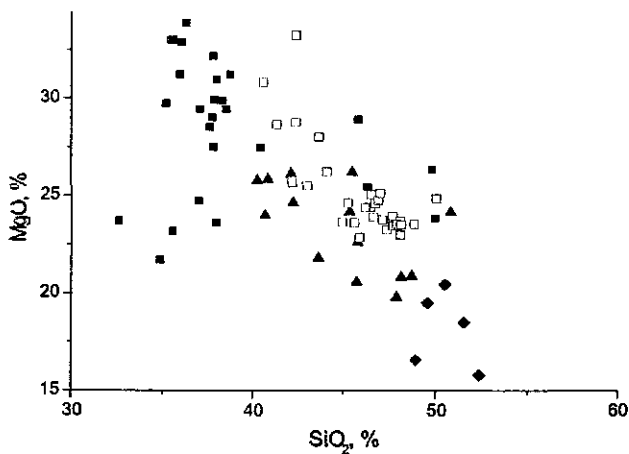
Таблиця 9. Хімічний склад ультрабазитів Жданівського інтрузиву, %

№ ан.	№ св.	Глибина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	В.п.п	Сума
1	49	79,0-79,2	36,97	0,17	2,64	0,14	13,60	0,28	24,73	6,52	0,34	0,07	0,04	0,01	1,46	12,75	99,72
2		81,0-81,2	32,56	0,20	2,76	0,13	12,92	0,40	23,70	8,21	0,23	0,05	0,03	0,01	2,68	15,81	99,69
3		93,8-95,0	37,95	0,23	3,40	0,15	13,89	0,25	23,61	7,11	0,39	0,11	0,03	0,02	1,39	11,19	99,72
4		98,0-99,0	45,73	0,18	4,08	0,17	12,67	0,17	20,56	8,60	0,54	0,38	0,07	0,21	0,91	5,38	99,65
5		99,0-103,0	42,14	0,11	2,28	0,18	14,66	0,16	26,10	4,82	0,29	0,15	0,02	0,18	0,64	7,88	99,61
6		107,0-111,0	48,90	0,42	5,70	0,16	15,79	0,24	16,57	7,88	0,89	0,30	0,05	0,36	0,44	2,20	99,90
7	51	67,0-70,0	45,34	0,33	4,27	0,24	13,64	0,18	24,13	5,70	0,52	0,32	0,06	0,58	0,71	3,51	99,53
8		72,0-75,2	40,68	0,35	3,69	0,26	13,35	0,21	24,00	6,01	0,39	0,38	0,08	0,27	1,09	8,74	99,50
9		82,2-84,7	37,60	0,16	2,65	0,04	14,26	0,22	28,52	3,42	0,28	0,38	0,05	0,13	0,75	11,12	99,58
10		85,0-88,0	40,25	0,32	4,35	0,20	14,69	0,22	25,79	3,02	0,42	0,70	0,07	0,33	0,62	8,45	99,43
11		98,0-101,0	40,86	0,31	4,68	0,26	14,49	0,18	25,84	3,77	0,60	0,64	0,10	0,33	0,32	7,05	99,43
12		110,0-113,0	40,41	0,34	4,78	0,32	14,28	0,16	27,46	2,93	0,65	0,69	0,10	0,16	0,19	7,05	99,52
13		123,0-126,0	42,24	0,34	5,30	0,31	12,67	0,15	24,59	2,22	0,43	0,80	0,12	0,22	0,34	9,74	99,47
14		135,0-138,0	45,50	0,18	3,75	0,32	12,64	0,18	26,17	4,35	0,57	0,45	0,07	0,17	0,15	5,08	99,58
15	1553	90,0	38,32	0,18	2,95	0,13	15,56	0,15	29,88	1,79	0,34	0,51	0,04	0,13	0,29	8,66	98,93
16	1554	70,5-71,0	38,73	0,14	2,63	0,07	14,57	0,15	31,23	1,88	0,29	0,41	0,05	0,16	0,33	8,61	99,25
17	1555	75,0-75,5	50,78	0,22	4,21	0,24	13,66	0,20	24,13	3,38	0,40	0,80	0,06	0,37	0,13	0,50	99,08
18	1555	80,2-80,5	52,34	0,21	7,88	0,22	8,92	0,13	15,80	8,38	2,04	0,40	0,75	0,55	0,10	1,55	99,27
19	1555	87,6	48,14	0,31	5,11	0,23	13,51	0,18	20,81	6,58	0,74	0,71	0,11	1,65	0,09	0,56	98,73

Примітка. Порода: 1-3 – гарцбургіт серпентинізований і карбонатизований; 4 – ортопіроксеніт слабо метасоматизований; 5 – ортопіроксеніт; 6 – горнблендит; 7, 8 – ортопіроксеніт; 9 – гарцбургіт серпентинізований; 10, 11 – ортопіроксеніт змінений; 12 – гарцбургіт; 13,14 – ортопіроксеніт змінений; 15, 16 – дуніт; 17 – ортопіроксеніт; 18 – горнблендит; 19 – ортопіроксеніт. Все залізо визначено як Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Аналізи виконані методом ICP ES в Acte analytical laboratories LTD (Канада).

гіти в своїй більшості містять у невеликій кількості флогопіт і амфібол (рогова обманка паргаситового типу). На відміну від них в ортопіроксенітах основними породоутворюючими мінералами є магнезійні ортопіроксени і амфіболи (рогові обманки паргаситового і еденітового типів), а олівін і флогопіт відіграють другорядну роль. Такі особливості мінерального складу ультрабазитів знайшли відповідне відображення в хімічному складі цих порід. За даними понад 45 аналізів (табл. 8, 9), виконаних класичними методами в хімічній лабораторії ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України і методом ICP ES в Асме analytical laboratories LTD (Канада), вміст головних петрогенних компонентів в ультрабазитах (дунітах, гарибургітах і ортопіроксенітах) варіює в межах (%):  $\text{SiO}_2$  – 32,5-50,8;  $\text{TiO}_2$  – 0,08-0,46;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2-7;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  – 9-15,5;  $\text{MnO}$  – 0,1-0,4;  $\text{MgO}$  – 19,8-33,9;  $\text{CaO}$  – 0,7-8,6;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,2-0,8;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,05-0,90;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,02-0,30;  $\text{S}$  – 0,01-1,81;  $\text{CO}_2$  – 0,1-9,7.

На діаграмі  $\text{SiO}_2$  –  $\text{MgO}$  дуніти і гарибургіти лягають в поле ультраосновних порід, а ортопіроксеніти – в поле основних і частково ультраосновних порід. Корелятивні зв'язки між  $\text{SiO}_2$  і  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$  і  $\text{Al}_2\text{O}_3$  та між  $\text{MgO}$  і  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  проявлені порівняно добре, а між  $\text{SiO}_2$  і  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  та  $\text{MgO}$  і  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  вони менш помітні (рис. 5). Іншою петрохімічною особливістю ультрабазитів Жданівського інтрузиву є їх підвищена титаністість, що обумовлено, головним чином, наявністю значної кількості титанвмісних амфіболів і флогопіту. При цьому  $\text{TiO}_2$  не корелюється з  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Крім



■ 1    ▲ 2    ◆ 3    □ 4

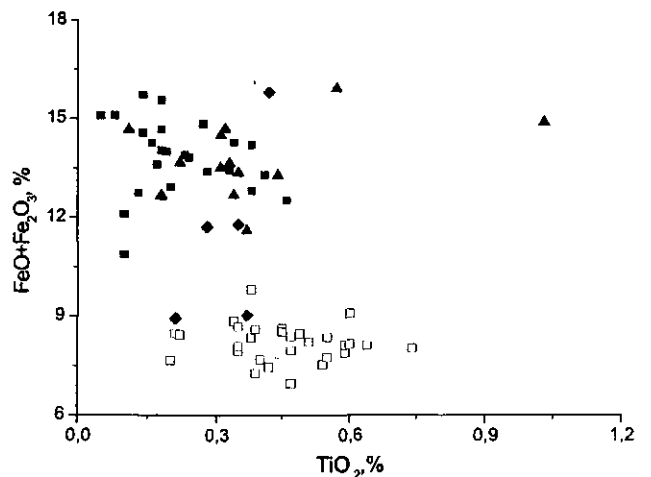
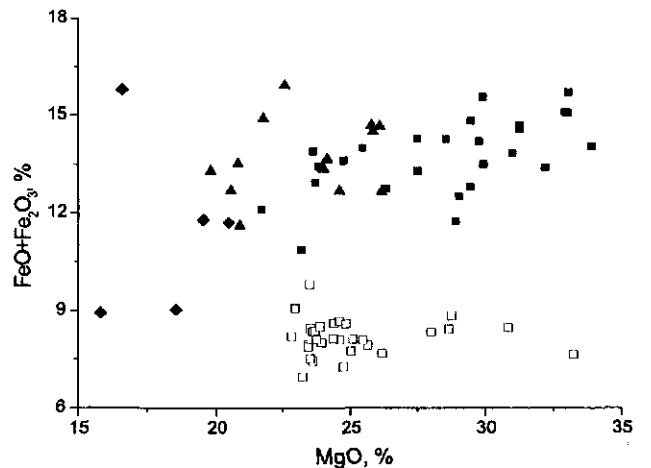
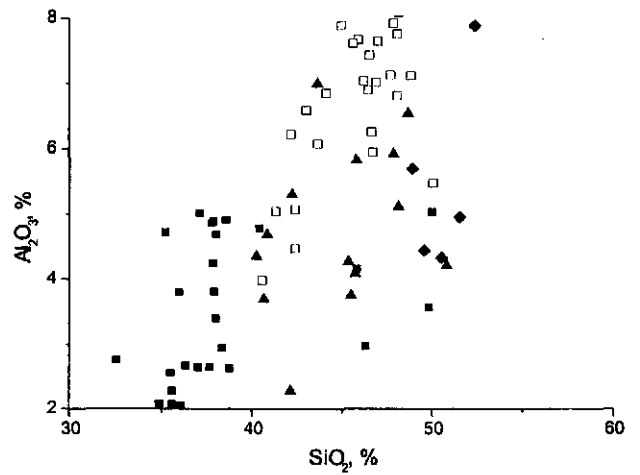
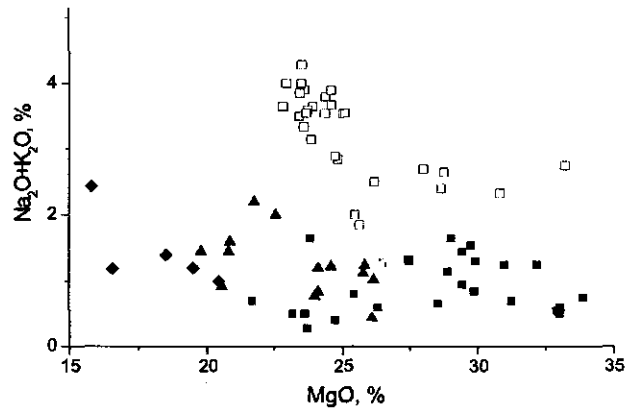


Рис. 5. Кореляційні залежності між вмістом петрогенних компонентів в ультрабазитах Жданівського інтрузиву і флогопіт-амфіболових перидотитах інтрузиву Мрія. 1-3 – Жданівський інтрузив: 1 – дуніти і гарибургіти, 2 – ортопіроксеніти, 3 – горнбландити; 4 – інтрузив Мрія, флогопіт-амфіболові перидотити.

Таблиця 10. Елементи-домішки в ультрабазитах Жданівського інтрузиву (за даними ICP MS)

№	№ св.	Глибина, м	Ni	Co	V	Sc	Cs	Ga	Zr	Hf	Y	Nb	Ta	Th	U	Ba	Sr	Rb	Cu	Zn	Pb	W
1	49	79,0-79,2	1450	113,6	48	12	0,4	3,1	11,2	<0,5	3,4	0,6	<0,1	0,4	0,9	33,1	101,9	2,6	34,6	67	0,2	0,4
2		81,0-81,2	1594	131	53	8	0,5	3,8	12,3	<0,5	4,7	4,3	4,5	0,3	1,5	33,1	102,3	2,4	54,9	55	0,6	1,2
3		93,8-95,0	1301	118,5	65	14	0,4	4,5	10,2	<0,5	4,9	8,9	10,2	0,2	1,2	32,6	89,9	3,9	94,1	61	0,4	0,4
4		98,0-99,0	1237	133,9	65	20	1	6,1	20,8	0,7	7,5	71	77,7	0,3	0,7	108	136,7	11,4	148,1	69	0,2	2,2
5		99,0-103,0	1865	144,4	47	14	0,6	3,4	11,9	<0,5	2,7	0,6	0,3	0,3	0,2	58,4	223,2	4,5	118,3	56	0,2	0,3
6		107,0-111,0	587	98,1	250	48	0,5	10,5	26,5	1	11,9	2,1	0,3	0,7	5,5	58,4	116	8,9	150,7	25	0,3	0,2
7	51	67,0-70,0	2065	147,8	107	25	0,7	5,7	14,2	<0,5	4,4	0,6	<0,1	0,4	0,3	85,7	132	9	458,1	39	3	4,7
8		72,0-75,0	2590	138,6	88	16	1,5	5,1	22,7	0,8	3,8	1,2	<0,1	3,9	0,9	151	141,9	15,8	135,4	57	1	0,1
9		82,2-84,7	2118	146,7	39	8	0,8	3,3	13,6	<0,5	2,8	0,7	<0,1	0,4	0,2	131	126,6	12,7	69	105	1,3	0,3
10		85,0-88,0	2712	140,4	76	11	1,4	6	16,2	0,5	4,1	1	<0,1	0,5	0,5	289	158,4	23,3	434,2	53	1,8	0,3
11		98,0-101,0	2868	141,2	84	13	0,9	6,2	24,7	0,8	5,5	1,3	0,2	1,3	0,6	173	207,1	22,3	197,1	57	1,9	0,8
12		110,0-113,0	2502	139,4	94	15	0,7	5,8	25	0,8	5,7	1,3	<0,1	2,1	0,4	200	184,8	20	63	53	1,8	0,2
13		123,0-126,0	2725	152,3	84	11	1,5	7,5	21,1	0,7	4,9	1,3	<0,1	0,9	0,3	207	201,7	30,6	66	53	2,3	0,1
14		135,0-138,0	2126	125	64	17	0,6	5,1	19,1	0,7	5	1	<0,1	0,5	0,3	125	127,5	14,7	104,9	47	1,9	0,6
15	1553	90,0	1363	165,9	60	9	2,8	4,6	13,3	<0,5	3,5	0,8	<0,1	0,6	0,1	286	99,4	25	72,3	58	0,8	0,8
16	1554	70,5-72,0	1766	156,1	38	8	0,8	3,9	15,7	0,6	3,5	1	<0,1	0,7	0,4	212	96,6	16,9	66,5	92	0,9	0,7
17	1555	75,0-75,5	1945	101,5	107	26	5,3	7,3	14,5	<0,5	4,1	1	<0,1	0,3	0,3	164	75	45,5	478	17	1,3	0,1
18	1555	80,2-80,5	1259	83,8	119	31	0,3	10,7	15,4	<0,5	14,3	1,1	0,1	1,5	8,6	83	205,9	10,9	612,9	14	1,4	1,6
19	1555	87,6	3503	156,3	138	31	3,2	8,3	24,9	0,6	7,5	1,2	<0,1	1	0,2	220	151,4	40	2143	18	1,9	0,4
20	1554	73,5	1792	168,5	17	н.в.	0,5	1,9	13	<0,5	1,2	<0,	<0,1	0,5	<0,	123	45,9	9,8	21	90	<2	<1
21	1554	77,5	1569	141,3	67	н.в.	0,8	5,8	16	0,5	4,6	1,3	<0,1	0,9	0,4	249	135,6	26,3	38	41	<2	<1
22	1554	79,5	1539	147,7	76	н.в.	1,2	5,8	21,8	0,7	5,1	1	<0,1	0,6	0,3	281	143,7	31,1	42	42	<2	<1
23	1555	75,0	1287	102	98	н.в.	6,2	7,7	11,3	<0,5	4	1	<0,1	0,6	0,3	158	65,4	51,4	423	14	<2	<1
24	1555	80,7	1485	159,5	71	н.в.	0,7	3,6	7,9	<0,5	3	<0,	<0,1	0,3	0,1	26,6	100	4,2	275	41	<2	<1
25	1555	83,5	1644	115,8	152	н.в.	0,2	6,8	14,8	0,6	6,4	1,5	<0,1	0,5	0,2	55,7	124	5,4	1019	14	<2	<1
26	1555	87,3	4690	155,7	126	н.в.	2,6	8,5	22,6	0,6	7,1	1	<0,1	0,8	0,2	173	166	24,5	3414	19	<2	<1

Продовження табл. 10

№ ан.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	As	Sb	Mo	Cd	Bi	Ag	Au	Pt	Pd	Rh
1	2,9	6,6	0,85	3,9	0,9	0,34	0,79	0,12	0,6	0,11	0,33	0,05	0,29	0,04	<0,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	3	1,8	6,2	0,84
2	3,6	5,7	0,8	3,3	0,8	0,18	0,65	0,09	0,58	0,1	0,31	<0,05	0,23	0,04	<0,5	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	2	2,5	3,7	1,11
3	2,1	6,1	0,93	4,5	1,2	0,36	1,11	0,17	0,95	0,18	0,54	0,07	0,38	0,06	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	4	4,7	5	0,64
4	4,7	14	1,95	8,7	1,8	0,46	1,43	0,23	1,37	0,23	0,71	0,09	0,61	0,1	<0,5	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	3	1,7	1,9	0,37
5	2,3	6	0,83	3,8	0,7	0,21	0,56	0,09	0,48	0,09	0,29	<0,05	0,29	0,04	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	3	18,4	26	2,31
6	4,2	12,4	1,83	8,9	2,4	0,65	2,29	0,38	2,14	0,41	1,31	0,18	1,05	0,17	<0,5	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	0,1	90	1,7	2,8	1,07
7	3,1	7,9	1,06	5	1,3	0,34	1,05	0,15	0,83	0,16	0,47	0,07	0,44	0,07	<0,5	<0,1	0,4	<0,1	0,1	0,1	10	7,7	15,7	1,43
8	8,6	18,8	2,09	8,9	1,8	0,29	1,47	0,19	0,76	0,13	0,39	<0,05	0,29	0,05	0,6	<0,1	0,3	<0,1	0,1	<0,1	4	12,4	32,5	2,92
9	2,8	6,8	0,86	3,9	0,9	0,22	0,63	0,1	0,5	0,09	0,29	<0,05	0,28	0,04	1,4	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	3	0,6	<0,5	3,18
10	3,8	8,4	1,07	4,6	1,1	0,27	0,84	0,14	0,68	0,14	0,4	0,07	0,42	0,06	0,6	<0,1	0,3	0,1	1	0,1	39	13,7	127,8	3,42
11	5,7	13,1	1,6	6,9	1,6	0,44	1,27	0,2	1,01	0,2	0,55	0,08	0,53	0,07	<0,5	<0,1	0,3	<0,1	0,1	<0,1	8	25,1	53,7	12,71
12	6,4	14,7	1,8	7,6	1,6	0,45	1,34	0,19	1,04	0,19	0,55	0,09	0,52	0,08	<0,5	<0,1	0,4	<0,1	0,1	<0,1	6	30,9	35,7	3,89
13	6,8	13,6	1,58	6	1,3	0,35	1,08	0,15	0,89	0,17	0,5	0,08	0,49	0,08	1,4	<0,1	0,1	<0,1	0,4	<0,1	6	21,9	33,3	2,71
14	5,1	11,7	1,45	6,1	1,3	0,39	1,15	0,16	0,83	0,15	0,51	0,07	0,48	0,07	<0,5	<0,1	0,3	<0,1	0,1	<0,1	4	21,9	23,3	3,37
15	3,6	7,9	0,98	4,2	0,9	0,27	0,75	0,1	0,56	0,11	0,33	0,05	0,29	0,04	0,7	0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	2	3,6	4,3	<0,05
16	5,5	11,6	1,36	6	1,1	0,27	0,83	0,11	0,69	0,12	0,27	0,06	0,35	0,04	<0,5	<0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	1	4,2	7	0,18
17	4,3	9,4	1,08	4,9	1,2	0,28	0,59	0,12	0,64	0,14	0,38	0,06	0,37	0,06	0,8	0,2	0,3	0,01	1,1	0,3	18	30,6	45,4	0,39
18	12,5	27,5	3,24	13,8	3,9	0,58	3,13	0,46	2,57	0,44	1,11	0,15	0,89	0,11	<0,5	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	9	12,8	14,1	<0,05
19	5,1	12,6	1,65	7,4	1,8	0,48	1,53	0,22	1,16	0,24	0,61	0,1	0,59	0,1	0,5	0,2	0,4	0,2	3,2	2,2	406	106,4	216,9	0,88
20	3,1	4,7	0,41	1,9	0,4	0,12	0,33	0,04	0,16	<0,05	0,12	<0,05	0,11	0,02	1	<0,5	<0,2	<0,2	<0,5	<0,5	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.
21	4,9	10	1,21	6	1,1	0,33	1,11	0,15	0,76	0,14	0,42	0,06	0,4	0,06	<1	<0,5	<0,2	<0,2	<0,5	<0,5	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.
22	5,3	9,5	1,28	5,9	1,4	0,36	1,21	0,17	0,93	0,18	0,48	0,08	0,44	0,07	<1	<0,5	0,2	<0,2	<0,5	<0,5	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.
23	4,6	9,8	1,07	4,8	0,9	0,31	0,78	0,1	0,66	0,13	0,4	0,06	0,39	0,06	2	<0,5	0,5	<0,2	0,9	<0,5	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.
24	3	4,2	0,56	2,6	0,7	0,15	0,52	0,1	0,53	0,1	0,3	<0,05	0,28	0,06	<1	<0,5	0,2	<0,2	<0,5	<0,5	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.
25	4	8,2	1,08	5,2	1,4	0,4	1,51	0,19	1,23	0,24	0,66	0,11	0,62	0,09	1	<0,5	0,4	<0,2	<0,5	<0,5	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.
26	6,5	12,8	1,69	8,9	1,7	0,5	1,56	0,2	1,23	0,23	0,67	0,08	0,77	0,09	1	<0,5	0,5	0,2	3,5	3	н. в.	н. в.	н. в.	н. в.

Примітка. Елементи-домішки Au, Pt, Pd і Rh в мг/т, інші – г/т. Аналізи виконані методом ICP MS в Acme analytical laboratories LTD (Канада). Н. в. – не визначався.

Номери аналізів і петротипи порід відповідають: 1-19 – табл. 9; 20-26 – табл. 8 (ан. 20 – 4, ан. 21 – 8, ан. 22 – 9, ан. 23 – 13, ан. 24 – 15, ан. 25 – 17, ан. 26 – 21).

того, ці ультрабазити дещо збагачені на  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,15 – 0,73 %) і луги. Вміст  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  варіює від 0,28 до 2,20 %, а величина відношення  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  змінюється від 1 до 5 і лише іноді зменшується до 0,5-0,8. Чіткої залежності між вмістом  $\text{SiO}_2$  і  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  немає. Головними носіями лугів є флогопіт і амфіболи (див. табл. 3, 4).

Наведені дані свідчать про те, що ультрабазити Жданівського інтрузиву відрізняються від типових ультрабазитів нормального ряду більш високим вмістом  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  і  $\text{K}_2\text{O}$  та дещо нижчим –  $\text{MgO}$ . Суттєві відмінності за хімічним складом вони мають і від флогопіт-амфіболових перидотитів інтрузиву Мрія, детально охарактеризованих у роботі [6]. Як видно із рис. 5, при близькому вмісті  $\text{MgO}$  (20-34 %) породи інтрузивів Жданівський і Мрія виокремлюються за вмістом  $\text{SiO}_2$  (відповідно 32-51 і 40-50 %),  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (9-16 і 7-10 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2-7 і 4-9 %),  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (0,25-2,2 і 1,8-5,0 %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,1-0,7 і < 0,2 %), S (до 1,6-1,8 і < 0,15 %). Ультрабазити Жданівського інтрузиву є в цілому більш залізистими та менш багатими на кремнезем і луги порівняно з флогопіт-амфіболовими перидотитами інтрузиву Мрія. Ультрабазити Жданівського інтрузиву належать до порід калій-натрової серії ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-5$ , рідко 0,5-0,8), тоді як флогопіт-амфіболові перидотити інтрузиву Мрія – до порід натрій-калієвої серії ( $\text{K}_2\text{O}$  в три-десять разів переважає над  $\text{Na}_2\text{O}$ ). Коефіцієнт аґпайтності для перших становить 0,17-0,34, для других – 0,35-0,72, а для типових лампроїтів – більше 1.

В ультрабазитах Жданівського інтрузиву середній вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,30 %) в два рази вищий, а  $\text{TiO}_2$  (0,25 %) в два рази нижчий ніж у флогопіт-амфіболових перидотитах інтрузиву Мрія.

Отже, за петрохімічними особливостями флогопіт-амфіболові ультрабазити Жданівського інтрузиву значно відрізняються від класичних і міаскітових лампроїтів. Тому відносити їх до порід лампроїтової серії, як це пропонують деякі дослідники, не має підстав.

**Геохімічні особливості ультрабазитів.** Для вивчення геохімії ультрабазитів Жданівського інтрузиву вперше було використано метод ICP MS. Цим методом проаналізовано 26 проб з головних різновидів ультрабазитів. І лише отримані при цьому дані враховувалися в подальшому.

Як видно з табл. 10, ультрабазити дослідженого інтрузиву збагачені на когерентні і бідні на несумісні елементи, що наближає їх до ультрабазитів нормального ряду. До когерентних елементів відносяться Cr, Ni, Co, Ti, V, Sc. З них Cr, Ni та Co є тугоплавкими елементами, а Ti, V і Sc – легкоплавкими. Вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  варіює від 0,13 до 0,73 % і в середньому становить 0,32 %. Головним концентратором його є хромшпінеліди. За даними мікрозондового аналізу, вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в останніх коливається від 30 до 40 %. В породоутворюючих мінералах ультрабазитів хром міститься в значно менших кількостях. Наприклад, в амфіболі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  складає 0,3-1,1 %, в флогопіті – 0,1-0,66 %, в ортопіроксені – менше 0,16 %.

Титан – один з характерних елементів-домішок вивчених ультрабазитів. Вміст  $\text{TiO}_2$  варіює від 0,05 до 0,45 % (в середньому 0,25 %). Основні носії титану – флогопіт ( $\text{TiO}_2$  – 0,6-1,5 %) і амфіболи ( $\text{TiO}_2$  – 0,3-1,9 %). Із власне титанових мінералів в знакових кількостях встановлено ільменіт підвищеної магнезальності ( $\text{MgO}$  – 2-5 %).

Ванадій постійно присутній в ультрабазитах, але

вміст його здебільшого низький (17-152 г/т) і в цілому добре корелюється з вмістом титану. Найменше його в дунітах і гарцбургітах, найбільше (250 г/т) – в горнблендитах. Більшість ванадію знаходиться в розсіяному стані в амфіболах і флогопіті.

Нікель – один з найхарактерніших типоморфних елементів ультрабазитів Жданівського інтрузиву. Вміст його варіює від 1237 до 4690 г/т і лише в пробі з горнблендиту становить 587 г/т. Він входить головним чином до складу породоутворюючого олівіну ( $\text{NiO} = 0,16-0,46$  %), де ізоморфно заміщує магній, та до складу пентландиту ( $\text{Ni} = 31,4-34,6$  %). Причому в дунітах і гарцбургітах майже весь нікель знаходиться в силікатній формі, а в ортопіроксенітах і горнблендитах – в сульфідній. Вміст нікелю в ортопіроксенітах і горнблендитах, як правило, корелюється з вмістом сірки. Так, в ортопіроксеніті з вмістом  $\text{Ni} = 4690$  г/т вміст S = 1,81 %, в горнблендиті з вмістом  $\text{Ni} = 1644$  г/т вміст S = 1,02 %.

Кобальт на відміну від нікелю не утворює значних концентрацій у вивчених ультрабазитах. Його вміст становить 83 – 168 г/т. Мінералами-носіями кобальту є, з одного боку, сульфідні (переважно пентландит), з іншого – олівін. У зв'язку з цим в майже безсульфідних різновидах дунітів і гарцбургітів та в збагачених сульфідами ортопіроксенітах вміст Co близький.

Скандію в ультрабазитах дуже мало – 8-48 г/т. Це пов'язано, мабуть, з тим, що в складі ультрабазитів переважають олівін, ортопіроксен, флогопіт і амфіболи та відсутній такий мінерал-концентратор його як клінопіроксен.

Лужноземельні елементи, зокрема Ba і Sr, постійно зустрічаються в ультрабазитах в незначній кількості Ba – 26-289 г/т, Sr – 46-223 г/т. Вміст цих елементів позитивно корелюється з вмістом лугів і більшості несумісних елементів. Носіями їх є флогопіт і амфібол.

Халькофільні елементи – постійні домішки ультрабазитів Жданівського інтрузиву. З них в найбільшій кількості встановлено Cu – до 3414 г/т. Мінімальна концентрація її (20-30 г/т) визначена в гарцбургітах максимальна – в збагачених сульфідами і амфіболами ортопіроксенітах та горнблендитах. Основним носієм міді є халькопїрит. В дещо підвищених кількостях міститься Zn (14-105 г/т, середнє 51 г/т). Вміст інших халькофільних елементів дуже низький: Pb – < 3 г/т, As – здебільшого < 1 г/т, Cd – < 0,2 г/т, Sb – < 0,5 г/т, Bi – < 0,5 г/т, в окремих пробах до 1-3 г/т.

Із групи благородних металів в ультрабазитах Жданівського інтрузиву встановлено Au, Ag, Pt, Pd, Rh. Вміст Ag, зазвичай, не перевищує 0,1 г/т і лише двох пробах із найбільш збагаченого на амфіболи сульфідні ортопіроксеніту (св. 1555, пл. 87,3-87,6 м) становить 2-3 г/т. Мікрозондовим аналізом домішок Ag визначені в халькопїриті (0,05-0,22 %), полідимі (0,10-0,17 %) і кубаніті (0,08 %). Вміст Au варіює в 0,5 до 10 мг/т і тільки в 3 пробах становить 39 мг/т (св. 51, пл. 85,0-88,0 м), 90 мг/т (св. 49, пл. 107,0-111,0 м) і 406 мг/т (св. 1555, пл. 87,6 м).

В пробі з вмістом золота 406 мг/т встановлено в сокий вміст Cu (2144 г/т), Ni (3503 г/т), S (1,65 %) дещо підвищений – Bi (3,2 г/т) і As (0,5 г/т). На цій піставі можна зробити припущення, що золото ізоморфно входить до складу сульфідів або асоціює з ними.

Платиноїди містяться в таких кількостях: Pt – 0, 106,4 мг/т, Pd – 0,5-216,9 мг/т, Rh – 0,05-12,7 мг/т. Пр чому максимальна концентрація названих елементів пов'язана з флогопіт-амфіболовими ортопіроксе

тами та горнблендитами, збагаченими сульфідними мінералами, а мінімальний вміст їх приходить на дуніти і гарцбургіти.

Характерно, що Pd завжди переважає над Pt, а Pt над Rh. Вміст платиноїдів позитивно корелюється з вмістом S, Cu, Ni, Ag та Au, що свідчить про їх генетичний зв'язок з сульфідною мінералізацією, яка утворилася на пізньомагматичному етапі становлення інтрузиву. Виходячи з співвідношення між платиноїдами, а також враховуючи низький вміст в ультрабазитах Жданівського інтрузиву As, Sb і Bi, можна вважати, що головними носіями елементів платинової групи в цих породах є сульфіди нікелю і міді – піротин, халькопірит та ін. Разом з тим в корі вивітрювання ультрабазитів встановлено сульфід платини – спериліт [12]. Отже, результати аналізів ультрабазитів цього інтрузиву методом ICP MS свідчать про в цілому низький вміст в них платиноїдів.

Несумісні елементи, до яких належать Nb, Ta, Zr, Hf, PЗЕ, Th та U, постійно присутні в ультрабазитах, але в незначних кількостях. Вміст Nb здебільшого не перевищує 1-1,5 г/т і лише в карбонатизованих флогопіт-амфіболових гарцбургітах, які розкриті св. 49 в інтервалах 81,0-81,2 м та 93,8-95,4 м становить 4,3-8,9 г/т. Аномально високу концентрацію Nb (71,2 г/т) і Ta (77,7 г/т) зафіксовано в метасоматизованому різновиді ортопіроксеніту (св. 49, гл. 98,0-99,0 м). Вміст Hf, Ta, Th і U, як правило, менше 1 г/т. Найбільше U (8,6 г/т) встановлено в горнблендиті (св. 1555, гл. 80,5 м). Із несумісних елементів

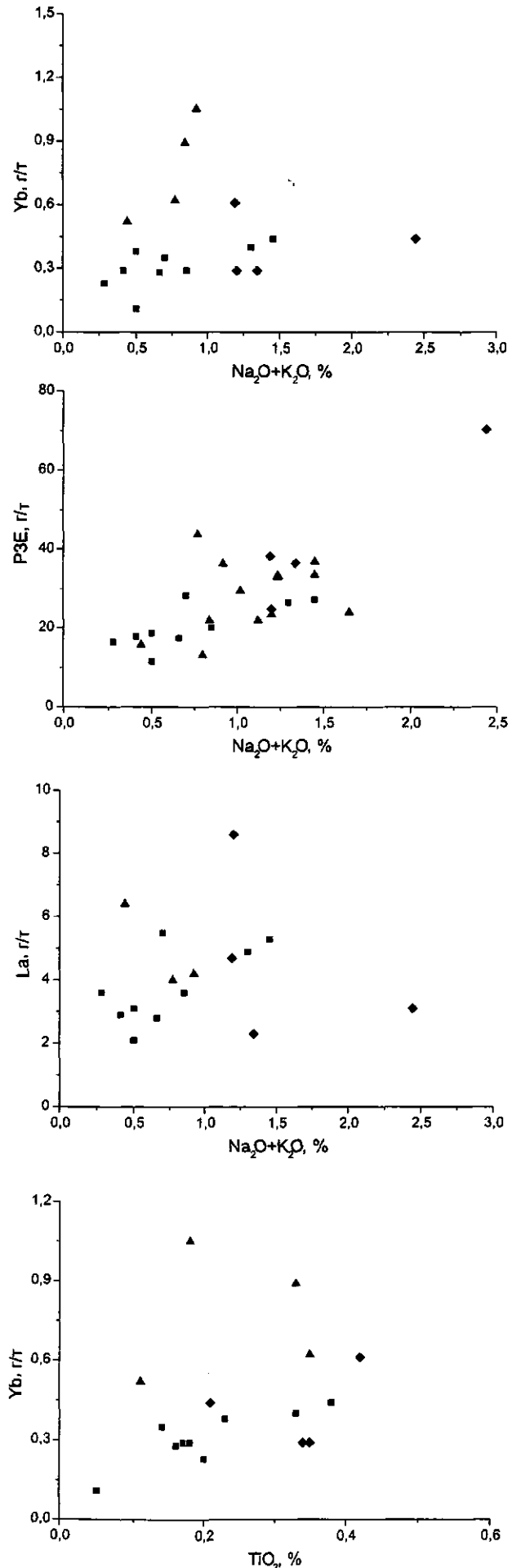
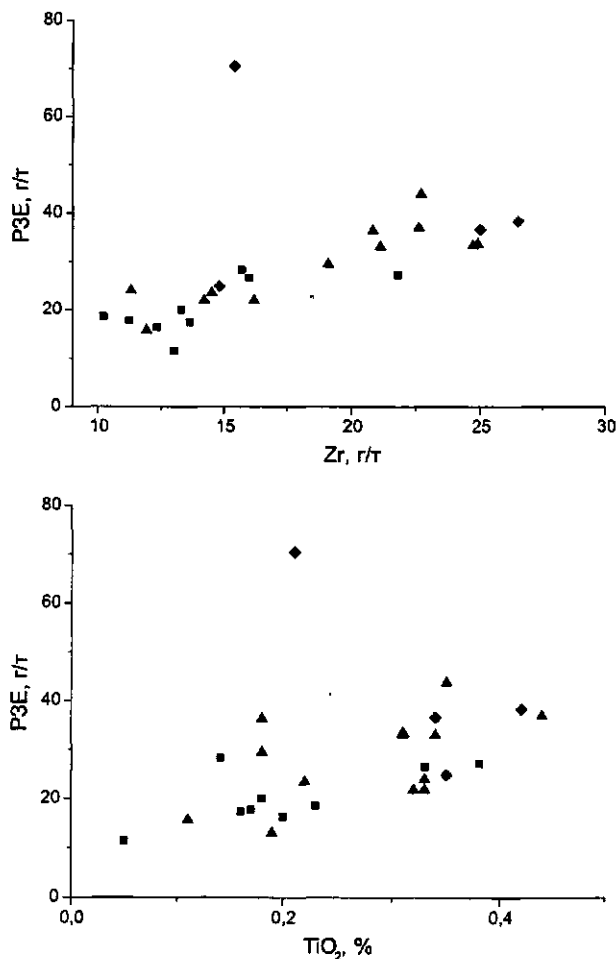


Рис. 6. Кореляційні залежності між вмістом деяких петрогенних оксидів і несумісних елементів в ультрабазитах Жданівського інтрузиву. Умовні позначення ті ж, що й на рис. 5.



найвищу концентрацію мають Zr (7,9-25,0 г/т) та РЗЕ (11,5-70,4 г/т). Між ними існує досить чітка позитивна кореляційна залежність (рис. 6). Така ж кореляція простежується між РЗЕ і  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , РЗЕ і  $\text{TiO}_2$ , La і  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , Yb і  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  та Yb і  $\text{TiO}_2$ . Розподіл РЗЕ в ультрабазитах Жданівського інтрузиву ілюструє рис. 7. З нього видно, що незалежно від складу і ступеня зміни ультрабазитів легкі лантаноїди завжди переважають над важкими. За морфологією, ступенем концентрації та іншими ознаками спектри РЗЕ можна поділити на дві групи. Спектри першої групи властиві найменш зміненим різновидам дунітів, гарцбургітів і ортопіроксенітів. Вони подібні за характером розподі-

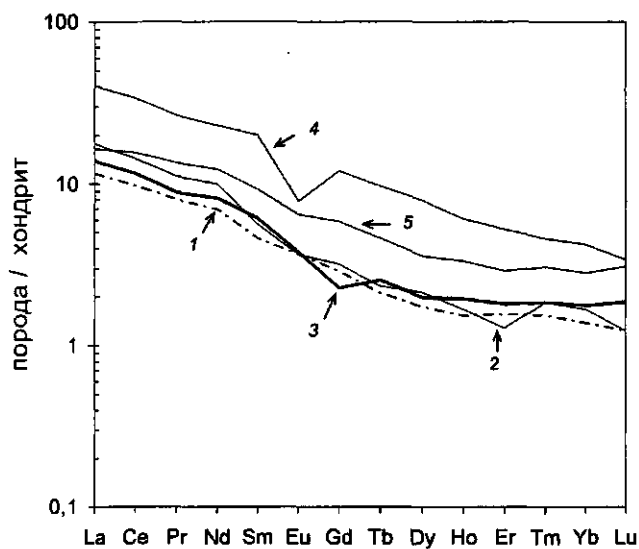


Рис. 7. Розподіл РЗЕ в ультрабазитах Жданівського інтрузиву. 1 – дуніт; 2 – гарцбургіт; 3 – ортопіроксеніт; 4 – гортблендіт; 5 – ортопіроксеніт збагачений амфіболом.

лу РЗЕ, але дещо відрізняються між собою за вмістом останніх (див. рис. 7, спектри 1-3). Особливість спектрів – незначне фракціонування важких лантаноїдів і добре виражене – легких ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=3,7-10,8$ ). Цей тип спектрів найбільш поширений. Для збагачених на амфібол ортопіроксенітів і гортблендітів характерна більш висока концентрація РЗЕ і перш за все важких лантаноїдів (див. рис. 7, спектри 4 і 5). Відношення  $\text{La}_N/\text{Yb}_N=2,7-5,8$ . На спектрах проявлена негативна європівська аномалія. Найбільш контрастна вона в гортблендітах.

Наведені геохімічні особливості ультрабазитів Жданівського інтрузиву вказують на те, що вони кристалізувалися із добре диференційованого розплаву ультрабазитового типу при незначній участі глибинних флюїдів.

**Ізотопно-геохімічні характеристики і вік ультрабазитів.** Ізотопно-геохімічні дослідження ультрабазитів Жданівського інтрузиву проведені вперше. Для визначення ізотопного складу Nd і Sr були відібрані зразки найменш зміненого гарцбургіту (св. 1555, пл. 80,7 м) і флогопіт-амфіболового ортопіроксеніту (св. 1555, пл. 87,3 м). Ці різновиди порід мають низький вміст Nd і Sm та підвищений вміст Rb і Sr. Перераховане на вік 2000 млн рр. первинне відношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  становить 0,701273 для гарцбургіту і 0,701397 для ортопіроксеніту. Низькі значення цього відношення свідчать про мантієне походження розплаву, з якого утворився Жданівський інтрузив, і дуже незначну контамінаваність його корковим матеріалом ( $\epsilon\text{Sr}$  варіює від 12,3 до -14,0).

Ізотопний склад Nd в гарцбургітах і ортопіроксені-

тах дуже близький. Перераховані на вік 2000 млн рр. значення  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  становлять відповідно 0,510102 і 0,510108, а  $\epsilon\text{Nd}=1,05$  і 1,17. Такі ізотопні характеристики неодиму вказують на те, що вихідні для Жданівського інтрузиву розплави виникли в результаті плавлення деплетованого мантієного субстрату. Sm-Nd вік ультрабазитів, визначений за моделлю деплетованої мантії, становить 2225-2265 млн рр.. За даними K-Ar методу, флогопіт із цих порід має вік  $1950 \pm 20$  млн рр., амфібол –  $1890 \pm 35$  млн рр.

Незначні варіації первинних відношень  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  та  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в ультрабазитах Жданівського інтрузиву є важливим доказом того, що після їх кристалізації Sm-Nd і Rb-Sr системи не зазнали помітних порушень. Тому розглядати їх як «великі останці» ультрабазитів бердичівського віку, які уцілили від гранітизації та метаморфізму, немає підстав.

Що ж стосується віку ультрабазитів Жданівського інтрузиву, то його ми визначаємо виходячи з таких даних. По-перше, інтрузив без сумніву прориває гранітоїди бердичівського комплексу і має з ними реакційні контакти. Вік же бердичівських гранітів становить 2000-2080 млн рр. [10]. По-друге, інтрузив перетинають малопотужні тіла ураноносних метасоматитів віком 2008-2031 млн рр. (визначений U-Pb методом за сингенетичними цирконом і монацитом). По-третє, ультрабазити мають інтрузивну силоподібну форму залягання і ознаки диференційованого тіла, в підшві якого переважають дуніти і гарцбургіти, а в покрівлі – ортопіроксеніти. Від часу вкорінення це тіло не змінило своєї морфології і не зазнало гранітизації. По-четверте, K-Ar вік флогопіту і амфіболу з цих ультрабазитів становить відповідно  $1950 \pm 20$  і  $1890 \pm 35$  млн рр. По-п'яте, Sm-Nd вік ультрабазитів, розрахований за моделлю деплетованої мантії, варіює в межах 2225-2265 млн рр., тобто ультрабазити не можуть бути давнішими за 2200 млн рр.

В протолочних пробах ультрабазитів Жданівського інтрузиву іноді спостерігаються поодинокі кристали циркону, але зважаючи на наявність в межах інтрузиву малопотужних тіл метасоматитів з підвищеним вмістом циркону і монациту, природа цих цирконів визначається неоднозначно. Без датування U-Pb методом значної кількості індивідуальних кристалів циркону вважати їх власне ультрабазитовими не можна. Тим більше, що за даними ICP MS вміст цирконію в ультрабазитах рідко перевищує 20 г/т.

На наш погляд становлення Жданівського інтрузиву ультрабазитів завершилось близько 2000 млн рр. назад. Спроби ж віднести його до капітанівського або сабарівського комплексів є безпідставними, оскільки ультрабазити цих комплексів згідно чинної хроностратиграфічної схеми докембрію Українського щита [3] належать до архею.

## ОСОБЛИВОСТІ СКЛАДУ УРАНОНОСНИХ МЕТАСОМАТИТІВ

В 2003 р. при оконтурюванні Жданівського інтрузиву ультрабазитів поблизу північно-західного контакту його з вмшуючими гранітоїдами в св. 1615 на глибині 78,0 м було встановлено дещо незвичну для цього району кислу породу з високим рівнем радіоактивності. Петрографічні дослідження показали, що вона неоднорідна за мінеральним складом, текстурою і структурою. Це переважно істотно біотитова середньо- і різнозерниста порода, яка на окремих ділянках пере-

ходить у дрібнозернисту меланократову плагіоклаз-біотитову породу з сланцювато-катакластичною текстурою. В ній є порівняно крупні виділення (порфір-области, гнізда, “прошарки”) плагіоклазу, а також фрагменти гранат-плагіоклазової породи з виділеннями гранату розміром до 1 см. Виділення гранату мають ознаки порфір-областичного росту і містять дрібні включення біотиту, польового шпату і кварцу. Поряд з гранатом зустрінуто крупні (1-3 см) деформовані виділення плагіоклазу, які по краях облямовуються дрібнозернистою польовошпатовою масою. Остання іноді переходить у дрібнозернисту польовошпат-біотитову породу. Гранат-плагіоклазова порода близька за складом до бердичівського граніту.

В породі біотитового складу встановлено в підвищеній кількості монацит, циркон (малакон?), апатит і непрозорий радіоактивний мінерал. Навколо зерен радіоактивного мінералу є ореоли освітлення біотиту – так звані плеохроїчні дворики.

Апатит утворює кристали або сегрегації дрібних зерен, іноді зростки з цирконом. При цьому циркон більш ідіоморфний, ніж апатит. Вміст апатиту досягає 1 %.

Циркон зустрінуто у вигляді короткопризматичних або слабо видовжених кристалів світло-бурого кольору розміром до 0,3-0,5 мм. Двозаломлення його низьке, що обумовлено, мабуть, частковою метамікстністю. Інколи в цирконі є включення монациту. Вміст циркону в біотитовій породі становить 0,5-1,0 %, тобто набагато більший ніж в гранітах. Для циркону характерний високий вміст U (4340 г/т), Th і Pb (1390 г/т). Інколи він має включення біотиту або біотит облямовує (“захоплює”) циркон. Це свідчить про сингенетичність названих мінералів.

Монацит утворює дрібні (до 0,6 мм) короткопризматичні кристали або зерна овальної форми, навколо яких у біотиті розвинуті плеохроїчні дворики. Він збагачений Th, в меншій мірі U (20345 г/т) та Pb (13457 г/т).

Радіоактивні мінерали утворюють дуже дрібні призматичні кристали, які часто містяться у біотиті і завжди оточені широким ореолом освітлення. Вони представлені головним чином уранінітом, збагаченим Pb і Th. Є також настуран, кофініт, оксиди урану. Вміст урану в метасоматиті варіює від 0,073 до 0,087 %, в окремих зразках до 0,26 %, а торію – близько 0,01 %.

Біотит з біотитової породи та із включень у гранаті має плеохроїзм від темно-коричневого і майже чорного по Ng до світло-коричневого по Nr і значно відрізняється від червонувато-коричневих (титанистих) біотитів із бердичівських гранітів. За даними трьох мікрозондових аналізів його склад такий (%): SiO<sub>2</sub> – 34,95-35,17; TiO<sub>2</sub> – 3,01-3,32; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 18,71-19,25; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,16-0,28; FeO<sub>заг.</sub> – 20,12-20,41; MnO – 0,01; MgO – 8,79-9,25; Na<sub>2</sub>O – 0,27-0,35; K<sub>2</sub>O – 9,68-9,90; NiO – 0,07-0,09.

Сульфіді поширені мало. Вони, як правило, виділяються по спайності в біотиті.

Описана біотитова порода має метасоматичне походження. Її утворення супроводжувалось динамічними напруженнями, про що свідчить наявність деформованих зерен плагіоклазу і біотиту, та привнесеним U, Th, Zr, PЗЕ, які увійшли до складу циркону, монациту, слюд і мінералів із групи уранініту. Вона в певній мірі подібна до біотитових метасоматитів балки Корабельної (Нижнє Побужжя), в яких встановлено високий вміст монациту і ксенотиму.

За геологічними даними, польовошпат-біотитові ме-

тасоматити пересікають ультрабазити Жданівського інтрузиву і, отже, є молодшими від них. Вік співіснуючих в метасоматитах циркону і монациту, визначений U-Pb методом за відношенням <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, становить відповідно 2008 і 2031 млн рр. Близькі за віком циркони і монацити відомі в пегматитах і пегматоїдних гранітах побузького комплексу, широко розповсюджених на Хмельницькій та Літинській ділянках південно-західної частини Українського щита [10].

Основним породоутворюючим мінералом виявлених метасоматитів є біотит. Він часто містить сингенетичні включення циркону і монациту віком 2008 і 2031 млн рр. і сам зустрічається у вигляді включень в цирконі. Вік біотиту, за K-Ar методом, 1400±27 млн рр., тобто майже на 600 млн рр. менший, ніж вік циркону і монациту. “Омолодження” біотиту обумовлене втратою ним аргону в результаті прогріву при вкоріненні високотемпературного розплаву, з якого утворилися дайки сублужних габро-діабазів Верхньобузького поля. K-Ar вік цих габро-діабазів близько 1440 млн рр.

Крім св. 1615 метасоматити розкрили також св. 49 в інтервалі 97,5-98,0 м серед ультрабазитів східної частини Жданівського інтрузиву. Це – метасоматично змінений гранітоїд з новоутвореними акцесорними монацитом, циртолітом та уранінітом (?). Породи неоднорідні за мінеральним складом. Виділено два різновиди її: а) дрібнозерниста меланократова польовошпат-біотитова порода; б) меланократова кварц-плагіоклазова порода з “проверстками” меланократової польовошпат-біотитової породи. В меланократовій польовошпат-біотитовій породі часто спостерігаються циртоліт, монацит і уранініт розміром 0,1-0,2 мм, а іноді й силіманіт у вигляді окремих зерен і включень у плагіоклазі. Лейкократовий метасоматит також неоднорідний за складом і зернистістю. На одних ділянках він являє собою дрібнозернисту кварц-плагіоклазову породу з включеннями великих зерен плагіоклазу (олігоклазу), на інших – це кварц-плагіоклазова порода з окремими дрібними або крупними зернами гранату, проверстками “біотитового гнейсу” та силіманіту (фіброліту). Силіманіт розвивається іноді по периферії зерен гранату. В кварці є включення циртоліту, монациту (до 0,5 мм), уранініту (?).

Охарактеризований метасоматит за складом близький до метасоматиту із св. 1615. Подібні метасоматити встановлено також св. 49 в інтервалі 121,5-125,3 м серед вмішлюючих Жданівський інтрузив меланократових гранат-біотитових граніто-гнейсів бердичівського комплексу. Ці метасоматити мають неоднорідну структуру і мінеральний склад. Вони представлені сланцюватими плагіоклаз-біотитовими і біотитовими породами, а на окремих ділянках – крупнозернистими мікроклін-кварцовими породами. В біотитових метасоматитах є новоутворені циркон і монацит. Кристали циркону розміром до 0,5 мм часто утворюють зростки з темно-коричневим (залістим) біотитом або містять його включення. Монацит найчастіше спостерігається у вигляді дрібних (0,2-0,3 мм) включень у біотиті з характерними плеохроїчними двориками. Взаємовідношення біотиту, циркону і монациту в метасоматиті вказують на те, що ці мінерали є сингенетичними утвореннями.

В св. 51 в інтервалі 66,2-68,0 м зустрінуто біотит-польовошпатову породу такого хімічного складу (%): SiO<sub>2</sub> – 69,41; TiO<sub>2</sub> – 0,40; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14,87; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO – 4,71; MnO – 0,04; MgO – 1,44; CaO – 2,01; Na<sub>2</sub>O – 3,73; K<sub>2</sub>O – 2,70; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,08; В.п.п. – 0,5; S -

0,04; сума – 99,91. В ній ICP MS аналізом встановлено (г/т): Ba – 515, Sr – 343, Pb – 77, Zr – 143, Nb – 12,3, РЗЕ – 171,9, U – 14,5, Th – 12,6, Cu – 22,5, Zn – 66, Y – 16,6, Sc – 10, Co – 10, Cs – 0,8, Ga – 18, Hf – 4,7, Ta – 0,5, V – 61, Be – 2,4, W – 0,4, Mo – 2,4, Pb – 3, Ni – 29, Gd – 0,1, Ag – 0,1. Серед РЗЕ легкі лантаноїди кількісно значно переважають над важкими ( $La_N/Yb_N = 16,4$ ). На спектрі розподілу РЗЕ є незначний європейський мінімум. Його наявність обумовлена, мабуть, утворенням польових шпатів метасоматичного походження.

Наявність метасоматитів, збагачених Zr, РЗЕ, U, Th, Ba, Sr та деякими іншими несумісними елементами, вказує на те, що близько 2000 млн рр. тому центральна частина Подільського мегаблоку Українського щита зазнала впливу глибинного метасоматозу, який найбільше проявився в зонах активізованих розломів. Ці дані мають важливе металогенічне значення.

### ВИСНОВКИ

Жданівський ультрабазитовий інтрузив має виразні ознаки диференціації. В його лежачому боці переважають дуніти і гарцбургіти з низьким вмістом флогопіту і амфіболу, а у висячому – ортопіроксеніти з низьким вмістом флогопіту і високим – амфіболу та сульфідів. Вкорінення інтрузиву не спричинило фенітизацію вмшуючих гранітів і гнейсів.

Породоутворюючі мінерали ультрабазитів представлені залізистим олівіном (хризолітом), залізистим ортопіроксеном (бронзитом), флогопітом та роговими обманками гастингситового і еденітового складу. Флогопіти характеризуються підвищеним вмістом  $Na_2O$  (0,7-2,5%),  $TiO_2$  (0,6-1,5%) і  $Cr_2O_3$  (до 0,66%), а рогові обманки -  $Na_2O$  (1,7-2,3%),  $K_2O$  (до 1,8%) і  $TiO_2$  (до 1-2%).

Ультрабазити Жданівського інтрузиву у відповідності з парагенезисами породоутворюючих мінералів можна називати флогопіт-амфіболовими дунітами, гарцбургітами або ортопіроксенітами. За хімічним складом вони відповідають ультраосновним і основним породам з дещо підвищеною концентрацією лугів ( $Na_2O+K_2O = 0,25-2,20\%$ ,  $Na_2O/K_2O = 1-5$ ), несумісних елементів (Ti, Ba, Sr, Zr, РЗЕ) і сірки. Вихідний для них розплав генерувався в результаті часткового плавлення деплетованого верхньомантійного субстрату ( $\epsilon Nd = 1-1,2$ ) при незначній участі глибинних флюїдів. Саме останні обумовили деяке збагачення цього розплаву несумісними та леткими компонентами.

Становлення інтрузиву відбувалося не з первинного, а з уже добре диференційованого розплаву, який, судячи з особливостей хімічного складу ультрабазитів і їх породоутворюючих мінералів, залишався ще досить високомагнезальним, був збагачений  $SiO_2$ , FeO,  $Al_2O_3$  і CaO та мав підвищений вміст  $Na_2O$ ,  $K_2O$  і в меншій мірі  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$  і MnO. Крім того, він містив значну кількість  $H_2O$ ,  $CO_2$  і S. На етапі консолідації інтрузиву кристалізаційне фракціонування олівіну і ортопіроксену обумовило кумуляцію їх в лежачому боці інтрузиву та накопичення залишкового розплаву в висячому боці. Із залишкового розплаву, в якому сконцентрувались компоненти, що не ввійшли до складу олівіну і ортопіроксену, зокрема Si, Al, Ca, Fe, Na, K, Ti, Cr, несумісні та леткі елементи, на пізньомагматичному етапі кристалізувались флогопіт, амфіболи і сульфіді.

Мінералоутворення відбувалось при відносно високих РТ параметрах. Розрахунки за методом Дж. Мерсьє [13] показали, що ортопіроксен кристалізувався

при  $T = 750-970^\circ C$ ,  $P = 17-30$  кбар. Оцінена за Zn-термометром температура кристалізації алюмохром-пікотиту становила  $750-900^\circ C$ . При цьому фугитивність кисню була низькою, на що вказують відсутність в ультрабазитах первинного магнетиту, входження в силікатні мінерали заліза в двовалентному стані, незначний вміст  $Fe_2O_3$  в ільменіті та більшості хромшпінелідів, різке переважання піротину серед сульфідів.

Сульфідне мідно-нікелеве зруденіння пов'язане в основному з різновидами ортопіроксенітів, які приурочені до висячого боку інтрузиву і збагачені на амфіболи пізньомагматичного походження. Воно представлене інтерстиційним вкрапленням типом. Серед сульфідів кількісно переважає піротин, а пентландит і халькопірит відіграють другорядну роль. Такий парагенезис рудоносних сульфідів і знахідки включень останніх в ортопіроксені свідчать про досить високо-температурні умови їх утворення.

Відсутність у Жданівському інтрузиві зон закалу і різновидів порід з порфіровою структурою, а також особливості складу породоутворюючих мінералів і визначені з їх врахуванням параметри кристалізації цих мінералів дозволяють вважати, що на сучасний ерозійний зріз виведені ультрабазити абісальної фації. Вік їх близько 2000 млн рр..

Крім Жданівського інтрузиву флогопіт-амфіболових дунітів, гарцбургітів і ортопіроксенітів у центральній частині Подільського мегаблоку Українського щита є ще де-

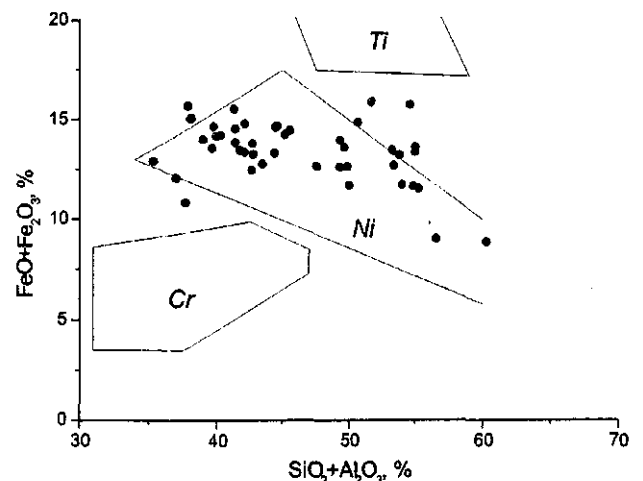
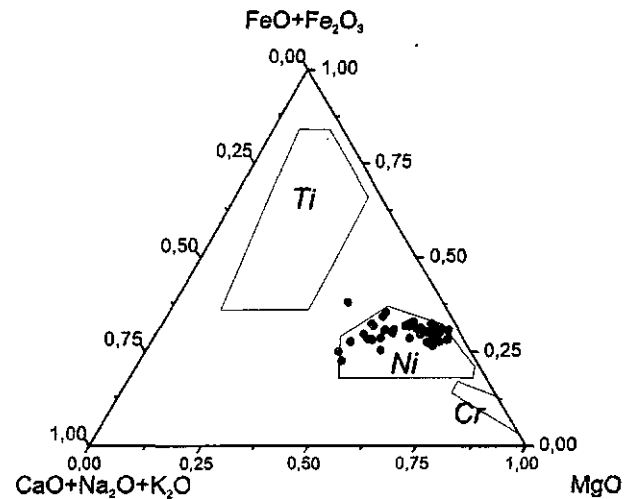


Рис. 8. Діаграми О.І. Богачова для ультрабазитів Жданівського інтрузиву. Поля базит-ультрабазитових комплексів, спеціалізованих на Cr, Ni та Ti, взяті з роботи О.І. Богачова (1968).

кілька малих інтрузивів флогопітвмісних і флогопітових перидотитів віком близько 2000 млн рр. – Немирівський, Кармелюківський, Сабарівський, Малоостровський, Малокутищенський [2, 7-9]. В 30-35 км на південний захід від Жданівського інтрузиву розташовані Антонівський масив сублужних і лужних порід (есексити, лужні піроксеніти, якупірангіти, йоліт-мельтейгіти, маліньїти, нефелінові сіеніти) та Вербківський інтрузив лужних піроксенітів і шонкінітів віком відповідно  $1940 \pm 100$  та  $2024 \pm 61$  млн рр. [4, 5]. Не дивлячись на просторову і вікову зближеність цих інтрузивів, вони не пов'язані генетично. За мінералогічними, петрохімічними і геохімічними ознаками ультрабазити Жданівського інтрузиву значно відрізняються від сублужних і лужних порід названих інтрузивів. Суттєві відмінності вони мають також від порід лампроїтової серії. Їх доцільно виділити в самостійний комплекс флогопітових і флогопіт-амфіболових перидотитів. На запропонованих О.І. Богачовим (1968 р.) петрохімічних діаграмах (рис. 8) вони попадають в поле сульфідно-нікеленосних ультрабазитів із диференційованих базит-ультрабазитових інтрузивів. Ультрабазити жданівського типу мають високі перспективи на сульфідні мідно-нікелеві руди магматичного походження. Це потрібно враховувати при проведенні геолого-зйомочних і пошукових робіт в південно-західній частині Українського щита.

Автори висловлюють подяку С.В. Богдановій та Л.В. Шумлянському за визначення ізотопного складу Nd і Sr в лабораторії Шведського природознавчого музею (м. Стокгольм).

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Довгань Р.М., Павлюк В.М., Єнтін В.А. Жданівський рудопроїзв благородних металів, міді та урану і його перспективи // Геологія та генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми, рішення): Матеріали. наук.-техн. наради (Київ, 27-29 квіт. 2004 р.). – Київ, 2004. – С. 132-134.
2. Єнтін В.А., Павлюк В.Н., Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Ультраосновной магматизм Бердичевского блока Украинского щита // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ, 2000. – С. 170-172.
3. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка) // Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П. та ін. – Київ: УкрДІПРІ, 2004. – 32 с.
4. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Юрчишин А.П. Антоновский массив щелочных пород (Украинский щит) // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 74-83.
5. Кривдик С.Г., Дубина О.В., Безвинний В.П., Пономаренко О.М., Бутович В.І. Калиеві породи (піроксеніт-шонкініт-сіенітова серія) Верхнього Побужжя (Український щит) // Мінерал. журн. – 2006. – 28, № 1. – С. 73-83.
6. Раздорозный В.Ф., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н. Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья – интрузивные аналоги лампроитов // Мінерал. журн. – 1999. – 21, № 2/3. – С. 79-96.
7. Цымбал С.Н., Каневский А.А., Кривдик С.Г. Ультрамафиты Немировской интрузии (Украинский щит) // Мінерал. журн. – 1996. – 18, № 1. – С. 39-47.
8. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Довгань Р.Н., Павлюк В.Н., Єнтін В.А. Минералого-петрографические и геохимические особенности ультрабазитов Ждановской интрузии (Бердичевский блок Украинского щита) // Геологія та генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми, рішення): Матеріали. наук.-техн. наради (Київ, 27-29 квіт. 2004 р.). – Київ, 2004. – С. 134-137.
9. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Довгань Р.Н., Павлюк В.Н., Цымбал Ю.С., Дерский Л.С. Новые данные о составе и возрасте ультрабазитов сабаровского комплекса юго-запада Украинского щита // Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита: Матеріали IV наук.-вироб. наради геологів зйомщиків України, (Кривий Ріг, 8-12 жовт. 2007 р.) – Дніпропетровськ, 2007. – С. 69-72.
10. Щербак Н.П. Петрология и геохимия докембрия западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1975. – 270 с.
11. Griffin W.L., Ryan C.G. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // J. Geochem. Explor. – 1995. – V. 53. – P. 17-26.
12. Kvasnitsya V.M., Pavlyuk V.M., Dovgan R.M., Bondarenko I.M., Kvasnitsya I.V. The first find of sperrylite polyhedrons and unusual dendrites of native copper in Ukraine // Mineral. Journ. (Ukraine). – 2001. – 23, № 5/6. – P. 75-80.
13. Mercier S. C. C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. – 1980. – Vol. 70, № 1-2. – P. 1-37.

#### РЕЗЮМЕ

Приведена петрографическая, минералогическая, петрохимическая и геохимическая характеристика ультрабазитов Ждановского силлоподобного интрузива, расположенного в центральной части Подольского мегаблока Украинского щита. Показано, что в лежачем боку интрузива преобладают дунисты и гарцбургиты, висячем – ортопироксениты. Пороодообразующими минералами их являются оливин (хризолит), ортопироксен (бронзит), флогопит и роговая обманка гастингситового и эденитового типа. Исходя из парагенезиса и количественного соотношения этих минералов, ультрабазиты Ждановского интрузива можно называть флогопит-амфиболовыми дунистами, гарцбургитами и ортопироксенитами. По содержанию  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  они отвечают ультраосновным и основным породам повышенной щелочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,25-2,20\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-5$ ). Все разновидности их характеризуются значительным содержанием когерентных элементов (Cr, Ni, Co, Cu) и низким – несовместимых (особенно Nb и Ta). С обогащенными на амфиболы разновидностями ортопироксенитов связано медно-никелевое оруденение вкрапленного типа пирротин-пентландит-халькопиритового состава. Рассчитанные на возраст 2000 млн лет изотопно-геохимические характеристики ультрабазитов имеют такие значения:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701273-0,701397$ ;  $\epsilon\text{Sr}$  от -12,3 до -14,0;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,510102-0,510108$ ;  $\epsilon\text{Nd} = 1,05-1,17$ . Они указывают на то, что исходный для них расплав образовался в результате частичного плавления деплетированных пород верхней мантии и не испытал значительной контаминации коровым материалом.

Ультрабазиты Ждановского интрузива принадлежат к абиссальной фации. Они сформировались из отдифференцированного, но еще достаточно магнезиального расплава, кристаллизационное фракционирование которого обусловило кумуляцию оливина и ортопироксена в лежачем боку интрузива и накопление оста-

точного расплава в его висячем боку. Кристаллизация интрузива происходила при высоких РТ параметрах и низкой фугитивности кислорода.

Предлагается выделить ультрабазиты Ждановского интрузива в одноименный комплекс флогопитовых и флогопит-амфиболовых перидотитов.

#### SUMMARY

Petrographical, mineralogical, petrochemical and geochemical characteristics ultrabasites of the Zhdanovka sill-like intrusion located in the central part Podol megablock in the Ukrainian shield are given. It is shown that in the bottom layer of the intrusion dunites and hartsburgite dominate, in the hanging layer – orthopyroxenites. Their rock-forming minerals are olivine (chrysolite), orthopyroxene (bronzite), phlogopite, and hornblende of hastingsite and edenite type. Based on the paragenesis and the proportion of these minerals the ultrabasites of Zhdanovka intrusion can be called phlogopite-amphibole dunites, hartsburgites and orthopyroxenites. By the content of SiO<sub>2</sub> and MgO they correspond to ultrabasites and basites of increased alkalinity (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 0,25-2,20 %, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1-5). All varieties of rocks are characterized by high content of coherent elements (Cr, Ni, Co, Cu) and low - of incompatible (especially Nb and Ta). Copper-nickel mineralization of disseminated type (pyrrhotite- pentlandite- chalcopyrite) is connected with enriched in amphiboles varieties of orthopyroxenites.

УДК 553.495: (553.462+553.498)

В.А. СЁМКА, А.Н. ПОНОМАРЕНКО, С.Н. БОНДАРЕНКО,  
Н.А. ДОНСКОЙ, Л.В. ШУМЛЯНСКИЙ, Е.Е. МЕЛЬНИКОВА, Л.В. СЁМКА

## ДИБРОВСКОЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-УРАН-ТОРИЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ПРИАЗОВСКОМ МЕГАБЛОКЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

*Впервые для докембрия Украинского щита установлен новый генетический тип комплексного TR-U-Th оруденения в мезоархейских гранитоидах западной части Приазовского мегаблока, связанного с формацией вторичных кварцитов. Месторождение приурочено к экзоконтактной части слабоэродированного гранитного массива, имеющего штокообразную форму с крутыми контактами и овальным поперечным сечением. Рудные тела расположены в северной части массива и приурочены к контролирующим их кольцевым разломам, образующимся в процессе остывания гранитной магмы. Установлен полистадийный и регенерационный характер рудных ассоциаций от более высокотемпературных к низкотемпературным: (циркон+монацит) – рутил – (настуран+ браннерит) – молибденит – тирит-1 – (пирротин+самородный висмут+висмутин) – (тирит-2+галенит+халькопирит+сфалерит). По петрохимическим особенностям аплит-негматойдные граниты Дибровского типа относятся к субщелочному типу, характерному для гидротермальных средне- и низкотемпературных TR-U-Th месторождений.*

#### ВВЕДЕНИЕ

Известные к настоящему времени ториево-редкометалльные месторождения отчетливо обнаруживают пространственную и генетическую связь со щелочными и субщелочными породами различных формаций. Генетические их типы весьма разнообразны и формируются они на всех этапах развития постмагматического процесса, начиная с раннего пневматолито-гидротермального и кончая поздним, средне- и низкотемпературным. Конкретный тип ториево-редкометалльных месторождений определяется сочетанием четырех факторов: типом формаций материнских щелочных пород, с которыми генетически связаны месторождения, положением минерализации в общем ходе постмагматического

Isotopic-geochemical characteristics of the ultrabasites calculated at the age of 2000 Ma have such values:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.701273-0.701397$ ;  $\epsilon\text{Sr}$  from -12.3 to -14.0;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.510102-0.510108$ ;  $\epsilon\text{Nd} = 1.05-1.17$ . They testify that initial melt formed by partial melting of rocks in depleted upper mantle and it hath not undergone by significant contamination of crustal material.

Ultrabasites of the Zhdanovka intrusion belong to the abyssal facies. The were formed from differentiated but still enough magnesian during by the crystallization fractionation which resulted in cumulation of olivine and orthopyroxene in the bottom layer of the intrusion and accumulation of residual melt in its hanging one. The crystallization of the intrusion occurred at high P-T conditions and low oxygen fugacity.

It is proposed to distinguish the ultrabasites of Zhdanovka intrusive as separate complex off phlogopite and phlogopite-amphibole peridotites.

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ*

*Правобережна ГЕ ПДРГП "Північгеологія", с. Фурси*

Надійшла до редакції 22.02.2010 р.

процесса, вмещающими породами и сочетанием тех или иных полезных ископаемых. Выделяется три формации щелочных пород, с которыми связаны резко отличающиеся между собой типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. К ним относится формация ультраосновных щелочных пород, с которой пространственно и генетически связаны карбонатитовые месторождения, формация щелочных и нефелиновых сиенитов и, наконец, формация субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов.

Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения приурочены главным образом к жестким консолидированным участкам земной коры. Они встречаются в краевых частях щитов, древних плат-