

УДК 552.313:549.02(477.45)

ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛІВ-СУПУТНИКІВ АЛМАЗУ ЗЕЛЕНОГАЙСЬКОЇ СТРУКТУРИ

Ю. Федоришин

*Дослідницький центр Міністерства освіти і науки України, м. Львів
E-mail: fedoryshyn@tbt.net.ua*

Отримано принципово нові мінеральні свідчення про експлозивну природу Зеленогайської структури. Вивчення хімізму окремих мінералів свідчить, що породи цієї структури представлені сильно зміненими кімберлітовими (лампроїтовими) породами різних фацій, які можуть становити практичний інтерес з погляду алмазоносності.

Ключові слова: діатрема, кратер, пізоліт, кімберліт, лампроїт, гранат, ільменіт, хромшпінель, алмазоносність, Український щит.

Геологічними дослідженнями з'ясовано [16, 20], що Зеленогайська структура є результатом не імпактного процесу, як це вважали впродовж останніх 30 років [6–8], а ендегенного (вибухового) і представлена не одним, а двома кратерами. З огляду на геологічні умови, які склалися на час її утворення й були пізніше, вона практично не еродована. Збереглися не лише кратерно-діатремові частини, а й позакратерні відклади у радіусі 400–600 м.

Позакратерні відклади, утворення кратерних частин і породи діатремової фації вивчали за kernовим матеріалом, починаючи від поверхні позакратерних відкладів і до глибини близько 500 м у діатремах. З'ясували таке:

відклади покривної фації залягають на корі звітрювання кристалічних порід фундаменту;

у вивчених породах позакратерної та кратерної фацій нема будь-яких ознак переміщення, що свідчить про їхнє первинне залягання;

породи всіх зазначених фацій зазнали дуже глибоких гідротермально-метасоматичних змін у результаті поствулканічної діяльності і відповідають на цей момент аргілізитовій фації;

вивчення порід із різних ділянок Зеленогайської структури (закратерних, кратерних і діатремових) дало змогу виявити деякі реліктові петрографічні ознаки, особливості мінералогії та хімізму.

Серед породних різновидів виділено осадово-вулканогенні породи, ксенотуфобрекчії (у тім числі й брилові різновиди), попелові туфи, автолітові брекчії. Туфовий матеріал, вулканогенна частина наповнювача у ксенотуфобрекчій, компоненти осадово-вулканогенних порід унаслідок постмагматичної гідротермально-метасоматичної діяльності представлені мінералами групи смектиту (монтморилоніт, нонтроніт, сапоніт), реліктовими фазами глиноземистого серпентину, вермикуліту, флогопіту й різними формами кремнезему. Серпентин-вермикуліт-флогопітова асоціація з'являється, головню, на глибших горизонтах діатрем, починаючи з 240–260 м. Монтморилоніт відрізняється доволі високою магнезіальністю.

Усі перелічені різновиди порід зазнали інтенсивної прожилково-імпрегнаційної карбонатизації, у тім числі і ксеногенні компоненти (брилово-уламковий матеріал гранітоїдно-гнейсових порід та їхні мінерали). Вміст ксеногенного матеріалу у зазначених різновидах порід мінливий і досягає, зазвичай, не більше 30 %.

Важливим аргументом на користь вулканогенно-вибухової природи порід усіх вулканічних фацій Зеленогайської структури є наявність пізолітів та лапілей, які просторово приурочені до позакратерної та, частково, кратерної фацій. Вторинні продукти, які заміщують первинну речовину пізолітів та лапілей, представлені різними формами заліза (гематит, гетит, гідрогетит). Наявність цих індикаторних вулканічних елементів дає підставу зачисляти окремі фрагменти розрізу до відкладів “попелового граду” [4, 9, 10, 24]. Аналогічні утворення нещодавно описали у складі закратерних відкладів довкола окремих кімберлітових трубок Архангельської провінції [11].

Виявлені особливості (наявність діатрем, вулканічні фації, різновиди порід, петрографічна характеристика, хімізм продуктів, асоціація вторинних мінералів) дають певні підстави вважати, з урахуванням також і численних публікацій про типи вторинних змін, що вулканічні породи Зеленогайської структури належать до дуже змінених різновидів кімберлітів.

Асоціація мінералів концентрату важкої фракції, отриманого шляхом збагачення кернавого матеріалу загальною масою 320 кг однієї із глибоких свердловин, а також фрагментів керна по інших глибоких свердловинах охоплює циркон, апатит, турмалін, пірит, барит, сфалерит, галеніт, залізо-магнезійні карбонати, магнетит, сфен, породотворні фемічні мінерали кристалічних порід фундаменту, а також муасаніт, гранат, ільменіт і шпінель. Особливості гранату, ільменіту і шпінелі розглянемо детальніше.

Гранат звичайно трапляється у вигляді уламків зерен розміром 0,5–1,0 мм. У них простежується тріщинуватість різної інтенсивності. Колір мінералу червоний, рожево-червоний, ясно-червоний, коричнево-сірий, світло-рожевий, рожевий. За густотою забарвлення в окремих уламках зафіксована дуже слабо виражена зональність. Уламки прозорі, напівпрозорі та непрозорі, без видимих твердих включень, лише окремі уламки містять дрібні чорні включення. На частині зерен є реліктове кристалографічне огранення, краплеподібно-блокова скульптура. Зовнішній вигляд уламків гранату показано на рис. 1.

Вивчення хімічного складу десяти зерен гранату засвідчило, що всі вони належать до альмандинового різновиду, що характерний для апліт-пегматоїдних гранітів Українського щита [15].

Із концентрату важкої фракції сукупно вилучено для вивчення 15 зерен та уламків **ільменіту**. П'ять із них за угодою вивчили співробітники Кримського відділення УкрДГРІ [23]. Для зерен ільменіту характерна переважно округло-ізометрична або неправильна форма, окремі зерна сплюснуті, є фрагменти пінакоїдально-призматичного габітусу, гострих ребер, гладкі або по-різному матовані грані, які чергуються з блискучими ділянками. Трапляються зерна з закругленими ребрами, пологами западинами на гранях, ознаками корозії. Колір чорний. У місцях розвитку лейкоксену та гідроксидів заліза (западини, тріщини) з'являється жовте або червоно-буве забарвлення. Лише в одному із зерен зафіксовано агрегатну будову, виділену густою мережею дрібних тріщин і розвитком вторинних продуктів у них.

Розмір зерен 0,1–0,5 мм. Загальний вигляд зерен показано на рис. 2.

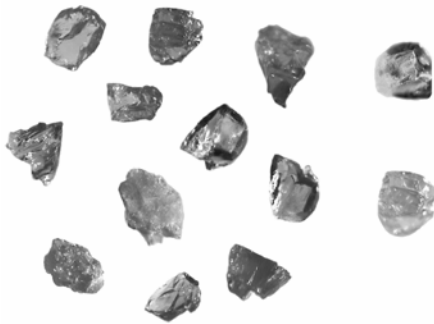


Рис. 1. Загальний вигляд зерен гранату з діатрем Зеленогайської структури. Фракція $-1,0+0,5$ мм.

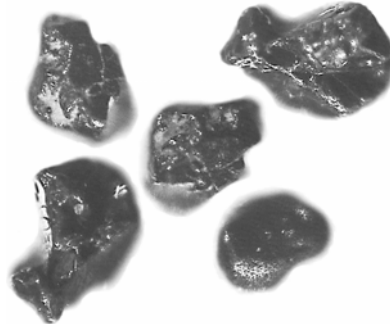


Рис. 2. Зерна ільменіту діатремової фації, по-різному кородовані флюїдно-магматичним розплавом. Фракція $-0,25+0,1$ мм.

Сукупність кристаломорфологічних ознак [21] відібраних зерен дає підстави вважати, що вони належать до різних генетичних груп: ільменіт із ксенолітів глибинних (мантійних) порід, ільменіт кімберлітового цементу (вивільнені під час дезінтеграції порід мантії) та дрібні зерна мезостазису (кристалізація в умовах кори на стадії остаточної консолідації кімберлітів).

Одним із суттєвих зауважень стосовно кімберлітового походження ільменіту Зеленогайської структури є наявність на окремих зернах ознак кристалографічних форм [23]. Ці форми справді мало поширені, проте знахідки таких кристалів періодично фіксують. Наприклад, подібні за кристалографічним ограненням зерна ільменіту описали О.П. Бобрівич зі співавт. [2], О.В. Бовкун, В.К. Гаранін і Г.П. Кудрявцева [3]. У праці [12] звернуто увагу на те, що у процесі прогнозно-розшукових робіт на алмази в межах Воронезької антеклізи виділено два типи ільменіту. Один із них вирізняється базовою гранню пінакоїда (0001) й ускладнювальних граней ($10\bar{1}1$).

Необхідно також зазначити, що на поверхні зерен нема ознак механічного зношення, що свідчить про безпосередній зв'язок (близькість) з вулканічним центром.

Не суперечить даним кристаломорфології й аналіз особливостей хімізму ільменіту (табл. 1). Відомо [14], що для ільменіту з кімберлітів характерний широкий спектр складу не тільки за головними оксидами (MgO , FeO , TiO_2), але й Al_2O_3 і Cr_2O_3 . Це стосується ільменіту різних генетичних груп. Загальною рисою є низька хромистість, переважання ільменітового компонента, невелика домішка гематитового міналу, помірна магнезійність. Чітких типохімічних відмін у складі ільменіту з різних за складом мантійних ксенолітів також не виявлено, за винятком підвищеної магнезійності у зернах із гранатових перидотитів. Кількісні співвідношення, хімічний склад і фазові взаємовідношення ільменітових виділень відображають специфіку умов зародження, еволюції, становлення й алмазоносності кімберлітів [3]. Водночас хімічні характеристики є настільки мінливими, що вони можуть суттєво відрізнятися не лише для різних близько розташованих тіл, а й для різних частин одного тіла.

Таблиця 1

Хімічний склад ільменіту Зеленогайської структури

Компонент	Номер аналізу						
	ЗГ-8	ЗФ-9	ЗГ-10	ЗГ-11	ЗФ-12	ТП-1	ТП-2
TiO ₂	48,2	48,71	53,9	50	49	54,51	60,41
Al ₂ O ₃	0,44	0,43	0,67	0	0	0	1,08
Cr ₂ O ₃	1,06	1,03	0,24	0,02	0	0,13	0,97
Fe ₂ O ₃	13,4	11,44	0	4,16	5,81	0	0
FeO	24,01	26,53	36,9	41,79	41,75	36,14	32,26
MnO	0,32	0,61	0,53	2,02	1,2	0,59	0,85
MgO	10	9	4,2	0,05	0	7,85	2,6
V ₂ O ₅	2,81	2,34	2,99	2,7	2,57	0,38	0,51
ZnO	0,03	0,05	0	0	0,04	0	0
NiO	0,02	0,06	0,03	0	0	0	0
Сума	100,29	100,2	99,46	100,74	100,37	99,6	99,7
FeTiO ₃	50,1	53,8	79,5	91,5	91,8		
MgTiO ₃	35,5	31,7	15,6	0,2	0		
MnTiO ₃	0,6	1,3	1,2	4,3	2,6		
FeFe ₂ O ₃	0,4	2,6	0	0	0		
Al ₂ O ₃	0,6	0,6	1	0	0		
Cr ₂ O ₃	1	1	0,2	0	0		
Fe ₂ O ₃	11,8	9	–	4	5,6		
TiO ₂	0	0	2,4	0	0		
<i>f</i>	66,9	69,8	83,2	99,8	100		
<i>K</i> ₀	33,4	28	0	8,2	11,1		

Примітка: аналізи ЗГ-8–ЗГ-11 взято з [23].

З огляду на зазначені вище особливості хімізму, які властиві ільменіту з кімберлітових тіл, виконаємо (наскільки це можливо) генетичну класифікацію ільменіту Зеленогайської структури. На діаграмі складу TiO₂–MgO (рис. 3) зерна дослідженого ільменіту розподілені так: 1) найбільш магнезіальні – у межах полів ільменіту трубок Удачная, концентрату трубки Мир [13] та, частково, у полі ільменіту з трубок Мало-Ботуобинського району [22]; 2) зерна ільменіту, близькі за складом до еклогітових та з включень в алмазах [21], розташовані у правій і нижній частинах діаграми.

З метою визначення генетичних особливостей ільменіту свого часу його розділили на хіміко-генетичні групи (ХГГ) [3]. Кожну з виділених ХГГ розрізняли за граничним вмістом головних компонентів, фазовими співвідношеннями з іншими мінералами кімберлітів, положенням у загальному ряду послідовності кристалізації мінералів і поширенням у кімберлітах з різним рівнем алмазонасності.

Індикатором потенційно алмазонасних кімберлітів є обов'язкова наявність ільменіту 1–4 ХГГ (пікроільменіту). Показником зменшення потенційної алмазонасності внаслідок тривалого підймання розплаву є зміна групи ільменіту в напрямі їхнього зростання.

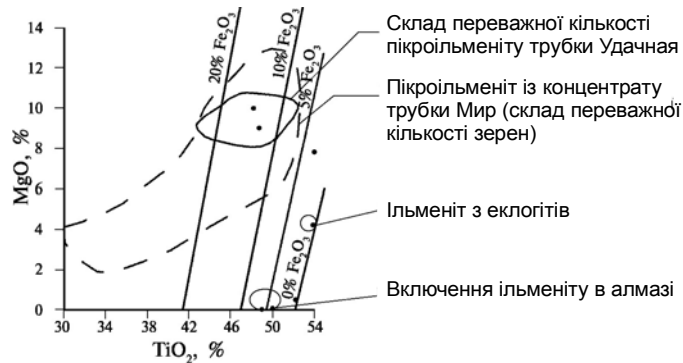


Рис. 3. Діаграма складу ільменіту Зеленогайської структури в системі $\text{TiO}_2\text{-MgO}$, за [21].
Крапками тут і далі показано ільменіт Зеленогайської структури.

За розташуванням фігуративних точок складу ільменіту можна судити про різний генезис ільменітових зерен, які в цілому повинні відображати еволюцію складу в напрямі зменшення вмісту MgO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 і збільшення вмісту FeO та MnO з утворенням на кінцевому етапі практично чистого ільменіту без суттєвої частки інших складових.

Тренд кристалізації 1–4 ХГГ (рис. 4, тренд 1) відображає еволюцію ільменіту з ультрабазитів і спрямований на кількісне зменшення у твердому розчині $\text{MgTiO}_3\text{-FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ гейкілітової складової та збільшення FeTiO_3 і Fe_2O_3 .

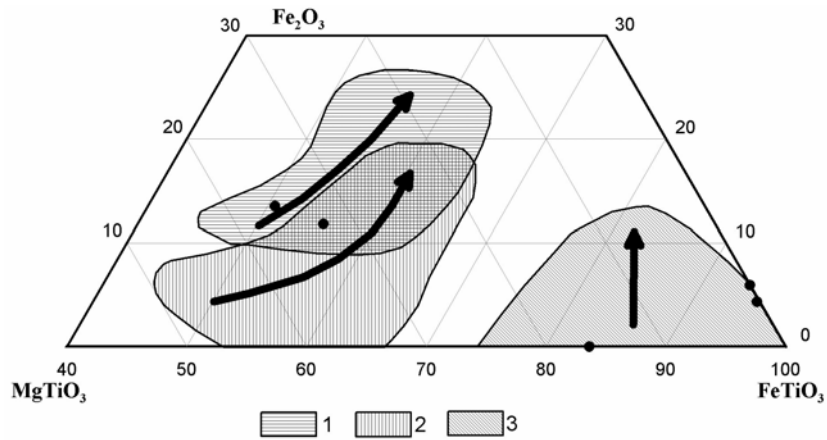


Рис. 4. Головні тренди кристалізації ільменіту
(на прикладі Якутської алмазоносноної провінції) за даними В.К. Гараніна та ін. (1984):
1–3 – тренди кристалізації різних ХГГ.

Перший тренд фіксує зростання залізистості внаслідок підвищення вмісту ільменітової або гематитової компоненти. Другий тренд кристалізації відображає еволюцію ільменіту з еклогітів та еклогітоподібних порід і спрямований лише на зростання вмісту Fe_2O_3 на тлі посилення окиснювальних умов. Третій тренд завершує

еволюцію ільменіту на фінальній стадії кристалізації розплаву. Ільменіт Зеленогайської структури еволюціонує в межах першого і третього трендів, відображаючи процес формування діатрем.

Стосовно типоморфних особливостей ільменіту Зеленогайської структури варто відзначити, що широкі варіації складу (що добре видно з табл. 1 та рис. 3, 4) свідчать про наявність декількох генетичних груп мінералу. Іншими словами, проаналізовані поодинокі зерна ільменіту могли належати глибинним ксенолітам ультрабазитів різних рівнів глибинності мантії (гіпербазитам та еклогітам), частина яких могла кристалізуватись за умов стійкості алмазу, а також кристалізуватись із кімберлітового розплаву в процесі його еволюції на фоні зміни окисно-відновних умов середовища.

Шпінель представлена найбільшою кількістю зерен. Сукупно кількість зерен шпінелі становить понад 30. П'ять зерен вилучили і вивчили співробітники КВ УкрДГРІ [23]. Зерна мають, головню, сплюснuto-неправильну форму, сильний металічний блиск, агрегатну будову. В западинах простежуються вторинні мінерали – гідроксиди заліза. Окремі зерна мають октаедричний габітус, притуплені ребра й вершини, на поверхнях {110} нема мікрограней. Частині зерен властива матована поверхня. Інколи процес магматичної корозії виявлений досить інтенсивно (блоково-ступінчаста структура, наявність глибоких западин). За даними [23], окремі зерна прозорі, колір темно-червонувато-бурий, ізотропні, показник заломлення $>1,700$. Розмір зерен 0,10–0,25 мм. На поверхні нема ознак механічного зношення. Загальний вигляд зерен шпінелі показано на рис. 5. Для окремих зерен виконано сканувальні мікрознімки з метою отримання характеристики поверхні зерен (рис. 6) та окремих її ділянок (рис. 7).

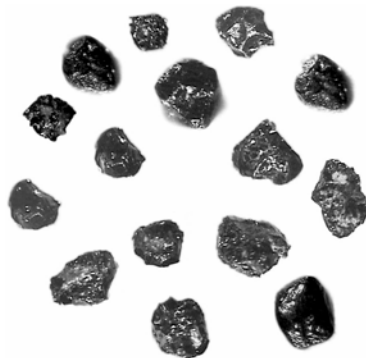


Рис. 5. Хромшпінеліди діатремової фації, по-різному кородовані флюїдно-магматичним розплавом. Фракція $-0,25+0,1$ мм.

Особливості складу шпінелі із Зеленогайської структури вивчали на підставі отриманих результатів хімічного аналізу частини зерен та даних за [23] (табл. 2).

Відомо, що шпінель – мінерал полігенний [21]. Крім кімберлітів, його корінними джерелами можуть бути альпінотипні ультрабазити, платформні тіла ультрабазит-базитової формації, пікрити, мелілітити, меймечити, лампроїти, лампрофіри тощо.

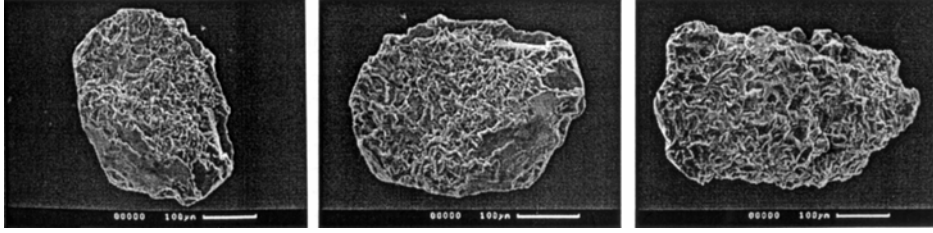


Рис. 6. Загальний вигляд зерен шпінелі із брекчій Зеленогайської структури за [24].

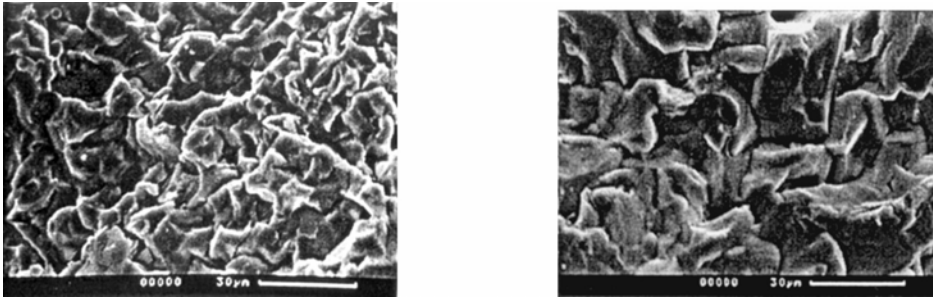


Рис. 7. Деталізація поверхні зерна шпінелі за [24].

Таблиця 2

Хімічні аналізи хромшпінелідів Зеленогайської структури

Компо- нент	Номер аналізу							
	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0,312	0,314	0,311	0,312	0,313	0,312	0,313	0,12
Al ₂ O ₃	15,449	16,12	16,37	16,565	16,15	16,333	16,09	19,22
Cr ₂ O ₃	45,138	45,231	45,408	45,103	45,115	45,108	45,147	43,31
FeO	28,779	28,12	29,447	29,44		29,284	29,348	27,21
MnO	–	–	–	–	–	–	–	0,32
MgO	9,841	9,813	8,229	8,225	8,845	8,512	8,517	8,46
NiO	0,082	0,081	0,081	0,089	0,111	0,127	0,091	0,104
CaO	–	–	–	–	–	–	–	0,009
K ₂ O	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0	–
CoO	–	–	–	–	–	–	–	0,14
ZnO	–	–	–	–	–	–	–	0,25
V ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	0,24
Сума	99,605	99,683	99,85	99,738	99,792	99,68	99,506	99,383
Fe ₂ O ₃ '	8,33	8,61	7,72	7,83	8,01	8,13	8,22	5,63
FeO'	20,56	19,67	21,83	21,75	21,36	21,23	21,24	21,76
Сума	99,716	99,843	99,953	99,878	99,908	99,756	99,618	99,563

Продовження табл. 2

Компо- нент	Номер аналізу							
	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO ₂	0,13	0,17	0,04	0,07	0,073	0,031	0,059	0,056
Al ₂ O ₃	12,43	16,74	9,22	20,01	10,353	10,273	10,735	10,066
Cr ₂ O ₃	56,34	52,44	57,87	47,74	58,858	57,844	57,643	56,994
FeO	21,73	19,19	23,61	21,18	23,019	23,51	25,321	25,453
MnO	0,52	0,25	0,35	0,45	0	0,305	–	0,293
MgO	7,69	9,91	7,3	9,11	8,767	8,787	7,49	6,891
NiO	0	0,044	0	0,04	–	–	–	–
CaO	0,01	0,06	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–
CoO	0,13	0,101	0,13	0,13	–	–	–	–
ZnO	0,4	0,26	0,42	0,46	–	–	–	–
V ₂ O ₅	0,19	0,059	0,25	0,26	–	–	–	–
Сума	99,57	99,224	99,19	99,45	101,07	100,75	101,71	99,753
Fe ₂ O ₃ '	6,41	6,62	6,71	5,54	6,34	6,49	5,39	5,28
FeO'	15,43	12,53	17,18	15,74	16,85	17,12	20,03	20,24
Сума	99,68	99,184	99,47	99,55	101,24	100,85	101,81	99,82

Компо- нент	Номер аналізу							
	17	18	19	20	21	22	23	24
TiO ₂	0,094	0,236	0,234	0,234	0,236	0,233	0,234	0,234
Al ₂ O ₃	10,777	6,02	6,021	6,573	6,021	5,871	6,012	6,024
Cr ₂ O ₃	55,933	62,576	62,572	62,212	62,656	62,659	63,348	62,178
FeO	24,877	20,091	20,059	20,047	20,07	20,22	19,033	20,61
MnO	0,364	–	–	–	–	–	–	–
MgO	7,51	10,721	10,723	10,801	10,723	10,73	11,162	10,732
NiO	–	0,083	0,084	0,076	0,077	0,086	0,086	0,082
CaO	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	0,007	0,004	–	–	–	0,004
CoO	–	–	–	–	–	–	–	–
ZnO	–	–	–	–	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–
Сума	99,555	99,727	99,7	99,947	99,783	99,799	99,875	99,864
Fe ₂ O ₃ '	4,99	4,78	4,86	5,08	4,84	4,32	5,41	5,31
FeO'	20,15	15,43	15,25	15,01	15,38	16,01	13,77	15,45
Сума	99,818	99,846	99,751	99,99	99,933	99,909	100,02	100,01

Донедавна вважали, що вона кількісно поступається пікроільменіту й піропу і тому порівняно зрідка трапляється у шліхових ореолах. Особливого значення як розшукові індикатори хромшпінеліди набули з часу відкриття трубки Аргайл та інших тіл у Австралії, де класичні індикаторні мінерали (піроп, пікроільменіт) є в дуже малих концентраціях, а також з відкриттями нових кімберлітових тіл у Архан-

Закінчення табл. 2

Компо- нент	Номер аналізу							
	25	26	27	28	29	30	31	32
TiO ₂	0	0	0	0,19	0,18	0,2	0,2	0,19
Al ₂ O ₃	3,75	19,39	15,13	16,96	16,98	17,08	16,65	16,72
Cr ₂ O ₃	65,89	47,9	48,63	47,9	47,53	47,15	47,2	48,1
FeO	15,24	22,17	22,56					
MnO	6,1	0,46	0,31	0,6	0,68	0,73	0,67	0,73
MgO	7,57	8,89	11,89	11,56	10,46	11,13	11,53	10,22
NiO	0,04	0,29	0,08	0,24	0,13	0,11	0,31	0,13
CaO	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–
CoO	–	–	–	–	–	–	–	–
ZnO	0,53	0,29	0,08	0,07	0,14	0,15	0,21	0,08
V ₂ O ₅	0,15	0,29	0,24	0,08	0,05	0,1	0,09	0,12
Сума	99,27	99,47	99,01					
Fe ₂ O ₃ '				6,91	5,95	6,76	7,26	5,45
FeO'				16,76	17,56	16,67	16,02	18
Сума				101,27	99,66	100,16	100,14	99,74

Примітка: п'ять останніх аналізів запозичено з [23].

гельській провінції. Тут у більшості трубок шпінель є найбільш представницьким індикаторним мінералом.

У системі Cr₂O₃–Al₂O₃ (рис. 8) фігуративні точки складу хромшпінелідів розсіялись у межах алмазозосних та потенційно алмазозосних перидотитів, гранатових лерцолітів та безгранатових дунітів (?).

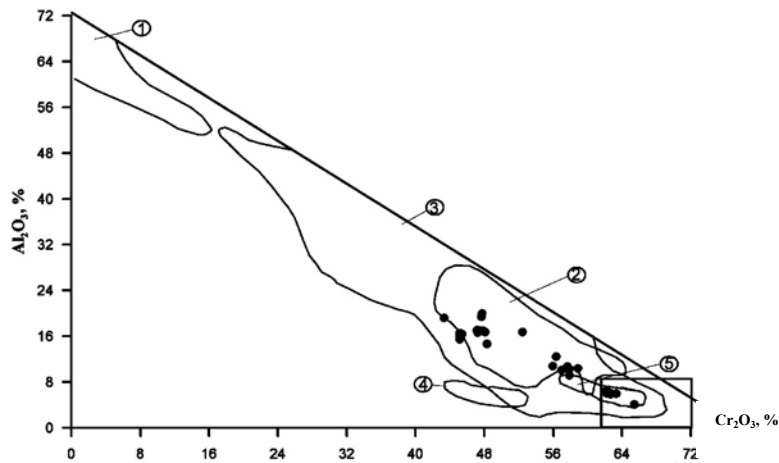


Рис. 8. Склад хромшпінелідів у системі Cr₂O₃–Al₂O₃ за [21]:

1 – алькременіти; 2 – гранатові лерцоліти; 3 – безгранатові дуніти; 4 – катаклазовані лерцоліти та магнезіально-залізисті піроксеніти; 5 – алмазозосні та потенційно алмазозосні перидотити.

З огляду на наведену діаграму необхідно пам'ятати, що хромисті різновиди шпінелідів (хроміт), які асоціюють з алмазами, займають крайнє положення і належать до першої групи [21], вони мають максимальний вміст Cr_2O_3 серед відомих природних хромітів (окреслене поле у системі $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$ в інтервалі максимальних значень хромистості). Їхнє походження пов'язують із ксенолітами мантійних порід зони стійкості алмазу. Частка таких зерен у концентратах важкої фракції переважно невелика і зрідка досягає 20 %. Хромшпінелі з таким вмістом Cr_2O_3 для Зеленогайської структури (з урахуванням невеликого об'єму проби) становлять 25 %. Усі інші шпінеліди значно поширені в концентратах кімберлітових трубок. Це різновиди, які містяться у кімберлітовому цементі (продукти дезінтегрованих мантійних порід) та формуються на завершальних етапах кристалізації флюїдно-магматичного розплаву [1].

М.В. Соболев [13] пояснив мінливість складу хромшпінелідів у кімберлітах, з одного боку, походженням їх із ксенолітів, а з іншого, – зміною умов кристалізації (температури розплаву й активності кисню). Яскравим проявом мінливості є зміна концентрації магнетитового компонента.

На підставі вивчення особливостей хімізму мінералів-супутників [13] М.В. Соболев визначив низку критеріїв алмазозносності кімберлітів, які ґрунтуються на хімізмі шпінелідів: 1) низький вміст Al_2O_3 у поєднанні з високим значенням хрому ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) > 80\%$); 2) високий вміст Cr_2O_3 ($>62\%$). Головна частина зерен в алмазозносних кімберлітах має вміст $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 42\text{--}52\%$. Аналогічна картина властива і Зеленогайській структурі.

Крім того, на діаграмі (див. рис. 8) фігуративні точки хромшпінелей утворюють два тренди: перший уздовж лінії постійної залізистості – **перидотитовий**, і другий, слабо виявлений, що витягнутий уздовж горизонтальної осі на рівні вмісту $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\text{--}20\%$, – **пiкритовий**. Поєднання обох трендів для шпінелідів одного тіла назвали **кімберлітовий тренд** [21].

Мінливість хімізму, який виявляється у розсіянні фігуративних точок складу, дає підстави вважати вибірку генетично неоднорідною [13]. Найбільше збагачені хромом кристали властиві перидотитовій серії і можуть співіснувати в асоціації з алмазом. Усі інші зерна, які утворюють неперервне поле розсіяння з першими, типові для кімберлітових концентратів і походять із ксенолітів різної глибинності та складу, отже, є результатом різних термодинамічних умов кристалізації.

Зроблені висновки підтверджені діаграмою глибинності формування шпінель-вмісних порід (рис. 9) і набором ХГГ (рис. 10).

На діаграмі $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--}(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ чітко відображена хіміко-генетична еволюція шпінелі Зеленогайської структури щодо зміни складу від пікрохроміт-хроміт-шпінелевого до шпінель-пікрохроміт-хромітового. Одночасно змінювався окисно-відновний потенціал – зростала роль кисню. За даними [1] можна вважати, що розташування хромшпінелідів Зеленогайської структури на рис. 10 відображає часову (хіміко-генетичну) послідовність формування окремих генетичних груп.

Отже, відкриття алмазозносних лампроїтів, а пізніше – і специфічних кімберлітів Архангельської провінції [5], які поєднують риси типових кімберлітів і лампроїтів, суттєво змінило ситуацію. Виявилось, що хромшпінелід у цих породах різко переважає над піропом і пікроільменітом. У результаті, для Східноєвропейської платформи, як і для деяких інших територій, хромшпінелід, менше – ільменіт, отримали статус провідних мінералів-індикаторів.

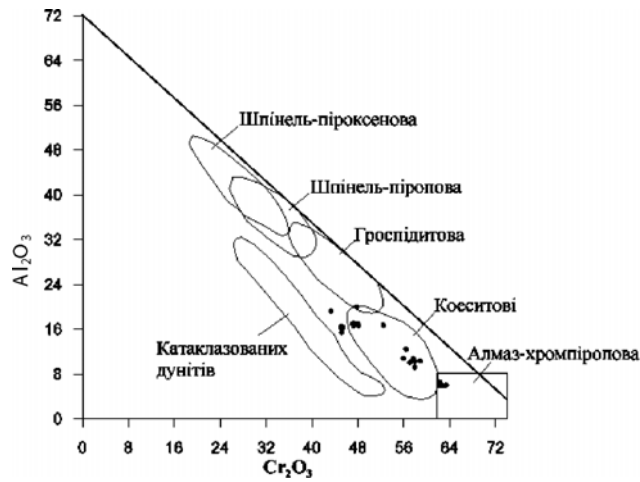


Рис. 9. Особливості складу хромшпінелідів залежно від глибинних умов формування порід за [22]. Суцільні контури – поля відповідних фацій, крапки – хромшпінеліди Зеленогайської структури.

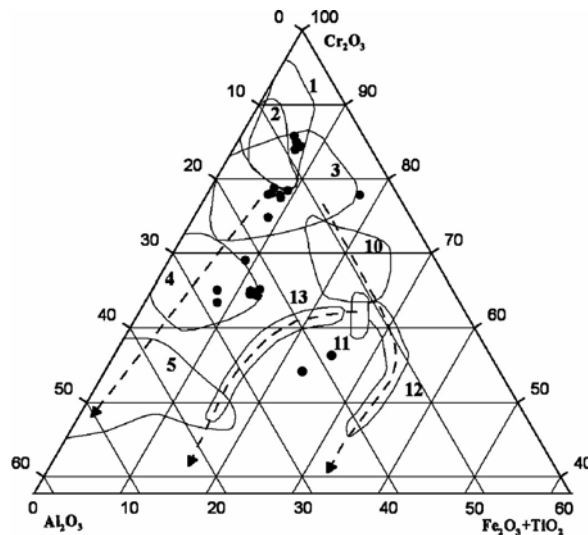


Рис. 10. Особливості складу хромшпінелідів із кімберлітів різних ХГГ за [1, 3]. Суцільними лініями показано поля хромшпінелідів різних ХГГ, крапками – хромшпінеліди Зеленогайської структури.

Провідна роль цих мінералів підтверджена сьогодні і завдяки дослідженню порід, які формують діатреми Зеленогайської структури. Особливості їхнього складу дають підставу вважати, що породи Зеленогайської структури представлені кімберлітами (лампроїтами) першого (високомагнезійні з хромшпінелевою спеціалізацією оксидів) та другого (магнезійно-залістисті з хромшпінелід-пікроільменітовою спеціалізацією оксидів) типів за [3].

Зазначені мінерали належать до різних ХГГ, кожна з яких кристалізувалась у відмінних термодинамічних умовах, у тому числі і в умовах стійкості алмазу. Зміна термодинамічних умов приводила до еволюційних змін окисно-відновних умов у напрямі зростання кисневого потенціалу. Така закономірність є типовою практично для кожної алмазоносної трубки, вона не сприяє збереженню алмазу, однак тривалість дії несприятливих умов різна. Вивчені гранати за характеристиками не належать у цьому випадку до мінералів-індикаторів, а є складовою частиною апліт-пегматоїдних гранітів кристалічного фундаменту [15].

Виконані дослідження у сукупності з раніше отриманими результатами [16–20] переконливо свідчать, що:

Зеленогайська структура – це дві ізольовані та близько розташовані кімберлітові (лампроїтові) діатреми;

територія центральної частини Українського щита є перспективною на виявлення корінних джерел алмазу кімберлітового (лампроїтового) типу, які формувались у процесі активізації окремих ділянок щита у фанерозої;

вулканічні продукти, що виповнюють діатреми, з огляду на склад хромшпінелі, походять із розплавів, які генерувались у межах глибинної області стабільного існування алмазу.

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М., 1999.
2. *Бобревич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А.* и др. Алмазы Сибири. М., 1957.
3. *Бовкун А.В., Гаранин В.К., Кудрявцева В.П.* Микроструктурные оксиды из связующей массы кимберлитов как индикаторы процесса эволюции кимберлитовых магм и алмазоносности кимберлитовых пород // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 352–359.
4. *Ботвинкин Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., 1974.
5. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и Мира (основы прогноза). М., 2000.
6. *Вальтер А.А., Рябенко В.А.* Взрывные кратеры Украинского щита. К., 1977.
7. *Вальтер А.А., Брянский В.П., Рябенко В.А., Лазаренко Евг.Е.* О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите // Докл. АН УССР. 1976. Т. 229. № 1. С. 160–162.
8. *Вальтер А.А., Еременко Г.К., Квасница В.Н., Полканов Ю.А.* Ударно-метаморфогенные минералы углерода. К., 1992.
9. *Влодавец В.И.* Справочник по вулканологии. М., 1984.
10. *Котова Л.Н.* Пепловые лапилли из девонской вулканической осадочной серии хребта Тарбагатай // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 2. С. 58–65.
11. *Саблуков С.М.* Новые данные о поверхностных формах проявления кимберлитового вулканизма // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. С. 1223–1226.
12. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В.* Ассоциации минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 423–433.

13. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, 1974.
14. *Спеццус З.В., Семенов В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М., 1990.
15. *Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Щербакова Т.Г.* и др. Породообразующие гранаты Украинского щита. К., 1980.
16. *Федоришин Ю.І., Маківчук О.Ф.* Причини походження Зеленогайської структури: падіння метеориту чи ендегенний процес? // Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2004. № 2. С. 54–63.
17. *Федоришин Ю.І., Бірук С.В., Бакаржієва М.І.* Використання морфоструктурних методів у зв'язку з прогнозом алмазоперспективних площ (центральна частина УЩ) // Мін. ресурси України. 2004. № 1. С. 30–33.
18. *Федоришин Ю.І., Бірук С.В., Бакаржієва М.І.* Вивчення особливостей глибинної будови літосфери – обов'язковий елемент емпіричної моделі кимберліт-лампроїтового магматизму (на прикладі центральної частини УЩ) // Мін. ресурси України. 2004. № 2. С. 23–27.
19. *Федоришин Ю.І., Бірук С.В., Фесенко О.І.* Системний підхід у прогнозно-пошукових дослідженнях (стосовно питання прогнозу та пошуків родовищ алмазів в Україні) // Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2003. № 2. С. 39–44.
20. *Федоришин Ю.І., Бірук С.В., Кир'янов М.М., Бекеша С.М.* Сучасний погляд на походження Зеленогайської структури та питання її алмазоносності // Геологія і генезис рудних родовищ України: сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення: Матеріали наук.-техн. наради. 27–29 квітня 2004 р. К., 2004. С. 53–54.
21. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М., 1995.
22. *Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н.* Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. К., 1989.
23. *Чашка А.И., Тищенко А.И., Рыков К.Е.* Изучение вещественного состава и алмазоносности двух лабораторных технологических проб ксенотуфобрекчий Зеленогайского кратера. Симферополь, 2002.
24. *Щербакова М.Н.* Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1972. Вып. 11. С. 155–160.

PECULIARITIES OF DIAMOND MINERALS-SATELLITES

OF ZELENHAJS'KA STRUCTURE**Yu. Fedoryshyn**

*Research Center of the Ministry of Education and Science of Ukraine
E-mail: fedoryshyn@tbn.net.ua*

Received new data of mineral criteria confirms the explosive nature of Zelenohajs'ka structure. Chemical study of minerals indicates that the rocks of the structure are presented by alternated kimberlite (lamproite) rocks of various facies which can represent practical interest from the point of view of diamond-bearing.

Key words: diatreme, crater, pisolite, kimberlite, lamproite, garnet, ilmenite, chromspinele, diamond, Ukrainian Shield.

Стаття надійшла до редколегії 05.10.2004

Прийнята до друку 15.11.2004