

## КСЕНО-АВТОЛІТОВІ НОДУЛІ ІЗ КІМБЕРЛІТІВ ТРУБКИ НАДІЯ (СХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА)

**Г.Г. Павлов**

E-mail: [genychpavlov@gmail.com](mailto:genychpavlov@gmail.com); <https://orcid.org/0000-0002-5913-042X>

**О.А. Вишневський**

E-mail: [vyshnevskyy@i.ua](mailto:vyshnevskyy@i.ua); <http://orcid.org/0000-0002-7206-2185>

**Ю.О. Литвиненко**

E-mail: [lisick8@gmail.com](mailto:lisick8@gmail.com); <http://orcid.org/0000-0001-6609-0000>

**Т.Г. Калініченко**

E-mail: [t\\_kalinichenko@yahoo.com](mailto:t_kalinichenko@yahoo.com); <http://orcid.org/0000-0003-3869-4063>

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України  
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34*

Досліджено ксено-автолітові нодулі із кімберлітів трубки Надія (Східне Приазов'я). За петрографічними та петрохімічними критеріями було зроблено висновок, що формування проаналізованих нодулів відбувалось за принципом утворення «снігових грудок» в апікальних частинах магматичної колони за різних значень тиску та температури. Нодулі зароджувались навколо ксенокристалів, ксенолітів і в'язких магматичних згустків шляхом їх обростання орбікулярними оболонками в умовах рухомого середовища та флотаційної газорідної диференціації. Склад оболонок деяких нодулів змінюється від центру до краю нодулів від серпентинового через хлорит-серпентиновий до силікатно-карбонатного. Носієм нодулів і матеріалом оболонок нодулів був кімберлітовий розплав із вкрапленниками мегакристалів олівіну та флогопіту, що змінювався більш гомогенними диференціатами. За петрохімічними критеріями ймовірна глибина генерації кімберлітової магми не перевищувала 170 км. Температура кристалізації порфірових вкрапленників флогопіту, що входять до складу оболонок нодулів, за мономінеральним геотермометром становить 1300–900 °С. Засклення сполучної маси нодулів у кратерній зоні трубки відбувалось за температури 650–550 °С. Неглибоке залягання магматичного осередку і відсутність у автолітових нодулях мінералів алмазного парагенезису підтверджує низьку перспективність цієї трубки на алмази. Пропонуємо використовувати петрохімічні критерії класифікації кімберлітів В.Б. Василенка (2005) для попередньої якісної оцінки можливої алмазності за складом матриці ксено-автолітових нодулів кратерних фацій.

**Ключові слова:** кімберліти, автоліти, ксеноліти, нодулі, кімберлітові трубки, Східне Приазов'я.

**Вступ.** Кімберлітову трубку Надія, що першою виявлена у Східному Приазов'ї 1990 р., на предмет її потенційної алмазності вивчали не тільки українські геологи, але й спеціалісти компанії *De Beers*. Проте однозначної оцінки цей об'єкт так і не отримав. За висновками петрографів цієї компанії, «...породи трубки Надія представлені макрокристовими сильно зміненими кімберлітами невідомої фації...» [17, с. 181]. Суперечливі висновки про перспективність отримали та-

кож інші об'єкти, виявлені в межах Новоласпинського куста кімберлітових трубок. Тому в доповнення до відомих досліджень у цій роботі розглянуто можливість оцінювання потенційної алмазності відповідних об'єктів за комплексом петрохімічної інформациї з обробкою за критеріями, успішно відпрацьованими В.Б. Василенком та ін. для кімберлітових трубок різного ступеня алмазності Східної Якутії [4, 5]. Водночас, за об'єктивної відсутності кам'яного матеріалу

з глибинних частин трубок, на наш погляд, можуть бути задіяні кратерно-експлозивні утворення верхніх рівнів — туфобрекчії кімберлітів та автолітові брекчії, а не тільки масивні кімберліти.

Головними складовими кратерних утворень кімберлітових трубок (флюїдизатно-експлозивних викидів, «...під якими розуміються утворення, сформовані на етапах активізації за участю специфічних процесів і містять компоненти мантійного й корового походження (уламки, класти, флюїдизити тощо)...» [20, с. 47; 21]), поряд із туфобрекчією, є кімберлітові та автолітові брекчії. У ході їх вивчення, враховуючи їхнє положення та особливості утворення, дослідники навчилися отримувати максимальну інформацію про особливості формування того чи іншого магматичного тіла [3, 4, 17 та посилання в них], а також використовувати отримані дані для оцінки потенційної алмазності об'єктів дослідження. Носіями цієї інформації вважають формотвірні компоненти, наприклад подрібнені до уламків фрагменти кімберлітів (еруптивна та експлозивна брекчія), а також автоліти та ксеноліти. Водночас це також сполучна маса, що їх цементує.

Головними складовими кімберлітових брекчій, за загальною думкою дослідників, є автоліти. Найчастіше це овальні включення кімберлітів ранішої кристалізації. Інформація про їхню морфологію, внутрішню будову, мінеральний склад, механізми й умови формування в діатремах України обмежена, бо переважно увагу приділяли вивченню переважно власне алмазів та інших високобаричних мінералів. Тому часто кімберлітові та автолітові брекчії фіксували, але вони не ставали об'єктом, завдяки дослідженню якого можна оцінювати потенційну алмазність.

За результатами первинного дослідження трубки Надія [7, 14] визначено, що еруптивна брекчія цієї структури представлена двома різновидами — з масивною текстурою цементу і автолітового типу. У брекчії з масивною текстурою цементаційною масою є кімберліти з порфіровою структурою з вкрапленнями олівину та флогопіту, а основна маса, що їх вміщує, має серпентин- або монтморилоніт-карбонатний склад. Другий тип (ксено-автолітовий) складений грудками пірокластичного матеріалу кімберлітів,

зцементованими серпентин-карбонатною матрицею з домішкою уламкових зерен магнетиту, флогопіту і псевдоморфоз по олівину, а також ксенолітами гранітів, вапняків (за нашими даними — кальцифірів) та продуктами їхньої дезинтеграції. Власне до цих автолітів привернута наша увага для додаткової спроби якісного оцінювання потенційної алмазності кімберлітової трубки за петрохімічними критеріями [4, 5]. Вивчення їхньої будови та цементаційної маси також надає додаткову інформацію про особливості умов і механізмів проникнення кімберлітів у верхню частину земної кори.

**Метою дослідження** є доповнення відомостей про морфологію, внутрішню будову та склад нодульних утворень із автолітової брекчії трубки Надія, а також отримання даних про геохімічні особливості мінералів сполучної маси автолітів, з метою оцінювання потенційної алмазності кімберлітової трубки Надія (Східне Приазов'я, Україна) за петрологічними критеріями В.Б. Василенка [4, 5].

**Об'єкт дослідження** — ксено- та автолітові нодулі (ксеноавтоліти за [8]) із кімберлітової трубки Надія, яка територіально знаходиться на південному сході Донецької області в центральній частині Новоласпинського куста кімберлітових трубок. За своєю будовою трубка є нахиленим на південний захід тілом трубно- або соплоподібної форми, яке з глибиною переходить у дайкоподібне утворення [1, 7, 14, 17, 19]. Вмісними є жорсткі кристалічні породи докембрійської рами, представлені сублужними гранітоїдами хлібодарівського комплексу протерозою. Кімберлітове тіло в приповерхневій частині складене ксенотуфобрекчією, брекчією та кімберлітами порфірової будови, що тяжіють до її центральній частині [7, 17, 19], підкреслюючи незначний ерозійний зріз структури, який відповідає рівню насичення кімберліту автолітами і ксенолітами різного походження.

**Методика досліджень.** Мінеральний склад нодулів трубки Надія, діагностика мінералів, мікроструктурні особливості їхніх взаємовідношень визначено за допомогою оптичних методів. Хімічний склад деяких мінералів та їхніх кластів встановлено методом мікрондового аналізу з використанням сканівного електронного мікроскопа *JSM-6700F*, облад-

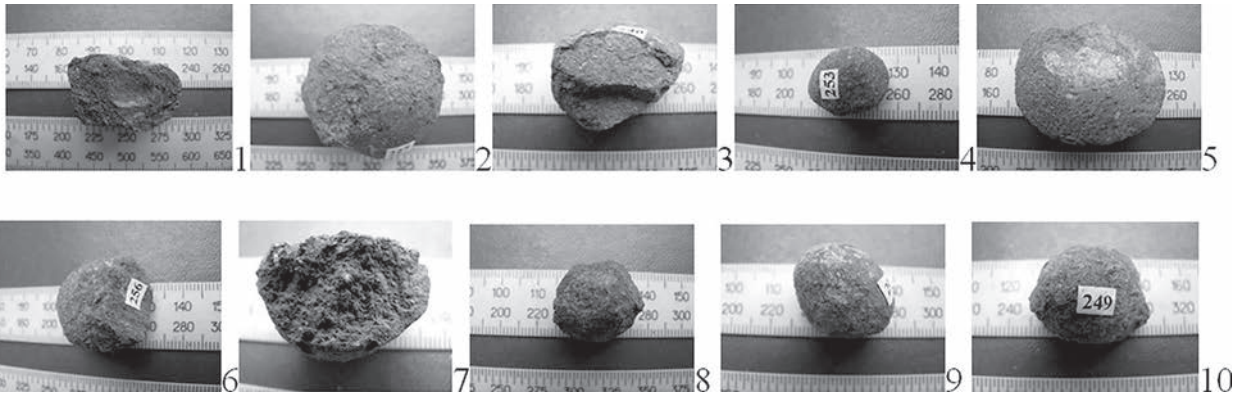


Рис. 1. Загальний вигляд нодулів із св. 209/9 трубки Надія: 1 — Н127к (глибина 38 м); 2 — Н227 (58 м); 3 — Н246; 4 — Н253; 5 — Н254; 6 — Н256; 7 — Н259 (3–7 — 63 м); 8 — Н262; 9 — Н257; 10 — Н249 (8–10 — глибина відбору невідома)

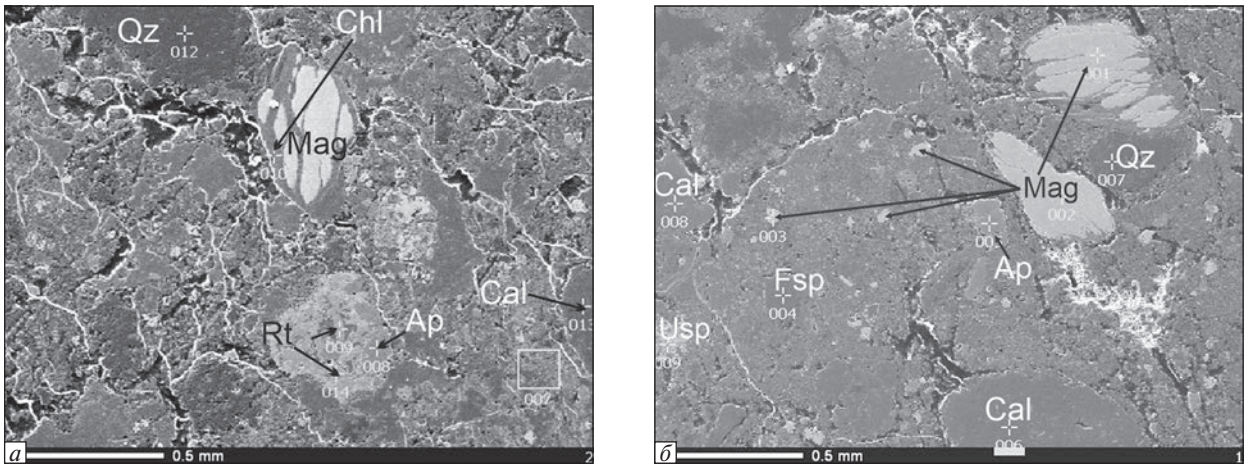


Рис. 2. Електронно-мікроскопічні знімки експлозивних попелово-лапілієвих автолітів: а — зразок Н127; б — зразок Н256 (умовні позначення мінералів тут і далі: Alb — альбіт, Ap — апатит, Bt — біотит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Fsp — польовий шпат, Hem — гематит, Ilm — ільменіт, Mag — магнетит, Phl — флогопіт, Qz — кварц, Rt — рутил, Usp — ульвошпінель, Zrn — циркон)

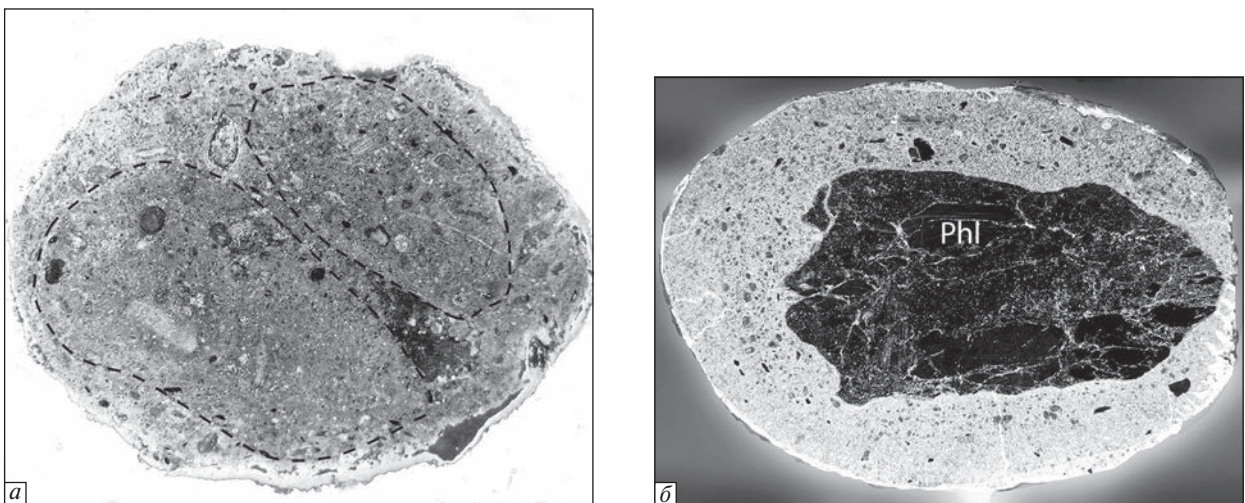


Рис. 3. Центральні перерізи ксено-автолітових нодулів: а — попелово-лапілієвого експлозивного (Н262) та б — ксенолітового (Н227) типу (розмір нодулів див. на рис. 1)

наного енергодисперсійним спектрометром *JED-2300 (JEOL)* в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семченка (ІГМР) НАН України. Умови зйомки описані у [24]. Хімічний склад сполучної маси зовнішніх оболонок вивчених зразків визначено за допомогою методу РФА в ІГМР НАН України.

**Результати досліджень. Морфологія та внутрішня будова автолітів.** Загальна форма ксено-автолітів, відібраних у свердловині 209/9 в інтервалі 38—63 м, описана нами як нодульна і характеризується овальними, ізометричними, деформованими та уламковими обрисами з поперечним розміром у декілька сантиметрів (рис. 1). За внутрішньою будовою автолітові нодулі поділяються на «експлозивні», в яких ядра формуються зі зліплених між собою грудок грубопсамітової та лапілієвої розмірності насичених мікровключеннями ксенокристалів рудних, карбонатних і силікатних мінералів, а також на «ксенолітові», ядра яких складені уламками різних гірських порід. У кратерній частині трубок спостережено також автоліти й змішаного експлозивно-ксенолітового типу [7, 17]. Експлозивний, попелово-лапілієвий тип легко впізнаваний за горбистим характером поверхні сколювання. Такі нодулі характеризуються переважанням овальних і пластично деформованих нерідко караваєподібних грудок кімберліту внутрішньої попелової та зовнішньої грубопсамітової та лапілієвої розмірності (рис. 2), що скріплені крипнокристалічною глинизованою масою. Ксенолітовий тип нодулів складається із літо- і кристалокластів вмісних та більш глибинних порід (рис. 3). Їхня зв'язувальна маса, переважно карбонатна, силікатна та змішана (мікстова), є продуктом кристалізації залишкового розплаву.

Внутрішня будова нодульних ксено-автолітів найчастіше орбікулярна. Внутрішні ядра, складені або грудками кімберлітового матриксу, насиченого ксенокристалами (Н127, Н253, Н256, Н259, Н262, Н249, Н257), або ксенолітами слюдяних тектоносланців (Н227), граносієнітів та гранітів (Н246, Н254), облямовані декількома оболонками різної структури, забарвлення та складу. Оболонкова будова підкреслюється субзгідною з їхньою поверхнею орієнтацією подовжених і

сплошених мега- та ксенокристалів, або їхніх фрагментів. Внутрішні оболонки нодулів представлені вторинно перетвореним масивним кімберлітом та його дрібнопорфіровими відмінами, які складаються із перекристалізованої тоннокристалічної загальної маси, насиченої включеннями більших кристалів різного розміру та в різних співвідношеннях. Такі дрібнопорфірові вкраплення представлені псевдоморфозами діафоричних мінералів по олівінах, клінопіроксенах, флогопіту та біотиту. Матриця сформована кристалітами кальциту, бариту, перовськіту, титаніту, апатиту, серпентину, флогопіту, амфіболу, хлориту, глинистих мінералів. Ксенокристали представлені уламками зерен кальциту, польових шпатів і кварцу. Серед акцесорних мінералів виявлені ксенокристали та уламки циркону, апатиту, рутилу. Рудні мінерали представлені магнетитом, титаномagnetитом, ільменітом, сульфідами нікелю та міді. В деяких нодулях спостерігається поступове збільшення вмісту кальциту в матриці нодулів від центру до краю, аж до утворення карбонатних і глинисто-карбонатних оболонок.

**Петрохімічна характеристика матриксу оболонок ксено-автолітів.** У процесі вивчення петрохімічних особливостей ксено-автолітових нодулів кімберлітової трубки Надія було визначено широку варіацію хімічного складу не тільки в межах групи об'єктів дослідження, але й усередині кожного нодуля, що віддзеркалює неоднорідність будови і мінерального складу автолітів. Досліджувані нодулі верхньої частини трубки (глибина 30—60 м) характеризуються вмістом, %:  $\text{SiO}_2$  26—35;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  5,66—9,01;  $\text{MgO}$  11,0—22,68;  $\text{CaO}$  4,93—23,36;  $\text{TiO}_2$  1,73—3,39;  $\text{P}_2\text{O}_5$  1,08—5,98;  $\text{K}_2\text{O}$  0,34—1,9 (табл. 1). Вміст породотвірних хімічних елементів визначено ступенем ксеноконтамінації матеріалом корового походження різного рівня дисперсності від мікронного до сантиметрового розміру, що не встиг повністю асимілюватись. Без фракції ксенокристалів діапазон концентрації деяких породотвірних елементів у матриці нодулів суттєво змінюється, %:  $\text{SiO}_2$  24—41;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7,93—12,51;  $\text{MgO}$  19,37—29,89;  $\text{CaO}$  4,00—25,18;  $\text{TiO}_2$  0,01—3,69;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,00—20,13;  $\text{K}_2\text{O}$  0,03—2,92. Таким чином, можна дійти висновку, що головними чинниками варіації складу автолітових нодулів, з одного боку, є неоднорідність кімберлі-

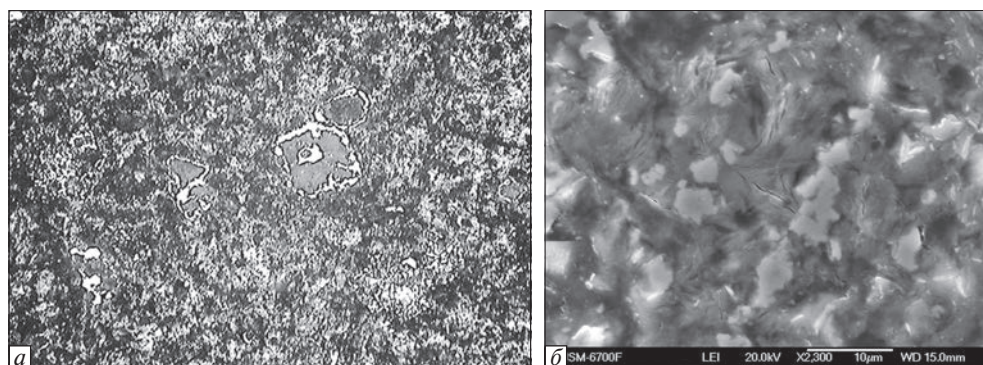


Рис. 4. Характер розкристалізації зв'язувальної маси нодулів: *a* — коробчасті обростання титаніту кристалітами титаномagnetиту (у відзеркаленому світлі, ширина знімку 0,50 мм); *б* — електронно-мікроскопічний знімок цементаційної карбонат-серпентин-хлоритової маси (темно-сірий колір має силікатна кальцит-серпентин-хлоритова з апатитом маса, світло-сірий — кристаліти рутилу, титаніту, перовськіту)

тового розплаву, що вже існувала на час виверження, з іншого боку, вона спровокована наявністю тонкого ксеногенного матеріалу корового походження, що фіксується у вигляді включень неасимільованих мікроксенокристів вмісних порід.

Мікрозондове дослідження криптокристалічної сполучної маси (СМ) між ксенокристалітами та порфіровими вкрапленнями виявило значну неоднорідність кінцевого розплаву, що оскловувався. Наприклад, у СМ нодуля Н249 між порфіровими вкрапленнями помі-

Таблиця 1. Хімічний склад ксено-автолітів із кімберлітової трубки Надія, мас. %

Компонент	H127	H227	H246	H253	H254	H256	H259	H262	H249	H257	Кімберліти трубки Надія [7]
SiO <sub>2</sub>	31,36	30,33	45,43	26,33	36,22	33,84	32,47	34,72	31,28	35,17	36,5—48,15
TiO <sub>2</sub>	2,63	3,79	0,31	2,92	1,73	2,29	1,95	1,87	1,79	2,04	1,94—4,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,14	7,55	14,24	7,09	8,74	7,49	8,45	9,01	7,82	5,66	5,5—8,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,17	0,01	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,07	0,08	0,0—0,11
FeO	11,27	7,99	2,38	9,98	9,19	8,64	11,43	10,53	8,27	8,20	8,16—11,17
MnO	0,31	0,11	0,20	0,22	0,17	0,21	0,19	0,19	0,18	0,31	0,2—0,34
MgO	11,20	21,07	2,74	14,84	11,88	16,18	22,68	19,98	14,18	13,68	11,6—18,2
CaO	23,36	12,93	24,27	20,83	15,19	12,74	4,93	6,37	15,64	18,68	3,10—11,10
Na <sub>2</sub> O	b. d.	b. d.	2,70	0,09	0,32	0,07	b. d.	b. d.	0,09	b. d.	0,14—0,5
K <sub>2</sub> O	0,34	1,89	5,21	1,12	1,99	1,35	1,38	1,27	1,76	1,41	0,87—1,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,23	1,08	0,17	5,98	5,59	5,28	3,74	3,25	6,69	2,92	0,95—1,97
SrO	0,17	0,13	0,04	0,23	0,12	0,25	0,26	0,18	0,26	0,21	n. d.
SO <sub>3</sub>	0,23	0,17	0,26	0,24	0,16	0,19	0,30	0,23	0,27	0,24	0,0—0,57
ZrO <sub>2</sub>	0,07	0,13	0,02	0,07	0,06	0,08	0,05	0,05	0,06	0,08	n. d.
NiO	0,03	0,06	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	n. d.
ZnO	0,04	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	n. d.
BaO	0,00	0,23	0,17	0,38	0,32	0,40	0,37	0,24	0,44	0,21	n. d.
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,00	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,00	n. d.
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03	0,08	0,04	0,08	n. d.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,03	0,05	0,05	0,10	0,07	0,05	0,19	0,05	0,16	n. d.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,07	n. d.
LOI*	10,36	12,23	1,73	9,37	8,03	10,71	11,56	11,67	11,02	10,75	9,41—12,81
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	98,34—99,80

Примітка: LOI розраховано як брак суми оксидів до 100 %; b. d. — нижче від межі виявлення; n. d. — не визначали.

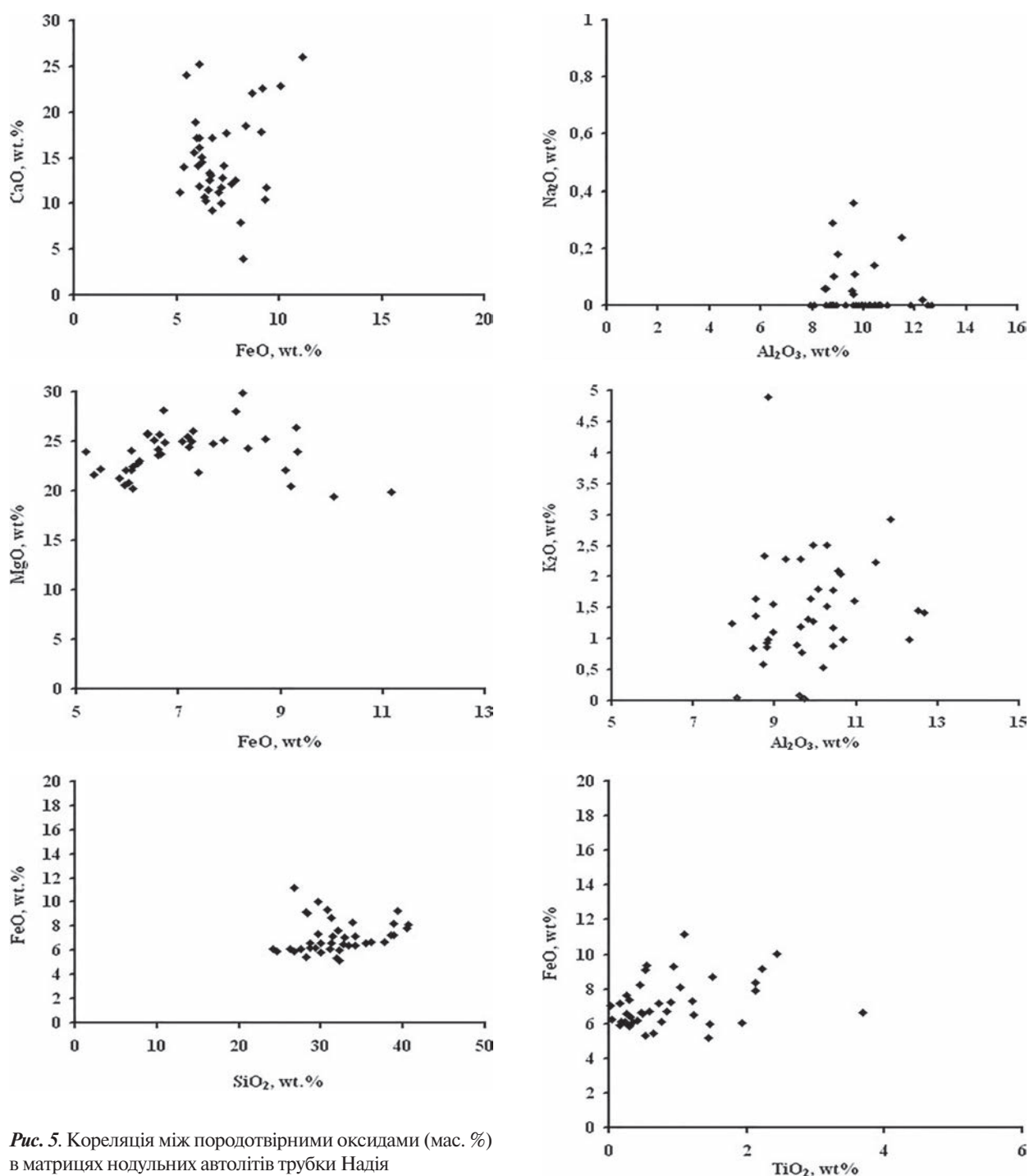


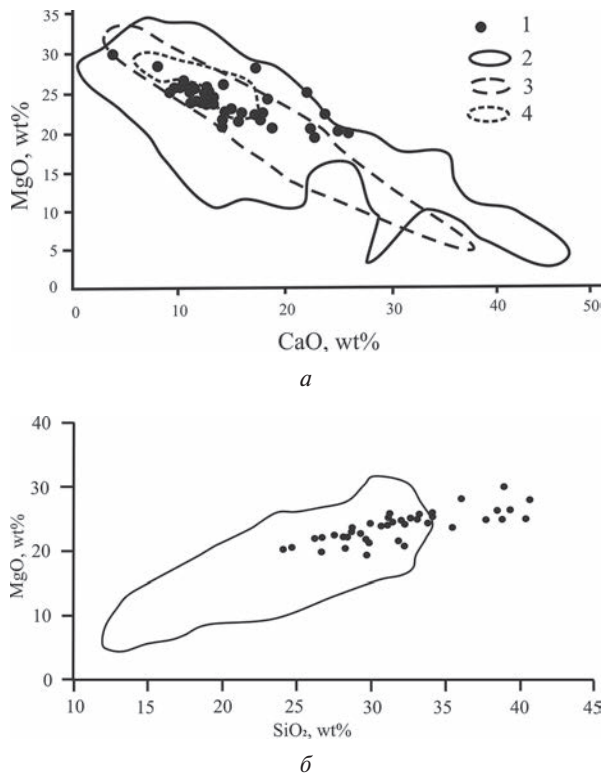
Рис. 5. Кореляція між породотвірними оксидами (мас. %) в матрицях нодульних автолітів трубки Надія

чено ділянки зі значним діапазоном коливання вмісту CaO (9,29–24,0 %) за стабільнішого вмісту MgO (21,58–24,49 %), що є похідним від співвідношення кальційвмісних мінералів і серпентин-хлоритової компоненти. Наявність у СМ кристалітів кальциту, перовськіту, титаніту та апатиту в агрегації пластинчатого, сплутано-волокнистого та віялоподібного серпентину з пластинками хлориту свідчить

про накопичення в кінцевому розплаві (середні та зовнішні оболонки) кальцію (рис. 4).

Про вміст породотвірних оксидів у матриці автонодулів і характер кореляційного зв'язку між ними дають уявлення рис. 5 та 6.

Виконане порівняння хімічного складу оболонок ксено- та автолітів показало відсутність чіткої залежності вмісту макрокомпонентів від ступеня метасоматичного змі-

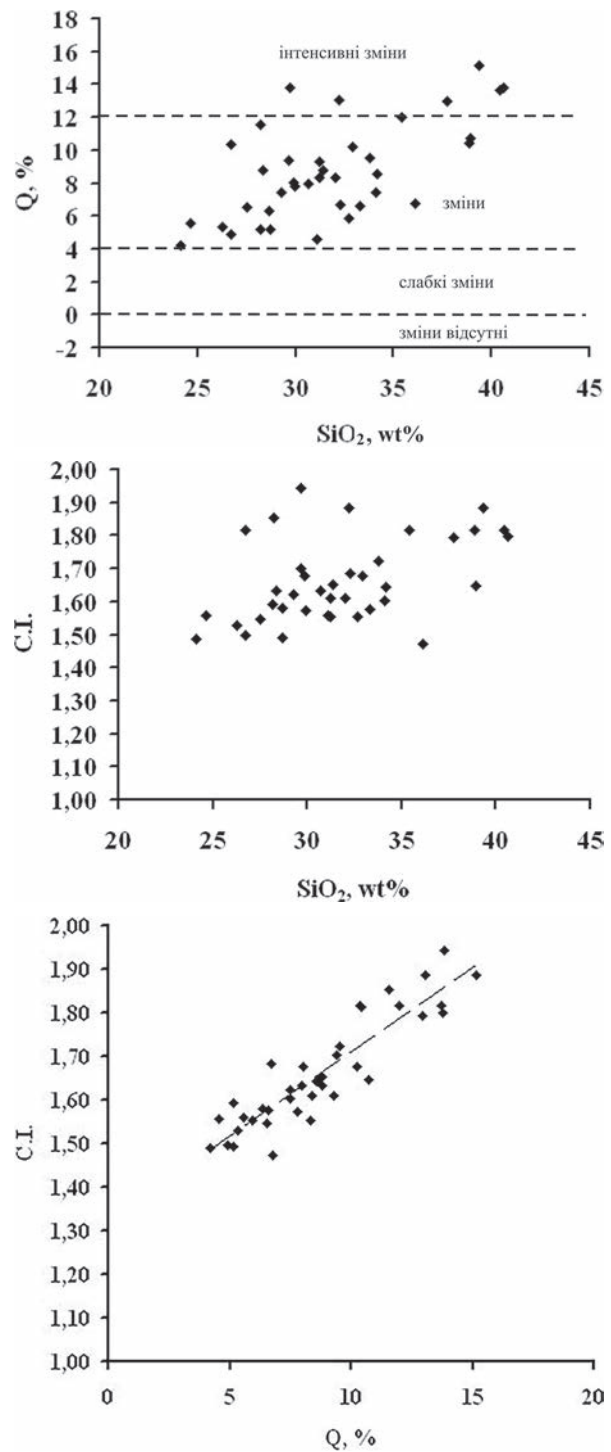


**Рис. 6.** Співвідношення MgO / CaO та MgO / SiO<sub>2</sub> нодулів трубки Надія: а — 1 — точки складу матриці нодулів; 2–4 — поля складу кімберлітів Якутії (2 — трубки Айхал [15]; 3 — інших тіл кімберлітів; 4 — алмазоносних кімберлітів); б — 1 — точки складу матриці нодулів; 2 — поле складу кімберлітів Якутії [11]

нення нодулів за алгоритмом [6], що визначає баланс кремнекислоти в породі (*Q*). За цим показником у розряд «зміненої» кімберлітової матриці нодулів віднесені практично всі зразки, а декілька відповідають рівню «інтенсивно змінених». Такі значення вказаних коефіцієнтів пояснюються, швидше за все, підвищенням кількості тонкого польвошпатового ксеногенного матеріалу, що може розкладатись під дією автومتасоматичних процесів з утворенням глинистих мінералів.

Ідентична картина спостерігається і за коефіцієнтом контамінації [22], за яким фігуративні точки С. І. основної маси нодулів розташовуються на відповідному графіку в такому ж порядку, як і на попередньому (рис. 7), та характеризуються рівнем контамінації від 1,50 до 1,75, а інтенсивно змінених >1,80. Рівень апроксимації цих показників сягає  $R^2 = 0,82$ .

Співвідношення CaO / MgO, що в кімберлітах визначається зворотною кореляцією між компонентами, залежить від температури формування петрохімічних популяцій [5].



**Рис. 7.** Показники кремнекислотності ( $Q = \text{SiO}_2 - 0,81\text{MgO} - 2,8\text{K}_2\text{O}$  [6]) та контамінованості ( $\text{C. І.} = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O})$  [22]) матриці нодулів трубки Надія

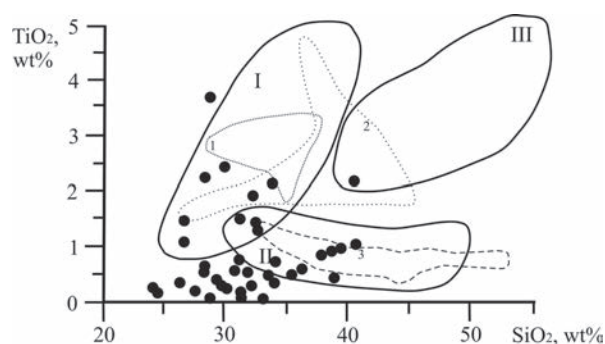
У досліджених нодулях це співвідношення змінюється від 8,86 до 0,22, що повинно вказувати на тенденцію збільшення температури формування їхніх популяцій, починаючи з утворення карбонатних (карбонатитових)

та закінчуючи магнезіальними різновидами. Аналіз хімічного складу матриць нодулів, без урахування порфірових вкраплеників та ксенокристалів, вказує на незначний діапазон коливання цього показника (1,31—0,13, найчастіше  $>0,6$ ), що відповідає кімберлітовим різновидам. Цей факт підтверджує висновок [3] про відсутність хімічної взаємодії кімберлітового розплаву з ксеногенним матеріалом, яка може бути спричинена дуже швидким остиганням верхньої частини магматичної колони після проникнення. Додатковий карбонат, що входить до складу автолітів, має ксеногенне походження і фіксується під час петрографічних досліджень у вигляді сколків кристалів кальциту, уламків кальцифірів мозаїчної гранобластової структури та автометасоматичних псевдоморфоз карбонатів по олівінах або клінопіроксенах.

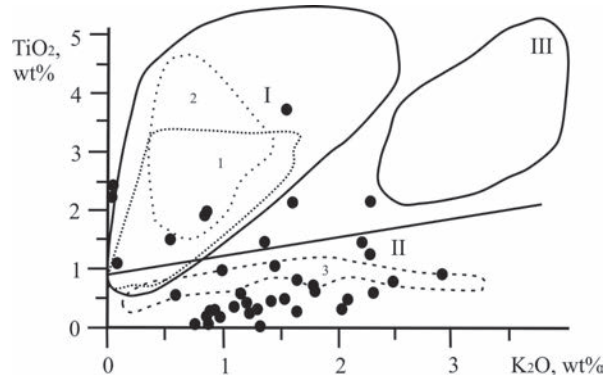
Титанистість субстрату нодулів трубки Надія порівняно з кімберлітами алмазних родовищ Південної Африки, Якутської та Архангельської провінцій (рис. 8) свідчить не тільки про неоднорідність матриць автонодулів за розподілом титанових мінералів, але й про її низький рівень, що нижче II групи кімберлітів Південної Африки та Архангельської провінції.

Використовуючи «Петрохімічну класифікацію порід виду кімберлітів», запропоновану [5], засновану на системі пов'язаних між собою ознак «петрографічних різновидів — видів — популяцій» продуктивних і непродуктивних алмазозносних тіл кімберлітів Якутії, була зроблена спроба петрохімічної класифікації ксено-автолітів трубки Надія за їхнім хімічним складом (табл. 2). За головними петрохімічними критеріями більшість досліджених автолітів належать до кімберлітової популяції порід. Тільки два зразки з високим вмістом  $\text{TiO}_2$  ( $>2,80$  мас. %) віднесені до пікритової популяції з можливою глибиною магмогенерації  $<145$  км). У всіх інших зразках популяційний рівень  $\text{TiO}_2$  відповідає більшому тиску середовища, в якому формується кімберлітовий розплав, і який прирівнюється до глибини 150—170 км, що відповідає результатам сейсмічного визначення потужності літосфери в цьому регіоні [17].

За іншим головним петрохімічним показником ( $\text{CaO} / \text{MgO}$ ) класифікації, за яким визначається початкова температура магмогенерації, по нодулях відмічається досить знач-



а



б

Рис. 8. Співвідношення  $\text{TiO}_2$  —  $\text{SiO}_2$  (а) та  $\text{TiO}_2$  —  $\text{K}_2\text{O}$  (б) у матриці нодулів трубки Надія — фігуративні точки. Поля складу: I — кімберлітів I групи Південної Африки; II — кімберлітів II групи Південної Африки; III — олівінових лампроїтів Західної Австралії; Архангельської провінції: 1 — кімберліти I; 2 — олівінові мелілітити I; 3 — кімберліти II та олівінові мелілітити II [2]

ний діапазон коливання температури: 1500—1200 °С. За цим показником досліджені нодулі класифіковані за різновидами [5]. До різновиду кімберлітових карбонатитів ( $T$  1200 °С) віднесений зразок Н127, до різновиду карбонатитових кімберлітів ( $T$  1250—1290 °С) — зразки Н253, Н257, Н249, Н254, до різновиду власне кімберлітів ( $T$  1290—1300 °С) — зразки Н227, Н256, до різновиду магнезіальних кімберлітів ( $T$  1500—1400 °С) — зразки Н262 та Н259. Калієвість нодулів автолітів прирівняно до «сублампрофірової + лампрофірової варіації», що, можливо, пов'язано з розвитком у нодулях слюдистих мінералів. Порівняння результатів петрографічних досліджень з петрохімічними параметрами нодулів підтвердило значний вплив кількості, складу та співвідношення ксенокристалів різних мінеральних видів, що наповнюють автонодулі, на отримані результати популяційної петрохімічної класифікації.



Таблиця 2. Петрохімічна характеристика ксено-автолітів із кімберлітрової трубки Надія, за параметрами В.Б. Василенка [5]

Параметр	H246	H254	H249	H259	H262	H257	H127	H256	H253	H227
Вміст $\text{TiO}_2$ , %	0,31	1,73	1,79	1,95	1,87	2,04	2,63	2,29	2,92	3,79
Популяція за $\text{TiO}_2$	1 кімберлітова	5 кімберлітова	5 кімберлітова	6 кімберлітова	6 кімберлітова	6 кімберлітова	7 кімберлітова	7 кімберлітова	8 пікритова	8 пікритова
$\text{CaO} / \text{MgO}$	8,86	1,28	1,10	0,22	0,32	1,37	2,09	0,79	1,40	0,61
Номер різновиду за $\text{CaO} / \text{MgO}$	Не визначено	5	6	11	11	5	4	7	5	7
Група	кімберлітових карбонатитів	карбонатитових кімберлітів	карбонатитових кімберлітів	Mg-кімберлітів	Mg-кімберлітів	карбонатитових кімберлітів	кімберлітових карбонатитів	кімберлітів	карбонатитових кімберлітів	кімберлітів
Вміст $\text{K}_2\text{O}$ , %	5,21	1,99	1,76	1,38	1,27	1,41	0,34	1,35	1,12	1,89
Номер та назва варіації за $K_2O$	>>3 п. d.	3 лампрофірова	3 лампрофірова	3 лампрофірова	3 лампрофірова	3 лампрофірова	1 ультраосновна	3 лампрофірова	2 слюдяна	3 лампрофірова
Баланс кремнекислоти: $Q = \text{SiO}_2 - 0,81\text{MgO} - 0,28\text{K}_2\text{O}$	Інтенсивно змінена 28,62	Інтенсивно змінена 21,03	Інтенсивно змінена 14,87	Змінена 10,23	Інтенсивно змінена 14,99	Інтенсивно змінена 20,14	Інтенсивно змінена 21,35	Інтенсивно змінена 16,94	Змінена 11,17	Змінена 7,97
Коефіцієнт контамінації: $\text{C.I.} = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O})$ (Clement, 1982)	7,85	3,26	2,46	1,70	2,06	2,71	3,25	2,36	2,10	1,65
Імовірна глибина плавлення, км	Не визначено	160–170	160–170	150–160	150–160	150–160	150–160	150–160	<150	<150
Імовірна температура магматичного осередку, °C	Не визначено	1260	1290	1500	1410	1250	1200	1290	1250	1300

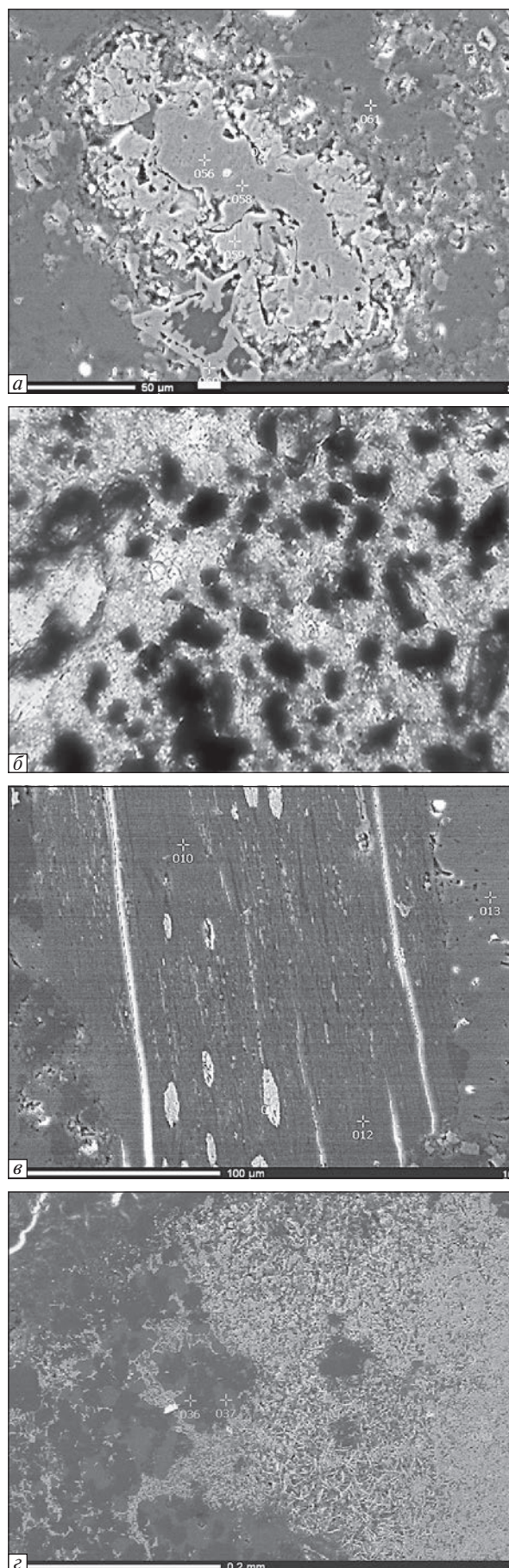
Петрохімічні показники продуктів кінцевої кристалізації, якими можуть слугувати матричні утворення, без урахування порфірових і ксенолітових вкраплень, також вказують на приналежність вихідних порід до популяції кімберлітів з температурою магмогенерації в середньому близької до 1300 °С за можливої глибини формування магматичного осередку в діапазоні 170—175 км.

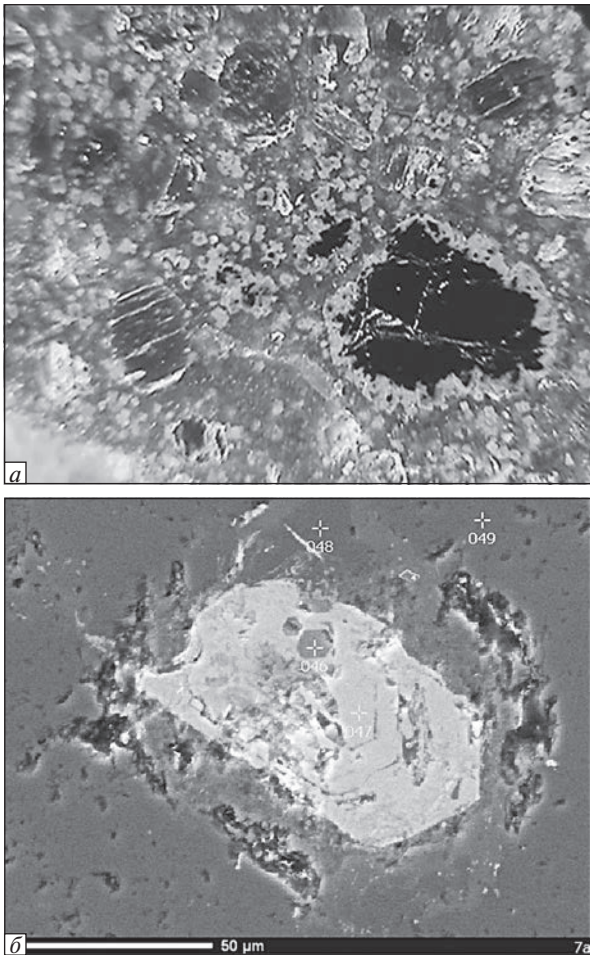
**Мікрондлове дослідження деяких мінералів ксено-автолітів.** Мінерали оксидів Fe та Ti. Вивчення складу залізо-титанових оксидів показало чітку зворотну лінійну кореляцію між породотвірними елементами з широким розривом між ільменітовою та магнетит-гематитовою групами. Це свідчить про дискретність процесу кристалізації залізо-титанових мінералів у ході автометасоматичного заміщення ільменіту магнетитом із досягненням в кінцевому розплаві відповідної концентрації заліза та рухомого хімічно активного флюїду. Воно супроводжувалось метасоматичним виносом титану із ільменіту з реакційним заміщенням його титаномagnetитом, рутилом, сфеном та кальцитом (рис. 4, а, 9, а). Поряд з цим, у сполучній криптокристалічній масі автонодулів повсюдно спостерігаються самостійні скелетні мікрокристали або агрегативні зростки кристалітів оксидів Fe. Тонкорозпилений магнетит (рис. 9, б) притаманний також серпентиновим псевдоморфозам по порфірових вкрапленнях олівіну та піроксену.

Водночас реліктова гідротермально-метасоматична магнетит-гематитова мінералізація виявлена в нодулях у складі хлоритизованих слюд і ксенокристалів КППШ (9 в, з), що, найімовірніше, свідчить про використання кімберлітовим розплавом для проникнення в земну кору каналів давніших успадкованих тектонічних порушень у метасоматично та гідротермально змінених вмисних породах.

У матриці автонодулів широко розповсюджені коробчасто-скелетні обрастання ільме-

**Рис. 9.** Характер прояву Fe-Ti-оксидів: а — реакційне заміщення зерен ільменіту титаномagnetитом; б — зерна новоутворених кристалітів рудних мінералів (чорні зерна) в матриці нодулів (ширина знімка 0,5 мм); в — лінзоподібні відокремлення магнетиту за спайністю ксенокристалів хлоритизованого біотиту; з — насичення оксидами заліза (гематитом) ксенокристала КППШ





**Рис. 10.** Характер акцесорної мінералізації в ксено-автолітових нодулях: *a* — криптокристали (світло-сіре) титаніту, лейкоксенізованого рутилу, перовськіту та апатиту в серпентинізованій сполучній масі (у віддзеркаленому світлі, ширина знімка 1,5 мм); *б* — електронномікроскопічний знімок зерна циркону в літокласті альбіту

ніту кристалітами залізо-титанових оксидів розміром від декількох мікронів до нанометрів, що виникли в процесі автотометасоматозу вже після осклюдання кінцевого розплаву (рис. 10, *a*). Крім кристалітів кальциту в матриці нодулів є їхні реліктові кородовані зерна, як правило, ксеноморфної форми, найвірогідніше ксеногенного походження.

**Шаруваті силікати** в матриці нодулів представлені широким спектром мінералів, перехідних від флогопітів і біотитів до вторинних хлоритів, та глинистих мінералів, а також тальком і мінералами групи серпентинів по олівінах, піроксенах і вулканічному склу зі значним діапазоном коливання вмісту фактично всіх породотвірних елементів. Слюди звичайно представлені відносно великими

ідіоморфними зернами флогопіту, що кристалізувалися безпосередньо в кімберлітовому розплаві, і створили групу порфірових вкраплень (мегакристів), винесених магмою на кратерний рівень. Поряд з ними в нодулях присутня друга група інтенсивно деформованих і розщеплених ксенокристалів слюд із вмісних порід кристалічного фундаменту. Третю групу формують мікроліти та кристаліти криптокристалічної матриці нодулів, які, з одного боку, є похідними останнього етапу кристалізації флюїдизованого розплаву та їхнього вторинного змінення, з іншого — утворюються у складі оболонок унаслідок реакційної взаємодії ксенокристал — розплав. Перераховані види слюд характеризуються різним ступенем хлоритизації — від часткового до повного заміщення, який можна вирахувати за відсотком втрати нормативної формульної кількості калію з кристалічної ґратки мінералу. Майже повна втрата калію притаманна порфіровим вкрапленням слюд в оболонках нодулів Н227, Н249, Н246 та Н127, перетворених на «чисті» хлорити. В інших досліджених нодулях спостерігається широке коливання ступеня хлоритизації деяких порфірових лусок та ксенокристів флогопіту, а також мікрокристалів сполучної маси. Послідовність перетворення мінералів нодулів повністю укладається в схему вторинних мінеральних перетворень у кімберлітах Якутії, запропоновану у [9—11].

У розщеплених і деформованих ксенокристалах слюд виявлені реліктові ділянки біотитового складу, що вказує на явище флогопітизації зерен біотиту з виносом заліза та з подальшою його концентрацією у вигляді агрегативних лінзоподібних відокремлень магнетиту в спайних площинах розщеплених слюд (рис. 9, *в*). Джерелом цього різновиду метасоматично перетвореного біотиту могли слугувати залізисто-магнезійні слюди із лужних та сублужних гранітоїдів вмісної рами. Цей факт разом із наявністю уламкового кальциту є додатковим підтвердженням забруднення кімберлітового розплаву матеріалом гідротермально-метасоматичного походження протерозойського віку. Таким чином, ми припускаємо, що частина проаналізованих ідіоморфних кристалів слюд за коефіцієнтом залізистості повинна бути віднесена до вихідних флогопітів, а інша, з лін-

зочками магнетиту, — до флогопітизованих залізо-магнезійних слюд (біотитів). Найрухомішими породотвірними елементами у разі заміщення первинних слюдистих мінералів вторинними є калій, титан, кремнезем, що виносяться із порфірових мегакристалів або під час взаємодії з флюїдизованим розплавом, або з пізнішими гідротермально-метасоматичними еманациями.

Беручи до уваги факт, що в нодулях може мати місце порушення балансу рухомих хімічних елементів, спричинене процесами автометасоматозу, для зерен флогопіту та біотиту, які у ході хлоритизації втратили калію не більше за 20 % нормативної формульної кількості, температура можливої кристалізації з розплаву, розрахована за методикою [23], вклалась у діапазон 900–1290 °С (за експериментальними даними [13] — 900–950 °С). У той же час, слабохлоритизовані флогопіти сполучної матриці, які утворилися власне під час оскльовання флюїдизованого кімберлітового розплаву, вказують на температуру кристалізації 550–650 °С, а за тетраферріфлогопітом — ~300 °С.

**Другорядні та акцесорні мінерали** в цементацийній масі нодулів, як правило, характеризуються розмірами від декількох до десятків мікрон та, найчастіше, мають субідоморфний габітус. Так, мікролітам *апатиту* притаманна подовженопризматична з дещо нерівними індукційними гранями або зовсім ксеноморфна ізометрична форма з елементами регенераційного доростання. Розміри зерен апатиту становлять 4–150 мікрон. Їхній склад не витриманий. Вміст  $P_2O_5$  в сусідніх зернах може відрізнятись на 5 %,  $CaO$  — на 3 %, а діапазон коливання домішки  $SrO_2$  від 0 до 4,13 %. За співвідношенням вмісту фосфору та кальцію в апатитах нодулів формуються дві сукупності — з більшим та меншим вмістом цих компонентів, яке компенсується відповідним зменшенням або збільшенням кількості  $SiO_2$  та  $FeO$  в їх складі. Максимальний вміст фосфору притаманний апатиту у карбонатній сполучній масі оболонки нодулів Н256 та 259. Означене дає підстави дійти висновку, що хімічний склад апатиту прямо залежить від того, в якій матриці — «силікатній» чи «карбонатній» — відбувається його кристалізація. Однак прямої кореляції фосфоронасичення нодулів з рівнем титаності вмісних кім-

берлітів не виявлено. Агрегативні скупчення мікролітів *титаніту*, *рутилу* та *перовськіту* беруть участь у формуванні реакційних облямівок навколо титанових та залізо-титанових оксидних мінералів. Їхній розподіл у об'ємі нодулів нерівномірний і повністю контрольований кількістю мікролітів ільменіту та насиченням сполучної матриці кальцитом. *Циркон* у нодулях із силікатно-карбонатною матрицею зафіксований у вигляді призматичних зерен з поперечним розміром грані до 0,12 мм, а також овальних зерен розміром 0,025 мм за довгою віссю. У нодулях з ксенолітами гранітоїдів циркон приурочений до зерен польових шпатів і є реліктовим, тріщинуватим, довжиною 0,045 мм, з зональною будовою та правильною огранкою (рис. 10, б).

**Обговорення результатів дослідження.** Об'єктом дослідження обрано колекцію нодулів із автолітової брекчії верхньої частини кімберлітової трубки. Текстуру особливістю автолітів виявилась концентрично-зональна будова оболонки навколо ядер, що склалися із грудок пірокластичного матеріалу попелової та лапілієвої розмірності, або з ксенолітів уламкової форми вмісних порід та їхніх мінералів. Матриця оболонки також насичена ксено- чи мегакристалами глибинної кристалізації.

Маючи значну кількість магматичних об'єктів на території Українського щита, рекомендованих для прогнозування їхньої алмазності, та зважаючи на економічну неможливість виконання високозатратних пошуково-оцінкових робіт, зроблена спроба використання петрохімічних критеріїв алмазності [5], опрацьованих на всіх кімберлітових об'єктах Якутського регіону. Це стосується можливості використання доступніших для відповідних досліджень кратерних і позакратерних утворень. Насамперед до них належить автолітова брекчія, яка несе у собі всю інформацію про магмоутворення, глибинну диференціацію та механізм транспортування речовини до поверхні. Петрохімічні критерії були застосовані для оцінювання глибини та температури утворення магматичного осередка, та визначення послідовності зміни хімізму автолітів. Розплав, з якого утворювались нодулі автолітової брекчії, за типохімічною ознакою вмісту  $TiO_2$  віднесено до 5–7 номеру кімберлітових популяцій та 7–9 різновиду кімберлітової гру-

пи. За калієвими варіаціями вони відповідають «сублампрофіровій + лампрофіровій» групі. За цими ознаками досліджені автолітові нодулі могли сформуватись на глибині розмежування порід кімберлітової та пікритової формацій. Можливий діапазон глибин формування розплаву-носія нодулів, визначений за титановим критерієм, імовірно становить 170–140 км за температури <math><1500\text{ }^\circ\text{C}</math> (початок плавлення мантіїної речовини). Розшаровування розплаву в магматичному осередку, а також кристалізація в ньому порфірових вкраплень олівину та флогопіту, могли відбуватись за температури 900–1290 °C. Кінцеве осклювання магматичного розплаву в кратерній зоні (за параметрами зовнішніх оболонок нодулів) тривало за 550–650 °C і супроводжувалось подальшими гідротермально-автометасоматичними процесами розкристалізації вулканічного скла до ~300 °C (температурні діапазони визначені за мономінеральним геотермометром [23], Ca-Mg критерієм [5] та параметрами низькотемпературної аргілізації кратерних фацій).

Формування малоглибинних нодулів, переповнених ксенокристовим і ксенолітовим матеріалом кристалічних порід рами, а також продуктами експлозивних викидів пірокластики, швидше за все відбувалось за різних значень тиску та температури в умовах флотаційної газово-флюїдної диференціації в апікальній частині магматичної колони і могло накладатись на наявні більш глибинні утворення.

Порівняння хімічного складу нодулів у цілому зі складом їхньої мікророзкристалізованої матриці без урахування порфірових вкраплень і ксенокристалів виявили між ними значну відмінність у концентрації петрогенних елементів. Оскільки ця різниця залежить від складу та кількості ксеногенного матеріалу, то, на нашу думку, для об'єктивнішої інтерпретації петрохімічних параметрів кімберлітових утворень бажано застосовувати статистичний об'єм мікрозондових досліджень ділянок нодулів без мікроксенокристалів. Водночас максимальну увагу необхідно приділяти матриксу центральних частин ксеноавтолітів та лапілієво-пірокластичних згустків автолітів, що дає інформацію про момент зародження нодулів.

За загальним уявленням [3 та посилання в ній], автоліти виникають у випадку зміни

складу певних ділянок розплаву, що містять ксеноліти вмісних порід. Ксеноліти підвищують в'язкість розплаву, яка понижує температуру солідусу та прискорює початок кристалізації навколо ксенолітів. За умов, коли кількість останніх перевищує 30 %, відбувається порушення суцільності розплаву завдяки появі ефекту зсувної течії із формуванням автолітових кімберлітових брекчій. Нодулі в них, або орбікули, найімовірніше утворювались за механізмом формування «снігових грудок». Середовищем виникнення таких згустків (нодулів) був флюїдитний магматичний потік із неоднорідним (турбулентним) переміщенням різних за в'язкістю ділянок розплаву з обертально-поступальним переміщенням ксенолітів та згустків розплаву, насичених мінеральними агрегаціями ксеногенних та порфірових зерен, що рухалися у верхню частину флюїдомагматичної колони. Означені ксеноавтоліти були овальними потоковими утвореннями, що збереглись у відповідному вигляді в склуватих чи тонкозернистих кімберлітах у процесі застигання верхньої частини магматичної колони після кратерного вибуху. Не варто нехтувати й можливістю формування гідротермально-метасоматичних оболонок навколо експлозивних лапілів та бомб, спричиненою хімічною та динамічною дією потоків газів, що відокремлювались від магми на момент осклювання [18]. Також деякі дослідники розглядали можливість формування автолітів за механізмом пневматоліто-гідротермальної переробки кімберлітів, насичених ксенолітами під дією флюїдів  $\text{H}_2\text{O}$  та  $\text{CO}_2$  [12]. Кількість оболонок в овальних або орбікулярних нодулях фіксує етапність і відносний час їх формування, а їхній хімічний та мінеральний склад — послідовність зміни складу магми в каналі проникнення, а також, можливо, й температури поетапного остигання кімберлітового розплаву. Зміна складу оболонок у досліджених нодулях від центру назовні відбувається від серпентинового, через хлорит-серпентиновий до силікатно-карбонатного (можливо за рахунок асиміляції карбонатів з кристалічного фундаменту). Формування сучасного мінерального складу матриксу орбікулярних нодулів (карбонат — хлорит — серпентин + смектит) відбувалось вже під дією автоматометасоматич-

них перетворень осклованого субстрату породи з його подальшою аргілізацією.

За зовнішніми ознаками матрикс оболонок автолітів із трубки Надія відповідає порфіровим кімберлітам архангельської трубки ім. В. Гриба, де він також має мікропорфірову структуру з вкрапленнями псевдоморфоз по олівіах другої генерації та лусок хлоритизованого флогопіту, а основна тканина сполучного матриксу являє собою агрегат хлорит-сметит-слюдистих мінералів, карбонатів з широкою участю пилоподібної рудної речовини [16].

Іншим елементом дослідження ксено-автолітових нодулів автолітових брекчій було виявлення в них мінералів алмазної асоціації, до яких традиційно належать алмази, піропи, пікроільменіт, хромшпінеліди та хромдіопсиди, мінерали високих та шокових тисків. На жаль, у досліджуваних нодулях цих мінералів ми не виявили. В опублікованих результатах мінералогічних досліджень [17] також вказано на низьку кількість

пікроільменіту, хромшпінелідів, відсутність низькокальцієвих високохромистих піропів та високохромистого діопсиду, тому висловлена думка про низьку імовірність алмазності трубки Надія. Отримані нами результати петрохімічних досліджень кімберлітових ксено-автолітів трубки Надія також не підтверджують перспектив її промислової алмазності. Сама трубка могла утворитись завдяки прориву кімберлітової магми з крайової частини Новоласпинського магматичного осередку.

**Висновки.** На підставі викладеного можна висувати, що для отримання додаткової інформації з оцінки перспективності виявлених потенційно алмазних об'єктів на Українському щиті та його схилах необхідно ширше залучати результати петрографічних та мікрозондових досліджень автолітових утворень та їх вмісних порід із використанням відповідних петрохімічних критеріїв титаністості, вапняно-магнезійності, а також калій-натрієвої лужності сполучного матриксу.

#### Література

1. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М. и др. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минералогии алмаза. Под ред. Г.М. Яценко, Д.С. Гурского. Киев: УкрГГРИ, 2002. 331 с.
2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). Под ред. О.А. Богатикова. Москва: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
3. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Автолитовые кимберлиты как продукт вязкостной дифференциации кимберлитовых расплавов в диатремах. *Кимберлиты и карбонаты. Сб. статей.* Под ред. Василенко В.Б. Новосибирск: Параллель, 2013. С. 45—59.
4. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. К методологии геологического картирования кимберлитовых объектов на петрохимической основе. *Кимберлиты и карбонаты. Сб. статей.* Под ред. Василенко В.Б. Новосибирск: Параллель, 2013. С. 118—122.
5. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Петрохимические критерии оценки алмазности кимберлитовых месторождений Якутии. *Кимберлиты и карбонаты. Сб. статей.* Под ред. Василенко В.Б. Новосибирск: Параллель, 2013. С. 253—264.
6. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н. Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири. Новосибирск: Параллель, 2019. 764 с.
7. Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И., Металиди В.С., Павлюк В.Н., Приходько В.Л., Цымбал С.Н., Шимкив Л.М. Перспективы коренной алмазности Украины. Киев-Львов. Центр Европы, 2006. 200 с.
8. Занкович Н.С. Вещественно-индикаторные критерии типизации кимберлитовых пород и последовательность их формирования: На примере сложнопостроенных трубок Якутии: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.04 «петрология, вулканология». Иркутск, 2004.
9. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. Москва: Недра-Бизнес-центр, 2000. 538 с.
10. Зинчук Н. Актуальные проблемы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов. *Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки. Тез. доп. наук. конф., присвяченої 65-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка.* Львів: Видавничий центр Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка, 2010. С. 79—82.
11. Зинчук Н.Н., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Будаев Д.А. Что такое кимберлит. *Кимберлиты и карбонаты. Сб. ст.* Под ред. Василенко В.Б. Новосибирск: Параллель, 2013. С. 148—165.
12. Зинчук Н.Н. Отличительные свойства состава и формирования кимберлитовых пород. *Зб. наук. пр. Укр ДГРІ.* 2015. № 1. С. 83—93.
13. Зинчук Н.Н. Геолого-вещественные особенности кимберлитовых диатрем. *Вестник Пермского университета. Геология.* 2016. Вып. 4 (33). С. 70—89.
14. Кимберлитовые породы Приазовья. Отв. ред. В.Н. Кононова. Москва: Наука, 1978. 319 с.

15. Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Толстов А.В., Зинчук Н.Н. Особенности распределения кальция в кимберлитах Восточной Сибири. *Кимберлиты и карбонатиты. Сб. ст.* Под ред. В.Б. Василенко. Новосибирск: Параллель, 2013. С. 186—190.
16. Пенделяк Р.Н., Веричев Е.М., Головин Н.Н. Месторождение им. Гриба: геологическое строение и алмазонасность. *Горный журнал*. 2014. № 3. С. 16—21.
17. Шеремет Е.М., Козарь Н.А., Стрекозов С.Н., Чашка А.И., Бондаренко В.А., Федоршин Ю.И., Пигулевский П.И. и др. Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита. Донецк: Ноулидж, 2014. 367 с.
18. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 168 с.
19. Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А. и др. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников. *Петрология*. 2004. **12**, № 2. С. 159—175.
20. Яценко Г., Сливко Є., Гайовський О., Кислюк В., Лавро В., Яценко І. Флюїдизатно-експлозивні та кластиві формації докембрію Українського щита. *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2009. Вип. 23. С. 47—70.
21. Яценко Г.М., Бекеша С.М., Гайовський О.В., Яценко І.Г. Мінеральні особливості та рудоносність флюїдизатно-експлозивних структур (на прикладі Кіровоградського мегаблока). *Зан. Укр. мін. товариства*. 2011. 8. С. 234—237.
22. Clement C.Ir. A comparative geological study of some major kimberlite pipes in northern Cape and Orange Free State. Ph. D. thesis. University of Cape Town. 1982.
23. Lühr J., Carmichael I. and Varekamp J. The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1984. 23. P. 69—108.
24. Vyshnevskiy O.A. Compositional zoning in pyrope from sedimentary deposits of Bug Area (Ukraine): Implications for understanding their provenance. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 2020. **42**, No. 3. P. 17—26. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.017>

Надійшла 17.01.2022.

## References

1. Yatsenko, G.M., Gurskyi, D.S., Slyvko, E.M. et al. (2002). Diamond-bearing formations and structures of the southwestern margin of the East European platform. Experience of diamond mineralogy. Kyiv: UkrSGRI [in Russian].
2. Bogatikov, O.A. (Ed.). (1999). Arkhangelsk diamondiferous province (geology, petrography, geochemistry and mineralogy). Moscow: Publishing House of Moscow State University [in Russian].
3. Vasilenko, V.B., Zinchuk, N.N., Kuznetsova, L.G. (2013). Autolithic kimberlites as products of the viscous differentiation of kimberlite melts in diatremes. Kimberlites and Carbonatites, Vasilenko V.B. (Ed.). Novosibirsk: Parallel, pp. 45-59 [in Russian].
4. Vasilenko, V.B., Zinchuk, N.N., Kuznetsova, L.G. (2013). On the methodology of geological mapping of kimberlite objects on a petrochemical basis. In: Kimberlites and Carbonatites, Vasilenko V.B. (Ed.). Novosibirsk: Parallel, pp. 118-122 [in Russian].
5. Vasilenko, V.B., Tolstov, A.V., Kuznetsova, L.G., Minin, V.A. (2013). Petrochemical criteria of diamond potential estimating of Yakutian kimberlite deposits. In: Kimberlites and Carbonatites, Vasilenko V.B. (Ed.). Novosibirsk: Parallel, pp. 253-264. [in Russian].
6. Vasilenko, V.B., Kuznetsova, L.G., Zinchuk, N.N. (2019). Petrochemical factography of the kimberlite province of Eastern Siberia. Novosibirsk: Parallel [in Russian].
7. Geiko, Y.V., Gurskyi, D.S., Lykov, L.L., Metalidi, V.S., Pavlyuk, V.N., Prykhodko, V.L., Tsymbal, S.N., Shymkiv, L.M. (2006). Perspectives of basement diamond productivity of Ukraine. Kyiv-Lviv: Center of Europe [in Russian].
8. Zankovich, N.S. (2004). The material-indicator criteria for the typification of kimberlite rocks and the sequence of their formation: on the example of complexly built pipes of Yakutia: Ph.D. thesis, University of Irkutsk [in Russian].
9. Zinchuk, N.N. (2000). Postmagmatic minerals of kimberlites. Moscow: Nedra [in Russian].
10. Zinchuk, N.N. (2010). Actual problems of prognostication and prospecting for primary diamond deposits. Abstracts of the scientific conference dedicated to the 65<sup>th</sup> anniversary of Geological Faculty of Ivan Franko Lviv National University. Lviv: Publishing Center of Lviv University, pp. 79—82 [in Ukrainian].
11. Zinchuk, N.N. (2014). Minerals of postmagmatically altered kimberlites. Proceedings of the eighth scientific Academic Eugene Lazarenko readings (dedicated to the 150-th anniversary of the Department of Mineralogy at Lviv University). Matkovskiy O. (Ed.). Lviv, pp. 51-53 [in Russian].
12. Zinchuk, N.N. (2015). About some specific features of composition and formation of kimberlite rocks, *Scientific proceedings of UkrSGRI*, No. 1, pp. 83-93 [in Russian].
13. Zinchuk, N.N. (2016). Geological and petrographic characteristic of kimberlite pipes, *Bulletin of Perm University. Geology*, **4**, No. 33, pp. 70-89 [in Russian].
14. Kononova, V.A. (Ed.), (1978). Kimberlite rocks of the Azov area. Moscow: Nauka [in Russian].
15. Minin, V.A., Vasilenko, V.B., Kuznetsova, L.G., Tolstov, A.V., Zinchuk, N.N. (2013). Peculiarities of calcium distribution in kimberlites of Eastern Siberia. In: Kimberlites and Carbonatites. Vasilenko V.B. (Ed.). Novosibirsk: Parallel, pp. 186-190 [in Russian].
16. Pendelyak, R.N., Verichev, E.M., Golovin, N.N. (2014). The Grib deposit: geological structure and diamond productivity, *Minerals and Mining Engineering*, No. 3, pp. 16-21 [in Russian].
17. Sheremet, E.M., Kozar, N.A., Strekozov, S.N., Chashka, A.I., Bondarenko, V.A., Fedorishin, Yu.I., Pihulevsky, P.I. (2014). Search for diamonds in the Azov block of the Ukrainian shield. Donetsk: Noulidzh [in Russian].
18. Shkodzinskiy, V.S. (1995). The origin of kimberlites and diamond. Yakutsk [in Russian].

19. Yutkina, E.V., Kononova, V.A., Bogatkov, O.A., Knyazkov, A.P., Kozar, N.A., Ovchinnikova, G.V., Levsky, L.K. (2004). Kimberlites of Eastern Priazov'ye (Ukraine) and geochemical characteristics of their sources, *Petrology*, **12**, No. 2 pp. 159-175 [in Russian].
20. Yatsenko, G., Slyvko, E., Gayovsky, O., Kislyuk, V., Lavro, V., Yatsenko, I. (2009). Fluidizatically explosive and clastic formations of the Precambrian of the Ukrainian Shield, *Visnyk of Lviv. univ., Geol series*, **23**, pp. 47-70 [in Ukrainian].
21. Yatsenko, G.M., Bekesha, S.M., Gayovsky, O.V., Yatsenko, I.G. (2011). Mineral features and ore potential of fluidizate-explosive structures (on the example of Kirovograd Megablock). *Proc. of Ukr. mineral. soc.*, **8**, pp. 234-237 [in Ukrainian].
22. Clement, C.Ir. (1982). A comparative geological study of some major kimberlite pipes in northern Cape and Orange Free State. Ph.D. thesis, University of Cape Town.
23. Luhr, J., Carmichael, I. and Varekamp, J. (1984). The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **23**, pp. 69-108.
24. Vyshnevskiy, O.A. (2020). Compositional zoning in pyrope from sedimentary deposits of Bug Area (Ukraine): Implications for understanding their provenance, *Mineral. Journ. (Ukraine)*, **42**, No. 3, pp. 17-26. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.017>

Received 17.01.2022.

**H.H. Pavlov**E-mail: genychpavlov@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-5913-042X>**O.A. Vyshnevskiy**E-mail: vyshnevskyy@i.ua; <http://orcid.org/0000-0002-7206-2185>**Yu.O. Lytvynenko**E-mail: lisick8@gmail.com; <http://orcid.org/0000-0001-6609-0000>**T.G. Kalinichenko**E-mail: t\_kalinichenko@yahoo.com; <http://orcid.org/0000-0003-3869-4063>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Science of Ukraine

**XENO-AUTOLITHIC NODULES FROM KIMBERLITES OF THE "NADIYA" PIPE (EASTERN AZOV REGION, UKRAINE)**

Xeno-autolithic nodules from kimberlites of the Nadiia pipe (the Eastern Azov region, Ukraine) have been investigated. Based on petrographic and petrochemical criteria it was concluded that the analyzed nodules were formed according to the principle of the "snowballs" formation in the apical parts of the penetrating magma column at various pressures and temperatures. Nodules originated around xenocrysts, xenoliths and viscous magmatic clots by overgrowing them with orbicular shells under conditions of a mobile medium and flotation gas-liquid differentiation. The nodule shells are represented by porphyric kimberlite, composed of porphyric pseudomorphs of diaphoritic minerals after olivine, clinopyroxene, phlogopite, biotite and ilmenite, and a groundmass consisted of micron-sized crystallites of calcite, barite, serpentine, perovskite, phlogopite, amphibole, chlorite, formed by crystallization of kimberlite glass of heterogeneous composition. The groundmass also contains newly formed feldspar and quartz. Accessory minerals include zircon, apatite, and rutile. Ore minerals are represented by magnetite, titanomagnetite, ilmenite, nickel and copper sulfides. Due to the assimilation of carbonate rocks by the melt, the composition of the shells, in the direction from the center to the edge of the nodules, changes from serpentine, through chlorite-serpentine to silicate-carbonate. The initial portions of the melt with olivine and phlogopite megacrysts were successively transformed into a homogeneous one. The estimated depth of kimberlite magma generation did not exceed 150 km at the initial crystallization temperatures of the silicate component of 1300-900 °C. Vitrification of the nodules groundmass in the crater zone of diatreme, estimated using monomineral phlogopite geothermometer, occurred at temperatures of 650-550 °C. The absence of diamond paragenesis minerals in nodules, in combination with other mineralogical, petrological and petrochemical criteria indicates that kimberlites of the «Nadiia» pipe are diamond barren.

**Keywords:** kimberlite, autoliths, xenoliths, nodules, kimberlite pipes, Eastern Azov region.