

МІНЕРАЛИ-СУПУТНИКИ АЛМАЗУ ІЗ КОНГЛОМЕРАТІВ І ПІСКОВИКІВ БІЛОКОРОВИЦЬКОЇ СВІТИ НИЖНЬОГО ПРОТЕРОЗОЮ ПІВНІЧНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведено результати вивчення кластогенних мінералів мантійних парагенезисів, ідентифікованих у теригенних відкладах білокоровицької світи із однойменної западини. До таких мінералів віднесено піроп, омфацит, хромистий діопсид, малозалізистий бронзит і високомагнезальні хромшпінеліди. Розглянуто їх склад, P–T умови утворення, ймовірні материнські породи та корінні джерела живлення. Піропи за оптико-спектроскопічними і типохімічними ознаками подібні до піропів із ксенолітів лерцолітів, вебстеритів і верлітів, які часто спостерігаються в кімберлітах. Вони низькохромисті та помірно хромисті (Cr_2O_3 – 1–9 %), з підвищеним вмістом уваровітового компонента і низьким – кнорингітового. Всі піропи належать до графіт-піропової фації (P = 1,5–3,8 ГПа, T = 900 °C). Їх можна вважати генетичними супутниками алмазу перидотитового типу.

Омфацит за складом наближається до омфацит-жадеїту із ксенолітів алмазоносних магнезально-залізистих еклогітів у кімберлітах. Для нього характерний високий вміст Na_2O (до 7 %), Al_2O_3 (до 11 %) і жадеїтового компонента.

Хромшпінеліди мантійного типу представлені різновидами, вміст Cr_2O_3 в яких варіює від 12 до 53 %. Хромітів алмазної асоціації серед них не встановлено. За особливостями складу хромшпінеліди із конгломератів білокоровицької світи подібні до ксенокристів мантійних хромшпінелідів лерцолітового і піроксенітового парагенезисів із олівінових мельтейгітів і якупірангітів Болярківської інтрузії, розташованої в 40 км на південний захід від Білокоровицької западини.

Ортопіроксен представлений низькозалізистим бронзитом. Наявність у ньому підвищеного вмісту CaO (2,2 %), Al_2O_3 (2 %) і Cr_2O_3 (0,7 %) вказує на те, що його материнськими породами були хромшпінелєві перидотити мантійного типу. Розрахунки за ортопіроксеновим термобарометром Дж. Мерсьє (1980) показали, що бронзит перебував у рівновазі з співіснуючими мінералами перидотитів при T = 1300 °C і P = 2,7 ГПа. Близькі значення температури рівноваги бронзиту отримані за іншими геотермометрами. Ксенокристи бронзиту подібного складу відомі в олівінових мельтейгітах і якупірангітах Болярківської інтрузії.

Діопсиди мають підвищений вміст Cr_2O_3 (до 2,2 %), Na_2O (до 2 %) і Al_2O_3 (1,5–4,8 %). Величина відношення $Ca/(Ca + Mg)$ у них варіює від 44 до 54. Вони є високотемпературними (900–1180 °C) і порівняно низькобаричними (1,5–2,8 ГПа) мінералами. Субкальцієві різновиди діопсиду за складом подібні до ендіопсидів із ксенолітів порфіроподібних катаклазованих лерцолітів із кімберлітів Якутської та Архангельської провінцій. Хромдіопсиди мало різняться від ксенокристів діопсиду з олівінових мельтейгітів, якупірангітів та йїолітів Городницької, Глумчанської і Болярківської інтрузій.

Отже, одним із реальних корінних джерел піропу, хромдіопсиду, бронзиту і хромшпінелідів мантійного типу були лужно-ультраосновні породи палеопротерозойського віку, малі інтрузії яких відомі в центральній частині Новоград-Волинського блока. В цій же частині блока прогнозується наявність тіл кімберлітів.

Ключові слова: піроп, хромшпінеліди, діопсид, омфацит, бронзит, конгломерати, пісковики, білокоровицька світа, північна частина Українського щита.

Вступ. Під час проведення планомірних пошукових робіт на алмази у 1979 р. були опробувані (В.І. Язвинський), зокрема, конгломерати білокоровицької світи, які відслонюються на території південно-західного замикання однойменної западини, розташованої у північній частині Українського щита (УЩ) (рис. 1). Із проби масою 4200 кг після збагачення вилучили 3 кристали алмазу розміром менш як 1 мм. У 1980 р. в одній із проб масою 150 кг виявили дуже зношене (обкатане) зерно алмазу розміром $3,2 \times 1,6$ мм. У тому самому році у відібраній автором пробі конгломерату масою 500 кг було ідентифіковано кристал алмазу розміром 0,7 мм. Знахідки порівняно великих алмазів у невеликих за масою пробах засвідчили, що на Волинському мегаблоці УЩ є їхні корінні породи, давніші за теригенні відклади білокоровицької світи [5, 8, 22]. Це сприяло інтенсивнішому вивченню літологічного складу, стратиграфії, умов формування і перспектив розсипної алмазонасності останніх та пошукам кімберлітів і супутніх глибинних порід.

У 1986 р. уперше на цій частині УЩ поблизу смт Городниця (Житомирська обл.) виявили (В.П. Лабунний) однойменну інтрузію лужно-ультраосновних порід, представлених олівіновими мельтейгітами, якупірангітами та ййолітами [25]. В них було знайдено ксенокристи хроміту й хромдіопсиду, близьких за складом до ксенокристів таких самих мінералів (у тому числі алмазної асоціації) із кімберлітів Якутії та інших регіонів. Нині відомо вже три гіпабісальні інтрузії цього складу і дві дайки меланефелінітів субвулканічної фації, в яких є ксенокристи характерних для кімберлітів мінералів мантийних порід [6, 19, 25, 36]. Ізотопний U-Pb вік лужно-ультраосновних порід варіює в інтервалі 2014—2051 млн років (визначено за фенокристичним цирконом) [20, 21, 24].

Закономірно виникає запитання, з яких же корінних джерел надходили алмази і його мінерали-супутники під час формування конгломератів і пісковиків білокоровицької світи: а) вже відомих палеопротерозойських інтрузій мельтейгіт-якупірангіт-ййолітового та меланефелінітового складу; б) ще не виявлених тіл кімберлітів палеопротерозойського віку; в) обох цих корінних джерел? На жаль, наявної і вивченої колекції мінералів-супутників алмазу з конгломератів і пісковиків білокоровицької світи недостатньо для однозначної відповіді на ці важливі в науковому і практичному аспектах питання. Наведені нижче результати досліджень і зіставлень є обґрунтованими, але в міру отримання нового матеріалу вони можуть бути уточнені та доповнені.

Мета роботи — визначити склад і оцінити P — T умови утворення мінералів-супутників алмазу з конгломератів і пісковиків білокоровицької світи та на їх основі спрогнозувати петротипи і перспективи алмазонасності материнських порід цих мінералів.

Матеріал для вивчення — авторська колекція піропів, хромшпінелідів, діопсидів, омфацитів і ортопіроксенів із відкладів білокоровицької світи, інтрузій лужно-ультраосновних порід та проявів слюдистих перидотитів і піроксенітів із північної й центральної частин Новоград-Волинського блока другого порядку.

Склад осадових порід білокоровицької світи. Відклади цієї світи поширені лише у межах Білокоровицької западини, яка є однією з важливих платформних структур північної частини УЩ. Її ще називають синкліналлю або грабен-синкліналлю. Приурочена вона до зони Білокоровицького глибинного розлому і має згідне з нею північно-східне простягання. Зі сходу і заходу западина обмежена розломами, а на півночі зрізана субширотним Норинським розломом. Західне крило її круте (40 — 50°), східне — пологіе (10 — 20°). Довжина западини близько 25 км, ширина — від 1—2 до 5—7 км, глибина у північній частині сягає 1100—1300 м.

Западина вивчена теригенними відкладами різного літологічного і фаціального складу, які залягають на еродованій поверхні гнейсів тетерівської

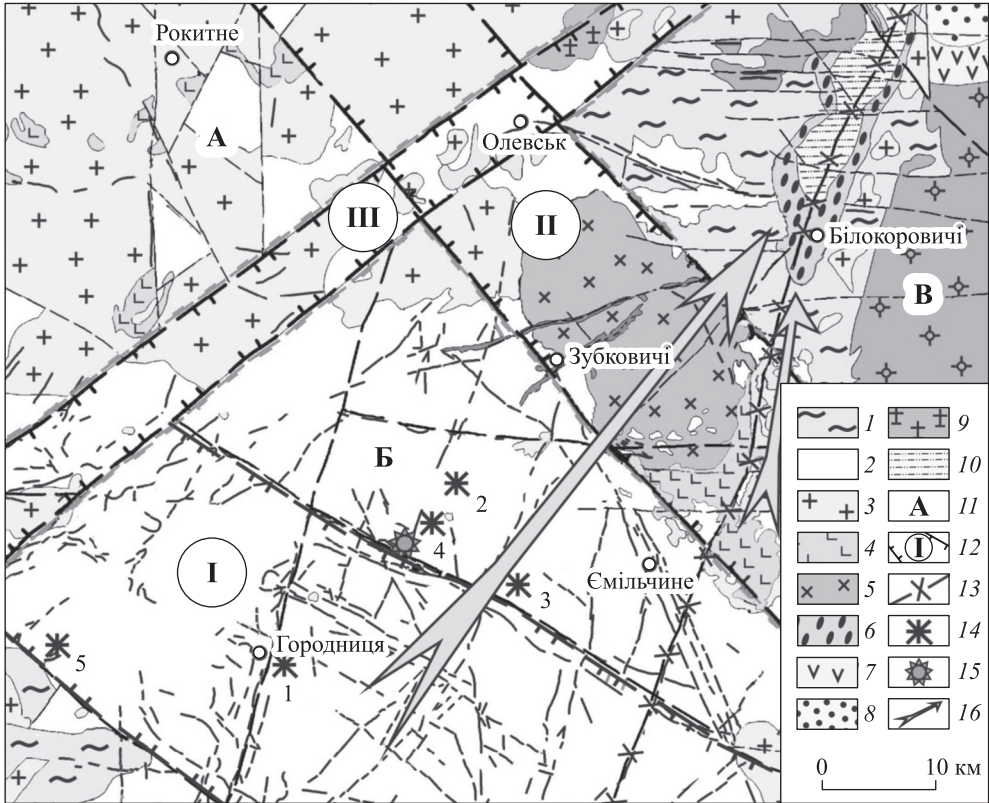


Рис. 1. Структурне положення Білокоровицької западини: 1 — тетерівська серія, гнейси; 2 — шереметівський комплекс, плагіограніти, плагіомігматити; 3 — осницький комплекс, граніти, діорити, габро; 4 — клесівська серія, фельзити, лептити; 5 — кишинський комплекс, граніти сублужні; 6 — білокоровицька світа, конгломерати, гравеліти, пісковики, алевроліти, аргіліти; 7 — збранківська світа, кислі ефузиви; 8 — товкачівська світа, кварцити; 9 — пержанський комплекс, граніти сублужні, метасоматити; 10 — озерянська світа, алевроліти, аргіліти, сланці; 11 — блоки другого порядку (А — Осницький, Б — Новоград-Волинський, В — Коростенський); 12 — зони глибинних розломів (I — Сарненсько-Варварівська, II — Красногірсько-Житомирська, III — Суцано-Пержанська); 13 — Білокоровицький глибинний розлом; 14 — інтрузії лужно-ультраосновних порід (1 — Городницька, 2 — Глумчанська, 3 — Болярківська, 4 — Покошівська, 5 — Губківська); 15 — Березниківські інтрузії слюдистих перидотитів; 16 — основні напрямки зносу теригенного матеріалу

Fig. 1. Structural position of the Bilokorovychi depression: 1 — the Teteriv serie, gneiss; 2 — the Sheremetiv complex, plagiogranites, plagiomigmatites; 3 — the Osnytsya complex, granites, diorites, gabbro; 4 — the Klesiv serie, felsites, leptity; 5 — the Kyshyn complex, sub alkaline granites; 6 — the Bilokorovychi suite, conglomerates, gritstones, sandstones, siltstones, argillites; 7 — the Zbrankiv suite, acid volcanics; 8 — the Tovkachiv suite, quartzites; 9 — the Perga complex, sub alkaline granites, metasomatites; 10 — the Ozeryany suite, siltstones, argillites, shales; 11 — blok of second order (A — the Osnytsya, B — the Novograd-Volyn, B — the Korosten); 12 — deep fault zones (I — the Samy-Varvarivka, II — the Krasnohirka-Zhytomyr, III — the Suschano-Perga); 13 — the Bilokorovychi deep fault; 14 — intrusions of alkaline-ultramafic rocks (1 — the Horodnytsya, 2 — the Hlumcha, 3 — the Bolyarka, 4 — the Pokoshiv, 5 — the Hubka); 15 — the Berезnyki mica peridotite intrusions; 16 — the main directions of terrigenous material drift

серії палеопротерозою віком понад 2100 млн років. Нижню частину розрізу осадових порід Білокоровицької западини відносять до білокоровицької світи, верхню — до озерянської. В свою чергу, товщу теригенних відкладів білокоровицької світи поділяють на нижньо- і верхньобілокоровицьку підсвіти.

Нижньобілокоровицька підсвіта має чітко виражену ритмічну будову. І.П. Букович [4] виділив три такі ритми. Перший (нижній) ритм потужністю близько 30 м представлений у базальній частині конгломератами, гравелітами і гравелістими пісковиками, у складі яких переважає кварц, а серед уламків ідентифіковано кварцові порфіри, жильний кварц, яшми буровато-червоного кольору. Уламки добре обкатані. Вверх по розрізу їх заміщують різнозернисті пісковики кварцового і польовошпат-кварцового складу, а ті, у свою чергу, заміщуються і перекриваються аргілітами з лінзами та прошарками алевролітів і дрібнозернистих пісковиків.

Другий ритм починається з конгломератів потужністю від 1 до 15 м. Серед них є лінзи гравелістого пісковіку і гравеліту. Ці конгломерати часто відслонюються у південній частині Білокоровицької западини, тому вони порівняно добре вивчені та опробовані на золото і алмаз. Виходи їх на земну поверхню простежені з перервами на 1,0—1,5 км за ширини від декількох метрів до 50—70 м.

Конгломерати в основному дрібно- і середньогалькові з кварцово-піщаниковим і гідрослюдисто-кременистим цементом. Насиченість їх гальками становить від 40—50 до 80—90 %. Крупногалькові конгломерати зосереджені зазвичай поблизу крутого західного борта западини. За петрографічним складом гальок конгломерати належать до поліміктових різновидів. Серед гальок превалюють породи, які стійкі в зоні гіпергенезу і в умовах активної гідродинаміки водного середовища, а саме: жильний кварц, кварцити, кварцитоподібні пісковики, кварцові порфіри, яшми і яшмоїди. Трапляються також мало зношені уламки серицитових сланців, порід кварц-турмалінового і кварц-мусковітового складу та габродіабазів. Переважає добре обкатана галька розміром 1—5 см, окремі з них сягають 10 см. Серед гальок такої морфології і складу рідко спостерігаються малозношені уламки пірофілітів, які за мінералого-петрографічними особливостями і хімічним складом подібні до однойменних порід із Нагорнянського, Збраньківського і Кур'янівського родовищ та проявів, пов'язаних з товщею кварцитів і кварцито-пісковиків товчаківської світи овруцької серії так званого Овруцького кряжа [9]. У публікаціях [2, 3, 12, 13, 31] описано знахідки гальок кварциту, подібного до вторинного кварциту суцанської світи.

Разом з тим у конгломератах і пісковиках нижньобілокоровицької підсвіти відсутні уламки габроїдів, анортозитів, гранітів-рапаківі та пегматитів Коростенського плутону і характерних для них мінералів, а також лужних гранітів і метасоматитів пержанського комплексу з їх специфічною рідкіснометалевою мінералізацією та кварцитів Суцано-Пержанської зони.

Середня частина другого ритму нижньобілокоровицької підсвіти складає переважно дрібно- і середньозернистими пісковиками кварцового складу з прошарками алевролітів і аргілітів, верхня — аргілітами і сланцями кварц-серицитового, серицитового і мусковітового складу. Загальна потужність відкладів другого ритму 29 м.

Третій ритм потужністю 12—17 м починається дрібно- і середньозернистими польовошпат-кварцовими пісковиками, які уверх по розрізу змінюються алевролітами, а останні — аргілітами.

Верхньобілокоровицька підсвіта поширена головню у центральній частині западини. Вона представлена товщею кварцових і польовошпат-кварцових пісковиків різної зернистості з добре проявленою горизонтальною і косою шаруватістю. Часто в них трапляються дрібні уламки ріолітів, кварцитоподібних пісковиків, яшм, аргілітів. Потужність відкладів цієї підсвіти у центральній частині западини досягає 700 м, а ближче до її бортів зменшується до 250—300 м.

Слід підкреслити, що серед відкладів білокоровицької світи відсутні карбонатні породи осадового походження, вуглисті пісковики і алевроліти, вто-

ринні каоліни. Уламків цих порід немає й у складі конгломератів і гравелітів. Це свідчить про те, що потужна товща теригенних відкладів білокоровицької світи формувалась у доволі специфічних умовах безперечно водного басейну з характерним хвильовим гідродинамічним режимом.

У вивчення відкладів білокоровицької світи значний внесок зробили М.І. Ожегова, І.П. Букович, Б.Л. Висоцький, М.С. Супруненко, Н.А. Беспалько, Є.М. Сливко, І.С. Паранько, Т.П. Міхницька, В.В. Фуртес, Л.В. Шумлянський та інші дослідники. Проте все ще залишається чимало дискусійних питань щодо їхнього віку, генезису, джерел живлення. Одне з них стосується, зокрема, перспектив розсипної алмазносності цих відкладів і положення корінних джерел алмазу для них.

Результати досліджень. У конгломератах і пісковиках білокоровицької світи ми ідентифікували такі кластогенні мінерали мантійного походження, як піроп, хромшпінеліди, хромдіопсиди, омфацит і малозалістий бронзит. За типологічними ознаками вони подібні до ксенокристів однойменних мантійних мінералів із кімберлітів, які вважають супутниками алмазу. Нижче наведено авторські дані щодо їхнього хімічного складу, термодинамічних умов утворення та ймовірних материнських порід.

Піропи у теригенних відкладах білокоровицької світи уперше діагностовано у 1980 р. Результати вивчення їх найповніше наведено у статті [18]. За час, що минув після її публікації, отримано нові дані, які з урахуванням знахідок ксенокристів піропів у гіпабісальних різновидах олівінових мельтейгітів, якупірангітів та йюлітів Городницької і Болярківської інтрузій мають важливе значення для з'ясування петротипів і місць розташування їхніх корінних джерел.

Піропи встановлено у конгломератах і пісковиках білокоровицької світи, які відслонюються і розкриті кар'єрами у південній частині Білокоровицької западини. Вилучено і вивчено понад 100 зерен, що є уламками неправильної форми розміром 0,2—0,7 мм. На їхній поверхні збереглися скульптури гіпергенного розчинення і ознаки значного механічного зносу (обкатування). За кольором їх поділяють на різновиди: світло-фіолетові — 1, лілові — 1, бузкові — 31, світло-малинові — 5, світло-малиново-червоні — 16, світло- та оранжево-червоні — 12, оранжеві — 1, рожеві — 24, жовтувато-рожеві — 9. Дослідження піропів методами оптичної спектроскопії в сукупності з даними мікрозондового аналізу дали змогу визначити їх належність до парагенезисів верлітів, рівномірнотермічних і порфіроподібних лерцолітів, вебстеритів і еклогітів у співвідношенні відповідно 1, 50, 20, 18, 11 % загальної кількості.

Серед піропів лерцолітового парагенезису переважають різновиди бузкового, світло-малинового і світло-малиново-червоного кольорів. Їх забарвлення зумовлене хромофорними центрами Cr^{3+} і меншою мірою Fe^{2+} . На діаграмі колірності піропів різних парагенетичних типів, запропонованій С.С. Мацкоком із співавторами [7], вони потрапляють у поле піропів із рівномірнотермічних лерцолітів і переважно в ту його частину, яка межує з полем піропів вебстеритового типу. Колориметричні параметри їх такі: $\lambda_k = 591,9\text{—}592,2$ нм; $P_c = 0,359\text{—}0,454$ відн. од. За складом це помірно кальцієві та помірно хромисті піропи ($\text{CaO} = 4,75\text{—}5,68$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2,88\text{—}4,16$ %) з підвищеним вмістом альмандинового і уваровітового компонентів — молекулярна частка відповідно 14—16 і 8—12 % (табл. 1).

Рідко трапляються також піропи парагенезису рівномірнотермічних лерцолітів з низьким вмістом клінопіроксену. Вони мають світло-фіолетове забарвлення внаслідок високої концентрації хромофорного центру Cr^{3+} і підвищеного вмісту катіонів Ca^{2+} . Деякий вплив на забарвлення має смуга перенесення заряду $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Колориметричні параметри одного з таких піропів: $\lambda_k = 447,0$ нм; $P_c = 0,130$ відн. од. Світло-фіолетові піропи є найбільш хромистими (Cr_2O_3

Таблиця 1. Результати мікрозондового аналізу кластотенних піропів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи, %
 Table 1. Results of microprobe analysis of clastotene pyrope from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12*	13*
SiO ₂	40,63	42,30	41,67	42,93	43,20	42,91	43,30	42,25	43,22	43,27	42,73	42,36	41,19
TiO ₂	0,00	0,01	0,07	0,40	0,31	0,71	0,45	0,76	0,10	0,02	0,07	0,30	0,33
Al ₂ O ₃	17,18	16,42	17,85	19,20	20,83	19,65	20,27	21,21	21,08	21,41	21,88	22,12	18,60
Cr ₂ O ₃	9,06	8,58	6,83	4,16	2,88	2,31	1,81	1,43	1,31	1,17	0,61	2,14	6,33
FeO	7,44	6,81	6,53	8,45	7,81	9,59	9,95	10,08	9,76	9,82	9,95	8,53	7,38
MnO	0,23	0,27	0,26	0,44	0,44	0,33	0,18	0,39	0,46	0,45	0,39	0,43	0,36
MgO	19,14	18,81	18,50	18,72	19,71	19,65	18,95	20,39	19,84	19,83	19,46	19,68	19,48
CaO	6,31	7,77	7,56	5,68	4,75	4,76	5,06	3,78	4,20	4,01	4,83	4,30	6,14
Сума	99,99	100,97	99,27	99,98	99,93	99,91	99,97	100,29	99,97	99,98	99,92	99,86	99,81
<i>f</i>	17,9	16,9	16,5	20,2	18,2	21,5	22,8	21,7	21,6	21,7	22,3	19,6	17,5
<i>P</i> , ГПа**	3,8	3,5	3,1	1,93	2,29	2,25	2,11	1,92	1,85	1,82	1,59	2,10	3,05
Піроп	59,6	61,4	67,1	67,8	70,5	71,0	68,5	72,4	71,1	71,0	69,6	72,1	68,0
Альмандин	12,0	9,0	9,8	13,8	15,7	12,5	18,0	16,1	17,6	19,0	20,0	21,0	12,3
Спесартин	0,1	0,6	0,5	0,9	0,9	0,7	0,4	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	0,7
Андрадит	—	—	—	—	—	—	—	5,6	—	—	—	—	—
Гросуляр	—	—	—	—	1,3	—	—	—	—	—	2,4	—	—
Уваровіт	16,4	17,7	19,7	12,0	8,2	6,6	5,2	4,0	3,7	3,3	1,7	6,0	15,0
Кюнірингіт	9,7	7,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,0

* Ксенокристи піропу із олівінових мельтейгітів і якупірангітів Болярківської (12) і Горюньської (13) інтрузій. ** Тиск розрахований за геобарометром Г. Грюттера та співавт. [33]. Усе залізо у формі FeO, $f = 100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$.

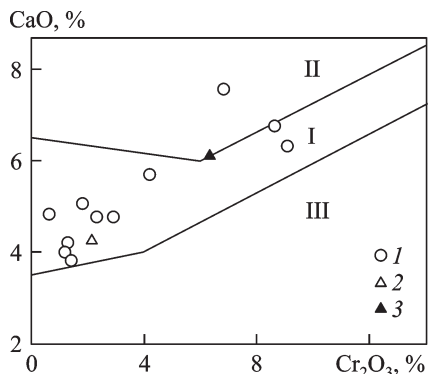


Рис. 2. Діаграма Cr_2O_3 — CaO для кластогенних піропів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (1) та ксенокристів піропів із лужно-ультраосновних порід Болярківської (2) і Городницької (3) інтрузій. Поля піропів: лерцолітового (I), верлітового (II) і дуніт-гарцбургітового (III) парагенезисів, за даними М.В. Соболева [14]

Fig. 2. Cr_2O_3 — CaO diagram for clastogene pyrope from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite (1) and for pyrope xenocrysts from alkaline ultrabasic rocks of the Bolyarka (2) and the Horodnytsya (3) intrusions. Pyrope fields of lherzolite (I), wehrlite (II) and dunite-harzburgite (III) parageneses, according to M.V. Sobolev [14]

8,58—9,06 %) і кальцієвими (CaO 6,31—6,77 %) та найменш глиноземистими (Al_2O_3 16,4—17,2 %), залістими ($f=16$ —18 %) і титанистими (TiO_2 менше 0,01 %) різновидами. Вони збагачені уваровітовим і кнорингітовим компонентами — молекулярна частка відповідно 16,4—17,7 та 7,1—9,7 %. Поодинокі піропи верлітового парагенезису близькі за природою забарвлення до світло-фіолетових піропів. Порівняно з останніми вони містять значно менше Cr_2O_3 (6,83 %) та більше CaO (7,56 %) і уваровітового компонента (19,7 %).

Піропи парагенезису порфіроподібних лерцолітів малиново-червоні, червоні та оранжево-червоні. Їх колір зумовлений хромоформними центрами Cr^{3+} , Fe^{2+} і смугою перенесення заряду $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. За колориметричними параметрами ($\lambda_k = 591,0$ —593,8 нм; $P_c = 0,680$ —0,726 відн. од.) вони відповідають піропам із ксенолітів порфіроподібних катаклазованих лерцолітів у кімберлітах. Піропи цього парагенезису помірно хромисті (Cr_2O_3 — 1,43—4,16 %) і помірно кальцієві (CaO — 3,78—5,06 %), з підвищеним вмістом TiO_2 (0,45—0,76 %), а іноді й Ti -андрадитового компонента (до 5,6 %).

Піропи вебстеритового парагенезису зазвичай світло-рожевого забарвлення, за яке відповідають хромоформні центри Cr^{3+} , Fe^{2+} і Fe^{3+} . За оптико-спектроскопічними особливостями і колориметричними параметрами ($\lambda_k = 590,4$ —593,0 нм; $P_c = 0,432$ —0,438 відн. од.) вони подібні до піропів із ксенолітів вебстеритів у кімберлітах. Для них характерні низький вміст Cr_2O_3 (0,6—1,3 %) і TiO_2 (<0,1 %), підвищений вміст FeO (9,7—10,0 %) і Al_2O_3 (21—22 %), наявність grosularового компонента.

Гранати еклогітового типу відрізняються від піропів світло-оранжевим і жовтувато-рожевим забарвленням, а також піроп-альмандиновим і grosular-альмандин-піроповим складом. Вивчені вони ще дуже мало.

На відомій діаграмі CaO — Cr_2O_3 піропи із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи потрапляють у поле піропів лерцолітового типу і лише найбільш хромисті та кальцієві різновиди їх — у поле піропів верлітового типу (рис. 2). Жоден з вивчених піропів не належить до дуніт-гарцбургітового парагенезису, хоча у конгломератах і пісковиках білокоровицької світи домінують алмази саме цього парагенезису.

Проведене за геобарометром Г. Грюттера та співавторів [33] визначення тиску, за якого утворилися піропи в материнських породах (рис. 3), показало, що найбільш високобарними є піропи світло-фіолетового кольору з високим вмістом уваровітового і підвищеним вмістом кнорингітового компонентів, які належать до парагенезису рівномірностерних лерцолітів з низьким вмістом клінопіроксену. Вони були у рівновазі зі співіснуючими мінералами за тиску від 3,5 до 3,8 ГПа при геотермі 38 мВт/м² (тут і далі). За таких значень геотерми і тиску

температура рівноваги могла становити близько 800—850 °С. Ці піропи кристалізувались за значно нижчих P — T параметрів, ніж необхідних для утворення алмазу. Те саме стосується лілових піропів з високим вмістом уваровітового компонента (19,7 %), які належать до верлітового парагенезису. Вони були рівноважними в материнських породах за тиску 3,1 ГПа і температури понад 750 °С.

Інші, більш низькохромисті піропи лерцолітового парагенезису формувались у діапазоні тиску від 1,93 до 2,55 ГПа, а піропи вебстеритового парагенезису — за тиску 1,59—1,85 ГПа, тобто всі вони є малоглибинними і низькотемпературними мінералами.

Зауважимо, що для піропів лерцолітового парагенезису характерна пряма кореляція між вмістом FeO і TiO_2 , і зворотна — між тиском під час утворення піропів та вмістом у них як FeO, так і TiO_2 (рис. 3). У піропах вебстеритового парагенезису такі кореляційні зв'язки відсутні. Більше того, на тій самій діаграмі вони відокремились від піропів лерцолітового типу в самостійне поле на ділянці високого вмісту FeO і низького TiO_2 , що свідчить про різні умови їх кристалізації.

Слід урахувати, що кількість досліджених піропів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи недостатньо репрезентативна для обґрунтованіших висновків щодо їхніх типохімічних особливостей, P — T умов утворення і корінних джерел живлення.

Хромшпінеліди мало поширені у конгломератах білокоровицької світи. Це пов'язане з тим, що в них доволі високий (40—85 %) вміст різних за розміром гальок порід кислого складу, а частка цементу, переважно кварцового або гідролудисто-кварцового складу, порівняно незначна. У цементі хромшпінеліди трапляються рідко, і до того ж їх зерна мають ознаки реакційних і гіпергенних змін, що сприяло швидкому руйнуванню під час транспортування палеорічками до водного

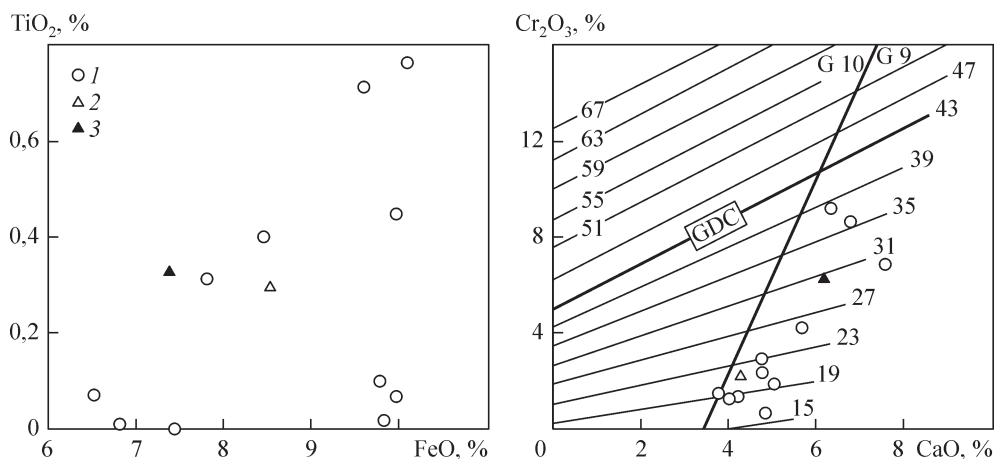


Рис. 3. Діаграма FeO— TiO_2 для кластогенних піропів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (1) та ксенокристів піропів із лужно-ультраосновних порід Болярківської (2) і Городницької (3) інтрузій. Ті самі точки на діаграмі Cr_2O_3 —CaO Г. Грюттера та співавт. [33] для піропів перидотитового типу із кімберлітів. На діаграмі Cr_2O_3 —CaO нанесено ізобари (у кбарх), розраховані за допомогою Cr/Ca барометра для геотерми 38 мВт/м². Лінія GDC — межа рівноваги графіт—алмаз, інша лінія відокремлює поля піропів типу G10 і G9, згідно з класифікацією J.J. Gurney

Fig. 3. FeO— TiO_2 diagram for clastogene pyrope from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite (1) and for pyrope xenocrysts from alkaline ultrabasic rocks of the Bolyarka (2) and the Horodnytsya (3) intrusions. The same points on the Cr_2O_3 —CaO diagram of H. Grütter et al. [33] for pyrope of peridotite type from kimberlites. On Cr_2O_3 —CaO diagram deposited isobars (in kbar), calculated using Cr/Ca barometer for geotherme of 38 mW/m². Line GDC — limit equilibrium of graphite-diamond, another line separates the field type pyrope of G10 and G9, according to classification of J.J. Gurney

басейну, який протягом доволі тривалого часу існував у Білокоровицькій западині. В його пляжевій зоні вони зазнавали подальшого механічного зносу і руйнування. На жаль, під час проведення пошукових робіт на розсипи алмазу і золота ідентифікації і вивченню хромшпінелідів не приділяли належної уваги і тому дуже мало даних щодо вмісту, морфології і хімічного складу їх зерен. Така інформація є переважно щодо проб, які автор особисто відбирав у кар'єрах і на відслоненнях.

У конгломератах білокоровицької світи з південного замикання Білокоровицької западини хромшпінеліди наявні у вигляді добре зношених (обкатаних) зерен розміром менше 0,5 мм, які різною мірою зберігають ознаки кристалів октаедричного габітусу або їх уламків. Результати визначення хімічного складу хромшпінелідів мікрозондовим методом наведено у табл. 2. За отриманими да-

Таблиця 2. Результати мікрозондового аналізу кластогенних хромшпінелідів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи, %

Table 2. Results of microprobe analysis of clastogene chrome-spinelides from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite, %

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

* н. в. — не визначали.

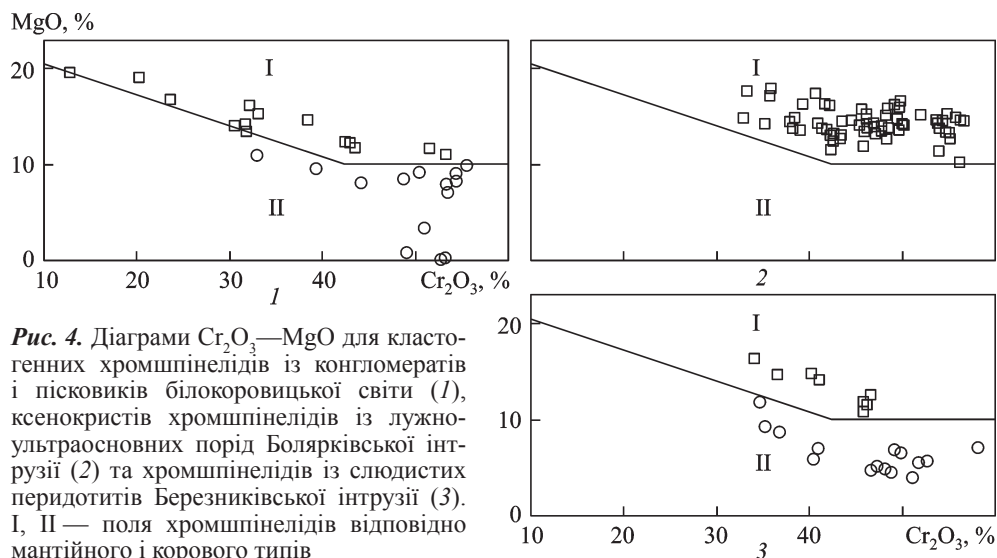


Рис. 4. Діаграми Cr_2O_3 — MgO для кластогенних хромшпінелідів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (1), ксенокристів хромшпінелідів із лужно-ультраосновних порід Болярківської інтрузії (2) та хромшпінелідів із слюнистих перидотитів Березниківської інтрузії (3). I, II — поля хромшпінелідів відповідно мантийного і корового типів

Fig. 4. Cr_2O_3 — MgO diagrams for clastogene chrome-spinelides from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite (1), chrome-spinelide xenocrysts from alkaline-ultramafic rocks of the Bolyarka intrusion (2) and chrome-spinelides of the Bereznyki mica peridotite intrusion (3). I, II — chrome-spinelide fields according to mantle and core types

ними побудовано діаграми, використання яких дало змогу з'ясувати типохімічні особливості хромшпінелідів і на цій підставі прогнозувати петротипи їх материнських порід та мантийне чи корове походження останніх. Аналіз діаграм показав, що у конгломератах білокоровицької світи є кластогенні хромшпінеліди мантийного і корового типів. Розділити їх між собою за зовнішніми ознаками зерен здебільшого не вдається, а от за особливостями хімічного складу це можна зробити досить упевнено. Найбільше вони різняться між собою за вмістом MgO : у хромшпінелідах мантийного типу — 10—20, корового — менше 10 % (рис. 4). Для хромшпінелідів мантийного типу характерна майже лінійна обернена залежність між вмістом Cr_2O_3 і MgO , Cr_2O_3 і Al_2O_3 , MgO і FeO . Вона засвідчує, що склад хромшпінелідів змінюється закономірно залежно від P — T умов утворення їх материнських порід. Вміст Cr_2O_3 у них варіює від 53 до 12, Al_2O_3 — від 11 до 52 %. Переважають низькозалістисті та низькотитаністі різновиди, в яких вміст MnO становить 0,1—0,2 %, ZnO — менше 0,1, NiO — до 0,2 %. За складом вони відповідають магнезіохроміту, алюмохроміту, хромпікотиту і алюмохромпікотиту та їхнім залістистим різновидам (рис. 5). Рідко трапляються також індивіди з високим вмістом Fe_2O_3 (12,47 %) і TiO_2 (2, 57 %) — ферихромпікотити, за класифікацією Г. Соколова.

Материнськими породами хромшпінелідів мантийного типу були хромшпінелєві та хромшпінель-піропові лерцоліти і частково піроксеніти графіт-піропової фації глибинності. Хромітів дуніт-гарцбургітового парагенезису серед вивчених хромшпінелідів не встановлено.

За типохімічними особливостями мантийні хромшпінеліди із конгломератів білокоровицької світи дуже подібні до ксенокристних хромшпінелідів із олівінових мельтейгітів і якупірангітів Болярківської інтрузії, охарактеризованих у статті [23].

Хромшпінеліди корового типу істотно відрізняються від мантийних майже за всіма типохімічними ознаками (табл. 2). Більшість їх представлені високохромістими (Cr_2O_3 — 50—55 %) різновидами, у яких вміст MgO становить

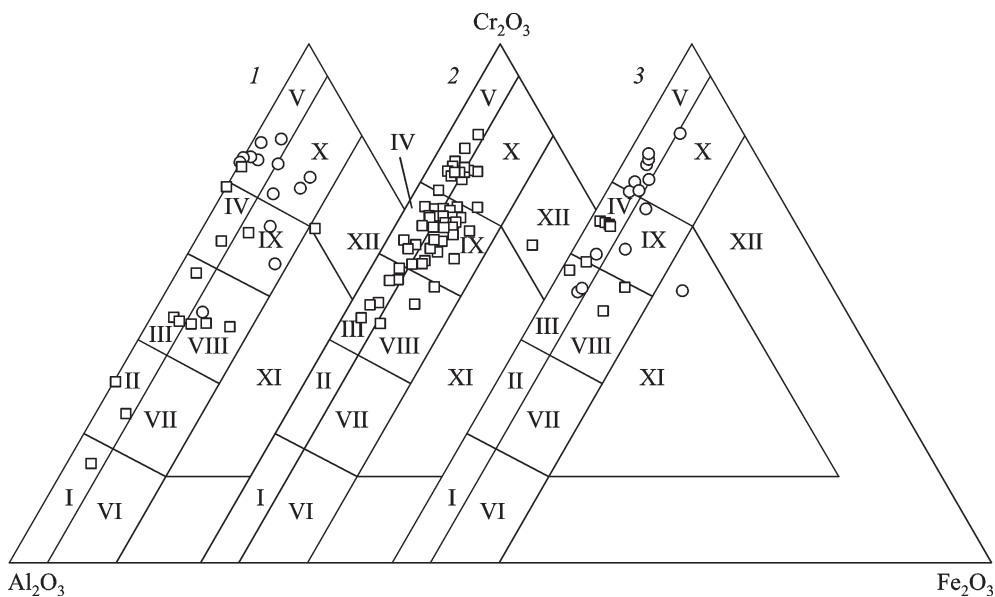


Рис. 5. Класифікаційні діаграми для кластогенних хромшпінелідів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (1), ксенокристів хромшпінелідів із лужно-ультраосновних порід Болярківської інтрузії (2) та хромшпінелідів із слюдистих перидотитів Березниківської інтрузії (3). *Мінеральні види хромшпінелідів, за даними Г. Соколова [16]:* I — пікотит, II — алюмохромпікотит, III — хромпікотит, IV — алюмохроміт, V — хроміт, VI — субферрипікотит, VII — субферриалюмохромпікотит, VIII — субферрихромпікотит, IX — субферриалюмохроміт, X — субферрихроміт, XI — феррихромпікотит, XII — феррихроміт. Квадрати — мантіїний тип хромшпінелідів, кружки — коровий

Fig. 5. Classification diagrams for clastogene chrome-spinelides from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite (1), chrome-spinelide xenocrysts from alkaline-ultramafic rocks of the Bolyarka intrusion (2) and chrome-spinelides of the Berezniky mica peridotite intrusion (3). *Mineral chrome-spinelide types, according to G. Sokolov [16]:* I — picotite, II — alum-chrome-picotite, III — chrome-picotite, IV — alum-chromite, V — chromite, VI — subferro-picotite, VII — subferro-alum-chrome-picotite, VIII — subferro-chrome-picotite, IX — subferro-alum-chromite, X — subferro-chromite, XI — ferro-chrome-picotite, XII — ferro-chromite. Square — mantle chrome-spinelide, circle — core chrome-spinelide

6,9—9,8, а FeO — 18,1—23,5 %. Для них характерний низький вміст Fe_2O_3 і TiO_2 та дещо підвищений — MnO. Всі хромшпінеліди помірно глиноземисті (Al_2O_3 — 10,7—16,6 %). За складом вони відповідають магнезіально-залізистому хроміту із слюдистих перидотитів Березниківської інтрузії.

Значно рідше трапляються менш хромисті (Cr_2O_3 39,2—48,8 %) хромшпінеліди алюмохромітового і хромпікотитового складу. Вміст у них інших мінералоутворювальних компонентів майже такий, як в описаному вище хроміті. Обидва різновиди надходили у конгломерати білокоровицької світи з диференційованих інтрузій перидотитового складу, які знаходяться, можливо, у районі розвитку лужно-ультраосновних порід у межах Новоград-Волинського блока.

Окрему групу складають хромшпінеліди з порівняно високим вмістом Cr_2O_3 (49—53 %) і FeO (30—32 %) та низьким — MgO (0,15—0,86 %) і Fe_2O_3 (1—4 %) (табл. 2, ан. 6, 7, 10). Вони дещо збагачені на Al_2O_3 (9,0—11,5%) і бідні на TiO_2 (0,3 %). Порівняно з іншими хромшпінелідами корового типу в цих найвищий вміст MnO (0,5—2,6 %). Їх можна вважати глиноземистими різновидами істотно залізистих хромітів (ферохромітів, за класифікацією Г. Соколова [16]). Материнськими породами для них могли бути ранні диференціати

магм основного складу підвищеної лужності. Низький вміст у хромітах Fe_2O_3 свідчить про те, що магма була мало окисненою і швидше за все високотемпературною. Хроміти такого складу в корінних породах палеопротерозойського віку північно-західної частини УЩ автору не відомі.

Таким чином, ідентифіковані у конгломератах білокоровицької світи хромшпінеліди є сумішшю різних за складом різновидів мантійного і корового походження. Різновиди мантійного типу близькі до ксенокристних хромшпінелідів лерцолітового і піроксенітового парагенезисів із олівінових мельтейгітів і якупірангітів Болярківської інтрузії. Петротипи материнських порід деяких хромшпінелідів корового походження залишаються нез'ясованими.

Омфацит у північно-західній частині УЩ уперше діагностований у четвертинних відкладах і коротко схарактеризований у публікації [17]. Подальші дослідження показали наявність його також у пісках сарматського ярусу неогену, пісковиках поліської серії верхнього рифею та у конгломератах і різнозернистих пісковиках білокоровицької світи нижнього протерозою. Омфацит порівняно повно вивчений лише з четвертинного алювію р. Случ і її приток на ділянці від м. Новград-Волинський до м. Березне і верхньої течії р. Уборть [26]. У публікаціях є посилання на його знахідки у відкладах поліської серії та білокоровицької світи, але дані щодо поширення і складу відсутні.

У конгломератах і пісковиках білокоровицької світи омфацит трапляється рідко, як правило, у вигляді добре зношених (обкатаних) зерен еліпсоподібної форми, розміром 0,3 мм. Колір його сірувато- і голубувато-зелений. Хімічний склад одного із зерен наведено у табл. 3 (ан. 4).

Омфациту властивий високий вміст Na_2O і Al_2O_3 . При цьому Al_2O_3 кількісно переважає над Na_2O , а Al_{VI} над Al_{IV} . В омфациті вміст FeO дорівнює 3,93, Fe_2O_3 — 3,46, MgO — 6,82 %. Залізистість 36,7 %. Відношення $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ 56,8. За складом мінерал наближається до омфацит-жадеїтів із ксенолітів алмазоносних еклогітів різних регіонів світу та включень у алмазах мантійного типу (рис. 6). Найімовірнішою материнською породою досліджуваного омфациту був магнезійно-залізистий еклогіт. Високий вміст жадеїтового і наявність чермакітового компонентів, наявність домішок Cr_2O_3 і K_2O та інші типохімічні ознаки вказують на те, що вивчений омфацит є високбаричним і високотемпературним мінералом, винесеним із верхньої мантії на земну поверхню. Таким транспортером його могли бути кімберліти та споріднені з ними глибинні породи іншого складу.

Оцінити P — T параметри утворення омфациту за допомогою гранат-клінопіроксенової термобарометрії не вдалось через відсутність даних щодо складу парагенного йому гранату, надійні одномінеральні клінопіроксенові барометри ще не запропоновані.

Ортопіроксен кластогенний мантійного типу — дуже рідкісний мінерал конгломератів і пісковиків білокоровицької світи. Один із його уламків світлобурого кольору розміром до 1 мм представлений хром-алюмінієвим бронзитом (табл. 3, ан. 1). Хімічний склад такий, %: MgO 28,44; FeO 9,5; Al_2O_3 2,0; CaO 2,2; Cr_2O_3 0,73; у незначній кількості — TiO_2 , MnO і Na_2O . Алюміній знаходиться у четвертій і шестерній координаціях, причому Al_{VI} удвічі переважає над Al_{IV} , що вказує на утворення материнських порід бронзиту за високих P — T параметрів. Низька залізистість бронзиту ($f = 15,8$ %) і наявність у ньому значної домішки Cr_2O_3 дають змогу припускати, що в материнській породі він асоціював з олівіном, хромдіоксидом і хромшпінеллю. Виходячи з цього для оцінки P — T параметрів рівноваги бронзиту використано відповідні рівняння із статті [34]. Згідно з розрахунками, бронзит такого складу міг утворитись при $T \approx 1300$ °C

Таблиця 3. Результати мікрзондового аналізу кластогенних піроксенів мантійного походження із теригенних відкладів білокорвицької світи та близьких за складом піроксенів із лужно-ультраосновних порід Болярківської і Губківської інтрузій, %
 Table 3. Results of microprobe analysis of clastogene pyroxene of mantle origin from terrigenous sediments of Bilokorovyuchi suite and for pyroxene from alkaline ultramafic rocks of the Hubki and the Bolyarka intrusions, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	55,20	53,49	55,96	53,48	55,12	54,22	53,88	52,64	51,36	51,55	52,69	50,82	48,85	47,66	51,82
TiO ₂	0,10	0,29	0,08	0,18	0,31	0,00	0,18	0,76	0,97	0,98	1,06	1,40	1,51	1,47	0,78
Al ₂ O ₃	2,00	4,12	2,14	10,75	3,83	1,53	3,77	2,37	2,87	3,06	2,76	4,78	4,24	4,64	3,24
Cr ₂ O ₃	0,73	0,22	0,19	0,05	1,34	2,17	1,41	0,59	0,14	0,69	0,16	0,39	0,30	0,00	0,00
FeO	9,49	11,97	8,04	7,04	3,41	2,90	3,34	3,26	4,03	4,40	4,96	5,54	5,90	7,87	6,09
MnO	0,20	0,19	0,21	0,05	0,17	0,00	0,09	0,09	0,08	0,07	0,11	0,10	0,07	0,13	0,08
MgO	28,44	28,46	32,16	6,82	16,11	16,71	16,10	16,47	15,88	15,03	15,11	13,86	13,90	12,65	14,58
CaO	2,20	1,06	0,98	12,47	17,71	19,31	19,69	23,00	23,12	22,28	20,88	20,58	21,83	22,04	23,13
Na ₂ O	0,04	0,04	0,02	6,90	1,99	1,77	1,36	0,39	0,36	0,45	0,41	0,56	0,35	1,17	0,68
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Сума	98,40	99,87	99,78	97,75	99,99	98,61	99,82	99,58	98,81	98,51	98,14	98,03	96,95	97,63	100,41
<i>f</i>	15,8	19,1	12,3	36,7	10,6	8,9	10,4	10,0	12,5	14,1	15,5	18,3	19,2	25,9	19,0
Ca/(Ca + Mg)	5,3	2,6	2,1	56,8	44,1	45,4	46,8	50,1	51,1	51,6	49,8	51,6	53,0	55,6	53,3
Al _{VI}	0,057	0,073	0,041	0,424	0,143	0,052	0,113	0,030	0,024	0,052	0,077	0,109	0,051	0,011	0,037
Al _{IV}	0,027	0,100	0,048	0,041	0,019	0,014	0,049	0,073	0,101	0,082	0,043	0,102	0,139	0,196	0,102
<i>T</i> , °C	1299	1120	1097	850	1187	1040	1113	965	942	948	1054	1015	956	925	925
<i>P</i> , ГПа	2,59	2,67	3,44	—	1,72	—	2,17	1,93	1,92	1,53	2,81	1,71	1,39	1,68	2,01

Примітка. 1, 4—6, 8—13 — конгломерати і пісковики білокорвицької світи; 2, 7 — мельтейгити Болярківської інтрузії; 3 — слюдисті перидотити Березниківської інтрузії; 14, 15 — меланфеліти Губківських дайок. *T* і *P* розраховано за методом Дж. Мерсьє [34].

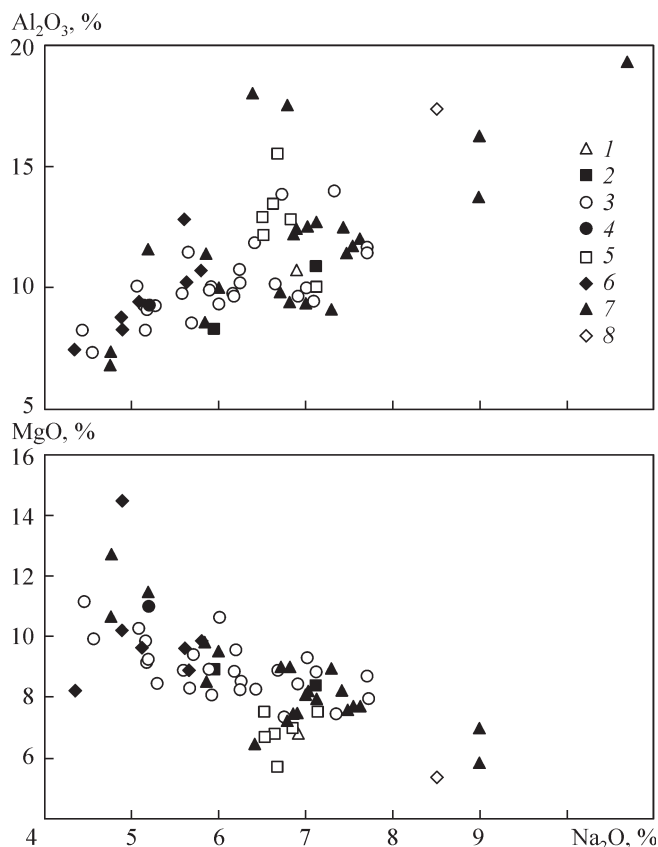


Рис. 6. Діаграми $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ і $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}$ для омфациту із відкладів білокоровицької світи і четвертинного віку північно-західної частини УЩ та із ксенолітів алмазоносних еклогітів і включень в алмазах деяких кімберлітових трубок: 1 — конгломерати і пісковики білокоровицької світи; 2, 3 — аллювіальні відклади четвертинного віку [26]; ксеноліти алмазоносних еклогітів і включення в алмазах із кімберлітів [14, 15]: 4 — трубка Орапа, 5 — трубки Архангельської провінції, 6 — трубка Прем'єр, 7 — трубки Якутської провінції, 8 — трубка Робертс Віктор

Fig. 6. $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}$ diagrams for omphacite from sediments of Bilokorovychi suite and Quaternary sediments of north-western part of the Ukrainian shield, and from xenoliths of diamondiferous eclogite and inclusions in diamonds of some kimberlite pipes: 1 — conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite; 2, 3 — quaternary alluvial sediments [26]; diamondiferous eclogite xenoliths and inclusion in diamonds from kimberlites [14, 15]: 4 — Orapa pipe, 5 — pipes of Arkhangelsk province, 6 — Prime pipe, 7 — pipes of Yakutian province, 8 — Roberts Victor pipe

і $P = 2,6$ ГПа. Оскільки в бронзиті підвищений вміст CaO , для визначення температури рівноваги його був застосований також геотермометр Г. Брея і Т. Коглера [32], який враховує залежність вмісту Ca у ортопіроксені від температури утворення. Відповідно до цього термометра, за тиску 2,6 ГПа бронзит кристалізувався за температури 1380°C . Близькі значення температури рівноваги бронзиту отримані за рівнянням Т. Сахтлебена і Г. Сека [35] — 1320°C .

Отже, виявлений у конгломератах і пісковиках білокоровицької світи бронзит має високотемпературне магматичне походження і винесений на рівень ерозійного зрізу з глибини понад 80 км. Материнськими породами його могли бути хромшпінелеві перидотити. Ксенокристи близького за складом глиноземистого бронзиту з підвищеним вмістом CaO (0,92—1,06 %) відомі у гіпабісальних олівінових мельтейгітах і якупірангітах Болярківської інтрузії (табл. 3, ан. 2).

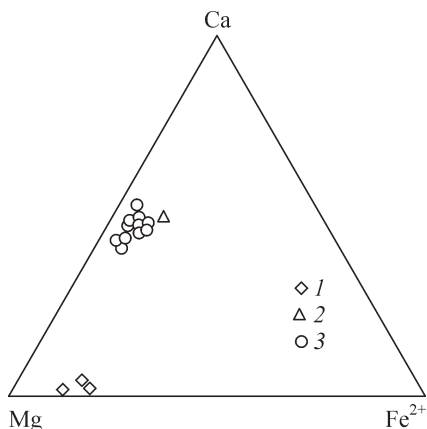


Рис. 7. Діаграма Ca—Mg—Fe для кластогенних піроксенів мантійного типу із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи та близьких за складом піроксенів із лужно-ультраосновних порід Болярківської і Губківської інтрузій: 1 — бронзит; 2 — омфацит; 3 — діопсид кальцієвого і субкальцієвого типів

Fig. 7. Ca—Mg—Fe diagram for clastogene pyroxene of mantle-type from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite and for pyroxene from alkaline ultrabasic rocks of the Bolyarka and the Hubki intrusions: 1 — bronzite; 2 — omphacite; 3 — calcium diopside and subcalcium diopside

Діопсид — один із найпоширеніших різновидів піроксенів у конгломератах і пісковиках білокоровицької світи. Він представлений дрібними (менше 0,5 мм) зернами видовжено-призматичної форми, на яких збереглися релікти пірамідально-черепитчастого рельєфу та виражені ознаки механічного зносу. Колір його світло-зелений (переважає) і світло-смарагдово-зелений. Хімічний склад варіює у значних межах (табл. 3, ан. 5, 6, 8—13). За співвідношенням вмісту MgO і CaO можна виділити дві групи (рис. 7).

До першої групи належить діопсид, у якому вміст MgO близький до вмісту CaO. У конгломератах і пісковиках білокоровицької світи він трапляється рідко і переважно у південно-західній частині западини. Мікрозондовий аналіз одного зразка діопсиду показав наявність у ньому 17,7 % CaO і 16,1 % MgO (табл. 3, ан. 5). Цей низькозалізистий ($f = 10,6$ %) різновид має підвищений вміст Al_2O_3 (3,8 %), Na_2O (2 %), Cr_2O_3 (1,3 %) і TiO_2 (0,3 %). Відношення $Ca/(Ca + Mg)$ дорівнює 44,1, що вказує на утворення його у високотемпературних умовах (приблизно 1180 °C). Алюміній знаходиться в шестерній ($Al_{VI} = 0,143$ форм. од.) і частково в четверній ($Al_{IV} = 0,019$ форм. од.) координаціях, а отже, тиск під час кристалізації діопсиду був високим. Це підтверджують розрахунки за клінопіроксеновим геотермометром і геобарометром Дж. Мерсьє [34]: $T = 1180$ °C, $P = 1,72$ ГПа. Високий вміст у діопсиді енстатитового компонента і Cr_2O_3 вказує на те, що у материнській породі він асоціював з олівіном, ортопіроксеном, піропом і хромшпінелідом. За складом і P — T параметрами утворення діопсид із білокоровицьких відкладів подібний до субкальцієвого діопсиду (ендіопсиду) із ксенолітів катаклазованих лерцолітів кімберлітової трубки «Удачная» Якутської провінції [14] та з кімберлітів трубки Піонерська Архангельської провінції [1]. У межах Новоград-Волинського блока діопсид такого складу відомий у четвертинних відкладах [22]. Його наявність у конгломератах і пісковиках білокоровицької світи однозначно свідчить про ранньопротерозойський (добілокоровицький) вік материнських порід і корінних джерел, зокрема кімберлітів.

До схарактеризованого вище субкальцієвого діопсиду наближається за складом інший діопсид із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи (табл. 3, ан. 6). Він містить дещо більше CaO (19,3 %) і Cr_2O_3 (2,2 %) та менше FeO (2,9 %), Al_2O_3 (1,5 %), Na_2O (1,77 %) і TiO_2 . Відношення $Ca/(Ca + Mg)$ дорівнює 45,4, що відповідає температурі утворення діопсиду 1040 °C. Al_{VI} кількісно переважає над Al_{IV} — відповідно 0,053 і 0,013 форм. од. Знахідки ксенокристів діопсидів, подібних за складом і P — T параметрами кристалізації, відомі в олівінових мельтейгітах і якупірангітах Болярківської інтрузії (табл. 3,

ан. 7). Отже, ці породи можна вважати достовірним корінним джерелом субкальцієвих діопсидів у відкладі білокоровицької світи.

Значно частіше в конгломератах і пісковиках білокоровицької світи трапляються діопсиди другої групи. Вони представлені магнезіально-кальцієвими різновидами, в яких СаО кількісно помітно переважає над MgO — відповідно 20,6—23,0 і 13,8—16,5 % (табл. 3, ан. 8—13). Залізистість їх дорівнює 10—19 %. Величина відношення Са/(Са + Mg) варіює в межах від 50 до 55. Ці діопсиди низькохромисті (Cr_2O_3 — 0,14—0,30 %) і помірно хромисті (Cr_2O_3 — 0,39—0,69 %). У перших вміст Na_2O становить 0,35—0,44, у других — 0,45—0,56 %. Вміст Al_2O_3 змінюється від 2,37 до 4,80 %, TiO_2 — від 0,76 до 1,51 %. Причому найбільш глиноземисті діопсиди є найбільш титанистими, з найвищим вмістом Al_{IV} . Розрахунки за клінопіроксеновим геотермометром і геобарометром Дж. Мерсьє [34] показали, що діопсиди другої групи утворилися за високої температури (940—1050 °С) і порівняно низького тиску (1,4—2,8 ГПа).

Деякі зерна магнезіально-кальцієвих діопсидів мають зональну будову: центральні частини їх світло-зелені, краї — зелені. Периферичні ділянки таких зерен збагачені на Fe_2O_3 і TiO_2 і дещо збіднені на Cr_2O_3 порівняно з центральними.

Магнезіально-кальцієві діопсиди подібного складу встановлено в олівинових мельтейгітах, якупірангітах та йолітах Городницької, Глумчанської і Болярківської інтрузій і в меланефелінітах Губківських дайок із центральної частини Новоград-Волинського блока (табл. 3, ан. 14, 15). Саме лужно-ультраосновні породи цих і ще не виявлених інтрузій та передусім уже еродовані субвулканічні та вулканічні їх фації ми вважаємо основним корінним джерелом магнезіально-кальцієвих діопсидів у теригенні відкладі білокоровицької світи.

Обговорення результатів. Як зазначено вище, білокоровицька світа представлена літологічно різними типами теригенних відкладів, метаморфізованих в умовах зеленосланцевої фації — конгломератами, гравелітами, різнозернистими пісковиками, алевролітами та аргілітами. Їх співвідношення варіює доволі суттєво в межах Білокоровицької западини як за площею, так і по розрізу. Більшість дослідників вважає, що ці відклади утворились у водному басейні, який впродовж тривалого часу існував у западині, не зменшуючись у розмірах, але з ритмічним змінням глибини. Цим і зумовлено закономірне заміщення одних літотипів і літофацій теригенних відкладів іншими. При цьому грубоуламковий матеріал стабільно нагромаджувався головню у пляжовій зоні басейну.

Майже всі дослідники поділяють думку про те, що основним джерелом теригенного матеріалу для формування відкладів білокоровицької світи були різні за складом і походженням докембрійські породи північно-західної частини УЩ. Джерелами зносу називають гнейси тетерівської серії, гранітоїди житомирського і осницького комплексів та кислі метаефузиви клесівської серії палеопротерозою, а також лужні граніти і метасоматити пержанського комплексу, вторинні кварцити суцанської світи, метаріоліти збранківської світи і кварцити товкачівської світи мезопротерозою. Ізотопно-геохронологічні дані [28] свідчать про наявність у білокоровицьких відкладах продуктів руйнування архейських порід Подільського (Дністровсько-Бузького) мегаблока УЩ. Згідно з переліком імовірних джерел живлення, одні з них розташовувались поблизу Білокоровицької западини, інші були віддалені від неї на 40—60 км, а деякі й на 100—150 км. У зоні зносу вони займають різну за величиною площу, і, відповідно, їх роль у постачанні теригенного матеріалу теж досить різна. До того ж всі названі породи мають корове походження і за складом далекі від відомих корінних джерел алмазу і його мінералів-супутників. Як слушно зазначено у статті [27, с. 51], «... для Білокоровицької западини ареал зносу був вельми

широкий, що не дозволяє звузити поле для пошуків корінних джерел алмазів, які знаходять у конгломератах білокоровицької світи». Вивчення алмазів із цієї світи показало, що вони належать до дуніт-гарцбургітового (переважають) і еклогітового парагенезисів і подібні до алмазів таких самих парагенезисів із кімберлітів Якутської провінції. Крім алмазів у конгломератах і пісковиках білокоровицької світи встановлено піропи, хромдіопсиди, магнезіохроміти і омфацити, які за складом відповідають однойменним мінералам із кімберлітів.

У північно-західній частині УЩ кімберліти ще не виявлені, але вже відомі малі інтрузії та дайки лужно-ультраосновних порід мельтейгіт-якупірангіт-йолітового і меланефелінового складу, в яких діагностовано ксенокристи піропу, хромшпінелідів і хромдіопсиду, що за типохімічними ознаками подібні до однойменних мінералів із кімберлітів і конгломератів білокоровицької світи. Серед них ідентифіковані різновиди хроміту і олівіну алмазної асоціації. Це новий для України петротип корінних джерел мінералів-супутників алмазу. Тіла їх локалізовані в центральній частині Новоград-Волинського блока, приурочені до глибинних розломів і мають палеопротерозойський вік (2014—2050 млн років). Вмісними для лужно-ультраосновних порід є плагіограніти і плагіомігматити шереметівського комплексу палеопротерозою віком 2092—2151 млн років [24]. Ці породи на сучасному рівні ерозійного зрізу займають більшу частину Новоград-Волинського блока, містять у підвищеній кількості циркон і безумовно були одним з найпотужніших джерел теригенного матеріалу в Білокоровицьку западину. Такий висновок добре узгоджується з результатами ізотопного датування циркону з пісковиків білокоровицької світи околиць смт Нові Білокоровичі, наведеними у публікаціях [27, 28].

Одним із джерел постачання уламків кислих ефузивів у конгломерати білокоровицької світи вважають [2, 12, 27, 29] ріоліти (кварцові порфіри) збраньківської світи, які поширені в Овруцькій западині, розташованій на схід від північного краю Білокоровицької западини. Вони залягають на корі вивітрювання гранітів рапаківі коростенського комплексу і перекриті потужною товщею кварцитів товкачівської світи овруцької серії, серед яких є лінзи і прошарки пірофілітів. За останніми даними [29], циркони із ріолітів збраньківської світи мають U-Pb ізотопний вік 1761 ± 13 млн років, а серед кластогенних цирконів із овруцьких кварцитів кількісно переважають циркони віком 1950—2000 млн років, рідко трапляються циркони віком 1918 ± 22 млн років і 2160 ± 13 млн років.

Постає питання: якщо процеси осадонагромадження в Білокоровицькій западині завершилися 1800 млн років тому назад [27, 28], то як у конгломерати білокоровицької світи могли потрапити уламки ріолітів віком 1761 ± 13 млн років? Тут явно щось не так: або вік ріолітів збраньківської світи є давнішим, ніж визначений, або уламки ріолітів потрапляли у відклади білокоровицької світи з інших джерел давнішого віку. Останнє здається нам правдоподібнішим. У 25 км на південь від Білокоровицької западини, біля південно-східного краю Кишинського гранітного масиву, давно відоме значне за розмірами поле кислих ефузивів (порфірових фельзитів) віком 1996 ± 13 млн років [30]. Воно, як і Білокоровицька западина, приурочене до Білокоровицького глибинного розлому субмеридіонального простягання. На відміну від ріолітів збраньківської світи, які перекриті досить потужною товщею кварцитів товкачівської світи, ці фельзити виходять на земну поверхню починаючи з часу свого утворення. Продукти руйнування їх потрапляли у Білокоровицьку западину вже на початковому етапі формування останньої. До речі, в протолочних пробах фельзитів із с. Чміль ми ідентифікували одиничні ксенокристи діопсидів і егірін-діопсидів, характерних для лужно-ультраосновних порід близько розташованої Болярківської інтрузії.

Отже, немає потреби у «підтягуванні» як джерела уламків кислих ефузивів породи клесівської серії із Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу, і значно локалізується площа, з якої зносився теригенний матеріал у Білокоровицьку западину.

Приуроченість Білокоровицької западини до однойменного глибинного розлому субмеридіонального простягання, нахил бортів западини до її центру, занурення фундаменту з південного заходу на північний схід свідчать про те, що у південну частину западини впадала велика палеорічка рівнинного типу. Вона приносила левову частину теригенного матеріалу (в тому числі крупноуламкового) з пенепленізованої водозбірної площі, складеної кислими породами переважно інтрузивно-магматичного і ультраметаморфічного походження. На жаль, реконструювати положення долини неможливо.

Іншим важливим джерелом крупноуламкового матеріалу були докембрійські породи фундаменту, які склали борти западини і зазнавали руйнування під дією абразійних процесів у прибережно-пляжовій зоні водного басейну, який періодично поглиблювався або мілів, але залишався майже в стабільних межах. Існуючі уявлення про алювіально-пролювіальний [12, 13] або алювіально-колювіальний [10] генезис конгломератів видаються мало обґрунтованими зважаючи на незначну різницю між рівнем води в басейні та висотою прилеглої до нього суші. Ніякі короткі тимчасові водотоки не мали гідропотенціалу для того, щоб уламкам місцевих порід типу жильного кварцу, овруцького кварциту або яшм, а тим більше кристалам алмазу октаедричного і ромбододекаедричного габітусу надати округло-овальну або еліпсоподібну форму. Крім того, такі петротипи порід невідомі поблизу західного борту Білокоровицької западини, а конгломерати подібного складу простежені майже по всій її довжині. Вони маркують положення берегової зони басейну, в якому нагромаджувалися різні літотипи теригенного матеріалу білокоровицької світи. Саме з цією зоною на західній і південно-західній ділянках Білокоровицької западини пов'язані найпотужніші горизонти конгломератів (до 13—15 м) з максимальним вмістом, крупністю і механічною зношеністю уламкового матеріалу, кластогенного золота, алмазу та мінералів з підвищеною густиною.

Висновки. 1. На основі типохімічних ознак піропу, хромдіюсиду, омфациту і хромшпінелідів із конгломератів і пісковиків білокоровицької світи показано, що одним із корінних джерел їх були палеопротерозойські лужно-ультраосновні породи Городницької, Болярківської і Глумчанської інтрузій та Покошівської і Губківської дайок, розташованих у центральній частині Новоград-Волинського блока УЩ. Потужнішим, але поки що лише прогнозованим корінним джерелом алмазу і його мінералів-супутників вважають кімберліти палеопротерозойського віку.

2. Основними джерелами теригенного матеріалу у Білокоровицьку западину були плагіограніти і плагіомігматити шереметівського комплексу віком 2092—2150 млн років, які поширені на більшій частині Новоград-Волинського блока, та кислі вулканіти (порфірові фельзити) віком 1996 млн років, які утворюють значне за розміром поле у північно-східній частині цього блока. У постачанні теригенного матеріалу у Білокоровицьку западину важливу роль відігравали гнейси тетерівської світи, що мають значне площове поширення на прилеглий до западини території.

3. Перспективи подальших пошуків розсіпів алмазу пов'язані з конгломератами і гравелітами білокоровицької світи. Вони локалізовані у прибортовій зоні південної та південно-західної частин Білокоровицької западини і сформувались у пляжовій зоні мілководного басейну.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Архангельская* алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. — М.: Изд-во МГУ, 1999. — 524 с.
2. *Беспалько Н.А.* Геологическое положение пород Белокозовичской структуры // Геол. журн. — 1986. — Т. 46, № 3. — С. 25—33.
3. *Беспалько Н.А.* Стратиграфическая позиция и вещественный состав суцанской свиты северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. — 1986. — Т. 46, № 3. — С. 91—101.
4. *Букович И.П.* Стратиграфия Вильчанской, Овручской и Белокозовичской впадин // Геол. журн. — 1986. — Т. 46, № 3. — С. 102—110.
5. *Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др.* Перспективы коренной алмазоносности Украины. — Киев; Львов: Центр Европы, 2006. — 200 с.
6. *Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитобразования // Минерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 57—69.
7. *Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М.* Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. — Киев: Наук. думка, 1985. — 248 с.
8. *Металиди С.В., Зарицкий А.И., Цымбал С.Н. и др.* Первая находка алмаза в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы // Минерал. журн. — 1982. — Т. 4, № 3. — С. 20—29.
9. *Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 2. Неметалічні корисні копалини / Під ред. М.П. Щербака і С.В. Гошовського.* — Київ; Львів: Центр Європи, 2006. — 551 с.
10. *Михницкая Т.П.* Метаосадочные породы грабен-синклиналей Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1993. — 110 с.
11. *Ожегова М.И.* Яшма из с. Збраньки // Материалы по геологии и гидрогеологии Украины. — 1947. — № 4. — С. 129—134.
12. *Паранько И.С.* Формационная принадлежность докембрийских конгломератов Украинского щита и некоторые вопросы их металлоносности. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Львов, 1987. — 21 с.
13. *Сливко Е.М., Паранько И.С., Малюк Б.И.* Геология и условия формирования докембрийских конгломератов Белокозовичско-Овручской системы депрессий (северо-западная часть Украинского щита) // Литология и полезн. ископаемые — 1991. — № 3. — С. 132—141.
14. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. — 264 с.
15. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф. и др.* Минеральные включения в алмазах Архангельской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика — 1997. — Т. 38, № 2. — С. 358—370.
16. *Соколов Г.А.* Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. Рудн. месторождения. — 1948. — Вып. 97, № 12. — 128 с.
17. *Цымбал С.Н.* Ореолы омфацита в четвертичных отложениях северо-западной части Украинского щита и центральной части Припятского вала и их поисковое значение // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. — Иркутск, 1990. — С. 222—224.
18. *Цимбал С.М., Вишневський О.А., Вуйко В.І.* Перша знахідка піропу і хромдіопсиду в грубоуламкових породах білокозовицької світи на півночі Українського щита // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1984. — № 8. — С. 26—31.
19. *Цымбал С.Н., Гейко Ю.В., Кривдик С.Г. и др.* Болярковская интрузия щелочно-ультраосновных пород (северо-запад Украинского щита) // Актуальные проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: Тр. Междунар. науч. конф., Минск, 8—9 дек. 2008 г. — Минск, 2008. — С. 35—40.
20. *Цымбал С.Н., Гейко Ю.В., Шумлянський Л.В., Цымбал Ю.С.* Состав и возраст щелочно-ультраосновных пород Губковского проявления на северо-западе Украинского щита // Тр. 31-й Междунар. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма», посвящен. памяти акад. Ф.П. Митрофанова. Москва, 7 окт. 2014 г. — М., 2014. — С. 84—86.
21. *Цымбал С.Н., Степанюк Л.М., Цымбал Ю.С., Гейко Ю.В.* Возраст щелочно-ультраосновных пород Болярковской интрузии (северо-западная часть Украинского щита) // Минерал. журн. — 2011. — Т. 33, № 2. — С. 66—71.

22. Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С. Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита // Минерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 40—56.
23. Цымбал С.М., Цымбал Ю.С., Соболев В.Б. Ксенокристаллы мантийных минералов из лужно-ультраосновных пород Болярківської інтрузії (Волинський мегаблок Українського щита) // Мінерал. журн. — 2015. — Т. 37, № 4. — С. 5—20.
24. Цымбал С.Н., Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М. Возраст щелочно-ультраосновных пород городничского и гранитоидов шереметьевского комплексов северо-западной части Украинского щита // Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6—1,6 млрд років) Євразійського континенту: Зб. тез міжнар. наук. конф., присвяч. 90-річчю акад. НАН України М.П. Щербака. — К.: ЦП «Компринт», 2014. — С. 121—122.
25. Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдик С.Г., Лабунный В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городничкой интрузии (северо-запад Украинского щита) // Минерал. журн. — 1997. — Т. 19, № 3. — С. 61—80.
26. Цымбал Ю.С. Ореолы омфациту у четвертинних і більш давніх відкладах північно-західної частини Українського щита // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. — 2002. — Вип. 2, № 52. — С. 161—167.
27. Шумлянський Л.В. Стратиграфічне положення і джерела зносу відкладів Білокоровицької та Овруцької западин (північно-західна частина Українського щита) // Геохімія та рудоутворення. — 2011. — Вип. 29. — С. 44—53.
28. Шумлянський Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — К., 2012. — 35 с.
29. Шумлянський Л.В., Богданова С.В. U-Pb вік цирконів та геохімічні особливості ріолітів Овруцької западини, Північно-Західний район Українського щита // Мінерал. журн. — 2009. — Т. 31, № 1. — С. 40—49.
30. Шумлянський Л.В., Мазур М.Д., Зінченко О.В., Кривдик С.Г. Ізотопний (U-Pb за цирконами) вік та геологічне положення Кишинського масиву і порід його облямування (Північно-Західний район Українського щита) // Мінерал. журн. — 2009. — Т. 31, № 2. — С. 84—91.
31. Яценко Г.М., Паранько И.С. Формации и стратиграфия Овручского и Белокоровичского прогибов // Геол. журн. — 1984. — Т. 44, № 1. — С. 56—64.
32. Brey G.P., Köhler T., Nickel K. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. // J. Petrol. — 1990. — Vol. 31. — P. 1353—1378.
33. Grütter H., Latti D., Menzies A. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry // J. Petrol. — 2006. — Vol. 47, N 4. — P. 801—820.
34. Mercier J. C. C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. — 1980. — Vol. 70, N 1—2. — P. 1—37.
35. Sachtleben Th., Seck H.A. Chemical control of Al solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry // Contrib. Mineral. Petrol. — 1981. — Vol. 78. — P. 157—165.
36. Tsybal S.N., Krivdik S.G., Tsybal Yr.S., Baran A.N. Mineralogy of alkaline ultrabasic rocks in Bolyarka intrusion (North-Western area of the Ukrainian Shield) // Abstracts of XXVI Intern. conf. «Geochemistry of magmatic rocks» (May 11—15, 2009, Moscow, Russia) — Moscow, 2009. — P. 149—150.

Надійшла 26.08.2015

С.Н. Цымбал

МИНЕРАЛЫ-СПУТНИКИ АЛМАЗОВ ИЗ КОНГЛОМЕРАТОВ И ПЕСЧАНИКОВ БЕЛОКОРОВИЦКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Приведены результаты изучения кластогенных минералов мантийных парагенезисов, идентифицированных в терригенных отложениях белокоровицкой свиты нижнего протерозоя из одноименной впадины, связанной с зоной Белокоровицкого глубинного разлома субмеридионального простирания (северная часть Украинского щита). К таким минералам относятся пироп, омфацит, хромистый диопсид, маложелезистый бронзит и высокомагнезиальные хромшпинелиды. Рассмотрены типохимические особенности, P — T условия образования, вероятные материнские породы и коренные источники питания этих минералов. Пироп

представлен обломками зерен размером до 0,7 мм с признаками гипергенного растворения и механического износа. Цвет его преимущественно светло-розовый и светло-малиново-красный. Редко встречаются пиропы светло-фиолетового, лилового и красно-оранжевого цвета. Установлено, что по оптико-спектроскопическим и типохимическим признакам эти пиропы подобны пиропам из ксенолитов лерцолитов (равномернозернистых и порфирировидных), вебстеритов и верлитов, которые часто встречаются в кимберлитах. Пиропы в большинстве низкохромистые и умеренно кальциевые (Cr_2O_3 1—4, CaO 4—5 %), иногда с повышенным содержанием TiO_2 . Молекулярная доля пиропового компонента 67—71 %. Более хромистые пиропы лерцолитового и верлитового парагенезиса обогащены уваровитовым и в меньшей степени кноррингитовым компонентами. Изученные пиропы из отложений белокоровицкой свиты находились в материнских породах в равновесии с другими минералами при давлении от 1,5 до 3,8 ГПа (рассчитано по геобарометру Г. Грюттера и др. (2006) для геотермы 38 мВт/м²) и температуре менее 900 °С. Они кристаллизовались в области стабильности графита, их можно считать генетическими спутниками алмаза перидотитового типа.

Омфациит представлен единичными изношенными зернами размером 0,3 мм. Цвет его серовато- и голубовато-зеленый. Характерно высокое содержание Na_2O (до 7 %), Al_2O_3 (до 11 %) и жадеитового компонента. По составу минерал приближается к омфациит-жадеиту из ксенолитов алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов в кимберлитах. Омфациит наиболее часто встречается в четвертичном аллювии центральной части Новоград-Волынского блока, и именно здесь прогнозируется наличие его коренных источников кимберлитового типа.

Хромшпинелиды представлены хорошо окатанными зернами размером менее 0,5 мм, которые еще сохраняют форму октаэдрических кристаллов. Среди них есть разновидности мантийного и корового происхождения. В первых содержание MgO составляет 10—20, во вторых — менее 10 %. В мантийных разновидностях содержание Cr_2O_3 варьирует от 12 до 53 %. Выделены следующие их минеральные виды: магнезиохромит, алюмохромпикотит и более железистые аналоги. Отдельные индивиды принадлежат к феррихромпикотиту. Хромит алмазной ассоциации не установлен. По типохимическим признакам хромшпинелиды из конгломератов и песчаников белокоровицкой свиты близки к ксенокристам мантийных хромшпинелидов из мельтейгитов и якупирангитов Болярковской интрузии, расположенной в 40 км к юго-западу от Белокоровицкой впадины.

Бронзит низкожелезистый, с повышенным содержанием Al_2O_3 (2 %), Cr_2O_3 (0,7 %) и CaO (2,2 %). Материнскими породами его были, вероятно, хромшпинелевые перидотиты верхнемантийного типа. Расчеты по ортопироксеновому термобарометру Дж. Мерсье (1980) показали, что бронзит образовался при температуре 1300 °С и давлении 2,7 ГПа. Близкие значения температуры равновесия бронзита получены по геотермометру Г. Брея и Т. Коглера (1990), Т. Сахтлебена и Г. Сека (1981). Ксенокристы подобного по составу бронзита установлены в оливиновых мельтейгитах и якупирангитах Болярковской интрузии.

Диопсид представлен кальциевой и субкальциевой разновидностями. Величина отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в них варьирует от 44 до 54, железистость — от 10 до 20 %. Все они имеют повышенные содержания Cr_2O_3 (до 2,2 %), Na_2O (до 2 %), Al_2O_3 (1,5—4,8 %). Кальциевые диопсиды более титанистые, чем субкальциевые. В первых Al находится преимущественно в шестерной координации, во вторых — заметно больше Al в четвертной координации. Обе разновидности диопсида являются высокотемпературными (900—1180 °С), но сравнительно низкобарическими (1,5—2,8 ГПа) минералами. По составу субкальциевые диопсиды подобны эндиопсиду из ксенолитов порфирировидных катаклазированных лерцолитов из кимберлитов трубки Удачная Якутской провинции и из кимберлитов трубки Пионерская Архангельской провинции. Кальциевые диопсиды почти не отличаются от диопсида из оливиновых мельтейгитов, якупирангитов и ийолитов Городницкой, Глумчанской и Болярковской интрузий, а также из оливиновых нефелинитов Губковских даек.

Полученные данные свидетельствуют, что одним из важнейших коренных источников пиропы, хромдиопсида, бронзита и хромшпинелидов мантийного типа были тела щелочно-ультраосновных пород палеопротерозойского возраста, которые известны в пределах центральной части Новоград-Волынского блока второго порядка.

Ключевые слова: пироп, хромшпинелиды, диопсид, омфациит, бронзит, конгломераты, песчаники, белокоровицкая свита, северная часть Украинского щита.

S.M. Tsymbal

MINERAL-SATELLITES OF DIAMONDS FROM LOWER PROTEROZOIC CONGLOMERATES AND SANDSTONES OF BILOKOROVYCHI SUITE OF NORTHERN PART OF THE UKRAINIAN SHIELD

The clastogene minerals of mantle parageneses from weakly metamorphosed terrigenous sediments of Bilokorovychi suite of Lower Proterozoic age located in the northern part of the Ukrainian Shield have been studied. These minerals include pyrope, omphacite, chrome-diopside, low ferruginous bronzite and high magnesian chrome-spinelides. Chemical features, P – T conditions of formation, the expected maternal rocks and indigenous sources of these minerals have been considered.

Pyrope grains are the fragments of crystals up to 0,7 mm with signs of supergene dissolution and mechanical wear. Color of grains is mainly light pink and light crimson red. Sometimes there are pale purple, lilac and red-orange pyropes. The optical-spectroscopic and chemical characteristics of pyrope are similar to those from xenoliths of lherzolite (evenly-grained and porphyry), wehrlite and websterite that are often found in kimberlites. Pyropes contain Cr_2O_3 — 1–4 % and CaO — 4–5 %, sometimes with a high content of TiO_2 . Pyrope component is 67–71 %. Chromium pyropes of lherzolite and wehrlite parageneses are enriched with uvarovite and to a less extent with knorringite component. Studied pyropes from sediments of Bilokorovychi suite were in equilibrium with coexisting minerals of the parent rocks under pressure of 15 to 38 kbar (calculated from geobarometer of G. Hryutter et al. (2006) for geotherme 38 mW/m²) and temperature to a less than 900 °C. They are crystallized in stability field of graphite. Therefore, they cannot be the paragenetic companions of diamond of peridotite type.

Single omphacite grains are grayish and bluish-green worn crystals up to 0.3 mm. It is characterized by a high content of Na_2O (7 %), Al_2O_3 (11 %) and jadeite component. It is close by composition to omphacite-jadeite from diamondiferous xenoliths of magnesian-ferruginous eclogites in kimberlites. Omphacite is most often spread in Quaternary alluvium of the northern part of the Novograd-Volyn block. Most likely that a projected indigenous source of kimberlite type is located here.

Chrome-spinelides are worn grains smaller than 0.5 mm, but they retain yet the shape of octahedral crystals. There are variations of mantle (MgO content is 10–20 %, Cr_2O_3 content is from 12 to 53 %) and core (MgO content is less than 10 %) origin. There are the following mineral species: magnesia-chromite, alum-chromite, alum-chrome-picotite and their more ferruginous varieties. Some individuals belong to ferro-chrome-picotite. Chromite of diamond association is not established. Chrome-spinelides from conglomerates and sandstones of Bilokorovychi suite are similar by chemical features to xenocrystals of mantle chrome-spinelides from melteyite and yakupiranhite of the Bolyarka intrusion, located 40 km to southwest of the Bilokorovychi depression.

Low ferrous bronzite has high content of Al_2O_3 (2 %), Cr_2O_3 (0,7 %) and CaO (2,2 %). Probably its parent rocks are chrome-spinel peridotite of upper mantle type. According to orthopyroxene thermobarometer of J. Mercier (1980) studied bronzite is formed at temperature of 1300 °C and pressure of 27 kbar. Such equilibrium temperature of bronzite is obtained according to geothermometer of G. Bray and T. Kohler (1990), and of T. Sakthleben and G. Sec (1981). Olivine melteyite and yakupiranhite of the Bolyarka intrusion contain xenocrystals of bronzite similar by chemical composition.

There are calcium and subcalcium varieties of diopside with the ratio of $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ from 44 to 54 % and iron content from 10 to 20 %. They have a high content of Cr_2O_3 (to 2.2 %), Na_2O (2 %), Al_2O_3 (1.5–4,8 %). Both varieties of diopside are the high temperature (900–1180 °C) minerals, but relatively the low pressure (15–28 kbar) minerals. Subcalcium diopside is similar to endiopside of porphyry cataclastic xenoliths of lherzolite from kimberlites of the Udachnaya pipe (Yakutian province) and of the Pioneer pipe (Arkhangelsk province). Calcium diopside is very similar to diopside from olivine melteyite, yakupiranhite and ijolite of the Horodnytsya, the Hlumcha and the Bolyarka intrusions, and from olivine nephelinite of the Hubka dikes.

The obtained data indicate that one of the most important indigenous sources of pyrope, chrome-diopside, bronzite and chrome-spinelides of mantle type were the bodies of alkaline-ultramafic rocks of Proterozoic age that are known within the northern part of the Novograd-Volyn block.

Keywords: pyrope, chrome-spinelides, diopside, omphacite, bronzite, conglomerates, sandstones, Bilokorovychi suite, the northern part of the Ukrainian Shield.