

## МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КОНГЛОМЕРАТІВ БІЛОКОРОВИЦЬКОЇ СТРУКТУРИ (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

---

*Висвітлено результати літолого-мінералогічних досліджень конгломератового горизонту у складі білокоровицької світи палеопротерозою (Білокоровицька структура у північно-західній частині Українського щита). Внутрішньоформаційні конгломерати є поліміктовими утвореннями алювіально-пролювіального походження. У них виявлено понад 80 акцесорних мінералів, серед яких найдетальніше схарактеризовано самородне золото, алмаз, пірит, шпінеліди, ільменіт, гранати, циркон та ін. Конгломерати містять парагенетичні й гравітаційні супутники алмазу (муасаніт, хромшпінеліди, піроп, пікроільменіт, ставроліт, хромдіюсид та ін.), а також дуже рідкісні мінерали – самородний вольфрам, самородний свинець у суміші зі стистаїтом, кусонгіт, силіциди заліза, армоколіт та ін. Алмази в конгломератах полігенні, найімовірніше пов'язані з кімберлітами і лампроїтами. Самородне золото формувалось головню in situ в цементі конгломератів і представлене щонайменше двома генераціями. Сульфідна мінералізація має аутигенне осадово-метаморфогенне та низько- й високотемпературне гідротермальне (гідротермально-метасоматичне) походження. На підставі комплексного вивчення галькового матеріалу, акцесорних мінералів та результатів мінералогічного картування території визначено головні джерела і напрямки знесення теригенного матеріалу в Білокоровицьку западину.*

*Ключові слова:* мінералогія, самородне золото, алмаз, акцесорні мінерали, конгломерати, Білокоровицька структура, докембрій, Український щит.

---

У межах Українського щита (УЩ) виділяють два палеопротерозойські етапи конгломератуутворення [21]. Під час другого, пізнішого, етапу в межах північно-західної частини щита формувалися Білокоровицька, Овруцька та Вільчанська структури, які облямовують Коростенський плутон. З цим етапом пов'язане утворення конгломератового горизонту білокоровицької світи, який привернув увагу завдяки можливій золото- й алмазоносності. Конгломерати виявилися достатньо цікавими за мінералогічними особливостями. Нижче узагальнено отримані нами й іншими науковцями результати досліджень.

**Геологічна позиція і речовинний склад конгломератів.** Умови залягання і речовинний склад конгломератів уперше стисло висвітлено в публікації про знахідку алмазів у протерозойських конгломератах на території Східноєвропейської платформи [18]. За цими даними, конгломерати поширені в межах накладеної западини типу грабен-синкліналі, сформованої під час пізньопротерозойської активізації.

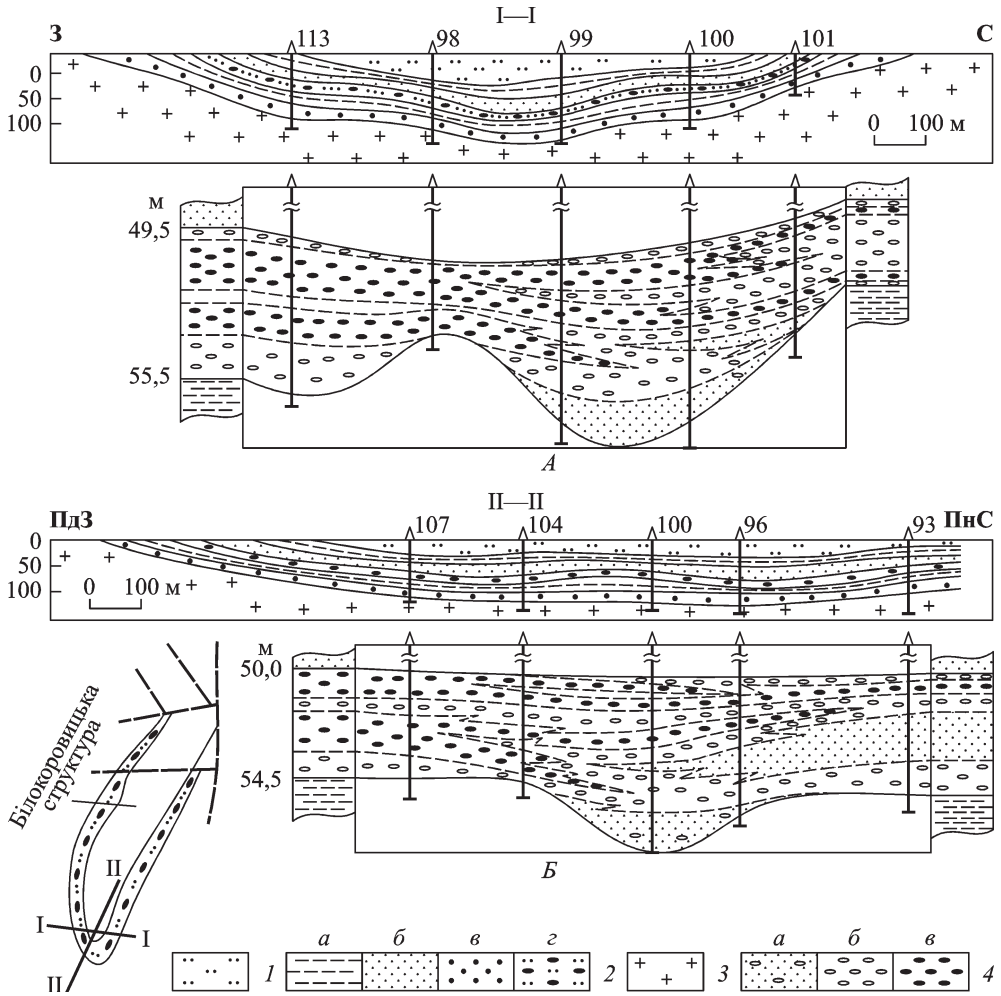
У стратиграфічних схемах північно-західної частини УЩ конгломерати належать до білокоровицької світи, складеної пісковиками, гравелітами, конгломератами, аргілітами, алевролітами, туфами, туфітами й діабазами. Її становище трактують по-різному. За даними І. Паранька зі співавт., білокоровицька світа є складовою частиною овруцької серії. Формування конгломератів пов'язують з піщано-алевролітовою геологічною формацією овруцького комплексу, у якій вони є внутрішньоформаційними утвореннями, приуроченими до другого ритму формації [19, 20, 26, 31, 32]. Білокоровицька світа залягає на породах клесівсько-пугачовської серії (пугачовська, сушанська і клесівська світи, PR<sub>1</sub>) і перекрита породами товкачівської й озерянської світ овруцької серії.

За даними [3], основна частина розрізу складена палеопротерозойською тетерівською серією (різні за складом гнейси і сланці, амфіболіти). До верхів розрізу належить клесівська серія (кислі й середні метавулканіти). Вище залягає пугачовська товща, представлена метапісковиками і сланцями, та попільнянська серія, яку розділено на дві світи: нижню — білокоровицьку (пісковики, сланці, аргіліти, конгломерати, покриви діабазів) та верхню — озерянську (серіцит-кварцові сланці й аргіліти з рідкісними прошарками пісковиків і покривами діабазів). Завершує розріз овруцька серія, яку розділено на дві світи: нижню — збранківську (віковий аналог озерянської) і товкачівську (кварцити і сланці), що належить до мезопротерозою.

Потужність конгломератового горизонту в межах Білокоровицької структури змінюється від 1,0 до 6,5 м (максимальну — 13,5 м — зафіксовано на західному борті). Будова горизонту складна, невитримана за розрізом і площею, що засвідчують результати буріння в різних місцях структури, а в південній її частині це добре можна проілюструвати геологічними розрізами (рис. 1). Конгломерати містять прошарки й лінзи різнозернистих пісковиків потужністю від 0,1 до 2,8 м. На північ, північний схід і схід потужність горизонту зменшується, а конгломерати фаціально заміщуються гравелітами й пісковиками.

Характерною особливістю порід конгломератового горизонту є їх неоднорідна насиченість гальковим матеріалом. Співвідношення наповнювача й гальки в конгломератах змінюється в широких межах (вміст гальки — від 10 до 90 %), однак максимально поширені породи із вмістом галькового матеріалу 40—60 %. До півночі у східному борту структури потужність конгломератових прошарків зменшується до 0,2—0,5 м, і в розрізі вже переважають більш дрібноуламкові породи — гравеліти й пісковики, які подекуди перешаровані з філітоподібними сланцями (аргілітами). Ще складнішу будову має конгломератовий горизонт на західному борту північної частини Білокоровицької структури. Тут наявне часте перешарування різнозернистих пісковиків, гравелітів і філітоподібних сланців, а власне конгломерати у вигляді окремих малопотужних прошарків з'являються або в основі розрізу, або в його верхній частині. Конгломерати середньо-дрібногалькові до гравійних. Насиченість гальковим матеріалом різна в низах розрізу (10—18 і 45—50 %) та більш рівномірна у верхній частині (40—60 %).

За формою переважає еліпсоїдальна галька, рідше наявна галька ізометричної, прямокутної, дископодібної й неправильної форми. Переважний розмір гальки становить 0,5—2,0 см, зрідка 2—4, а в поодиноких випадках навіть 7—10 см [18, 26, 31]. Залежно від розміру гальки серед конгломератів виділено декілька різновидів, у розподілі яких за розрізом і площею структури простежено певні закономірності. Зокрема, верхня частина конгломератового горизонту більш-менш однорідна, це середньогалькові конгломерати, які подекуди містять поодинокі більші гальки. У низах горизонту конгломерати середньо-



**Рис. 1.** Геологічні розрізи південної частини Білокоровицької структури та літологічні профілі конгломератового горизонту поперек (А) і за простяганням (Б) порід [20, 32]: 1 — кварцові пісковики, кварцито-пісковики верхньобілокоровицької підсвіти; 2 — відклади нижньобілокоровицької підсвіти: а — алевроліти, аргіліти (філітоподібні сланці) з домішкою туфогенного матеріалу й рідкісними малопотужними прошарками туфів і туфитів; б — поліміктові пісковики; в — гравеліти; г — конгломерати; 3 — породи кристалічного фундаменту; 4 — конгломератовий горизонт: а — різнозернисті пісковики з рідкісною галькою; б — конгломерати із вмістом гальки 10—25 %; в — конгломерати із вмістом гальки 25—50 %

**Fig. 1.** Geological sections of the Bilokorovychi structure southern part and lithological profiles of the conglomerate horizon across (A) and along the strike (B) of the rocks [20, 32]: 1 — quartz sandstones, quartzite-sandstones of Upper Bilokorovychi member; 2 — deposits of Lower Bilokorovychi member: a — aleurolites, argillites (phyllite-like schists) with admixtures of tuffogenic material and rare small-thick intercalations of tuffs and tuffites; б — polymictic sandstones; в — gritstones; г — conglomerates; д — rocks of the crystalline basement; 4 — conglomerate horizon: a — inequigranular sandstones with rare pebbles; б — conglomerates with 10—25 % of pebbles; в — conglomerates with 25—50 % of pebbles

дрібногалькові, зростає кількість прошарків і лінз гравелітів та пісковиків. У східному борті Білокоровицької структури (на відміну від західного борта й південного замикання) середньогалькові конгломерати залягають у середній частині горизонту під дрібногальковими, а в низах фіксують пісковики. До-

слідження орієнтованого керна свердловин засвідчили, що орієнтування й сортування гальки практично немає.

Склад конгломератів поліміктовий. Галька на 65—86 % представлена кварцом і теригенними породами, серед яких наявні метаморфізовані (25 %), перекристалізовані й окварцьовані (40) та незмінені пісковики, гравеліти, конгломерати, також є вторинні кварцити (0—2, зрідка до 12 %), яшмоїди (4—9 %), вулканогенні породи й розвинуті по них метасоматити (0,01—1,00 %), кварцсерицитові й турмалінові метасоматити (утворені по кислих ефузивах), фельзити, окварцьовані і скременілі кислі туфи, порфіроїди [31]. Виявлено залежність між складом гальки і ступенем її обкатування. Галька кварцу, кварцитів і теригенних порід переважно добре обкатана, а уламки вулканітів і пов'язані з ними утворення обкатані гірше й часто мають кутасту, неправильну форму. Дрібна галька обкатана слабше, ніж велика. Серед гальок незмінених теригенних порід виявлено гальку кварцових і кременисто-кварцових пісковиків, поодинокі гальки гравелітів і конгломератів. Вони мають округлу, еліпсоїдальну, дещо приплюснуту форму, середньогометричний розмір  $R_{\text{сеп}} = 2,55—3,44$  см, ступінь обкатування  $p = 75$  %. Колір порід червоно-коричневий, структура переважно псамітова, текстура масивна. Галька вторинних кварцитів має еліпсоїдально-округлу, яйцеподібну, дещо сплюснену форму,  $R_{\text{сеп}} = 3,0—4,5$  см,  $p = 50—75$  %. Наявні різновиди білого, ясно- й темно-сірого, рідше брудно-фіолетового, сіро-жовтого кольору. Структура порід порфірбластова, катакластична, граноплямиста, порова.

Цементувальна маса конгломератів представлена різнозернистим пісковиком, псамітова частина якого на 60—80 % складена кварцом, виявлено зернятка кварцових порфірів, альбітофірів, кислих, рідше середніх туфів, яшмоїдів, вторинних кварцитів, розкристалізованого скла. Зерна кварцу подекуди мають гострокутну, видовжену, серпоподібну форми, що свідчить про їх туфогенне походження. Зерна цементовані кременисто-серицитовим матеріалом. Конгломерати зазнали незначних вторинних змін, які виявились у достатньо поширеній регенерації зерен кварцу завдяки серицит-кварцовому цементу, у серицитизації, іноді хлоритизації й навіть мусковітизації, що є доказом слабого метаморфізму порід.

Близько 10—13 % галькового матеріалу представлено обкатаними уламками порід, які за складом і структурно-текстурним особливостям близькі до так званих пугачовських утворень [31]. Зокрема, серед гальок метаморфізованих теригенних порід виявлено гальку кварцито-пісковиків, подібних до «пугачовських». Галька має округлу й овальну форму,  $R_{\text{сеп}} = 2,8—3,4$  см,  $p = 73—75$  %. Звичайно це дрібнозернисті або зливні породи сірого, рожево- й темно-сірого кольору, іноді із зеленкуватим відтінком, структура гранобластова, часто з елементами катакластичної.

**Мінералогічні особливості конгломератів.** Досить різноманітним є мінеральний склад конгломератів і пов'язаних з ними пісковиків, гравелітів та інших порід білокоровицької світи. У них виявлено понад 80 акцесорних та інших, виявлених у незначній (акцесорній) кількості мінералів та їх різновидів, представників майже всіх класів (табл. 1). Звичайно, вивчено їх по-різному. Мінералогічні дослідження були тісно пов'язані з геолого-знімальними та пошуковими роботами, які провадила Житомирська геологорозвідувальна експедиція. Вивчали kern численних свердловин та різнооб'ємні проби, відібрані з канав та інших гірничих виробок, якими розкрито породи конгломератового горизонту.

Протягом останнього десятиліття ХХ ст. у цих дослідженнях активну участь брали співробітники Галузевої науково-дослідної лабораторії (ГНДЛ) вивчення

**Таблиця 1. Акцесорні та інші рідкісні мінерали, виявлені в породах конгломератового горизонту Білокоровицької структури**

**Table 1. Accessory and other rare minerals found in the rocks of the Bilokorovychi structure conglomerate horizon**

Клас	Мінерали
Самородні елементи	Самородне золото, самородний вольфрам, самородне залізо, самородна мідь, самородний свинець у суміші зі стистаїтом, алмаз
Карбіди	Муасаніт, кусонгіт
Силіциди	Ферсиліцит, фердисиліцит
Сульфіди	Піротин, галеніт, борніт, халькопірит, молібденіт, пірит, марказит
Оксиди	Шпінель (магнезіальна і плеонаст), хромшпінеліди (хромпикотит, магнезіохроміт, хроміт, ульвіт), магнетит, хризоберил, перовськіт, рутил (у тім числі нігрин), брукіт, анатаз, каситерит, армоколліт, колумбіт, гетит, корунд, гематит, ільменіт (у тім числі пікроільменіт), лейкоксен, лімоніт
Силікати	Олівін, гранати (у тім числі хромовмісний піроп, альмандин-піроп, піроп-альмандин, альмандин, grosular, андрадит-grosular, grosular-spessartin, уваровіт), циркон (у тім числі циртолліт), титаніт, кіаніт, андалузит, силіманіт, ставроліт, топаз, епідот, турмалін, діопсид (у тім числі хромдіопсид), амфіболи (рогова обманка та ін.), біотит, фуксит та ін.
Фосфати	Монацит, апатит, горсейксит
Карбонати	Кальцит, сидерит, доломіт
Галогеніди	Флюорит
Інші утворення	Рудні і скляні кульки, часточки шлаків та ін.

речовинного складу рудоносних формацій Львівського університету імені Івана Франка, яку було створено на геологічному факультеті з ініціативи Міністерства геології УРСР. Дослідження стосувалися, головню, мінералогії, золото- й алмазозносності конгломератів та споріднених утворень, а також питань генезису порід. Головним об'єктом були мінерали важких фракцій, особливо акцесорні. Результати цих досліджень висвітлено у кількох наукових і науково-виробничих звітах, кандидатській дисертації Є.М. Сливко та низці публікацій. Підсумкам досліджень з проблем алмазозносності на той час присвячено спеціальний випуск Вісника Львівського ун-ту. Серія геологічна (2000. Вип. 14).

У 2000-х роках зростає увага до мінералогічних досліджень порід Білокоровицької структури та прилеглих утворень, насамперед у зв'язку з проблемою алмазозносності. Завдяки використанню сучасних методів дослідження мінеральної речовини (ІЧ-спектроскопічний, фотолюмінесцентний, мікрозондовий, мас-спектрометричний та інші види аналізу) відкрито раніше не відомі у регіоні мінерали, глибше вивчено природу алмазу та його супутників. Результати цих досліджень висвітлено в окремих публікаціях, а проблемам алмазозносності присвячено спеціальний випуск Мінералогічного журналу (2003. Т. 25, № 5/6) і збірник тез Міжнародної наукової конференції «Моделі утворення алмазу та його корінних джерел. Перспективи алмазозносності Українського щита і суміжних територій» (К., 2012).

Нижче з різним ступенем детальності схарактеризовано мінерали, виявлені у важких фракціях протолочних проб і проб мало- та великооб'ємного опробування.

**Самородне золото.** Акцесорне золото в конгломератах розподілено нерівномірно, у протолочних пробах спорадично трапляються поодинокі знаки, лише в окремих пробах конгломератів і підстильних філітоподібних сланців зафіксовано підвищений вміст металу [26, 34 та ін.]. За гранулометриєю золото видиме й тонкодисперсне. Видиме представлене дрібними (0,10—0,25 мм) і дуже дрібними (0,05—0,10 мм) золотинами, рідше трапляються часточки розміром 0,25—0,80 мм і пілоподібні (0,01—0,05 мм), у поодиноких знаках — середньої крупності (1—2 мм). Виявлено також уламкові зерна явно галькового кварцу із золотинками в ньому.

Серед видимого золота наявні зерна ідіоморфної, неправильної (переважають) та змішаної (рідкісні) форми. Ідіоморфні золоти — це слабкорозвинуті ізометричні кристалики розміром від 0,02 до 0,25 мм (проглядаються грані ромбододекаедра). Поверхня часточок шорсткувата, окремі грані гладкі, блискучі, часто зі східчастою скульптурою росту, на деяких є лійкоподібні вм'ятини, пірамідальні виїмки — відбитки зерен і голівок кварцу. Обмеження золотин не підпорядковуються конфігурації тріщин або інтерстицій; очевидно, такі золоти вросли в агрегат вмісного мінералу, зберігаючи в цьому разі цілковиту незалежність своїх меж. Прикладом є знахідка ізометричного кристалика золота розміром 0,07 мм, який виділився в агрегатному кварці.

Серед золотин неправильної форми розрізняють цементаційні (переважають), тріщинні й інтерстиційні виділення. Цементаційні мають головно комірчасту й петельчасту форму. Нечисленні тріщинні виділення представлені дрібними золотинами грудкуватої форми — масивними ізометричними, іноді ледь витягнутими або зовсім плоскими з незначними тупими відгалуженнями. Окремі золоти є зліпками нерівностей стінок тріщин. Інтерстиційні виділення мають розмір від 0,15 до 0,05 мм і менше. Це кутасті, часто сплюснені часточки з гостровиклинованими виступами, які у відпрепарованому стані мають вигляд ажурних каркасів. Від тріщинних і цементаційних золотин їх відрізняють рівні поверхні обмеження — результат виділення в інтерстиціях агрегатів інших мінералів, переважно кварцу.

Виділення золота змішаних форм нечисленні. Звичайно вони представлені асиметричними золотинами тріщинного типу, у яких один бік — це відбиток стінки тріщини, а інший — ідіоморфне виділення або нарости й натічні голівки (ріст у відкриту порожнину). За великих збільшень видно, що нарости й голівки — це дуже дрібні слабкорозвинені кристалики розміром  $0,08 \times 0,07$  мм або їх пілоподібні ( $0,05 \times 0,04$  мм) зростки.

Золотини звичайно мають яскравий золотисто-жовтий колір, і тільки серед цементаційних виділень трапляються блідо-золотисто-жовті часточки, іноді з рожеватим або зеленкуватим відтінком. Є золоти, покриті тоненькою бурою плівкою гідроксидів заліза. За результатами лазерного мікроспектрального аналізу визначено, що вивчене золото бідне на елементи-домішки. Крім постійно наявних Ag і Cu, у усіх золотилах є Pb, у деяких — Mn і Ti. Характерно, що найвищий відносний вміст Ag зафіксовано в золотилах лише ідіоморфних і змішаних форм.

Крім видимого конгломерати містять тонкодисперсне золото, наявність якого визначено пробірним і спектроскопометричним аналізами, причому тонкодисперсне золото трапляється й у тих пробах, де видимого немає. Наявність в одних і тих самих мінералогічних пробах ідіоморфних виділень золота разом з часточками неправильної форми й різного розміру свідчить про належність їх

до різних генерацій: найранішими є дрібні виділення ідіоморфної й тріщинної форм, найпізнішими — цементацийні золотини [34].

Широкий розвиток цементацийних та інтерстиційних виділень акцесорного золота, добра збереженість їх відгалужень і виступів, наявність у деяких об'ємно-комірчастих золотилах зерен кварцу й циркону свідчать про те, що основна маса золота сформувалась *in situ*, тобто в цементі конгломератів у процесі діагенетичних перетворень. Подальший метаморфізм зумовив укрупнення акцесорного золота та його стерильність щодо елементів-домішок [28, 34].

Останнім часом отримано нові дані про самородне золото з білокоровицьких конгломератів. За даними В.М. Квасниці і співавт. [8], морфологія золота досить різноманітна. Розмір золотин варіює від 0,2 до 2—3, зрідка до 5 мм. Це переважно ксеноморфні утворення, вигляд яких зумовлений формою мікропорожнин або тріщинок, які мінерал виповнював під час кристалізації. Золотини масивні, пластинчасті й грудкоподібні. Виявлено також кулясті золотинки, поверхня яких орнаментована візерунками мікропор. На макрорівні ознаки росту золота у вільному середовищі з набуттям кристалічних форм рідкісні. До них належать незакономірні зростки численних порівняно великих октаєдрів або окремі октаєдри золота на ксеноморфних золотилах. Доволі поширені золотини з автоепітаксціальними наростами на їх поверхні так званого нового чи вторинного золота у вигляді неправильних за формою мікро- і нанокристалів, ідеальних октаєдричних кристалів та їх двійників і п'ятірників або скелетних октаєдричних кристалів. Зафіксовано також поодинокі нарости нанозерен вторинного золота на кристалах самородного вольфраму.

Зерна золота мають переважно жовтий колір різної інтенсивності, подекуди з червонувато-мідним відтінком. У хімічному складі первинного золота головними домішками є Ag й Cu, у багатьох золотилах виявлено Fe. За складом золото високо- й середньопробне срібliste та зі значними домішками срібла й міді, а також мідисте. Вторинне золото, яке асоціює з вольфрамом, високопробне, містить домішки Ag (до 2,0—6,5 %) і Cu (до 1,5—8,0 %).

Викладене засвідчує наявність у конгломератах щонайменше двох генерацій золота. Значна його частина має ознаки доростання *in situ* з утворенням вторинного золота (друга генерація). Майже повна відсутність ознак обкатування золота є доказом його можливого утворення *in situ* внаслідок осаджування з розчинів на біогеохімічних бар'єрах [8]. У конгломератах виявлено також ознаки біогенного походження золота, про що свідчать наявність типових пористих його форм і, особливо, виявлені в товщі конгломератів рештки діяльності мікроорганізмів [23].

Очевидно, що під час утворення білокоровицького золота відбувався і його ріст з колоїдів, доказом чого є так звані форми старіння чи висихання на золотилах. Про можливе біогенне походження золота й утворення на місці внаслідок випадання в осад з колоїдного стану зазначив І.С. Паранько [21].

**Самородний вольфрам** виявлено під час дослідження морфології та хімічного складу самородного золота за допомогою методів растрової електронної мікроскопії й електронно-зондового аналізу [8]. У вигляді мікрочастин розміром від 2 до 10 мкм вольфрам трапляється разом із недосконало й досконало ограненими мікро- і нанокристаллами вторинного самородного золота і нерідко наростає на них. Мікрочастини самородного вольфраму представлені поодинокими розсіяними виділеннями або утворюють групи з двох-трьох майже ідеальних октаєдричних кристалів; вершини деяких октаєдрів притуплені мініатюрними гранями куба. Більшість октаєдричних кристалів сплюснені вздовж потрібної осі симетрії, а площа сплюснення часто субпаралельна поверхні

первинного зерна золота, що може бути доказом епітаксії вольфраму на золоті. Виявлено поодинокі нарости нанозерен вторинного золота на кристалах вольфраму. Мінерал майже чистий за хімічним складом, в окремих мікрочастицях є лише незначна (до 0,16 %) домішка хрому.

Зазначено [8], що тісний асоціативний зв'язок вольфраму з мікро- і наночастицями вторинного золота дає підставу припускати його біогенне походження. Це припущення пов'язане з виявленими ознаками біогенного утворення золота в конгломератах. Майже цілковита відсутність ознак обкатування зерен золота також може свідчити про утворення вторинного самородного золота й вольфраму *in situ* осаджуванням з розчинів на біогеохімічних бар'єрах.

**Алмаз.** Перші відомості про знахідку 13 кристалів алмазу в протерозойських конгломератах з досить важливою інформацією про деякі властивості мінералу з'явилися 1982 р. [18]. Визначили, що алмази достатньо різні як за формою, так і за фізичними властивостями. Серед них виділено кристали октаедричного габітусу та їх зростки, кристали кубічного, куб-октаедричного, додекаедричного габітусу, осколки та сильно зношені зерна.

Найбільшим за розміром є сильно зношений еліпсоїдної форми зросток багатьох індивідів, здвійникованих за шпінелевим законом. Він сильно обкатаний, його розмір  $3,25 \times 1,65$  мм. За даними ІЧ-спектроскопії, алмаз належить до типу *Ia* з *B2*-центром. Він містить азот у формі *A*-центрів (два атоми азоту в сусідніх вузлах структури), а також агрегації атомів азоту в площинах куба. В УФ-променях алмаз на відколі світиться ясно-блакитним кольором слабкої інтенсивності. Другим за розміром є двійник октаедричних кристалів за шпінелевим законом: за довгою віссю — 2,95 мм, за короткою — 1,40 мм. Належить до типу *Ia* з *A*-центром і слабо виявленими *B1*- (за однією моделлю, це чотири атоми азоту, тетраедрично розташовані навколо вакансії атома вуглецю, за іншою — азотні агрегації в площині (111)) і *B2*-центрами (пластинчасті утворення в площині (100)). Досить великим ( $0,75 \times 0,55$  мм) є кристал кубо-додекаедричного габітусу, який належить до типу *IIa* (безазотних). Близькими за розміром є октаедр ( $0,45 \times 0,40$  мм), уламок кристала октаедричного габітусу ( $0,5 \times 0,3$  мм) і комбінаційний багатогранник кубічного габітусу ( $0,35 \times 0,35$  мм).

Понад 40 алмазів розміром від 0,10 до 3,25 мм з білокоровицьких конгломератів дослідив В.М. Квасниця [7]. Переважають безбарвні або з жовтуватим, сірватим відтінком октаедричні кристали, менше поширені безколірні додекаедричні й кубо-додекаедричні індивіди, зрідка трапляються кубічні, а також пошкоджені кристали та їх уламки. Характерним є різний ступінь обкатування і зношування зерен. Поряд із субідоморфними й напівобкатаними кристалами описано вже згадане вище інтенсивно обкатане зерно еліпсоїдальної форми розміром  $3,25 \times 1,65$  мм, яке має крайній ступінь зношування; за даними рентгенівських досліджень, це зросток декількох, у тім числі здвійникованих за шпінелевим законом, кристалів. В УФ-променях світіння алмазів блакитне, синє, багато дрібних кристалів не люмінесціює. За фізичною класифікацією алмази належать до типу *Ia*. У них наявні системи смуг *A*, *B1* і *B2*. В інтенсивно зношеному зерні виявлено парамагнітні центри двох типів.

До 2003 р. у конгломератах і пісковицях білокоровицької світи відшукали вже близько 100 кристалів алмазу [12], переважна більшість з яких — октаедри. Їх розмір змінюється від 0,2—0,5 до 3,0—4,0 мм. Зрідка трапляються кристали кубічного габітусу розміром близько 0,2 мм. Характерними є десятки великих кристалів, які майже не відрізняються від алмазів з кімберлітів і лампрітів [9].



За даними С.М. та Ю.С. Цимбалів [37], алмази в пісковиках і конгломератах білокоровицької світи представлені головню кристалами октаедричного габітусу, зрідка трапляються ромбододекаедри, дуже зрідка — куби. Розмір октаедрів і ромбододекаедрів досягає 3,0—4,0 мм, а кубів — не перевищує 0,5 мм. Кристали зазвичай безбарвні, інколи мають жовтуватий відтінок і зеленкуваті плями пігментації. В УФ-променях вони люмінесціюють голубуватим кольором. Більшість належить до алмазів типу Ia, є поодинокі кристали типу IIa.

Нині найдетальніше вивчено фізичні властивості алмазу переважно методами ІЧ-спектроскопії і частково — фотолюмінесценції (ФЛ). Досліджено 10 мікрокристалів розміром 0,2—0,3 мм [6]. У них зареєстровано добре відомі смуги поглинання, смуги, лише побіжно згадувані в окремих працях, і ті, що зафіксовані вперше. Добре відомі смуги спричинені характерними для більшості природних алмазів азотними центрами *A*, *B1*, *B2* та одноатомними азотними центрами *C* (більш властиві синтетичним алмазам). Інтенсивність цих смуг в ІЧ-спектрах така: *A* —  $I_{\nu_{1282}} = 5,202 \div 0,068$ ; *B1* —  $I_{\nu_{1175}} = 2,956 \div 0,084$ ; *B2* —  $I_{\nu_{1359-1380}} = 2,135$ ; *C* —  $I_{\nu_{1130-1150}} = 0,065$ . Центр *B2* зафіксовано лише в одному кристалі, проте зазначено, що ця смуга є дещо сильніша за виявлені в спектрах кристалів із якутської трубки «Удачная» та розсипищ інших регіонів України.

Для значної частини досліджених алмазів (до 30 %) характерною ознакою є відсутність смуг зазначених вище центрів. Натомість у них виявлено низку смуг поглинання, які не належать азотним центрам: *E* —  $I_{\nu_{1030-1050}} = 0,59 \div 0,135$ ; *X* —  $I_{\nu_{975-1010}} = 0,5 \div 0,069$ ;  $\text{CO}_3$  —  $I_{\nu_{1400-1470}}$  (широка) =  $1,804 \div 0,079$ ; центр невизначеної природи —  $I_{\nu_{1500-1600}}$  (широка) =  $0,88 \div 0,02$ ;  $>\text{C}=\text{CH}_2$  —  $I_{\nu_{3107}} = 0,334 \div 0,019$ ;  $\text{CH}_2$ ,  $\text{CH}_3$  —  $I_{\nu_{2920}} = 0,986 \div 0,032$ ;  $\text{H}_2\text{O}$  —  $I_{\nu_{3200-3500}}$  (дуже широка) =  $0,455 \div 0,015$ . Смуку  $1030\text{—}1050\text{ см}^{-1}$  зареєстровано в 7 з 10 кристалів, її інтенсивність майже така сама, що й у якутських алмазах. Смуку  $3107\text{ см}^{-1}$ , яка зумовлена коливанням груп  $>\text{C}=\text{CH}_2$ , зафіксовано у 60 % білокоровицьких алмазів. Серед білокоровицьких мікрокристалів ступінь агрегації азоту відносно ближчий до якутських алмазів, однак пластинчасті дефекти типу *B2* серед них трапляються найрідше. У цьому разі їх вміст в єдиному кристалі, де вони виявлені, є найвищим як для українських, так і для якутських алмазів.

Згідно з наявними фізичними класифікаціями, білокоровицькі мікрокристали алмазу належать до типів Ia (центри *A*, *B* та *B2*), *Iab* (центри *A*, *B1*, *B2* та *C*), *Ib* (центри *C*) і до так званих безазотних [6]. Переважає тип Ia. Типи Ia і *Iab* зазвичай характерні для октаедричних кристалів, а типи *Ib* та «безазотний» — для кубічних. Поглинання в діапазоні  $1020\text{—}1050\text{ см}^{-1}$  (*E*-центр) зафіксовано у двох кристалах з коричнево-червоною ФЛ. Вузька смуга  $3107\text{ см}^{-1}$ , яка відповідає коливанням зв'язків  $>\text{C}=\text{CH}_2$ , властива ІЧ-спектрам октаедричних кристалів. Значне поглинання в цьому діапазоні властиве практично всім білокоровицьким і абсолютній більшості якутських алмазів.

На ФЛ-спектрах білокоровицьких мікрокристалів зафіксовано лінії і смуги випромінювання таких центрів [12]: 409 нм — *N3* (колір ФЛ блакитний); *N3* < *H3* (*H4*) (жовто-зелений); *N3* < *S1* > 575 (жовтий). За інтенсивністю ФЛ блакитного кольору та концентрацією центрів *N3* деякі октаедричні кристали з конгломератів подібні до октаедрів трубки «Удачная», а за переважною люмінесценцією блакитного кольору та високою концентрацією центрів *H3* і *H4* більшість білокоровицьких октаедрів подібна до октаедрів лампроїтової трубки Аргайл. У двох білокоровицьких кристалах перехідної форми (111) + (110)

виявлено тільки безструктурну смугу 600 нм, а лінію без фонового переходу 575 нм фіксують лише за температури 77 К.

Вивчено також фізичні властивості 10 макроалмазів з конгломератів (від >0,5 до 1,0 мм) [10]. Діапазон зміни інтенсивності основних смуг поглинання на ІЧ-спектрах у них такий: *A* —  $I_{\nu_{1282}} = 8,01 \div 0,16$ ,  $I_{\text{середнє}} = 3,38$ ; *B1* —  $I_{\nu_{1175}} = 4,75 \div 0,53$ ,  $I_c = 3,38$  (3,25); *B2* —  $I_{\nu_{1359-1380}} = 4,82 \div 0,66$ ,  $I_c = 3,116$ ; *C* —  $I_{\nu_{1135}} = 0,28 \div 0,10$ ,  $I_c = 0,186$ ; >C=CH —  $I_{\nu_{3107}} = 1,69 \div 0,03$ ,  $I_c = 0,555$  (ефект містять 67 % алмазів); CH<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub> —  $I_{\nu_{2970}} = 1,63 \div 0,03$ ,  $I_c = 0,416$  (ефект містять 92 % алмазів).

За даними ІЧ-спектроскопії, загальна концентрація азоту в білокоровицьких алмазах становить у межах 476—829 частин на мільйон, домінує тип азоту *Ia*. Методами раманівської спектроскопії визначено частоту  $\nu$  і ширину ліній  $\gamma$  спектрів комбінаційного розсіяння. Жовтуватий октаедр:  $\mu = 331,56$ ;  $\gamma = 2,91$  см<sup>-1</sup>; два безколірні уламки:  $\mu = 1331,86$  і 1332,19;  $\gamma = 2,52$  і 3,46 см<sup>-1</sup> відповідно. Такі значення близькі як для природних (наприклад, трубка «Удачная»), так і синтетичних алмазів. Ступінь агрегації домішок в алмазах дає змогу вважати більшість з них (55 %) архейськими утвореннями перидотитового парагенезису, а меншу частину — протерозойськими утвореннями ектогітового парагенезису. Саме за цими показниками білокоровицькі алмази найближчі до якутських.

Подальші дослідження засвідчили [5], що 5 кристалів мікроалмазів (42 %) із 12 з конгломератів і пісковиків білокоровицької світи не містять азотних центрів, 58 % представлені типом *Ia*, з яких 3 кристали належать до типу *IaA*, 4 — до *IaAB*. Концентрацію азоту визначено лише для 5 кристалів мікроалмазів, серед яких лише 1 кристал — типу *IaA*. Сумарний вміст азоту варіює в межах 60—64 частини на мільйон,  $N_{\Sigma \text{сеп}} = 255$  частин на мільйон, що близько до відповідного значення для алмазів з архангельської трубки імені Ломоносова. У кристалах типу *IaAB* вміст агрегованого азоту становить від 24 до 182 частин на мільйон за середнього його вмісту 82 частини на мільйон та ступеня агрегації азоту від 7 до 85 %,  $(N_{B1} \cdot 100 / N_{\Sigma \text{сеп}}) = 37$  %, що у 1,5—2 рази перевищує і середній вміст азоту в формі центра *B1*, і середній ступінь агрегації азоту в алмазах із кімберлітів. Окремі білокоровицькі мікроалмази за максимальним вмістом центрів *B1* (182 частини на мільйон) ближчі до алмазів з кімберлітів, однак середній його вміст (82 частини на мільйон) вищий, ніж у мікроалмазах кімберлітів.

У спектрах майже всіх досліджуваних мікроалмазів є смуги поглинання, не пов'язані зі структурними азотними дефектами. Їх наявність пояснюють валентними та деформаційними коливаннями зв'язків >CH=CH<sub>2</sub>, які часто називають водневим центром, або Н-центром. Фіксують також дві-три і більше смуг поглинання в діапазоні 2840—3000 см<sup>-1</sup>, які пов'язують з валентними коливаннями аліфатичних груп CH<sub>2</sub>, CH<sub>3</sub>-груп. Серед білокоровицьких алмазів трапляються також малоазотні зі ступенем агрегації 42—85 %. Водночас за співвідношенням азотних центрів вони найбільше подібні до алмазів із кімберлітів [5].

За результатами ІЧ-спектроскопії і ФЛ зроблено деякі кристалогенетичні висновки: зафіксований сучасний дефектний стан октаедричних кристалів засвідчує, що їх ріст відбувався за стабільних високотемпературних умов кристалізації, близьких до термодинамічної рівноваги, та за нижчих значень концентрації вуглецю, а утворення і трансформація вузлових центрів ФЛ — у разі підвищення температури в напрямку *S1* → *H3*, *H4* → *N3*. Яскрава блакитна фотолумінесценція, високий вміст центрів *N3* (ФЛ), *B2* і *B1* (ІЧ) та лінії 3107 см<sup>-1</sup> в ІЧ-спектрі характеризують найбільш високотемпературні, досконалі за формою та внутрішньою будовою октаедричні кристали, що є доказом можливого післягенетичного відпалювання [12].

В окремих публікаціях запропоновано певні висновки щодо первинної (корінної) природи білокоровицьких алмазів. За даними статті [18], вони подібні до найпоширеніших різновидів алмазу з кімберлітів і виявлених у них ксенолітів алмазоносних глибинних порід; за даними [9], вони майже не відрізняються від алмазів кімберлітів і лампроїтів докембрійського й фанерозойського віку і найбільш подібні до алмазів перидотитового парагенезису; у статті [37] зазначено, що за типоморфними ознаками білокоровицькі алмази подібні до алмазів з кімберлітів і ксенолітів мантійних перидотитів і еклогітів; львівські мінералоги неодноразово наголошували, що специфічний набір теригенних мінералів важкої фракції конгломератів свідчить про полігенність їх першоджерел.

У публікації, присвяченій перспективам алмазоносності України [2], зазначено, що у південно-західній частині Білокоровицької структури з конгломератами, гравелітами й пісковиками білокоровицької світи пов'язаний розсипний прояв алмазу в асоціації з піропом, хромдіопсидом, омфацитом і хромшпінелідами. Серед алмазів переважають різновиди дуніт-гарцбургітового парагенезису, трапляються кристали еклогітового типу. Першоджерело цього прояву розташоване на південний захід від Білокоровицької структури й загалом збігається з районом розвитку лужно-ультраосновних порід мельтейгітового й меланефелінітового складу; про це свідчать і ореоли алмазу та його мінералів-супутників у неогенових і четвертинних відкладах.

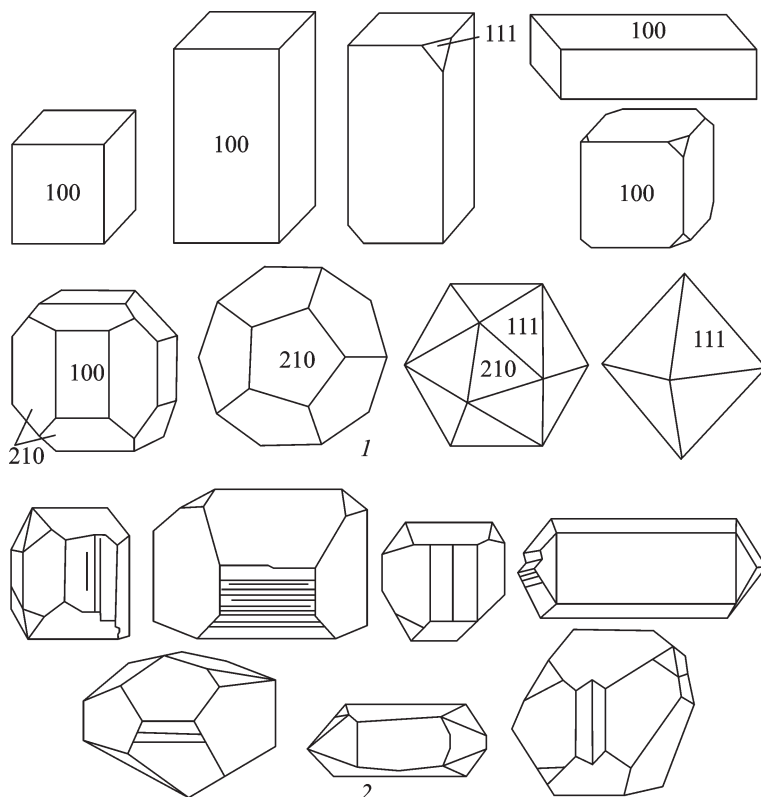
**Муасаніт** є рідкісним мінералом, представлений гострокутними зернами неправильної, іноді вигадливої форми, розміром від 0,20 до 0,87 мм. Зерна чорного кольору майже непрозорі, а синьо-зелені, голубувато- й темно-сині, чорно-зелені прозоріші, з сильним алмазним блиском. Поверхня гладка, у чорних різновидів глянцева.

**Кусонгіт** — карбід вольфраму WC — діагностовано під час дослідження мінерального складу експлозивних утворень України (Зеленогайська кільцева структура, трубка Мрія у Західному Приазов'ї, експлозивні структури Кіровоградсько-Смілянського поля та ін.) серед інтерметалевих та безкисневих мінералів і сполук. Його також виявлено в алмазоносних відкладах східного борту Білокоровицької структури [1, 40].

Мінерал представлений нерівними, гранульованими або пластинчастими часточками розміром 0,2—0,8 мм<sup>1</sup>, має сталевосірий колір, непрозорий, з металічним блиском. Наявні ізометричні зерна та часточки призматичної й неправильної форми, окремі зерна мають елементи огранування. Поверхня зерен неоднорідна, на ній є нальоти або кірочки червонуватого й темно-коричневого кольору. Кусонгіт наявний також у зростках з іншими мінералами. У полірованих шліфах вони утворюють тонкозернистий мікрокристалічний агрегат. Мікрокристали в ньому мають ізометричний обрис, короткопризматичний габітус, їх розмір не перевищує перших мікрметрів. Деяким зернам властива зональна будова: центральна зона масивна, а периферійні частини мають пористу мікротекстуру. За даними хімічного складу кусонгіту, він складений переважно вольфрамом і вуглецем, %: W — 86,61; C — 5,80. Кристалохімічна формула кусонгіту —  $W_{0,998}C_{1,003}$ . У зональному кристалі хімічний склад окремих зон однаковий.

Відомо, що карбід вольфраму утворюється у високотемпературному середовищі, температура його плавлення значно вища, ніж інших карбідів металів [22]. Звичайно кусонгіт знаходиться в парагенезисі з численними самородними металами, їх інтерметалевими сплавами та безкисневими мінералами (алмаз,

<sup>1</sup> Морфологію, внутрішню будову і хімічний склад виявлених зерен досліджували за допомогою сканувального електронного мікроскопа-мікроаналізатора РЕММА-102-02.



**Рис. 2.** Морфологічні типи піриту з порід Білокоровицької структури: 1 — з цементувальної маси конгломератів; 2 — із зон піритизації

**Fig. 2.** Morphological types of pyrite from the rocks of Bilokorovychi structure: 1 — from the cementing mass of conglomerates; 2 — from the zones of pyritization

муасаніт, когеніт), причому такий парагенезис характерний для всіх проявів кусонгіту в експлозивних утвореннях України. Наведене свідчить про різко відновне середовище його утворення і про єдине джерело формування, а породи експлозивних структур, найімовірніше, були транспортерами цих мінералів з мантійних глибин на поверхню. За даними [13], такі мінеральні асоціації кристалізувалися за температури 1600—2500 °С.

**Пірит** — єдиний поширений сульфід у породах білокоровицької світи, проте розподіл його нерівномірний [17, 26, 27]. Найчастіше це знакова кількість у важкій фракції протолочних проб. Загалом пірит утворює розсіяні вкраплення в підстильних алевролітах, у пісковиках, гравелітах і цементі конгломератів. Підвищений вміст мінералу (від 80 до 1650—1750 г/т) зафіксовано в породах, які залягають у зонах розривних порушень та ділянках розвитку інтенсивної тріщинуватості (зони піритизації). У цементі конгломератів, пісковиках і алевролітах пірит представлений головно дрібними (від тисячних часток до 0,4 мм) розсіяними вкрапленнями. Значно рідше фіксують пірит у гальковому матеріалі.

Виділено декілька кристаломорфологічних типів піриту: кубічний (найпоширеніший), октаедричний і пентагондодекаедричний, рідше трапляються кубооктаедричний, кубопентагондодекаедричний та «ікосаедричний» (рис. 2). За обрисом розрізняють як ізометричні кристали, так і сплюснені й витягнуті. Кубічні індивіди у вигляді розсіяних вкраплень мають розмір 0,07—0,40 мм, ок-

таедричні — до 0,20, пентагондодекаедричні — 0,10—0,15, зрідка до 0,43 мм. Поширені також дрібнозернисті агрегати піриту, трапляються натічні форми, кірочки, нирко- й кулеподібні («іжачки») утворення, а також радіально-променеви агрегати, складені марказитом. Що ж до зон піритизації, то тут переважають кристали пентагондодекаедричного габітусу розміром до 1 мм, причому зазвичай вони спотворені, асиметричні, поширене гребінчасте штрихування.

Лазерним мікроспектральним аналізом<sup>2</sup> у досліджених зернах виявлено субмікроскопічні включення халькопіриту, галеніту, бляклої руди й рутилу. Параметр елементарної комірки дрібнозернистого піриту становить 0,5419 нм (більший за еталонний), що пов'язано з підвищеним вмістом у мінералі Co (до 1,514 %) і Ni (0,692 %).

Перші визначення термо-ЕРС піриту [17] засвідчили, що в пісковиках і конгломератах наявний *p*-пірит (163—382 мкВ/°С). В одній пробі з пісковіку виявлено пірит зі змінним значенням термо-ЕРС — від +382 до -153 мкВ/°С. Зроблено висновок, що досліджений пірит є низькотемпературним утворенням і може бути золотоносним. За результатами подальших досліджень (близько 1000 вимірювань) [26] виявлено загальну тенденцію зростання значення термо-ЕРС униз за розрізом білокоровицької світи: від'ємні значення в піриті з пісковиків верхньобілокоровицької підсвіти змінюються додатними в породах нижньобілокоровицької підсвіти, причому пірит із надконгломератових пісковиків має значення термо-ЕРС 153 мкВ/°С, із конгломератів — 189—214, з підстильних пісковиків — 382 мкВ/°С. Нижче по розрізу картина зворотна: у піриті з базальних гравелітових пісковиків — 287, а з підстильних гнейсів терівської серії — 250 мкВ/°С.

У кожній морфологічній групі кристалів піриту наявні як мінімум два генетичні типи [27] — осадово-метаморфогенний і накладений, гідротермальний чи гідротермально-метасоматичний (зумовлений впливом флюїдів, пов'язаних із укоріненням дайок кислого й основного складу). Осадово-метаморфогенний — це вкраплені в породу кристали кубічного, рідше пентагондодекаедричного габітусу зі слабким штрихуванням або без нього. Притаманна порівняна стерильність щодо елементів-домішок, а наявні домішки важких металів є тут у самостійних включеннях інших мінералів. Кристали збіднені міддю (від нуля до 0,095 %) і часто містять підвищену кількість Mn (аж до 1 % і більше). Звичайно Ni на порядок більше, ніж Co. Серед гідротермального піриту виділено низько- і високотемпературний. Низькотемпературний (140—190 (±20) °С) — це асиметричні кристали розміром >1 мм з розвиненою грубою східчастістю, утвореною внаслідок чергування граней куба й пентагондодекаедра. Порівняно з осадово-метаморфогенним піритом для низькотемпературного гідротермального типові домішки Zn (0,05 %), Pb (0,079—0,427 %), Ag (0,007—0,030 %), Cu (від 0,003 до >1 %). Більш високотемпературному піриту (320—340 (±20) °С) властивий простий склад елементів-домішок, високий вміст їх в ізоморфній формі, причому Co (0,050—1,514 %) завжди переважає над Ni (сліди — 0,692 %).

Результати вивчення ізотопного складу сірки піриту [26] засвідчили таке<sup>3</sup>. Значення  $\delta^{34}\text{S}$  досліджених зразків змінюється від 3,00 до 15,26 ‰, причому характерно, що піриту із зон піритизації властиві найнижчі з отриманих значень — 3,00—6,07 ‰. Виявлений широкий діапазон варіацій значень  $\delta^{34}\text{S}$  є

<sup>2</sup> Аналізи виконала на лазерному мікроаналізаторі LMA-1 в Інституті геології та геохімії горючих копалин (ІГГК) АН УРСР Л.П. Дручок, м. Львів (1984—1985).

<sup>3</sup> Аналізи виконав на вдосконаленому мас-спектрометрі Ми 1311 (точність визначення сірки ±0,012 ‰) в Інституті геології рудних родовищ, петрографії, мінералогії та геохімії (ІГЕМ) АН СРСР Л.П. Носик, м. Москва (1985).

свідченням того, що джерелом сірки під час формування первинних сульфідів була як сульфідна, так і сульфатна сірка. На підставі виконаних досліджень зроблено висновок про аутигенну природу сульфідного зруденіння: більша частина піриту сформувалась у процесі діагенезу морських осадів за участю захоронених морських вод, які містили певну кількість сульфат-іона, і подальшої перекристалізації під час метаморфізму (який, однак, помітно не вплинув на фракціонування ізотопів сірки).

**Шпінель і хромшпінеліди.** Шпінель — рідкісний мінерал конгломератів [26, 33, 35]. Її виявлено головню у важких фракціях концентратів стола дрібнооб'ємних проб із шурфів і каналів. Розмір зерен зрідка перевищує 0,4 мм. Виявлено такі відміни: 1) шпінель звичайна  $MgAl_2O_4$  — напівобкатані кристали та їхні уламки бірюзового, голубувато-зеленого, сірого кольору різних відтінків, часто напівпрозорі через слабкошагреневу поверхню,  $n = 1,718—1,725$ ,  $a = 0,8021$  нм; 2) плеонаст  $(Mg,Fe)Al_2O_4$  — обкатані зерна овальної й ізометричної форми (до ідеальних кульок) голубувато-темно-зеленого, пляшково-зеленого, синього, сірого, бузково-сірого забарвлення з матовою, часто інтенсивно шагреневою поверхнею,  $n = 1,770—1,780$ , окремі зерна синього й темно-зеленкуватого кольору мають показник заломлення  $>1,780$ ,  $a = 0,7944$  нм; 3) поодинокі октаедричні зерна блідо-рожевого й темно-червоного кольору (виявлені тільки в конгломератах південно-західної частини структури).

У протолочних пробах з керна свердловин відшукали поодинокі зерна хроміту у вигляді напівобкатаних октаедричних кристалів розміром до 0,25 мм. А хромшпінеліди визначено в електромагнітних фракціях концентратів стола класу –1 мм, виділених із конгломератів, продуктів їх руйнування і підстильних сланців. Шпінеліди представлені октаедричними кристалами і неправильно-округлими, неправильно-овальними обкатаними зернами розміром до 1 мм. Напівобкатані кристали октаедричного габітусу мають коричнево-бурий колір і скляний блиск уламків, високу твердість. За результатами рентгенівського аналізу серед них визначено хромпікотит, магнезіохроміт, хроміт і ульвіт. Параметр елементарної комірки  $a$  такий, нм: високохромові шпінеліди складу  $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$  — 0,819—0,828; магнезіохроміт  $MgCr_2O_4$  і хроміт  $FeCr_2O_4$  — 0,830—0,835; ульвіт  $FeTi_2O_4$  — 8,48 [26].

За результатами мікрозондового аналізу [33], більшість октаедричних зерен шпінелідів є високохромовими і малоглиноземистими, %:  $Cr_2O_3$  52,93—59,17;  $Al_2O_3$  6,08—12,95;  $TiO_2$  0,02—0,30. Серед обкатаних зерен наявні алюмохромові ( $Cr_2O_3$  31,95—41,20;  $Al_2O_3$  15,15—33,98;  $TiO_2$  0,04—2,27 %) і високоглиноземисті шпінеліди ( $Cr_2O_3$  0,10—14,82;  $Al_2O_3$  51,28—65,74;  $TiO_2$  0,05—0,63 %) (рис. 3).

У.І. Феношина та Є.М. Сливко (1989) зіставили наявні аналітичні дані (результати 464 часткових мікрозондових аналізів) зі складом хромшпінелідів, характерних для різних формаційних типів офіолітових і стратиформних гіпербазитів, кімберлітів, лампроїтів, ультраосновних нодулів у лужних базальтоїдах та ін. На трикомпонентній діаграмі складу шпінелідів відособились точки звичайної шпінелі (2 зерна), поля плеонасту (67 зерен) і герциніту (12 зерен), а також неперервний ряд алюмохромових шпінелей (383 зерна). Досліджувані високохромові й помірно хромові шпінелі за вмістом  $Al_2O_3$  і  $Cr_2O_3$  зіставні зі шпінелідами офіолітових і стратиформних гіпербазитів, високоглиноземисті — зі шпінелідами гіпербазитових нодулів у лужних базальтоїдах, водночас за вмістом  $Mg$ ,  $Fe^{3+}$  і  $Fe^{2+}$  помітно від них відрізняються. Жодне вивчене зерно високохромових шпінелей не зіставне з хромітом із включень в алмазах і зростках полікристалічних алмазних агрегатів. Однак багато зерен подібні

**Рис. 3.** Положення фігуративних точок складу хромшпінелідів із порід Білокоровицької структури на діаграмі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  [39]: 1 — конгломерати; 2 — продукти їх руйнування; 3 — філітоподібні сланці. Штрихова лінія обмежує поле складу хромшпінелідів, які асоціюють з алмазами

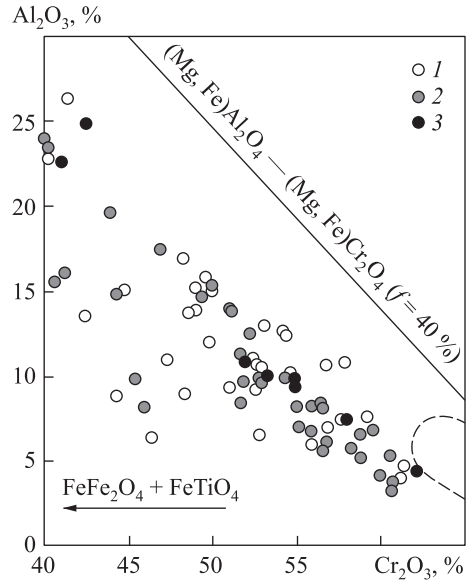
**Fig. 3.** The position of the figurative points of chrome-spinellids composition from the Bilokorovychi structure rocks on the diagram  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  [39]: 1 — conglomerates; 2 — products of their destruction; 3 — phyllite-like schists. Dashed line limits the field of composition of chrome-spinellids associated with diamonds

до хромшпінелідів глибинних порід із ксенолітів у кімберлітових трубках Якутії та до мінералу з концентратів кімберлітових трубок.

Виявлено також 80 зерен, у яких  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (35—45 %) переважає над  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (18—30) за порівняно високої концентрації  $\text{MgO}$  (10—20 %). Отже, наведені дані засвідчують, що хромшпінеліди з порід білокоровицької світи і продуктів їх змінення є полігенними утвореннями.

**Рутил** у протолочних пробах конгломератів міститься у знаковій кількості, зрідка досягає 7—10 г/т. Найвні такі відміни мінералу: 1) темно-червоні до чорних (просвічують темно-червоним) сплюснені зерна розміром 0,12—0,33 мм від стовпчастого до тонкоголчастого обрису, а також субідоморфні кристали, на яких домінує призма або  $\{110\}$ , або  $\{100\}$ , поверхня гладка, блискуча, трапляється вертикальне штрихування (становлять 29 % усіх рутілових зерен у конгломератах південної частини Білокоровицької структури і 16 % — північної частини); 2) чорні, залізисто-чорні, сталєво-сірі обкатані зерна (нігрин) овальної, видовженої, неправильно-округлої форми розміром 0,20—1,03 мм, не просвічують, поверхня немов занозиста, нерівна, відбивна здатність  $R = 17$ —19 %,  $a = 0,4593 \pm 0,0003$  нм,  $c = 0,2961 \pm 0,0004$  нм (27 і 36 % відповідно); 3) яскраво-, світло-червоні обкатані зерна розміром 0,06—0,43 мм неправильної, округлої форми зі слабкошорсткою поверхнею, прозорі або просвічують (20 і 22 %); 4) напівпрозорі, мутні обкатані зерна оранжевого кольору різних відтінків, овальні, видовжено-овальні, розміром 0,13—0,45 мм, поверхня сильно шорсткувата, шагренева (18 і 22 %); 5) бурі, медово-жовті, темно-червоні зі сріблястим відливом непрозорі обкатані зерна з масним полиском та ямчастою, іноді цукроподібною поверхнею, розмір 0,3—0,4 мм,  $a = (0,4578$ — $0,4583) \pm (0,0003$ — $0,0005)$  нм,  $c = (0,2948$ — $0,2949) \pm (0,0005$ — $0,0008)$  нм (4,5 і 4,0 %). Тільки в конгломератах південної частини Білокоровицької структури виявлено темно-, жовто-оранжеві, оранжево-коричневі плямисті, майже прозорі зерна розміром 0,15—0,35 мм неправильно-видовженої форми та голчастого обрису з алмазним блиском і гладкою поверхнею (1 %) та уламки зерен розміром 0,50—1,45 мм оранжево-червоного, червоно-коричневого забарвлення, слабо просвічують, зі смолистим до алмазного блиском і вертикальним штрихуванням, іноді на відколі помітно зональну будову (чергування темно- і яснозабарвлених смуг) (0,5 %).

**Армоколіт**  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})(\text{Ti}^{4+}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_5$ , який 1989 р. виявила У.І. Феношина, представлений поодинокими добре обкатаними сіро-чорними зернами



овальної форми; під мікроскопом в аншліфах вони сірі до ясно-сірих з жовто-бурими (каніфольними) внутрішніми рефlekсами і слабкою анізотропією,  $R = 17\text{—}18\%$ . Вміст  $\text{TiO}_2$  становить  $74,2\%$ ,  $\text{MgO}$  не зафіксовано, на підставі чого мінерал зараховано до фероармолколіту.

**Корунд** представлений двома відмінами. Переважають гострокутні нерівномірно забарвлені зерна з алмазним блиском сіро-, темно-блакитного, синього, яскраво-синього кольору розміром до  $0,38\text{ мм}$ ; часто наявні напівпрозорі опалово-молочні, молочно-блакитні уламкові зерна зі скляним до матового блиском. Виявлено випадки «злипання» опалоподібного корунду з муасанітом. Друга відміна — рожеві до малиново-рожевих уламкові зерна неправильної форми розміром до  $0,5\text{ мм}$ . Мінерал ідеально прозорий, іноді містить тверді темні включення. Показники заломлення такі:  $n_g = 1,760\text{—}1,762$ ;  $n_p' = 1,754$ . Трапляються зерна малинового корунду, які мають агрегатну, слидоподібну будову, а також поодинокі зерна сірувато-блідо-коричневого, оранжево- й жовто-коричневого, сіро-темно-зеленого забарвлення.

**Гематит** — поширений мінерал у конгломератах, однак його кількість у пробах дуже змінна — від знаків до  $300\text{—}600$  і  $1000\text{—}1086\text{ г/т}$ . Наявний уламковий гематит (зерна неправильної, округлої, кутастої форми) і новоутворений (суцільні безформні тонкозернисті й землісті маси, іноді глобулярної будови). Трапляється також гематитова слидка і псевдоморфози гематиту по піриту й магнетиту (октаедричні кристали мартиту). Розмір зерен і агрегатів — від  $0,1$  до  $0,6\text{ мм}$ , колір червоно-коричневий, темно-вишневий, сталево-сірий, сіро-чорний, коричнево-сірий.

**Ільменіт і пікроільменіт.** Ільменіт є головним мінералом електромагнітних фракцій конгломератів, його вміст коливається від знаків до  $266\text{ г/т}$ , у поодиноких випадках — до  $1400\text{ г/т}$ . Середній розмір зерен  $0,2\text{—}0,4$ , зрідка до  $0,7\text{ мм}$ ; у тих пробах, де вміст ільменіту в електромагнітній фракції досягає  $95\%$ , наявні зерна розміром  $1,38\text{—}1,50\text{ мм}$ . Мінерал представлений зернами різного ступеня обкатування — від субідоморфних кристалів пінакоїдального, зрідка ромбодричного габітусу до зерен овальної, округлої та іншої форми. Блиск металоподібний, полиск тьмянний, поверхня тонкошорстка, подекуди із заглибленнями, заповненими кремово-жовтим агрегатом лейкоксену або дрібненькими кристаликами титаніту;  $R$  — близько  $20\%$ . Визначено такі параметри елементарної комірки<sup>4</sup>: для напівобкатаних пластинчастих кристалів  $a_{\text{rh}} = 0,556 \pm 0,002\text{ нм}$ ;  $\alpha = 53,95^\circ \pm 0,09^\circ$ ;  $a = 0,504$ ,  $c = 1,419 \pm 0,002\text{ нм}$ ; для обкатаних овальних, неправильних зерен коричнево-чорного кольору  $a_{\text{rh}} = 0,554 \pm 0,001\text{ нм}$ ;  $\alpha = 54,66^\circ \pm 0,06^\circ$ ;  $a = 0,508$ ,  $c = 1,407 \pm 0,001\text{ нм}$ . Другі є більш магнезійними і більш зміненими (на рентенограмах виявлено лінії гетиту і брукіту).

Перші визначення термоелектричних властивостей ільменіту засвідчили, що для переважної більшості зерен значення термо-ЕРС змінюються в межах  $180\text{—}250\text{ мкВ/}^\circ\text{C}$  (характерно для ільменіту основних порід), проте  $13\%$  зерен мають значення термо-ЕРС, властиве пікроільменіту, зокрема наявні зерна з мінімальними від'ємними та додатними значеннями (від  $-125$  до  $+130\text{ мкВ/}^\circ\text{C}$ ), що вважають типоморфною особливістю пікроільменіту з алмазоносних кімберлітів. Зовні ці зерна відрізняються від основної маси мінералу смоляно-чорним

<sup>4</sup> Мікрорентгенівські аналізи ільменіту й інших мінералів виконано в лабораторії рентгеноструктурного аналізу ІГГК АН УРСР на приладі УРС-70 у камері РКД-57,3. Умови знімання: Fe-антикатод,  $30\text{ кВ}$ ,  $10\text{ мА}$ . Час знімання —  $8\text{ год}$ . Аналітик З.Й. Йорш (1984—1985).



кольором, сильним блиском і підвищеною мікротвердістю. Пізніші дослідження (У.І. Феношина, Є.М. Сливко, 1989) підтвердили наявність пікроільменіту, правда, в незначній кількості. Визначено термо-ЕРС 748 зерен ільменіту: 670 — з електромагнітної фракції концентратів стола великооб'ємних проб із шурфів, 59 — із протолочних проб конгломератів, розкритих свердловинами у південній частині Білокоровицької структури, 19 — у її північній частині. Для порівняння досліджено 56 зерен ільменіту з розсипищ Волині, 18 — із жорстви основних порід Коростенського плутону, 15 — із концентратів кімберлітової трубки Характах (Якутія). Виявилось, що тільки 174 зерна із конгломератів мають змінне значення термо-ЕРС (табл. 2), серед них 85 — зі значеннями, властивими пікроільменіту, у тім числі 17 — з мінімальними від'ємними значеннями.

Діагностику досліджуваного пікроільменіту підтверджено рентгенометрично. Параметри його елементарної комірки ( $a_0 = 0,506$ ,  $c_0 = 1,381$  нм) майже збігаються з параметрами пікроільменіту з кімберлітів трубки Характах ( $a_0 = 0,505$ ,  $c_0 = 1,380$  нм). Не дуже відрізняються вони й за набором і вмістом елементів-домішок, серед яких виявлено Co, Ni, Y, Cr, Nb, Cu, Mn, Sn, La.

**Олівін** — рідкісний мінерал у конгломератах, представлений обкатаними й уламковими прозорими зернами розміром 0,2—0,5 мм жовтого, зеленкувато-, лимонно-жовтого, жовтувато-зеленого забарвлення. Трапляються обкатані сплюснені з гладкою поверхнею зерна олівіну коричнювато-брудно-жовтого кольору, густо пророслі рудними мінералами (включення плямисті, паличкоподібні, голчасті). Параметри елементарної комірки такі, нм: жовті прозорі зерна,  $a = 0,4796 \pm 0,024$ ;  $b = 1,0380 \pm 0,0056$ ;  $c = 0,6065 \pm 0,0052$  (вміст фаялітового компонента — близько 30—40 %); коричнево-брудно-жовті обкатані зерна, переповнені точковими й голчастими включеннями,  $a = 0,4822 \pm 0,016$ ;  $b = 1,0330 \pm 0,0050$ ;  $c = 0,6076 \pm 0,0020$ ; зеленкувато-жовті прозорі зерна неправильної форми з темними включеннями,  $a = 0,4811 \pm 0,016$ ;  $b = 1,0413 \pm 0,0046$ ;  $c = 0,6080 \pm 0,0020$  (ближчі до фаяліту з незначною домішкою форстеритового компонента).

**Гранат** у теригенних породах південної частини Білокоровицької структури трапляється у знаковій кількості, дещо більше його в північній частині, де в окремих пісковиках і гравелітах він становить 0,3—2,4 % маси важкої фрак-

Таблиця 2. Розподіл зерен ільменіту за значеннями термо-ЕРС

Table 2. The distribution of ilmenite grains on the value of the thermoelectric power

Термо-ЕРС, мкВ/°С	Кількість зерен у конгломератах, розкритих		
	шурфами	свердловинами у південній частині	свердловинами у північній частині
(-300)—(-200)	1	—	—
(-200)—(-100)	1	—	—
(-100)—0	12	—	5
0—100	19	4	—
100—200	28	12	5
200—300	91	22	8
300—400	22	16	1
400—500	—	5	—
Усього зерен	174	59	19

ції. Виявлено понад 10 колірних відмін гранату, які розрізняються також за ступенем обкатаності й прозорості, характером поверхні, показником заломлення, компонентним складом і параметрами елементарної комірки. Переважають (частота трапляння у протолочних пробах — 27—38 %) такі відміни: 1) рожеві різних відтінків, рожево-оранжеві обкатані й напівобкатані зерна неправильно-округлої, пластинчастої форми зі слабкошорсткою поверхнею та рідкісними чорними точковими включеннями,  $n = 1,803—1,808$ ; 2) блідо-фіолетові до майже безбарвних напівобкатані прозорі зерна неправильної, іноді видовжено-сплощеної форми зі слабкошагреневою поверхнею,  $n = 1,782—1,785$ ; 3) жовтувато-рожеві, блідо-рожеві до майже безбарвних, обкатані й напівобкатані, чисті прозорі до ідеально-прозорих зерна неправильної, округлої форми з гладкою рівною поверхнею,  $n = 1,782—1,785$ ; 4) бузково-рожеві, рожево-бузкові напівобкатані зерна неправильної, вигадливої форми та обкатані округлі, яйцеподібні прозорі чисті зерна, поверхня ямчата, проте гладка,  $n = 1,783—1,790$  (у густіше забарвлених зерен) та  $1,806—1,810$  (у блідих); 5) сірувато-, брудно-, блідо-рожеві обкатані й напівобкатані прозорі та мутні, переповнені різними темними включеннями зерна неправильної, овальної, округлої форми із сильно шагреневою ямчатою поверхнею,  $n = 1,783—1,785$ .

Більш рідкісними (частота трапляння у пробах — 13—20 %) є такі відміни: 1) блідо-оранжеві, жовті, блідо-жовті обкатані чисті прозорі зерна овальної, округлої форми з шорсткою поверхнею,  $n = 1,780—1,784$ ; 2) оранжево-червоні, червоно-оранжеві, буруваті напівобкатані, зрідка обкатані зерна округло-неправильної, неправильної форми з ледь шорсткуватою поверхнею,  $n = 1,808—1,810$ ; 3) оранжеві, оранжево-червоні, оранжево-рожеві слабообкатані кристали тетрагон-триоктаедричного, рідше ромбодекаедричного габітусу з точковими темними включеннями і слабкошорсткою поверхнею,  $n = 1,780—1,784$ ; 4) ясно-, рожевувато-, оранжево-червоні ідеально прозорі обкатані зерна ізометричної, краплеподібної, неправильної форми з гладкою рівною блискучою поверхнею,  $n = 1,780—1,783$ . Найрідше у пробах трапляються червоні, блідо-червоні напівобкатані неправильні зерна з нерівною поверхнею ( $n = 1,783—1,784$ ) та оранжево-рожеві, оранжево-блідо-рожеві ідеально прозорі чисті зерна округлої, сплющено-овальної, краплеподібної форми з гладкою блискучою поверхнею ( $n = 1,805—1,808$ ). За показниками заломлення і численними визначеннями параметрів елементарної комірки (параметр  $a$  змінюється від  $1,1476 \pm 0,0002$  до  $1,1686 \pm 0,0002$  нм) з'ясовано, що вивчені гранати представлені такими різновидами: альмандин-піроп, піроп-альмандин, спесартин-альмандин, гросуляр-альмандин, альмандин-спесартин.

*Піроп* уперше виявили співробітники ГНДЛ під час виконання робіт з мінералого-геохімічного вивчення вулканогенно-осадових утворень Білорівницької структури і порід її облямування у зв'язку з проявами в них мінералізації самородних елементів (1984) в електромагнітних фракціях концентратів стола класу  $-0,5$  мм, виділених із проб конгломератів, розкритих канавами, і аналогічних фракціях класу  $-1$  мм, виділених із великооб'ємних проб конгломератів, продуктів їх руйнування і підстильних філітоподібних сланців з різних частин Білорівницької структури. Одночасно з'явилася публікація про першу знахідку піропів С.М. Цимбала зі співавт. [36].

Досліджені піропи — це поодинокі червоно-фіолетові, малинові, густо-фіолетові, червоно-оранжеві, оранжево-червоні гранати, деякі з них мають александритовий ефект. Зерна цілі, частково розколоти, з монолітною текстурою; поверхня матована, рідше — полірована, трапляється черепицеподібна, горбиста, занозиста поверхня (скульптурний рисунок хімічного впливу) з ок-

Таблиця 3. Кількість різнобарвних зерен піропу в різнорозмірних класах важкої фракції порід конгломератового горизонту за матеріалами великооб'ємного опробування (У.И. Феношина, Е.М. Сливко, 1989)

Table 3. The number of multi-coloured pyrope grains in different sized classes of heavy fractions from the rocks of conglomerate horizon according to the materials of large-volume sampling (U.I. Fenoshyna, E.M. Slivko, 1989)

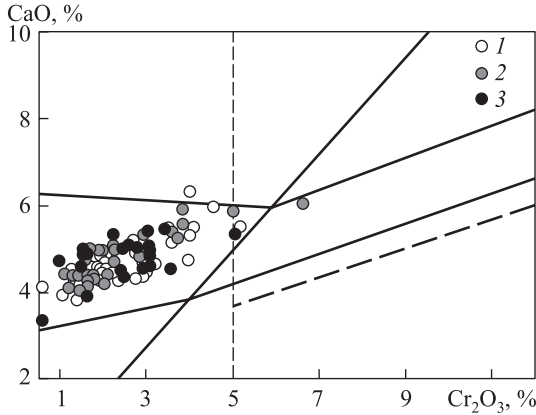
Порода	Кількість різнобарвних зерен піропу в різнорозмірних класах												Р а з о м
	Фіолетові			Рожеві			Коричнево-червоні			Оранжеві			
	<i>a</i> *	<i>б</i>	<i>в</i>	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>в</i>	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>в</i>	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>в</i>	
<i>Південно-західний борт структури</i>													
Пісок (3) **	10	8	—	4	—	—	30	19	—	2	9	—	82
Пісковик (5)	10	38	1	1	9	—	24	48	1	8	8	—	148
Конгломерат (4)	5	27	12	5	124	157	5	27	7	5	102	48	524
<i>Східний борт структури</i>													
Пісковик	—	3	—	—	3	2	—	—	—	—	—	—	8
Конгломерат	—	—	9	—	54	40	—	6	3	—	—	—	112
Пісковик з прошарками конгломерату	—	7	3	—	52	13	—	9	1	—	7	2	94
Філітоподібний сланець (2)	—	2	2	—	9	70	—	—	—	—	—	2	85

\* Класи розмірності, мм: *a* — від -1 до +5; *б* — від -0,50 до +0,25; *в* — від -0,25 до +0,20.  
 \*\* У дужках — кількість проб.

ремими вибоїнами й подряпинами (результат механічного зношування зерен). Показник заломлення — в межах 1,740—1,768 (відповідає хромовмістному піропу). Під час подальших досліджень, пов'язаних з пошуками алмазозонних розсипищ у межах Овруцької й Білокоровицької структур та інших перспективних ділянок (1989), виділено чотири найпоширеніші різнобарвні відміни піропу і три класи розмірності та визначено їх розподіл у різних породах південно-західної і східної бортової частин Білокоровицької структури (табл. 3).

За допомогою часткового рентгеноспектрального аналізу<sup>5</sup> гранатів визначено такі різновиди мінералу: піроп — зерна червоно-фіолетового, фіолетово-червоного (малинового) кольору із вмістом Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> від 0,43 до 7,34 % і СаО від 3,34 до 6,32 % (рис. 4); безхромовий піроп — зерна сірувато-, золотисто- і кремово-жовтого кольору з матованою поверхнею; за складом наявні помірно кальцієві різновиди (СаО = 3,12—5,57 %) і з підвищеним вмістом СаО (10,08—11,70 %); альмандин-піроп (MgO = 7—15 %) — зерна мають бліде червонувато-оранжеве і жовте забарвлення, серед них є помірно кальцієві відміни (СаО = 4,02—9,35 %) і з підвищеним вмістом СаО (10,06—12,70 %), які переважають; піроп-альмандин (FeO = 20—27 %) — зерна червоно-оранжевого, оранжево-червоного забарвлення, наявні низькокальцієві (СаО = 0,73—3,89 %) і помірно кальцієві (4,01—8,97 %) різновиди, деякі містять до 13—19 % grosулярного компонента; альмандин (FeO = 29—36 %) — виявлено низько-, помірно і високомагнезіальні різновиди; grosуляр — зерна містять 33,3—34,6 % СаО.

<sup>5</sup> Рентгеноспектральні аналізи виконано на приладі Camebax в ОІТМР АН СРСР, м. Новосибірськ (1986—1988).



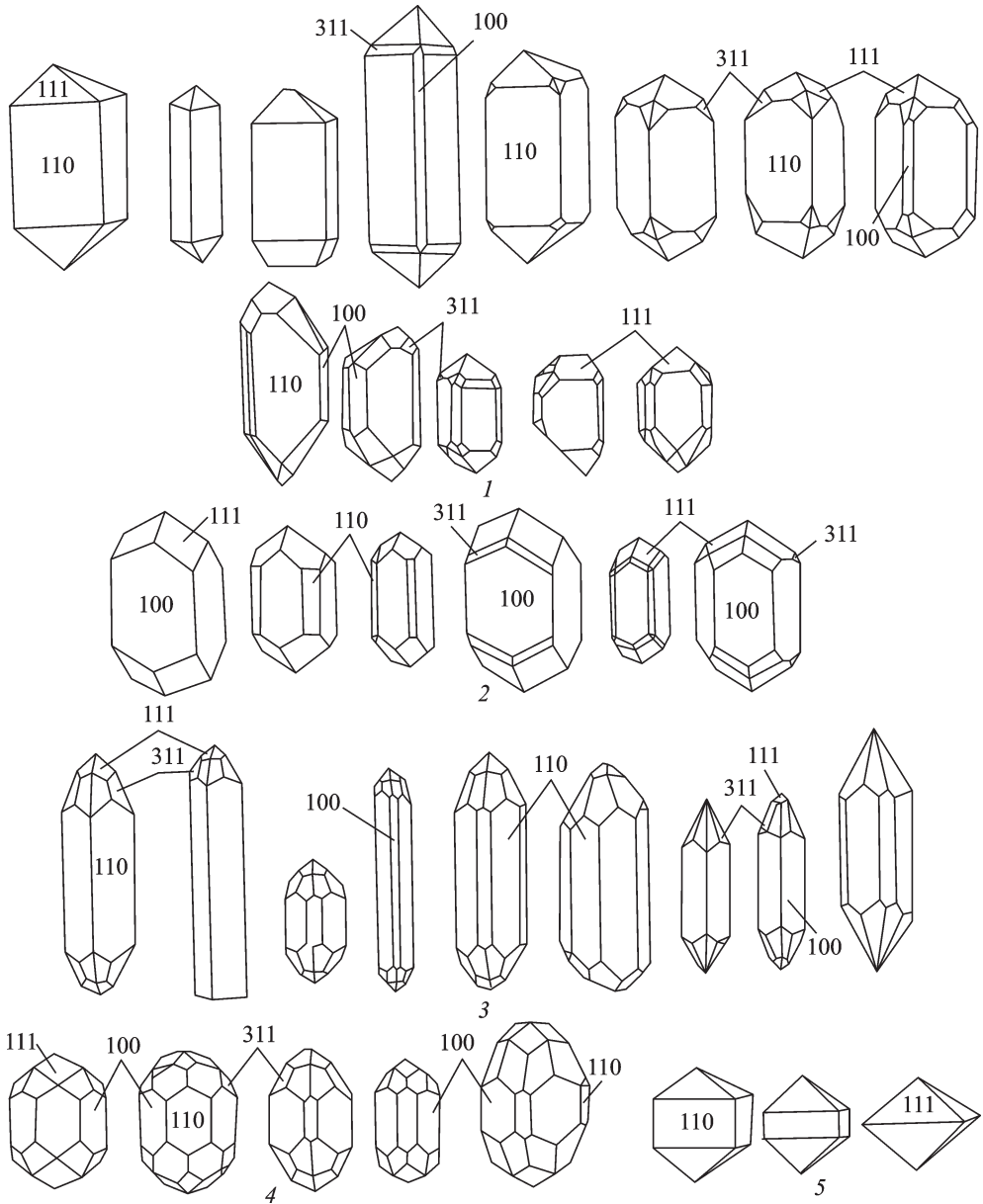
**Рис. 4.** Положення фігуративних точок складу піропів із порід Білокоровицької структури на діаграмі  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$  [39]: 1 — конгломерати; 2 — продукти їх руйнування; 3 — філітоподібні сланці

**Fig. 4.** The position of the figurative points of pyrope composition from the Bilokorovychi structure rocks on the diagram  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$  [39]: 1 — conglomerates; 2 — products of their destruction; 3 — phyllite-like schists

За даними С.М. Цимбала і співавт. [36], гранати піропового ряду трапляються в кількості від 1—5 до 100 зерен на пробу. Це неправильні ізометричні та сплюснені уламки розміром 0,2—0,7 мм. Показник заломлення змінюється від 1,740 до 1,752. Основні кольорові різновиди досліджено методами оптичної спектроскопії і рентгеноспектрального мікроаналізу. До 50 % становлять піропи, зіставні з мінералом рівномірнотзернистих лерцолітів. Це зерна ясно-фіолетового кольору (внаслідок високої концентрації центрів  $\text{Cr}_6^{3+}$ ,  $\lambda_k = 447,0$  нм;  $p_c = 0,130$  відн. од.) та ясно-бузкові, ясно-малинові й ясно-червонувато-малинові (внаслідок різної концентрації центрів  $\text{Cr}_6^{3+}$  та наявності центра  $\text{Fe}_8^{2+}$ ,  $\lambda_k = 591,9$ — $592,2$  нм,  $p_c = 0,359$ — $0,454$  відн. од.). Масова частка  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  становить відповідно 8,58 та 1,81—4,16 %,  $\text{CaO}$  — 6,77 та 4,75—5,68 %. До 20 % становлять піропи порфіроподібних катаклазованих лерцолітів. Вони мають малиново-червоне, червоне і оранжево-червоне забарвлення ( $\lambda_k = 591,0$ — $593,8$  нм;  $p_c = 0,680$ — $0,726$  відн. од.),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,61—2,31,  $\text{CaO}$  — 3,78—4,83 %. Серед них виявлено збіднені й збагачені титаном відміни (вміст  $\text{TiO}_2$  відповідно 0,07 та 0,71—0,76 %). Піропи, зіставні з мінералом із вебстеритів та олівіновмісних вебстеритів кімберлітових трубок Якутії, становлять 18 % усіх зерен. Їх рожеве забарвлення зумовлене комбінацією хромофорних центрів  $\text{Cr}_6^{2+}$ ,  $\text{Fe}_8^{3+}$  і  $\text{Fe}_6^{3+}$ . Колориметричні параметри такі:  $\lambda_k = 590,4$ — $593,0$  нм;  $p_c = 0,432$ — $0,438$  відн. од. Вміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1,17—1,31,  $\text{CaO}$  — 4,01—4,20 %. Рідкісними є гранати еклогітів, які мають ясно-оранжеве і жовтувато-рожеве забарвлення.

**Циркон.** Різко переважає серед акцесорних мінералів у важкій фракції конгломератів та інших порід білокоровицької світи. Зокрема, у конгломератах його вміст варіює від 6 до 90 г/т (середній — близько 36 г/т); трапляються прошки грубозернистих порід, де кількість циркону зростає до 200—300 і навіть 500 г/т. У пісковиках вміст циркону загалом знижується до 5 г/т і знаків.

Морфологічні й інші особливості та морфометричні характеристики циркону вивчено у понад 130 протолочних пробах грубоуламкових порід Білокоровицької структури. Детальну характеристику мінералу наведено у публікаціях [14—16, 24—26]. Нижче розглянуто найважливіші його особливості. Морфологія субідоморфних кристалів циркону різноманітна: кристали представлені головню цирконовим, гіацинтовим і списоподібним габітусними типами, зрідка — ізометричним і дипірамідальним (рис. 5). Обрис звичайно стовпчастий, від коротко- до видовжено-призматичного. Обкатані зерна мають овальну, округлу, неправильну, видовжену форму. Розмір кристалів і зерен зрідка перевищує 0,5 мм; переважають зерна з коефіцієнтом видовження  $K_b$  1,3—1,7, рідше — до 2,1 та <1,3, середнє значення  $K_b$  становить 1,35—2,15. Аналіз мор-



**Рис. 5.** Габітусні типи акцесорного циркону з цементу конгломератів [24, 26, 29]: 1 — цирконовий; 2 — гіацинтовий; 3 — списоподібний; 4 — ізометричний; 5 — дипірамідальний

**Fig. 5.** Habit types of accessory zircon from conglomerates cementing mass [24, 26, 29]: 1 — zircon; 2 — hyacinth; 3 — spear-like; 4 — normal; 5 — dipyramidal

фометричних характеристик засвідчує відсутність генетичної єдності зерен циркону в конгломератах. Наявність субідоморфних індивідів з  $K_b > 4$  зумовлена наявністю видовжених кристалів на ділянці розмивання та малою відстанню і часом їх транспортування до місця відкладення.

За кольором наявні безбарвні індивіди, циркон різних відтінків жовтого, оранжевого, рожевого, червоного, бузкового, коричневого, сірого і чорного кольору. Поверхня зерен найчастіше шорсткувата, іноді ямчата, рідше глад-

ка, блискуча. Виявлено зональні зерна, деякі інтенсивно тріщинуваті, містять рясні газово-рідкі або темні пластинчасті, голчасті включення; трапляються зерна з «ядрами» давнішого циркону, а також по-різному метаміктизовані індивіди. Серед елементів-домішок у мінералі виявлено Hf, Y, Yb, La, Be, Sc, Ti, Cu, Mg, Al, Ga, Fe, Ag. Параметри елементарної комірки двох зерен циркону такі, нм: блідо-рожеве —  $a_0 = 0,9346 \pm 0,0001$ ,  $c_0 = 0,5975 \pm 0,0002$ ; оранжеве —  $a_0 = 0,9311 \pm 0,0001$ ,  $c_0 = 0,5950 \pm 0,0002$ .

На підставі аналізу різноманітних характеристик циркону в конгломератах виділено 15 його відмін, частота трапляння яких коливається від 21,7 % усієї маси циркону до знаків. Найчастіші темно-, буро-коричневі нерівномірно забарвлені, напівпрозорі тріщинуваті субідоморфні кристали цирконового, гіацинтового і списоподібного типів, переважно асиметричні, індивіди переповнені темними включеннями. Понад 17 % становлять блідо-коричневі, коричнево-рожеві прозорі кристали ізометричного, списоподібно-ізометричного обрису з пластинчастими включеннями біотиту, іноді зональні, з виростами. Третіми за поширенням (понад 11 %) є субідоморфні кристали темно-коричневого до чорного кольору з нерівними, вигнутими контурами, часто сплюснені, викривлені,  $K_b = 1,7—2,3$ ; індивіди непрозорі, лише частково в центрі або — частіше — по периферії просвічують. Чорний кристал обростає подекуди оболонкою, яка має тонкозональну будову. Виявилось, що чорний колір мінералу зумовлений наявністю дрібненьких пілоподібних включень оксидних сполук мангану. Зазначимо, що первинне джерело такого циркону досі не визначене.

До 8 % становлять метаміктизовані субідоморфні кристали гіацинтового і списоподібного типів білого, біло-оранжевого, бурого кольору, іноді плямисті, непрозорі, фарфороподібні, інтенсивно тріщинуваті, в імерсії ізотропні. Відомо, що такий циркон нестійкий під час транспортування, тому на довгі відстані переноситися не може. Рідкісними є знахідки циртоліту, представленою добре утвореними дипірамідальними кристалами, їх зростками й уламками. У полілітоїдних конгломератах північної частини Білокоровицької структури колір мінералу темно-сірий до чорного, на поверхні відколу із сильним металоподібним блиском, розмір кристалів — до 0,5 мм. Вміст ітрію в циртоліті перевищує 1 %.

На підставі дослідження циркону з теригенних порід білокоровицької світи та близько 70 монофракцій циркону з навколишніх порід північного заходу Українського щита, які люб'язно надала для вивчення Н.Ю. Левковська (Інститут геохімії та фізики мінералів (ІГФМ) АН УРСР), а також аналізу наявних літературних даних визначено джерела знесення майже всіх виділених відмін циркону в білокоровицькі утворення [24, 26, 29]. Як зазначали Є.К. Лазаренко та І.Б. Щербаков [11], є всі можливості найближчим часом досягти такого рівня вивченості акцесорних мінералів України, щоб для кожного з них можна було б упевнено визначити місце корінного залягання та шляхи міграції протягом осадового процесу.

**Кіаніт** представлений напівобкатаними зернами, витягнутими за [001] і сплюсненими за (100), прямокутними, іноді заокругленими. Розмір варіює в межах 0,15—0,60 мм. Колір мінералу молочно-білий, голубуватий, часті безбарвні й водяно-прозорі різновиди, а також сірі й темно-сірі, переповнені, особливо по тріщинках спайності, чорною непрозорою тонкорозпиленою речовиною. Показники заломлення:  $n_g' = 1,730$ ,  $n_p' = 1,714—1,718$ ,  $n_g - n_p = 0,012$ ; безбарвні зерна подекуди мають  $n_g' = 1,728$ ;  $n_p' = 1,712$ .

**Андалузит** виявлено у вигляді рідкісних зерен неправильної, округлої, овальної, видовжено-округлої, кутастої форми, прозорих до напівпрозорих,

розмір — 0,1—0,4 мм. Забарвлення блідо-рожеве, рожеве, ясно-сіре, сірувато-рожеве, жовтувате, зеленкувате, трапляються безбарвні різновиди. Поверхня гладка до шорсткої. Показники заломлення рожевого андалузиту такі:  $n'_g = 1,645$ ;  $n'_p = 1,634$ ; плеохроїзм від безбарвного (по  $N_g$ ) до червоно-рожевого (по  $N_p$ ). Згідно з цими даними, заміщення іонів  $Al^{3+}$  на  $Fe^{3+}$  становить 1,65—2,60 %. Для блідо-зеленого андалузиту:  $n'_g = 1,644$ ;  $n'_p = 1,637$ ; вміст  $Fe^{3+}$  1,80—1,95 %.

**Силіманіт** у поодиноких знаках виявлено в конгломератах і пісковиках білокоровицької світи. Наявні прозорі обкатані зерна видовженої, видовжено-неправильної, овальної форми розміром 0,15—0,60 мм. Зерна безбарвні ( $a = 0,7166 \pm 0,021$ ;  $b = 0,7707 \pm 0,0034$ ;  $c = 0,5758 \pm 0,0012$  нм), жовтуваті, сіруваті, молочно-білі, кремкові, зеленкуваті ( $a = 0,7146 \pm 0,0149$ ;  $b = 0,7538 \pm 0,0175$ ;  $c = 0,6066 \pm 0,0111$  нм), полиск шовковистий, поверхня гладка. Показники заломлення такі:  $n'_g = 1,674$ ,  $n'_p = 1,651—1,657$ ,  $n'_g - n'_p = 0,017—0,023$ .

**Ставроліт** наявний у знаковій кількості в породах білокоровицької світи на всій площі структури у вигляді зерен розміром 0,15—0,30, зрідка до 0,50 мм, проте він надзвичайно різноманітний, до того ж загадковий, оскільки досі не з'ясовано, з яких порід він зносився в Білокоровицьку западину. Відомо, що ставроліт є гравітаційним супутником алмазу і в разі наявності великих зерен може мати важливе пошукове значення.

Виявлено такі відміни мінералу:

1) яскраво- і жовто-оранжеві обкатані зерна неправильно-округлої, ізометричної форми, прозорі, з рідкісними пластинчастими, голчастими, а також газво-рідкими включеннями, поверхня зерен шорсткувата,  $n'_g = 1,750$ ;  $n'_p = 1,740$ , плеохроїзм від ясно-жовтого до медово-жовтого (26,1 % усього виявленого ставроліту);

2) оранжево-коричневі, темно-жовто-коричневі, темно-оранжеві напів- і слабкообкатані зерна кутасто-неправильної, іноді вигадливої форми, прозорі, містять безладно розташовані пластинчасті включення, поверхня дуже нерівна, проте гладка, іноді пухирчаста чи занозиста, з сильним блиском,  $n'_g = 1,750—1,754$ ;  $n'_p = 1,740$ , плеохроїзм від ясно-оранжевого до коричнюватого (20,8 %);

3) темно-коричневі, оранжево-жовтувато-коричневі напівобкатані зерна округло-неправильної, квадратної, трикутної форми, прозорі, іноді завдяки шагреновій поверхні просвічують,  $n'_g = 1,750$ ;  $n'_p = 1,740$ , плеохроїзм від ясно-жовтого до жовтого (15,5 %);

4) темно-червоні, темно-оранжево-червоні напівобкатані до обкатаних зерна неправильної, овально-округлої форми, іноді сплюснені, напівпрозорі, містять багато чорних пластинчастих, точкових, округлих та інших включень, розташованих зонками, трапляються включення призматичних кристаликів іншого мінералу, поверхня матова, шагренова, нерівна,  $n'_g = 1,754$ ;  $n'_p = 1,747$ , плеохроїзм від ясно-оранжевого до червонувато-коричневого (15,2 %);

5) брудно-жовто-коричневі, сіро-коричневі обкатані зерна неправильно-округлої, овальної, трикутної, квадратної форми, непрозорі, зрідка у зернах, що просвічують, видно чорні пластинчасті й неправильної форми включення, поверхня матова, інтенсивно шагренова,  $n'_g = 1,760$ ;  $n'_p = 1,740$ , у тонких уламках слабкий плеохроїзм від майже безбарвного до ледь жовтувато-зеленого, з аналізатором забарвлення зерен смугасте (від центра): темно-жовте — яскраво-жовте — сіре; параметри елементарної комірки, нм:  $a = 0,7866 \pm 0,0009$ ;  $b = 1,6596 \pm 0,0012$ ;  $c = 0,5637 \pm 0,0006$  (14,4 %);

6) сірувато-темно-жовті, жовто-оранжево-коричневі напівобкатані зерна видовжено-неправильної форми, прозорі, рідше напівпрозорі, з масним до ал-

мазного блиском, містять рясні непрозорі безформні включення та видовжені кристалики інших мінералів, поверхня шагренева до інтенсивно ямчастої,  $n'_g = 1,754$ ;  $n'_p = 1,746$ , плеохроїзм від ясно-рожево-коричневого до жовтувато-коричневого (6,2 %);

7) плямисто забарвлені темно-коричневі, чорно-коричневі напівобкатані кустано-неправильні зерна, слабо просвічують, містять багато чорних включень різної форми, поверхня шорсткувата, ямчаста,  $n'_g = 1,758$ ;  $n'_p = 1,748$ , плеохроїзму не видно через рясність включень,  $a = 0,7878 \pm 0,0007$ ;  $b = 1,6682 \pm 0,0026$ ;  $c = 0,5654 \pm 0,0005$  нм (1,0 %);

8) слабообкатані зерна неправильної форми брудно-медового, сіро-зеленкуватого, зеленкувато-ясно-коричневого забарвлення, напівпросвічують, переповнені темними непрозорими включеннями, поверхня інтенсивно ямчаста, з масним полиском,  $n'_g = 1,752—1,754$ ;  $n'_p = 1,740$ , плеохроїзм від сірувато-коричневого до темно-коричневого,  $a = 0,7856 \pm 0,0011$ ;  $b = 1,6568 \pm 0,0016$ ;  $c = 0,5623 \pm 0,0015$  нм (0,8 %).

Характерно, що параметри елементарної комірки трьох вивчених зразків зростають зі збільшенням показників заломлення мінералу, тобто зі збільшенням в елементарній комірці ставроліту вмісту  $Fe^{2+} + Fe^{3+}$  — від 3,05—3,14 до 3,14—3,40.

**Енідом** трапляється у 40 % вивчених протолочних проб, однак більше він властивий конгломератам західного борту й південного замикання структури, тоді як на східному борті його відшукали лише в одній пробі, на півночі — знакові кількості. Мінерал представлений обкатаними зернами овальної, округлої, неправильної форми, які є прозорими або напівпрозорими, а також мутними, цукроподібними (мають тонкозернисту щільну будову). Забарвлення мінералу блідо-жовтувато-зелене, блідо-зелене, жовте, ясно- й лимонно-жовте. Рідше трапляються уламкові прозорі зерна зеленкувато-жовтого кольору. За показниками заломлення ( $n'_g = 1,758—1,765$ ;  $n'_p = 1,725—1,730$ ) мінерал відповідає звичайним залізистим різновидам епідоту з вмістом залізистої молекули 24—35 %.

**Турмалін** звичайно наявний у протолочних пробах конгломератів у знаковій кількості, лише в породах південного замикання структури його вміст подекуди досягає 20—100 г/т. У північній частині структури турмалін більше характерний для пісковиків, аніж конгломератів (становить іноді 4—14 % маси важкої фракції).

Виявлено такі відміни турмаліну (у порядку зменшення вмісту):

1) жовто-коричневі, коричнювато-темно-жовті обкатані зерна й напівобкатані кристали короткопризматичного обрису розміром 0,17—0,45 мм, часто тріщинуваті впоперек видовження, містять непрозорі точкові й пластинчасті включення, поверхня шагренева, ямчаста,  $n_o = 1,655—1,660$ ,  $n_e = 1,628—1,635$ , плеохроїзм від темно-зеленого, темно-коричневого до ясно-коричневого, жовтувато-жовтого;

2) червонувато-коричневі, коричнево-вишневі напівобкатані коротко-, товстопризматичні кристали й обкатані овально-округлі зерна розміром 0,2—0,4 мм, поверхня шорсткувата,  $n_o = 1,656$ ,  $n_e = 1,634$ , плеохроїзм від темно-зеленого, майже чорного до коричнювато-жовтого;

3) видовжено-призматичні до голчастих вертикально штриховані кристалики зі слабкими слідами обкатування, фісташкового, зеленкувато-коричневого забарвлення, розмір — 0,17—0,40 мм,  $n_o = 1,658—1,662$ ,  $n_e = 1,625—1,636$ , плеохроїзм від темно-коричневого, темно-зеленого до сірувато-кремового, зеленкувато-жовтого;



4) ясно-коричневі, коричнево-оранжеві обкатані зерна й напівобкатані кристали призматичного габітусу зі згладженими голівками, розмір до  $0,55 \times 0,47$  мм, поверхня слабкошорсткувата,  $n_o = 1,660—1,670$ ,  $n_e = 1,630—1,643$ , плеохроїзм від темно-коричневого до блідо-рожевого;

5) синювато-бурі, темно-сині, сірувато-голубі обкатані зерна неправильної, овальної форми розміром до 0,3 мм з шорсткуватою, у вибоїнах, поверхнею,  $n_o = 1,651—1,660$ ,  $n_e = 1,625—1,635$ , плеохроїзм від синьо-чорного, синювато-зеленого до ясно-сірого, сірувато-блакитного;

6) жовтувато-сірі, брудно-зеленкувато-сірі, оливкові обкатані зерна овальної, яйце- і коржеподібної форми розміром 0,12—0,43 мм, поверхня шорсткувата до інтенсивно шагреневої,  $n_o = 1,668—1,670$ ,  $n_e = 1,630—1,637$ , плеохроїзм від темно-зеленого, зеленкувато-чорного до ясно-оливкового, ясно-коричневого;

7) обкатані зерна овальної, округлої форми зеленого, пляшково-зеленого забарвлення, розміром 0,2—0,4 мм, поверхня шагренева, ямчаста,  $n_o = 1,653—1,660$ ,  $n_e = 1,635$ , плеохроїзм від зеленкувато-сірого до сірувато-зеленого;

8) обкатані зерна чорного кольору, майже не просвічують, форма овальна, коржеподібна, неправильна, розмір — 0,1—0,5 мм, поверхня шорстка, ямчаста,  $n_o = 1,668—1,669$ ,  $n_e = 1,630—1,634$ , плеохроїзм від темно-коричневого, майже чорного до ясно-коричневого, рожевувато-ясно-коричневого.

Характерно, що в породах південної частини структури типів 2, 5, 7 і 8 не виявлено. Визначено [26], що для найбільш поширених зерен турмаліну співвідношення Mg/Fe змінюється в межах (0,75—0,77):(0,23—0,25), тобто мінерал належить до дравітового ряду з підпорядкованою роллю шерлового компонента.

**Хромдіопсид** — ще один супутник алмазу, виявлений у конгломератах [36]. Два його зерна розміром 0,1—0,3 мм відшукали в конгломератах східного борту структури. Зерна мінералу добре обкатані, смарагдово-зеленого кольору. За даними мікроскопичного аналізу, хімічний склад хромдіопсиду такий, молекулярна частка, %: SiO<sub>2</sub> 55,12; TiO<sub>2</sub> 0,31; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,88; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,34; FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,41; MnO 0,17; MgO 16,11; CaO 17,71; Na<sub>2</sub>O 1,99. Отже, він належить до кальцієвих різновидів клінопіроксену, збагачених хромом, які трапляються в парагенезисі з піропом, олівіном і ортопіроксеном у глибинних ультраосновних породах. Через слабку механічну стійкість хромдіопсид утворює ореоли розсіяння тільки в безпосередній близькості від кімберлітових тіл, тому зроблено висновок про можливе існування в регіоні корінних джерел мінералу.

**Anatum** у конгломератах та інших уламкових породах білокоровицької світи розподілений вкрай нерівномірно: його вміст змінюється від нуля до 100—300, зрідка 600—800 г/т. У північній частині структури він є лише у знаковій кількості (дрібні зерна розміром до 0,35 мм). Мінерал представлений чистими безбарвними водяно-прозорими, рідше блідо-жовтими, жовто-зеленкуватими, голубуватими, сірими кристалами різного обрису й габітусу. Переважають субідоморфні кристали гексагонально-призматичного габітусу, які бувають від короткостовпчастих (0,12 × 0,22 мм) до довгопризматичних і голчастих (до 0,65 мм по осі *c*). На збережених кристалах найчастіше одна голівка представлена пірамідою, а протилежна — пінакоїдом. Поверхня слабкошорсткувата, на кристалах блідо-зеленого кольору — немов роз'їдена. Трапляються інтенсивно тріщинуваті напівпрозорі кристали молочно-білого кольору. Часті різні темні включення: голчасті, видовжені, круглі, точкові, стрижневі, неправильної форми. Вони розташовані в центрі кристала або безладно, часто — у вигляді сірих «хмаринок», голчасті включення паралельні одне до одного. Значно рідше у пробах трапляються добре обкатані зерна

безбарвного апатиту з шагреневою поверхнею. Показники заломлення такі:  $n_g = 1,634 - 1,636$ ;  $n_p' = 1,632 - 1,634$ , ділянками мінерал плеохроєє від безбарвного (по  $N_g$ ) до ясно-жовтуватого або слабко голубуватого (по  $N_p'$ ). Параметри елементарної комірки, нм: короткопризматичних зеленкувато-голубих субідіоморфних кристалів —  $a = 0,9382 \pm 0,0048$ ;  $c = 0,7003 \pm 0,0061$ ; короткопризматичних блідо-голубих напівобкатаних кристалів —  $a = 0,9420 \pm 0,0046$ ;  $c = 0,6930 \pm 0,0055$  нм. Імовірно, мінерал відповідає фтор-апатитовому різновиду з низьким вмістом хлору.

**Інші утворення.** У конгломератах виявлено рудні, менше — скляні кульки розміром від 0,05 до 0,5 мм [39]. Унаслідок розкристалізації вони перетворюються у чорні рудні часточки концентричної будови з шипоподібною поверхнею. Трапляються кульки із залізним ядром і скляною оболонкою червонуватого кольору, яка містить круглі бульбашки. Відшукали також часточки сплавлених порід зі склуватим базисом (аж до кварцового скла). Це явище не техногенне (наприклад, спікання внаслідок «сухого» буріння), оскільки описуваний матеріал виявлено в пробах конгломератів із багатьох свердловин, пробурених у різних частинах Білокоровицької структури.

**Деякі аспекти генезису конгломератового горизонту.** Важливими індикаторами генезису конгломератів є акцесорні мінерали, особливо з погляду першоджерел уламкового матеріалу. Найінформативнішими виявилися такі мінерали, як досить поширений і детально вивчений циркон, частково ільменіт, апатит, епідот, рутил та ін.

Специфічний набір теригенних мінералів важкої фракції грубоуламкових утворень свідчить про полігенність їх першоджерел. Доказом цього є наявність у пробах таких генетично різних мінералів, як безперервний ряд алюмохромових шпінелей, гранат піропового ряду, ставроліт, з одного боку, і армоколіт, самородний свинець, силіциди заліза, муасаніт — з іншого [33, 35]. На особливу увагу заслуговують останні три мінерали — індикатори відновних умов мінералоутворення. Достовірність їх природного (земного) походження підтверджена тим, що у пробах не виявлено підвищеного вмісту ні елементів, поширених в утвореннях, що мають космічне походження (Ni, Co та деякі малі елементи), ні елементів, характерних для техногенних утворень (наприклад Mn).

Результати мінералогічного картування засвідчили, що інтенсивність і напрямки занесення уламкового матеріалу в період формування конгломератів були змінними [15]. Зокрема, максимальні концентрації ільменіту приурочені до західного борту структури, причому ця тенденція зберігалася протягом усього періоду нагромадження конгломератів. Підвищені порівняно з фоновими значення вмісту апатиту тяжіють до бортових частин структури, причому, з огляду на максимальну (понад 400 г/т) кількість мінералу в нижній частині конгломератового горизонту, основна маса апатиту привнесена в конгломерати в початковий період їх формування. Для циркону характерний більш-менш рівномірний кількісний розподіл як за площею, так і за розрізом конгломератового горизонту, однак у середній частині горизонту чітко простежено тенденцію до збільшення кількості циркону в конгломератах від бортових частин до центру структури.

Виконано кореляційний і факторний аналізи 45 дрібнооб'ємних проб конгломератів з метою виявлення залежності між вмістом гальки та окремих акцесорних мінералів (рутил, ільменіт, лейкоксен, гранат, циркон, ставроліт, турмалін).

Визначено таке:

- 1) розподіл усіх вибраних параметрів не задовольняє нормальному закону;
- 2) найбільші варіації вмісту характерні для ставроліту;

3) за  $r_{0,05} = 0,36$  найсильніший зв'язок зафіксовано для пари ільменіт—гранат ( $r = 0,82$ ), слабший — рUTIL—циркон ( $0,57$ );

4) не виявлено суттєвої залежності між вмістом окремих мінералів і гальки, за винятком слабого зв'язку галька—циркон ( $r = 0,35$ ).

У полях факторів  $F_1$  (гранулометричний склад порід),  $F_2$  (склад уламкового матеріалу) і  $F_3$  (площа розвитку) чітко виділяються дві мінеральні асоціації: ільменіт—гранат і лейкоксен—рутил—циркон. Відособлене положення займають ставроліт (у полі дії  $F_3$ ) і турмалін (у полі дії  $F_2$ ).

Порівняльний аналіз циркону й інших кластогенних мінералів конгломератів [26, 27] і порід облямування Білокоровицької структури з використанням численних літературних матеріалів засвідчив, що знесення основної маси дрібноуламкового матеріалу відкладів білокоровицької світи відбувалося протягом усього циклу осадонагромадження з ділянок, розташованих на захід, південний захід і південь від структури, тобто з місць розвитку утворень тетерівської серії, кіровоградсько-житомирського й осницького комплексів. Крім того, безпосереднім джерелом уламкового матеріалу слугували так звані пугачовські пісковики [19, 20, 25], якими в добілокоровицький час були складені значні площі на північному заході УЩ (нині вони наявні у вигляді ксенолітів у дивлінських гранітах у напрямку на схід—південний схід від Білокоровицької структури, наприклад у с. Пугачовка). Ці пісковики, які були сформовані в результаті руйнування гнейсово-мігматитових товщ тетерівської серії і гранітоїдів кіровоградсько-житомирського комплексу, були проміжним колектором дрібноуламкового матеріалу конгломератів білокоровицької світи.

У зв'язку з дискусією щодо стратиграфічного походження теригенних утворень Білокоровицької структури і порід коростенського комплексу доцільно зазначити, що в конгломератах не виявлено типових «коростенських» мінералів. Натомість типовий коростенський циркон — поширений мінерал товкачівських кварцито-пісковиків (Овруцька структура) і теригенних утворень Вільчанської структури [30]. З наведеного випливає, що за віком формування Білокоровицька структура явно давніша від Коростенського плутону. Це підтверджують дані Л. Шумлянського та М. Мазура [38]: дослідники вивчали високотитанові й високофосфорні монцодіорити (йотуніти) Білокоровицької дайки, яка перерізає теригенні породи структури, і дійшли висновку, що Білокоровицька западина була цілком сформована вже до початку магматичної діяльності в межах сучасного Коростенського плутону (1800 млн років тому), тоді як Овруцька структура почала формуватися близько 1760 млн років тому.

Стосовно генезису конгломератів зазначимо таке. Звичайно більшість дослідників інтерпретує літологічні особливості давніх металоносних конгломератів як результат їх формування в дельтових частинах великих рік, що розмивали потужні кори вивітрювання архейських граніто-зеленокам'яних комплексів, розсічених металоносними кварцовими жилами [42]. Особливості геологічної будови конгломератового горизонту Білокоровицької структури не дають змоги достатньо аргументовано пов'язати його формування з функціонуванням якоїсь стаціонарної річкової системи. Найприйнятнішою в цьому випадку видається гіпотеза В.І. Єлісеєва [4] про алювіально-пролювіальний генезис подібних грубоуламкових порід. Про це свідчать: значна складність внутрішньої будови конгломератового горизонту (часті латеральні й вертикальні заміщення конгломератів гравелітами й пісковиками); відсутність помітного орієнтування галькового матеріалу та його сортування; відсутність чітких закономірностей у площинному поширенні тих чи інших асоціацій кластогенних акцесорних мінералів, особливо циркону; відсутність будь-якої залежності між вмістом акцесорних мінералів, кількістю та розміром галькового матеріалу.

Повсюдне формування пролювіальних відкладів, а отже, і порівняно значне площинне поширення конгломератів зумовлені існуванням в об'ямуванні Білокоровицької структури розчленованої ерозійної системи. Згодом відбувалося переформування конусів винесення під впливом перемивання у хвилеприбійній зоні, проте складний рельєф поверхні конгломератового горизонту свідчить про незначну перебудову і загалом порівняно слабку гідродинамічну активність басейну.

**Висновки.** У породах конгломератового горизонту, який має алювіально-пролювіальний генезис, виявлено понад 80 акцесорних та поширених у незначній кількості інших мінералів, серед яких важливими й детально схарактеризованими є самородне золото, алмаз, пірит, циркон, наявні супутники алмазу — хромшпінеліди, піроп, пікроільменіт, хромдіюксид, а також дуже рідкісні мінерали — самородний вольфрам, самородний свинець у суміші зі стистайтом, кусонгіт, силіциди заліза, армоколліт та ін. Самородне золото формувалося головню *in situ*, у цементі конгломератів і представлене щонайменше двома генераціями. Сульфідна мінералізація має аутигенне осадово-метаморфогенне та низько- й високотемпературне гідротермальне (гідротермально-метасоматичне) походження. Алмази в конгломератах полігенні, найімовірніше, пов'язані з кімберлітами і лампроїтами. На підставі детального різнобічного вивчення галькового матеріалу й акцесорних мінералів та мінералогічного картування визначено головні джерела і напрямки знесення теригенного матеріалу в Білокоровицьку западину.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Білик Н., Яценко І., Побережська І., Степанов В. Перша знахідка кусонгіту в експлозивних утвореннях України // Мінерал. зб. — 2014. — № 63, вип. 1. — С. 103—110.
2. Гейко Ю.В., Гейченко М.В., Приходько В.Л., Цымбал С.Н. Перспективи алмазоносності України // Моделі утворення алмазу та його корінних джерел. Перспективи алмазоносності Українського щита і суміжних територій: Зб. тез міжнар. наук. конф. — К., 2012. — С. 50—54.
3. Гурский Д.С., Есипчук К.В., Калинин В.И. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. — Киев; Львов, 2005. — 785 с.
4. Елисеев В.И. О происхождении некоторых докембрийских золото-урановых месторождений // Литология и полез. ископаемые. — 1983. — № 4. — С. 69—83.
5. Ільченко К.О., Квасниця В.М., Таран М.М. Мікроалмази із кімберлітів і розсіпні алмази України, їх особливості за даними інфрачервоної спектроскопії // Зап. Укр. мінерал. т-ва. — 2007. — № 4. — С. 13—37.
6. Ільченко К.О., Квасниця В.М., Таран М.М. та ін. Дефектні центри дрібних алмазів України (за даними інфрачервоної спектроскопії) // Мінерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 108—120.
7. Квасниця В.Н. Мелкие алмазы. — Киев: Наук. думка, 1985. — 216 с.
8. Квасниця В., Павлюк О., Квасниця І. та ін. Мікрокристали самородного вольфраму на самородному золоті з білокоровицьких мезопротерозойських конгломератів Волині // Мінералогія: сьогодні і майбуття: Матеріали Восьмих наук. читань імені акад. Євгена Лазаренка. — Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. — С. 67—70.
9. Квасниця В.М., Глеваський Є.Б., Кривдик С.Г. Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазоносності Українського щита // Мінерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 24—39.
10. Квасниця В.М., Таран М.М., Вірт Р. та ін. Нові дані про українські алмази // Мінерал. журн. — 2005. — № 4. — С. 47—58.
11. Лазаренко Е.К., Щербаков И.Б. Некоторые вопросы минералогии докембрия Украинского щита // Проблемы геологии докембрия. — Киев: Наук. думка, 1971. — С. 5—7.
12. Лупашко Т.М., Тарацян А.М., Ільченко К.О. та ін. Зіставлення даних фотолюмінесценції та ІЧ-поглинання дрібних алмазів України // Мінерал. журн. — 2003. — Т. 25, № 5/6. — С. 121—129.

13. *Макеев А.Б.* Природный синтез алмаза через металлические мембраны // Петрология литосферы и происхождение алмаза: Материалы междунар. симпозиума, посвящ. 100-летию со дня рождения акад. В.С. Соболева. — Новосибирск, 2008. — С. 58.
14. *Матковский О.И., Сливко Е.М.* Исследование акцессорного циркона для определения источников обломочного материала докембрийских конгломератов на примере северо-западной части Украинского щита // Акцессорные минералы горных пород. — М.: Наука, 1985. — С. 56—57.
15. *Матковский О.И., Сливко Е.М., Литвинович А.Р.* Опыт составления карт распределения акцессорных минералов в белоковичских конгломератах // Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий: Тез. докл. 3-го Всесоюз. минерал. семинара. — Свердловск; Миасс, 1983. — Т. 1. — С. 46—47.
16. *Матковский О.И., Сливко Е.М., Феношина У.И.* Особенности акцессорных минералов метаморфизованных конгломератов (на примере северо-западной части Украинского щита) // Циркон в породах докембрия и фанерозоя. — М.: Наука, 1985. — С. 169—178.
17. *Матковский О.И., Сливко Е.М., Шумский А.А.* Некоторые особенности пиритов из нижнебелоковичских образований Украинского щита // Минерал. сб. — 1982. — № 36, вып. 2. — С. 98—102.
18. *Металиди С.В., Зарицкий А.И., Цымбал С.М. и др.* Первая находка алмаза в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы // Минерал. журн. — 1982. — № 3. — С. 20—29.
19. *Паранько И.С.* Докембрийские конгломератсодержащие и конгломератовые формации Украинского щита // Геол. журн. — 1987. — № 5. — С. 83—92.
20. *Паранько И.С.* Геологические формации и стратиграфическое расчленение метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. — 1988. — № 1. — С. 57—68.
21. *Паранько И.С.* Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Украинского щита // Геол. журн. — 1992. — № 4. — С. 48—55.
22. *Рудаишевский Н.С., Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Мельников Ю.Т.* Самородные металлы и карбиды в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Acta Mineralogica Sinica. — 1983. — N 9. — P. 71—82.
23. *Рябенко В.А., Асеева Е.А., Фуртес В.В. и др.* Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины. — Киев: Наук. думка, 1988. — 140 с.
24. *Сливко Е.М.* Особенности циркона из пород белоковичской свиты // Минерал. сб. — 1983. — № 37, вып. 2. — С. 34—42.
25. *Сливко Е.М.* Акцессорный циркон «пугачевских» песчаников (северо-западная часть Украинского щита) // Минерал. сб. — 1986. — № 40, вып. 1. — С. 61—67.
26. *Сливко Е.М.* Минералогия и вопросы генезиса докембрийских конгломератов Белоковичской структуры (Украинский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Львов, 1986. — 20 с.
27. *Сливко Е.М.* Генетические типы сульфидного оруденения в древних конгломератах (Украинский щит) // Поисквая минералогия: современное состояние и перспективы развития: Тез. докл. семинара-школы по теме «Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых». — Алма-Ата, 1987. — Т. 1. — С. 42—43.
28. *Сливко Е.М., Феношина У.И.* К вопросу о генетической природе белоковичских конгломератов и их рудной минерализации // Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя: Тез. докл. 5-го совещ. по проблеме. — Ужгород, 1986. — Ч. 2. — С. 15—17.
29. *Сливко Е.М., Феношина У.И.* Акцессорный циркон — индикатор источников сноса обломочного материала конгломератов белоковичской свиты // Минерал. сб. — 1990. — № 44, вып. 2. — С. 34—42.
30. *Сливко Е.М., Высоцкий Б.Л., Глухов А.П.* Минералого-петрографические особенности терригенных пород Вильчанской структуры // Минерал. сб. — 1985. — № 39, вып. 1. — С. 58—65.
31. *Сливко Е.М., Паранько И.С., Литвинович А.Р.* Минералого-петрографические особенности конгломератового горизонта Белоковичской впадины и их значение при стратификации докембрия северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. — 1988. — № 1. — С. 68—73.
32. *Сливко Е.М., Паранько И.С., Малюк Б.И.* Геология и условия образования докембрийских конгломератов Белоковичско-Овручской системы депрессий (северо-запад-

- ная часть Украинского щита) // Литология и полез. ископаемые. — 1991. — № 3. — С. 132—141.
33. *Феношина У.І., Сливко Є.М.* Алмази та їхні мінерали-супутники в конгломератах Білокоровицької структури (північно-західна частина Українського щита) // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. — 1999. — Вип. 14. — С. 86—93.
  34. *Феношина У.І., Матковський О.І., Сливко Е.М.* К проблеме поисков золотого оруденения в докембрийских конгломератах // Современные аспекты поисковой минералогии и методы преподавания: Материалы всесоюз. школы «Современные методы преподавания минералогических дисциплин и проблемы поисковой минералогии». — Владивосток, 1990. — С. 70—71.
  35. *Феношина У.І., Ясинская А.А., Матковський О.І. и др.* Новое в минералогии древних конгломератов северо-западной части Украинского щита // Минералогия — народному хозяйству: Тез. докл. 7-го съезда Всесоюз. минерал. об-ва. — Л.: Наука, 1987. — С. 235—236.
  36. *Цымбал С.М., Вишневецький О.А., Вуйко В.І.* Перша знахідка піропу і хромдіопсиду в грубоуламкових породах білокоровицької світи на півночі Українського щита // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1984. — № 8. — С. 25—29.
  37. *Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С.* Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита // Минерал. журн. — 2003. — № 5/6. — С. 40—56.
  38. *Шумлянський Л., Мазур М.* Вік та речовинний склад йотунітів Білокоровицького дайкового поясу // Геолог України. — 2010. — № 1—2. — С. 70—78.
  39. *Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М. и др.* Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза. — Киев: УкрГТРИ, 2002. — 331 с.
  40. *Яценко І., Білик Н., Побережська І., Степанов В.* Перша знахідка кусонгіту в експлозивних утвореннях України // Мінералогія: сьогодні і майбуття: Матеріали Восьмих наук. читань імені акад. Євгена Лазаренка. — Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. — С. 181—183.
  41. *Яценко І.Г., Бекеша С.Н., Билык Н.Т.* Самородные металлы и другие безкислородные соединения взрывного происхождения // Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Материалы междунар. науч. конф. Судакские чтения IV (IX). — Судак, 2013. — С. 94—96.
  42. *Pretorius D.A.* The depositional environment of the Witwatersrand goldfields: A chronological review of speculations and observations // Miner. Sci. Eng. — 1975. — Vol. 7, N 1. — P. 18—47.

Надійшла 24.03.2015

*О.І. Матковський, Є.М. Сливко*

#### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНГЛОМЕРАТОВ БЕЛОКОРОВИЧСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Освещены результаты литолого-минералогических исследований конгломератового горизонта в составе белокоровичской свиты палеопротерозоя (Белокоровичская структура в северо-западной части Украинского щита). Внутрiformационные конгломераты — это полимиктовые образования аллювиально-пролювиального генезиса. В них обнаружено более 80 акцессорных минералов, среди которых детально описаны самородное золото, алмаз, пирит, шпинелиды, ильменит, гранаты, циркон и др. Конгломераты содержат парагенетические и гравитационные спутники алмаза (муассанит, хромшпинелиды, пироп, пикроильменит, ставролит, хромдиопсид и др.), а также очень редкие минералы — самородный вольфрам, самородный свинец в смеси со стигтаитом, кусонгит, силициды железа, армоколлит и др. Алмазы в конгломератах полигенные, связаны, вероятнее всего, с кимберлитами и лампритами. Самородное золото формировалось преимущественно *in situ* в цементе конгломератов и представлено как минимум двумя генерациями. Сульфидная минерализация имеет аутигенное осадочно-метаморфогенное, а также низко- и высокотемпературное гидротермальное (гидротермально-метасоматическое) происхождение. На основании комплексного изучения галечного материала, акцессорных минералов и результатов минералогического картирования территории определены главные источники и направления сноса терригенного материала в Белокоровичскую впадину.

*Ключевые слова:* минералогия, самородное золото, алмаз, акцессорные минералы, конгломераты, Белокоровичская структура, докембрий, Украинский щит.

*O.I. Matkovskiy, Ye.M. Slyvko*

MINERALOGICAL FEATURES  
OF CONGLOMERATES FROM BILOKOROVYCHI STRUCTURE  
(THE NORTH-WESTERN PART OF THE UKRAINIAN SHIELD)

The article presents the results of lithologic-mineralogical researches of the conglomerate horizon of the Paleoproterozoic Bilokorovychi suite (Bilokorovychi structure in the North-Western part of the Ukrainian Shield). The suite is composed of sandstones, gritstones, conglomerates, argillites, aleurolites, tuffs, tuffites and diabases. The horizon thickness within the structure varies from 1.0 to 13.5 m. Conglomerates are interstratified and polymictic: pebbles are composed of quartz and sandstones (metamorphosed, recrystallized and silicified and unaltered sandstones, gritstones, conglomerates are among them) as well as of secondary quartzites, jaspers, volcanic rocks and corresponding metasomatites, quartz-sericite and tourmaline metasomatites (formed by acid effusions), felsites, silicified acid tuffs, porphyroids. The content of pebbles is irregular, average value — 40—60 %. Conglomerates are of alluvial-proluvial origin, which is evidenced by: the significant complexity of the conglomerate horizon internal structure (frequent lateral and vertical replacement of the conglomerates by gritstones and sandstones); no visible orientation of pebble material and its grading; the lack of clear patterns in the planar distribution of certain associations of clastogenic accessory minerals, especially zircon; the absence of any dependence between the content of accessory minerals, the number and size of pebbles.

More than 80 accessory minerals have been identified in the conglomerates, among which the native gold, diamond, pyrite, spinellids, ilmenite, garnet, zircon, etc. have been described in detail. The conglomerates contain paragenetic and gravity satellites of diamond (moissanite, chrome-spinellids, pyrope, picroilmenite, staurolite, chrome-diopside, etc.), as well as very rare minerals — native tungsten, native lead in a mixture with stistaite, qusongite, fersilicite, ferdisilicite, armalcolite, etc.

The vast majority of the diamond crystals have octahedral habitus, less rhombododecahedral, crystal size varies from 0.2—0.5 to 3.0—4.0 mm. Rare are cubic crystals with a size of about 0.2 mm. Crystals are usually colourless, sometimes are yellowish and have greenish pigmentation spots. Based on the results of IR spectroscopy, photoluminescence and other analyses the conclusion is made that the diamonds in the conglomerates are polygenic, most likely associated with kimberlites and lamproites.

Native gold in conglomerates is visible and fine-dispersed. Visible gold is presented by small (0.10—0.25 mm) and very small (0.05—0.10) grains, at least — 0.25—0.80 and 0.01 to 0.05 mm, single grains — of average particle size (1—2 mm). The grains of irregular shape dominate, there are also idiomorphic grains and rare grains of mixed form. Studies have shown that the gold has been formed in situ, i. e. in the cement of conglomerates during the process of diagenetic transformation. Subsequent metamorphism resulted in the consolidation of accessory gold and its relative sterility of impurity elements. Sulphide mineralization (pyrite, marcasite etc.) is of autogene sedimentary-metamorphogenic and low- and high-temperature hydrothermal (hydrothermal-metasomatic) origin.

Based on a comprehensive study of pebble material, accessory minerals and the results of mineralogical mapping of the area the main sources and directions of removal of terrigenous material in Bilokorovychi depression have been identified.

*Keywords:* mineralogy, native gold, diamond, accessory minerals, conglomerates, Bilokorovychi structure, Precambrian, Ukrainian Shield.