

УДК 550.93

Л.М. Степанюк¹, І.С. Паранько²,
О.М. Пономаренко¹, Т.І. Довбуш¹, О.Б. Висоцький¹

¹ Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: stepanyuk@igmof.gov.ua

² Криворізький державний педагогічний університет
50086, м. Кривий Ріг, Україна, пр. Гагаріна, 54

УРАН-СВИНЦЕВИЙ ВІК КЛАСТОГЕННОГО МОНАЦИТУ ІЗ МЕТАПІСКОВИКА СКЕЛЮВАТСЬКОЇ СВІТИ КРИВОРІЗЬКОЇ СРУКТУРИ

Стаття є продовженням публікацій, присвячених радіогеохронологічному вивченню метаморфічних утворень криворізької серії Кривбасу. Детально описаний розріз скелюватської світи, наведені результати уран-свинцевого ізотопного дослідження кластогенних монацитів із метапісковика нижньої частини її розрізу, що відслонюється вздовж лівого схилу долини р. Інгулець західніше парку відпочинку в житловому масиві Південного гірничо-збагачувального комбінату. За результатами радіогеохронологічних досліджень кластогенні монацити мають вік 2,85 млрд рр. Це значення може бути прийнятим за нижню вікову межу формування скелюватської світи.

Вступ. У попередніх наших публікаціях викладено результати датування кластогенних цирконів із кварцитів (горизонт "латівський") [2] та метаморфогенних цирконів із амфіболітів метабазитової частини розрізу новокриворізької світи [10] криворізької серії, які засвідчили мезоархейський вік цих утворень. У цій статті наведено результати датування кластогенних монацитів із метапісковиків нижньої підсвіти скелюватської світи класичним уран-свинцевим ізотопним методом.

Продовження вивчення уран-свинцевої системи кластогенних мінералів із метатеригенних утворень, що залягають стратиграфічно вище новокриворізької світи, обумовлено тим, що серед цирконів із кварциту латівського горизонту нами не виявлено цирконів, молодших за 3,0 млрд рр. Отже, знахідка кластогенних цирконів віком 2,6—2,8 млрд рр. (гранітоїди мокромосковського, демуринського та токівського комплексів) має знаменувати більш пізній за

новокриворізький етап седиментації в межах Криворізького басейну, а саме неоархейський.

М.П. Щербаком та ін. [11] були проведені мінералогічні дослідження та датовано уран-свинцевим ізотопним методом кластогенні акцесорні мінерали (циркони і монацити) скелюватської світи, які показали, що "у кластичному матеріалі нижньої (скелюватської) світи криворізької серії відсутні монацити, характерні для гранітів кіровоградського типу, розвинутих на захід від криворізької зони...". Це дозволило встановити нижню вікову межу скелюватської світи — 2800 млн рр. Уточнення цих результатів і є основною метою даної публікації.

Геологічна позиція. Скелюватська світа картується вздовж східного борту Криворізької структури (рис. 1). Традиційно вважали, що її утворення зі стратиграфічним неузгодженням залягають на породах новокриворізької світи [3]. Пізніше, під час проведення робіт зі встановлення формаційної приналежності мета-конгломератів Кривбасу, було зафіксовано поступовий перехід між асоціацією хлоритвмісних сланців і поліміктових пісковиків, яка визначає характер будови та складу верхньої,

© Л.М. СТЕПАНЮК, І.С. ПАРАНЬКО,
О.М. ПОНОМАРЕНКО, Т.І. ДОВБУШ,
О.Б. ВИСОЦЬКИЙ, 2011

власне метаосадової, частини розрізу новокриворізької світи, та метаконгломерат-пісково-сланцевої асоціації (нижня підсвіта) скелюватської світи [6]. Також доведено, що хлоритвісні сланці верхньої частини новокриворізької світи сформувались внаслідок метаморфізму перевідкладених продуктів кори вивітрювання метабазитів, що їх підстеляють (нижня частина новокриворізької світи) [6]. Це вказує на те, що перерва в осадконакопиченні існувала не між періодами формування породних парагенезисів новокриворізької та скелюватської світ, а після становлення метабазитової (нижньої) частини розрізу новокриворізької світи. Час її утворення відповідає мезоархею [2, 10].

Склад скелюватської світи визначають олігоміктові метаконгломерати, кварцові та польовошпат-кварцові метапісковики, кварц-біотитові, кварц-серицит-біотитові, серицит-біотитові сланці, які традиційно називають філітами [3], а також характерна для верхньої частини розрізу світи асоціація різноманітних тальквісних сланців, відома у Кривбасі як "тальковий" горизонт. Залежно від кількісних співвідношень головних і підпорядкованих порід світа поділяється на три підсвіти: нижню, середню та верхню [3, 6].

Нижня підсвіта характеризується регресивним типом розрізу. Вона складена кварцовими метапісковиками, метагравелітами та метаконгломератами, які утворюють дво- і трикомпонентні ритми вищих порядків. Перші складені метапісковиками та метагравелітами і характерні для нижньої частини підсвіти. Ритми, в будові яких беруть участь метапісковики, метагравеліти та метаконгломерати, складають її середню та верхню частини. Найбільш повний розріз підсвіти розкритий численними свердловинами в районі замикання Основної структури Кривбасу, а також природних відслонень по берегах р. Інгулець в районі робітничого селища Південного гірничо-збагачувального комбінату.

У межах замикання Основної структури спостерігається два типи розрізу підсвіти, які відрізняються здебільшого за кількісним співвідношенням порід. Розріз західної та центральної ділянок замикання переважно складають метагравеліти, що утворюють верстви потужністю від 1 до 40 м, розділені прошарками метапісковиків та метаконгломератів. Асоціація метагравеліт + метапісковик більш харак-

терна для нижньої частини розрізу підсвіти, де метапісковики присутні у вигляді прошарків, потужність яких збільшується догори за розрізом від 1 до 3 м. У тому ж напрямку зростає потужність верств метагравелітів, характерною особливістю яких є збільшення кількості гравійного матеріалу від подошви (50 % обсягу породи) до покрівлі (70–80 %). У метагравелітах спостерігаються включення гальки, кількість яких також догори за розрізом збільшується, тобто метагравеліти поступово переходять у метаконгломерати.

Метаконгломерати утворюють прошарки та лінзи потужністю від 1 до 7 м у верхній частині розрізу підсвіти. Контакти між ними та метагравелітами поступові. У більшості випадків метаконгломерати перекриті малопотужними (від 0,1–0,2 до 1,0 м) прошарками дрібно-середньозернистих метапісковиків. Межі між цими відмінами порід чіткі та різкі.

Потужність підсвіти в межах західної та центральної ділянок замикання Основної структури змінюється від 25 до 50 м.

Відмінною рисою підсвіти східної ділянки замикання є збільшення потужності до 120–140 м та зростання вмісту метаконгломератів, що складають тут близько 50–70 % обсягу розрізу, проти 10–15 % — в центральній та західній частинах структури. Загальний вигляд підсвіти визначає асоціація метагравелітів і метаконгломератів, що утворюють верстви потужністю від 2–10 (метаконгломерати) до 20 м (метагравеліти). Метапісковиків значно менше, вони присутні у вигляді малопотужних (перші десятки сантиметрів) прошарків і лінз. У нижній частині розрізу підсвіти метагравелітів більше, ніж метаконгломератів, а у верхній — навпаки.

Подібну будову підсвіта має і в інших районах, проте метаконгломерати присутні тільки в розрізах замикання Лихманівської структури (Інгулецьке родовище залізистих кварцитів) і в районі родовищ шахт ім. Р. Люксембург та ім. В.І. Леніна. У межах так званого Тарапако-Лихманівського простягання і на більшій частині Саксаганського району (між родовищами рудника ім. Ілліча і шахти ім. К. Лібкнехта, а також північніше родовища шахти ім. В.І. Леніна) підсвіта представлена метагравеліт-пісково-сланцевою асоціацією, що вказує на локальне поширення метаконгломератів та їх фаціальне заміщення за простяганням метагравелітами та метапісковиками.

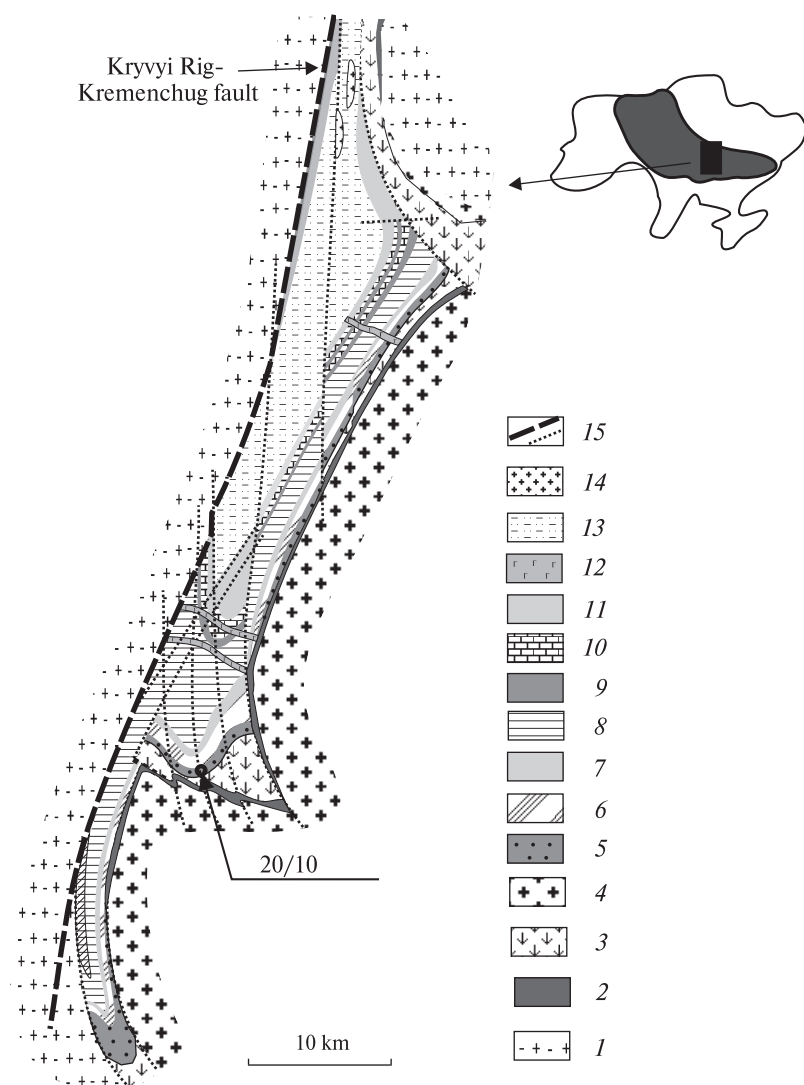


Рис. 1. Схема геологічної будови Криворізької структури (за [2], з доповненнями авторів): 1 — гнейсо-граніт-плагіогранітова формація (дніпропетровський гранітоїдний комплекс); 2, 3 — метавулканогенно-осадовий комплекс (2 — латівський горизонт, 3 — метадацит-андезит-толеїтова і метаконатит-дзеспіліт-толеїтова формації (конкська серія)); 4 — плагіограніт-тоналітова формація (саксаганський гранітоїдний комплекс); 5—8 — метатеригенно-залізистий комплекс (5 — метаконгломерат-сланцева формація (нижня підсвіта скелюватської світи), 6 — метаконгломерат-піщовиково-сланцева формація (середня підсвіта скелюватської світи), 7 — метаконатитова формація (верхня підсвіта скелюватської світи), 8 — дзеспілітова кременисто-сланцева формація (саксаганська світа)); 9—11 — карбонатно-вуглецево-метатеригенний комплекс (гданцівська світа): (9 — залізисто-сланцева формація (нижня підсвіта), 10 — карбонатно-вуглецево-сланцева формація (середня підсвіта), 11 — сланцево-метапіщовикова формація (верхня підсвіта)); 12 — формація дайкових діабазів; 13 — метатеригенний комплекс (глеюватська світа, моласоїдна метаконгломератова та метапіщовиково-сланцева формації); 14 — апліт-пегматитова формація; 15 — головні та другорядні розломи

Fig. 1. The scheme of geological structure of the Kryvyi Rig after [2] with some modifications by authors of the article: 1 — gneiss-granite-plagiogranite formation (Dnipropetrovsk granitic complex); 2, 3 — metavolcanogenic-sedimentary complex (2 — Lativka horizon, 3 — meta-dacite-andesite-tholeiitic and metakomatiite-jaspilite-tholeiitic formations (Konka group)); 4 — plagiogranite-tonalitic formation (Saksagansk granitic complex); 5—8 — metaterrigenous-ferruginous complex (5 — metaconglomerate-slate formation (bottom subsuite of Skeluvatka suite), 6 — metaconglomerate-sandstone-slate formation (middle subsuite of Skeluvatka suite), 7 — metakomatiite formation (upper subsuite of Skeluvatka suite), 8 — jaspilite chert-slate formation (Saksagansk suite)); 9—11 — carbonate-carbon-metaterrigenous complex (Gdantsevo suite): (9 — ferruginous-slate formation (lower subsuite), 10 — carbonate-carbon-slate formation (middle subsuite), 11 — slate-metasandstone formation (upper subsuite)); 12 — formation of dike diabases; 13 — metaterrigenous complex (Gleuvatka suite, mollassic metaconglomerate and metasandstone-slate formations); 14 — aplite-pegmatitic formation; 15 — main and minor faults

Середня підсвіта, на відміну від нижньої, характеризується трансгресивним типом розрізу. Нижня його частина представлена парагенезисом метагравеліт + метапіщовик ± метаконгломерат, а верхня — асоціацією метапіщовик + філітовий сланець ± метагравеліт. Нижня частина складена верствами метагравелітів і метапіщовиків з підпорядкованими поширенням дрібногалькових метаконгломе-

ратів, що утворюють малопотужні (від перших сантиметрів до 2 м) прошарки та лінзи. Угору за розрізом кількість метапіщовиків зростає, зменшується потужність прошарків метагравелітів. Їхнє місце поступово заступають філітоподібні сланці, а асоціацію метапіщовик + метагравеліт замінює парагенезис метапіщовик + філітоподібний сланець. При цьому поступово угору за розрізом зменшується кіль-

кість метапісковиків, тож верхню його частину представляє практично монотонна товща філітоподібних сланців.

Метапісковики нижньої підсвіти характеризуються виключно кварцовим складом. Це дрібнозернисті кварцитоподібного вигляду масивні породи зі світло-сірим забарвленням, складені уламками кварцу, що зцементовані кварц-серицитовим матеріалом. За хімічним складом та петрохімічними властивостями вони відповідають аркозам [6].

Для середньої підсвіти характерні дрібнозернисті з чітко вираженими бластопсамітовими структурами польовошпат-кварцові метапісковики. Вони складені на 80—85 % уламками кварцу, 10—15 — припадає на пелітизовані уламки мікрокліну та альбіту, близько 5—10 % уламків представлені мікрокварцитами та слюдистими кварцитами. Зцементована порода кварц-серицитовим матеріалом. За класифікацією метакластолітів О.О. Предовського вони належать до метаморфізованих аналогів субграувак і граувак, а за О.М. Неєловим — до поліміктових і граувакових псамітів [6].

Більшу частину розрізу середньої підсвіти складають тонкозернисті філітоподібні сланці з темно-сірим забарвленням. Головними породоутворювальними мінералами в них є серицит, кварц і біотит. Залежно від їх кількісних співвідношень розрізняють кварц-серицитові, кварц-біотитові, кварц-серицит-біотитові, біотитові, біотит-кварцові відміни сланців. У породах присутні також хлорит, турмалін, рудні мінерали (пірит і піротин). За результатами петрохімічних досліджень сланці належать до метаморфізованих аналогів алеврит-аргілітових і глинистих порід [6]. Серед останніх, які переважають в складі сланцевої частини розрізу підсвіти, присутні змішані гідрослюдисті глини, монтморилонітові відміни і змішані глини трьох груп — клінохлор-пенін, вермикуліт-палигорскіт і шамозит. Серед сланців присутні також відміни, що утворилися внаслідок метаморфізму високоглинистих псамітів, тобто близькі за первинною природою до аргілітів і алевролітів. Їх найчастіше можна розпізнати завдяки петрографічним методам. Це — сланцеві породи, уламкова складова яких представлена кварцом, а цементом слугує кварц-серицитовий матеріал з включеннями зерен карбонату, циркону і вкрапленнями піриту та піротину. Структура порід бластоалевролітова, текстура верстувата, підкреслена чергу-

ванням суттєво кварцових і збагачених серицитом проверстків потужністю у декілька міліметрів.

Однією з основних діагностичних ознак скелюватської світи є метаконгломерати. Залежно від розміру гальок розрізняють дрібно-, середньо-, крупногалькові до валунних відміни. Дрібно- та середньогалькові метаконгломерати характерні для нижньої частини розрізів нижньої та середньої підсвіти. Розмір гальок в них коливається від 0,5 до 2,0 см. Форма гальок ізометрична, видовжена, ступінь обкатаності середня та добра. Вміст галькового матеріалу в них не перевищує 40—60 % об'єму породи. Здебільшого дрібногалькові відміни поступово замінюються середньогальковими, де розмір гальок становить 2,0—3,5 см. У таких відмінах гальки добре обкатані, мають видовжену та веретенподібну форму. В крупногалькових метаконгломератах середній розмір уламків по довгій осі змінюється від 5 до 7 см, але наявні також валуни розміром 10—20 см. Форма таких гальок виключно веретенподібна. В середньо- та крупногалькових відмінах кількість уламкового матеріалу становить 70—80 % об'єму породи. Довгі осі таких гальок орієнтовані за напрямком падіння порід, гальки розташовані тонкими кінцями в одну сторону, що в плані нагадує черепичну кладку.

За складом уламкового матеріалу усі метаконгломерати подібні: присутні гальки кварцу, кварцитів, метапісковиків, метагравелітів та сланців. Переважають гальки кварцитів і жильного кварцу, які складають до 70—80 % об'єму галькового матеріалу. При цьому слід зазначити, що в дрібно- та середньогалькових метаконгломератах їх кількісні співвідношення приблизно однакові з незначними (до 10 %) відхиленнями. В крупногалькових відмінах галька кварцитів помітно переважає, на неї припадає 50—80 % галькової складової. Існує дві відміни кварцитів: мономінеральні мікрокварцити та слюдисті кварцити. Перші є агрегатом приблизно однакових за розміром зерен кварцу (0,1 мм і менше) з включеннями поодиноких виокремлень гравійного розміру, які є результатом перекристалізації дрібніших зерен. На це вказує первинна форма зерен кварцу, яка добре діагностується під мікроскопом за наявністю порошин на їх поверхні. Слюдисті кварцити характеризуються дрібнозернистою будовою і наявністю в їх складі,

окрім кварцу, лусок серициту та біотиту (останній трапляється дуже рідко). Серицит присутній у вигляді окремих дуже дрібних лусок і утворився, очевидно, за рахунок метаморфічних перетворень глинистого цементу плівкового типу дрібнозернистих відмін кварцових пісковиків.

Кварц у гальці представлений здебільшого жильною відміною. За забарвленням розрізняються гальки світло-сірого, сірого, білого, темно-сірого кварцу. Усі зазначені відміни перемішані, проте наявна слабка закономірність у поширенні гальки темно-сірого кварцу: нею збагачені нижні частини пачок середньо- і дрібногалькових метаконгломератів.

Близько 10–25 % уламкового матеріалу складають гальки кварц-серицитових і серицит-кварцових сланців. Це здебільшого дрібно-тонкозернисті утворення з розміром зерен кварцу менше 0,1 мм. Серицит тонколукуватий, рівномірно розсіяний по породі, місцями забарвлений у бурий колір через вміст оксидів та гідроксидів заліза. Зрідка у сланцях присутній дрібнолукуватий біотит. Забарвлення гальок сланців різноманітне: від світло-сірого до зеленуватого.

Також у складі метаконгломератів присутні обкатані уламки метагравелітів (2–3 % галькового матеріалу). Гравій у них представлений мономінеральними зернами кварцу, зцементованими кварц-серицитовим матеріалом.

Найрідкіснішими у складі метаконгломератів є гальки метаморфізованих основних ефузивів. Це дрібно- та середньозернисті породи, складені тонкогальчастим актинолітом, біотитом і плагіоклазом. Переважає в породі актиноліт, біотит утворює незначні скупчення лусок, а плагіоклаз, що за складом відповідає андезину, наявний у вигляді поодиноких зерен. У складі породи присутні також кварц, хлорит, голчасті зерна апатиту та рудні мінерали. Структура породи завдяки присутності тонких голок актиноліту наближена до фібробластової. Окрім того, Б.І. Горошниковим [4, 5] в районі замикання Саксаганської антикліналі виявлено гальки магнетит-сидерит-кварцових роговиків і плагіоклазових гранітів.

Наповнювачем метаконгломератів є різнозернистий метапісковик, який за мінералогією та петрографічними та петрохімічними особливостями подібний до метапісковиків, що утворюють самостійні прошарки та лінзи у складі

світи [6]. Головними породоутворювальними мінералами наповнювача є кварц і серицит, меншою мірою — біотит і хлорит. Винятком є ті ділянки поширення метаконгломератів, де вони залягають безпосередньо на хлорит-вмісних сланцях новокриворізької світи (східна частина замикання Основної структури та район родовища шахти ім. В.І. Леніна). У цих розрізах зі збільшенням глибини у складі наповнювача поступово зростає кількість хлориту, аж доки він стає головним породоутворювальним мінералом. З акцесорних мінералів присутні гранат, апатит, монацит, циркон, турмалін, рутил та рудні, представлені піритом та піротином, інколи — магнетит та хроміт.

Верхня підсвіта, відома під назвою "тальковий" горизонт [3], згідно залягає на породах середньої, про що свідчить наявність у нижній частині її розрізу малопотужних (від перших сантиметрів до перших десятків сантиметрів) прошарків та лінз філітових сланців і польовошпат-кварцових метапісковиків та метагравелітів. Складена підсвіта асоціацією талькових, хлорит-талькових, хлорит-карбонат-талькових, карбонат-тальк-актинолітових, хлорит-тремололітових сланців з підпорядкованою кількістю актинолітитів, тремолітитів і кварц-карбонатних порід. Результати реконструкції первинного складу порід підсвіти підтвердили зроблене в свій час Ю.Ір. Половинкіною припущення про приналежність їх до ефузивів ультраосновного складу [8], а вивчення їх петрохімічних особливостей дозволило встановити, що розріз світи представлений парагенезисом метаморфізованих аналогів перидотитових, піроксенітових коматіїтів і коматіїтових базальтів [6, 7].

У розрізі підсвіти переважають (до 80 % його обсягу) метаморфізовані перидотитові коматіїти, представлені карбонат-хлорит-тальковими, карбонат-хлорит-тальк-актинолітовими та карбонат-актиноліт-хлорит-тальковими сланцями, що утворюють прошарки потужністю від 8 до 20 м. Основні породоутворювальні мінерали цих порід у районах поширення зеленосланцевої фації метаморфізму (Саксаганський район і замикання Основної структури), об. %: тальк — 70, хлорит і карбонат — по 15. На ділянках, де ступінь метаморфізму підвищується до епідот-амфіболітової фації (Східно-Ганнівська смуга Північного району, Тарапако-Лихманівське про-

стягання), головним мінералом є амфібол, представлений тремолітом або низькозалістим актинолітом, а тальк (10–30 об. %) і хлорит (1–10 об. %) мають підпорядковане значення.

Структура порід лепідо-, немато-, немато-лепідобластова. Текстура сланцювата, зрідка масивна.

Піроксенітові відміни коматітів, на які припадає не більше 15 % об'єму розрізу підсвіти, характеризуються підвищеним вмістом хлориту (10–15 об. %). Кількість карбонату в них змінюється від перших об'ємних відсотків до 20 %. Для амфіболових відмін характерний актиноліт з вищим, ніж у перидотитових метакоматітах, вмістом заліза та глинозему. Найпоширенішими їх метаморфізованими аналогами є актиноліт-хлорит-талькові сланці, які утворюють прошарки потужністю 2–5 м.

Метаморфізовані коматітові базальти в розрізі підсвіти представлені хлорит-тальковими сланцями, характерними для його фронтальних частин, де вони перешаровуються з метатеригенними породами. Потужність прошарків — від 2 до 6–8 м. На 75 % вони складені хлоритом, вміст тальку не вищий від 10 %. Карбонатів і амфіболів мало (до 5 %). Останні характеризуються максимальною залізистістю і наявні у складі сланців на ділянках поширення епідот-амфіболітової фації метаморфізму. Характерною особливістю розрізу підсвіти є закономірне чергування двокомпонентних ритмів з перидотитових та піроксенітових метакоматітів, що дозволяє виділяти породну асоціацію підсвіти як метакоматітову формацію [6, 7].

Потужність підсвіти змінюється за простяганням Криворізької структури від перших метрів (Тарапако-Лихманівське простягання) до 240 м (район родовища шахти ім. М.В. Фрунзе), але найчастіше становить 120–140 м.

Об'єкти і методи дослідження. Для уточнення нижньої вікової межі скелюватської світи нами вивчено уран-свинцеву ізотопну систему кластогенних монацитів із метапісковика першої верстви знизу. Прошарок метапісковика у вигляді скельного виходу відслонюється в 190–200 м нижче за течією від пішохідного мосту через р. Інгулець західніше парку відпочинку в житловому масиві Південного гірничо-збагачувального комбінату (рис. 2). Тут вздовж лівого схилу долини ріки на від-



Рис. 2. Місце відбору радіогеохронологічної пр. 20/10 метапісковика нижньої підсвіти скелюватської світи

Fig. 2. Site of collection of radiogeochronological sample 20/10 of metasandstone from lower subsuite of Skeluvatka suite

стань до 150–160 м у скельних виходах висотою 8–15 м відслонюється товща різногалькових метаконгломератів, метагравелітів та метапісковиків, що складають дво- та трикомпонентні ритми. Нижні члени ритмів представлені метапісковиками або метагравелітами, а верхні — метаконгломератами. Переважають двокомпонентні ритми з асоціацією метагравелітів і метаконгломератів. Детальний опис розрізу наведено в Путівнику [7].

Метапісковик різнозернистий, складений кутастими уламками кварцу (80–90 %), цементованими кварц-серицитовим матеріалом. Кварц має хвилясте загасання. З акцесорних мінералів зафіксовано апатит, монацит, циркон, турмалін, рутил і рудні. Структура бластосамітова з мікрелепідогранобластовою структурою цементу (рис. 3).

Результати дослідження та їх обговорення. Циркон представлений кількома типами різною мірою обкатаних зерен: від ізометричних, обкатаних повністю до майже не зачеплених абразією з добре розвиненим ограненням і ледь помітними слідами зточування на їх верхинках та ребрах. Найпоширенішими (понад 60 %) є світло-коричневі та коричневі напівпрозорі зерна, на червонувато-рожеві та рожеві припадає близько 30 %. Світло-рожеві циркони поширені значно менше (до 10 %), жовтувато-бурі зерна є поодинокими. Слід відмітити, що наростання жовтувато-бурого циркону на зернах коричневого та світло-коричневого є поширеним явищем, але такі наростання відмічені здебільшого на голівках, зрідка — на окремих ребрах або гранях, тобто

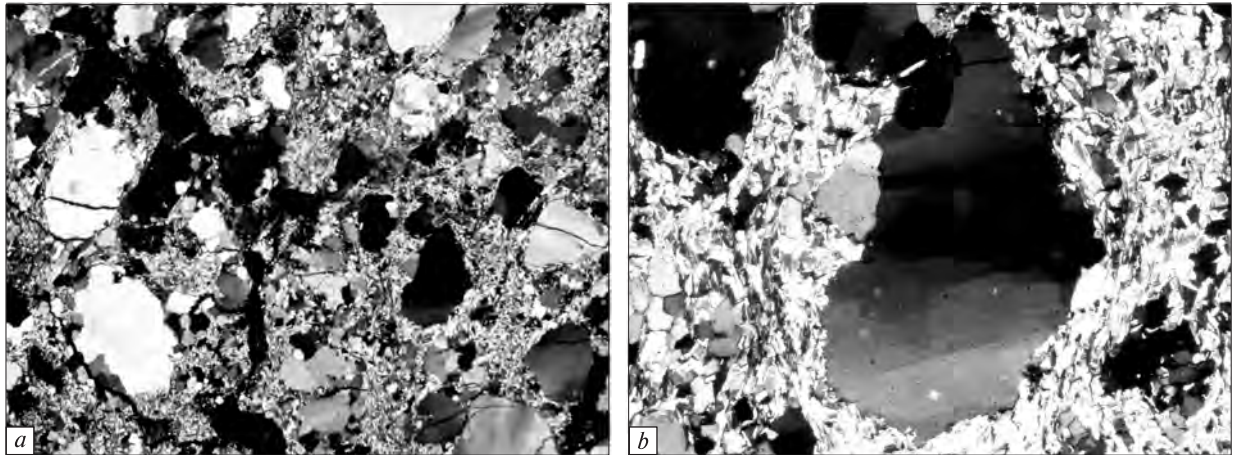


Рис. 3. Мікрофотографії шліфа метапісковика (пр. 20/10, поляризаційний мікроскоп, ніколи схрещені: *a* — ділянка з бластопсамітовою структурою, *b* — з мікролепідогранобластовою структурою цементу

Fig. 3. Thin section microphotos of metasandstone (sample 20/10, polarising microscope, crossed nicoles: *a* — site with blastopsammitic structure, *b* — site with microlepidogranoblastic structure of cement

вкривають лише окремі частини кристалів (рис. 4, *a—d*). Світло-коричневі та коричневі кристали зазвичай мають тонку концентричну зональність (рис. 4, *b*), хоча досить поширеними є незональні зерна (рис. 4, *c*). У середині червонувато-рожевих кристалів навіть під бінокулярним можна побачити світліші (світло-рожеві) ядра, що досить часто мають заокруглені контури.

У результаті вивчення кристалів циркону, в тому числі їх полірованих зрізів з застосуван-

ням методів оптичної мікроскопії в більшості коричневих тріщинуватих зерен виявлено регенерацію (доростання) жовтувато-бурым цирконом з відносно високими кольорами інтерференції (рис. 4, *d*) так само, як у кластогенних цирконів "латівського" горизонту новокриворізької світи [2]. У середині жовтувато-бурих кристалів відмічено релікти світлішого циркону (рис. 4, *e*).

За видовженням найбільш поширеними є призматичні циркони ($K_{\text{вид}} 2-2,5$), їм трохи

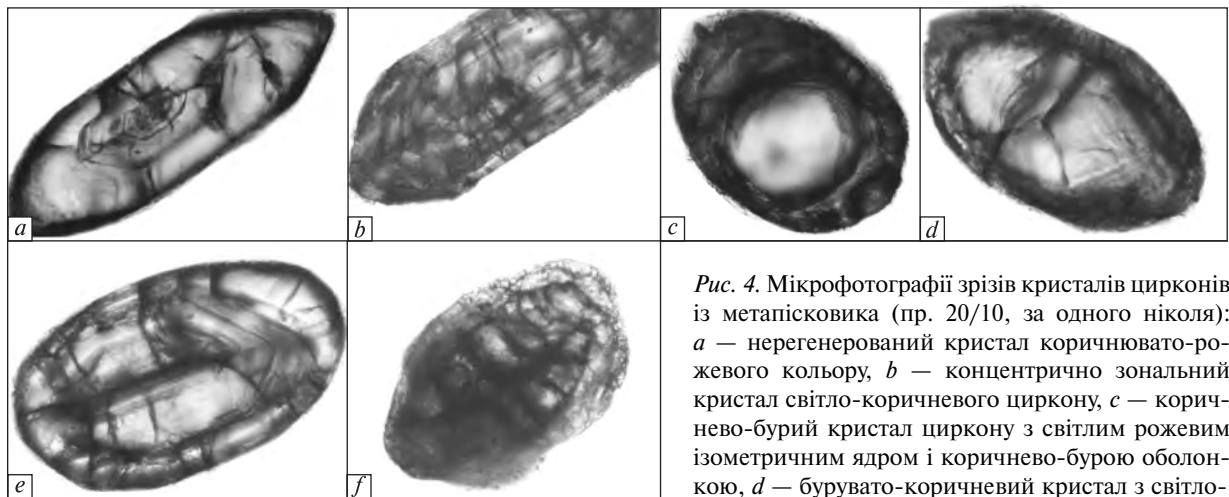


Рис. 4. Мікрофотографії зрізів кристалів цирконів із метапісковика (пр. 20/10, за одного ніколя): *a* — нерегенований кристал коричнево-рожевого кольору, *b* — концентрично зональний кристал світло-коричневого циркону, *c* — коричнево-бурий кристал циркону з світлим рожевим ізометричним ядром і коричнево-бурою оболонкою, *d* — бурувато-коричневий кристал з світло-

коричневим незональним ядром і жовтувато-бурою оболонкою, *e* — те ж з зональним ядром і світлою бурою оболонкою, *f* — світло-бурий непрозорий кристал з ізометричним ядром і світло-бурою оболонкою

Fig. 4. Microphotos of sections of zircon crystals from metasandstone (sample 20/10, uncrossed nicol): *a* — non-regenerated crystal of brownish-pink colour, *b* — concentrically zonal crystal of light brown zircon; *c* — brown crystal of zircon with light pink isometric core and brown outer zone, *d* — brown crystal with light brown unizonal core and yellow-brown outer zone, *e* — the same crystal with zonal core and light brown outer zone, *f* — light-brown opaque crystal with isometric core and light-brown outer zone

поступаються циркони з видовженням $<1,5$, поодинокими є голкоподібні зерна з $K_{\text{вид}} > 3$. Характерно, що останні обточені найменш, а зерна з незначним видовженням — зазвичай повністю або майже повністю (абразії зазнали не лише ребра, а й усі грані, до їх повного чи майже повного зникнення).

Монацит представлений уламками неправильної форми, зрідка пампушкоподібними зернами без кристаломорфологічних контурів. Наявні бурувато-жовті та буро-коричневі до чорних його різновиди, останні переважають. Для обох типів зерен монациту характерний жирний блиск, нерівна дрібноямчаста поверхня, низька прозорість (до повної непрозорості в чорних різновидах). Поширені землісті кірочки вторинного мінералу, зрідка трапляються порожнечі вилуговування.

У полірованих зрізах у всіх різновидах монациту відмічаються різної форми та розмірів чорні непрозорі вклучення, від кількості яких залежать забарвлення і прозорість мінералу: їх кількість збільшується від бурувато-жовтих до буро-коричневих відмін.

Із дослідженого розрізу метакластогенної частини скелюватської світи нами було відібрано чотири протолочних проби: 20/10 — ме-

тапісковик із першої нижньої верстви, 21/10 — метапісковик із чотирнадцятої верстви знизу, 22/10 — метапісковик із найвищої верстви та 23/10 — із філітоподібного сланцю, саксаганська світа. Лише у першій (20/10) із них в значній кількості виявлено монацит, у пр. 22/10 наявні його поодинокі зерна. Деякі відмінності мають і популяції цирконів. У пр. 21/10 різко переважають червонувато-рожеві, відносно великі циркони, ступінь обкатування зерен не висока. Циркони з проб 22/10 і 23/10 дрібніші, більш абрадовані. Значну роль відіграють жовтувато-бурі непрозорі кристали з відносно високою магнітною сприйнятливістю (легко відділяються за допомогою електромагніту від інших різновидів циркону), окрім пр. 20/10.

Вік визначали класичним уран-свинцевим ізотопним методом для окремих наважок монациту вагою близько 1 мг, відібраних вручну під бінокуляром. Хімічну підготовку монацитів до мас-спектрометричного аналізу ми виконали за модифікованою методикою Кроу [12], але для визначення вмісту урану і свинцю використали змішаний $U^{235} + Pb^{206}$ трасер. Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на восьмиколекторному мас-спектрометрі МІ-

Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в монацитах із метапісковика скелюватської світи, пр. 20/10

The content of uranium and lead, and isotopic composition of lead in monazites from a metasandstone Skeluvatka suite, sample 20/10

Фракція мінералу	Вміст, ppm		Ізотопні співвідношення			Вік, млн рр.				
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1 1653 (Б-К)	903,4	8690	42,7	2,0734	0,19478	1,1518	32,982	4940	3580	2888
2 1654 (Б-Ж)	1286	10554	44,4	2,1160	0,26348	1,2598	36,467	5242	3670	2897
3 1706	480,6	1944	568,6	4,5206	0,087214	0,35858	9,9213	1975	2427	2831
4 1707	209,2	974	455,2	4,4429	0,085616	0,40337	11,086	2184	2530	2820
5 1708	966,1	5546	912	4,6241	0,11087	0,63678	17,874	3176	2983	2855
6 1743	652,4	5873	140,5	3,5030	0,084232	0,71393	19,869	3471	3083	2839
7 1744	753,4	4051	102,9	3,1608	0,11620	0,54403	15,165	2797	2823	2841

Примітка. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі і Крамерсом на вік 2850 млн рр. 1—7 — *наважки монацитів*: 1 — бурувато-коричневі зерна; 2 — бурувато-жовті; 3, 4 — бурувато-жовті кристали, промиті протягом 10 хв у 10 %-й HNO_3 , що кипить (3 — великі цілі кристали без білих кірок, 4 — дрібні зерна, деякі з білими землистими примазками); 5 — бурувато-жовті зерна, промиті протягом 15 хв у 10 %-й HCl , що кипить; 6, 7 — бурувато-жовті кристали, промиті протягом 2 хв в 10 %-й HNO_3 , що кипить (6 — темніші жовтувато-коричневі зерна, 7 — світліші (світло-жовті) зерна).

Note. Correction on common lead is added according to Steisy and Kramer at the age of 2850 million years. 1—7 — *monazite samples*: 1 — brown grains; 2 — brownish-yellow grains; 3, 4 — brownish-yellow crystals treated for 10 min in boiling 10 % HNO_3 (3 — large intact crystals without white crusts, 4 — small grains, part of which has white earthy gouges); 5 — brownish-yellow grains, threaded for 15 min in boiling 10 % HCl ; 6, 7 — brownish-yellow crystals treated for 2 min in boiling 10 % HNO_3 (6 — more dark yellow-brown grains, 7 — more light (light yellow) grains).

1201 АТ у мультиколекторному статичному режимі. Математичну обробку експериментальних даних виконано за програмами *Pb Dat* та *ISOPLOT* [13, 14]. Похибки визначення віку наведені за 2 σ . Стандартним зразком для перевірки метрологічних характеристик методу слугував стандарт циркону ІГМР-1 [1].

Для визначення віку монацитів радіогеохронологічні дослідження окремих наважок провели в декілька етапів. Спочатку під бінокляром було відібрано обидва різновиди окремо — бурувато-коричневий і бурувато-жовтий (таблиця, фракції 1 та 2 відповідно). Через те, що обидва різновиди характеризуються досить високим вмістом звичайного свинцю (ізотопне співвідношення $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ складає 42,7 для бурувато-коричневого та 44,4 — для бурувато-жовтого, таблиця), на другому етапі бурувато-жовті кристали обробили протягом 10 хв 10 %-ю HNO_3 , що кипіла. При цьому у більшості кристалів з'явилися білі кірочки, значна частина зерен монациту перетворилася на білу землясту масу, яка легко розсипалася у результаті натискання. Для датування із маси промитих зерен було відібрано дві наважки. До першої вибрали великі цілі кристали без білих кірок (фракція 3, таблиця), до другої — дрібні зерна частково з білими землястими примазками (фракція 4, таблиця). Ще одну наважку бурувато-жовтих зерен обробили протягом 15 хв 10 %-ю HCl за температури кипіння (фракція 5, таблиця). Для радіогеохронологічного датування із цієї наважки після промивання її в HCl були вилучені кристали, на яких з'явилися білі кірочки чи примазки. Бурувато-жовті кристали обробили протягом 2 хв 10 %-ю HNO_3 за температури кипіння. У цьому випадку значна частина кристалів вкрилася білим нальотом, деякі по-світлішали, тому для ізотопного датування вручну під бінокляром відібрали окремо темніші (фракція 6, таблиця) та світліші (фракція 7, таблиця) зерна.

Як видно із таблиці, не промиті в кислотах монацити містять значно більшу кількість звичайного свинцю (нижче співвідношення $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Вони характеризуються високою зворотною дискордантністю та вищими (за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) значеннями віку, що, на нашу думку, обумовлено захопленням монацитами звичайного свинцю аномального ізотопного складу. Тривале промивання в HNO_3 призвело до значного вимивання

свинцю як звичайного, так і радіогенного, а також урану, при цьому вимивався більшою мірою радіогенний свинець. Це спричинило зниження значення віку за співвідношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ та пряму дискордантність отриманих дат (фракції 3 і 4, таблиця). Кращий ефект отримано в результаті промивання монацитів в HCl . Як видно із отриманих даних (фракція 5, таблиця), у результаті промивання монацитів в HCl більшою мірою вилучено звичайний свинець (маємо високе значення співвідношення $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 912, таблиця) та незначну кількість урану.

Менш тривале промивання в HNO_3 також призвело до вимивання звичайного (співвідношення $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ виросло майже утричі) і радіогенного свинцю та значної кількості урану, що призвело до зниження дискордантності у темніших зернах (фракція 6) і прямої дискордантності в світліших (фракція 7, таблиця).

Оскільки датовано один і той же бурувато-жовтий різновид зерен монациту (за винятком наважки 1), отримані результати (2—7, таблиця) обрахували методом Аренса-Везерілла. Верхній перетин лінії регресії з конкордією відповідає віку 2848 ± 13 млн рр. Практично таке ж значення ми отримуємо, якщо здійснюючи математичні розрахунки, враховуємо і наважку 1 (таблиця) — 2849 ± 10 млн рр. Через те, що звичайний свинець у монацитах може мати аномальний ізотопний склад, отримані цифрові значення віку, імовірно, дещо завишені. Таким чином, вік кластогенних монацитів із метапідсковіку нижньої підсвіти скелюватської світи не перевищує 2,85 млрд рр. і може бути прийнятим за нижню вікову межу формування скелюватської світи криворізької серії.

Близькі значення віку отримано для монацитів із гранітоїдів, поширених у північно-західній частині Середньопридніпровського мегаблоку, наприклад плагіоклаз-мікроклінові граніти Тахтайського кар'єру мають вік 2822 ± 7 млн рр. [9].

Висновки. Нижньою віковою межею формування нижньої підсвіти скелюватської світи криворізької серії слід прийняти 2,85 млрд рр. Отже, вона є значно молодшим (не давнішим за неоархей) утворенням, ніж новокриворізька світа. Близькі значення віку визначені для монацитів із гранітоїдів, поширених у північно-західній частині Середньопридніпровського мегаблоку.

Враховуючи, що метабазитова (нижня) частина розрізу новокриворізької світи має мезоархейський вік та стратиграфічну перерву між нижньою (метабазитовою) і верхньою (складеною хлоритвмісними сланцями) частинами світи, пропонуємо в "Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита" нижню метабазитову частину віднести до конкської серії, залишивши за новокриворізькою світою асоціацію хлоритвмісних сланців і поліміктових метапісковиків, яка сьогодні трактується як верхня підсвіта зазначеної світи.

Для зниження вмісту звичайного свинцю в монацитах найкращий результат досягнуто шляхом промивання в HCl, при цьому уран-свинцева ізотопна система порушується значно менше, ніж в результаті коротшого промивання в HNO₃.

Дослідження проведені за підтримки Державного фонду фундаментальних досліджень (проект № Ф40.6/029).

1. *Бартницький Е.Н., Бибикова Е.В., Верхогляд В.М. и др.* ИГМР-1 — Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 164—167.
2. *Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Паранько І.С. та ін.* Генезис та вік циркону із "латівського" горизонту криворізької серії Українського щита // Мінерал. журн. — 2011. — 33, № 1. — С. 30—40.
3. *Геология* Криворожских железорудных месторождений / Я.Н. Белевцев, Г.В. Тохтуев, А.И. Стрыгин и др. — Киев : Изд-во АН УССР, 1962. — Т. 1. — 484 с.; Т. 2. — 566 с.
4. *Горошников Б.І.* Про гальки карбонатного роговика з конгломератів аркозового горизонту Кривого Рогу // Геол. журн. — 1955. — 15, № 4. — С. 74—76.
5. *Горошников Б.И.* Об изверженных горных породах в гальках конгломератов нижней свиты криворожской метаморфической серии // Докл. АН СССР. — 1956. — 109, № 1. — С. 169—172.
6. *Паранько І.С.* Состав и строение метаморфизованной конгломерат-песчаниково-сланцевой формации Кривого Рога // Вестн. Киев. ун-та. Приклад. геохимия и геофизика. — 1991. — Вып. 17. — С. 91—107.
7. *Паранько І.С., Стеценко В.В., Бутирін В.К., Козар М.А.* Путівник геологічних екскурсій IV науково-виробничої наради геологів-зйомщиків України (Дніпропетровськ, 8—12 жовт. 2007). — 62 с.
8. *Половинкина Ю.Ир.* Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение // Петрограф. сб. — 1955. — № 1. — С. 5—12.

9. *Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Скобелев В.М. та ін.* Геохронологічне картографування докембрійських комплексів. Ст. 3. Результати U-Pb ізотопного датування порід другої та третьої вікових груп // Мінер. ресурси України. — 2008. — № 1. — С. 15—17.
10. *Степанюк Л.М., Бобров О.Б., Паранько І.С. та ін.* Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи Криворізької структури // Мінерал. журн. — 2011. — 33, № 3. — С. 69—76.
11. *Щербак М.П., Половко Н.І., Левковська Н.Ю.* Ізотопний вік акцесорних мінералів нижньої світи криворізької серії // Геол. журн. — 1969. — 29, № 3. — С. 23—29.
12. *Krough T.E.* A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et cosmochim. acta. — 1973. — 37, No 3. — P. 485—494.
13. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.06 // U.S. Geol. Open-File Rept. 88-542. — 1989. — P. 40.
14. *Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-557. — 1990. — 64 p.

Надійшла 26.10.2011

*Л.М. Степанюк, І.С. Паранько,
А.Н. Пономаренко, Т.І. Довбуш, А.Б. Высоцкий*

УРАН-СВИНЦОВИЙ ВОЗРАСТ КЛАСТОГЕННОГО МОНАЦИТА ІЗ МЕТАПЕСЧАНИКА СКЕЛЕВАТСЬКОЇ СВИТИ КРИВОРОЖСЬКОЇ СТРУКТУРИ

Статья служит продолжением публикаций, посвященных радиогеохронологическому изучению метаморфических образований криворожской серии Кривбасса. Детально описан разрез скелеватской свиты, приведены результаты уран-свинцового изотопного исследования кластогенных монацитов из метапесчаника нижней части ее разреза, обнажающегося вдоль левого склона долины р. Ингулец западнее парка отдыха жилого массива Южного горно-обогатительного комбината. По результатам радиогеохронологических исследований кластогенные монациты имеют возраст 2,85 млрд лет, который может быть принят в качестве нижней возрастной границы формирования скелеватской свиты.

*L.M. Stepanyuk, I.S. Paranko,
O.M. Ponomarenko, T.I. Dovbush, O.B. Vysotskiy*

URANIUM-LEAD AGE OF CLASTOGENE MONAZITE FROM A METASANDSTONE OF SKELUVATKA SUITE, KRYVYI RIG STRUCTURE

This article is following one among series of publications devoted to radiogeochronological studying of metamorphic formations of Kryvyi Rig basin, Kryvbass region. The continuation of studying of uranium-lead isotopic system

of clastogenic minerals from metaterrigenous formations which are stratigraphically above Novokryvoriz'ka suite is caused by the fact that among clastogene zircons sampled from quartzite of Lativka horizon has not been found any zircons younger than 3.0 billion years. Thus, the occurrence of clastogene zircons or monazites dated to 2.6–2.85 billion years (granitoids of Mokromoskovka, Demuryne and Tokivs'ke complexes) should indicate on more late (Neoproterozoic) stage of sedimentation, older than Novokryvoriz'ka stage, in Kryvyi Rig basin.

This article presents detailed description of geological section of Skeluvatka suite and results of mineralogical investigations of zircon and monazite which have shown, that crystals of clastogene zircon, unlike monazite, are mostly regenerated and cannot be used for dating by classical uranium-lead isotopic method. Therefore for determination of lower age boundary of Skeluvatka suite by uranium-lead isotopic method clastogene monazites from

metasandstone of the lower part of its section, outcropped along the left bank of valley of Ingulets' River at location situated to the west from rest park of residential community of Southern ore-dressing and processing enterprise, are dated. By results of dating clastogene monazites have age of 2.85 billion years which can be accepted as lower age boundary of formation of Skeluvatka suite.

With taking into account the fact, that metabasic (lower) part of the section of Novokryvoriz'ka suite has Mesoarchean age and there is stratigraphic discontinuity between lower (metabasic) and upper (chlorite-bearing gneisses) parts it is proposed, according to "Chronostratigraphic correlation scheme of the Ukrainian Shield", that the former (lower metabasic) one should be related to Konka group. Then Novokryvoriz'ka suite will include chlorite-bearing shists and polymictic metasandstones which is currently treated as the upper subsuite of the this suite.