

ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК
НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

МАТИЩУК ОЛЕКСАНДР АНАТОЛІЙОВИЧ

УДК: 551.82 + 551.72(477.63)

ДИСЕРТАЦІЯ
ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ ТА ОСОБЛИВОСТІ СТРАТИФІКАЦІЇ
ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ КОНГЛОМЕРАТОВМІЩУЮЧИХ ТОВЩ
КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ

04.00.01 – загальна та регіональна геологія

103 – Науки про Землю

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук
Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

О. А. Матищук

Науковий керівник Галєцький Леонід Станіславович

доктор геолого-мінералогічних наук, професор

Київ – 2018

АНОТАЦІЯ

Матіщук О. А. Палеогеографія та особливості стратифікації протерозойських конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.01 «Загальна та регіональна геологія» (103 – Науки про Землю). – Інститут геологічних наук НАН України, Київ, 2018.

У праці було досліджено будову, речовинний склад та генезис конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури. На основі даних про будову Криворізької структури було запропоновано внести зміни до стратиграфічної шкали Криворізької структури, а також виділити нижню частину (сланцеві метаконгломерати) нижньої підсвіти скелюватської світи в окрему підсвіту.

Вагомим внеском у розвиток уявлень про будову Криворізької структури стали результати буріння Криворізької надглибокої свердловини НГ-8., висвітлені у звіті М. Курлова зі співавторами (1998). За цими даними вийшла монографія «Криворізька надглибока свердловина НГ-8»(2011 р.), укладена колективом авторів: Є. Шеремет, Н. Козарь, Д. Гурський та ін.; за редакцією М. Курлова.

У монографії зазначено, що на сьогодні Криворізька структура представлена частиною Західно-Інгулецько-Криворізько-Кременчуцької шовної зони, яка розглядається як синклінорна, де західна частина по глибинному Криворізько-Кременчуцькому розлому (через Тарапаківський насув) насунута на Саксаганську синкліналь перекинута на схід.

У будові розрізу Криворізького залізорудного басейну беруть участь утворення двох акротем – архейської, протерозойської та фанерозойської еонотеми.

Архейські утворення в межах району представлені метавулканогенно-осадовими верхньоархейськими відкладами, яким у стратиграфічному відношенні відповідає конкська серія, яка на території Кривбасу репрезентована латівською і новокриворізькою світами.

Палеопротерозой у межах Криворізької структури представлений метаосадовими відкладами криворізької серії, яка містить (знизу догори): скелюватську і саксаганську світи та гданцівською і глеюватською світами, що залягають вище.

На основі літературних джерел і архівних описів свердловин детально описано породні асоціації, їх зміну по вертикалі й латералі, співвідношення уламкових і цементуючих порід, мінеральний склад порід і його зміна від подошви до покрівлі. Автором особисто описано 37 відслонень метаконгломератів вздовж лівого берега р. Інгулець у районі ПдГЗК та опрацьовано 67 шліфів, які долучені до характеристики речовинного складу. На основі опрацювань 100 аналізів скелюватської світи та 26 аналізів глеюватської, було реконструйовано первинну речовину конгломератовміщуючих товщ за методиками О. Предовського та О. Нейолова.

Вигляд скелюватської світи визначають теригенні утворення, які є головними членами світи. Це кварцові, польовошпат-кварцові гравеліти, пісковики, кварц-біотитові, кварц-серецит-біотитові сланці з реліктовими структурами псамітів (філітоподібні сланці) і конгломерати. До другорядних відносяться дрібнозернисті кварцові пісковики, біотитові, слюдисто-ставролітові і тальковмісні сланці. У розрізі світи розрізняється три різних за складом і характером будови, але пов'язаних між собою спільністю елементарного парагенезису підсвіти: нижня – конгломерат-гравеліт-пісковикова, середня – гравеліт-пісковиково-сланцева і верхня – сланцева карбонат-талькова.

Визначена стратифікація розрізу нижньої частини скелюватської світи в різних районах замикання Основної синкліналі.

Головні члени товщі представлені хлоритовмісними, біотит-амфіболовими, біотитовими і біотит-кварцовими сланцями. До другорядних належать кварц-амфібол-біотитові, гранат-амфіболові сланці, сланцеві конгломерати, сланцеві гравеліти і пісковики. Характерною рисою товщі є невтриманість складу асоціацій порід у вертикальному і латеральному напрямках.

У західній частині замикання Основної синкліналі розріз товщі сформований чергуванням біотит-амфіболових, кварц-біотитових і хлорит-біотитових сланців з підпорядкованим поширенням кварц-серицитових і кварц-серицит-хлоритових відмін. Загальна потужність розрізу в цій ділянці до 50 м.

У будові розрізу товщі центрального району замикання Основної синкліналі переважають біотит-амфіболові сланці, розділені прошарками кварц-біотитових і біотит-хлоритових відмін, потужність яких збільшується знизу догори за розрізом. Завершує розріз товщі асоціація хлорит-біотитових, хлорит-біотит-кварцових сланців і різнозернистих олігоміктових метапісковиків. Потужність товщі в цій частині замикання досягає 130–150 м.

Розріз східної частини замикання характеризують сланцеві метаконгломерати, які становлять пачку потужністю 130–140 м у верхній частині розрізу товщі. Об'єм галькового матеріалу в породі становить від 80–85 % у низах розрізу товщі, до 60–70 % – у верхній частині. Наповнювачем для метаконгломератів слугує різнозернистий поліміктивий метапісковик, утворений з уламкових зерен кварцу, польових шпатів, гранату та карбонатів, зцементованих хлорит-серицитовим матеріалом. В основі метаконгломератів дрібнозернисті зі слабо вираженою верстуватістю хлорит-кварцові, хлорит-амфіболові, амфібол-хлоритові сланці.

На основі характеристики товщі виділено новий стратон у складі скелюватської світи та запропоновано уточнення стратиграфічної схеми нижньої частини палеопротерозойського розрізу Криворізької структури.

В глеюватській світі головними членами виступають конгломерати і пісковики; до другорядних відносяться кварцові, кварц-біотитові, іноді з гранатом і амфіболом сланці. Світа поділяється на дві підсвіти, які змінюються за латераллю. Нижня підсвіта складена конгломерат-пісковиковою асоціацією, а верхня пісковиково-сланцевою.

Вивчено досвід попередніх палеогеографічних досліджень і, на основі виконаних петрохімічних перерахунків за різними методами, внесені власні уточнення в уявлення про умови формування конгломератовміщуючих товщ.

Задля розв'язання поставлених завдань були використані різні методики палеогеографічних реконструкції, а саме: зіставлення коефіцієнтів інтенсивності вивітрювання й осадової диференціації О. Предовського – визначалася тектонічна активність; метод М. Страхова («ідеальний профіль») і відношення елементів-індикаторів – визначалися умови осадонакопичення. За допомогою методики В. Голов'янка і в результаті порівняння хімічних складів порід із середнім кларковим вмістом породоутворюючих оксидів у магматогенних породах була здійснена спроба реконструкції кліматичних умов осадонакопичення світ і т. ін. Використання фаціального і мінералогічного аналізів і реконструкція первинної речовини дали змогу визначити можливі джерела надходження уламкового матеріалу та шляхи його транспортування.

У ранньому протерозої на території Криворіжжя були три потужні палеоріки зі змінним гідродинамічним режимом. Одна впадала в Криворізький палеобасейн із півдня в районі м. Інгулець; друга протікала з південного сходу на північний захід, і її русло було розташоване між смт. Широке та м. Апостолове, а гирло – на території сьогоденішнього житлового масиву Південний ГЗК; русло третьої характеризувалося субширотним простяганням і проходило південніше населеного пункту Веселі Терни (район шахти ім. В. І. Леніна).

Наявність конусів виносу підтверджується фаціальним заміщенням порід знизу вгору за розрізом скелюватської світи. Породи утворилися в

морських умовах гумідного клімату з поступовим переходом до прибережно-морських і континентальних, які змінювалися за час формування скелюватської світи.

Породи глеюватської світи утворилися в умовах змінних від континентальних до морських, що підтверджується співвідношеннями елементів індикаторів і фаціальних умов, а також розподілом середніх значень мікроелементів у породах світи. Породи сформувалися з двох великих конусів виносу, що характеризуються протилежними напрямками знесення уламкового матеріалу.

Проаналізовано металогенічні особливості конгломератовміщуючих товщ. Особливу увагу приділено перспективам золоторудної мінералізації в скелюватській світі. Оцінка перспектив золотоносності цих своєрідних утворень проведена з позиції аналізу факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота в докембрійських конгломератах, розроблених Ф. Кренделевим і В. Негруцою шляхом узагальнення матеріалів зі стратиграфії, тектоніки, металогенії, геохімії, палеогеографії, літологічних і фаціальних особливостей рудоносних конгломератів світу.

Ключові слова: Криворізька структура, Український щит, новокриворізька світа, скелюватська світа, глеюватська світа, палеогеографія, стратиграфія, корисні копалини.

ABSTRACT

Matishchuk O. A. Paleogeography and features of stratification of the Proterozoic conglomerate-bearing strata of the Kryvy Rih structure. – Qualifying scientific work on the rights of manuscripts.

Thesis for a degree Candidate of Geological Sciences (Ph.D.) in specialty 04.00.01 “General and regional geology” (103 – Earth Sciences) – Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2018.

In this work the structure was investigated, material composition and genesis of conglomerate-containing layers of the Kryviy Rih structure. Based on data on the structure of the Kryviy Rih structure was proposed amendments to the stratigraphic scale Krivy Rih structure. We were asked to highlight the lower part (shale metaconglomerates) the underside of the skelevatskaya suite a separate subsuite.

The results of the drilling of the Kryviy Rih ultra-deep well SG-8, as outlined in the report by M. Kurlov and his co-authors (1998), contributed to the development of ideas about the structure of the Kryviy Rih structure. According to these data, the monograph “Krivorozhskaya super-deep well SG-8” (2011), concluded by the collective of authors: E. Sheremet, N. Kozary, D. Gursky, and others. edited by M. Kurlov.

In today's monograph, the Kryviy Rih structure is represented by a part of the West-Inguletski-Kryviy Rih-Kremenchug seam zone, which is considered as synclinal, where the western part of the deep Kryviy Rih-Kremenchug fault (via Tarapakivsky nasyv) is brought to the Saksagansk syncline flung to the east.

The construction of the section of the Krivoy Rog iron ore basin involves the formation of two acrotems – Archean, Proterozoic, and Phanerozoic eonothemes.

Archaean formations within the region are represented by metavolcanogenic-sedimentary Upper Archaean deposits, which in the stratigraphic sense corresponds to the Konkka series, which is represented on the territory of Kryvbass by the Latvian and Novokryvorizh worlds.

Paleoproterozois within the Kryviy Rih structure is represented by meta-sedimentary deposits of the Kryviy Rih series, which includes (from below upwards): the Skelyvatskaya and Saksaganskaya, and the above-mentioned Gothenburg and Gleyevat worlds.

Based on literary sources and archival descriptions of wells, breed associations are described in detail, their vertical and lateral changes, the ratio of fragments and cemented rocks, the mineral composition of rocks and how it changes from the sole to the roof. The author personally described 37 outcrops of

metaconglomerates along the left bank of the Ingulets River in the district of South GOK and processed 67 bands that were added to the characteristics of the material composition. Based on the elaboration of 100 analyzes in the rocky world and 26 analyzes in Gleyupt, the primary substance of the conglomerate-bearing strata was reconstructed according to the methods of O. Predovsky and O. Neyolov.

The appearance of the Rockwell world is determined by terrigenous formations, which are the main members of the suite. This is quartz, field-spatula-quartz gravel, sandstones, quartz-biotite, quartz-celery-biotite shale with the relic structures of the psammite (filitic shales) and conglomerates. The minor ones include fine-grained quartz sandstones, biotite, mica-staurolite and talcum powder shales. In the context of the suite there are three different composition and character of the structure, but the interconnected elementary paragenesis is subsuite: Lower – conglomerate gravelite-sandstone, medium – gravelite-sandstone-shale and upper – shale talonite carbonate.

The stratification of the section of the lower part of the Skeletav suite in different areas of the closure of the Main Syncline is determined.

The main members of the thicker are chlorite-containing, biotite-amphibole, biotite and biotite-quartz shales. The secondary ones include quartz-amphibole-biotite, garnet-amphibole shale, shale conglomerates, shale gravel and sandstone. A characteristic feature of the strata is the non-compliance of the composition of rock associations in the vertical and lateral directions.

In the western part of the closure of the Main Synclinal, the intersection of the thicker is formed by the alternation of biotite-amphibole, quartz-biotite and chlorite-biotite shale with the subordinate distribution of quartz-sericite and quartz-sericite-chlorite shrinkage. The total power of the section in this area is up to 50 m.

In the structure of the section of the central part of the central locking area, the main syncline is dominated by biotite-amphibole shales, separated by layers of quartz-biotite and biotite-chlorite shrinkage, whose power increases from the bottom up to the cut. The section closes the thicker association of chlorite-biotite,

chlorite-biotite-quartz shale and all-grain oligomycet metaprecursors. Power thicker in this part of the circuit reaches 130–150 m.

The section of the eastern part of the closure is characterized by shale metaconglomerates, which form a packet of 130-140 m in the upper part of the section of the thicker. Volume of pebble material in the rock is from 80–85% in the lower sections of the thickness, up to 60–70% – in the upper part. Filler for metaconglomerates is a multi-grain polyimictive metaspilicite, formed from quartz fractal grains, feldspars, garnet and carbonates cemented with chlorite-sericite material. The basis of metaconglomerates is fine-grained with slightly pronounced slab-forming chlorite-quartz, chlorite-amphibole, amphibole-chlorite shale.

On the basis of the thickness characteristic, a new straton was made within the rock-wool world and a refinement of the stratigraphic scheme of the lower part of the Paleoproterozoic section of the Kryvy Rih structure was proposed.

In the gleiuvaty suite, the main members are conglomerates and sandstones; to the secondary ones include quartz, quartz-biotite, sometimes with garnet and amphibole shale. The suite is divided into two lights, which are replaced by the lateral. The lower subsuite is composed of a conglomerate-sandstone association, and the upper sandstone-shale.

The experience of previous paleogeographic studies has been researched and on the basis of performed petrochemical recalculations by different methods made their own refinements in the understanding of the conditions for the formation of conglomerate-bearing strata.

To achieve the objectives Various methods were used paleogeographic reconstruction, namely: comparison of the intensity of weathering and sedimentary differentiation of Predovsky O. – tectonic activity was determined; Strakhova's M. method («ideal profile») and the ratio of indicator elements – conditions of sedimentation were determined. With the help of the method of Goloyonka V. and as a result of a comparison of the chemical composition of rocks with average clark content of rock-forming oxides in magmatic rocks an attempt was made to

reconstruct the climatic conditions of the sediment accumulation world, etc. Using facial and mineralogical analyzes and reconstruction of the primary substance allowed to determine the possible sources of the material and the ways of transporting it.

In the early Proterozoic on the territory of Kryvorizhya there were three powerful palaeoriques with variable hydrodynamic regime. One entered the Krivorozhsky Paleobasayn from the south in the area of Ingulets city; The friend leaked from south-east to northwest and her bed was between smt. Shyroke and m. Apostolove, and the mouth was in the territory of today's residential area South GOK; The third channel was characterized by a sub-latitudinal stretch and passed south of the settlement Veseli Terni (the district of the mine named after V. I. Lenin).

Presence of cones of removal is confirmed by facial substitution of rocks from the bottom up to the cut Skelyuvatskoyi suite. The rocks formed in the marine environment of a humid climate with a gradual transition to coastal-marine and continental, which changed during the formation skelyuvatskoyi suite.

The rocks of the Gleyevat suite were formed in conditions of variables from continental to marine, which is confirmed by the ratios of elements of indicators and facial conditions, as well as confirmation is the distribution of mean values of trace elements in the rocks of the suite. The breeds were formed from two large cones, which are characterized by opposite directions of demolition of the fragile material.

The metallogenic features of conglomerate-bearing strata are analyzed. Particular attention is paid to prospects of the rocky world for gold mineralization. The estimation of the prospects of the gold content of these peculiar entities was carried out from the standpoint of the analysis of the localization factors and the criteria for forecasting the search for gold in Precambrian conglomerates, developed by F. Kredelev and V. Negruts by generalization of materials on stratigraphy, tectonics, metallogeny, geochemistry, paleogeography, lithologic and facial features of the world's ore conglomerates .

Key words: Krivorozhsky structure, Ukrainian shield, Novikvorizhskaya suite, Skelvatska suite, Gleyevatska suite, paleogeography, stratigraphy, minerals.

Список публікацій здобувача:

Статті, у яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

1. Паранько І. С. До питання про стратиграфічне розчленування скелюватської світи Криворізької серії / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2014. – № 1. – С. 140–150 (*особистий внесок здобувача – реконструйовано умови формування верхньої підсвіти (тальковий горизонт) скелюватської світи*).
2. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метаконгломератів грубоуламкових утворень скелюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – № 3. – С. 23–29.
3. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метатеригенних відкладів глеюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2016. – № 1. – С. 13–19.
4. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування конгломератовміщуючих товщ криворізької структури / О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2016. – № 1. – С. 48–64.
5. Матіщук О. А. Металогенічні особливості конгломератовмісних стратонів Криворізької структури / О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2016. – № 2. – С. 99–106.
6. Паранько І. С. До питання про взаємовідношення новокриворізької та скелюватської світ криворізької серії / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Науковий вісник Національного гірничого університету. – 2016. – № 6. – С. 14–21 (*особистий внесок здобувача – здійснено порівняльний аналіз особливостей речовинного складу та палеотектонічних особливостей формування новокриворізької та скелюватської світ*).

7. Паранько І. С. Оценка перспектив потенциальной золотоносности метаконгломерат-песчаниково-сланцевой формации Криворожской структуры Украинского щита / И. С. Паранько, А. А. Матищук // “Modern Science – Moderní věda”. – Praha. – Ceske Republika, Nemoros. – 2015. – № 1. – С. 124–133 *(особистий внесок здобувача – здійснено порівняльний аналіз факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота в докембрійських конгломератах)*.

8. Матищук О. А. Палеогеографічні особливості формування сланцевих метаконгломератів новокриворізької світи Криворізької структури / О. А. Матищук // Геологічний журнал. – 2017. – № 1. – С. 55–61.

Публікації, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

9. Матищук О. А. Літолого-фаціальні особливості конгломератовмісної товщі скелюватської світи Криворізької структури Українського щита / О. А. Матищук // Збірник матеріалів Всеукраїнської конференції-школи «Сучасні проблеми геологічних наук», 15–19 квітня 2013 р. – К., 2013. – С. 25–34.

10. Матищук О. А. До питання про взаємовідношення новокриворізької та скелюватської світ криворізької серії / О. М. Матищук // Збірник матеріалів П'ятої Всеукраїнської наукової конференції молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України. 19-20 листопада 2013 р. – К., 2013. – С. 48–49.

11. Матищук О. А. Палеогеографічні особливості формування протерозойських конгломератів скелюватської світи Криворізької структури / О. А. Матищук // Географія та екологія : наука і освіта : матеріали V Всеукраїнської науково-практичної конференції (з міжнародною участю), м. Умань, 10–11 квітня 2014 р. / відп. ред. О. В. Браславська. – Умань : ВПЦ «Візаві» (Видавець «Сочінський»), 2014. – С. 190–193.

12. Паранько І. С. Проблемні питання геологічної складової шкільної географічної освіти / І. С. Паранько, О. А. Матищук // Матеріали Міжнародної наукової конференції «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології»

(до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка). – К., 2014. – С. 32–33.

13. Паранько І. С. До питання про хроностратиграфічне розчленування метавулканогенно-осадового розрізу Криворізької структури Українського щита / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6–1,6 млрд років) Євразійського континенту : Збірник тез Міжнародної наукової конференції, присвяченої 90-річчю академіка НАН України М. П. Щербака. – К.: Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, 2014. – С. 91–92.

14. Матіщук О. А. Роль історико-геологічних особливостей території при організації краєзнавчих екскурсій (на прикладі Криворіжжя) / О. А. Матіщук // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародною участю «Теоретичні і прикладні напрямки розвитку туризму та рекреації в регіонах України» // Збірник наукових праць. – Кіровоград : КЛА НАУ, 2015. – С. 389–398.

15. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метатеригенних відкладів глеюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Сучасні напрями геологічних досліджень в Україні : Збірник матеріалів молодіжної наукової конференції : 25-26 листопада 2015. – К., 2015. – С. 28–30.

ЗМІСТ

ВСТУП	15
РОЗДІЛ 1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ	21
1.1. Історія вивчення Криворізької структури	21
1.2. Сучасний стан геологічного вивчення конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури	34
Висновки до розділу 1	42
РОЗДІЛ 2. СТРАТИГРАФІЧНЕ РОЗЧЛЕНУВАННЯ МЕТАМОРФІЗОВАНИХ УТВОРЕНЬ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ	44
2.1. Особливості стратифікації конгломератовміщуючих товщ	58
Висновки до розділу 2	75
РОЗДІЛ 3. БУДОВА І РЕЧОВИННИЙ СКЛАД КОНГЛОМЕРАТОВМІЩУЮЧИХ ТОВЩ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ	76
3.1. Будова і склад конгломератовміщуючих товщ скелюватської світи	76
3.2. Будова і склад конгломератовміщуючих товщ глеюватської світи	134
Висновки до розділу 3	154
РОЗДІЛ 4. ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ КОНГЛОМЕРАТОВМІЩУЮЧИХ ТОВЩ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ	156
4.1. Скелюватський етап	156
4.2. Глеюватський етап	173
Висновки до розділу 4	183
РОЗДІЛ 5. КОРИСНІ КОПАЛИНИ МЕТАТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ	184
Висновки до розділу 5	194
ВИСНОВКИ	195
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	201
ДОДАТКИ	229

ВСТУП

Актуальність теми дисертації. Протерозойські метаконгломерати поширені на багатьох докембрійських щитах, на території Європи докембрійські метаконгломерати відомі серед породних комплексів Українського, Воронезького і Балтійського щитів Східноєвропейської платформи, де вони інколи виходять на денну поверхню і доступні для всебічного вивчення.

Вивчення докембрійських конгломератовміщуючих товщ загалом і конгломератів зокрема має як фундаментальне, так і прикладне значення. З однієї сторони вони містять інформацію про процеси осадонакопичення, кліматичну і палеогеографічну обстановку на ранніх стадіях розвитку Землі, здебільшого починаючи з палеопротерозою. З іншого боку, як свідчить світова геологічна практика, палеопротерозойські конгломератовміщуючі товщі є потенційними об'єктами пошуків промислових концентрацій золота, алмазів та урану. Прикладом є золотоносні метаконгломерати формацій Вітватерсранд (Південноафриканська Республіка), Тарква (Гана) та ін. [1].

У межах Українського щита найбільш представницькі розрізи конгломератовміщуючих товщ відслонюються на схилах долини ріки Інгулець у районі Південного гірничо-збагачувального комбінату Кривбасу (ПівденГЗК), віднесених до геологічних пам'яток природи республіканського значення. У стратиграфічному відношенні вони належать до скелюватської світи криворізької серії палеопротерозою [129], осадоконакопичення теригенних відкладів якої відбулося в межах вікового діапазону 2,85–2,4 млрд. років тому [17]. У зв'язку з цим усебічне вивчення конгломератовміщуючих товщ Криворіжжя може поповнити наші знання не тільки в галузі палеопротерозойського літогенезу, що цікаво фахівцям із дослідження докембрію, але й розкрити загальні фізико-географічні особливості Криворіжжя пересічним дослідникам природи регіону – це

наочна інформація про перебіг геодинамічних, особливо екзогенних, процесів у палепротерозої.

Аналіз численних літературних джерел, присвячених питанням металоносності докембрійських метаконгломератів засвідчив, що нарівні з літологічними, мінералогічними, геохімічними критеріями суттєве місце в оцінці перспектив їх металогенічної спеціалізації належить палеогеографічному критерієві. Промислові концентрації золота частіше приурочені до алювіальних відкладів палеорік, закладення яких відбувалося в зонах глибинних розломів, що січуть зеленокам'яні структури з корінними покладами золота. Питання палеогеографічних умов формування конгломератовміщуючих товщ Криворіжжя досі залишається не достатньо вивченим.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційна праця пов'язана з науково-дослідною тематикою відділу геології корисних копалин Інституту геологічних наук НАН України (державний реєстраційний номер №0113U001236) «Основні рудоносні структури території України» (автор відповідальний за розділ «Сучасні уявлення про будову Криворізької структури»); основними напрями науково-дослідної роботи кафедри економічної і соціальної географії та методики викладання географічного факультету Криворізького педагогічного інституту ДВНЗ «КНУ», зокрема теми «Стратиграфія протерозою Українського щита», 2012–2015 рр., та науково-дослідної теми лабораторії антропогенних змін навколишнього середовища географічного факультету Криворізького педагогічного інституту ДВНЗ «КНУ» «Антропогенні зміни геологічного середовища гірничодобувних регіонів України», 2012 – 2015 рр.

Мета і завдання дослідження. Метою дисертаційної праці є уточнення стратиграфічного розчленування конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури, усебічне вивчення їх речовинного складу та відтворення умов їх формування, дослідження потенціалу метатеригенних відкладів на корисні копалини.

Досягнення поставленої мети передбачало розв'язання таких *завдань*:

- проаналізувати досвід вітчизняних дослідників щодо вивчення конгломератовміщуючих товщ Українського щита загалом і Криворізької структури зокрема;
- провести польові дослідження відслонень метаконгломератів Криворізької структури;
- уточнити стратиграфічну схему Криворізької структури;
- виконати комплексну інтерпретацію геохімічних даних задля виявлення палеогеографічних особливостей формування конгломератовміщуючих товщ;
- виявити перспективи металоносності конгломератовміщуючих товщ.

Об'єкт дослідження – протерозойські конгломератовміщуючі товщі Криворізької структури.

Предмет дослідження – особливості стратифікації конгломератовміщуючих товщ, літологічні особливості та умови формування порід.

Методи досліджень. Для досягнення поставленої мети використовувалися такі методи: польові геологічні дослідження відслонень, використання даних опису кернів свердловин; відбір зразків із відслонень на виготовлення шліфів для мінералогічних досліджень; обробка геохімічних даних за методиками О. Предовського, А. Нейолова, В. Голов'янка, Н. Страхова; використання формаційного аналізу; використання палеогеографічного критерію для виявлення перспектив металоносності.

Наукова новизна одержаних результатів.

Уперше:

- детально описано мало висвітлену товщу хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів у районі ПдГЗК;
- на основі детального вивчення товщі хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів запропоновано виділити цю частину розрізу як підсвіту скелюватської світи;

– створено палеогеографічні схеми формування метаосадових товщ скелюватського і глеюватського періодів розвитку Криворізької структури.

Удосконалено:

– стратифікацію верхньої підсвіти скелюватської світи (на основі вивчення розрізу в районі Інгулецького родовища залізистих кварцитів) та конгломератовміщуючих товщ скелюватської і глеюватської світ;

– уявлення про первинний склад та палеогеографічні умови формування конгломератовміщуючих товщ скелюватської і глеюватської світ, шляхи переміщення і джерела надходження уламкового матеріалу;

– сучасні погляди на металогенічні особливості конгломератовміщуючих товщ.

Набули подальшого розвитку:

– палеогеографічні реконструкції умов формування палеопротерозойських конгломератовміщуючих товщ;

– рекомендації щодо використання конгломератовміщуючих товщ, як альтернативних джерел мінеральної сировини.

Практичне значення одержаних результатів. Результати, одержані у процесі дисертаційних досліджень конгломератовміщуючих товщ, дали змогу розкрити палеотектонічні, палеофаціальні і палеокліматичні особливості формування метатеригенних відкладів Криворізької структури.

Теоретичні узагальнення і підходи, викладені в дисертації, та розроблені палеогеографічні схеми можуть бути використані для палеогеографічних досліджень Інгульського і Середньопридніпровського мегаблоків Українського щита та палеопротерозойського етапу розвитку Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони. Результати дисертаційної праці використовуються при викладанні курсів «Загальна геологія», «Історична географія з основами палеогеографії» у Криворізькому державному педагогічному університеті.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна праця є самостійно виконаним дослідженням. Усі основні результати та висновки одержані

здобувачем самостійно. Автором проведено польові геологічні дослідження відслонень: описано 37 відслонень метаконгломератів, опрацьовано 67 шліфів і 100 хімічних аналізів скелюватської світи та 26 аналізів глеюватської, які використовувалися для реконструкції палеофаціальних умов седиментогенезу; створено палеогеографічні схеми скелюватського і глеюватського етапів формування Криворізької структури. З наукових праць, опублікованих у співавторстві, у роботі використані лише ті ідеї та положення, що є результатом особистих напрацювань автора.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дисертації представлені в матеріалах загальнодержавного та міжнародного рівня, зокрема: V Всеукраїнська наукова конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук», Київський національний університет імені Тараса Шевченка, м. Київ, 15–19 квітня 2013 р.; П'ята Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України, Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, 19–20 листопада 2013 р.; V Всеукраїнська науково-практична конференція (з міжнародною участю), Уманський державний педагогічний університет ім. Павла Тичини, м. Умань, 10–11 квітня 2014 р.; Міжнародна наукова конференція «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології», Київський національний університет імені Тараса Шевченка, м. Київ, 31 березня – 03 квітня 2014 р., Міжнародна наукова конференція, присвячена 90-річчю академіка НАН України М. П. ЩЕРБАКА «Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту», Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, м. Київ, 16–17 вересня 2014 р., Всеукраїнська науково-практична конференція з міжнародною участю «Теоретичні і прикладні напрямки розвитку туризму та рекреації в регіонах України», Кіровоградська льотна академія НАУ, м. Кіровоград. 02–03 квітня 2015 р.; VI Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених «Сучасні

напрями геологічних досліджень в Україні», Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ, 25–26 листопада 2015 р.

Публікації. Основні положення та результати дисертації опубліковані в 15 наукових працях (із них 10 одноосібних), зокрема: 7 статей у наукових фахових виданнях України, із яких 4 статті у виданнях, що входять до переліку міжнародних наукометричних баз, 1 стаття в іноземному виданні і 7 праць є тезами та матеріалами наукових конференцій.

Структура й обсяг роботи. Дисертація складається зі вступу, п'яти розділів, висновку, додатків, списку використаних джерел. Загальний обсяг роботи – 234 сторінок друкованого тексту (із них 127 сторінки основного), містить 13 таблиць, 42 рисунки, зокрема й 4 картосхеми. Список використаних джерел налічує 230 найменувань.

РОЗДІЛ 1

СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ ТА КОНГЛОМЕРАТОВМІЩУЮЧИХ ТОВЩ

1.1. Історія вивчення Криворізької структури

Криворізька структура розташована в центральній частині Українського щита (УЩ) і приурочена до межі двох різновікових мегаблоків – Інгульського та Середньопридніпровського, розділених Інгулецько-Криворізькою шовною зоною (рис. 1.1).

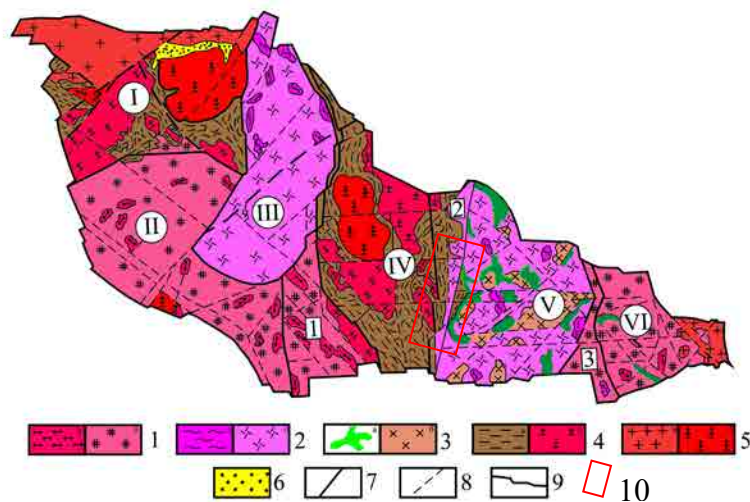


Рис. 1.1. Положення Кривбасу у структурі Українського щита

(за І. Параньком, С. Ярковим, Л. Бурман) [135]

Мегаблоки: I – Волинський, II – Дністровсько-Бузький, III – Росинсько-Тікицький, IV – Інгульський, V – Середньопридніпровський, VI – Приазовський.

Міжблокові зони: 1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька, 3 – Оріхово-Павлоградська.

I – палеоархейські чарнокіт-гранулітові породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 2 – палеоархейські плагіограніт-амфіболітові породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 3 – мезоархейські тоналіт-зеленокам'яні породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 4 – палеопротерозойські гранітоїдно-метаосадові породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 5 – плутонічні породні комплекси палеопротерозою: а – діорити, габро-діорити, б – граніти рапаківі, анортозити, габро-

анортозити, монцоніти; 6 – осадово-вулканогенні комплекси мезопротерозою; 7 – межі мегаблоків; 8 – розломи; 9 – межі щита; 10 – Криворізький залізрудний басейн.

Інгульський мегаблок сформований метаморфізованими вулканогенно-осадовими та гранітоїдними породними комплексами палепротерозою, а також ремобілізованими архейськими гранітоїдами, а Середньопридніпровський – палеоархейськими плагіогранітоїдами та зеленокам'яними структурами [48; 49]. Таке положення Кривбасу у структурі УЩ позначилось на його історії формування, геологічній будові, металогенічних особливостях і, очевидно, було основною причиною локалізації унікальних за запасами покладів залізних руд Криворізького залізрудного басейну (Кривбасу). Наявність останніх упродовж декількох століть привертає увагу вчених до цього регіону, проте низка питань стратиграфічного поділу металуланогенно-осадових відкладів криворізького розрізу, тектонічної будови основної структури Кривбасу, історії геологічного розвитку, металогенії, формування покладів залізних руд і перспектив їх розробки залишаються відкритими.

Історія геологічного вивчення Криворізького залізрудного басейну бере своє коріння з глибини XVIII століття, коли академік В. Зуєв у 1781 р. виявив і описав на берегах р. Інгулець “залізний шифер”, і тільки через 100 років (1875 р.) було розпочато видобуток залізної руди та послідовне геологічне вивчення Кривбасу. У 1880 р. С. Конткевич [86] склав першу схему стратиграфічного поділу розрізу Криворізької структури, яка передбачала розділення останнього на три товщі: гнейсо-аркозову, залізисто-кременисту та аспідних і вуглецевих сланців. Такі дослідники, як В. Домгер [52] (1889 р.), П. П'ятницький [148] (1899 р.), дотримувалися двочленного розподілу криворізького розрізу, виділяючи нижній (безрудні кварцити, аркози, слюдисті сланці) та верхній (залізисті кварцити, талькові породи, глинисті і вуглецеві сланці) горизонти, і тільки в 1926 р. В. Фаас [194] поновив тричленну схему.

Паралельно з пізнанням стратиграфії докембрію району, багато дослідників працювало над проблемою тектонічної будови Кривбасу. Першим, хто намагався встановити структурну приналежність залізозміщуючих товщ регіону, був О. Міхальський, який у 1908 р. висловив думку про те, що Криворізька структура є складною синкліналлю або синклінірієм. Одночасно проводились дослідження, спрямовані на виявлення природи залізних руд. Вивчення мінералого-петрографічних особливостей порід структури дало змогу І. Танатару (1916 р.) дійти висновку про магматичне походження як самих руд, так і залізистих кварцитів.

Результати раннього періоду вивчення Кривбасу знайшли своє відображення в монографії «Залізорудні родовища Кривого Рогу» [158], укладеній колективом геологів під загальним керівництвом М. Світальського і опублікованій у 1932 р. Ця робота містила детальні відомості про геологічну будову структури, мінеральний склад порід, а також припущення щодо генезису порід та руд. Слід зазначити, що як і попередники, М. Світальський зі співавторами були переконані в існуванні одного залізистого пласта та багаторазовому виході його на поверхню, завдяки ізоклінальній складчастості і розривній тектоніці.

У 1933–1939 рр. Ю. Гершойг удосконалив схему стратиграфічного поділу криворізького розрізу, виділивши два сланцевих та два залізистих горизонти [34]. Ця схема отримала назву двопластової, яка була суттєво змінена впродовж 1939–1958 років колективом геологів Кривбасу під керівництвом Я. Белєвцева. Саме в ній залізорудна товща була поділена на сім сланцевих та сім залізистих горизонтів [7], що не втратило актуальності й нині.

Проводячи детальне вивчення петрографічних та мінералогічних особливостей порід басейну, М. Каніболоцький у 1946 р. дійшов висновку, що при утворенні багатих залізних руд значна роль належала метаморфічним процесам. Пізніше ця ідея була підхоплена Я. Белєвцевим, широко

обґрунтована і розкрита у плані докембрійського метаморфогенного рудоутворення [8].

Інтенсивна розробка в післявоєнні роки криворізьких родовищ, а також пошуки нових перспективних площ сприяли накопиченню великого фактичного матеріалу стосовно будови, стратиграфії, тектоніки та рудоутворення Кривбасу, в узагальненні якого взяли участь як виробничі колективи, так і наукові установи НАН України під керівництвом Я. Белєвцева, М. Семененка та Г. Каляєва. Результати цих узагальнюючих робіт знайшли своє відображення в низці монографій [7; 69; 159; 161], які містять докладні відомості про геологічну будову, речовинний склад та природу окремих родовищ і басейну загалом. Досягненням цього періоду вивчення Кривбасу слід також вважати і розроблену колективом геологів-виробничників схему стратиграфічного поділу метаморфізованих вулканогенно-осадових відкладів Криворізької структури, у якій уперше була виділена **криворізька серія** з поділом на світи (знизу догори): скелюватську, саксаганську та фрунзенську.

Через десять років ця схема була вдосконалена співробітниками Мінгео УРСР, які в розрізі криворізької серії виділили п'ять світ: новокриворізьку, скелюватську, саксаганську, гданцівську та глеюватську. Слід також зазначити, що за цією схемою розріз Криворізької структури було визначено стратотипом раннього протерозою Українського щита [6; 11; 68; 70]. Проте, ще в кінці п'ятдесятих років А. Іщенко [64] в породах верхньої частини метавулканогенно-осадової (гданцівська світа згідно з чинною схемою) товщі Кривбасу виявив органічні залишки, що дало йому змогу висловити припущення про більш пізній вік, ніж ранньопротерозойський карбонатно-вуглецево-сланцевої асоціації криворізького розрізу. На наявність у породах структури викопних мікроорганізмів вказували також В. Бесєдін, В. Тимофєєв, Л. Білокрис, Л. Мордовець, О. Вологда, А. Сніжко, Ал. Іщенко, Т. Міхницька, І. Паранько, В. Рябенко, Г. Яценко та інші [13; 29; 156; 176; 220; 230]. Деякі із згаданих дослідників (Т. Міхницька, В. Рябенко), виходячи

з результатів, одержаних при вивченні органічних решток, схилилися до думки про палеозойський вік метапісковиково-сланцевих утворень (глеюватська світа за чинною схемою) верхньої частини розрізу Криворізької структури.

Непостійними впродовж всієї історії вивчення Кривбасу були також погляди щодо тектонічної будови структури. Висловлене в 1908 р. О. Міхальським припущення про синклінальну будову Криворізької структури до недавнього часу не викликало заперечення. Протягом усієї історії досліджень вносилися тільки уточнення щодо будови внутрішніх тектонічних елементів вищих порядків, що знайшло своє відображення в монографічних зведеннях з геології району [8; 69]. Залучення до пояснення докембрійських геологічних процесів деяких положень теорії літосферних плит спричинило і зміни в поглядах на тектоніку та історію її розвитку. Так, Г. Каляєв зі співавторами [70] висловили думку, яку поділяв також В. Решетняк [150] про моноклінальну будову структури та її формування в зоні незавершеної докембрійської субдукції, яка мала місце на межі Середньопридніпровського й Інгульського мегаблоків.

Значний вклад у вивчення внутрішньої тектонічної будови Кривбасу загалом і Криворізької структури зокрема внесли М. Черновський та О. Плотніков. Вони активно розвивали геолого-структурне картування родовищ залізистих кварцитів, що дало можливість суттєво уточнити структуру рудних полів, тектоніку продуктивної залізорудної товщі, а також внутрішню будову Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому [66; 135].

Упродовж 80-х – 90-х рр. у Кривбасі групою співробітників Львівського Національного університету у складі В. Колія, І. Паранька, А. Росихіної, А. Сіворонова, під керівництвом Г. Яценка були проведені геолого-формаційні дослідження, результати яких знайшли своє відображення на сторінках низки наукових статей, а також на карті геологічних формацій докембрію Українського щита [120–123; 128; 131; 164;

165; 168; 169; 225; 227–229]. У процесі проведення цих досліджень І. Параньком був розроблений на формаційній основі варіант схеми стратиграфічного розчленування метавулканогенно-осадової товщі Криворізької структури, у якому пропонувалося виділення в криворізькому розрізі пізньоархейських, ранньо-, середньо- та пізньопротерозойських геохронологічних підрозділів, а також було обґрунтовано тристадійну модель геологічного розвитку Кривбасу з виділенням проторифтової, протогеосинклінальної та платформеної стадій [129]. Фактичні дані про наявність у Кривбасі утворень пізнього архею були також отримані і при проведенні робіт із довивчення геологічної будови території бурінням Криворізької надглибокої свердловини та при підготовці колективом Криворізької ГРЕ до видання Державної геологічної карти масштабу 1:50000 Криворізького гірничорудного району [30; 76].

За період геологічного вивчення Кривбасу зроблено значний крок у пізнанні речовинного складу порід та руд регіону. На сьогодні в басейні виявлено та детально схарактеризовано понад 150 мінеральних видів магматогенного, седиментогенного, метаморфогенного, гідротермального, космогенного генезису, а також мінерали вивітрювання та сучасних мінералотворчих процесів. Відомості про них узагальнені у такій фундаментальній монографічній праці «Мінералогія Криворізького басейну», укладеній під керівництвом Є. Лазаренка [135] та в томі «Мінералогія» багатотомника «Залізисто-кременисті формації докембрію Європейської частини ЄСР», підготовленого колективом науковців України та Росії під керівництвом Я. Белєвцева [7–12]. Окрім того, відомості про окремі мінерали, породи, породо- та рудоутворюючі процеси Криворіжжя знайшли своє відображення в низці наукових праць таких відомих дослідників геологічної речовини, як Ю. Гершойг, В. Євтехов, Ю. Мельник, О. Нікольський, В. Павлишин, Б. Пірогов, Ю. Половінкіна та багато інших.

Не менш цікавою є історія вивчення кайнозойського чохла Кривбасу, перші роботи з вивчення будови та складу якого були проведені М. Барбот-

де-Марні, С. Коткевичем, М. Соколовим, В. Домгером та О. Фаасом. Результати цих досліджень були узагальнені О. Фаасом у праці «Матеріали з геології третичних відкладів Криворізького басейну» [52; 86; 194], у якій охарактеризовано палеогенові відклади (датовані олігоценом) та породи сарматського і понтичного ярусів неогену. Пізніше О. Олексієв поділив утворення сарматського ярусу цього району на три частини – нижню (з єрвіліями та іншими молюсками), середню (з крупними та рідкорребристими церастодермами та іншими молюсками) і верхню (містить лише дрібні мактри).

У 1940 р. під керівництвом Ю. Баса були проведені геологозйомочні роботи масштабу 1:50000 району рудника “Інгулець”, у результаті яких палеогенові відклади були поділені на три яруси: бучацький – датований середнім еоценом, київський – верхній еоцен та харківський – нижній пліоцен [66].

Відкриття в кінці 40-х років на території південного Кривбасу родовища бокситів, приурочених до подошви порід бучацького ярусу, уможливило більш детальне вивчення складу та будови цих утворень. У процесі досліджень Е. Безнером були встановлені морські відклади бучацького ярусу з численними молюсками, що дало можливість віднести їх до утворень середнього еоцену. Одночасно під керівництвом В. Натарова [123] вздовж криворізької смуги метаморфічних порід була проведена геологічна зйомка кайнозойських утворень, що дало змогу розробити стратиграфічну схему осадових порід басейну, яка пізніше знайшла своє відображення в монографічних зведеннях, укладених під керівництвом Я. Белєвцева [8].

Протягом 1955–1960 рр. у межах території Кривбасу були виконані геологозйомочні роботи масштабу 1:50000 під керівництвом Г. Карпова, О. Зайцева, В. Осадчого, М. Злобенко, С. Самаріна та ін., які значно розширили відомості про умови залягання, склад та фауністичне наповнення осадових порід Криворізького району. Одержані виробничими колективами у

процесі проведення цих робіт відомості про поширення, літологічний склад та органічні залишки бучацьких, київських, харківських, сарматських, меотичних та понтичних відкладів регіону були узагальнені в низці публікацій І. Осетрова [62–67].

На початку 80-х рр., у зв'язку зі зміною уявлень про вік деяких стратиграфічних підрозділів Європи, з якими зіставлялися українські стратотипи, О. Краєва та М. Ярцева провели ревізію форамініфер Інгuleцької депресії, що уможливило віднесення київських відкладів Кривбасу до середнього еоцену, а нижня частина розрізу депресії була зіставлена з лютетським ярусом Паризького басейну [52].

У 1985 р. Л. Білокрис [9; 10], аналізуючи видовий склад молюсків, поширених у породах південної частини Кривбасу, які вважалися утвореннями київського ярусу, дійшли висновку про належність їх до відкладів бодракського ярусу.

Протягом 1988–1992 рр. С. Люльєвою, Т. Рябокiнь та Б. Зернецьким при вивченні нанопланктону та форамініфер з середньоеоценових утворень, розкритих кар'єром Інгuleцького гірничо-збагачувального комбінату, було встановлено, що весь об'єм київських відкладів Кривбасу вміщує комплекс фауністичних залишків, характерних для відкладів лютетського ярусу Паризького басейну, а також нанопланктоної зони NP 16 лютетського та бартонського ярусів загальної стратиграфічної шкали [52].

1960-ті та частково 1970-ті рр. характеризуються широким розмахом структурно-профільних, пошукових, тематичних та інших геологічних робіт у Кривбасі та його обрамленні, у яких брали участь: Р. Ткач, Г. Струєва, О. Семергєєва, М. Черновський, Н. Кухарєва, М. Раєвська, М. Рягузов, Е. Дмитрієв, М. Бушуєв, М. Єфіменко, В. Решетняк і багато ін. Вони зробили суттєвий внесок в уточнення геологічної будови Криворізького району.

На початку 1970-х рр. почали провадитись цілеспрямовані (для ГГК-50) геофізичні зйомки (Л. Безюк, 1973; М. Ключєв, 1974; Г. Міллер, 1975; В. Ключєва, 1976; Л. Ірза, 1983; Й. Вовчук, 1981–1983; Л. Золотарьова,

1981-1985 та ін.) з високоточними гравімагніто-метричними дослідженнями і пошуковими електророзвідувальними (ВП, МПП) роботами, без яких неможливе розшифрування геологічної будови докембрійського фундаменту.

Значний внесок у ці ж роки у вивчення докембрію внесли науково-дослідницькі та інші організації, результати яких викладені у наукових працях Г. Каляєва, Р. Бєлевцева, В. Рябенка, Г. Артеменка, Л. Галицького, В. Бойка, М. Щербака, Є. Глеваського, В. Пастухова та ін.

Як результат, передусім геологозйомочних робіт, у 1980-х роках було видано Державні геологічні карти масштабу 1:50000 району Правобережних магнітних аномалій (А. Кисельов, 1980), Північного і Центрального Кривбасу (І. Паранько, 1987). Відображаючи нові стратиграфічні і металогенічні дані в названих районах, перша Держгеолкарта [45] характеризується схематичністю структурних складань, друга [45] – неузгодженістю наведених уявлень щодо геологічної будови Кривбасу з даними структурно-профільного буріння [41; 43] і наявними на той час результатами буріння Криворізької надглибокої свердловини та її супутників [92].

Водночас із багатоплановими геологічними дослідженнями у Криворізькому районі лише в 1990-і рр. було вперше проведено спеціалізовані геоекологічні роботи (О. Гуляк, 1997), які дали змогу на конкретних прикладах продемонструвати ступінь забруднення різних зрізів геологічного середовища і дати рекомендації щодо подальшого поліпшення геоекологічної ситуації.

Закладення в 1984 р. в межах Криворізької структури надглибокої свердловини було початком нового, ще більш глибинного етапу регіональних досліджень – геологічного вивчення площ масштабу 1:200000–1:500000 (ГВП-1, ГВП-2) з інтерпретацією по площі даних надглибокого буріння.

Під час ГВП-1 (В. Бутирін, 1985), було виявлено багато нових елементів геологічної будови й металоносності кристалічного фундаменту, зокрема для докембрійських утворень був запропонований новий варіант стратиграфічної схеми, за яким у Кривбасі пропонувалося виділити

утворення інгуло-інгулецької серії (гданцівсько-родіонівська та чечеліївська світи), що залягають на породах криворізької серії (саксаганська та скелюватська світи). При цьому Криворізька структура розглядалася як монокліналь (із західним падінням), що в подальшому не підтвердилося надглибоким бурінням.

Майже одночасно з ГВП-1 було виконано геологічні роботи з пошуково-структурним бурінням у межах Криворізької структури (В. Жук, 1986). Це був значний внесок в уточнення геологічної будови Кривбасу, проте низка висловлених пропозицій (залягання порід інгуло-інгулецької серії на криворізькій, віднесення розрізу Східноганівської структури до конкської світи та ін.) не підтвердилася ані власним структурно-профільним [45], ані надглибоким бурінням [92].

За результатами робіт ГВП-2 (Г. Змієвський, 1990) було складено, на геодинамічній основі, геологічні карти масштабу 1:500000 з виділенням обстановок, аналогічних фанерозойським. Без попереднього науково-дослідного аналізу правомірність їх виділення в ранньому докембрії, можна лише відзначити, що аргументовані вони з великими натяжками і геологічними результатами надглибокого буріння [92] та ГДП-200 [45] не підтверджуються. Складений на геодинамічній основі варіант стратиграфічної схеми не корелюється з чинною схемою. Проведені ж при цьому металогенічні дослідження виконано на високому рівні. Подібні металогенічні роботи виконувалися й раніше (Т. Сумцова, 1978, 1981) і використовувалися під час планування геологозйомочних та пошукових робіт у Кривбасі та його обрамленні.

Вивчення керна Криворізької свердловини [92] у комплексі зі сейсморозвідувальними роботами, у тому числі й ВСП та магніторозвідку свердловин (В. Старостенко, В. Соллогуб, М. Байсарович, М. Бородулін, В. Завойський, 1987–1992), дало змогу виявити будову Криворізької структури до глибини 6-7 км. Надійшов величезний обсяг комплексної системної інформації про будову району, його стратиграфію, мінералогію,

ізотопну геологію, фізико-механічні та петрографічні характеристики порід, метаморфізм, метасоматоз і пов'язані з ними рудогенні процеси.

За результатами буріння НГ-8 було підтверджено не моноклінальну [92], а синклінорну структуру Кривбасу (рис. 1.2), за якою західна його частина по глибинному Криворізько-Кременчуцькому розлому (через Тарапаківський насув) насунута на Саксаганську синкліналь, перекинута на схід. І таким чином було вирішено проблему геологічної будови Далеких Західних залізородних смуг. Подібні висновки отримано і під час ГДП-200 [45]. Головним результатом цих робіт є комплект карт геологічного змісту (затверджений НРР у 1998 р.), які стали основними під час підготовки їх до видання. При цьому необхідно зазначити, що різний ступінь вивченості утворень докембрію та кайнозою зумовив нерівномірне навантаження карт, призначених до видання.

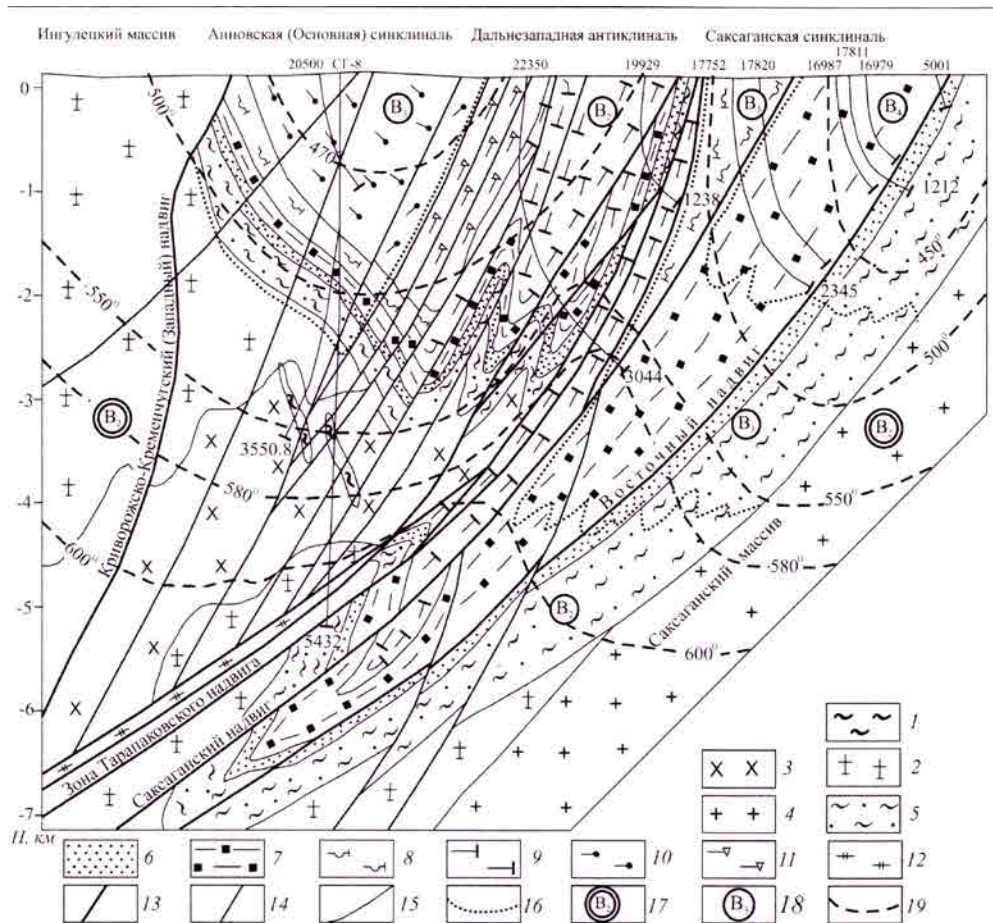


Рис. 1.2. Геологічний розріз за НГ-8 (за М. Курловим, В. Бутиріним, Ю. Мечниковим, 1998) [92].

Неоархей (AR₃): конкська серія (kn): 1 – амфіболіти; інгулецький комплекс (in): 2 – плагіограніти і плагіомігматіти, 3 – мігматити гранодіоритового складу; саксаганський комплекс (sk): 4 – плагіограніти. **Палепротерозой (PR₁):** криворізька серія: новокриворізька світа (nk): 5 – амфіболіти й метатUFFіти; скелюватська світа (sk): 6 – сланці амфібол-хлорит-талькові, аркозові метапісковики, метаконгломерати; саксаганська світа (sx): 7 – кварцити залізисті, сланці силікатні; гданцівська світа (gd): 8 – сланці графітовміщуючі біотитові і амфібол-біотитові, кварцити, залізисті кварцити, 9 – гнейси графітовміщуючі біотитові, амфібол-біотитові і сіліманіт-двослюдяні, кальцифіри, кварцито-пісковики; глеюватська світа (gl): 10 – метаконгломерати, метапісковики, метаалевроліти, мармури, 11 – гнейси біотитові, актіноліт-біотитові, диопсід-актиноліт-біотитові. Кіровоградський комплекс (kg): 12 – альбітіти, альбіт-олігоклазити. **Тектонічні порушення:** 13 – основні, 14 – другорядні. **Межі:** 15 – геологічні, 16 – метаморфічних фацій. **Фації прогресивного метаморфізму:** 17 – в архейських породах (амфіболітова), 18 – у протерозойських утвореннях (B₂ – амфіболітова, B₃ – епідот-амфіболітова, B₄ – зеленосланцева); 19 – ізолінії палеотемператур по гранат-біотитовій геотермометрії.

Підсумком цих робіт стала колективна монографія, яка вийшла в 2011 р. «Криворізька надглибока свердловина НГ-8», укладена колективом авторів: Є. Шеремет, Н. Козарь, Д. Гурський, М. Гейченко, Н. Щербак, В. Старостенко, А. Заріцький, Р. Белевцев, А. Анциферов, Є. Глеваскій та ін. за редакцією М. Курлова, які працювали геологами-практиками КП «Південукргеологія» і науковцями геологічних інститутів Національної Академії наук України та Українського державного науково-дослідного і проектно-конструкторського інституту гірничої геології, геомеханіки та маркшейдерської справи [92]. У ній розглянуто питання вивчення району закладення НГ-8; методологія виконання робіт при проходці свердловини; викладені результати буріння (лабораторні фізико-механічні та петрофізичні дослідження керна свердловини, комплексні каротажні й петрофізичні дослідження у свердловині); подано всебічну мінералого-петрографічну характеристику розкритих свердловиною порід; наведено геофізичні моделі району буріння. Недоліком цих робіт є відсутність будь-якої кореляції розкритого свердловиною розрізу з оточуючими породними комплексами.

Саме з цією метою протягом 80–90 рр. у регіоні було проведено, під керівництвом В. Бутиріна і Г. Змієвського, геологічне довивчення території буріння НГ-8, а на початку ХХІ ст. укладено Державну геологічну карту масштабу 1:200 000 аркушів М-36-XXXIV (Жовті Води) і L-36-IV (Кривий

Ріг), яку уклали: В. Захаров, А. Мартинюк і Ю. Токар за редакцією М. Курлова і Б. Возгіна [45].

Початок ХХІ ст. ознаменувався широкомасштабними дослідженнями Кривбасу в галузі економічної геології, які були започатковані і проводяться донині за ініціативи О. Плотнікова. Під його керівництво проведено геолого-економічну оцінку всіх залізрудних родовищ Кривбасу, що знайшло своє відображення в монографії «Економічна геологія родовищ залізистих кварцитів» [55]. У ній наведено наукові й методичні основи геолого-економічної переоцінки родовищ залізистих кварцитів з урахуванням геологічних, ресурсних та економічних аспектів, а також зроблено акцент на відповідність наявної мінерально-сировинної бази вимогам діючих гірничодобувних залізрудних підприємств.

У 2014 р. виходить робота «Геохімічні, петрологічні і геофізичні критерії прогнозування родовищ корисних копалин Українського щита», представлена Інститутом геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України [108], у якій запропоновано нові уявлення про тектонічну будову Криворізької структури. Авторами роботи Криворізька структура представлена частиною Західно-Інгулецько-Криворізько-Кременчуцької шовної зони.

Внутрішня структура цієї шовної зони є дуже складною і характеризується поєднанням синклінальних (грабен-синклінальних) і гранітоїдних куполоподібних структур. Цей структурний план ускладнюється серією лускуватих насувів і підкидів, по яких Інгульський мегаблок насунутий на Середньопридніпровський [92].

Підсумовуючи стислий огляд історії геологічного вивчення Криворізького залізрудного басейну, слід відзначити, що не зважаючи на більш ніж віковий період досліджень, упродовж якого з геології докембрію Кривбасу було опубліковано понад 1500 наукових робіт, низка питань стосовно будови, розвитку структури, рудоутворення і вікової належності окремих частин розрізу, економічної доцільності використання мінеральної

сировини Кривбасу не мають однозначної відповіді і вимагають детального довивчення.

В останні роки особлива увага при проведенні геологічних досліджень у регіоні звертається на всебічне вивчення альтернативних видів корисних копалин з метою розширення мінерально-сировинної бази регіону, залучення до практичного використання супутніх металевих та неметалевих корисних копалин, які мають місце в докембрійських та кайнозойських розрізах залізорудних родовищ, а також забезпечення народногосподарських галузей Криворіжжя місцевою сировиною. Актуальним щодо цього є вивчення геології, речовинного складу та можливих напрямів використання окислених залізних руд, які донині складуються у відвалах і створюють техногенне навантаження на довкілля, тим самим сприяють погіршенню екологічної ситуації в регіоні.

Іншим напрямком використання альтернативних джерел мінеральної сировини Кривбасу можуть бути докембрійські конгломерати. Як свідчить світова геологічна практика – це потенційні породні комплекси задля пошуків промислових концентрацій золота, урану і алмазів. Прикладом можуть слугувати конгломерати Вітватерсранду в Південноафриканській республіці і в Таркві (Гана) [1].

1.2. Сучасний стан геологічного вивчення конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури

У межах Українського щита (УЩ) налічується шість районів, у будові яких беруть участь метаморфізовані конгломерати (рис. 1.3): Білокоровичсько-Овручський, Тетерівсько-Радомишлівський, Звенигородсько-Первомайський, Криворізький, Білозерський та Бердянський [217; 219]. За сучасними уявленнями, найдревнішими серед них є конгломерати низів розрізу михайлівської світи білозерської серії однойменної структури, які належать до мезоархею.

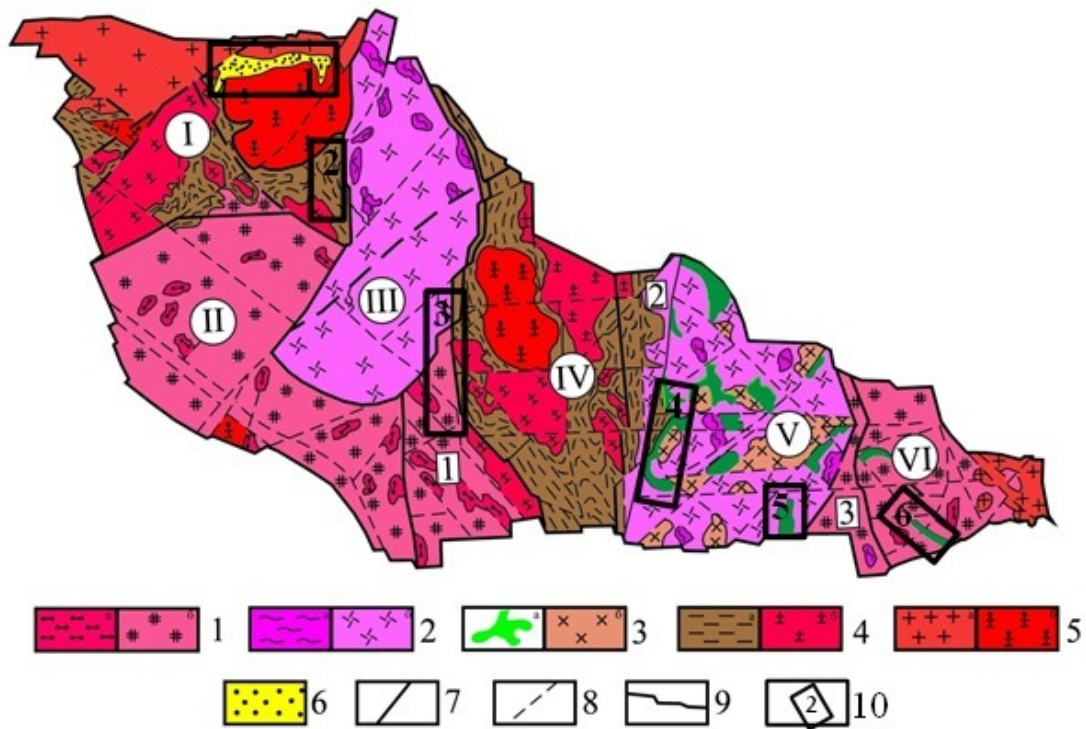


Рис. 1.3. Схема районів розвитку конгломератів Українського щита

Мегаблоки: I – Волинський, II – Дністровсько-Бузький, III – Росинсько-Тікицький, IV – Інгульський, V – Середньопридніпровський, VI – Приазовський.

Міжблокові зони: 1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька, 3 – Оріхово-Павлоградська.

1 – палеоархейські чарнокіт-гранулітові породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 2 – палеоархейські плагіограніт-амфіболітові породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 3 – мезоархейські тоналіт-зеленокам'яні породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 4 – палеопротерозойські гранітоїдно-метаосадові породні комплекси: а – метавулканогенно-осадові, б – гранітоїдні; 5 – плутонічні породні комплекси палеопротерозою: а – діорити, габро-діорити, б – граніти рапаківі, анортозити, габро-анортозити, монзоніти; 6 – осадово-вулканогенні комплекси мезопротерозою; 7 – межі мегаблоків; 8 – розломи; 9 – межі щита; 10 – райони розвитку конгломератів: 1 – Білокоровичсько-Овручський; 2 – Тетерівсько-Радомишлівський; 3 – Звенигородсько-Первомайський; 4 – Криворізький; 5 – Білозерський; 6 – Бердянський.

Основна частина конгломератів Українського щита пов'язана з палеопротерозойськими комплексами, у розрізі яких відзначається чотири стратиграфічних рівня конгломератоутворення: I – скелюватська світа криворізької серії; II – міська світа тетерівської серії і осипенковська світа Бердянського району; III – глеюватська світа Криворізької структури і стебненська світа Звенигородсько-Первомайського району; IV – білокоровичська світа топільнянської серії Білокоровичської структури.

Наймолодшими є конгломерати білокоровичської світи топільнянської серії та збраньківської світи Білокоровичсько-Овручського району, які належать до відкладів неопротерозою.

У розрізі Криворізької структури метаморфізовані конгломерати зустрічаються на трьох стратиграфічних рівнях: скелюватському, гданцівському і глеюватському (табл. 1.1).

Багаторічні геологічні дослідження району пов'язані з іменами С. Конткевича, В. Домгера, П. Пятницького, М. Семененка, М. Світальського, В. Фааса, Я. Белєвцева, Г. Каляєва. Перші відомості про конгломерати скелюватської світи наводить у працях М. Світальський [165]. Детальне петрографічне їх вивчення проводилося Л. Ходюшем [211], який виділив за складом цементуючого матеріалу польовошпатові і кварц-слюдисті відміни. На існування двох різновидів конгломератів (сланцевих та кварцових), указував Я. Белєвцев та ін. [10], підрозділяючи перший, що характеризується аркозовим цементом, на конгломерати зі сланцевою і кварцитовою галькою. Другий різновид становлять конгломерати, утворені галькою жильного кварцу, кварцитів і сланців, зцементовані кварц-серицитовим або істотно кварцовим матеріалом. О. Каршенбаум [74] і М. Доброхотов [49; 50] відзначають серед гальок амфіболіти, амфіболові сланці і гранітоїди. Уперше розріз сланцевих конгломератів представив М. Кулешов [88] в районі шахти ім. В. І. Леніна. Палеогеографічна ситуація й умови формування грубоуламкових утворень скелюватської світи розглядалися у працях М. Гречішнікова, Є. Гречішнікової [39], О. Стригіна та ін. [192], які вважали, що конгломерати основи розрізу Криворізької структури є відкладами дельт і конусів виносу.

Перші спеціальні дослідження з вивчення металоносності конгломератів були проведені на початку 60-х рр. співробітниками ЦНІГРІ під керівництвом Г. Пісемського, у результаті чого встановлено ряд закономірностей розподілу золота в породах скелюватської світи і виділено

Таблиця 1

Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію**Середньопридніпровського мегаблоку**

(створена автором на основі В. Кирилюк, І. Жуланова (2013), В. Кирилюк, І. Паранько (2014), В. Кирилюк (2017))

Міжнародна стратиграфічна шкала				Регіональна стратиграфічна шкала		Місцеві стратиграфічні підрозділи			
Акротема	Еонотема	Система (період)	Вікові межі, млн р.	Регіональні стратиграфічні підрозділи	Вікова шкала, млн років	Середньопридніпровський мегаблок	Криворізька структура		
Протерозойська	Мезопротерозойська	Кольмійська	1400	Овруцький	1400				
					1500				
	Палеопротерозойська	Статерійська	1600		1600				
			1800	1700					
		Орозирійська	2050	1800	1900				
				2000	2100				
		Рясійська	2050	Криворізький	2200	Криворізько-білозерський комплекс	Гданцівська світа	Криворізька серія	
					2300				2300
	Сидерійська	2500	2400		Скелюватська світа				
			2500						
	Архейська	Неоархейська	Системи не виділяються	2800	Побузький		2600	Конкський комплекс	Новокриворізька світа
						2700	Латівська світа		
2800									

рудну формацію золотоносних конгломератів [145]. М. Семененко та ін. (1977) підтвердили можливість виділення грубоуламкової товщі скелюватської світи як формації золотоносних конгломератів [168]. Детальна оцінка перспектив металоносні проведена Н. Шірінбековим [167] при вивченні геохімічних і металогенічних особливостей золотопроявлень Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони.

Конгломерати другого стратиграфічного рівня встановлені і детально охарактеризовані Л. Прожогіним та В. Горбатенком [154]. Вивчення особливостей складу і будови конгломератів дало змогу віднести їх спільно з залізистими пісковиками основи гданцівської світи до базальних відкладів і припустити континентальні умови їх формування.

Перші відомості про конгломерати третього стратиграфічного рівня (глеюватська світа) наведені у працях М. Світальського [165]. У Саксаганському рудному районі Кривбасу конгломерати верхньої світи криворізької серії були описані Р. Ткач та ін. [194], у Ганівському районі вони вивчалися М. Рягузовим та ін., Г. Струєвою [195] і М. Довгань [194]. При вивченні грубоуламкового матеріалу теригенних утворень глеюватської світи в гальці карбонатних порід були встановлені залишки мікроорганізмів імовірно верхньопротерозойського і більш молодого віку [69; 183].

Розробці схем формаційного розчленування докембрійських утворень району свого часу приділяли увагу Я. Бєлєвцев, Л. Галецький, Г. Каляєв, Р. Сіроштан, Г. Яценко та ін. Ґрунтуючись на генетичних уявленнях виділення формацій, Г. Каляєв відносив відклади скелюватської світи до нижньої теригенної формації, а глеюватську – до моласової [68-71]. Цієї ж точки зору надалі дотримувалися й інші геологи. А. Сіворонов в основі Криворізької структури виділяв аспідну формацію, відзначаючи внутрішньо формаційний характер конгломератів [19].

Фундаментальні дослідження скелюватської світи проводилися у 80-х рр. минулого століття галузевою науково-дослідною лабораторією Львівського національного університету ім. І. Франка за участю І. Паранька,

А. Росихіної і Є. Лавренка під керівництвом Г. Яценка [225]. Основний напрям дослідження був пов'язаний із формаційною приналежністю конгломератів південного замикання Криворізької синкліналі.

Вагомий внесок у дослідження конгломератів УЩ в цілому і Кривбасу зокрема упродовж 80–90-х рр. належить І. Параньку. Протягом 80-х рр. ним було досліджено і вперше проведено детальне формаційне розчленування докембрійських утворень у районах розвитку конгломератів УЩ. Також була проведена типізація геологічних формацій, у будові яких беруть участь конгломерати, виокремленні конгломератовміщуючі і власне конгломератові формації [127-130]. Проведена реконструкція палеогеографічних, палеокліматичних і фаціальних умов формування конгломератовміщуючих товщ, на основі аналізу даних умов І. Параньком було встановлено два вікових рівня формування конгломератовміщуючих товщ – нижнього протерозою і верхнього протерозою (на сьогодні цю думку спростовано) та оцінено перспективність металоносності конгломератовміщуючих товщ на благородні метали [132; 137; 140].

У 1990 р. вийшла праця І. Паранька і В. Рябенка [135] «Конгломерати в формаціях Українського щита». У дослідженні окреслені особливості формаційного аналізу конгломератовміщуючих розрізів, на основі якого конгломерати розподіляються на два типи: конгломератовміщуючі і власне конгломератові, на основі формаційного аналізу проведено типізацію формацій УЩ, які належать до конгломератовміщуючих, а які до власне конгломератових та їх стратиграфічне розчленування у стратиграфії УЩ. Також охарактеризовані палеоумови формування конгломератовміщуючих і власне конгломератових формацій УЩ, їх металогенічні і геохімічні особливості.

У 1991 р. публікується спільна праця І. Паранька і Т. Міхницької [139] «Етапи геологічного розвитку і стратиграфія Криворізької структури», у якій наводяться нові погляди на історію геологічного розвитку Криворізької структури. Висловлено припущення про чотири етапи її формування, які

відповідають пізньоархейському, ранньопротерозойському, рифей-палеозойському періодам становлення земної кори. Запропоновано новий варіант схеми стратиграфічного розчленування розрізу метаморфізованих вулканогенно-осадових відкладів Криворіжжя. Окреслено умови формування порід стратиграфічних підрозділів, а також результати мікропалеофітологічних досліджень.

Дослідження щодо перспектив металоносності на благородні метали пов'язані з іменами І. Паранька, Є. Сливка, Б. Малюка [132]. Ними було розглянуто особливості будови, склад, умови формування й геохімічна спеціалізація метатеригенних відкладів нижньої частини розрізу Криворізької структури. Зіставлення результатів з критеріями прогнозування і пошуків родовищ благородних металів в докембрійських конгломератах дало змогу зробити висновок про безперспективність виявлення середніх і великих родовищ золота в конгломератовміщуючих товщах криворізької серії.

Протягом 90-х р. було опубліковано ряд праць І. Паранька у співавторстві з Г. Яценка, Є. Сливка, Б. Малюка, присвячених складу і будові метаморфізованих формацій Кривого Рогу. Були сформовані нові уявлення про будову криворізької структури і її стратиграфічне розчленування.

У праці охарактеризовано склад і умови формування конкретних формацій протерозойського періоду розвитку УЩ, виділено латеральні й вертикальні ряди формацій, формаційні типи. Проведено міжрегіональну кореляцію протерозойських розрізів на структурно-речовинному й історико-геологічному рівнях, уточнено схему стратиграфічного розчленування протерозойських утворень УЩ з виділенням нижнього, середнього і верхнього протерозою. Розроблено модель геологічного розвитку регіону у протерозойський період, яка містить проторифтогенну, протогеосинклінальну і платформну стадії, виявлено основні грані металогенії протерозойських комплексів регіону.

Останні 15 років М. Дерябін розвиває нову точку зору на генезис цих порід, що відображає їх тектоно-гідротермально-осадове (флюїдизитове) формування [46-48]. За його уявленнями галька й метапісковики сформувалися в тектонічних і подальших гідротермально-інгалаційних процесах, що відбуваються у швах розломів. У розрізі Криворізької грабен-синкліналі послідовно в пізньому архею при розвитку ствольного центрального розсуву, сформувалися від нього три покривні (бічні) відгалуження, виконані рудопровідними флюїдизитовими породами: скелюватське, саксаганське і глеюватське. У міру перекриття їх на поверхні гідротермально-осадовими відкладеннями – саксаганської (залізисті кварцити і сланці), гданцівської (графітові парасланці, кварц-польовошпатові пеліти і залізисті кварцити) і глеюватської (біотитові парасланці і карбонатно-глинисті пеліти) світ, їх породи перетворювалися на розслаблені зони швів розломів, по яких циркулювали флюїдні потоки, заповнюючи електролітами локальний басейн авлакогена [46].

З середини 80-х рр. і донині опубліковано статті, монографії і докторська дисертація В. Покалюка [88; 91; 146; 147], присвячені ранньодокембрійським метаосадовим і метавулканогенним комплексам Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони (ККЗ) Українського щита, запропоновано реконструкцію палеокліматичних, палеофаціальних і палеотектонічних умов їхнього формування і значно розширено уявлення про їхню стратиграфію.

На основі пропозицій В. Покалюка щодо вдосконалення схеми розчленування стратифікованих утворень Криворізької структури, 19 листопада 2015 р. на засіданні ранньодокембрійської секції НСК України [146] внесені зміни до чинної «Кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію Українського щита» (табл. 1).

На завершення слід зазначити, що ряд питань і розбіжностей, викликаних спробами кореляції метаморфізованих теригенних і терригенно-карбонатних конгломератовміщуючих комплексів УЩ, викликані, цілком

ймовірно, відсутністю цілеспрямованих праць із дослідження конгломератів одними й тими ж методами в масштабах всього щита і різного ступеня вивчення їх у межах окремих регіонів.

Висновки до розділу 1

1. Автором було проаналізовано історію дослідження Криворізької структури загалом і конгломератовміщуючих товщ зокрема.

2. Вивчення Криворіжжя проводилося великою кількістю дослідників з різних напрямків геології, а саме: стратиграфія: С. Конткевич, В. Домгер, П. П'ятницький, В. Фаас, М. Світацький, І. Усенко, Ю. Гершойг, М. Семененко, Я. Бєлєвцев, М. Доброхотов, К. Кратц, Н. Щербак, А. Додатко, В. Бутирін, Г. Змієвський; тектонічна будова: О. Міхальський, М. Семененко, Г. Каляєв, В. Решетняк, М. Черновський, О. Плотніков, Є. Шеремет; мінералого-петрографічні і походження залізних руд: І. Танатар, М. Світацький, М. Каніболоцький, Є. Лазаренко, Л. Ходюш, Ю. Гершойг, В. Євтехов, Ю. Мельник, О. Нікольський, В. Павлишин, Б. Пірогов, Ю. Половінкіна, В. Кравченко; палеонтологічні: А. Іщенко, В. Бєседін, В. Тимофєєв, Л. Білокрис, Л. Мордовець, О. Вологдін, А. Сніжко, Д. Кулік, Т. Міхницька, І. Паранько, В. Рябенко, Г. Яценко; геолого-формаційні: Г. Яценко, В. Колій, І. Паранько, А. Росихіна, А. Сіворонов; геологозйомочні: Г. Карпов, О. Зайцев, В. Осадчий, М. Злобенко, С. Самарін, І. Осетров, А. Кисельов, С. Федюшин, В. Захаров, А. Мартинюк. О. Бобров, Г. Змієвський.

3. Протягом усієї історії вивчення змінювалися уявлення про тектонічну будову Криворізької структури, а саме: синклінорій, монокліналь, зона субдукції, на сьогодні Криворізька структура представлена частиною Західно-Інгулецько-Криворізько-Кременчуцької шовної зони, яка розглядається як синклінорна, де західна частина по глибинному

Криворізько-Кременчуцькому розлому (через Тарапаківський насув) насунута на Саксаганську синкліналь перекинута на схід.

4. Дослідження конгломератовміщуючих товщ проводилося за декількома напрямками: стратиграфічне положення, палеогеографічні умови формування і використання конгломератовміщуючих товщ як альтернативних джерел корисних копалин. Дослідження пов'язані з такими іменами: М. Світальський, Л. Ходюш, М. Кулешов, Я. Бєлєвцев, О. Каршенбаум, М. Доброхотов, М. Гречішніков, Є. Гречішнікова, О. Стригін, Л. Прожогін, Г. Пісемський, М. Семененко, Н. Шірінбеков, Л. Галецький, Г. Каляєв, Г. Яценко, А. Додатко, І. Паранько, В. Рябенко, Т. Міхницька, М. Дерябін, В. Покалюк.

5. Існують дві точки зору щодо умов формування метаконгломератів: перша – осадове походження, друга – тектоно-гідротермально-осадове (флюїдизитове).

РОЗДІЛ 2

СТРАТИГРАФІЧНЕ РОЗЧЛЕНУВАННЯ МЕТАМОРФІЗОВАНИХ УТВОРЕНЬ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ

У будові розрізу Криворізького залізорудного басейну беруть участь утворення двох акротем – архейської, протерозойської та фанерозойської еонотеми. Архейські й протерозойські метаморфізовані вулканогенні та вулканогенно-осадові відклади утворюють кристалічний фундамент (рис. 2.1), а утворення фанерозою, репрезентовані відкладами кайнозойської ератеми, формують малопотужний осадовий чохол, субгоризонтально перекриваючи породи докембрію та продукти їх вивітрювання.

Архейські утворення в межах району представлені метавулканогенно-осадовими верхньоархейськими відкладами, яким у стратиграфічному відношенні відповідає конкська серія [45].

Конкська серія на території Кривбасу репрезентована латівською і новокриворізькою світами (табл. 1.1).

Латівська світа в основному сформована слюдистими кварцитами, кварцито-пісковиками та сланцями кварц-біотитового, кварц-польовошпат-біотитового складу [88]. Світа у чистому кварцитовому вигляді виокремлюється лише на деяких ділянках. Наприклад, у відслоненні на правому березі р. Інгулець між селами Стародобровільське та Новолатівка. Ці ділянки є опорними для вивчення та датування порід, що входять до його складу [17]. У північній частині Криворізької структури кварцито-пісковики (мусковіт-кварцові з андалузитом, ставролітом та дистеном) розкриті Криворізькою надглибокою свердловиною [92].

Метаосадові утворення латівської світи з ініціативи О. Додатка [52] тривалий час вважали метаморфізованою корою вивітрювання «саксаганських» гранітоїдів, що наразі об'єднуються у складі однойменного саксаганського комплексу. М. Курлов, Є. Шеремет, Н. Козарь та ін. [92] підтримують погляди щодо утворення латівської світи як базальної за своїм

характером метаосадової пачки, що належить до нижньої підсвіти новокриворізької світи. У працях В. Покалюка та Є. Куліша [88; 91] неодноразово стверджується, що латівський горизонт через специфіку своєї стратиграфічної позиції й особливості речовинного складу слід вилучити з розрізу новокриворізької світи та виділити як самостійну світу – латівську.

На більшій частині розповсюдження між селами Стародобровільське та Новолатівка, латівська світа має вигляд тісного перешарування метабазитів з різноманітними метаосадовими породами типу слюдистих кварцитів та кварцито-пісковиків. Лише подекуди в окремих перетинах спостерігаються монотонні частини розрізу, представлені кварцитами і супровідними метаосадовими утвореннями [139].

За даними Криворізької надглибокої свердловини, латівська світа з розмивом залягає на плагіогранітоїдах інгулецького і саксаганського комплексів. Представлена світа кварцито-пісковиками, кварцито-пісковиками з мусковітом і рідкісними зернами андалузиту, кварцитами мусковітовими із андалузитом і кіанітом, сланцями кварц-мусковіт-ставролітовими [92]. Потужність пачки кварцито-пісковиків становить 55–60 м, максимум до – 75 м. Ці кварцити за комплексом ознак ідентичні латівським і представляють їх стратиграфічний аналог у північній частині Саксаганського району Кривбасу. Радіогенний вік кластогенного циркону з цих кварцитів, визначений за трьома пробами, коливається в інтервалі 2860–3010 млн. років, що відповідає віку циркону з нижчих за стовбуром свердловини плагіогранітоїдів інгулецького (дніпропетровського) комплексу [232].

Такі ж андалузитовмісні мусковітові кварцити і метапісковики встановлені в розрізі Західно-Ганівських смуг Північного Криворіжжя (св. 20518, 20519) на контакті з плагіогранітоїдами інгулецького комплексу. Потужність їх становить 5–15 м. У напрямку до плагіогранітоїдів кварцити змінюються кварц-мусковітовими сланцями з андалузитом (5 м), що

переходять, так само, у сланці плагіоклаз-біотит-кварц-мусковітові з сіліманітом, ставролітом (20–30 м), далі йдуть плагіогранітоїди.

Новокриворізька світа фрагментарно картується вздовж східного крила Криворізької структури південніше Девладівської зони розломів, а також у межах замикання Основної синкліналі, на Тарапако-Лихманіському простяганні та в районі замикання Лихманівської структури [45] (див. рис. 2.1)

Породи новокриворізької світи залягають на породах латівської світи. Контакт із підстеляючою латівською світою різкий і чіткий, що свідчить про різкі зміни палеофаціальних умов [88]. На тих ділянках, де породи латівської світи відсутні, породи новокриворізької, залягають на метаморфізованій корі вивітрювання пізньоархейського плагіогранітоїдного фундаменту.

Виділяються дві ділянки, де утворення новокриворізької світи представлені найбільш повно і мають найбільшу потужність: 1 – північна частина Саксаганського району (рудник ім. 1 Травня, рудник ім. Леніна, потужність близько 1500 м); 2 – ділянка замикання Основної синкліналі (рудник ім. Ілліча, потужність близько 1500 м). В інших районах світа має набагато меншу потужність.

Новокриворізька світа поділяється на дві підсвіти: нижню і верхню.

Нижня підсвіта сформована ефузивними і туфогенно-ефузивними породами, які представлені амфіболітами розсланцьованими і біотитизованими [139]. У породах є уламки порфіритів з пілотакситовою структурою і шари вулканогенно-осадових порід, які представлені кварц-плагіоклазовими метатуфопісковиками з біотит-амфіболовим цементом. Крім того трапляються уламки кристалів основного плагіоклазу, які різко виділяються на фоні загальної маси [88]. В амфіболітах відмічаються дрібно уламковий катаклаз і мілонітові шви, інтенсивна тріщинуватість із утворенням густої сітки карбонатних і карбонат-хлоритових жил, формування пірита, піротина і халькопірита. Серед акцесорних мінералів переважають апатит, сфен та ільменіт.



Рис. 2.1. Схематична геологічна карта Криворізької структури
(за [55])

Палеоархей. 1 – гнейсо-граніт-плагіогранітова формація. **Неоархей.** 2 – метадацит-андезит-толеїтова формація метавулканогенно-осадового комплексу; 3 – тоналіт-плагіогранітова плутонічна формація. **Палеопротерозой.** 4 – 7 – формації метатеригенно-залізистого комплексу: 4 – метаконгломерат-сланцева, 5 – метаконгломерат-пісковиково-сланцева, 6 – метакоматіїтова, 7 – джеспілітова кременисто-сланцева; 8–10 – формації карбонатно-вуглецево-метатеригенного комплексу: 8 – залізисто-сланцева, 9 – карбонатно-вуглецево-сланцева, 10 – сланцево-метапісковикова; 11 – плутонічна дайкова формація; 12–13 – формації метатеригенного

комплексу: 12 – моласоїдна метаконгломератова і метапісковикова-сланцева неподілена; 13 – плутонічна апліто-пегматоїдних гранітів.

Потужність нижньої підсвіти в середньому – 550 м.

Верхня підсвіта утворена осадово-пірокластичними породами, які представлені сланцями туфоалевропсамітовими кварц-плагіоклаз-роговообманково-біотитовими з прошарками (5–20 см) туфогенних кварц-плагіоклазових метаалевролітів і дрібнозернистих метапісковиків такого ж складу з метаморфізованим амфібол-біотитовим або біотит-амфіболовим цементом [88]. Структури сланців гранонематолепідобластова з реліктами бластоалевролітової. Основними мінералами виступають: кварц, плагіоклаз, актинолітова рогова обманка, біотит; серед другорядних мінералів представлені хлорит, карбонат, який заміщує амфібол; акцесорними мінералами виступають: ільменіт, магнетит, апатит, сфен, циркон. Туфогенні кварц-плагіоклазові метапісковики складаються з плагіоклазу (37 %) і кварцу (17 %) з метаморфізованим цементом із біотиту і амфіболу. Серед акцесорних мінералів: сфен, ільменіт, рутил, циркон і магнетит [92].

Потужність верхньої підсвіти в середньому 750 м.

У цілому, потужність світи варіює від 50–100 м (р-н рудника ім. Кірова) до 1300–1500 м (р-н рудника ім. Леніна) [92].

Протерозой у межах Криворізької структури репрезентований утвореннями *палеопротерозойської еонотеми*, які в стратиграфічному відношенні відповідають криворізькій серії, гданцівській і глеюватській світам [67].

Відклади **криворізької серії** поширені винятково в західній частині Середньопридніпровського мегаблоку, де формують Криворізьку, Жовторічинську, Галещинську і низку більш дрібних структур, приурочених до Криворізько-Кременчуцької шовної зони [92]. Найбільш представницький розріз палеопротерозою Кривбасу представлений у Криворізькій структурі.

Відповідно до чинної кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію УЩ криворізька серія містить (знизу догори):

скелюватську та саксаганську світи і окремо виділяється гданцівська і глеюватська світи, які залягають на породах криворізької серії [133].

Скелюватська світа зі стратиграфічним переривом залягає на породах новокриворізької (рис. 2.1) [135]. Світа складена олігоміктовими метаконгломератами, кварцовими та польовошпат-кварцовими метапісковиками, кварц-біотитовими, кварц-серицит-біотитовими, серицит-біотитовими сланцями – філітами, а також тальковмісними сланцями, які характерні для верхньої частини розрізу світи, відомі в Кривбасі, як «тальковий горизонт» [133].

У традиційному вигляді скелюватська світа поділяється на три підсвіти: нижню, середню та верхню. Більш детальна характеристика скелюватської світи буде надана нижче.

Саксаганська світа, як основна продуктивна товща Криворізького залізорудного басейну, найбільш детально вивчена з усіх стратиграфічних підрозділів криворізької серії та всебічно охарактеризована в низці монографій, присвячених залізорудним родовищам Кривбасу [55; 67; 142], у зв'язку з чим нижче наводиться тільки загальна характеристика її будови та складу.

Утворення світи, завдяки наявності в них залізистих порід, упевнено картується в Саксаганському та Південному районах Кривбасу, де породи саксаганської світи згідно залягають на породах скелюватської світи. Саксаганську світу вздовж усього простягання формує асоціація магнетитових, силікат-магнетитових, карбонат-магнетитових, карбонат-силікат-магнетитових кварцитів із різноманітними сланцями, які чергуючись між собою, утворюють своєрідні ритми [10]. Їх нижні компоненти, які традиційно називають сланцевими горизонтами, представлені асоціацією різноманітних за мінеральним складом силікатних сланців, а верхні – залізисто-кременистими утвореннями (залізисті горизонти) [11]. Перші є продуктами метаморфізму тонкоуламкових осадів – глин з домішками алевролітового та піщанистого матеріалу, а інші належать до

метаморфізованих аналогів залізо-кременистих і змішаних карбонатно-глинисто-залізо-кременистих осадів хемогенного генезису [70; 157]. Постійними на всьому простяганні світи, які можна розглядати як маркуючі, є перший сланцевий та п'ятий залізистий горизонти. Горизонти згруповані в нижню, середню та верхню підсвіти (рис. 2.2) [55].

Під-світа	Гори-зонти	Потуж-ність, м	Характеристика розрізу
Верхня		640	Залізнослюдко-магнетитові, амфібол-хлорит-магнетитові, рибекіт-магнетитові кварцити
		350	Магнетит-карбонат-амфіболові, магнетит-хлорит-амфіболові сланці, безрудні кварцити
		300	Магнетитові, силікат-магнетитові, карбонат-магнетитові кварцити
		150	Кумінгтоніт-хлоритові, біотит-хлоритові сланці з магнетитом
		300	Залізнослюдко-магнетитові, магнетитові, карбонат-силікат-магнетитові кварцити
		120	Хлорит-біотитові, амфібол-хлоритові з графітом сланці
		700	Силікат-карбонат-магнетитові, карбонат-магнетитові кварцити
Середня		300	Серицит-хлоритові, серицит-біотит-хлоритові, біотит-хлоритові з графітом сланці, безрудні кварцити
		50	Магнетит-силікатні кварцити
		140	Графіт-хлорит-біотитові сланці, безрудні кварцити
Нижня		150	Магнетитові, силікат-карбонат-магнетитові кварцити
		40	Біотит-хлорит-амфіболові сланці; безрудні кварцити
		400	Магнетитові, силікат-магнетитові, карбонат-силікат-магнетитові кварцити
		300	Амфібол-хлорит-біотитові сланці, безрудні кварцити

1
 2

Рис. 2.2. Будова розрізу саксаганської світи [55]

1 – сланцеві горизонти; 2 – залізисті горизонти

Нижня підсвіта об'єднує перший та другий сланцеві й залізисті горизонти. У будові сланцевих горизонтів беруть участь кварц-серицитові, біотит-хлоритові, амфібол-хлорит-біотитові сланці, безрудні кварцити. Потужність горизонтів – від 60 до 160 м.

У будові залізистих горизонтів беруть участь магнетитові, силікат-магнетитові та карбонат-силікат-магнетитові кварцити. Потужність першого горизонту – 20–145 м., другого – 40–300 м.

Середня підсвіта об'єднує третій сланцевий, третій залізистий та четвертий сланцевий горизонти.

Сланцеві горизонти утворені графіт-хлорит-біотитовими, кварц-графітовими, кварц-серицитовими, біотит-хлорит-амфіболовими, амфібол-біотит-хлоритовими сланцями та безрудними кварцитами. Потужність горизонтів – 80–120 м.

У будові третього залізистого горизонту беруть участь магнетит-силікатні (хлорит-магнетитові, магнетит-амфібол-біотитові) кварцити і хлорит-кварцові сланці. Потужність зазначеної асоціації порід не перевищує 40–50 м. [10; 11; 55].

Верхня підсвіта сформована породами четвертого, п'ятого, шостого, сьомого залізистих та п'ятого, шостого, сьомого сланцевих горизонтів.

У будові залізистих горизонтів беруть участь магнетит-карбонатні, карбонат-магнетитові, магнетит-карбонат-силікатні, карбонат-силікат-магнетитові, магнетитові, силікат-магнетитові кварцити. Потужність горизонтів змінюється від 130 до 500 м.

Сланцеві горизонти утворені асоціацією хлорит-серицит-кварцових, амфібол-хлорит-біотитових, біотит-хлоритових, амфібол-хлоритових, магнетит-карбонат-амфіболових, магнетит-хлорит-амфіболових сланців і безрудними кварцитами. Потужність горизонтів досягає 120 м.

Загальна потужність верхньої підсвіти саксаганської світи не перевищує 2500 м.

Породи світи метаморфізовані в умовах зеленосланцевої (Саксаганський район) і епідот-амфіболітової (Північний та Південний райони Кривбасу) фацій [67; 92]. На всьому простяганні вони інтенсивно зім'яті в різноманітні складки вищих порядків, а також розбиті різноранговими розривними порушеннями на низку блоків. Наявність розривної тектоніки зумовила широкий розвиток у тілі світи продуктів лужного метасоматозу. Особливо це характерне для північної частини Саксаганського району (Первомайське родовище), де егирин-магнетитові, рибекіт-магнетитові багаті руди, утворюють пласто-, а також гніздо- та стовпоподібні тіла серед залізистих кварцитів, що суттєво ускладнює будову світи.

Радіологічні дані віку лужних метасоматитів світи вкладаються в діапазон 2000–1700 млн. років, що дає змогу припускати час накопичення породних асоціацій світи в межах 2300–2000 млн. років [92].

Гданцівська світа, яка залягає на породах криворізької серії, а саме: з кутовим та стратиграфічним неузгодженням, залягає на породах саксаганської світи [67]. У її будові беруть участь метапісковики, кварцито-пісковики, метаконгломерато-брекчії, магнетит-хлоритові, кварц-магнетит-хлоритові, кварц-хлоритові, кварц-плагіоклаз-біотитові, ставроліт-андалузит-біотитові, слюдисто-хлоритові, графіт-слюдисті сланці, багаті первинно-осадкові метаморфізовані залізні руди, кварц-карбонатні породи, доломіти, мармури. Перелічені породи формують різні за складом асоціації на різних стратиграфічних рівнях розрізу, що дає можливість останній розділити Гданцівську світу на три підсвіти: нижню, середню та верхню [130] (рис.2.4).

Нижня підсвіта представлена асоціацією магнетит-хлоритових, кварц-магнетит-хлоритових, хлорит-карбонат-магнетитових, кварц-хлоритових сланців, метапісковиків, кварцито-пісковиків з підпорядкованим поширенням кварц-карбонатних порід, залізистих і безрудних кварцитів, мономіктових конгломератів седиментаційних брекчій та метаконгломерато-брекчій, і так званих багатих руд контакту [129]. Зазначені породи утворюють близькі за

складом породних асоціацій горизонти – кварцито-пісковикові та залізисто-сланцеві, які чергуються між собою, що надає розрізу рис ритмічної будови. Нараховується три повних ритми, які починаються кварцито-пісковиковими горизонтами і завершуються залізисто-сланцевими.

Під-світа	Літологічна колонка	Потужність, м	Характеристика розрізу
верхня		400	Біотитові, гранат-біотитові, гранат-кварц-біотитові, графіт-біотитові сланці; метапісковики; кварц-карбонатні породи
		500	Доломітові, кальцитові мармури; кварц-карбонатні породи; графіт-слодісті, в підпорядкованій кількості карбонат-графіт-слодісті сланці
		500	графіт-біотитові, графіт-кварц-біотитові, графіт-серицит-біотитові, графіт-карбонат-кварц-серицитові, біотитові, серицит-біотитові сланці; в підпорядкованій кількості метапісковики та кварц-карбонатні породи
середня		150	Графіт-кварц-серицитові, графіт-біотитові сланці, рідко хлоритові
		90	Лімонітизовані з магнетитом та мартитом серицит-хлоритові, кварц-хлорит-серицитові сланці
		55	Метапісковики, безрудні кварцити
нижня		60	Магнетит-хлоритові, кварц-хлоритові сланці
		65	Безрудні кварцити, метапісковики; в підпорядкованій кількості кварц-карбонатні породи
		40	Хлорит-магнетитові, кварц-хлоритові сланці
		45	Метапісковики на залізистому цементі, брекчії, поклади багатих руд, безрудні кварцити

1
 2
 3

Рис. 2.4. Будова розрізу гданцівської світи [55]
 1 – нижня підсвіта; 2 – середня підсвіта; 3 – верхня підсвіта

Кварцито-пісковиковий горизонт першого з низу ритму утворений асоціацією кварцито-пісковиків, безрудних кварцитів і метапісковиків на залізистому цементі. Кварцити та кварцито-пісковики характерні для нижньої частини розрізу горизонту, де утворюють пачку, потужність якої змінюється за простяганням від 5 до 15 м, а метапісковики на залізистому цементі здебільшого властиві для верхньої частини розрізу горизонту [135].

Загальна потужність горизонту змінюється за простяганням від 15 до 45–50 м.

У будові залізисто-сланцевого горизонту, що завершує перший ритм, беруть участь магнетит-хлоритові, кварц-магнетит-хлоритові та кварц-хлоритові сланці. У підпорядкованій кількості є малопотужні прошарки кварц-серицит-хлоритових, хлорит-карбонат-магнетитових сланців, а також лінзи седиментаційних брекчій [141]. Контакти брекчієвих тіл із умісними породами поступові.

Потужність горизонту змінюється від 1–2 м (у межах Саксаганського простягання) до 40 м (район замикання Основної структури Кривбасу).

Кварцито-пісковиковий горизонт другого ритму сформований перешаруванням безрудних кварцитів і метапісковиків з підпорядкованим поширенням кварц-карбонатних порід. Останні, здебільшого, приурочені до верхньої частини розрізу горизонту, де панівне місце належить кварцитам, а метапісковики утворюють прошарки потужністю від 1–2 до 10–12 м [146]. Власне метапісковики належать до олігоміктових утворень, основна частина псамітової складової яких представлена уламками кварцу та польових шпатів, зцементованих хлоритовим, залізисто-хлоритовим матеріалом. Різке підпорядкування у складі горизонту займають магнетит-кварц-сидеритові та кварц-сидеритові породи, які утворюють прошарки і лінзи потужністю від 1–5 до 20–25 м. У зоні окислення породи виражені гідрогетит-гематитовою рудою [55].

Потужність горизонту змінюється за простяганням від 10 до 65 м [92].

Залізисто-сланцевий горизонт другого ритму, потужність якого досягає 60 м, за складом та будовою аналогічний однойменному першого ритму. Відмінність полягає тільки в кількісних співвідношеннях порід. Панівне місце належить кварц-хлоритовим відмінам сланців, а інші породи підпорядковуються.

Метапісковиково-кварцитовий горизонт третього ритму відрізняється від аналогічного другого перевагою метапісковиків над кварцитами й присутністю в його складі, нарівні з карбонат-кварцовими породами, малопотужних прошарків графіт-карбонат-біотитових сланців. Потужність горизонту не перевищує 30 м [141].

Завершує розріз підсвіти залізисто-сланцевий горизонт третього ритму, вигляд якого визначають лімонітизовані сланці кварц-хлоритового та серицит-хлоритового складу. Власне магнетитовмісні породи в його складі займають різко підпорядковане значення і зазвичай присутні в нижній частині розрізу горизонту, потужність якого змінюється за простяганням від 1–2 до 90 м [55].

Потужність підсвіти становить 400–450 м [141].

Середня підсвіта утворена різноманітними графітовмісними, відомими в літературі як «вуглисті», сланцями, метапісковиками й карбонатними породами (мармури, доломіти) з підпорядковано поширеними слюдистими з гранатом сланцями, дрібнозернистими кварцитоподібними метапісковиками, слюдисто-кварц-карбонатними породами, кварц-хлорит-біотитовими, кварц-хлорит-серицитовими сланцями [139]. Зміна кількісних співвідношень зазначених порід за розрізом підсвіти дає змогу розділити її розріз на три пачки (знизу догори): слюдисто-вуглецево-сланцеву, карбонатно-слюдисто-сланцеву та карбонатну.

Слюдисто-вуглецево-сланцева пачка утворена асоціацією графіт-кварц-серицитових і графіт-кварц-біотитових сланців. У підпорядкованій кількості є хлорит-біотитові, кварц-хлорит-біотитові та хлорит-серицитові сланці, які в нижній частині розрізу пачки утворюють прошарки потужністю від перших

сантиметрів до 0,5 м. Потужність пачки змінюється за площиною від перших метрів до 100–150 м [136].

Карбонатно-слюдисто-сланцева пачка характеризується асоціацією графіт-кварц-карбонатних, графіт-кварц-карбонат-серицитових сланців і кварц-карбонатних порід. Сланцеві породи утворюють тонкоритмічне перешаровування біотитових, серицитових двослюдяних відмін. Потужність прошарків змінюється від 2–4 мм до перших сантиметрів. Кварц-карбонатні породи формують як лінзоподібні тіла, так і витримані прошарки потужністю до декількох метрів. Контакти із вміщуючими сланцями поступові. Потужніші пластовидні тіла містять прошарки та лінзи сланців аналогічних за мінералого-петрографічними властивостями до вміщуючих порід. Потужність пачки змінюється за простяганням від 300 до 500 м [136].

Завершує розріз підсвіти карбонатна пачка, утворена доломітовими, кальцитовими, кальцит-доломітовими мармурами і кварц-карбонатними породами. Серед останніх трапляються графіт- та серицитовмісні відміни. Найбільш чисельними в розрізі пачки є кальцитові та доломітові мармури. Її потужність змінюється від 25 до 500 м, а середня потужність розрізу підсвіти становить 450 м [136].

Верхня підсвіта, яка завершує розріз гданцівської світи [139], залягає на різних горизонтах середньої, що дає підстави зауважувати про існування незначної перерви в осадонакопиченні породних асоціацій цих підрозділів, який відповідає внутрішньоформаційній перерві.

Розріз підсвіти утворюють біотитові, гранат-біотитові, графіт-кварц-біотитові сланці та кварц-карбонатні породи, які утворюють малопотужні прошарки, здебільшого приурочені до нижньої частини розрізу [67]. Спостерігається певна закономірність у розподіленні порід за розрізом. Сланці в кількісному відношенні переважають у його низах, а метапісковики – у верхах. Серед сланців найпоширенішими є кварц- та гранат-біотитові відміни.

Потужність підсвіти перевищує 400 м, а загальна потужність розрізу світи сягає 1100 м [136].

Аналіз речовинного складу світи загалом, основною особливістю якого є наявність карбонат- та вуглецевмісних порід, свідчить про те, що накопичення породних асоціацій усіх трьох підсвіт проходило у специфічних умовах при трансгресивно-регресивному режимі. Підтвердженням останнього є наявність у нижній та верхній частинах розрізу грубоуламкових відкладів, тоді як середня підсвіта сформована більш глибоководними утвореннями [139].

Час накопичення породних асоціацій гданцівської світи достеменно не встановлений. За даними О. Іскандерової, [141] вік мармурів світи, визначений ізохронно-свинцевим методом, становить 1810–1760 млн. років. Ураховуючи ці дані, а також вік сульфідної мінералізації в гальках метаконгломератів скелюватської світи (2700, 2300, 2100 млн. років [92]) і вік метасоматичних утворень з порід саксаганської світи (2000–1700 млн. років [92]), можна припустити, що формування криворізької серії відбувалося впродовж вікового діапазону 2600–1700 млн. років.

Глеюватська світа з поступовим переходом залягає на породах гданцівської світи (рис. 2.1) [234]. Традиційно світа в місцевих стратиграфічних схемах ділилася на дві підсвіти: нижню, сформовану метаконгломератами, метапісковиками та підпорядковано поширеними кварц-біотитовими, біотит-кварцовими з амфіболом та гранатом сланцями, і верхню – представлену чергуванням метапісковиків і кварц-біотитових, біотит-кварцових сланців. Проте, як засвідчили геолого-формаційні дослідження, у будові світи є не вертикальна зміна метаконгломерат-пісковикових асоціацій метапісковиково-сланцевими, а латеральна, і весь породний комплекс, який відповідає об'єму світи, можна розділити на дві підсвіти [234; 235].

Більш детальна характеристика світи буде представлена нижче.

2.1. Особливості стратифікації конгломератовміщуючих товщ

Скелюватська світа картується вздовж східного борту Криворізької структури південніше Девладівської зони розломів, де зі слабкою кутовою і стратиграфічною незгідністю та метаморфізованою корою вивітрювання залягає на метавулканогенних породах новокриворізької світи [143]. Її вигляд визначають хлоритові сланці, метапісковики, сланцеві метаконгломерати (підощва світи), олігоміктові метаконгломерати, кварцові та польовошпат-кварцові метапісковики, кварц-біотитові, кварц-серицит-біотитові, серицит-біотитові сланці, які традиційно називають філітами, а також характерна для верхньої частини розрізу світи асоціація різноманітних тальковмісних сланців, відома в Кривбасі, як «тальковий горизонт» [133].

У науковій літературі існує декілька підходів до об'єму і стратиграфічного розчленування скелюватської світи, одним із спірних питань залишається стратиграфічна належність сланцевих метаконгломератів, а саме:

1. Г. Яценко та І. Паранько сланцеві конгломерати відносили до вулканогенної новокриворізької світи [139];

2. Пізніше І. Паранько виокремлював сланцеві конгломерати як самостійні стратиграфічні одиниці в ранзі світи, а власне скелюватську світу поділяв на три підсвіти [143];

3. В. Покалюк зі співавторами відносять ці породи до низів скелюватської світи і вносять їх до складу нижньої підсвіти, а скелюватську світу поділяють на дві підсвіти [146; 147].

У дослідженні додержуємося поглядів, що товща хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів належить до низів скелюватської світи.

Для розв'язання цього питання нами було більш ґрунтовно досліджено будову мало висвітленої в літературі товщі сланцевих метаконгломератів, розріз якої найбільш повно представлений на ділянці Основної синкліналі.

Іншим дискусійним питанням залишається стратиграфічна належність талькового горизонту, який з 1986 р. і донині діє за прийнятим УРМСК тричленним поділом скелюватської світи, за яким талькова товща класифікується як верхня (талькова) підсвіта скелюватської світи [186], проте існують аргументи щодо виокремлення її як самостійної одиниці в ранзі окремої світи (І. Паранько, Т. Міхницька) [139].

Нижня підсвіта. Залежно від кількісних співвідношень головних і підпорядкованих порід підсвіти, наявність вулканоміктових і олігоміктових конгломератів, підсвіту можна поділити на дві товщі.

Товща А. У дисертації більш ґрунтовно представлено малодосліджений і найбільш повний розріз товщі хлоритовмісних сланців та сланцевих метаконгломератів у районі замикання Основної структури.

Загальний вигляд товщі утворює асоціація хлоритовмісних (кварц-хлоритові, кварц-серицит-хлоритові, хлорит-біотитові, амфібол-хлоритові), біотит-амфіболових і біотит-кварцових сланців. Підпорядковано поширені кварц-амфібол-біотитові, гранат-амфібол-біотитові сланці, метапісковики на хлоритовому цементі, а також сланцеві метаконгломерати. Характерною рисою товщі є невтриманість складу в латеральному напрямку при стійкій наявності в усіх розрізах хлоритовмісних сланців [225].

У західній частині замикання Основної структури розріз товщі сформований чергуванням біотит-амфіболових, кварц-біотитових і хлорит-біотитових сланців з підпорядкованим поширенням кварц-серицитових і кварц-серицит-хлоритових відмін. Амфіболовмісні сланці становлять до 40–50 % об'єму товщі, утворюючи прошарки потужністю від 4 до 7 м при поступовому зменшенні потужності знизу догори за розрізом. Це дрібно-середньозернисті породи, сформовані на 70 % густо забарвленою синьо-зеленою роговою обманкою, з численними включеннями кварцу, плагіоклазу і біотиту. Текстура породи верстувата, структура пойкилобластова. У тісній асоціації з ними спостерігаються кварц-біотитові відміни, які утворюють прошарки потужністю 2–5 м і є дрібнозернистими темно-сірого до чорного

кольору сланцями з лепідогранобластовою структурою. Біотит здебільшого хлоритизований і становить близько 40–50 % породи. Кварц і плагіоклаз є приблизно в однакових кількостях – 25–30 %. Плагіоклаз серицитизований і містить дрібні вrostки кварцу округлої, іноді голчастої, форми. Кварц представлений неправильнокутastими, з ознаками обкатаності, зернами. Трапляються також поодинокі кристали рогової обманки, подібної за петрографічними ознаками до рогової обманки охарактеризованих вище сланців [226].

Біотит-хлоритові сланці є на всіх рівнях розрізу товщі у вигляді прошарків потужністю 1–4 м, проте найбільш характерні вони для її верхньої частини, де спостерігаються в асоціації з кварц-серицитовими сланцями і кварцовими метапісковиками. Основними їх породоутворюючими мінералами є кварц і біотит, які становлять до 75–80 % об'єму породи, при цьому хлорит у кількісному відношенні переважає [139].

Підпорядковано в розрізі товщі поширені кварц-серицитові сланці, які становлять до 5–7 % його об'єму [226].

У самій верхній частині розрізу товщі в асоціації зі сланцями спостерігаються дрібнозернисті метапісковики, які утворюють прошарки потужністю від 10–20 см до 1 м. Простежується чітко виражена закономірність збільшення як прошарків метапісковиків, так і їх потужностей догори за розрізом.

Залежно від просторового розташування зазначених відмін порід, розріз товщі в межах західного крила Основної синкліналі, де його потужність не перевищує 50 м, поділяється на три частини: нижню, середню та верхню. Першу характеризує асоціація амфіболовмісних, кварц-біотитових і хлорит-біотитових сланців; середня утворена асоціацією хлорит-біотитові + кварц-біотитові сланці, а верхня представлена чергуванням кварц-серицит-біотитових, хлорит-біотитових, іноді з гранатом, сланців й олігоміктових метапісковиків [225].

У будові розрізу товщі центрального району замикання Основної структури переважають біотит-амфіболові сланці, у яких, на відміну від аналогічних відмін західного району, амфібол представлений актинолітом, а за іншими мінералого-петрографічними особливостями вони ідентичні. Ці сланці в розрізі товщі утворюють верстви потужністю 5–10 м, розділені прошарками кварц-біотитових і біотит-хлоритових відмін, потужність яких збільшується знизу догори за розрізом від 0,5 до 1,5–2,0 м. На зазначеній асоціації залягає 30 м пачка, вигляд якої визначають біотит-кварцові сланці з прошарками потужністю від 0,1 до 1,5 м хлорит-біотитових і хлорит-біотит-кварцових відмін. Завершує розріз товщі асоціація хлорит-біотитових, хлорит-біотит-кварцових сланців і різнозернистих олігоміктових метапісковиків. Усі зазначені відміни порід за мінералого-петрографічними особливостями аналогічні до охарактеризованих вище. Потужність товщі в цій частині замикання Основної структури досягає 130–150 м [139].

Дещо подібні риси будови та складу властиві розрізам товщі в межах Саксаганського (східне крило Криворізької структури) та Тарапако-Лихманівського простягань, а також у районі Інгулецького родовища залізистих кварцитів (Лихманівська синкліналь), але значною відмінністю виступає потужність, яка має до 10 м [225].

Виняток становить розріз східної частини замикання Основної структури, який, завдяки наявності в ньому сланцевих метаконгломератів, характеризується специфічними рисами будови. Ці своєрідні утворення формують прошарок потужністю 130–140 м у верхній частині розрізу товщі. Гальковий матеріал метаконгломератів на 80–90 % представлений погано-, іноді середньообкатаними уламками хлорит-кварцових, хлорит-амфіболових, хлорит-серицит-кварцових, серицит-кварцових сланців, які за мінералого-петрографічними особливостями аналогічні до сланців, описаних вище розрізів. У складі метаконгломератів є також поодинокі гальки жильного кварцу, кварцитів, основних ефузивів та амфіболових сланців. Наповнювачем для метаконгломератів слугує різнозернистий поліміктовий

метапісковик, утворений з уламкових зерен кварцу, польових шпатів, гранату та карбонатів, зцементованих хлорит-серицитовим матеріалом. Для всього розрізу характерною є закономірна зміна кількісних співвідношень хлориту та серициту: у нижній частині товщі у складі цементу домінує хлорит, а у верхній – серицит. Певна закономірність виражена також і в характері будови та складу самих метаконгломератів. У нижніх горизонтах товщі переважають середньо- і крупноуламкові відміни, у яких розмір сланцевих гальок має від 2–3 до 5 і більше сантиметрів. Догори за розрізом розмір уламків зменшується, одночасно збільшується кількість гальок жильного кварцу і кварцитів, а також зменшується кількість галькового матеріалу в породі від 80–85 % у низах розрізу товщі до 60–70 % – у верхній частині [139; 225; 226].

Підстеляються метаконгломерати дрібнозернистими зі слабо вираженою верстуватістю хлорит-кварцовими, хлорит-амфіболовими, амфібол-хлоритовими сланцями. Аналогічні сланці з поодинокими вкрапленнями гальок є також і всередині нижньої частини метаконгломератової товщі, де вони утворюють прошарки потужністю від 0,5 до 1,0 м, що вказує на ритмічну внутрішню будову розрізу. За мінералогічними особливостями ці сланці подібні до сланців, якими представлений грубоуламковий матеріал метаконгломератів, а також, як це вже зазначалось, сланців охарактеризованих вище розрізів.

Подібною будовою характеризується розріз світи в районі шахти ім. В. І. Леніна (Саксаганське простягання), де також у його складі є сланцеві метаконгломерати. Відмінність полягає тільки в тому, що тут потужність товщі досягає перших десятків метрів, а в східній частині замикання вона становить 300–350 м [116].

Метаморфізовані породи товщі, зважаючи на реліктові структури і мінеральний склад, утворилася за рахунок метаморфізму, перевідкладених кор вивітрювання ефузивно-туфогенного матеріалу середньо-основного складу, в умовах зеленосланцевої (Саксаганський район Криворізької

структури) та епідот-амфіболітової (Південний район) фацій метаморфізму [110].

Товща Б. Утворена кварцовими метапісковиками, метагравелітами та метаконгломератами, які утворюють дво- і трикомпонентні ритми вищих порядків. Перші представлені асоціацією метапісковиків і метагравелітів і характерні для низів розрізу товщі, а ритми, у будові яких беруть участь метапісковики, метагравеліти та метаконгломерати, формують її середню й верхню частини. Найбільш повний розріз товщі розкритий численними свердловинами в замиканні Основної структури Кривбасу, а також природними відслоненнями по обидва береги р. Інгулець у районі робітничого селища Південного гірничо-збагачувального комбінату [127].

У межах замикання Основної структури спостерігається два типи розрізу товщі, які відрізняються здебільшого кількісними співвідношеннями порід. Загальний вигляд розрізів західної та центральної ділянок замикання становлять метагравеліти, які утворюють верстви потужністю від 1 до 40 м, розділені прошарками метапісковиків та метаконгломератів. Асоціація метагравеліт + метапісковик більше характерна для нижньої частини розрізу товщі, де метапісковики є у вигляді прошарків, потужність яких збільшується догори за розрізом від 1 до 3 м. У тому ж напрямку відбувається збільшення потужності верств метагравелітів, характерною особливістю яких є підвищення кількості гравійного матеріалу від підосви (50 % породи) до покрівлі (70–80 %). Водночас у метагравелітах є вкраплення гальок, кількість яких також догори за розрізом збільшується, і метагравеліти поступово переходять у метаконгломерати [130].

Метаконгломерати утворюють прошарки та лінзи потужністю від 1 до 7 м у верхній частині розрізу товщі. Контакти між ними та метагравелітами, як уже зазначалося, поступові. Здебільшого метаконгломерати перекриваються малопотужними (від 0,1–0,2 до 1,0 м) прошарками дрібно-середньозернистих метапісковиків. Межі між цими відмінами порід чіткі та різкі [134].

Поступова зміна знизу догори за розрізом метагравеліт-піщовикової асоціації парагенезисом метаконгломерат + метагравеліт $\pm$ метапісковик свідчить про загальний регресивний характер осадонакопичення.

Потужність товщі в межах західної та центральної ділянок замикання Основної структури змінюється від 25 до 50 м [129].

Відмінною рисою товщі східної ділянки замикання є збільшення її потужності до 120–140 м і кількості метаконгломератів, які тут становлять близько 50–70 % розрізу, проти 10–15 % у центральній та західній частинах структури. Загальний вигляд товщі визначає асоціація метагравелітів і метаконгломератів, які утворюють верстви потужністю від 2–10 м (метаконгломерати) до 20 м (метагравеліти). Метапісковики перебувають у різко підпорядкованому стані і представлені у вигляді малопотужних (перші десятки сантиметрів) прошарків і лінз. У нижній частині розрізу товщі метагравеліти в кількісному відношенні переважають над метаконгломератами, а у верхній простежуємо зворотну картину, що підкреслює регресивний характер осадонакопичення.

Подібними рисами будови товща характеризується і в інших районах її поширення, проте метаконгломерати є тільки в розрізах замикання Лихманівської структури (Інгулецьке родовище залізистих кварцитів) і в районі родовищ шахти ім. Р. Люксембург та шахти ім. В. І. Леніна [110]. У межах так званого Тарапако-Лихманівського простягання і на переважній частині Саксаганського району (від широти родовища рудника ім. Ілліча до широти родовища шахти ім. К. Лібкнехта, а також північніше родовища шахти ім. В. І. Леніна) товща представлена метагравеліт-піщовиковою асоціацією, що свідчить про локальне поширення метаконгломератів і їх фаціальне заміщення вздовж простягання метагравелітами та метапісковиками [111].

Середня підсвіта, на відміну від нижньої, характеризується трансгресивним типом розрізу, низи якого представлені парагенезисом метагравеліт + метапісковик $\pm$ метаконгломерат, а верхи – асоціацією

метапісковик + філітовий сланець ± метагравеліт. Нижня частина розрізу підсвіти сформована чергуванням верств метагравелітів і метапісковиків з підпорядкованим поширенням дрібногалькових метаконгломератів, які утворюють малопотужні (від перших сантиметрів до 2 м) прошарки і лінзи.

Догори за розрізом кількість метапісковиків зростає, зменшуються потужності прошарків метагравелітів і їх місце поступово займають філітоподібні сланці, а асоціація метапісковик + метагравеліт змінюється парагенезисом метапісковик + філітоподібний сланець. При цьому поступово догори за розрізом зменшується й кількість метапісковиків, і верхню його частину представляє монотонна товща філітоподібних сланців [139].

Нижня та середня підсвіти відрізняються не тільки за типом розрізів: для першої властивий регресивний тип, а для другої – трансгресивний, але й за мінералого-петрографічними особливостями порід.

Для середньої підсвіти характерні дрібнозернисті з чітко вираженими бластопсамітовими структурами польовошпат-кварцові метапісковики. Вони утворені на 80–85 % уламками кварцу, 10–15 % припадає на пелітизовані уламки мікрокліну і близько 5–10 % уламків – це мікрокварцити та слюдисті кварцити. Зцементована порода кварц-серицитовим матеріалом.

Більшу частину розрізу середньої підсвіти утворюють тонкозернисті філітоподібні сланці темно-сірого забарвлення. Головними породоутворюючими 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 підпорядкованих кількостях є також хлорит, турмалін, рудні мінерали (пірит і піротин). За результатами петрохімічних досліджень, сланці належать до метаморфізованих аналогів алевроит-аргілітових і глинистих порід [80].

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 низів розрізів нижньої й середньої підсвіт.

Розмір гальок в них коливається від 0,5 до 2,0 см. Форма гальок ізометрична, видовжена, ступінь обкатування середній і достатній [225]. Уміст галькового матеріалу не перевищує 40–60 % породи. Здебільшого дрібногалькові відміни поступово змінюються середньогальковими, розмір гальок яких становить 2,0–3,5 см. У таких відмінах галька характеризується достатнім ступенем обкатування, а також видовженою та веретеноподібною формою. У крупногалькових метаконгломератах середній розмір уламків уздовж осі змінюється в межах від 5 до 7 см, але трапляються також валуни розміром 10–20 см. Форма таких гальок винятково веретеноподібна. У середньо- та крупногалькових відмінах кількість уламкового матеріалу сягає 70–80 % об'єму породи. Довгі осі таких гальок орієнтовані за напрямком падіння порід, а гальки розташовані тонкими кінцями в одну сторону, що у плані нагадує черепичну кладку (рис. 2.5).



Рис. 2.5. Черепицеподібний характер розташування гальки
(Житловий масив ПдГЗК, лівий берег р. Інгулець в 300 м вниз за течією від автомобільного мосту по вул. Переяслівській)

За складом усі метаконгломерати близькі й складаються з гальок кварцу, кварцитів, метапісковиків, метагравелітів і сланців. Переважають гальки кварцитів і жильного кварцу, які становлять до 70–80 % галькового матеріалу [131]. При цьому слід зазначити, що в дрібно- та середньогалькових метаконгломератах їх кількісні співвідношення приблизно однакові з незначними (до 10 %) відхиленнями в той чи інший бік, а в крупногалькових відмінах галька кварцитів помітно переважає, займаючи до 50–80 % галькової складової. Серед кварцитів розрізняють дві відміни: мономінеральні мікрокварцити та слюдисті кварцити.

Кварц у гальці представлений здебільшого жильною відміною. За забарвленням розрізняються гальки світло-сірого, сірого, білого, темно-сірого кварцу. Усі зазначені відміни перемішані, проте спостерігається слабо виражена закономірність у поширенні гальки темно-сірого кварцу. Такою галькою збагачені нижні частини пачок середньо- і дрібногалькових метаконгломератів.

Близько 10–25 % галькового матеріалу становлять гальки кварц-серицитових і серицит-кварцових сланців [135].

У незначних кількостях (2–3 % галькового матеріалу) у метаконгломератах є обкатані уламки метагравелітів. Гравій у них представлений мономінеральними зернами кварцу, зцементованим кварц-серицитовим матеріалом [133].

Найрідше у складі метаконгломератів спостерігаються поодинокі гальки метаморфізованих основних ефузивів.

Наповнювачем метаконгломератів є різнозернистий метапісковик, який за мінералого-петрографічними та петрохімічними особливостями подібний до метапісковиків, що утворюють самостійні прошарки і лінзи у складі світи. Головними породоутворюючими мінералами наповнювача є кварц і серицит, підпорядковано трапляються біотит та хлорит. Виняток становлять ті ділянки поширення метаконгломератів, де останні залягають безпосередньо на

сланцевих відмінах нижньої підсвіти (східна частина замикання Основної структури та район родовища шахти ім. В. І. Леніна) [129].

Метаконгломерати розглядаються як внутрішньоформаційні утворення, про що свідчить не тільки їх положення в розрізі світи, визначене приуроченістю до межі двох мікроциклів регресивно-трансгресивного макроциклу, але й парагенетичний зв'язок метаконгломератів та інших порід світи [80]. Існує також думка, що метаконгломерати представляють собою типову базальну моласу [88].

Нижня та середня підсвіти є поєднанням відкладів континентальних та морських фацій. До континентальних утворень належить конгломератовміщуюча частина розрізу нижньої підсвіти, а породні парагенезиси середньої підсвіти сформувалися в умовах відкритого морського басейну [81].

Верхня підсвіта, відома під назвою «тальковий горизонт», згідно залягає на породах середньої, про що свідчить наявність у низах її розрізу малопотужних (від перших сантиметрів до перших десятків сантиметрів) прошарків і лінз філітових сланців і польовошпат-кварцових метапісковиків та метагравелітів. Утворена підсвіта асоціацією талькових, хлорит-талькових, хлорит-карбонат-талькових, карбонат-тальк-актинолітових, хлорит-тремолітових сланців з підпорядкованим поширенням актинолітитів, тремолітитів і кварц-карбонатних порід. Результати реконструкції первинного складу порід підсвіти підтвердили зроблене свого часу Ю. Половінкіною припущення про належність їх до ефузивів ультраосновного складу [148], а вивчення їх петрохімічних особливостей дало змогу встановити, що розріз підсвіти представлений асоціацією метаморфізованих аналогів перидотитових, піроксенітових коматіїтів і коматіїтових базальтів [86].

У розрізі підсвіти переважають (до 80% його об'єму) метаморфізовані перидотитові коматіїти, представлені карбонат-хлорит-тальковими, карбонат-хлорит-тальк-актинолітовими і карбонат-актиноліт-хлорит-

тальковими сланцями, які утворюють прошарки потужністю від 8 до 20 м. Основним породоутворюючими мінералами цих порід у районах поширення зеленосланцевої фації метаморфізму (Саксаганський район і замикання Основної структури) є тальк (70 %), хлорит (15 %) і карбонат (15 %). На ділянках, де ступінь метаморфізму підвищується до епідот-амфіболової фації (Східно-Ганівська смуга, Тарапако-Лихманівське простягання), головним мінералом є амфібол, представлений тремолітом або малозалізистим актинолітом, а тальк, уміст якого становить 10–30 %, і хлорит (1–10 %) займають підпорядковане розташування у складі порід [133].

Структура порід лепідобластова, нематобластова, нематолепідобластова. Текстура сланцювата, рідко масивна.

Піроксенітові відміни коматіїтів, кількість яких не перевищує 15 % розрізу підсвіти, характеризуються підвищеним умістом хлориту (10–15 %). Кількість карбонату в них змінюється в межах від перших об'ємних відсотків до 20 %. Для амфіболових відмін характерним є актиноліт з вищим, порівняно з перидотитовими метакоматіїтами, умістом заліза та глинозему. Найпоширенішими їх метаморфізованими аналогами є актиноліт-хлорит-талькові сланці [139].

Метаморфізовані коматіїтові базальти в розрізі підсвіти представлені хлорит-тальковими сланцями, які характерні для його фронтальних частин, де перешаровуються з метатеригенними породами. Потужність їх прошарків коливається від 2 до 6–8 м. На 75 % вони утворені з хлориту, а вміст тальку не перевищує 10 % об'єму породи. У незначних кількостях (до 5 %) в них є карбонат і амфіболи. Останні характеризуються максимальною залізистістю і трапляються у складі сланців на ділянках поширення епідот-амфіболової фації метаморфізму.

Характерною особливістю розрізу підсвіти є закономірне чергування двокомпонентних ритмів, представлених асоціацією перидотитові метакоматіїти + піроксенітові метакоматіїти, що дає змогу виділяти породну асоціацію підсвіти як метакоматіїтову формацію [133].

Ще однією особливістю підсвіти є те, що талькові породи не формують єдиної товщі, а складаються з 2–3 пластів інколи до 5. Так само підсвіта складається з перешарувань осадових (метаалевропелітів та мраморизованих доломітів) і вулканогенних (ультраосновних метасфузівів) порід.

Потужність підсвіти змінюється за простяганням Криворізької структури від перших метрів (Тарапако-Лихманівське простягання) до 240 м (район родовища шахти ім. М. В. Фрунзе) при переважній її величині 120–140 м [148].

Гданцівська світа має у своїй будові грубоуламкові породи, детальне вивчення яких здійснене Л. Прожогіним і В. Горбатенко [154]. Інтерпретація наявного матеріалу свідчить, що конгломератоподібні породи не беруть участі в будові елементарних асоціацій порід, а виступають спільно з седиментаційними брекчіями в ролі випадкових членів світи.

Конгломератоподібні породи утворюють лінзовидні тіла потужністю від 15–25 до 20–70 м [92] і утворені слабообкатаними уламками залізистих кварцитів і хлорит-магнетитових порід розміром від 1–2 до 15–20 см, зцементовані пісковиками і гравеліти того ж складу. Уздовж простягання і у вертикальному напрямку вони фаціальні, заміщуються хлоритовими сланцями, що містять домішки кластогенних залізистих мінералів і порід. На окремих ділянках сланці утворюють седиментаційні брекчії, які, як і конгломератоподібні породи, користуються незначним поширенням на площі. Спостерігається чітка приуроченість їх до зон великих тектонічних порушень, що ставить під сумнів висловлене Л. Прожогіним [154] припущення про алювіальний генезис зазначених конгломератоподібних порід. Одноманітний склад уламкового матеріалу і його цементу, різкі латеральні і фаціальні заміщення порід глибоководними утвореннями (сланцями) з домішками кластогенного матеріалу (що можливе при розвитку каламутних потоків), структурний стан тіл конгломератоподібних порід дає змогу віднести їх до турбідитів. Непрямим підтвердженням цього може служити встановлений В. Фоменко та ін. [202;

203] у південній частині району, а також І. Параньком [138] у межах рудника ім. XX Партз'їзду поступовий характер контакту між саксаганською і гданцівською світами.

У зв'язку з тим, що конгломератоподібні породи у гданцівській світі займають лише 2–4 % від загальної потужності світи, у подальшому в нашій праці гданцівська світа не буде розглядатися як конгломератовміщуюча.

Глеюватська світа в Середньопридніпровському регіоні картується винятково в межах Криворізької структури, де становить центральну частину останньої. Традиційно світа в місцевих стратиграфічних схемах поділяється на дві підсвіти: нижню, утворену метаконгломератами, метапісковиками та підпорядковано поширеними кварц-біотитовими, біотит-кварцовими з амфіболом та гранатом сланцями, і верхню – представлену чергуванням метапісковиків і кварц-біотитових, біотит-кварцових сланців. Проте, як засвідчили геолого-формаційні дослідження, у будові світи є не вертикальна, а латеральна зміна метаконгломерат-пісковикових асоціацій метапісковиково-сланцевими, і весь породний комплекс, який відповідає об'єму світи, можна розподілити на дві підсвіти, які утворюють латеральний ряд – нижню і верхню [234; 235].

Нижня підсвіта характеризується асоціацією порід, у будові яких беруть участь поліміктові метаконгломерати та кварц-польовошпатові і польовшпат-кварцові метапісковики, які становлять групу головних членів. До другорядних членів належать кварц-біотитові, кварц-польовошпат-біотитові, нерідко з амфіболом та гранатом сланці, які утворюють прошарки і лінзи потужністю від 2 до 5 м серед метаконгломерат-пісковикової асоціації. Вони, зазвичай, характерні для верхніх горизонтів розрізу підсвіти [234].

Метапісковики разом із метаконгломератами утворюють двокомпонентні ритми, які є завершеним трансгресивним ритмом вищого порядку. Місцями ритми носять трикомпонентний характер, що зумовлене наявністю сланців, при цьому останні залягають безпосередньо на метапісковиках. Характерною особливістю підсвіти є лінзоподібна форма тіл.

У межах Криворізької структури спостерігається два таких тіла – Саксаганське й Ганівське. Перше простягається від широти родовища шахти ім. С. М. Кірова до широти родовища шахти ім. В. І. Леніна. Друге картується в Ганівському районі і зміщене на захід від центру структури [106].

У Саксаганському районі потужність підсвіти збільшується з півдня на північ від 100–150 до 700–800 м, у Ганівському – від 75–150 до 300–350 м зі збільшенням її до центральних частин тіла підсвіти. Внутрішня будова тіл майже однакова [234]. У Саксаганському районі розріз центральної частини такого тіла формує асоціація метаконгломератів, метапісковиків і сланців, при цьому перші займають приблизно 80 % його об'єму, утворюючи окремі пачки потужністю від 25 до 250 м, розділені верствами метапісковиків і сланців [106]. Поперек простягання тіла підсвіти спостерігається закономірне зменшення потужності й кількості метаконгломератів зі сходу на захід, при одночасному збільшенні об'єму метапісковиків і сланців. У низах розрізу асоціація метаконгломерат + метапісковик у західному напрямку змінюється тріадою метаконгломерат + метапісковик + сланець, яка в вертикальному напрямку змінюється асоціацією метапісковик + сланець. Остання є основою елементарного парагенезису верхньої підсвіти, яка фаціально заміщує нижню по латералі [235].

Аналогічними рисами будови характеризується формація Ганівського району. Відмінність полягає лише в тому, що тут потужність підсвіти змінюється поперек простягання із заходу на схід від 70–100 до 300–350 м. У її будові беруть участь два типи асоціацій. Перший, утворений асоціацією метаконгломератів і метапісковиків, характерний для нижньої частини розрізу; другий можна виразити формулою «метаконгломерат + метапісковик + сланець». Він завершує розріз, а також бере участь у будові флангів тіла підсвіти [234].

Метаконгломерати Саксаганського й Ганівського районів суттєво відрізняються за складом галькового матеріалу. Перші є щільними середньо-

крупногальковими утвореннями світло-сірого забарвлення (розмір уламків коливається від 1 до 20 см). Усередині метаконгломератових верств спостерігається збільшення розміру псефітової складової від підосви до центральної частини. У цій же послідовності в породі збільшується кількість галькового матеріалу від 40 % до 80 % об'єму породи. Форма гальок продовгувата, округла, ступінь обкатування середній і достатній. За складом виділяється дві групи гальок. Перша об'єднує гальки, представлені породами криворізької серії, які підстеляють утворення нижньої підсвіти: кварцито-пісковики, метапісковики, безрудні та залізисті кварцити, доломітові мармури, вуглисті, біотитові, кварц-біотитові, кварц-хлоритові, кварц-хлорит-актинолітові сланці. Друга група, гальки якої становлять 10–15 % грубоуламкового матеріалу, містить уламки плагіогранітів, плагіомігматитів, вторинних кварцитів, метаморфізованих основних і ультраосновних порід, поширених на схід від Криворізької структури. Галька цих порід більш характерна для метаконгломератових верств верхніх горизонтів розрізу підсвіти, а в нижніх – гальковий матеріал представлений винятково уламками порід криворізької серії [139].

Метаконгломерати Ганівського району сформувалися внаслідок знесення уламкового матеріалу з розташованих на захід від Криворізької структури територій. Підтвердженням цього є не тільки фаціальне заміщення метаконгломерат-пісковикових асоціацій метапісковиково-сланцевими у східному напрямку, але й склад уламкового матеріалу. Основна частина останнього представлена кварцитами та кварцовими метапісковиками, які становлять 40–60 % і 20–30 % галькового матеріалу відповідно. Близько 15–20 % гальки представлено плагіогранітами та амфіболітами. Ці породи більш характерні для метаконгломератів верхніх горизонтів. У поодиноких випадках трапляються гальки біотитових, графіт-біотитових сланців і, дуже рідко, карбонатних порід та залізистих кварцитів. Очевидно, при формуванні метаконгломератів розмивалися поширені в межах Західно-Ганівських смуг породи гданцівської світи криворізької серії, а також утворення інгуло-

інгулецької серії й асоційовані з ними гранітоїди, які формують східну частину Інгулецького мегаблоку, що примикає до Криворізько-Кременчуцького розлому (район Правобережних магнітних аномалій) [234].

Верхня підсвіта репрезентована асоціацією польовошпат-кварцових, кварц-польовошпатових метапісковиків і сланців кварц-, кварц-польовошпат-гранат- та амфібол-біотитового складу. При цьому біотитові й кварц-біотитові відміни поширені в межах Саксаганського району, а амфіболовмісні – у Ганівському. Це пояснюється тим, що для першого характерними є мінеральні асоціації зеленосланцевої фації метаморфізму, а для другого – епідот-амфіболової [92].

До групи головних членів формації належать дрібно- та середньозернисті метапісковики, кварц-біотитові, кварц-польовошпат-біотитові сланці. Другорядні члени представлені грубозернистими метапісковиками, метаалевролітами, гранат- й амфіболовмісними сланцями. Елементарна ланка підсвіти здебільшого виражена у вигляді двокомпонентного ритму сланці + метапісковики, однак спостерігаються й трикомпонентні ритми, утворені метапісковиками та двома мінеральними відмінами сланців. Ритми носять трансгресивний характер – починаються метапісковиками, а завершуються сланцями. Закономірно знизу догори за розрізом спостерігається зміна кількісних співвідношень метапісковиків і сланців. Перші займають панівне розташування в нижніх частинах розрізу, тоді як для верхніх здебільшого властиві сланцеві породи. Потужність ритмів змінюється від 5 до 50 м, при загальній зміні потужності підсвіти в межах 500–1500 метрів [232].

Метаконгломерати не властиві для підсвіти, проте на ділянках фаціального заміщення нижньої підсвіти верхньою вони можуть простежуватися у складі останньої, як другорядні члени, у вигляді незначних за розмірами лінз.

Накопичення порід глеюватської світи відбувалося у грабеноподібній западині, яка утворилася на орогенній стадії розвитку регіону внаслідок

вертикальних рухів брилевих гірських споруд, розташованих по обидва боки від Криворізької структури [87].

Висновки до розділу 2

1. У будові розрізу Криворізького залізрудного басейну беруть участь дві серії – конська, яка поділяється на латівську і новокриворізьку світи та криворізька, яка поділяється на скелюватську і саксаганську світи, і окремо виділяють гданцівську і глеюватську світи, які з кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягають на породах криворізької серії.

2. Конгломератовміщуючі товщі беруть участь у будові трьох світ: скелюватській, гданцівській і глеюватській.

3. У стратиграфічному відношенні скелюватська світа поділяється на три підсвіти: нижня – представлена конгломерат-гравеліт-пісковиковою асоціацією, середня – представлена гравеліт-пісковиково-сланцевою асоціацією і верхня – представлена тальковмісними сланцями (тальковий горизонт); гданцівська поділяється на три підсвіти: нижню – представлена хлоритовмісними сланцями з підпорядкованим вмістом пісковиків і метаконгломерато-брекчіями, середня – представлена графітовмісними сланцями, метапісковиками, мармури і доломітами, верхня – представлена біотитовими сланцями і метапісковиками; глеюватська світа поділяється на дві підсвіти: нижню – представлена конгломерат-пісковиково-сланцевою асоціацією і верхню – представлена пісковиково-сланцевою асоціацією.

РОЗДІЛ 3

БУДОВА І РЕЧОВИННИЙ СКЛАД КОНГЛОМЕРАТОВМІЩУЮЧИХ ТОВЩ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ

3.1. Будова і склад конгломератовміщуючих товщ скелюватської світи

Згідно з чинним поділом скелюватської світи, затвердженим УРСМК у 1986 р., у її складі виділяють нижню (аркозову) підсвіту, вигляд якої визначають метапісковики, метагравеліти з прошарками метаконгломератів; середню (флітову), де переважають сланці з прошарками метапісковиків і метагравелітів і верхню (талькову), сформовану переважно тальковими, тальк-карбонатними, рідше тальк-хлорит-актинолітовими сланцями.

Нижня підсвіта товща А. Згідно з чинним поділом нижня підсвіта об'єднує конгломерат-гравеліт-піщовикову асоціацію, з підпорядкованою асоціацією хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів, яка залягає в основі нижньої підсвіти [226]. Нами було більш ґрунтовно досліджено цю товщу, а особливо розріз, розкритий у районі ПдГЗК. Товща в названому районі має найповніший і найпотужніший розріз цього парагенезису, вивчення якого дасть змогу уточнити послідовність перешарування окремих його членів і – визначити стратиграфічний статус зазначених порід.

Товща хлоритових сланців, піщовиків і сланцевих метаконгломератів розкрита низкою свердловин у межах замикання Основної синкліналі, на простяганні Лихманівської структури і в районі Інгулецького рудника (рис. 3.1). Головні члени товщі представлені хлоритовмісними (кварц-хлоритовими, кварц-серицит-хлоритовими, хлорит-біотитовими), біотит-амфіболовими, біотитовими і біотит-кварцовими сланцями. До другорядних належать кварц-амфібол-біотитові, гранат-амфіболові сланці, сланцеві конгломерати, сланцеві гравеліти і піщовики. Характерною рисою товщі є

невитриманість складу асоціацій порід у вертикальному і латеральному напрямках, але з обов'язковою участю в їх будові хлоритовмісних сланців, що й дає змогу об'єднувати, на перший погляд, різномірні розрізи в одну товщу [225; 226].

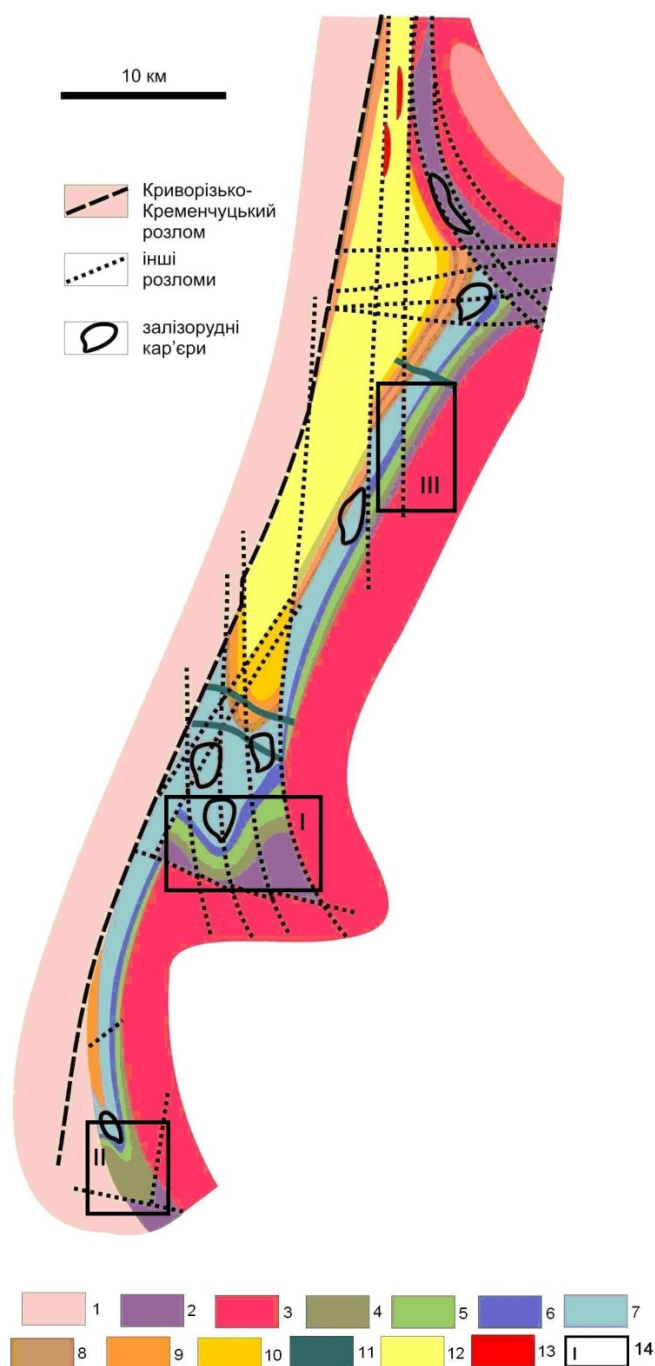


Рис. 3.1. Карта поширення метаконгломератів на території Криворізької структури [55]

Палеоархей. 1 – гнейсо-граніт-плагіогранітова формація. *Неоархей.* 2 – метадацит-андезит-толейтова формація метавулканогенно-осадового комплексу; 3 – тоналіт-

плагіогранітова плутонічна формація. **Палеопротерозой.** 4–7 – формації метатеригенно-залізистого комплексу: 4 – метаконгломерат-сланцева, 5 – метаконгломерат-пісковиково-сланцева, 6 – метакопатітова, 7 – джеспітова кременисто-сланцева; 8–10 – формації карбонатно-вуглецево-метатеригенного комплексу: 8 – залізисто-сланцева, 9 – карбонатно-вуглецево-сланцева, 10 – сланцево-метапісковикова; 11 – плутонічна дайкова формація; 12–13 – формації метатеригенного комплексу: 12 – моласоїдна метаконгломератова і метапісковиково-сланцева неподілена; 13 – плутонічна апліто-пегматоїдних гранітів.

У західній частині замикання Основної синкліналі розріз товщі представлений чергуванням амфіболових, кварц-біотитових і хлорит-біотитових сланців із прошарками кварц-серицитових, біотит-хлоритових відмін (рис. 3.2).

Амфіболові сланці, що становлять 40–50 % об'єму товщі, утворюють прошарки потужністю від 4 до 7 м з поступовим зменшенням вниз за розрізом. Це дрібно-середньозернисті породи, які на 70 % складаються з густозабарвленої синьо-зеленої рогової обманки з безліччю дрібних вкраплень кварцу, плагіоклазу, біотиту. Текстура породи масивна, структура пойкилобластова. У тісній породній асоціації з ними спостерігаються кварц-біотитові відміни, що утворюють прошарки потужністю 2–5 м.

Кварц-біотитові сланці представлені дрібнозернистими породами темно-сірого до чорного кольору з лепідогранобластовою структурою. Біотит, часто хлоритизований, становить близько 40–50 % об'єму породи. Кварц і плагіоклаз трапляються приблизно в однакових кількостях – 25–30 %. Плагіоклаз серицитизований і містить дрібні вrostки кварцу округлої, іноді голчатої форми. Кварц представлений округлими з ознаками обкатаності і неправильнокутастими зернами. Спостерігаються великі кристали рогової обманки, аналогічні вищеописаним амфіболовим сланцям [226].

Біотит-хлоритові сланці трапляються на всіх рівнях розрізу товщі, утворюючи прошарки потужністю 1–4 м, однак більш характерні для верхньої її частини, де спостерігаються в асоціації з кварц-серицит-біотитовими сланцями і кварцовими пісковиками. Основними породоутворюючими мінералами є хлорит і біотит, на частку яких припадає

75–80 % об'єму породи, при переважанні хлориту. Крім слюдистих

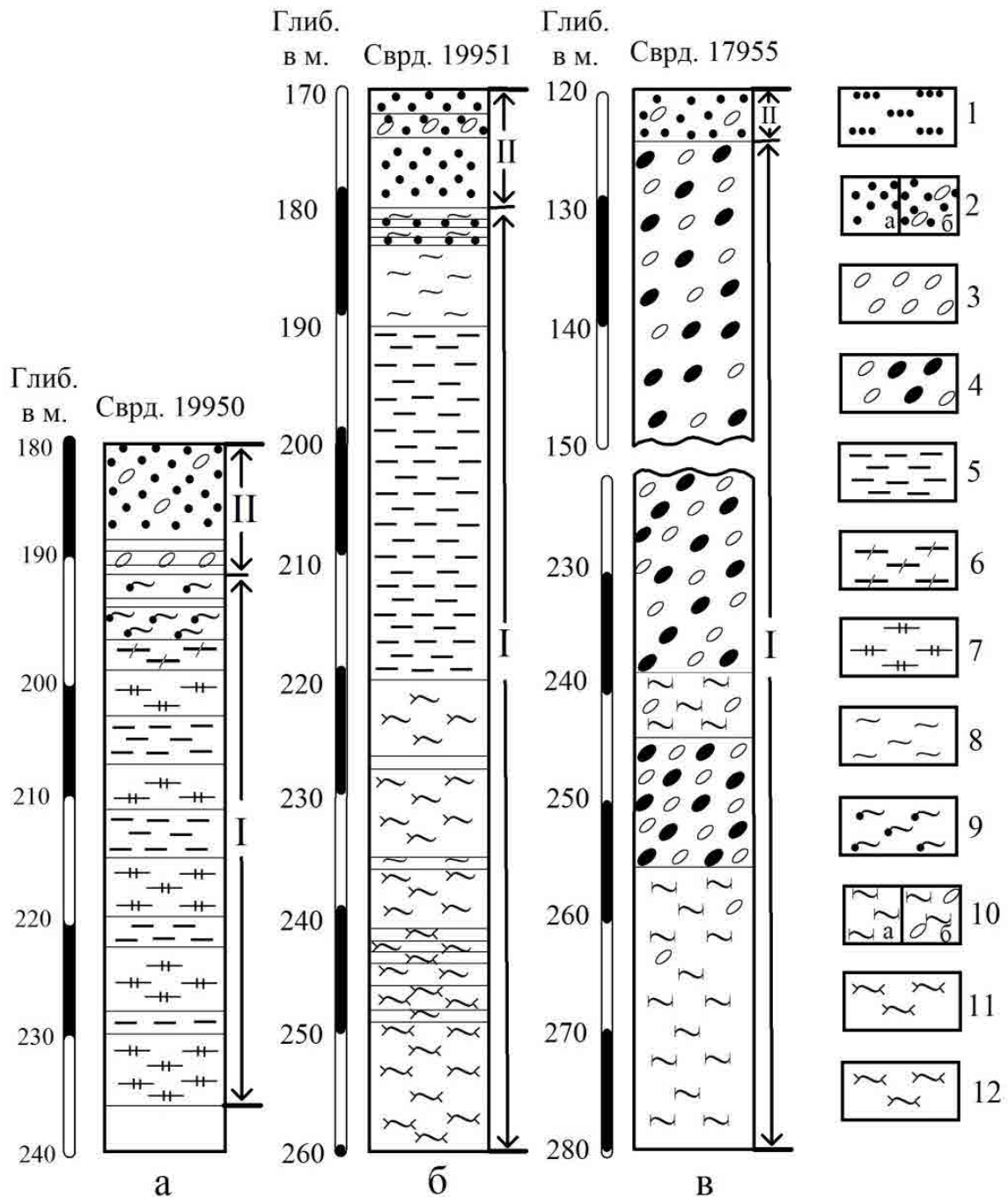


Рис. 3.2. Будова верхньої частини розрізу нижньої підсвіти скелюватської світи на західній (а), центральній (б) та східній (в) ділянках замикання Криворізької структури.

(побудовано автором на основі даних [225])

I – нижня підсвіта; II – середня підсвіта;

1 – дрібнозернисті кварцові метапісковики; 2 – а) кварцові метагравеліти; б) метагравеліти із вмістом гальки; 3 – кварцові метаконгломерати; 4 – сланцеві, поліміктові метаконгломерати; 5 – кварц-біотитові сланці; 6 – кварц-серицит-біотитові сланці; 7 – амфіболові сланці; 8 – хлорит-біотит-кварцові сланці; 9 – гранатовмісні біотит-хлоритові сланці; 10 – а) хлоритові сланці; б) хлоритові сланці із вмістом гальки; 11 – біотит-актинолітові сланці; 12 – актинолітові сланці.

мінералів, у будові порід беруть участь кварц і плагіоклаз. Зерна кварцу (20–25 % об'єму породи) округлі з ознаками обкатаності. Плагіоклаз трапляється рідше, але місцями утворює скупчення у вигляді мікропрошарків [139]. Відзначаються одиничні зерна граната. Структура породи гранолепідобластова, лепідогранобластова, у гранатовмісних різницях – порфіробластова з лепідогранобластовою структурою основної тканини [225].

Підпорядковане значення (5–7 %) у розрізі займають кварц-серицит-біотитові сланці. Це сірі, світло-сірі утворення, що містять приблизно в однаковій кількості серицит і біотит, що становлять до 60 % об'єму породи. З інших породоутворюючих мінералів спостерігаються кварц (25–30 %) і плагіоклаз.

В асоціації зі сланцями відзначаються дрібнозернисті пісковики, що утворюють малопотужні (від 10–20 см до 1 м) прошарки з чітко вираженою закономірністю збільшення їх кількості та потужності вгору за розрізом. За складом пісковики є олігоміктовими породами, що складаються на 90 % із кварцу. Цемент кварц-серицитовий із домішками лусочок біотиту і хлориту. Спостерігаються середньообкатані зерна турмаліну, апатиту, циркону, рутилу, рудних мінералів [116].

Отже, у межах замикання Основної синкліналі в розрізі товщі за складом асоціацій порід можна виділити три типи асоціацій. Асоціація першого типу, що переважає в розрізі, складається з амфіболових (роговообманкові) + кварц-біотитових + хлорит-біотитових + кварц-біотитових сланців; другий тип характеризується асоціацією хлорит-біотитових + кварц-біотитових сланців; асоціація третього типу представлена кварц-серицит-біотитовими + хлорит-біотитовими $\pm$ гранат-хлорит-біотитовими сланцями + кварцові пісковики. Потужність товщі в цій частині структури близько 50 м.

У межах центральної ділянки замикання Основної синкліналі переважають біотит-актинолітові сланці, що утворюють прошарки

потужністю 5–10 м, розділені кварц-біотитовими і хлоритовими відмінами, потужність яких збільшується знизу вгору за розрізом від 0,5 до 1,5–2,0 м. Зазначена парагенерація змінюється асоціацією біотит-кварцових і хлорит-біотитових, хлорит-біотит-кварцових сланців, що формують горизонт потужністю близько 30 м. Провідну роль у будові цієї парагенерації займають біотит-кварцові сланці, хлоритові відміни утворюють малопотужні прошарки (від 0,1 м до 1,0–1,5 м) [225].

Завершує розріз асоціація хлорит-біотитових, хлорит-біотит-кварцових, гранат-хлорит-біотитових сланців і кварцових різнозернистих, до гравелітів, пісковиків. Останні утворюють прошарки серед хлоритових сланців із збільшенням потужності від 0,1–0,2 до 1,0–1,5 м вгору за розрізом. Загальна потужність цієї парагенерації не перевищує 5–10 м. Хлоритові сланці за складом і будовою аналогічні вище описаним. Різнозернисті пісковики на 90 % складаються з напівобкатаних і обкатаних зерен кварцу. Трапляються поодинокі уламки зерен плагіоклазу, а також турмаліну, циркону, апатиту, рудного мінералу. Цементом слугує кварц-серицитова маса з домішками біотиту і хлориту. У нижніх частинах прошарків співвідношення хлориту і серициту приблизно однакове; вгору за розрізом кількість серициту збільшується [116].

Загальна потужність товщі в цій частині структури коливається від 10–15 до 40–50 м.

Аналогічну до описаних розрізів будову має товща в межах так званого Лихманівського простягання, замикання однойменної синкліналі (район Інгулецького рудника) і в східному крилі Криворізької структури, де її утворення картується у вигляді вузької смуги північно-східного простягання.

Східна частина розрізу замикання Основної синкліналі характеризується своєрідною будовою, у якій беруть участь прошарки сланцевих конгломератів максимальною потужністю 130–140 м (рис. 3.2) (додаток А) [225]. Галька має форму погано-, подекуди середньообкатаних

уламків, що надає породі конгломерато-брекчієвого вигляду. Гальковий матеріал на 80–90 % представлений хлоритовими і біотитовими сланцями. У складі перших виділяються хлорит-кварцові, хлорит-серицит-кварцові, серицит-хлорит-кварцові відміни. Відзначаються одиничні гальки жильного кварцу, кварцитів, основних ефузивів і амфіболових сланців. Наповнювачем конгломератів виступає різнозернистий поліміктовий пісковик, що складається з уламків зерен кварцу, польових шпатів, гранату та карбонату, зцементованих хлорит-серицитовим матеріалом. Кількісні співвідношення хлориту і серициту в цементі змінюються за розрізом: у нижніх частинах товщі домінує хлорит, у верхніх спостерігається зворотна картина.

Певні закономірності спостерігаються і в характері будови і складу конгломератів. Конгломерати нижніх горизонтів характеризуються середньо-крупноуламковою будовою з переважанням уламків хлоритових сланців розміром від 2–3 до 5 см і більше. Догори за розрізом спостерігається збільшення частоти наявності кварцової і кварцитової гальки, яка характеризується кращим ступенем обкатаності, порівняно зі сланцевими уламками, і зменшенням розміру гальки до 1–3 см. Одночасно змінюється і кількість галькового матеріалу від 80–85 % в підшві розрізу до 60–70 % в його верхній частині [116].

Підстеляються конгломерати темно-сірими дрібнозернистими зі слабо вираженою сланцюватістю хлорит-кварцовими, хлорит-серицитовими сланцями. У верхах сланцевої пачки спостерігаються вкраплення кварцової, кварцитової гальки і гравійних зерен, кількість яких догори за розрізом збільшується, утворюючи поступовий перехід до конгломератової товщі. Аналогічні сланці із вкрапленнями гальки і гравію спостерігаються всередині нижньої частини конгломератовміщуючого розрізу, де вони трапляються у вигляді прошарків потужністю 0,5–1,0 м, що свідчить про ритмічну внутрішню будову товщі (рис. 3.2) [139].

Петрографічне вивчення галькового матеріалу конгломератів засвідчило, що склад сланцевої гальки ідентичний до складу підстеляючих

конгломератів і сланців, які з ними перешаровуються, а також сланців, характерних для вищеописаних розрізів. Отже, у цьому конкретному випадку в будові асоціації порід беруть участь хлоритові сланці і сланцеві конгломерати [225]. Однаковий склад сланцевих гальок і сланців, що беруть участь у будові елементарної асоціації, дає змогу віднести конгломерати до базальних відкладів [146].

На користь цього свідчить також передбачуваний механізм формування грубоуламкової товщі. Зважаючи на вищезазначений аналіз і враховуючи той факт, що основна кількість галькового матеріалу представлена слабообкатаними уламками хлоритових сланців, аналогічних за складом до підстеляючих і розвинених на схід описуваного розрізу, а також наявність у складі цементу конгломератів уламкового граната, характерного для хлоритових сланців вищеописаних розрізів, можна припустити декілька варіантів походження товщі. Перший варіант передбачає, що сланцеві конгломерати утворилися в підводних умовах при різкому опусканні східної частини замикання Основної синкліналі, під час якого відбулося формування каньйоноподібних западин із крутими схилами, що викликало сильні підводні течії та зсувні явища, які зіграли основну роль при руйнуванні сланцевих прошарків і заповненні уламками западини. Другий варіант – що це класичні перевідкладені продукти кори вивітрювання нижче залягаючих базитів в умовах континентального літогенезу, тобто сланцеві конгломерати є грубоуламковим континентальним делювієм [146].

На користь останнього варіанту свідчить те, що основна частина сланців товщі, зважаючи на реліктову структуру і мінеральний склад, утворилася за рахунок метаморфізму перевідкладених кор вивітрювання ефузивно-туфогенного матеріалу середньо-основного складу.

Задля більш ґрунтовного вивчення нами були виконані петрохімічні перерахунки хімічного складу сланців світи за методом О.Предовського [152; 153] (табл. 3.1.), згідно з якими більшість досліджуваних порід є продуктами глибокого хімічного вивітрювання ефузивів основного складу

(рис. 3.3.). Це додатково підтверджує припущення, що вони сформувалися за рахунок перевідкладення кори вивітрювання основних і середніх порід, які підстеляють товщу.

Таблиця 3.1.

**Хімічний склад і петрохімічні параметри порід нижньої підсвіти
скелюватської світи**

№п/п	1	2	3	4	5	6	7
Оксиди / зразки	20631/6	20631/8	20631/9	20631/10	20631/11	20630/5	20630/6
SiO ₂	54,40	45,68	41,60	38,17	38,08	43,22	42,00
TiO ₂	0,61	0,55	0,66	0,64	0,55	0,51	0,46
Al ₂ O ₃	14,32	16,17	16,32	21,56	18,82	18,37	16,84
Fe ₂ O ₃	1,57	1,71	6,57	2,98	2,23	3,47	1,82
FeO	9,42	12,64	14,00	12,96	14,25	10,80	10,73
MnO	0,16	0,23	0,17	0,13	0,207	0,11	0,28
MgO	8,57	8,75	9,37	9,72	12,05	12,34	14,19
CaO	5,40	8,46	2,52	3,91	4,11	0,81	7,56
Na ₂ O	2,90	1,07	0,75	0,65	0,61	0,05	0,93
K ₂ O	0,57	0,86	2,78	4,09	2,63	1,32	0,53
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,12	0,02	0,04	0,02	0,02
H ₂ O	-	-	-	0,14	0,12	1,95	0,19
SO ₃	0,01	0,20	0,04	0,10	0,43	0,04	0,02
п.п.п.	1,94	4,07	5,58	4,65	4,81	8,47	4,16
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]							
F	0,39	0,53	0,68	0,69	0,79	0,66	0,73
A	-8,6	-18,6	73,6	87,9	73,6	151,0	9,8
K	-40,7	-8,1	17,4	32,9	18,1	13,2	-9,4

Продовження таблиці 3.1.

№п/п	8	9	10	11	12	13	14
Оксиди / зразки	20630/8	20630/9	20630/11	20630/12	20630/13	631/10	631/11
SiO ₂	56,59	45,24	52,87	49,89	52,44	46,93	44,67
TiO ₂	0,50	0,54	0,49	0,39	0,48	0,66	0,72
Al ₂ O ₃	15,93	18,78	16,58	15,21	17,05	17,79	17,98
Fe ₂ O ₃	5,31	1,80	1,87	1,12	2,22	1,71	2,88
FeO	6,07	9,05	7,05	8,34	7,35	7,98	8,89
MnO	0,09	0,14	0,09	0,17	0,09	0,12	0,12
MgO	6,12	12,43	10,54	12,85	9,81	12,24	12,00
CaO	2,99	2,77	1,88	5,95	1,91	3,45	2,22
Na ₂ O	1,52	1,69	0,90	0,40	1,00	1,71	1,41
K ₂ O	2,50	1,01	2,05	1,70	0,30	2,69	3,03
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,06
H ₂ O	0,06	0,14	0,40	0,12	2,84	0,24	0,34
SO ₃	0,03	0,03	0,14	0,06	0,15	0,08	0,14
п.п.п.	1,79	6,02	5,12	6,46	6,79	4,17	5,48
Петрохімічні параметри за О. Предевським [152]							
F	0,29	0,59	0,42	0,53	0,41	0,54	0,59
A	51,9	96,9	92,9	18,6	113,9	56,9	81,9
K	2,0	-16,5	7,2	11,6	-12,9	1,0	9,4

Продовження таблиці 3.1.

№п/п	15	16	17	18	19	20	21
Оксиди / зразки	631/12	631/16	631/21	631/27	631/30	631/71a	631/79
SiO ₂	49,78	54,38	47,55	49,77	40,34	48,83	39,74
TiO ₂	0,61	1,29	1,42	0,69	0,83	0,57	0,52
Al ₂ O ₃	16,51	16,09	17,26	16,32	18,94	18,22	18,64
Fe ₂ O ₃	1,25	1,86	2,13	1,43	3,17	1,34	2,24
FeO	6,78	11,65	10,45	9,36	11,77	8,86	14,65
MnO	0,11	0,11	0,14	0,14	0,17	0,11	0,25
MgO	11,61	6,49	4,93	10,76	11,14	9,32	11,64
CaO	3,87	1,08	4,28	3,86	2,52	4,68	4,24
Na ₂ O	1,72	0,36	2,93	3,32	1,59	3,54	0,51
K ₂ O	1,70	3,95	4,26	1,22	6,11	1,32	2,37
P ₂ O ₅	0,04	0,26	0,22	0,04	0,10	0,03	0,04
H ₂ O	0,16	0,10	0,04	0,14	0,23	0,04	0,12
SO ₃	0,06	0,26	0,05	0,07	0,06	0,05	0,20
п.п.п.	7,50	2,93	3,91	2,65	2,79	2,66	4,61
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]							
F	0,47	0,37	0,35	0,49	0,68	0,45	0,77
A	47,2	81,0	0,5	23,6	50,4	24,2	73,9
K	-9,7	36,1	-2,0	-40,8	39,2	-43,1	16,9

Продовження таблиці 3.1.

№п/п	22	23	24	25	26	27	28
Оксиди / зразки	631/1	20631/5	20631/3	20630/10	631/6	631/22	631/26
SiO ₂	54,12	58,84	60,62	42,44	57,86	55,25	48,66
TiO ₂	0,57	1,08	0,83	0,42	0,83	1,20	0,64
Al ₂ O ₃	18,38	12,78	13,55	15,70	19,23	15,01	16,09
Fe ₂ O ₃	0,95	3,43	2,85	1,81	0,81	3,33	1,78
FeO	7,22	9,67	7,22	10,96	3,79	9,06	9,86
MnO	0,13	0,07	0,08	0,27	0,12	0,16	0,17
MgO	7,87	5,50	3,00	13,81	4,91	1,00	0,78
CaO	5,44	1,80	1,26	7,86	5,51	3,87	4,35
Na ₂ O	0,36	2,09	1,30	1,32	1,08	2,64	2,86
K ₂ O	1,20	2,29	6,54	0,33	2,89	2,68	1,05
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,19	0,02	0,02	0,12	0,03
H ₂ O	0,07	-	-	0,10	0,20	0,10	0,10
SO ₃	0,02	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	0,05
п.п.п.	3,19	2,56	2,78	4,55	2,45	2,17	3,17
Петрохімічні параметри за О. Предевським [152]							
F	0,33	0,30	0,19	0,72	0,19	0,19	0,21
A	64,8	35,3	4,9	-10,9	42,3	7,2	23,0
K	6,9	-9,4	31,4	-17,8	13,3	-14,1	-35,0

Продовження таблиці 3.1.

№п/п	29	30	31	32
Оксиди / зразки	Середній склад			
	У Первомайському районі (8 ан.)	У Саксаганському районі (32 ан.)	У пелітах підсвіти	У псамітах підсвіти
SiO ₂	51,24	44,50	45,44	55,60
TiO ₂	1,65	1,05	0,65	0,87
Al ₂ O ₃	13,62	13,76	17,85	15,97
Fe ₂ O ₃	2,66	2,87	2,72	2,19
FeO	12,09	9,42	11,37	7,48
MnO	-	-	0,16	0,14
MgO	7,12	4,81	10,26	2,42
CaO	3,58	4,80	2,80	3,75
Na ₂ O	0,97	2,98	0,81	1,97
K ₂ O	2,39	2,78	2,40	3,27
P ₂ O ₅	-	-	-	1,97
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]				
F	0,42	0,54	0,59	0,20
A	28,0	55,0	86,71	19,35
K	9,0	-18,0	12,4	-1,1

Закінчення табл. 3.1.

20631/6 – біотит-хлоритовий сланець, св.20631, гл. 45,15 м;
 20631/8 – амфібол-хлорит-плагіоклазовий сланець, св.20631, гл. 48,80 м;
 20631/9 – амфібол-хлорит-плагіоклазовий сланець, там само, гл. 49,80 м;
 20631/10 – кварц-амфібол-біотитовий сланець, там само, гл. 50,25 м;
 20631/11 – кварц-амфібол-біотитовий сланець, там само, гл. 51,0 м;
 120630/5 – біотит-амфібол-хлоритовий сланець, св.20630, гл. 52,30 м;
 20630/6 – біотит-амфібол-хлоритовий сланець, там само, гл. 108,8 м;
 20630/8 – біотит-амфібол-хлоритовий сланець, там само, гл. 112,0 м;
 20630/9 – кварц-біотит-амфіболовий сланець, там само, гл. 118,0 м;
 20630/12 – біотит-хлоритовий сланець, там само, гл. 121 м;
 20630/13 – біотит-амфібол-хлоритовий сланець, там само, гл. 123 м;
 631-10 – амфібол-біотит-плагіоклазовий сланець, св. 20631, гл. 40,0 м;
 631/11 – амфібол-біотит-плагіоклазовий сланець, там само, гл. 40,7 м;
 631/12 – амфібол-біотит-плагіоклазовий сланець, там само, гл. 41,2 м;
 631/16 – біотит-хлорит-плагіоклазовий сланець, там само, гл. 47,3 м;
 631/21 – хлорит-біотит-плагіоклазовий сланець, там само, гл. 53,0 м;
 631/27 – біотит-хлоритовий сланець, там само, гл. 68,4 м;
 631/30 – кварц-амфіболовий сланець, там само, гл. 72,0 м;
 631/71а – кварц-біотит-амфіболовий сланець, там само, гл. 194,4 м;
 631/79 – хлорит-амфібол-біотитовий сланець, там само, гл. 233,0 м;
 631/1 – біотит-хлоритовий сланець, там само, гл. 9,0 м;

- 20631/5 – біотит-амфіболовий сланець, там само, гл. 38,7 м;
 20631/3 – біотит-хлоритовий сланець, там само, гл. 18,0 м;
 20630/10 – біотит-хлоритовий сланець, св. 20630, гл. 118,5 м;
 631/6 – біотит-хлоритовий сланець, св. 20631, гл. 29,5 м;
 631/22 – амфібол-хлорит-біотитовий сланець, там само, гл. 59,0 м;
 631/26 – біотит-хлорит-амфіболовий сланець, там само, гл. 59,0 м;
 631/26 – біотит-хлорит-амфіболовий сланець, там само, гл. 67,0 м;

Аналізи запозичені з робіт В. Покалюка (1986)

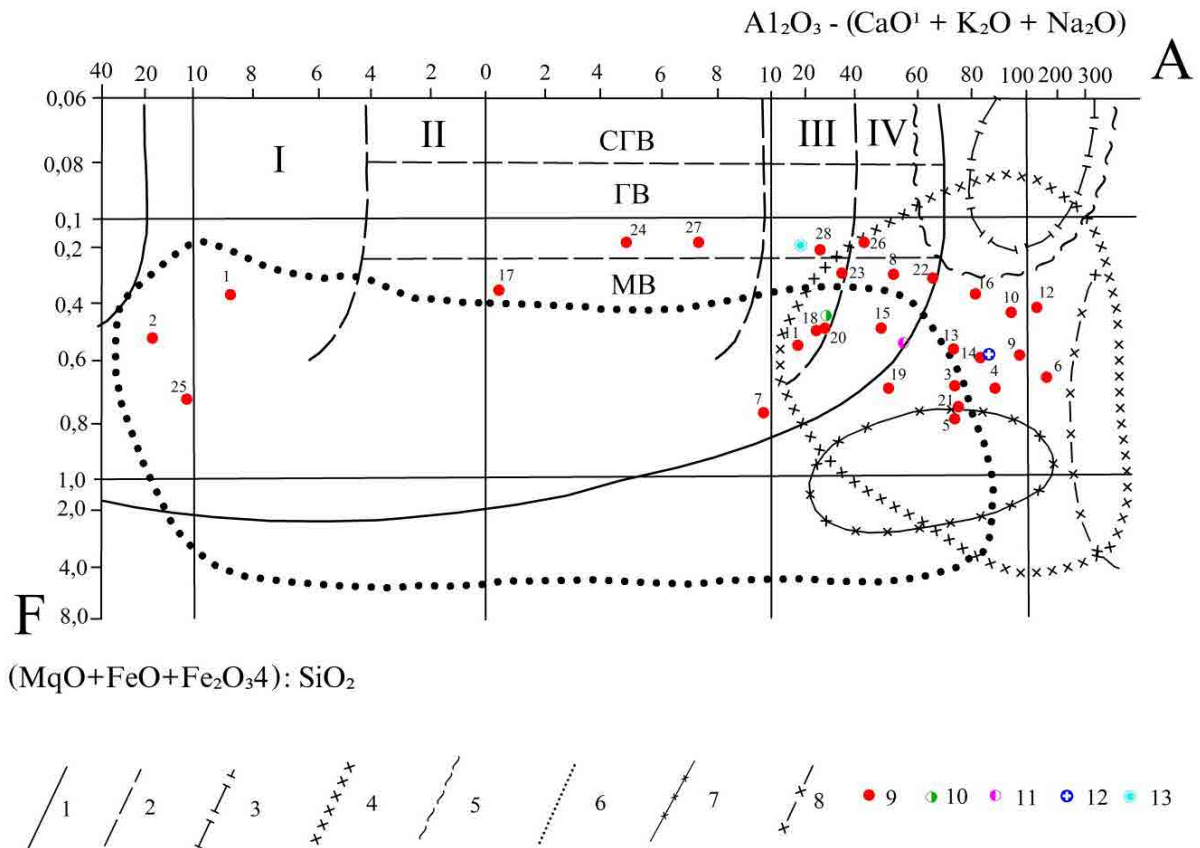


Рис. 3.3. Розташування фігуративних точок порід нижньої підсвіти скелюватської світи на діаграмі FAK
 (створено автором за методикою О. Предовського [152])

1 – межа поля зернистих осадових порід; 2 – межа поля зернистих осадових порід різної глинистості; 3 – межа поля змішаних гідролюдистих глин; 4 – загальне поле глин трьох груп: глинохлор-пенінових, вермикуліт-палігорскітових і шомозитових; 5 – межа поля монтморілонітових глин; 6 – загальне поле власне залізистих і магнезіальних утворень; 7 – межа поля гідробіотитових глин; 8 – межа поля гідробіотитових глин; 9 – фігуративні точки порід новокриворізької світи; 10 – фігуративна точка середнього складу порід у Первомайському районі; 11 – фігуративна точка середнього складу порід у Саксаганському районі; 12 – фігуративна точка середнього складу порід у пелітах світи; 13 – фігуративна точка середнього складу порід у псамітах світи.

Цифрові та літерні позначення всередині груп порід: I – IV – зернисті осадові та змішані породи: I – перехідні до туфів і туфів; II – малоглинисті; III – глинисті; IV – високоглинисті; АРК – аркози; СВГ – субграуваки; ГВ – грауваки; МВК – мелановаки.

За змістом поняття *підсвіта* – це підрозділ світи, що має більшість її ознак, але відрізняється від інших підсвіт за літолого-фаціальними, палеонтологічними, структурними критеріями [186].

Однак виходячи з характеристики розрізу товщі, нами було запропоновано виділити її з нижньої підсвіти скелюватської світи і перевести в ранг підсвіти.

Підґрунтям такого виділення можуть бути такі аргументи:

1. Асоціація хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів незгідно залягає на метаелювії вулканогенної новокриворізької світи, з яким має генетичний і просторовий зв'язок. Саме вона дає початок літогенезу первинно-осадових утворень Криворізької серії в ранньому протерозої.

2. За своїм складом, петрохімічними особливостями ця породна асоціація чітко відрізняється від асоціації олігоміктових метаконгломератів, метагравелітів і метапісковиків, що її перекриває. Лише у верхній частині розрізу наявне перешарування цих породних відмін, що свідчить про поступовий перехід між ними.

3. Зміна складу теригенних асоціацій свідчить про різні джерела надходження уламкового матеріалу і поступову зміну умов їх накопичення. Формування товщі хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів відбулося за рахунок перевідкладання метаелювію ефузивних порід в умовах континентального літогенезу. У цілому їй властиві ознаки грубоуламкового континентального делювію. Матеріалом для олігоміктових метаконгломератів, метагравелітів і метапісковиків були просторово більш віддалені продукти вивітрювання плагіогранітів і характерні для потоків пролювіально-алювіальні умови утворення.

4. Невитриманість потужності розглянутої товщі вздовж усього простягання Криворізької структури не дає змоги виділити її як світу, але тісний генетичний зв'язок із підстеляючими метаефузивами новокриворізької світи, певна схожість палеогеографічних і фізико-хімічних умов її утворення

і умов формування скелюватської світи (у класичному розумінні) є підставою для визначення цієї породної асоціації як підсвіти.

Товща Б нижньої підсвіти представлена олігоміктовими гравелітами і конгломератами, які утворюють основну асоціацію порід підсвіти, з підпорядкованим розвитком дрібно-середньозернистих пісковиків. Найповніше розріз підсвіти представлений у замиканні Основної синкліналі [143].

У межах зазначеної ділянки розрізняється три типи розрізів (рис. 3.4, 3.5) (додатки А, В), що характеризують будову підсвіти в західній, південній та східній частинах замикання. Основний вигляд розрізів західної та південної частин формують кварцові гравеліти, уламковий матеріал яких представлений сірими, світло-сірими, димчастими, чорними зернами кварцу середнього і достатнього ступеня обкатаності, зцементованими дрібнозернистим кварцовим пісковиком із домішками серициту і вкрапленнями сульфідів. У розрізі підсвіти гравеліти утворюють прошарки і пачки від 1 до 40 м, розділені пісковиками і конгломератами. Асоціація гравеліт – пісковик більш характерна для нижньої частини підсвіти, де пісковики спостерігаються у вигляді прошарків із збільшенням потужності від 1 до 3 м вгору за розрізом. У тому ж напрямку збільшується й потужність прошарків гравелітів, характерною особливістю яких є збільшення кількості гравійного матеріалу від підшви (50 % об'єму породи) до покрівлі (70–80 %). Одночасно у гравелітах вгору за розрізом збільшується частотність гальки, і гравеліти поступово змінюються конгломератами [138].

Конгломерати утворюють прошарки і лінзи потужністю від 1 до 7 м у верхній частині розрізу, контакти між ними і гравелітами поступові. Як правило, конгломерати повсюди перекриваються малопотужними (0,1–0,2 до 1,0 м) прошарками дрібно-середньозернистих пісковиків; межа між ними чітка, різка. Поступова зміна підсвіти знизу догори за розрізом гравеліт-пісковикової асоціації конгломерат-гравелітовою вказує на регресивний характер осадонакопичення. Потужність підсвіти змінюється від 50 м (на

заході) до 25 м (у південній частині замикання Основної синкліналі).

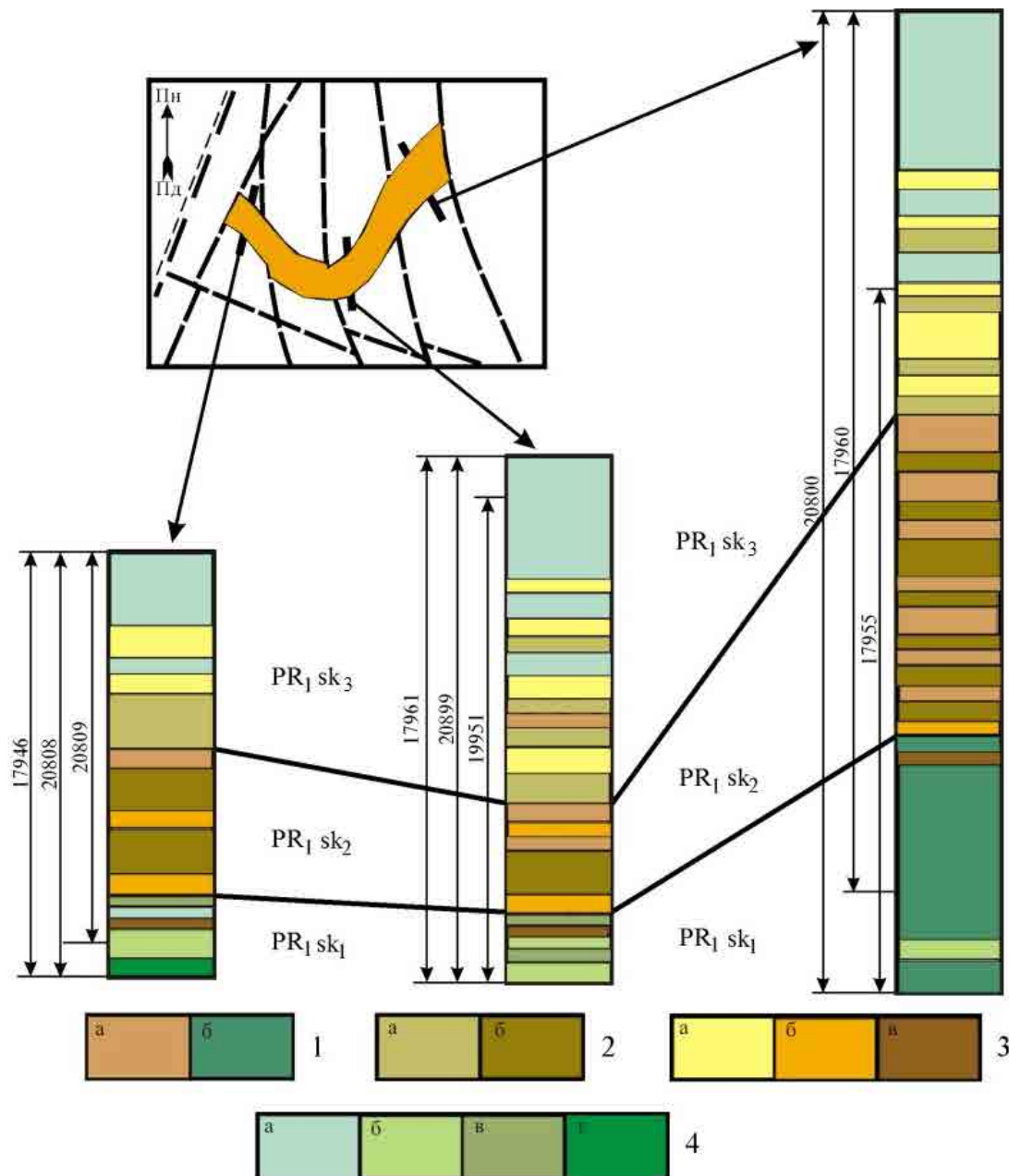


Рис. 3.4. Будова скелюватської світи в межах замикання Основної структури Кривбасу[67]

1 – метаконгломерати: а – олігоміктові, б – сланцеві; 2 – метагравеліти: а – кварцові, б – польовошпат-кварцові; 3 – метапісковики: а – польовошпат-кварцові, б – кварцові, в – поліміктові з хлоритовим цементом; 4 – сланці: а – кварц-серицитові, б – кварц-біотит-хлоритові, в – гранат-хлорит-біотитові, г – кварц-роговообманково-біотитові.

PR₁sk – скелюватська світа (метаконгломерат-піщовиково-сланцева формація):

PR_{1sk_1} – нижня підсвіта (конгломерат-сланцева формація), PR_{1sk_2} – середня підсвіта (метаконгломерат-гравеліт-піщовикова підформація), PR_{1sk_3} – верхня підсвіта (метагравеліт-піщовикова-сланцева підформація).

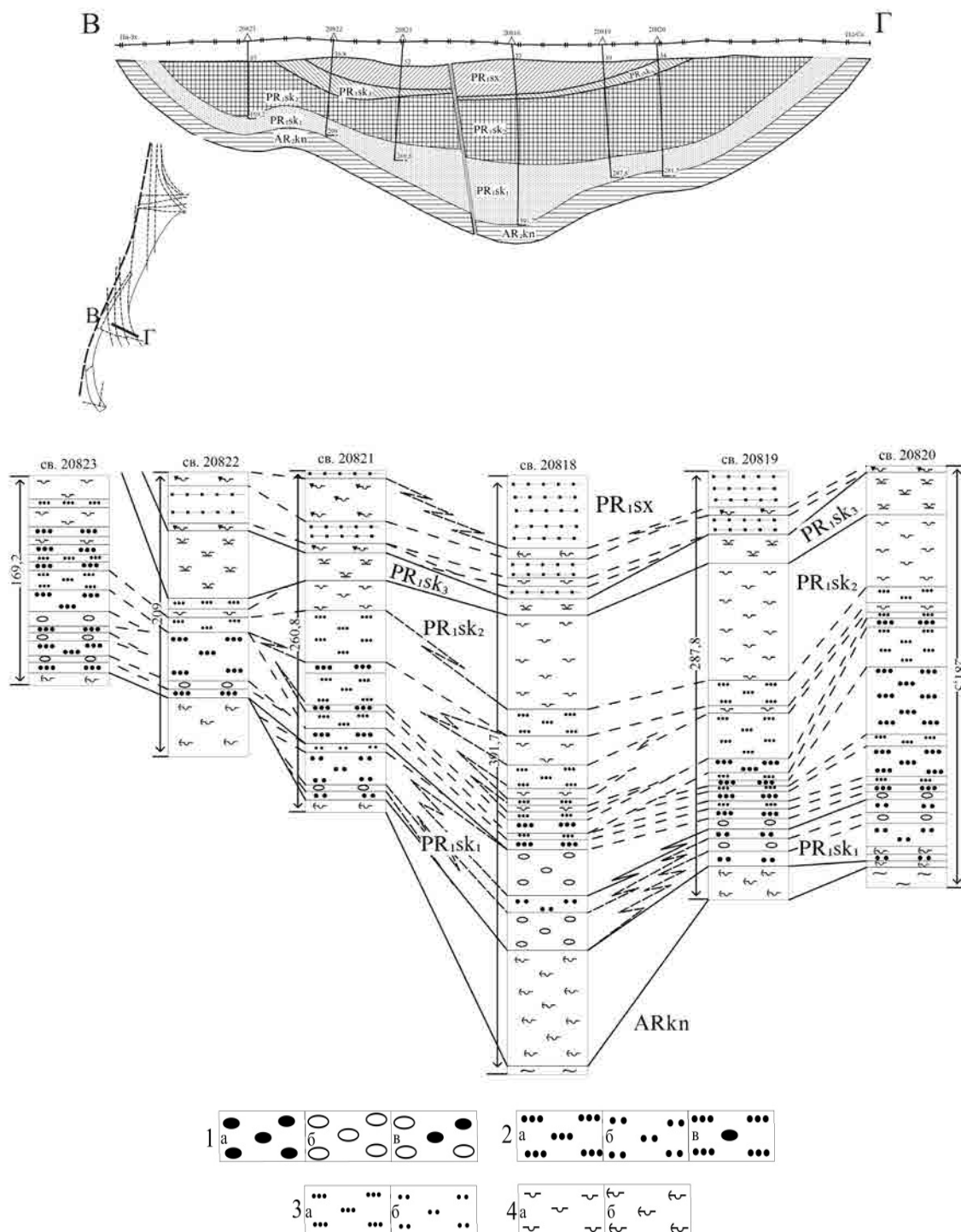


Рис. 3.5. Розріз метаконгломератовміщуючих товщ,
Південне замикання
(побудовано автором на основі даних [225])

1 – метаконгломерати: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з кварцовою галькою; 2 – метагравеліти: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з

украпленням гальки; 3 – метапісковики: а – поліміктові; б – олігоміктові; 4 – сланці: а – філіти; б – біотит-хлоритові, амфібол-біотит-хлоритові, амфібол-хлорит-плагіоклазові.

Відмінною рисою підсвіти східної ділянки замикання є збільшення її потужності до 120–140 м і кількості конгломератів, які становлять близько 50 % об'єму розрізу, порівняно з 10–15 % в південно-західній частині структури. Вигляд підсвіти визначає асоціація гравелітів і конгломератів, у підпорядкованій кількості перебувають пісковики, що утворюють малопотужні прошарки і лінзи серед конгломератових і гравелітових тіл, які чергуються між собою у вигляді окремих пачок потужністю від 2–10 м (конгломерати) до 20 м (гравеліти).

За складом і характером будови гравеліти аналогічні до вищеописаних розрізів підсвіти. Перешаровані з ними конгломерати характеризуються збільшенням потужності прошарків знизу догори за розрізом, одночасно відбувається і зміна кількісного співвідношення між цими породами. Якщо в нижніх частинах розрізу гравеліти переважають над конгломератами, то в верхах спостерігається зворотна закономірність, що підтверджує регресивний характер осадонакопичення [130]. Контакти конгломератових пачок із гравелітами переважно поступові, що свідчить про ритмічну будову підсвіти і вказує на існування, у період осадонакопичення, коливальних рухів, що були зафіксовані у трансгресивно-регресивній будові ритмів вищих порядків. Різкі межі між покрівлею конгломератів і породами, що залягають вище, зазвичай, спостерігаються при перекритті конгломератів пісковиками [133].

Подібними рисами будови характеризується підсвіта і в інших районах її розвитку, але конгломерати трапляються тільки в розрізі замикання Лихманівської синкліналі і на Червоногвардійській ділянці (рис. 3.6) (додаток Б) (рудник ім. Р. Люксембург – ім. Леніна). У межах так званого Лихманівського простягання і на більшій частині східного крила Криворізької структури (від широти рудника ім. Ілліча до рудника ім. К. Лібкнехта, а також північніше рудника ім. Леніна) підсвіта

представлена гравеліт-піщовиковою асоціацією, що свідчить про локальний розвиток конгломератів і їх фаціальне заміщення вздовж простягання гравелітами і піщовиками [139].

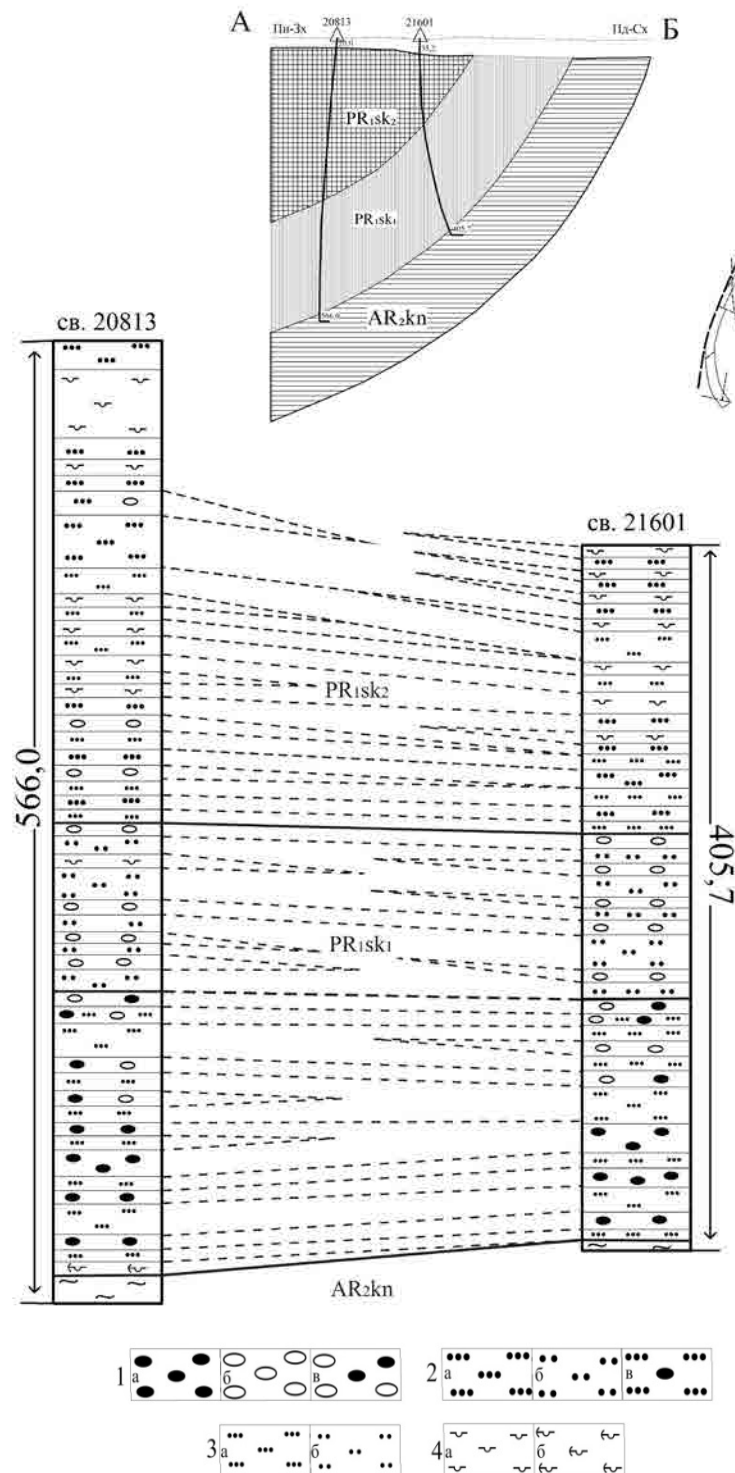


Рис. 3.6. Розріз метаконгломератовміщуючих товщ,

Червоногвардійська ділянка

(побудовано автором на основі даних [225])

1 – метаконгломерати: а – поліміктові; б – олігомиктові; в – поліміктові з

кварцовою галькою; 2 – метавеліти: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з укрощенням гальки; 3 – метасіксовики: а – поліміктові; б – олігоміктові; 4 – сланці: а – філіти; б – біотит-хлоритові, амфібол-біотит-хлоритові, амфібол-хлорит-плагіоклазові.

Середня підсвіта – гравеліт-пісковиково-сланцева (рис. 3.4, 3.5), у її будові беруть участь два типи асоціацій порід. Перший тип представлений асоціацією гравеліт + пісковик ± конгломерат і характерний для нижньої частини розрізу підсвіти. Другий тип (асоціація пісковик + сланець ± гравеліт) представляє верхи розрізу, що не тільки вказує на трансгресивний тип розрізу підсвіти, але й є однією з відмінностей цієї підсвіти від вищеописаної. Інша відмінність полягає в більш поліміктовому, порівняно з підстиляючими літотипами теригенних утворень, складі підсвіти [135].

Нижня частина підсвіти представлена чергуванням польовошпат-кварцових гравелітів і пісковиків з підпорядкованим розвитком дрібно-середньогалькових конгломератів, що утворюють малопотужні (від перших сантиметрів до 2 м) прошарки і лінзи. Догори за розрізом кількість пісковиків зростає, і перша асоціація порід поступово змінюється другою, утвореною польовошпат-кварцовими пісковиками і сланцями. Завершує розріз пачка філітоподібних сланців з рідкісними прошарками потужністю 1–2 м пісковиків і гравелітів.

Гравеліти підсвіти характеризуються польовошпат-кварцовим складом. Гравійні зерна достатнього і середнього ступеня обкатуваності представлені кварцом (70–75 %) і польовим шпатом. Серед пісковиків розрізняються дві відміни: польовошпат-кварцові (переважають) і кварцові. Польовошпат-кварцові пісковики переважно дрібнозернисті з характерною бластопсамітовою структурою. Уламковий матеріал на 80–85 % представлений кварцом, а також польовим шпатом і уламками мікрокварцитів, слюдистих кварцитів. Серед польових шпатів, що становлять 10–15 % об'єму породи, відзначаються пелітизований мікроклін і альбіт. Ступінь обкатуваності зерен, порівняно з кварцом, менш досконалий;

трапляються уламки кутастої форми. Цемент порід кварц-серицитовий. У вигляді поодиноких зерен трапляються біотит, хлорит, карбонат, з акцесорних – турмалін, циркон, монацит, апатит, рутил, рудні мінерали [138].

Кварцові пісковики трапляються тільки в розрізі нижньої підсвіти. Це світло-сірі, дрібнозернисті, з масивною текстурою, або слабо сланцюваті кварцитоподібні породи, що складаються переважно з кварцу із вкрапленнями серициту. Зерна кварцу різновеликі, мають неправильну форму. У цементі відзначається незначна домішка глинистої речовини [129].

Проведені нами мінерало-петрографічні дослідження засвідчили, що уламкові частки за мінеральним складом здебільшого кварцові. Найчастіше це гальки, гравій та піщинки, які є добре обкатаними зернами кварцу, значно рідше трапляються зерна польових шпатів. З уламків порід у метаконгломератах трапляються дрібнозернисті кварцити (мікрокварцити), слюдисті кварцити і жильний кварц, серицит-кварцові і кварц-серицитові філітоподібні сланці, пісковикові гравеліти і метаморфізовані основні ефузиви.

Кварцові гальки і піщинки представлені зернами кварцу, часто з хмарним згасанням. Іноді вони виражені зростками кількох великих зерен химерної форми з зубчастою межею зростання, характерною для масивних мономінеральних кварцитів з високим ступенем метаморфізму, а також для жильного кварцу (рис. 3.7). Зерна польового шпату – мікрокліну і альбіту – у метаконгломератах дуже рідкісні, частіше трапляються в метапісковиках.

Галька мікрокварцитів є агрегатом приблизно однакових за величиною зерен кварцу (0,1 мм і дрібніше), у якому трапляються окремі більші зерна, що можуть бути як гравійними частками, так і результатом збиральної перекристалізації більш дрібних зерен кварцу (колишня форма зерен кварцу іноді добре помітна у порошинках на поверхні окремих піщинок).

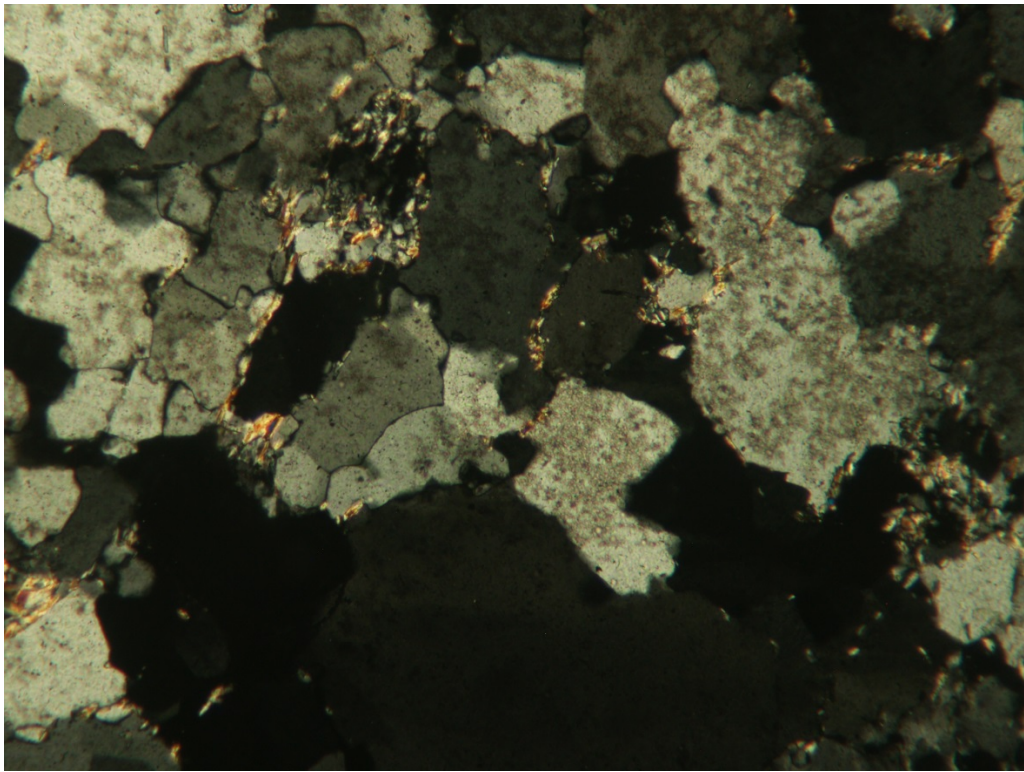


Рис. 3.7. Кварцитова галька метаконгломератів.

(правий берег р. Інгулець у районі житлового масиву ПдГЗК,
збільшення – 100х)

Також звичайні, дрібнозернисті гальки слюдистих кварцитів, у яких, крім кварцу, трапляються лусочки серициту і значно рідше біотит. Серицит у слюдистих кварцитах представлений окремими дуже дрібними лусочками, які утворилися за рахунок глинистого цементу плівкового типу дрібнозернистих відмін кварцових пісковиків. У гальці з нерівномірнозернистих кварцитів серицит розподілений дуже нерівномірно, він утворює місцями невеликі скупчення, але завжди в супроводі дрібних зерен кварцу.

Гальки кварц-серицитових і серицит-кварцових сланців розрізняються кількісними співвідношеннями головних породоутворюючих мінералів – серициту і кварцу, а зі зменшенням кількості серициту до 5–10 % переходять у слюдисті кварцити [127]. Кварц-серицитові і серицит-кварцові сланці дуже дрібнозернисті (величина зерен у них менша 0,1 мм), зерна кварцу в них округлі, подекуди трапляються більші екземпляри. Серицит дуже тонко-лускуватий, рівномірно розсіяний у породі, місцями має бурувате

забарвлення від оксидів заліза, які пронизують породу. Іноді у сланцях трапляється дуже дрібно-лускуватий біотит, що відрізняється за плеохроїзму в перетинах перпендикулярних спайності. Товщина лусочок слюди настільки мала (менше 0,01 мм), що ці сланці називають філітоподібними. В особливо багатих серицитом відмінах є вкраплення дрібних зерен рудних мінералів, а також скупчення прямокутних обрисів, помітно подовжених, дрібних непрозорих пілоподібних частинок, які, за попереднім визначенням В. Лазуренко, є метаморфізованими залишками, синьо-зелених водоростей [225].

Гальки сланців вирізняються різноманітним забарвленням від світло-сірого, сірого до зеленуватого. Зелена галька була піддана термічному і рентгенівському аналізу з метою з'ясування складу слюдки, яку деякі дослідники вважають фукситом [64; 65]. Результати дослідження засвідчили, що слюдка з гальки сланців є дрібно-лускуватим мусковітом, тобто серицитом.

Гальки кварцових гравелітів рідкісні. Вони складаються з гравійних мономінеральних зерен кварцу, або є зростками кварцових зерен у серицит-кварцовому цементі.

Найбільш рідкісні гальки метаморфізованих основних ефузивів, знахідки яких поодинокі (сврд. 19951, гл. 170,0 м). Це дрібнозернисті, багаті мінералами сланці, що складаються з дуже рясного актиноліту, біотиту, який утворює невеликі скупчення лусочок, можливо, утворених за рахунок колишніх включень мінералів, плагіоклазу альбітового складу, що трапляється як у вигляді окремих зерен прямокутного перетину до 0,6 мм завдовжки (мабуть, колишні вкраплення), так і у вигляді різко витягнутих лейст плагіоклазу (до 0,2–0,3 мм завдовжки) в основній тканині породи [225].

Отже, реліктова структура основних ефузивів із вкрапленнями мінералів і більш рідкісних плагіоклазів, а також лейст плагіоклазу в колишній основній масі добре помітні під мікроскопом. Крім актиноліту, біотиту і плагіоклазу, у цих сланцях трапляються також хлорит (за біотитом),

рудний мінерал, невелика кількість кварцу, дуже тонкі голки апатиту. Структура цих порід, завдяки великій кількості тонких голок актиноліту, близька до фібролітової. Крім того, є згадки в літературі про знаходження в конгломератах гальок гранітів мікроклін-плагіоклазових (Кіровоградського типу) і плагіоклазових (Саксаганського типу) [68], карбонатних кварцитів [69], жильного кварцу і вторинних кварцитів із вмістом сульфідів [70].

Цемент конгломератів найчастіше кварц-серицитовий (сланець або метаморфізований пісковик), утворений за рахунок кремнисто-глинистого матеріалу (рис. 3.8). Співвідношення серициту і кварцу дуже мінливе, переважає то кварц, то серицит. Біотит і хлорит у цементі трапляється рідко, виявляючись іноді серед агрегату серициту. Але в свердловині 17955, починаючи з глибини 75 м, хлорит з'являється в цементі, спочатку у вигляді поодиноких зерен, а потім стає істотною частиною цементу, місцями повністю витісняючи серицит. В інтервалі 95–125 м тієї ж свердловини хлорит стає головним породоутворюючим мінералом у цементі конгломератів і гравелітів, кварцу стає значно менше, з'являється карбонат, подекуди в помітних кількостях (гл. 109,5 м), поодинокі дрібні зерна граната, іноді у зрощенні з карбонатом, і дуже дрібні (0,01–0,05 мм, рідко більше) неправильної форми зерна апатиту, нерівномірно розподіленого, але місцями кількість кварцу сягає близько 50 % цементу. Особливо збагачений апатитом цемент дрібногалькових конгломератів на глибині 95,7 м. У вигляді поодиноких зерен у цементі трапляються турмалін, циркон, іноді у формі зональних кристалів монацит, уламки акцесорного апатиту, рутил, рудні мінерали – пірит та інші сульфідів, а також магнетит і хроміт.

Метаморфізовані пісковики перешаровуються з метаморфізованими конгломератами і гравелітами. Сортування в пісковиках виражене дещо краще, ніж у конгломератах, але окремі гравійні частинки і гальки в них також трапляються. Структура метапісковиків бластопсамітова (рис. 3.8).

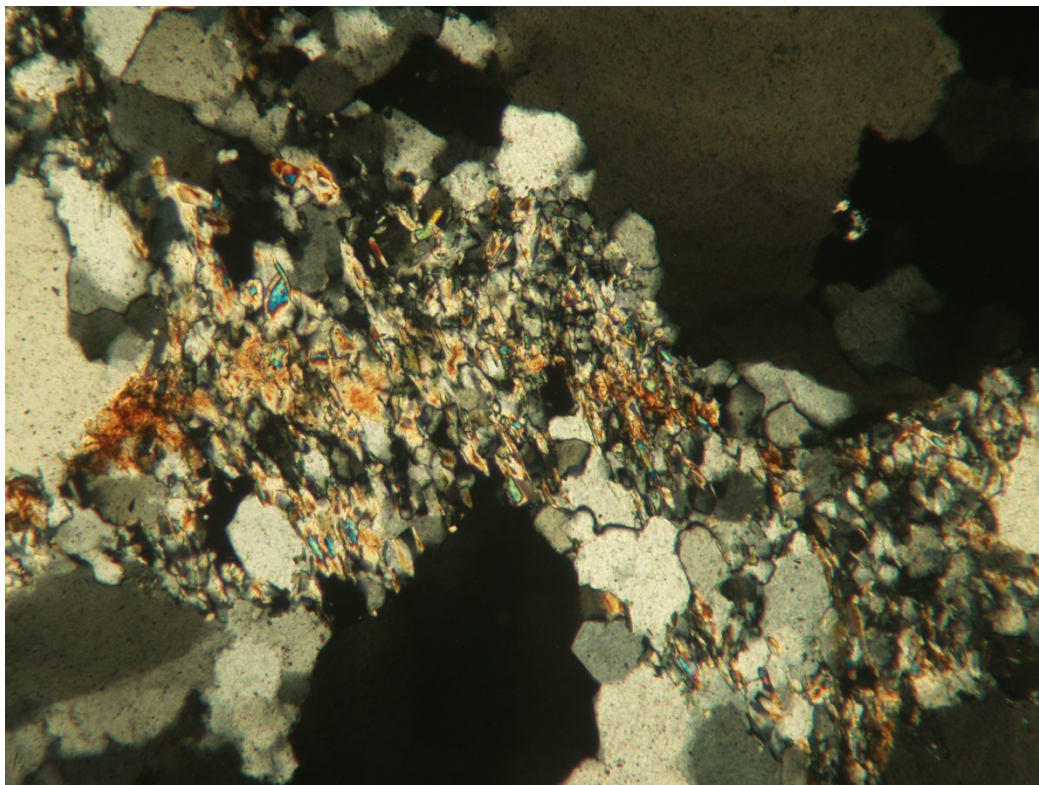


Рис.3.8. Метапеліт, який є цементом метаконгломератів.

(правий берег р. Інгулець у районі житлового масиву ПдГЗК,
збільшення – 100х)

У вигляді уламкових часток, крім кварцу, трапляються зерна польових шпатів – мікрокліну і альбіту, зрідка уламки порід – мікрокварцитів, слюдистих кварцитів. Серед уламкових часток, як і в більш грубозернистих відмінах порід, переважає кварц. Польові шпати трапляються у вигляді поодиноких зерен, в окремих випадках становлять 5–10 % породи, дуже рідко більше. З польового шпату чистіший калієвий польовий шпат, злегка пелітизований, частково побурілий, іноді з добре помітною мікрокліновою решіткою (рис. 3.9). Ступінь обкатаності зерен польового шпату, порівняно з кварцовими, менш досконала, трапляються гострокутні уламки.

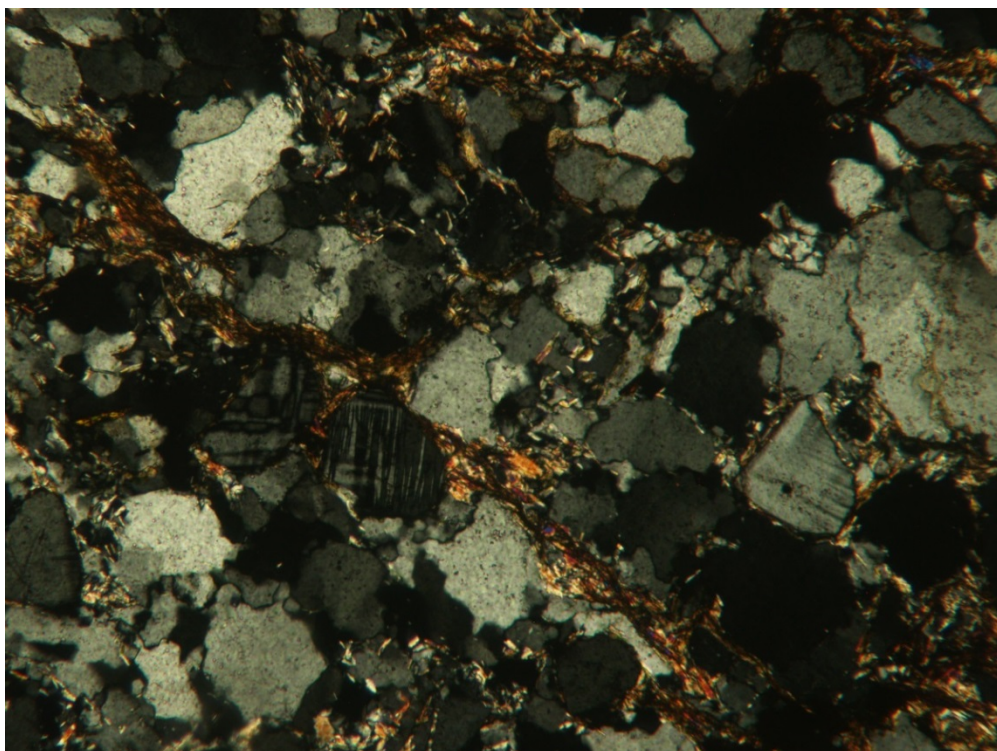


Рис. 3.9. Зерна мікрокліну в аркозовому пісковнику.
(правий берег р. Інгулець у районі житлового масиву ПдГЗК,
збільшення – 100х)

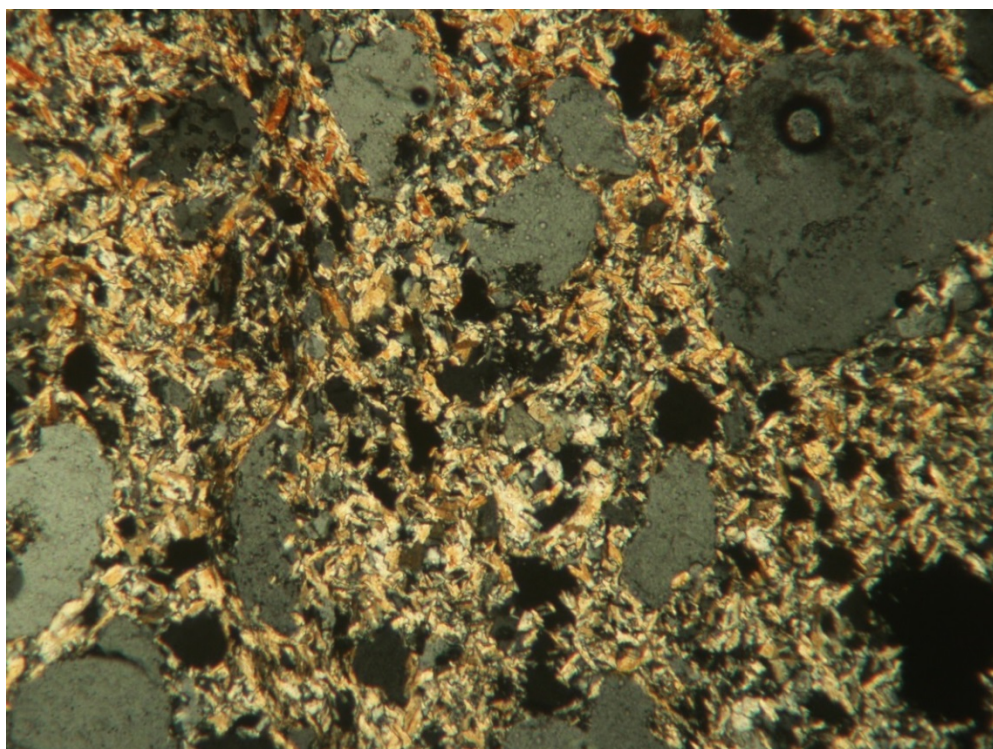


Рис. 3.10. Луски серициту в аркозових метапісковниках.
(правий берег р. Інгулець у районі житлового масиву ПдГЗК,
збільшення – 100х)

За складом уламкових зерен пісковики здебільшого кварцові, рідше – польовошпат-кварцові, останні в Криворізькому районі прийнято називати «аркозовими», хоча кількість уламкових зерен польового шпату в них значно менша, ніж це потрібно для нормальних аркозових пісковиків.

Цемент пісковиків кварц-серицитовий, дуже багатий серицитом (рис. 3.10). У вигляді поодиноких зерен у цементі іноді трапляються дуже дрібні лусочки біотиту і вкрай рідко хлорит, карбонат, а також, як і в цементі конгломератів, турмалін, циркон, монацит, апатит, рутил, рудні мінерали.

Серед пісковиків переважають дрібнозернисті відміни (рис. 3.11) з величиною зерен близько 0,1 мм. «Аркозові» пісковики типові для розрізу свердловин 19950 і 19951 (західна і південна частини структури) і зовсім відсутні в розрізі свердловини 17955 (східна частина). Кварцові пісковики систематично наявні в розрізі свердловини 17955 і у вигляді окремих прошарків в інших свердловинах, здебільшого в нижніх частинах розрізу описуваної світи [225].

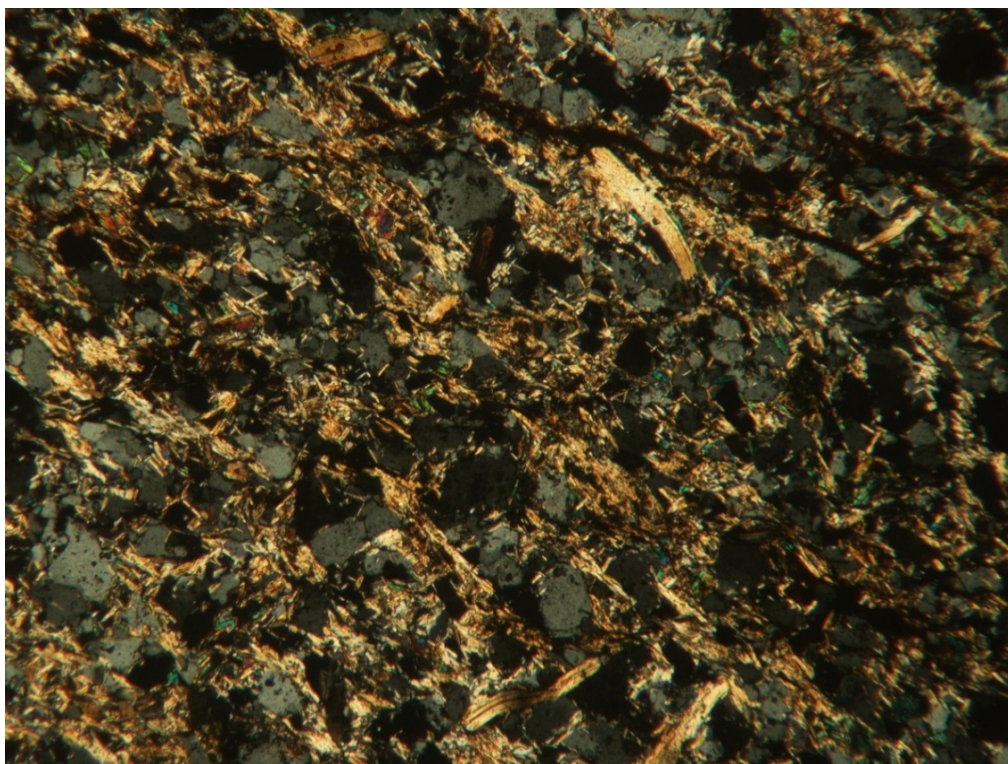


Рис. 3.11. Дрібнозернистий аркозовий метапісковик.
(правий берег р. Інгулець у районі житлового масиву ПдГЗК,
збільшення – 100х)

Особливим різновидом пісковиків є світло-сірі кварцитоподібні пісковики, що складаються з кварцових зерен із вмістом поодиноких лусок серициту, іноді дуже дрібних. Вони мають масивну текстуру або слабо сланцювату. Структура їх зубчаста (рис. 3.12). Ці пісковики можуть бути агрегатами зерен кварцу, дуже різноманітних за величиною, неправильної форми, вони втратили свою первісну форму в результаті процесів перекристалізації. У цементі цих пісковиків зовсім відсутня глиниста речовина або кількість її була мізерною. Кварцитоподібні пісковики у вигляді прошарку невеликої потужності, лінзоподібної форми, трапляються серед порід вивченої світи у східній і західній частинах структури.

Сланці представлені тонкозернистими філітоподібними породами, зазвичай темного забарвлення, головними мінералами в них є серицит і кварц, величина зерен яких становить соті частки міліметра. Зерен кварцу значно менше, ніж серициту, вони часто мають неправильну форму, іноді утворюють дрібні лінзи або слойки. Значно рідше трапляється біотит (щоправда, іноді – у помітних кількостях), хлорит, турмалін, рудні мінерали. Структура сланців мікрогранолепідобластова (рис. 3.13). Сланці утворюють малопотужні прошарки серед метапісковиків і конгломератів, а також формують істотну частку у верхній частині розрізу нижньої світи.

Для більш широкого диференціювання псамітів за складом, було застосовано петрохімічні методи відновлення первинної природи метаморфізованих порід [123; 152]. Згідно з результатами, які ми одержали при перерахунку хімічних аналізів псамітів, за методом О.Предовського (табл. 3.2.), у складі світи трапляються майже всі кластогенні утворення, від граувак до слюдисто-кварцових, польовошпат-кварцових кластолітів (рис. 3.14).

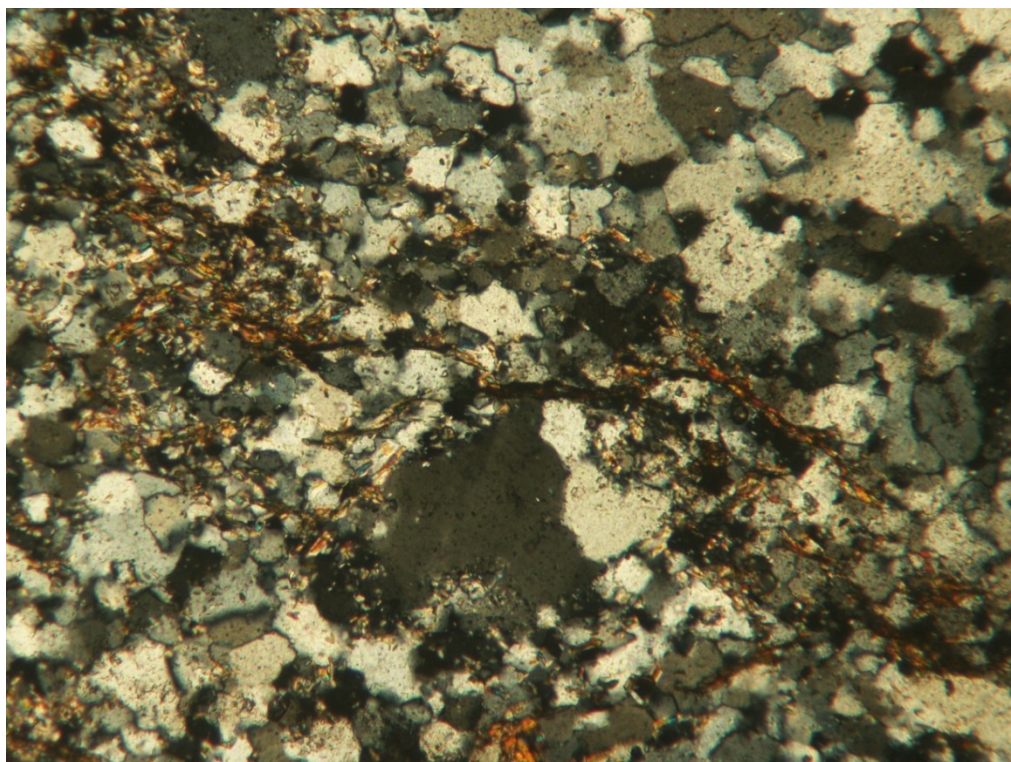


Рис. 3.12. Кварцитоподібний метапісковик.
(правий берег р. Інгулець у районі житлового масиву ПдГЗК
збільшення – 100х)

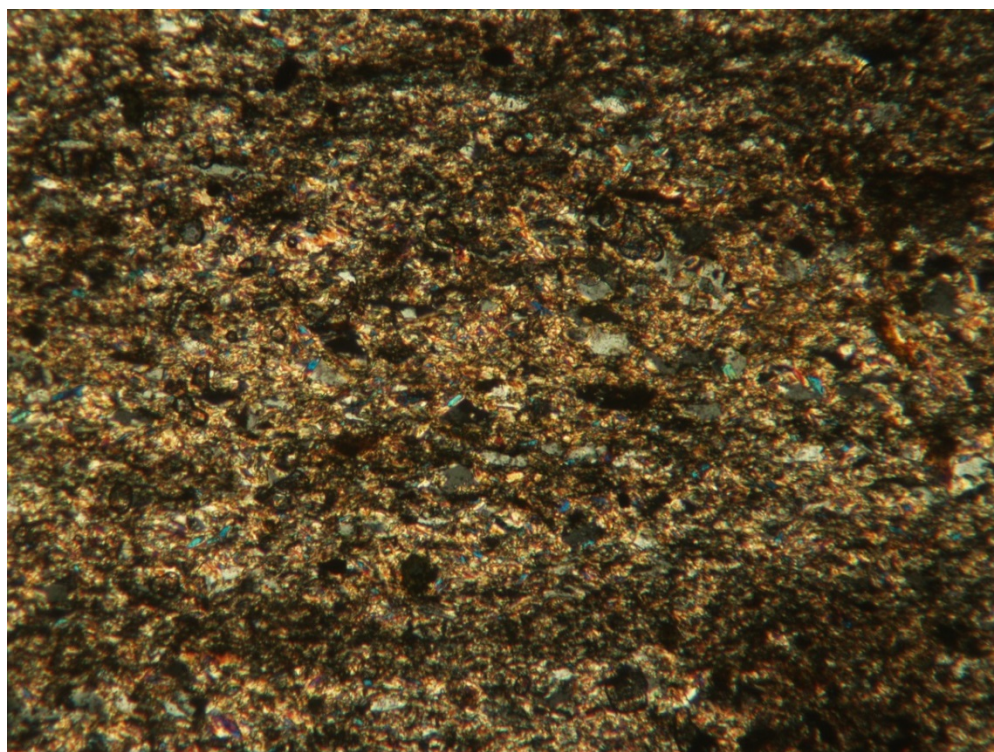


Рис. 3.13. Серицит-кварцові сланці – філіти.
(правий берег р. Саксагань у районі житлового масиву Артем,
збільшення – 100х)

Петрохімічні параметри псамітів середньої підсвіти (ан. 14–25, див. табл. 3.2) подібні до таких вимірів нижньої підсвіти – конгломерат-гравеліт-піщовикової; різниця полягає лише в тому, що у складі першої переважають субграувакові і граувакові кластоліти, тоді як у конгломерат-гравеліт-піщовиковій панівне становище займає аркозовий піщовик. Свідченням цього може бути розташування фігуративних точок усереднених складів псамітів підсвіти (табл. 3.3) на діаграмі FAK: точки середніх складів псамітів нижньої підсвіти розташовуються в полі глинистих аркозових піщовиків, а середньої – належать до малоглинистих субграувак (рис. 3.14). Ці дані підтверджують наявність двох різних за складом товщ, виділених в окремі підсвіти загально-геологічними методами, а перекриття полів розташування фігуративних точок кожної з них підкреслює їх парагенетичний зв'язок.

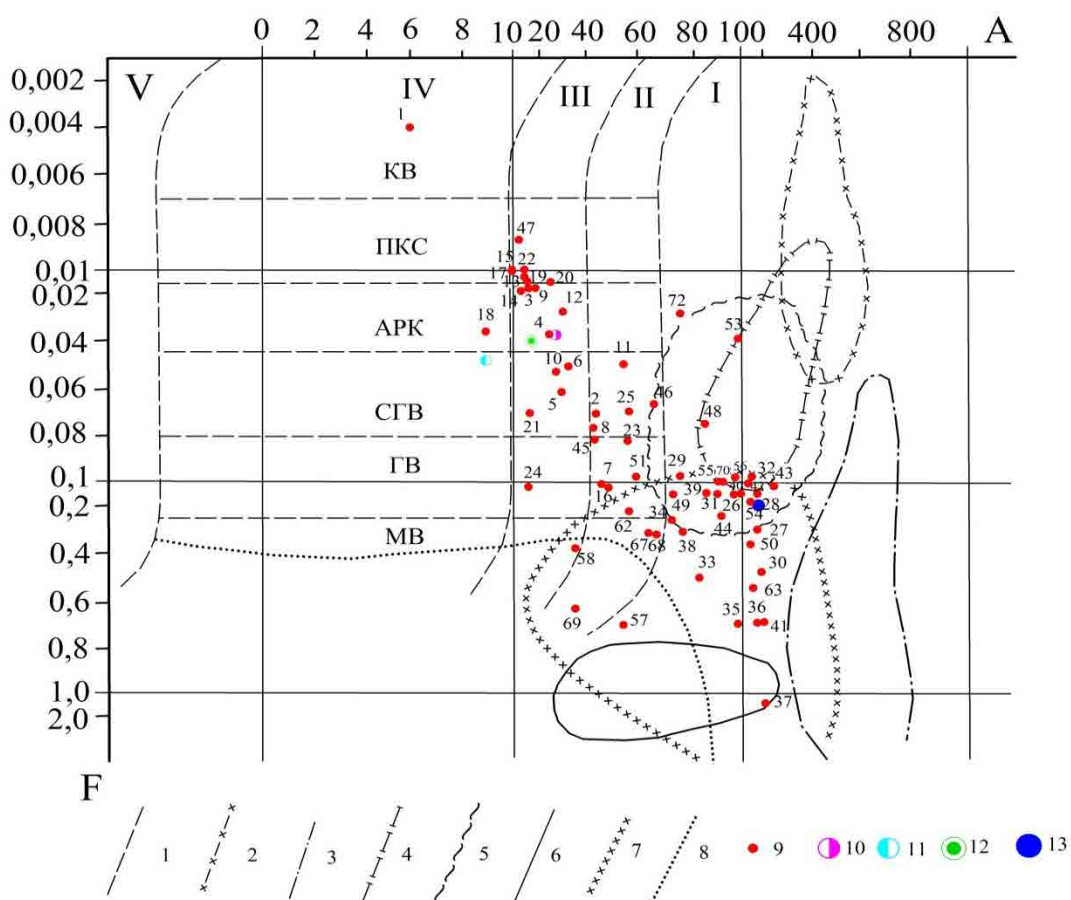


Рис. 3.14. Розташування фігуративних точок порід метакластогенної частини скелюватської світи на діаграмі FAK
(побудовано автором за методикою О. Предовського [152])

1 – межа поля осадових порід різної зернистості; 2 – межа поля каолінових глин; 3 – межа поля латеритних бокситових глин; 4 – межа поля змішаних гідролюдистих глин; межа поля монтморилонітових глин; 6 – межа поля гідробіотитових глин; 7 – межа загального поля для глин трьох груп: клинохлор-пенінових, вермикуліт-палигорскітових та шамозитових; 8 – межа поля залізистих і магнезіальних утворень; 9 – фігуративні точки порід скелюватської світи; 10 – точка середнього складу метапісковиків нижньої підсвіти; 11 – точка середнього складу метапісковиків середньої підсвіти; 13 – точка середнього складу метапісковиків світи загалом; 13 – точка середнього складу сланців середньої підсвіти.

Цифрові та літерні позначення всередині груп порід: I – поле глин; II – IV – поле зернистих осадових порід (пісковиків): II – високо глинистих, III – глинистих, IV – мало глинистих; V – перехідне поле зернистих осадових порід до туфів і туфітів; KB – кварцити; ПКС – польовошпат-кварцові та слюдисто-кварцові породи; АРК – аркози; СГВ – субграуваки; ГВ – грауваки; МВ – мела новаки.

Таблиця 3.2

Хімічний склад і петрохімічні параметри порід скелюватської світи

№ п/п	1	2	3	4	5	6
Оксиди / зразки	1	2	3	5	6	7
SiO ₂	96,84	99,24	90,00	85,02	85,04	85,80
TiO ₂	0,02	0,04	0,36	0,23	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	1,00	6,66	3,80	7,40	6,21	5,39
Fe ₂ O ₃	0,50	1,00	0,39	1,16	2,64	1,74
FeO	0,32	0,38	1,21	1,10	3,00	2,90
MnO	-	-	-	-	0,01	-
MgO	-	-	0,36	1,17	1,07	0,91
CaO	0,18	0,18	0,17	0,36	0,18	0,54
Na ₂ O	-	0,20	0,17	0,70	0,52	0,31
K ₂ O	0,20	1,63	1,65	3,25	2,20	1,50
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03
CO ₂	0,11	0,07	0,11	0,28	0,21	0,75
S _{заг.}	-	-	0,03	0,12	0,53	0,30
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,14	0,25	0,20	0,22	0,26	0,29
п.п.п.	0,38	1,12	1,32	1,22	1,48	1,49
Петрохімічні параметри за О. Прецовським [152]						
F	0,004	0,07	0,019	0,036	0,061	0,052
A	6	44	16	25	30	32
K	2	14	15	22	15	11
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,012	0,079	0,049	0,103	0,086	0,074
b	0,013	0,020	0,033	0,064	0,106	0,095
n	0,004	0,040	0,040	0,092	0,062	0,046
k	1,000	0,850	0,850	0,761	0,742	0,696

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	7	8	9	10	11	12
Оксиди / зразки	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	79,32	73,88	89,28	85,48	76,00	90,60
TiO ₂	0,22	0,44	0,11	0,14	0,22	0,10
Al ₂ O ₃	7,54	11,40	5,10	5,39	12,32	4,77
Fe ₂ O ₃	4,32	1,99	0,71	2,19	1,42	1,03
FeO	4,60	2,40	0,80	2,20	1,60	1,00
MnO	0,02	0,01	-	-	-	-
MgO	1,69	1,95	0,52	1,17	1,30	0,91
CaO	0,36	0,36	0,36	0,18	0,36	0,36
Na ₂ O	0,52	1,20	0,52	0,31	0,80	0,26
K ₂ O	2,20	4,78	2,30	1,75	4,78	1,25
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,03	0,03	0,027	0,11
CO ₂	0,71	0,43	0,27	0,64	0,027	0,28
S _{заг.}	0,55	0,24	0,14	0,52	0,26	0,54
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,26	0,26	0,26	0,36	0,30	0,27
п.п.п.	2,08	2,32	0,88	2,57	2,10	1,20
Петрохімічні параметри за О. Прецовським [152]						
F	0,101	0,076	0,019	0,052	0,050	0,029
A	43	42	18	29	57	30
K	15	32	16	14	38	9
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,112	0,182	0,067	0,074	0,191	0,062
b	0,166	0,111	0,038	0,091	0,087	0,055
n	0,062	0,140	0,064	0,048	1,328	0,034
k	0,742	0,728	0,750	0,762	0,797	0,765

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	13	14	15	16	17	18
Оксиди / зразки	16	17	191	135г	186	182
SiO ₂	88,00	92,32	93,96	66,18	90,30	72,80
TiO ₂	0,05	Сл.	0,04	0,27	-	0,20
Al ₂ O ₃	4,59	2,58	2,71	12,83	4,68	9,60
Fe ₂ O ₃	0,70	0,86	0,42	1,35	0,43	0,85
FeO	0,51	1,68	0,64	4,45	0,70	1,29
MnO	0,02	0,14	0,01	0,09	0,01	0,10
MgO	0,28	0,08	0,13	2,52	0,13	0,10
CaO	0,64	0,36	0,19	3,06	0,58	8,09
Na ₂ O	0,10	-	0,10	4,00	0,10	0,52
K ₂ O	1,65	0,78	1,28	1,26	2,73	1,54
P ₂ O ₅	-	0,03	0,03	0,08	0,02	0,06
CO ₂	-	0,07	0,07	2,84	0,21	3,67
S _{заг.}	-	0,01	0,04	0,02	0,09	0,01
H ₂ O ⁺	-	0,22	0,30	0,60	0,62	1,33
H ₂ O ⁻	-	0,30	0,05	0,11	0,05	0,20
п.п.п.	1,04	1,54	-	-	-	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,012	0,020	0,010	0,121	0,011	0,035
A	14	13	10	48	10	9
K	16	8	12	-52	27	8
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,061	0,033	0,034	0,229	0,061	0,155
b	0,033	0,066	0,021	0,197	0,030	0,190
n	0,040	0,016	0,032	0,156	0,062	0,068
k	0,900	1,000	0,875	0,167	0,935	0,667

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	19	20	21	22	23	24
Оксиди / зразки	X	167	74с	188	X ₁	488с
SiO ₂	93,06	84,10	72,24	95,80	72,06	79,50
TiO ₂	-	0,10	0,20	-	0,20	0,23
Al ₂ O ₃	2,84	9,06	12,48	1,96	12,90	4,00
Fe ₂ O ₃	0,57	0,43	1,35	0,14	1,14	1,71
FeO	1,16	0,98	3,28	0,38	3,74	5,81
MnO	0,08	0,01	0,16	-	0,14	0,28
MgO	0,16	0,26	1,23	0,40	1,64	2,94
CaO	0,24	0,38	1,56	Сл.	0,72	1,62
Na ₂ O	0,10	2,66	3,50	0,05	2,00	0,10
K ₂ O	1,00	1,40	2,50	0,37	4,00	0,91
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,08	0,01	0,12	0,08
CO ₂	0,35	0,07	0,28	0,17	0,35	0,83
S _{заг.}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,33
H ₂ O ⁺	0,11	1,00	0,50	0,75	0,29	1,62
H ₂ O ⁻	0,15	0,03	0,24	0,05	0,20	0,34
п.п.п.	1,05	-	1,56	-	1,92	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,015	0,016	0,071	0,010	0,083	0,125
A	15	26	17	14	47	17
K	9	-28	-29	3	10	8
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,036	0,127	0,203	0,024	0,210	0,059
b	0,033	0,033	0,123	0,017	0,122	0,209
n	0,026	0,116	0,162	0,010	0,148	0,024
k	0,846	0,259	0,333	0,727	0,568	0,833

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	25	26	27	28	29	30
Оксиди / зразки	20	269Г	185	275Г	168	169
SiO ₂	75,00	63,10	55,30	55,08	62,70	49,56
TiO ₂	0,58	0,60	1,30	0,92	0,80	1,00
Al ₂ O ₃	13,27	17,74	14,79	22,66	18,57	16,91
Fe ₂ O ₃	0,21	2,06	2,20	2,64	1,30	3,40
FeO	2,70	5,48	10,51	4,83	3,41	14,84
MnO	0,03	0,17	0,09	-	0,07	0,08
MgO	1,69	2,38	4,55	1,96	1,60	5,68
CaO	0,45	0,41	1,35	0,20	0,19	0,19
Na ₂ O	2,52	0,83	2,20	0,53	0,19	0,15
K ₂ O	2,23	5,60	4,00	7,65	9,80	3,28
P ₂ O ₅	0,06	-	0,10	0,03	0,03	0,03
CO ₂	-	-	0,58	0,62	0,17	0,48
S _{заг.}	-	-	0,01	0,26	0,14	0,60
H ₂ O ⁺	-	-	3,00	0,75	1,53	4,02
H ₂ O ⁻	-	0,10	0,05	0,07	0,08	0,02
п.п.п.	0,85	2,09	-	3,83	-	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,070	0,141	0,296	0,145	0,091	0,446
A	57	95	138	132	75	129
K	-17	46	7	72	101	33
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,208	0,332	0,315	0,484	0,349	0,402
b	0,097	0,170	0,316	0,154	0,107	0,393
n	0,130	0,144	0,154	0,180	0,214	0,074
k	0,366	0,819	0,545	0,900	0,972	0,946

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	31	32	33	34	35	36
Оксиди / зразки	177	179	16	30с	2	652
SiO ₂	62,00	61,40	47,40	55,52	40,10	50,52
TiO ₂	0,70	0,60	4,50	0,65	1,30	0,80
Al ₂ O ₃	18,00	20,20	14,05	18,00	15,08	13,36
Fe ₂ O ₃	1,40	0,85	3,70	1,14	6,30	2,30
FeO	4,97	3,74	14,45	8,65	23,61	11,49
MnO	0,05	0,03	0,17	0,26	0,36	0,09
MgO	1,60	1,74	7,23	3,69	4,02	16,90
CaO	0,19	0,31	1,35	3,48	0,87	0,40
Na ₂ O	0,19	0,46	1,50	0,22	0,16	0,16
K ₂ O	8,00	8,00	1,63	5,00	3,26	0,20
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,23	0,124	0,08	0,14
CO ₂	0,21	0,34	0,35	0,70	0,21	1,08
S _{заг.}	0,01	0,32	-	0,04	-	0,12
H ₂ O ⁺	2,90	2,30	4,22	0,30	4,63	3,84
H ₂ O ⁻	0,12	0,18	0,20	0,28	0,20	0,54
п.п.п.	-	-	4,79	4,20	5,01	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,114	0,098	0,511	0,237	0,699	0,708
A	89	106	81	74	99	126
K	82	78	-7	49	32	-1
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,343	0,387	0,350	0,383	0,443	0,313
b	0,131	0,111	0,452	0,292	0,527	0,615
n	0,176	1,084	0,820	0,114	0,076	0,010
k	0,966	0,924	0,415	0,930	0,921	0,400

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	37	38	39	40	41	42
Оксиди / зразки	1295	2	4	5	19	21
SiO ₂	33,20	41,46	60,70	60,10	40,45	69,84
TiO ₂	-	0,30	0,68	0,66	0,44	0,37
Al ₂ O ₃	16,53	11,99	18,94	19,24	16,50	19,17
Fe ₂ O ₃	1,64	1,28	2,00	1,71	3,21	1,29
FeO	10,64	5,42	3,10	3,74	27,62	0,43
MnO	0,18	0,13	0,01	0,03	0,44	Сл.
MgO	25,45	5,78	2,01	2,12	4,47	0,36
CaO	0,40	13,80	0,17	0,34	0,28	0,07
Na ₂ O	0,20	0,58	1,36	0,87	0,45	0,68
K ₂ O	0,15	3,14	7,60	6,57	1,56	5,23
P ₂ O ₅	-	0,02	0,01	0,04	0,10	-
CO ₂	0,36	12,25	0,29	-	-	-
S _{заг.}	0,75	0,28	0,12	0,40	1,60	-
H ₂ O ⁺	6,62	-	-	-	0,14	0,05
H ₂ O ⁻	0,40	-	-	-	-	-
п.п.п.	-	-	-	-	3,88	2,14
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	1,427	0,328	0,105	0,116	0,765	0,020
A	157	76	83	99	133	120
K	-1	24	59	56	10	45
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,586	0,342	0,368	0,378	0,481	0,328
b	0,809	0,482	0,122	0,134	0,546	0,032
n	0,010	0,084	0,206	0,168	0,048	0,134
k	0,400	0,786	0,786	0,833	0,708	0,836

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	43	44	45	46	47	48
Оксиди / зразки	22	24	178	118	189	175
SiO ₂	56,80	57,52	69,64	70,68	83,30	69,30
TiO ₂	0,95	0,58	0,40	0,20	0,10	0,40
Al ₂ O ₃	24,84	17,23	14,00	15,40	9,36	17,00
Fe ₂ O ₃	0,64	2,20	0,57	1,10	0,13	0,70
FeO	4,26	7,17	3,87	2,70	0,64	2,33
MnO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,02
MgO	2,60	4,03	1,47	1,34	Сл.	2,01
CaO	0,65	0,80	0,97	0,97	0,38	0,38
Na ₂ O	2,13	1,20	1,44	2,00	0,15	3,00
K ₂ O	1,57	4,24	5,30	3,44	9,37	3,00
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,06	0,06	0,03	0,10
CO ₂	-	-	0,06	0,07	0,19	0,24
S _{заг.}	-	0,40	0,08	0,02	0,18	0,01
H ₂ O ⁺	-	-	1,85	2,28	1,80	0,56
H ₂ O ⁻	-	-	0,15	0,43	0,08	0,04
п.п.п.	4,70	4,14	-	-	-	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,134	0,224	0,081	0,066	0,009	0,075
A	181	91	42	67	12	85
K	-17	26	33	5	97	-16
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,516	0,353	0,236	0,257	0,133	0,289
b	0,144	0,244	0,115	0,103	0,021	0,097
n	0,082	0,108	0,158	0,138	0,202	0,160
k	0,415	0,833	0,709	0,536	0,980	0,400

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	49	50	51	52	53	54
Оксиди / зразки	249г	265г	187	17	71с	170
SiO ₂	67,48	59,22	65,60	36,00	75,00	72,00
TiO ₂	0,40	0,42	0,50	4,70	0,12	0,30
Al ₂ O ₃	13,38	13,55	15,40	16,45	14,03	17,21
Fe ₂ O ₃	2,92	2,50	1,30	4,40	1,50	1,70
FeO	4,19	7,80	5,04	16,65	2,64	14,80
MnO	-	-	0,05	0,28	0,26	0,01
MgO	4,47	9,50	1,20	7,73	0,16	0,32
CaO	-	0,20	0,38	5,23	0,32	0,27
Na ₂ O	0,11	0,11	0,20	1,16	0,10	0,50
K ₂ O	5,36	2,14	8,00	4,36	3,00	4,52
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,06	0,20	0,04	0,27
CO ₂	0,35	0,21	0,21	0,53	0,11	0,14
S _{заг.}	0,01	0,01	0,12	-	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	0,56	3,54	2,05	1,85	0,77	1,78
H ₂ O ⁻	0,08	0,04	0,02	0,10	0,20	0,15
п.п.п.	2,05	4,97	-	3,24	2,24	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,166	0,365	0,099	0,753	0,040	0,188
A	72	108	60	-31	99	110
K	55	21	82	27	30	40
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,233	0,270	0,277	0,538	0,221	0,282
b	0,205	0,380	0,124	0,576	0,069	0,241
n	0,118	0,050	0,176	0,128	0,068	0,112
k	0,966	0,920	0,966	0,719	0,941	0,857

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	55	56	57	58	59	60
Оксиди / зразки	72с	23	6707	109с	180	190
SiO ₂	71,04	68,00	43,84	48,80	53,04	57,30
TiO ₂	0,20	0,59	0,60	0,65	1,60	13,29
Al ₂ O ₃	12,74	16,38	9,70	16,60	12,83	1,00
Fe ₂ O ₃	1,14	1,87	9,80	2,00	2,85	2,50
FeO	4,91	2,70	25,28	14,71	11,93	9,42
MnO	0,16	0,01	0,84	0,25	0,16	0,18
MgO	2,24	2,14	4,40	4,10	3,61	4,82
CaO	0,60	0,38	2,91	1,68	5,04	4,07
Na ₂ O	0,21	0,70	0,16	2,50	2,40	2,93
K ₂ O	2,20	4,70	0,15	5,80	3,20	2,72
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,09	0,03	0,21	0,09
CO ₂	0,11	0,18	0,71	0,18	1,18	0,17
S _{заг.}	0,01	-	-	0,02	0,03	0,01
H ₂ O ⁺	0,97	2,24	2,20	0,77	1,64	1,48
H ₂ O ⁻	0,30	0,30	0,15	0,30	0,02	0,06
п.п.п.	4,14	-	-	2,83	-	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,111	0,091	0,714	0,392	0,310	0,281
A	90	96	54	35	-10	-14
K	19	39	-1	22	-5	-18
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,211	0,284	2,603	0,401	0,285	0,273
b	0,151	0,123	0,646	0,366	0,384	0,361
n	0,052	0,121	0,010	0,204	0,146	0,152
k	0,885	0,820	0,400	0,608	0,466	0,381

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	61	62	63	64	65	66
Оксиди / зразки	493с	484с	654с	30	664с	1268
SiO ₂	56,82	56,18	56,19	44,76	53,36	58,76
TiO ₂	0,70	0,86	1,03	0,60	0,86	0,80
Al ₂ O ₃	12,56	13,38	12,93	12,42	14,19	13,28
Fe ₂ O ₃	1,28	1,60	0,99	1,99	1,92	2,00
FeO	7,62	8,52	9,55	8,39	9,23	8,65
MnO	0,26	0,24	0,13	0,38	0,24	0,17
MgO	4,34	3,08	14,77	8,40	7,70	3,14
CaO	5,28	3,04	0,71	14,62	4,87	6,49
Na ₂ O	0,20	0,15	0,26	0,20	2,63	1,50
K ₂ O	7,10	6,00	0,35	3,50	2,70	2,73
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,17	0,10	0,11	-
CO ₂	2,01	2,08	0,22	2,74	0,72	1,06
S _{заг.}	0,24	0,05	0,02	0,02	0,02	0,06
H ₂ O ⁺	1,48	2,04	2,32	1,69	1,39	1,20
H ₂ O ⁻	0,29	0,30	0,35	0,42	0,28	0,20
п.п.п.	-	-	-	-	-	-
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,234	0,211	0,540	0,452	0,375	0,216
A	-3	58	111	-117	-3	-15
K	72	62	0	34	213	5
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,260	0,270	0,269	0,328	0,313	0,266
b	0,327	0,271	0,526	0,615	0,435	0,342
n	0,156	0,132	0,010	0,080	0,142	0,106
k	0,962	0,970	0,500	0,925	0,408	0,547

Продовження табл. 3.2.

№ п/п	67	68	69	70	71	72
Оксиди / зразки	1267	1	3	17	18	23
SiO ₂	57,50	54,62	45,60	69,17	64,00	72,60
TiO ₂	0,80	0,60	0,66	0,31	0,64	1,39
Al ₂ O ₃	14,36	15,50	14,65	16,00	16,21	14,07
Fe ₂ O ₃	2,21	3,00	1,49	4,40	4,40	3,19
FeO	10,06	9,61	10,84	3,58	6,30	-
MnO	0,16	0,07	0,04	0,03	0,09	0,01
MgO	4,86	6,37	12,39	2,08	1,51	0,63
CaO	1,42	0,50	0,17	0,56	0,60	0,35
Na ₂ O	0,20	0,70	1,09	1,34	0,13	0,42
K ₂ O	5,57	5,09	8,60	3,52	3,90	4,64
P ₂ O ₅	-	0,02	0,06	0,11	-	-
CO ₂	0,50	0,92	0,25	-	0,29	0,06
S _{заг.}	0,03	0,28	0,01	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,85	-	-	0,13	-	0,11
H ₂ O ⁻	0,39	-	-	-	-	-
п.п.п.	-	-	-	1,79	2,50	2,46
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]						
F	0,286	0,339	0,628	0,096	0,144	0,030
A	65	65	36	89	111	77
K	56	42	73	16	40	42
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]						
a	0,295	0,334	0,379	0,273	0,298	0,231
b	0,314	0,332	0,500	0,130	0,193	0,062
n	0,124	0,130	0,218	0,118	0,088	0,112
k	0,952	0,831	0,835	0,627	0,955	0,875

Закінчення табл. 3.2.

- 1 – різнозернистий піщаник, відсл. 1, лівий берег р. Інгулець у районі Підгізку;
2 – середньозернистий піщаник, там само;
3 – піщаник, що цементує гальку конгломератів, там само;
5 – крупнозернистий піщаник, св. 19950, гл. 134,0–140,0 м;
6 – піщаник, що цементує гальку конгломератів, там само, гл. 140,0–151,3 м;
7 – крупнозернистий піщаник, там само, гл. 166,0–171,3 м;
8 – піщаник, що цементує гальку конгломератів, там само, гл. 187,9–190,0 м;
9 – піщаник різнозернистий, св. 19951, гл. 90,35–92,0 м;
10 – гравеліт, там само, гл. 105,0–114,0 м;
11 – піщаник, що цементує гальку конгломератів, там само, гл. 161,0–161,5 м;
12 – піщаник, там само, гл. 163,0–163,5 м;
13 – гравеліт, там само, гл. 164,45–181,6 м;
16 – кварцито-піщаник;

17 – піщаник дрібнозернистий
 191 – піщаник польовошпат-кварцовий;
 135 г – кварц-польовошпатовий піщаник;
 186 – піщаник кварцовий;
 182, X, 167, 74 с – польовошпат-кварцові піщаники;
 188 – дрібнозернистий кварцовий піщаник;
 X₁, 488с, 20 – польовошпат-кварцові піщаники;
 269 г – серицит-кварцовий сланець;
 185, 275 г – серицит-біотит-кварцові сланці;
 168 – серицит-кварцовий сланець;
 169 – кварц-серицит-біотитовий сланець;
 177, 179 – серицит-кварцові сланці;
 16 – кварц-серицит-біотитовий сланець;
 30 с – серицит-біотит-кварцовий сланець;
 2 – кварц-біотит-серицитовий сланець;
 652 – кварц-серицитовий сланець;
 1295 – серицит-біотитовий сланець;
 2 – кварц-серицит-біотитовий сланець;
 4, 5 – біотит-кварцові сланці;
 19 – серицит-біотит-кварцовий сланець;
 21 – кварц-серицитовий сланець;
 22 – кварц-серицит-біотитовий сланець;
 24 – серицит-біотит-кварцовий сланець;
 178, 118, 189 – біотит-кварцові сланці;
 175, 249 г – серицит-біотит-кварцові сланці;
 265 г – біотит-кварцовий сланець;
 187 – пісковик тонкозернистий;
 17 – біотитовий сланець;
 71 с, 170, 72 с, 23 – кварц-біотитові сланці;
 6707, 109 с – серицит-біотитові сланці;
 180, 190, 493 с, 494 с, 654 с – кварц-біотитові сланці;
 30 – серицит-біотит-кварцовий сланець;
 664 с – біотит-мусковітовий сланець;
 1268 – біотит-кварцовий сланець;
 1267, 1, 3 – серицит-біотит-кварцові сланці;
 17, 18, 23 – біотит-кварцові сланці.

Аналізи з порядковими номерами 1–13 запозичені з роботи І. Паранька (1984);
 Аналізи з порядковими номерами 14–24 запозичені з робіт М. Довганя (1974);
 Аналіз з порядковим номером 25 – із роботи Н. Єфіменка та ін. (1980).

Таблиця 3.3.

**Усереднений хімічний склад і петрохімічні параметри порід
скелюватської світи**

Оксиди	I	II	III	IV
SiO ₂	86,50	82,28	84,39	58,58
TiO ₂	0,16	0,15	0,15	0,75
Al ₂ O ₃	6,28	7,41	6,88	18,55
Fe ₂ O ₃	1,52	0,79	1,16	1,68
FeO	1,69	2,24	1,97	6,30
MnO	0,003	0,09	0,05	0,07
MgO	0,87	1,01	0,94	3,66
CaO	0,33	1,44	0,89	0,62
Na ₂ O	0,43	1,30	0,87	0,80
K ₂ O	2,24	1,67	1,96	5,48
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]				
F	0,038	0,044	0,040	0,194
A	26	9	18	102
K	18	2	6	46
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]				
a	0,086	0,107	0,097	0,375
b	0,071	0,090	0,079	0,211
n	0,062	0,078	0,070	0,142
k	0,774	0,462	0,600	0,817

Примітка: I – середній хімічний склад пісковиків середньої підсвіти; II – середній хімічний склад пісковиків верхньої підсвіти; III – середній хімічний склад пісковиків світи; IV – середній хімічний склад сланців (первинно глинистих утворень) світи.

Подібні результати отримані автором при петрохімічних перерахунках хімічного складу псамітів за методом О. Нейолова [123]. На діаграмі «a-b» псаміти поділяються на три групи: мономіктові, олігоміктові, поліміктові (рис. 3.15). До мономіктових належать слабокарбонатизовані псаміти нижньої підсвіти. Основна частина точок хімічного складу порід середньої

підсвіти розташовується в полі поліміктових псамітів, серед яких виділяються поліміктові і граувакові різниці. Мономіктові й олігоміктові псаміти належать до класу калієвих і висококалієвих утворень, поліміктові – до калінатрової, а серед граувак виділяють як калієві, так і натрієві відміни.

Значну частину розрізу середньої підсвіти становлять сланці, представлені тонкозернистими філітоподібними породами темно-сірого забарвлення (рис. 3.13). Головними породоутворюючими мінералами в них є серицит, кварц, біотит, залежно від кількісних співвідношень, серед яких розрізняються кварц-серицитові, кварц-біотитові, біотит-кварцові, біотитові і двослюдяні відміни. Величина зерен мінералів має соті долі міліметра. Зерна кварцу значно менше слюдисті і часто мають кутасту форму. Вирізняють хлорит, турмалін, рудні мінерали. Структура порід мікролепідобластова.

Результати петрохімічних перерахунків хімічного складу сланців (див. табл. 3.2, ан. 26–72) свідчать, що вони сформувалися за рахунок метаморфізму алеврит-аргілітових і первинно глинистих порід. Зіставлення їх із параметрами еталонних груп глин і близьких до них утворень (рис. 3.14, зона FA) засвідчує, що більшість сланців є первинно глинистими породами, що належать до трьох типів глин: змішані гідрослюдясті глини калієвого ухилу, монтморілонітові і змішані глини трьох груп – клінохлор-пенін, вермикуліт-палигорскіт і шамозит. Серед сланців також є такі, що утворилися за рахунок метаморфізму високоглинистих псамітів, тобто близьких до аргілітів та алевролітів (див. рис. 3.14, 3.15). У поодиноких випадках метаморфізовані аналоги алевролітів розпізнаються і за петрографічними методами. Це, як правило, сланцюваті породи, уламкова складова яких представлена кварцом [139].

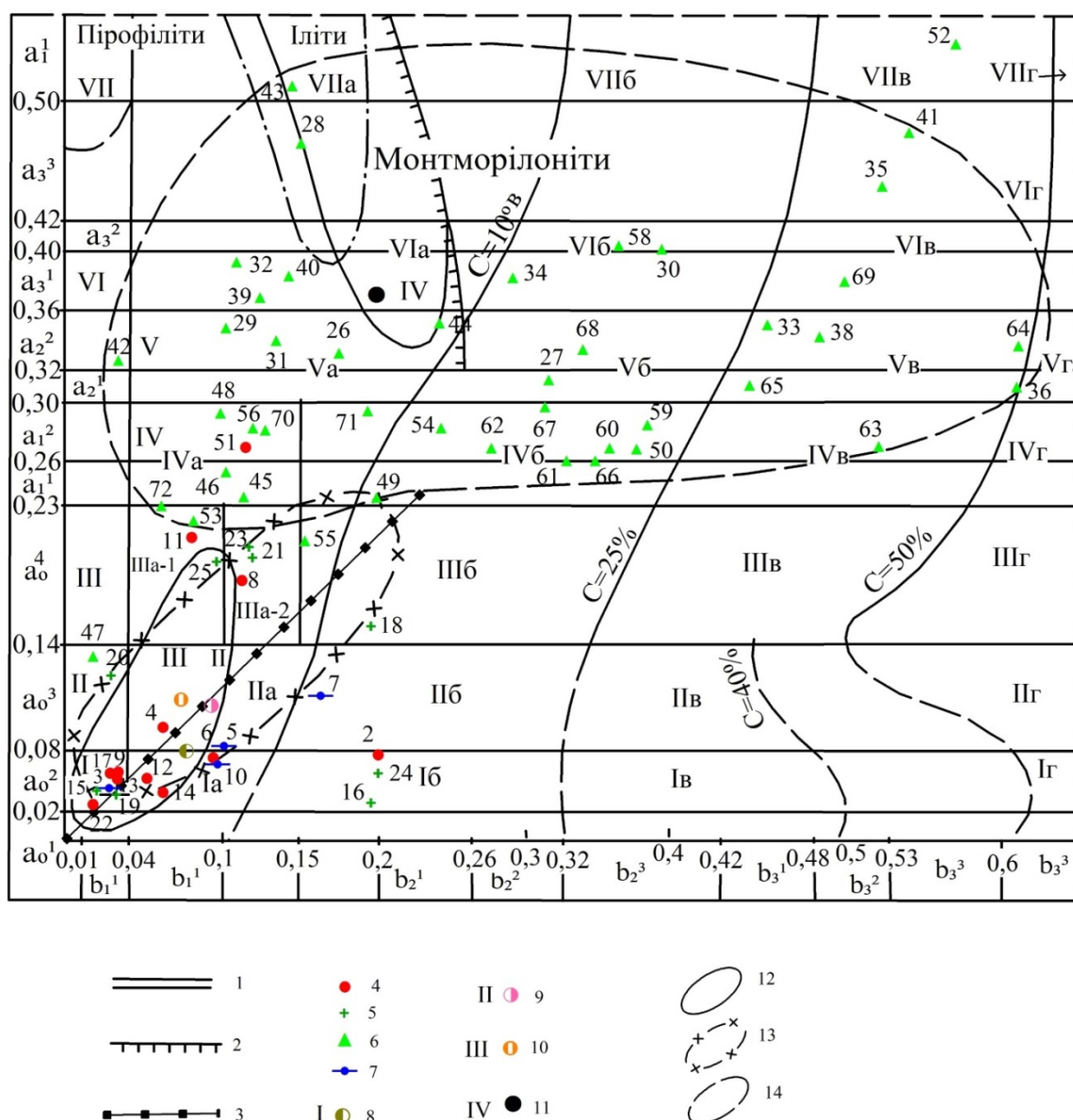


Рис. 3.15. Розташування фігуративних точок порід метакластогенної частини скелюватської світи на діаграмі «а – b»
(глиноземистий модуль – загальна меланократовість)
(побудовано автором за методикою О. Нейолова)

1 – межа надгруп і груп осадових порід; 2 – глинистий поріг; 3 – лінія, яка приблизно відповідає $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) = 0$; 4 – фігуративні точки метапісковиків нижньої підсвіти; 5 – фігуративні точки метапісковиків середньої підсвіти; 6 – фігуративні точки сланців середньої підсвіти; 7 – фігуративні точки цементу метаконгломератів; 8 – точка середнього складу метапісковиків нижньої підсвіти; 9 – точка середнього складу метапісковиків середньої підсвіти; 10 – точка середнього складу метапісковиків світи загалом; 11 – точка середнього складу сланців середньої підсвіти;

12 – поле фігуративних точок метапісковиків нижньої підсвіти; 13 – поле фігуративних точок метапісковиків середньої підсвіти; 14 – поле фігуративних точок сланців середньої підсвіти.

Цифрові позначення всередині поля надгруп і груп порід: I – кварцові псамітолїти, ультрасиліцити; Ia – слабокарбонатисті, слабо залізисті; Ib – карбонатисті, залізисті; Iv – карбонатні високо залізисті; Ig – піщані карбонатолїти; II – олігоміктові псамітолїти, силіцити; IIa – слабокарбонатисті, слабо залізисті; IIб – карбонатисті, залізисті; IIв – карбонатні, карбонатно-залізисті; IIг – піщані карбонатолїти; III – поліміктові псамітолїти, кислі туфи, субсиліцити; IIIa-1 – аркози середнього та основного складу; IIIa-2 – поліміктові пісковики; IIIб – граувакові пісковики, карбонатисті та залізисті поліміктові пісковики, туфи середнього та основного складу; IIIг – піщані карбонатолїти; IV – олігоміктові алевроліти, кислі туфи; IVa – поліміктові алевроліти; IVб – граувакові алевроліти; IVв – карбонатні алевроліти, глиноземисті псамітолїти; Ig – алевролітові карбонатолїти; V-Va – алевролітові аргіліти; Vб – карбонатисті; Vв – карбонатні; Vг – мергелі; VI-VIa – пелітові аргіліти; VIб – карбонатисті, залізисті; VIв – карбонатні; VIг – мергелі помірно глиноземисті; VII – пірофілітові субсіаліти; VIIa – ілітові, гідрослюдисті субсіаліти; VIIб – карбонатисті, залізисті субсіаліти; VIIв – карбонатні субсіаліти; VIIг – мергелі субсіалітові.

Цементом служить кварц-серицитовий матеріал з поодинокими зернами карбонату, циркону і рудного мінералу. Структура порід бластоалевролітова, текстура шарувата, виражена чергуванням прошарків, збагачених серицитом й істотно кварцових, потужність яких визначається міліметрами [138].

З-поміж сланців вирізняються також власне пелітові і пеліт-аргілітові породи (див. рис. 3.14, 3.15). У групі пелітових аргілітів, як і серед аргілітів, розрізняють карбонатні й карбонатизовані натрій-калієві, суперкалієві відміни, а у складі пелітів виділяють гідро слюдисті та ілітові карбонатні, а також мергелеві утворення (рис. 3.15).

Підводячи підсумок характеристики нижньої і середньої підсвіт скелюватської світи відзначимо, що в їх будові беруть участь осадові породи чотирьох літотипів: конгломерати, гравеліти, пісковики, філітоподібні сланці, що утворюють чотири поступово змінних асоціації порід: I тип –

піщаник + гравеліт; II тип – гравеліт + конгломерат + піщаник; III тип – гравеліт + піщаник $\pm$ конгломерат; IV тип – піщаник + філітоподібний сланець $\pm$ гравеліт.

Конгломерати, як уже зазначалося, займають підпорядковане значення у складі світи і у площинній будові утворюють невитримані тіла, приурочені до контакту нижньої і середньої підсвіти. У кількісному відношенні обсяг конгломератів у розрізі світи прямо пов'язаний з її потужністю (рис. 3.4, 3.5). Так, у межах східної частини замикання Основної синкліналі, де потужність світи досягає 250–300 м, конгломерати займають близько 50–70 % об'єму розрізу нижньої підсвіти, при потужності останньої 120–140 м, тоді як на південній і західній ділянках, де потужність підсвіти зменшується до 25–40 м, їх об'єм становить 10–15 %. У розрізі східної частини налічується від 4–5 до 8–10 прошарків конгломератів потужністю 2–10 м [134].

Залежно від розміру гальки розрізняють дрібно-середньогалькові, середньогалькові і крупногалькові до валунів різновиди порід. Дрібно- і середньогалькові конгломерати приурочені в основному до нижньої частини пачок. Розмір гальки в них коливається від 0,5 до 2,0 см. Форма гальок ізометрична, подовжена, ступінь обкатаності середній і достатній. Уміст гальки в породі не перевищує 40–60 %. Здебільшого дрібно-середньогалькові конгломерати поступово змінюються середньогалькові, що містять гальку розміром 2,0–3,5 см достатнього ступеня обкатаності і подовженої, веретеноподібної форми (рис. 3.16). У крупногалькових конгломератах середній розмір уламків по довгій осі коливається в межах 5–7 см, але трапляються і валуни розміром 10–15, рідко 20 см (рис. 3.17). Форма гальок винятково веретеноподібна, з тонким одним і більш потовщеним іншим кінцем. У середньо- і крупногалькових конгломератах уміст гальки зростає до 70–80 %. Довгі осі всіх гальок орієнтовані у напрямку падіння порід, гальки розташовуються тонкими кінцями в один бік, що при розгляді прошарків у плані нагадує черепичну кладку (рис. 2.5).

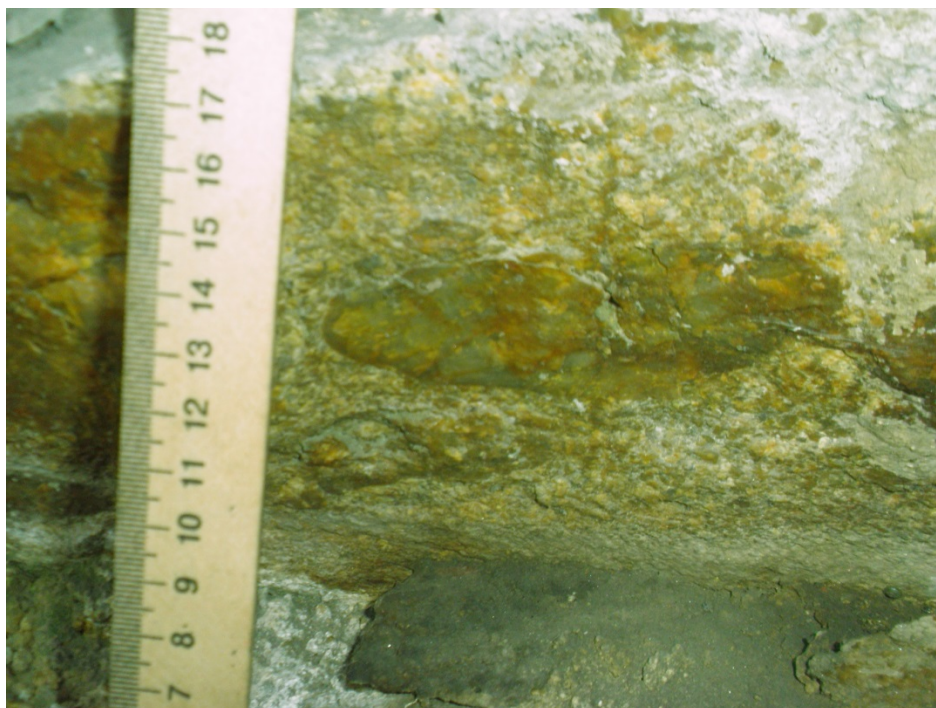


Рис. 3.16. Вигляд веретеноподібної гальки
(правий берег р. Інгулець за течією на 400 м від автомобільного мосту по
вул. Переяслівській)



Рис. 3.17. Зображення валунної гальки
(правий берег р. Інгулець за течією на 500 м від автомобільного мосту
по вул. Переяслівській)

Зі сходу на захід нахрест простягання Основної синкліналі конгломерати фаціально заміщуються гравелітами і пісковиками, про що свідчить зменшення кількості та потужності прошарків до 1–5 м (рис. 3.4, 3.5), (додаток А), а також розмір та кількість гальки. У межах південної та західної частин замикавання конгломерати переважно дрібно-середньогалькові, а кількість гальок не перевищує 40–60 % об'єму породи [129].

Усі конгломерати близькі за складом і утворені з гальок кварцитів, кварцу, кварцових пісковиків і гравелітів, сланців. Переважають гальки кварцитів і жильного кварцу, що становлять близько 70–80 % об'єму гальки, причому у дрібно-середньогалькових конгломератах їх кількість приблизно однакова, з невеликими коливаннями (до 10 %) в ту чи ту сторону, а в крупногалькових галька кварцитів помітно домінує, складаючи близько 50–60 %. Серед кварцитів виділяються два різновиди: мономінеральні мікрокварцити і слюдисті кварцити. Перші є агрегатом приблизно однакових за величиною зерен кварцу (0,1 мм і дрібніше), у якому трапляються окремі великі гравійні частинки і відокремлення, що є результатом збиральної перекристалізації більш дрібних зерен, на що вказує добре помітна під мікроскопом у спилі на поверхні окремих піщинок колишня форма зерен кварцу. Слюдисті кварцити характеризуються дрібнозернистим складом і вмістом окрім кварцу, лусочок серициту і біотиту, останній трапляється значно рідше. Серицит виявлено у вигляді окремих дуже дрібних лусочок, що утворилися, очевидно, за рахунок глинистого цементу плівкового типу дрібнозернистих відмін кварцових пісковиків [139].

Кварц у гальці в основному виражений жильним різновидом. За кольором розрізняються гальки світло-сірого, сірого, білого, темно-сірого кварцу. Усі зазначені різновиди перемішані, однак простежується слабо виражена закономірність у розподілі гальки темно-сірого кварцу: нею збагачені нижні частини пачок середньо-дрібногалькових конгломератів; потужність таких зон досягає перших десятків сантиметрів.

У результаті мінералотермобарометричних досліджень, проведених

А. Росіхіною [225], було встановлено, що гальковий кварц розрізняється за фізичними особливостями та умовами формування. Вивчено характер розподіл вкраплень у мінералі, особливості фазового складу і агрегатного стану мінералоутворюючих розчинів, а також встановлено температурні параметри мінералоутворення, що дало змогу виділити такі різновиди кварцу:

1. Кварц щільний сірий, темно-сірий, нерівномірно забарвлений, слабо просвічує, тріщинуватий, характеризується високими температурами гомогенізації газowo-рідких вкраплень, що змінюються в межах від 655–560 до 460–325°C; сформувався гідротермальними мінералоутворюючими розчинами підвищеної концентрації.

2. Темно-забарвлений, димчатий, прозорий, а також темно-сірий, бузковий, слабо просвічує до непрозорого, кварц характеризується пневматолітовим станом мінералоутворюючих розчинів і значними температурами гомогенізації первинних і первинно-вторинних вкраплень, що дорівнюють 650–550–460°C. У його складі наявні прожилки і дрібні вкраплення сульфідів.

3. Білий, сіруватий, смугастий, прозорий до напівпрозорого, кварц із температурами гомогенізації вкраплень 470–326–305°C і характерним вкрапленням піриту.

Вивчення вторинних вкраплень, температури гомогенізації яких коливаються в інтервалі 275–215 і 140–120°C, засвідчило, що мінералоутворюючими розчинами послуговували гідротерми, так чи інакше насичені вуглекислотою. У деяких випадках простежується термодинамічна гетерогенізація розчинів з частковим виділенням CO₂ (явище скипання) і появою серед значної кількості різнонаповнених вмістів (гомогенного) водного розчину вуглекислоти. Наявність у складі гальки кварцу вкраплень із вуглекислотою і температурний інтервал їх гомогенізації засвідчують його належність до золоторудного кварцу, що може бути однією з ознак оцінки перспектив рудоносності конгломератів.

Близько 10–15 % гальки утворюють гальки кварц-серицитових і серицит-кварцових сланців. Це переважно від дрібно- до тонкозернистих утворень із розміром зерен кварцу меншим 0,1 мм. Серицит тонколукуватий, рівномірно розсіяний у породі, подекуди має бурувате забарвлення, викликане оксидами і гідроксидами заліза, які просочували породу. Інколи у сланцях трапляється дрібнолукуватий біотит. В особливо багатих серицитом відмінах простежуються вкраплення дрібних зерен рудних мінералів, а також скупчення дрібних пилоподібних частинок, які, за визначенням В. Лазуренко [103], є метаморфізованими залишками синьо-зелених водоростей.

У незначній кількості (2–3 % об'єму гальки) у складі конгломератів виділяються обкатані уламки гравелітів, утворених мономінеральними, що мають вигляд зростків кварцових зерен, гравійних частинок, зцементованих серицит-кварцовим матеріалом.

Найбільш рідкісними є гальки метаморфізованих основних ефузивів, які є поодинокими. Це дрібнозернисті сланці, що складаються з тонкоголкового актиноліту, біотиту, що утворює невеликі скупчення лусочок, плагіоклазу альбітового складу, представленого рідкісними зернами прямокутного перетину і витягнутими лейстами. Трапляються хлорит, рудний мінерал, кварц і голчасті зерна апатиту. Структура порід, завдяки великій кількості тонких голок актиноліту, близька до фібролітової [109].

Цементом для конгломератів слугують різнозернисті пісковики, аналогічні за петрографо-мінералогічними особливостями до таких, що утворюють самостійні прошарки у складі світи і є одним з її головних членів, що підтверджується подібністю їх петрохімічних параметрів. На діаграмах О. Предовського та О. Нейолова (рис.3.14, 3.15) фігуративні точки хімічного складу пісковиків з цементу конгломератів (т. 3, 5, 7, 10) розташовуються в тих самих полях, що й інші псаміти світи, тим самим підкреслюючи їх спорідненість. Незначні зміни у складі цементуючого матеріалу пісковиків спостерігаються в латеральному відношенні. Головними

породоутворюючими мінералами цементу є кварц і серицит. Біотит і хлорит трапляється рідко, виняток становить східна частина замикання Основної синкліналі, де грубоуламкова товща нижньої підсвіти залягає на сланцевих конгломератах нижньої її ж частини (рис. 3.7, 3.8). У цьому розрізі з глибиною в цементі збільшується кількість хлориту, він стає головним породоутворюючим мінералом, збільшується також кількість карбонату. З акцесорних мінералів у цементі виділяють гранат, апатит, турмалін, циркон, монацит, рутил. Рудні представлені піритом і піротином, трапляються магнетит і хроміт. Детальне вивчення типоморфних властивостей циркону, проведене В. Іванченко [64], дало змогу встановити прямий кореляційний зв'язок між цирконом із конгломератів і цирконом архейських плагіогранітоїдів.

Верхня підсвіта сформована асоціацією талькових, хлорит-талькових, хлорит-карбонат-талькових, карбонат-тальк-актинолітових, хлорит-тремолітових сланців, які утворюють групу головних членів. До другорядних належать метапісковики, метагравеліти, філітоподібні сланці, які спостерігаються у приконтактних частинах з середньою підсвітою, а також актинолітити, тремолітити та кварц-карбонатні породи [14].

Проведена автором реконструкція первинного складу порід підсвіти свідчить, що серед її утворень є метаморфізовані аналоги перидотитових, піроксенітових коматіїтів, а також коматіїтових базальтів. До 80 % об'єму розрізу становлять перидотитові коматіїти, на частку піроксенітових відмін припадає 15 %, а кількість коматіїтових базальтів не перевищує 5 % (рис. 3.18).

У розрізі підсвіти переважають (до 80 % його об'єму) метаморфізовані перидотитові коматіїти, представлені карбонат-хлорит-тальковими, карбонат-хлорит-тальк-актинолітовими і карбонат-актиноліт-хлорит-тальковими сланцями, які утворюють прошарки потужністю від 8 до 20 м (рис. 3.19). Основним породоутворюючими мінералами цих порід у районах поширення зеленосланцевої фації метаморфізму (Саксаганський район і

замикання Основної структури) є тальк (70 %), хлорит (15 %) і карбонат (15 %). На ділянках, де ступінь метаморфізму підвищується до епідот-амфіболової фації (Східно-Ганівська смуга, Тарапако-Лихманівське простягання), головним мінералом є амфібол, представлений тремолітом або малозалізистим актинолітом, а тальк, уміст якого становить 10–30 % об'єму, і хлорит (1–10 %) займають підпорядковане розташування у складі порід [133].

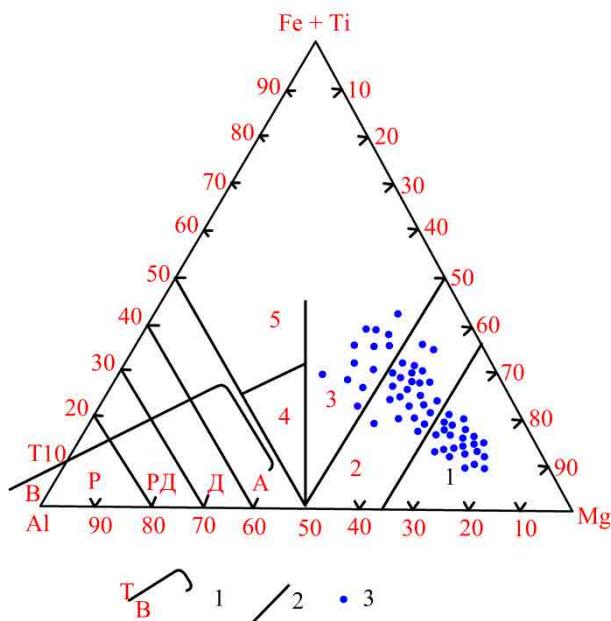
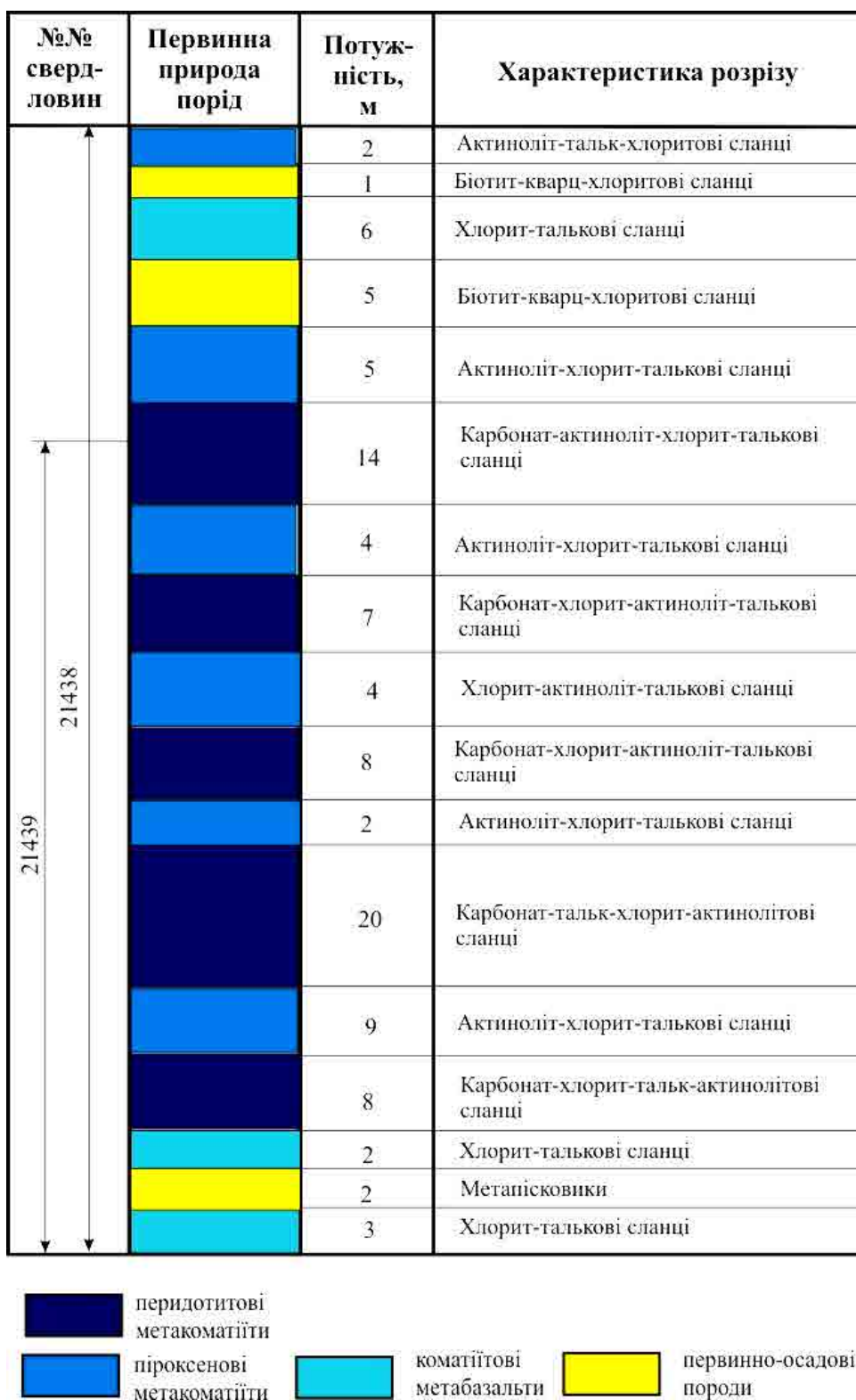


Рис. 3.18. Положення фігуративних точок порід верхньої підсвіти скелюватської світи на діаграмі Л. Дженсена [133]

1 – тренд, який поділяє поля толеїтової (Т) та вапнисто-лужної (В) серій; 2 – тренд, який поділяє поля вулканогенних порід: Р – ріоліти, РД – ріоліт-дацити, Д – дацити, А – андезити, 1 – перидотитові коматіїти, 2 – піроксенітові коматіїти, 3 – коматіїтові базальти, 4 – толеїти, 5 – залізисті толеїти; 3 – фігуративні точки порід верхньої підсвіти скелюватської світи.

Піроксенітові відміни коматіїтів, кількість яких не перевищує 15 % об'єму розрізу підсвіти, характеризуються підвищеним вмістом хлориту (10–15 %). Кількість карбонату в них змінюється в межах від перших об'ємних відсотків до 20 %. Для амфіболових відмін характерним є актиноліт із вищим, порівняно з перидотитовими метакоматіїтами, вмістом заліза та глинозему. Найпоширенішими їх метаморфізованими аналогами є актиноліт-

хлорит-талькові сланці, які утворюють прошарки потужністю 2–5 м.



Метаморфізовані коматіїтові базальти в розрізі підсвіти представлені хлорит-тальковими сланцями, які характерні для його фронтальних частин, де перешаровуються з метатеригенними породами (рис. 3.19). Потужність їх прошарків коливається від 2 до 6–8 м. На 75 % вони складаються з хлориту, а вміст тальку не перевищує 10 % об'єму породи. У незначній кількості (до 5 %) в них наявні карбонат і амфіболи (рис. 3.20).

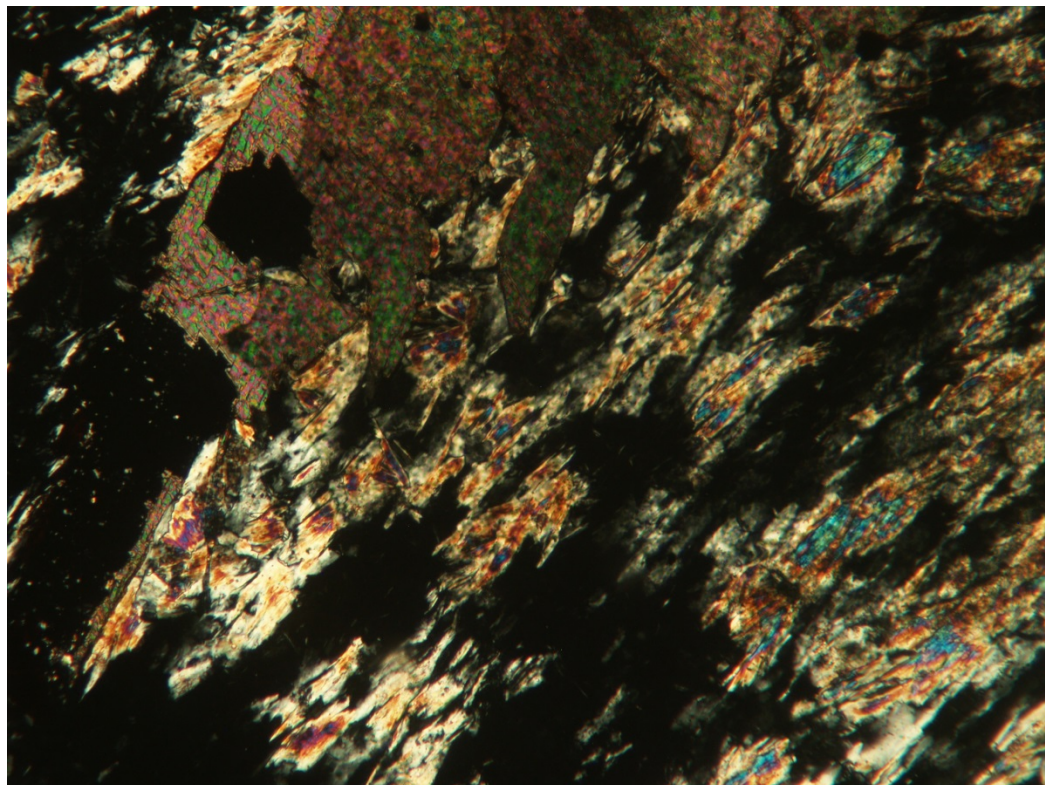


Рис. 3.20. Хлорит-тальковий сланець.

(правий берег р. Саксагань у районі житлового масиву Артем,
збільшення – 100х)

Характерною особливістю розрізу підсвіти є закономірне чергування двокомпонентних ритмів, представлених асоціацією перидотитові метакоматіїти + піроксенітові метакоматіїти (див. рис. 3.19).

Потужність підсвіти змінюється вздовж простягання Криворізької структури від перших метрів (Тарапако-Лихманівське простягання) до 240 м (район родовища шахти ім. М. В. Фрунзе) при переважній її потужності 120–140 м [92].

Формування метаультрабазитової асоціації підсвіти на метакластолітах нижніх підсвіт є результатом закономірного еволюційного процесу розвитку проторифтів, до яких належала і Криворізька структура на ранніх стадіях становлення [13]. Відомо, що максимумами трансгресій та регресій збігаються з інтенсифікацією прояву ендегенних процесів [11]. У цьому конкретному випадку регресивно-трансгресивний макроцикл нижньої і середньої підсвіт завершився поновленням глибинних розломів і проявленням тріщинного вулканізму ультраосновного складу, який і спричинив накопичення породних асоціацій верхньої підсвіти.

3.2. Будова і склад конгломератовміщуючих товщ глеюватської світи

Глеюватська світа належить до типу власне конгломератових. Підтвердженням цього є великі потужності конгломератових тіл, належність їх до головних членів світи, обов'язковий уміст у будові асоціацій порід, представлених конгломератами і пісковиками. Останні одночасно цементують гальковий матеріал.

Більшість дослідників Кривбасу вслід за Г. Каляєвим [68], ґрунтуючись на уявленнях про геосинклінальний розвиток району, виділяють грубоуламкові утворення верхньої частини розрізу Криворізької структури як моласової формації, що сформувалася в крайовому прогині на заключній стадії геосинклінального режиму. Аналіз внутрішньої будови Криворізької структури свого часу дав змогу Е. Лазьку і А. Сіворонову [97; 98] висловити припущення про те, що Криворізько-Кременчуцька зона є прирозломним зародковим геосинклінальним прогином. Усе це дало можливість І. Параньку [130] вважати розглянуті грубоуламкові утворення не типовими моласами, а, за аналогією до філітовидних товщ услід за Н. Васоєвичем і Л. Рухіним [25; 161], називати їх моласоїдними. В. Покалюк та ін. [91] на основі матеріалів Криворізької надглибокої свердловини, дійшли висновку, що породи

глеюватської світи не мають ознак континентальної моласової формації, а є пляжними конгломератами – узбережно-басейнового генезису.

Конгломератова формація (*нижня підсвіта*) разом із піщовиком-сланцевою (*верхня підсвіта*), утворюючи латеральний формаційний ряд, формують глеюватську світу і завершують розріз стратифікованих утворень Криворізької структури.

У будові асоціації порід *нижньої підсвіти* глеюватської світи беруть участь поліміктові конгломерати і кварц-польовошпатові, польовошпат-кварцові піщовики, які водночас виступають як головні члени світи (рис. 3.21). До другорядних належать кварцові, кварц-біотитові, іноді з гранатом і амфіболом сланці, що утворюють прошарки і лінзи потужністю від 2 до 5 м серед конгломератів. Сланці більш характерні для верхньої частини розрізу підсвіти, де вони утворюють прошарки потужністю від 0,5–1,0 до 5–10 м, перешаровуючись із піщовиками [234].

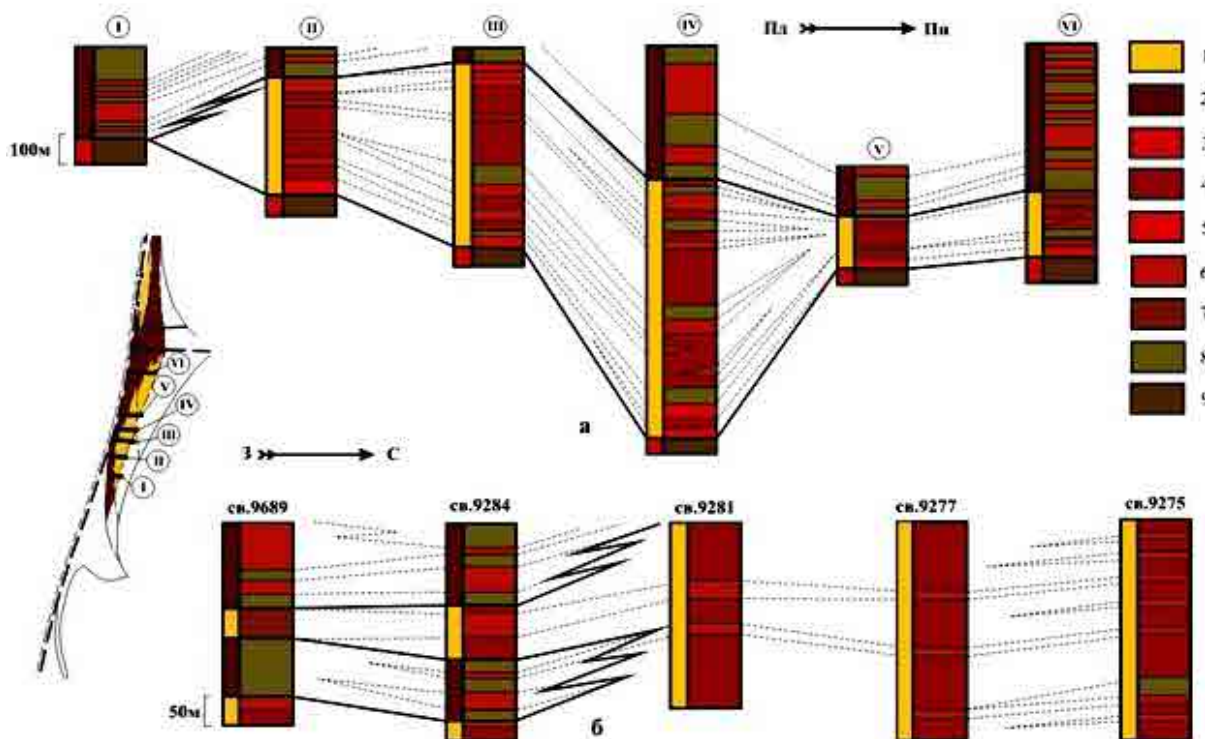


Рис. 3.21. Кореляція розрізів глеюватської світи Саксаганського району Кривбасу (за [234])

а – зведений розріз у профіль конгломератового тіла; б – розріз упоперек простягання

1 – 2 світи і підсвіти: 1 – нижня підсвіта глеюватської світи; 2 – верхня підсвіта глеюватської світи; 3 – гданцівська світа; 4 – метаконгломерати; 5 – метапісковики крупнозернисті; 6 – метапісковики дрібнозернисті; 7 – метапісковики із вкрапленнями поодинокі гальки; 8 – тонкоритмічне перешарування біотитових, кварц-біотитових і амфіболовмісних сланців; 9 – перешарування графітовмісних сланців і метапісковиків гданцівської світи. Римськими цифрами позначені профілі свердловин, на базі яких побудовані зведені розрізи, пробурені на широтах родовищ: I – шахти ім. С. М. Кірова, II – шахти ім. К. Лібкнехта, III – шахти ім. Комінтерна, IV – шахти ім. М. В. Фрунзе, V – шахти “Ювілейна”, VI – шахти ім. В. І. Леніна.

Однією з особливостей нижньої підсвіти є зміна її потужності і характеру будови на площі. У межах Саксаганського району піщано-конгломератова асоціація розкрита численними свердловинами на площі від широти рудоуправління ім. К. Лібкнехта до широти рудника ім. Леніна [92].

Установлено закономірне збільшення потужності підсвіти в цілому і конгломератових тіл зокрема з півдня (район РУ ім. К. Лібкнехта) і півночі (РУ ім. Леніна) у напрямку до широти рудника ім. Фрунзе, від 100–150 до 700–800 м. Така ж закономірність спостерігається і в Ганівському районі, де потужність підсвіти змінюється вздовж простягання від 75–150 до 300–350 м, зі збільшенням її до центральної частини підсвіти. У межах широти Девладівської зони розломів (район Первомайського рудника) дані глибокого буріння відсутні, але при бурінні свердловини 20500 («Супутник») у районі Криворізької надглибокої свердловини розкрита товща теригенних порід потужністю до 700 м, наявність якої свідчить, що і тут є схоже за характером будови і складу формаційне тіло [32].

Зміна потужності нижньої підсвіти вздовж простягання Криворізької структури вказує на те, що в повздовжньому профілі породні тіла мають лінзоподібну форму. Внутрішня будова їх однотипна. У Саксаганському районі розріз центральної частини тіла (район рудника ім. Фрунзе) представлений товщею потужністю до 800 м, сформованої конгломератами, пісковиками і сланцями. Конгломерати становлять близько 80 % об'єму

розрізу, утворюючи окремі пачки потужністю від 25 до 250 м, розділені прошарками пісковиків і сланців. Перші безпосередньо залягають на конгломератах або трапляються всередині них і перекриваються сланцями, утворюючи, таким чином своєрідну асоціацію конгломерат + піщаник + сланець, яка є завершеним трансгресивним ритмом вищого порядку, тричі повторюваним у розрізі товщі. Потужність прошарків пісковиків і сланців змінюється від 10–20 до 75–100 м. Контакти між зазначеними літотипами поступові. У межах рудника ім. Комінтерна і К. Лібкнехта тричленна ритмічна будова підсвіти витримується, однак у будові елементарного парагенезису беруть участь тільки конгломерати і пісковики. Останні характерні для нижньої частини розрізів. У напрямку рудників ім. XX Партз'їзду та ім. Леніна потужність підсвіти зменшується до 50–70 м, при цьому пісковики утворюють лише малопотужні (перші метри) прошарки і лінзи [234].

Зміна характеру будови підсвіти спостерігається і навхрест простягання формаційного тіла, при цьому відзначається чітка закономірність зменшення потужності й кількості конгломератів зі сходу на захід з одночасним збільшенням кількості пісковиків і сланців. У нижніх частинах розрізу асоціація конгломерат + піщаник у напрямку на захід поступово заміщується тріадою конгломерат + піщаник + сланець, яка вгору за розрізом витісняється асоціацією піщаник + сланець. Остання становить основу елементарного парагенезису верхньої підсвіти, яка фаціально заміщає нижню підсвіту за латераллю у вертикальному відношенні.

Аналогічними рисами будови характеризується *нижня підсвіта* глеюватської світи в Ганівському районі (рис. 3.22). Відмінність полягає в тому, що потужність її тут, на відміну від Саксаганського району, змінюється навхрест простягання із заходу на схід від 700–750 до 300–350 м [92]. У будові підсвіти цього району беруть участь два типи асоціацій порід. Перший утворений асоціацією конгломерат + піщаник, другий – асоціацією конгломерат + сланець ± пісковик. Перший тип характерний для нижньої

частини розрізу підсвіти, у якій конгломерати займають провідне місце, а другий завершує розріз і бере участь у будові флангів лінзовидного формаційного тіла, фаціально заміщаючись верхньою підсвітою.

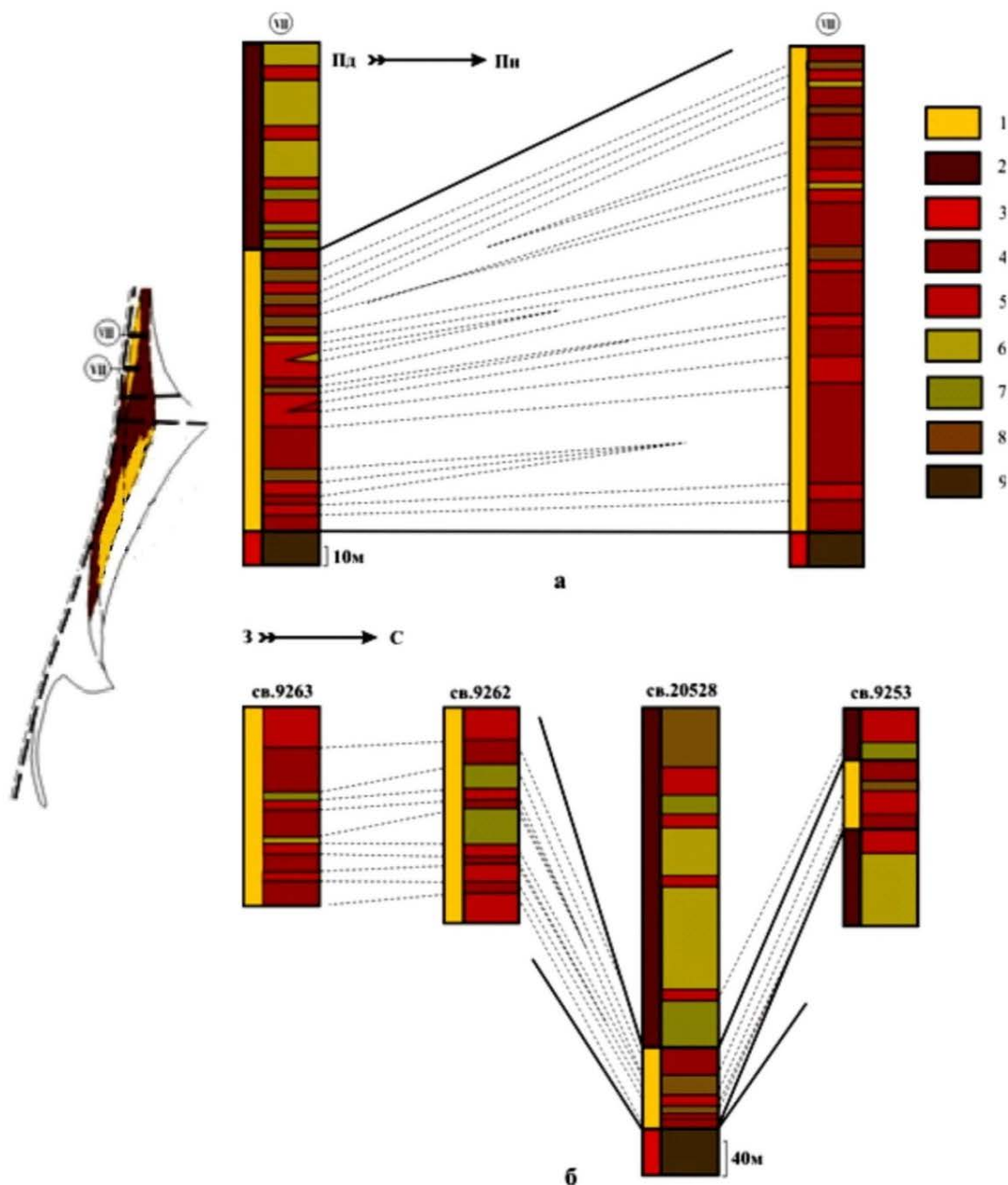


Рис. 3.22. Кореляція розрізів глеуватської світи Ганівського району Кривбасу [234]

а – зведений розріз у профіль конгломератового тіла; б – розріз упоперек простягання

1 – 2 формації: 1 – моласоїдна метаконгломератова, 2 – метапісковикова сланцева; 3 –

гданцівська світа; 4 – метаконгломерати; 5 – метапісковики; 6 – біотитові, кварц-біотитові, кварц-польовошпат-біотитові сланці; 7 – амфібол-біотитові, амфібол-польовошпат-біотитові сланці; 8 – тонкоритмічне перешарування біотитових, кварц-біотитових і амфіболовмісних сланців; 9 – перешарування графітовмісних сланців і метапісковиків гданцівської світи. Римськими цифрами позначені профілі свердловин, на базі яких побудовані зведені розрізи, пробурені на широтах родовищ: VII – шахти “Червоний забійник”, VIII – шахти “Синя”.

Ще однією істотною відмінністю конгломератів Саксаганського і Ганівського районів є зміна складу галькового матеріалу. Конгломерати Саксаганського району є щільними середньо-крупногальковими утвореннями світло-сірого кольору. Розмір гальки коливається від 1–2 до 10–20 см (валуни). У середині конгломератових прошарків спостерігаємо збільшення розміру гальки від їх підшови і покрівлі до центральної частини. У тій же послідовності відбувається й збільшення кількості гальки в породі від 40–50 до 70–80 %. Форма гальок довгаста, округла, ступінь обкатуності середня і достатня. За складом виділяються дві групи гальок.

Перша об’єднує гальки, представлені породами саксаганської світи, яка залягає нижче: кварцито-пісковиками, метапісковиками, безрудними і залізистими кварцитами, доломітовими мармурами, вуглистими, біотитовими, кварц-біотитовими, кварц-карбонатними, кварц-хлоритовими, кварц-хлорит-актинолітовими сланцями. Друга група (10–15 % усього галькового матеріалу) містить гальки плагіогранітів, плагіомігматитів, метаморфізованих ефузивів, вторинних кварцитів, основних і ультраосновних порід, джерелом яких, очевидно, були гранітоїди, суперкрустальні і метаморфізовані утворення Аульського, а також Середньопридніпровського структурно-формаційних комплексів. Гальки цих порід більш характерні для конгломератів верхніх горизонтів підсвіти, у «нижніх» конгломератах галька представлена породами підстеляючих світ [234].

Найбільш значне поширення у складі конгломератів належить галькам

кварцитів і карбонатних порід. Кварцити становлять близько 40–50 % об'єму гальки і є середньозернистими первинно осадовими породами, часто карбонатизованими і сульфідизованими. Вторинні кварцити пофарбовані у світлі тони й іноді мають вигляд яшмоїдів. Незважаючи на те, що всі силікати в породі заміщені кварцом, чітко простежуються реліктові порфірові структури кислих ефузивів, за якими розвинулися вторинні кварцити.

Гальки карбонатних порід становлять 20–30 % об'єму галькового матеріалу, представлені вони доломітовими мармурами і кварц-карбонатними сланцями. Останні характеризуються дрібно-середньозернистими структурами. Макроскопічно це білі до чорного кольору породи, часто плямисті, «рябі», з концентричною будовою. У складі переважають кальцит і доломіт, нерідко відзначаються гідробіотит, хлорит, тремоліт. Гальки мають сильно витягнуту форму, деформовані, роздавлені уламками більш щільних порід, що вказує на їх пластичність і «текучість» у процесі метаморфізму. Доломітові мармури складаються на 55–60 % з доломіту і 35–40 % кальциту, у поодиноких зернах спостерігається кварц, тремоліт, діопсид. Структура порід гранобластова.

У складі карбонатної гальки виявлені залишки мікроорганізмів [227], що дають змогу конкретизувати вік не тільки описуваної підсвіти, але й час формування відкладів гданцівської світи – одного з джерел уламкового матеріалу. При вивченні конгломератів, розкритих свердловиною 19956 у районі рудника ім. К. Лібкнехта, у верхній частині грубоуламкової пачки (гл. 618 м) виявлено комплекс фітолітів, що демонструють виразну морфологічну схожість із рифейською групою *Vesicularites Reitlinger*, яка поширена в рифеї Сибіру, Уралу, Східноєвропейської платформи, Кавказу та інших регіонів [58; 59; 60; 156]. Там само виявлені дрібні фітоліти, які зіставляються з виділеними раніше А. Снежком [183] у групу *Granulites Snezko*, і великі форми, подібні до фітолітів, описаних Л. Белокрисом і Л. Мордовцем [13] як *Coysium oligomerum Biel. et Mord.* Проведені роботи,

спрямовані на пошуки мікрофітолітів в породах підсвіти, дали змогу доповнити список форм мікроорганізмів і встановити нові форми, які раніше не відмічені у складі порід верхньої світи криворізької серії. Так, у конгломератах, розкритих свердловиною 19956 на гл. 600 м, виявлена *Osagia kolimaella milts.*, яка відома з середньо-верхньорифейських відкладів Арктики, а на глибині 603,2 м – *Nubecularites abustus Z.Zhur*, що трапляється в юдомському комплексі стратотипічного розрізу Південного Уралу [60; 120]. У конгломератах свердловини 20603 (гл. 267,7 м) району рудника ім. Фрунзе і свердловини 19956 (гл. 593,0 і 618,0 м) району рудника ім. К. Лібкнехта виявлені нові форми вермікулітесів і весікулярітесів, що належать до групи *Vermiculites Reitlinger* з середньо-верхньорифейських комплексів уральського і сибірського розрізів рифея [59; 156]. Окрім відмічених фітолітів, що характеризуються досить високим ступенем еволюційного розвитку, у деяких інтервалах розрізу (свд. 19956 – гл. 594,7; 600,5; 608,2; 618,0 м) відзначені залишки водоростевих колоній, які є сформованими онколітами, що нагадують нижньопротерозойські водорості *Renalcis Vologdin* і *Betinevia Vologdin* [29].

Наведений комплекс мікроорганізмів виявлений не тільки у складі гальки, а й в уламковій складовій цементу конгломератів. Ці дані дають змогу припустити, що формування конгломератів відбувалося в рифейський час, що суперечить сучасним уявленням про нижньопротерозойський вік верхньої частини розрізу Криворізької структури.

Не менш важливе значення для визначення джерел знесення уламкового матеріалу, а також напряму знесення мають так звані екзотичні гальки, що трапляються в поодиноких випадках. Серед них можна виділити обкатані і слабообкатані гальки джеспілітів і кварцитів амфібол-магнетитового складу; кварцових, польовошпат-кварцових пісковиків; графітовмісних і хлоритових сланців, які за своїми петрографо-мінералогічними особливостями схожі з породами гданцівської і саксаганської світ. Значно рідше трапляються гальки плагіоклаз-

актинолітових і актинолітових сланців, що характеризуються гранолепідобластовою і снопоподібною (спініфлекс) структурами, а також кварцових порфірів, порфірові виділення яких представлені польовим шпатом і кварцом. Джерелом такої гальки, цілком ймовірно, могли слугувати розвинені на схід від Криворізької структури утворення Середньопридніпровського комплексу, у складі якого розвинені відмічені породи [235].

Однією з особливостей конгломератів Саксаганського району є невитриманість складу уламкового матеріалу у площинному відношенні. Наявність карбонатних і залізистих порід характерна для ділянок з максимальною потужністю як конгломератових прошарків, так і самої підсвіти (район рудника ім. Фрунзе), а в напрямку до «флангів» підсвіти їх кількість поступово зменшується. Простежуються й зміни у складі уламкового матеріалу навхрест простягання підсвіти. У напрямку до Криворізько-Кременчуцького розлому (зі сходу на захід) відбувається зменшення не тільки кількості гальки карбонатних і залізистих порід, але й уламків плагіогранітів і плагіомігматитів; водночас помітно збільшується частотність гальки жильного кварцу і кварцитів. Такий розподіл галькового матеріалу, з одного боку, вказує на те, що основним місцем осадонакопичення порід підсвіти під час її формування був район рудника ім. Фрунзе, а з іншого – підтверджує східний напрямок знесення уламкового матеріалу.

Конгломерати Ганівського району, як уже зазначалося раніше, в основному утворилися за рахунок знесення уламкового матеріалу з територій розташованих на захід від Криворізької структури. Підтвердженням цього є не тільки зменшення потужності самих конгломератів і підсвіти з заходу на схід, але й аналіз складу уламкового матеріалу [235], однією з особливостей якого є наявність порівняно невеликої кількості залізистих порід і графітовмісних сланців. Основна частина уламкового матеріалу представлена кварцитами і кварцовими пісковиками, що становлять відповідно 40–60 і

30–40 % об'єму. Близько 15–20 % гальки представлено плагіогранітами і мікроклін-плагіоклазовими гранітами, а також амфіболітами, кількість яких не перевищує 10–15 %. Граніти й амфіболіти більш характерні для верхніх горизонтів підсвіти. У поодиноких випадках трапляються гальки біотитових, графіт-біотитових, біотит-графітових сланців і дуже рідко – карбонатних і залізистих порід [232].

Такий склад уламкового матеріалу дає змогу припускати, що при формуванні конгломератів розмивалися: 1) розвинуті в межах Західно-Ганівських смуг породи гданцівської світи, у складі якої, крім графітовмісних і залізистих утворень, наявні кварцити, пісковики та метаморфізовані основні та ультраосновні породи, про що свідчить відносно невисокий ступінь обкатаності уламків залізистих кварцитів, актинолітових і графіт-біотитових сланців, що свідчить про їх незначне перенесення, а також наявність гальки зазначених порід переважно в нижніх частинах розрізу підсвіти; 2) породи Інгуло-Інгулецького структурно-формаційного комплексу, у будові якого беруть участь, разом із графітовими і карбонатними породами, амфіболіти, кварцити і метапісковики; 3) плагіомігматити Інгулецького валу і пов'язані з ними мігматити, а також Кіровоградські граніти, що асоціюють зі стратифікованими утвореннями Інгуло-Інгулецького комплексу [225]. Непрямим підтвердженням належності гальки до утворень розвинених на захід від Криворізької структури порід є не тільки схожість петрографо-мінералогічних особливостей порід і зазначені вище ознаки західного напрямку знесення уламкового матеріалу, але й достатній ступінь обкатаності уламків, який свідчить про більш тривале їх перенесення, порівняно з галькою порід гданцівської світи.

Гальковий матеріал у конгломератах Ганівського розрізу становить близько 70–60 % об'єму породи. Розмір гальки змінюється від 0,5–1,0 до 25–30 см. Сортивання уламків відсутнє, однак спостерігається переважання різниць крупногалькові до валунних конгломератів у нижніх частинах розрізу підсвіти. Форма гальок еліпсоїдальна, овальна, видовжена. Уламки,

представлені більш «м'якими» різновидами порід (сланцями), сплющені, роздавлені.

Цементуючим матеріалом слугують різнозернисті поліміктові пісковики, які одночасно утворюють прошарки і лінзи серед конгломератів і є другим головним членом підсвіти, що бере участь у будові елементарної асоціації. Розрізняються кварц-польовошпатові й польовошпат-кварцові різниці пісковиків [234]. Для Ганівського району одним із головних породоутворюючих мінералів пісковиків є амфібол, кількість якого становить від 10 до 35% об'єму породи, інші породоутворюючі мінерали представлені кварцом (40–50 %), плагіоклазом (10–20 %), біотитом (10–15 %); цементом є кварц-слюдистий матеріал. З акцесорних простежуються апатит, магнетит, турмалін, циркон. У Саксаганському районі пісковики представлені переважно польовошпат-кварцовими і кварц-польовошпатовими відмінами. Це середньозернисті, рідше дрібно- і грубозернисті утворення, що характеризуються середнім і поганим ступенем обкатаності уламкового матеріалу. В уламковій складовій переважають зерна кварцу, на другому місці перебуває плагіоклаз середнього і кислого складу [139]. Цемент поровий і контактний, представлений гідробіотитом, хлоритом, серицитом. Серед уламкових мінералів трапляються також гранат, циркон, апатит, турмалін, карбонат, магнетит. Наявні уламки порід, представлені мікрокварцитами, біотитовими сланцями, кристалічними вапняками, «вуглистими» сланцями, кварцовими метапісковиками.

Як свідчить наведена характеристика, за складом уламків пісковики близькі до охарактеризованих вище конгломератів. Склад і зернистість пісковиків підсвіти практично не змінюється по вертикалі і в латеральному напрямку. Відзначаються тільки незначні варіації розмірів уламків та їх складу. Іноді з'являються породи з уламками алевритового розміру, у них зазвичай кластогенна частина в кількісному відношенні поступається цементу [106].

Аналіз петрохімічних параметрів пісковиків підсвіти, які ми одержали

шляхом перерахунків їх хімічного складу (табл. 3.4) за методами О. Нейолова і О. Предовського [123, 152], у деяких випадках підтверджує результати петрографічних досліджень. Відповідно до класифікації О. Предовського, псаміти підсвіти належать до граувакових утворень (рис. 3.23). Високі негативні значення коефіцієнта «К» (див. табл. 3.4) свідчать про переважання у складі більшості псамітів натрію над калієм, що, за Л. Рухіним [161], пояснюється недовготривалим перенесенням розмитого матеріалу. Широкі коливання величини параметра «А» не тільки свідчать про належність граувак до малоглинистих, глинистих і високоглинистих утворень (що, очевидно, визначено відмінністю у величинах співвідношень кластогенної складової і цементу), але вказує на низький ступінь осадової диференціації матеріалу. Більш чітко розчленовуються в цьому відношенні псаміти на діаграмі О. Нейолова (рис. 3.24). Основна частина фігуративних точок псамітів розташовується в полі III-в, що свідчить про належність їх до граувакових пісковиків. Поодинокі точки (т. 1, 20, 21, 26) потрапляють у поле III-а-2 – поліміктових пісковиків. Інша їх частина тяжіє до межі полів III і IV – поліміктових і граувакових алевролітів. Величина параметра «К» дає змогу віднести псаміти підсвіти до калі-натрового класу, що також підтверджує належність їх до граувак.

Підпорядковане розташування у складі підсвіти займають сланці біотитового, кварц-біотитового, гранат-біотитового, амфібол-біотитового складу, що виступають як другорядні члени підсвіти і беруть участь у будові елементарного парагенезису у верхніх частинах розрізу і на флангах, підкреслюючи тим самим поступовий перехід і фаціальні заміщення між нижньою підсвітою і верхньою підсвітою глеюватської світи, що формує з нею латеральний формаційний ряд.

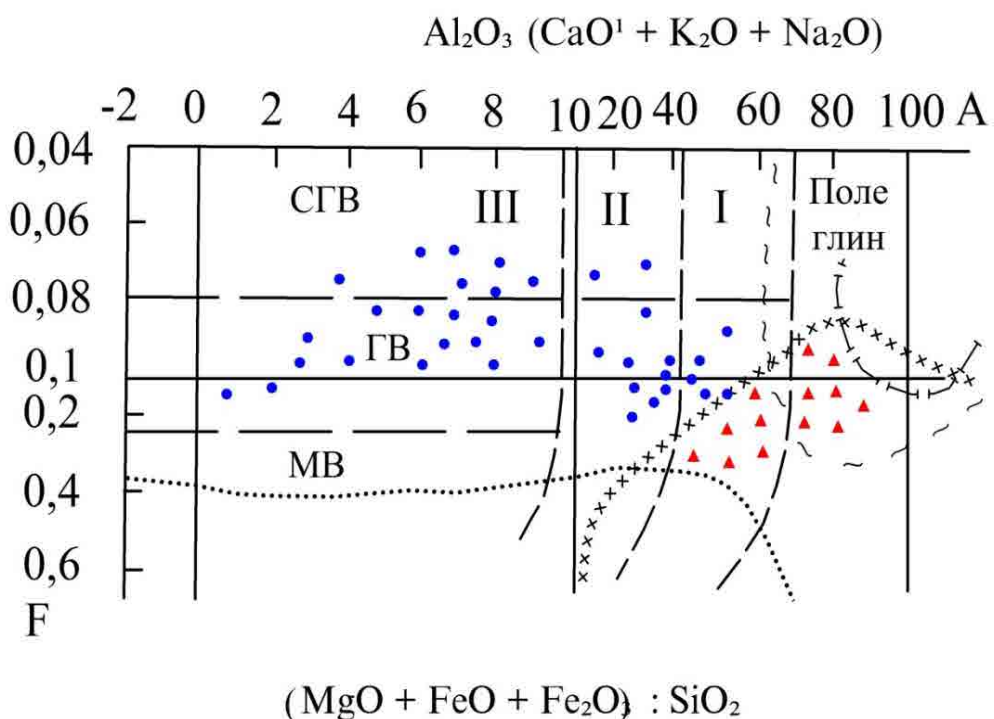


Рис. 3.23. Положення порід глеюватської світи на діаграмі FAK

(побудовано автором за методикою О. Предовського [152])

1 – 5 – межі полів еталонних груп глин: 1 – каолінових, 2 – бокситових, 3 – змішаних гідрослюдистих глин, 4 – монтморілонітових, 5 – загальне поле для глин трьох груп: клінохлор-пенінових, вермикуліт-палигорскітових і шамозітових; 6 – поле власне залізистих утворень; 7 – метапісковики глеюватської світи; 8 – сланці глеюватської світи.

Цифрові та літерні позначення: СГВ – субграуваки; ГВ – грауваки; МВ – мелановаки; I – III – кластоліти: I – високоглинисті; II – глинисті; III – нормальні.

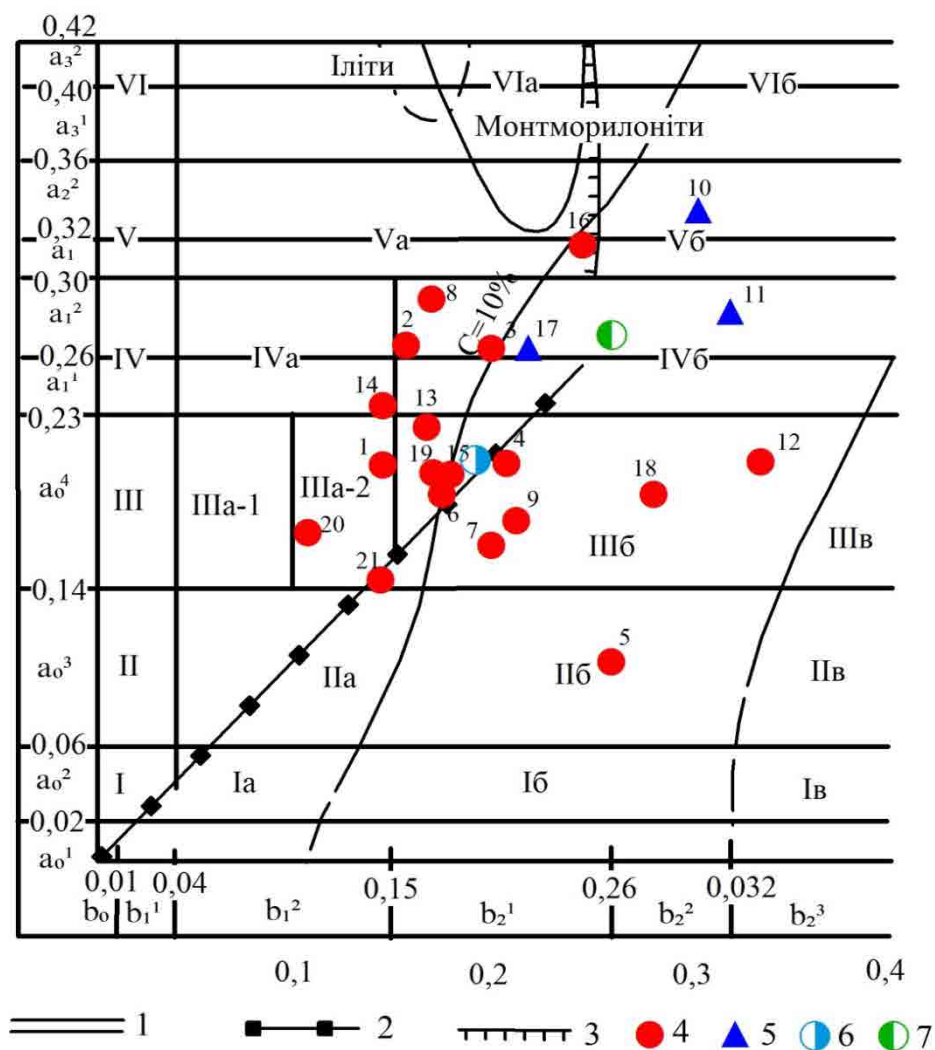


Рис. 3.24. Положення порід глеюватської світи на діаграмі а – b

(побудовано автором за методикою О. Нейолова [123])

1 – межі надгруп і груп осадових порід; 2 – лінія, яка приблизно відповідає $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) + \text{K}_2\text{O} = 0$; 3 – глинистий поріг; 4 – метапеліти глеюватської світи; 5 – сланці глеюватської світи.

Цифрові позначення всередині груп порід: I – кварцові псамітоліти, ультрасиліцити; Ia – слабокарбонатисті, слабозалізисті; Ib – карбонатисті, залізисті; II – олігоміктові псамітоліти, силіцити; IIa – слабокарбонатисті, слабо залізисті; IIb – карбонатисті, залізисті; IIв – карбонатні, карбонатно-залізисті; III – поліміктові псамітоліти, кислі туфи, субсиліцити; IIIa-1 – аркози середнього та основного складу; IIIa-2 – поліміктові пісковики; IIIб – граувакові пісковики, карбонатисті та залізисті; IV – олігоміктові алевроліти, кислі туфи; IVa – поліміктові алевроліти; IVб – граувакові алевроліти; V-Va – алевролітові аргіліти; Vб – карбонатисті; VI-VIa – пелітові аргіліти; VIб – карбонатисті, залізисті;

Біотитові і кварц-біотитові відміни характерні для Саксаганського району, тоді як амфіболові розвиваються в межах Ганівського району. Така відмінність у складі сланців описуваних районів більшістю дослідників пояснюється проявом різного ступеня метаморфізму в зазначених районах. Породи в південній частині Кривбасу (Саксаганський район) характеризуються мінеральними асоціаціями зеленосланцевої фації, а в північній (Ганівський район) – метаморфізовані в епідот-амфіболітовій [7].

Реконструкція первинного складу сланців підсвіти свідчить про те, що вони сформувалися за рахунок метаморфізму первинно глинистих і алевроліт-аргілітових утворень (див. рис. 3.23, 3.24, т. 8, 10, 11, 18).

Верхня підсвіта представлена асоціацією польовошпат-кварцових, кварц-польовошпатових різнозернистих (переважають дрібнозернисті) пісковиків і сланців. У складі останніх відзначаються кварц-біотитові, кварц-польовошпат-біотитові, гранат-біотитові, гранат-польовошпат-біотитові, амфібол-біотитові, амфібол-кварц-польовошпат-біотитові, гранат-амфібол-біотитові різновиди (рис. 3.21, 3.22). Як і в першому випадку (нижня підсвіта), амфіболовмісні відміни сланців характерні переважно для Ганівського району Кривбасу. Групу головних членів підсвіти складають метапісковики і безгранатові сланці, а гранатовмісні породи належать до другорядних членів підсвіти. Будова асоціацій порід переважно двокомпонентна – піщаник + сланець одного різновиду, однак відзначаються і трикомпонентні ритми, утворені сланцями двох різновидів + піщаником [234].

Ритми носять трансгресивний характер: починаються пісковиками і закінчуються пелітовими відкладами. Закономірно знизу вгору за розрізом підсвіти відбувається і зміна кількісного співвідношення пісковиків і сланців. У нижніх частинах пісковики домінують, вгору за розрізом вони поступово переходять у сланці. Потужність ритмів змінюється від 10 до 50 м, при мінливості загальної потужності підсвіти від 50 до 2500 м.

Мінералого-петрографічні та петрохімічні особливості головних членів

підсвіти свідчать про те, що як метапісковики, так і сланці аналогічні до порід, описаних при характеристиці метаконгломератової асоціації.

Підводячи підсумок характеристики будови і складу глеюватської світи, зазначимо таке:

1. Нижня підсвіта утворює витягнуті за простяганням Криворізької структури лінзовидні тіла, які фаціально заміщаються по вертикалі і в площинному відношенні, утвореннями верхньої підсвіти, з якою утворюють латеральний формаційний ряд.

2. Серед конгломератів виділяються Саксаганський і Ганівський типи, що відрізняються складом уламкового матеріалу і роз'єднаністю областей живлення. Конгломерати саксаганського типу сформувалися за рахунок руйнування порід підстеляючих світ і розвинених на схід від басейну осадонакопичення метаморфічних і гранітоїдних утворень Середньопридніпровського й Аульського структурно-формаційних комплексів. Матеріалом для формування конгломератів Ганівського типу слугували породи гданцівської світи Західно-Ганівської смуги й утворення Інгуло-Інгулецького структурно-формаційного комплексу.

3. Пісковики, що цементують гальку конгломератів, за своїми петрографо-мінералогічними і петрохімічними особливостями аналогічні до таких, що створюють прошарки і лінзи серед конгломератів, і належать до граувак, склад уламкового матеріалу яких аналогічний до складу гальки.

4. Належність конгломератів до основних членів світи, що утворюють разом з іншими головними членами – пісковиками (одночасно цементом галькового матеріалу), елементарний парагенезис, дає можливість виділити парагенетично пов'язані грубоуламкові утворення верхньої частини розрізу Криворізької структури як власне конгломератової формації.

Таблиця 3.4

Хімічний склад і петрохімічні параметри порід глеюватської світи

№№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Оксиди / зразки	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71,0	66,4	67,4	67,37	62,5	70,5	70,3
TiO ₂	0,24	0,46	0,36	0,20	0,30	0,22	-
Al ₂ O ₃	11,55	14,98	12,94	11,55	10,32	11,55	9,59
Fe ₂ O ₃	0,28	1,07	1,57	0,78	0,50	0,64	1,38
FeO	3,61	3,67	5,67	4,57	4,19	4,32	4,87
MnO	0,01	-	-	0,01	0,04	-	-
MgO	1,69	1,82	2,47	2,47	2,34	2,21	2,55
CaO	2,68	2,86	1,79	3,94	,87	3,22	2,55
Na ₂ O	2,63	4,27	2,84	2,23	1,92	2,23	2,10
K ₂ O	2,38	2,15	2,76	2,40	2,23	2,0	2,90
CO ₂	1,39	0,53	0,39	3,26	6,18	2,13	1,96
P ₂ O ₅	0,08	0,21	0,14	0,10	0,19	0,09	0,04
S _{заг.}	0,04	-	-	0,01	0,01	-	0,02
SO ₃	0,11	-	-	0,01	0,02	-	-
H ₂ O	0,26	0,20	0,32	0,16	9	0,24	-
п.п.п.	3,36	1,70	2,13	4,97	7,73	3,60	3,58
Петрохімічні параметри за О. Прецовським [152]							
F	0,080	0,093	0,134	0,116	0,114	0,101	0,120
A	30	17	29	52	46	47	29
K	-17	-46	-17	-II	-7	-15	-3
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]							
a	0,191	0,266	0,226	0,202	0,194	0,193	0,161
b	0,144	0,160	0,192	0,205	0,262	0,176	0,194
n	0,134	0,184	0,150	0,122	0,109	0,114	0,130
k	0,373	0,250	0,387	0,410	0,440	0,368	0,477

Продовження таблиці 3.4

№№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
Оксиди / зразки	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	69,04	68,80	56,58	57,84	56,74	68,94	67,72
TiO ₂	0,30	0,24	0,58	0,39	0,22	0,31	0,31
Al ₂ O ₃	13,39	10,37	17,00	13,79	10,16	13,09	13,55
Fe ₂ O ₃	1,86	1,21	0,93	0,34	0,42	1,42	1,35
FeO	3,35	5,38	6,67	4,61	4,52	4,39	3,80
MnO	0,02	0,03	1,09	0,05	0,15	0,05	0,03
MgO	1,82	2,33	4,33	5,43	2,42	2,06	1,94
CaO	2,51	3,44	4,82	6,88	11,32	1,71	1,71
Na ₂ O	2,20	2,33	2,50	1,70	2,13	3,00	3,33
K ₂ O	2,00	2,35	3,75	2,71	1,76	2,90	3,56
CO ₂	2,20	1,00	1,79	8,50	8,24	0,71	0,60
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,16	0,16	0,10	0,11	0,12
S _{заг.}	0,12	0,08	0,17	1,87	0,12	0,07	0,01
SO ₃	0,03	0,19	0,43	4,63	-	-	-
H ₂ O	-	0,49	0,46	0,47	0,20	0,12	0,11
п.п.п.	2,82	3,67	3,15	11,33	10,09	1,88	2,15
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]							
F	0,090	0,125	0,219	0,210	0,133	0,105	0,097
A	75	1	51	79	32	35	25
K	-14	-13	0	2	-15	-17	-16
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]							
a	0,228	0,178	0,335	0,280	0,212	0,223	0,236
b	0,161	0,212	0,304	0,328	0,333	0,161	0,147
n	0,112	0,126	0,160	0,122	0,104	0,158	0,184
k	0,375	0,397	0,500	0,475	0,346	0,392	0,414

Продовження таблиці 3.4

№№ п/п	15	16	17	18	19	20	21
Оксиди / зразки	15	16	17	18	4099	595	4841
SiO ₂	69,70	58,08	66,28	63,10	69,23	74,48	73,80
TiO ₂	0,29	0,42	0,40	0,29	0,32	0,27	0,21
Al ₂ O ₃	11,70	15,07	13,24	10,32	11,95	10,28	9,14
Fe ₂ O ₃	0,92	2,28	0,71	1,92	2,50	1,70	1,40
FeO	4,19	6,32	4,39	8,19	2,70	2,46	4,52
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05
MgO	2,18	3,99	2,42	3,50	2,70	1,54	1,44
CaO	2,74	1,37	4,78	3,25	2,18	1,17	1,65
Na ₂ O	2,73	2,93	2,26	0,70	3,17	2,91	1,07
K ₂ O	2,10	5,85	1,84	2,82	2,33	2,72	3,83
CO ₂	1,49	0,28	1,95	4,26	-	-	-
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,13	0,13	0,13	-	0,08
S _{заг.}	0,01	0,02	0,13	2,84	-	-	-
H ₂ O	0,14	0,24	0,16	0,24	0,24	-	0,20
п.п.п.	2,82	2,45	3,36	5,06	0,20	1,68	1,68
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]							
F	0,102	0,208	0,113	0,203	0,105	0,067	0,088
A	34	27	33	60	2	4	3
K	-22	15	-16	-19	-26	-18	24
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]							
a	0,198	0,319	0,236	0,192	0,203	0,176	0,146
b	0,174	0,240	0,215	0,284	0,163	0,115	0,147
n	0,132	0,218	0,112	0,082	0,152	0,152	0,116
k	0,333	0,569	0,378	0,732	0,329	0,382	0,707

Продовження таблиці 3.4

№№ п/п	22	23	24	25	26	Середні показники	
Оксиди / зразки	1044	3375	3377	4	5	псамітів	пелітів
SiO ₂	69,40	68,96	69,84	68,40	69,10	68,42	60,93
TiO ₂	0,27	0,40	0,30	0,35	0,43	0,29	0,40
Al ₂ O ₃	10,37	13,57	14,10	13,20	12,80	11,90	14,04
Fe ₂ O ₃	1,90	1,14	0,78	2,30	1,50	1,21	1,47
FeO	7,16	3,87	3,15	4,10	4,60	4,29	5,83
MnO	0,04	0,07	0,04	0,03	0,02	0,03	0,25
MgO	1,96	1,98	1,84	2,00	1,81	2,06	3,81
CaO	1,62	1,41	1,41	1,30	1,50	2,99	3,77
Na ₂ O	1,90	3,66	3,33	2,90	1,96	2,61	2,01
K ₂ O	2,31	2,80	4,22	3,20	2,15	2,61	3,43
CO ₂	-	—	—	-	—	1,42	3,41
P ₂ O ₅	0,09	0,14	0,13	0,013	0,10	0,11	0,14
S _{заг.}	-	-	-	-	-	0,02	1,00
SO ₃	-	0,05	0,07	0,06	0,04	0,07	1,02
H ₂ O	0,28	0,16	0,18	0,19	0,16	0,19	0,28
п.п.п.	3,00	1,76	1,24	1,96	1,70	3,06	4,96
Петрохімічні параметри за О. Предовським [152]							
F	0,145	0,096	0,082	0,106	0,103	0,106	0,186
A	17	19	14	25	44	25,62	58,4
K	-6	-29	-9	-13	-9	14,33	-3,2
Петрохімічні параметри за О. Нейоловим [123]							
a	0,176	0,233	0,237	0,227	0,219	0,206	0,275
b	0,216	0,143	0,125	0,158	0,154	0,181	0,263
n	0,112	0,178	0,198	0,162	0,110	0,140	0,139
k	0,446	0,337	0,455	0,420	0,418	0,403	0,530

Закінчення таблиці 3.4

- 1 – пісковик, св.19956, гл. 524,5 м;
 2 – пісковик, там само, гл. 601,5 м;
 3 – пісковик, там само, гл. 677,0 м;
 4 – пісковик, там само, гл. 785,0 м;
 5 – пісковик, там само, гл. 601,9 м;
 6 – пісковик, св. 20360, гл. 155,0 м;
 7 – пісковик, там само, гл. 178,3 м;
 8 – пісковик, там само, гл. 251,0 м;
 9 – пісковик, св.20231, гл. 228,0 м;
 10 – кварц-амфібол-біотитовий сланець, там само, гл. 415,0 м;
 11 – графіт-кварц-біотитовий сланець, там само, гл. 425,0 м;
 12 – пісковик, св. 18846, гл. 128,5 м;

13 – пісковик, св.18848, гл. 349,0 м;
 14 – пісковик, св.18846, гл. 291,6 м;
 15 – пісковик, там само, гл. 496,9 м;
 16 – пісковик, там само, гл. 545,6 м;
 17 – біотит-кварцовий сланець, св.18448, гл. 419,4 м;
 18 – пісковик, там само, гл. 752,4 м;
 1044 – пісковик;
 3378 – пісковик;
 3377 – пісковик;
 4 – пісковик;
 5 – пісковик.

Аналізи під порядковими номерами 1–21 запозичені з роботи І. Паранька (1984).

Аналізи під порядковими номерами 22–26 запозичені з роботи М. Довганя (1974).

Висновки до розділу 3

1. Особливістю будови товщі хлоритових сланців і сланцевих метаконгломератів нижньої підсвіти скелюватської світи є невитриманість її будови впоперек Криворізької структури. Власне конгломератовміщуючі товщі є лише у східній ділянці основного замикання.

2. Зважаючи на реліктові структури і мінеральний склад, а також проведені петрохімічні перерахунки за методикою О. Предовського, зроблено висновок про те, що товща хлоритових сланців і сланцевих метаконгломератів нижньої підсвіти скелюватської світи утворилися з перевідкладених кор вивітрювання ефузивно-туфогенного матеріалу і за характером кількісних співвідношень літотипів (сланців і сланцевих метаконгломератів) відрізняється від основної частини порід підсвіти, олігоміктових метаконгломератів, метагравелітів і метапісковиків. Тому в подальшому саме її визначаємо як нижню підсвіту.

3. Проведені мінералого-петрографічні дослідження і реконструкція первинної речовини засвідчили, що нижня і середня підсвіти скелюватської світи також відрізняються за мінеральним складом. Для нижньої підсвіти характерний олігоміктовий склад порід, а для середньої поліміктовий. Попадання фігурних точок середньої підсвіти в поліміктову область

зумовлене тим, що значну частину складу середньої підсвіти становлять первинно глинисті компоненти (серицитовий сланець), хоча фактично зрілість порід за розрізом угору зростає.

4. У будові глеюватської світи розрізняється два типи конгломератів, які можна розподілити на ганівський і саксаганський. Типи конгломератів відрізняються за складом уламкового матеріалу, що, можливо, є наслідком різних джерел надходження уламкового матеріалу.

РОЗДІЛ 4

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ КОНГЛОМЕРАТОВМІЩУЮЧИХ ТОВЩ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ

Для проведення палеогеографічних реконструкцій метаморфізованих осадових товщ нами були використані методики, рекомендовані для подібних реконструкцій такими вченими як, Я. Юдович і М. Кетріс, Є. Скларов та А. Маслов, а саме: зіставлення коефіцієнтів інтенсивності вивітрювання і осадової диференціації О. Предовського, який визначав тектонічну активність; метод Н. Страхова, визначення відношень елементів-індикаторів на «ідеальному профілі», яким визначались умови осадонакопичення. За допомогою методики В. Голов'янка і в результаті порівняння хімічних складів порід із середнім кларковим умістом породоутворюючих окислів у магматогенних породах відбулася спроба реконструкції кліматичних умов осадонакопичення світи і т. ін. На основі фаціального та мінералогічного аналізів і реконструкції первинної речовини були визначені ймовірні джерела надходження уламкового матеріалу і шляхи його транспортування.

4.1. Склеюватський етап

Формування скелюватської світи можна поділити на два підетапи: до першого підетапу відноситься формування товщі хлоритових сланців і сланцевих метаконгломератів – товща А нижньої підсвіти, до другого, формування олігоміктової частини світи – товща Б нижньої підсвіти і середня підсвіта.

Товща А нижньої підсвіти. Наведена вище характеристика будови і складу нижньої підсвіти свідчить про чергування в її розрізі декількох різновидів порід, що утворюють елементарний комплекс порід товщі. Це

разом із їх структурно-текстурними особливостями, суперечить віднесенню розрізу до зональних кор вивітрювання, а свідчить на користь їх перевідкладання, тобто первинно осадового формування у водних басейнах із зміною гідродинамічних і фаціальних умов, що зумовили чергування породних відмін.

Відомо, що відношення $Al : Ti$ в континентальних відкладах перевищує 40, знижуючись у морських осадах; відношення $V : Cu$ завжди менше одиниці в континентальних фаціях і більше – у морських; відношення $V : Zr$ у продуктах континентальної седиментації змінюється від 0,12 до 0,4. Проведений аналіз співвідношень елементів-індикаторів порід товщі А нижньої підсвіти, що використовуються при відновленні умов осадо накопичення [11; 50; 144; 219], свідчить, що процес літогенезу відбувався в морській водоймі (табл. 4.1).

Таблиця 4.1.

Величини відношень елементів-індикаторів і фаціальні умови осадо накопичення порід товщі А нижньої підсвіти скелюватської світи (розраховано автором на основі табл. 3.1)

Порода і відношення елементів-індикаторів	Величина відношення	Умови осадо накопичення
Сланці кварц-слюдисті (кварц-хлорит-біотитові, кварц-серицит-біотитові) (5 ан.)		
$Al : Ti$	12,8	Морські
$Zr : Cu$	2,76	Морські
$V : Cu$	4,00	Морські
$V : Zr$	1,81	Морські
Сланці хлорит-амфіболові, амфібол-хлоритові (23 ан.)		
$Zr : Cu$	1,65	Морські
$V : Cu$	4,29	Морські
$V : Zr$	2,60	Морські

Відомо, що значення відношення Fe / Mn в осадових породах зменшується зі збільшенням глибини і з переходом від шельфових фацій до пелагічних, що зумовлено поглинанням осадовими утвореннями Mn із морської води, і осіданням основної маси заліза в прибережно-морських

обстановках, а зі зростанням величини відношення Fe/Mn указує на обміління й опріснення басейну [104]. Середнє відношення Fe/Mn для нижньої підсвіти, розраховане у 28 аналізах, становить 87,43 ($\text{min} - 37,8$, $\text{max} - 182,9$). Одержані результати підтверджують, що породи товщі утворилися в мілководних та прибережно-морських умовах з домінуванням теригенного матеріалу, що може свідчити на користь алювіально-пролювіального походження порід.

Перевідкладались, цілком ймовірно, не тільки кори, розвинені на території сьогодношньої Криворізької структури, але й кори віддалених зеленокам'яних порід, на що вказує переважання в породах калію над натрієм (див. табл. 3.1), що, з точки зору седиментології [161], пояснюється тривалим перенесенням розмитого матеріалу. Процес перевідкладення кор, цілком ймовірно, був викликаний зародженням власне криворізького етапу тектонічної діяльності, що настав після завершення формування утворень Середньопридніпровського структурно-формаційного комплексу та проявився (на початкових стадіях) у різкому і короткочасному опусканні дна палеобасейну.

Підтвердженням цього можуть бути невеликі потужності товщі і дуже низький ступінь зрілості хлоритовмісних сланців, визначений шляхом використання відношень $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ [1], величини яких відповідно дорівнюють 22,04 і 2,96, що є характерним для областей з відносно активізованим тектонічним режимом [117]. Формування сланцевих конгломератів, які заповнили утворені в східній частині Криворізької структури каньйоноподібні западини, очевидно, є результатом прояву найвищого ступеня активізації тектонічного режиму на початкових стадіях криворізького тектогенезу. Наявність у верхніх частинах розрізу нижньої підсвіти кварцових пісковиків (рис. 3.2), як більш високозрілих осадів, і поступове збільшення їх потужності вгору за розрізом свідчить про тектонічну стабілізацію району до кінця формування зазначеної підсвіти.

Примітка: глини: 1 – континентальні холодного і помірно-холодного клімату; 2 – морські;
3 – морські і засолених лагун і озер аридного клімату;

Вивчення мінералого-петрографічних особливостей пісковиків [225] засвідчило їх повну схожість з такими ж, із нижньої частини розрізу товщі Б нижньої підсвіти скелюватської світи, що є свідченням поступового контакту між товщами і вказує на безперервність розрізу. На ділянках розвитку сланцевих конгломератів вгору за розрізом уламкової пачки розмір сланцевої гальки зменшується і водночас у складі галькового матеріалу з'являється галька кварцу, кількість і частота якої поступово збільшується до покрівлі розрізу.

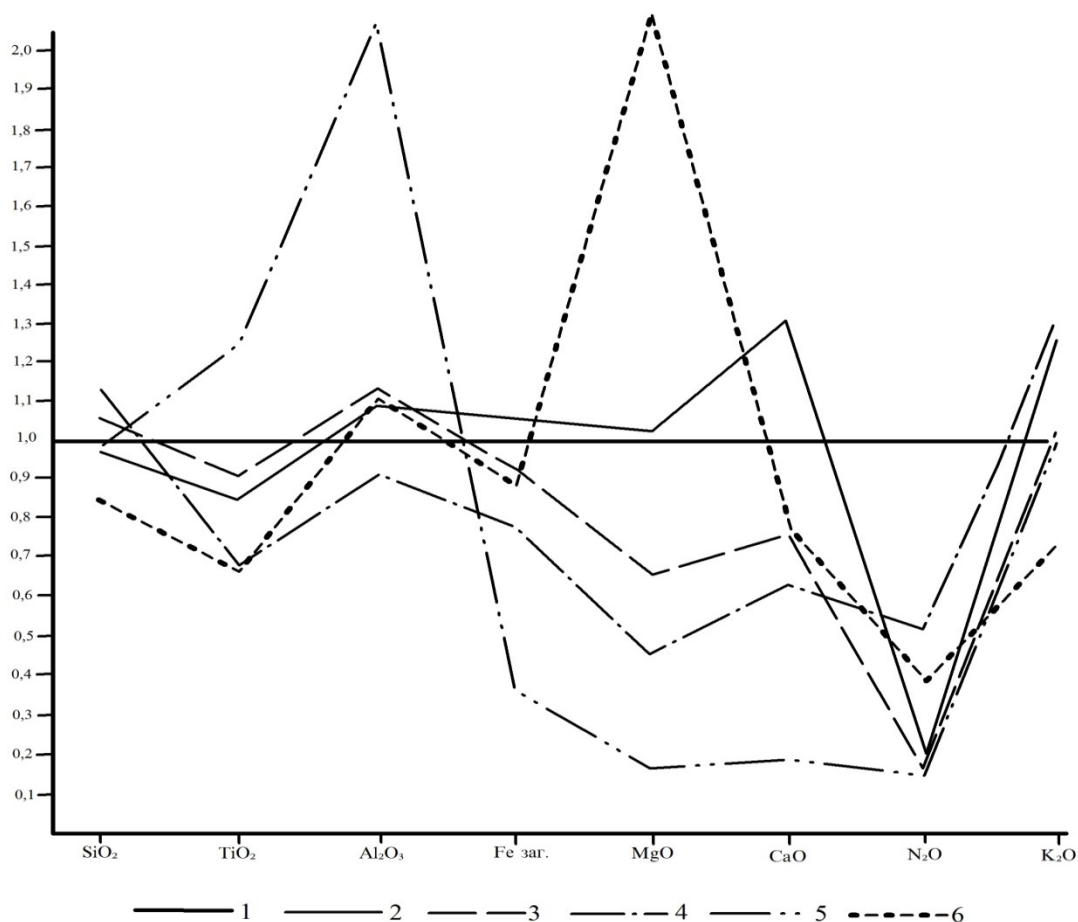


Рис. 4.2. Співвідношення середніх хімічних складів різних генетичних типів глини і сланців товщі сланцевих метаконгломератів нижньої підсвіти

(побудовано автором на основі табл. 3.1)

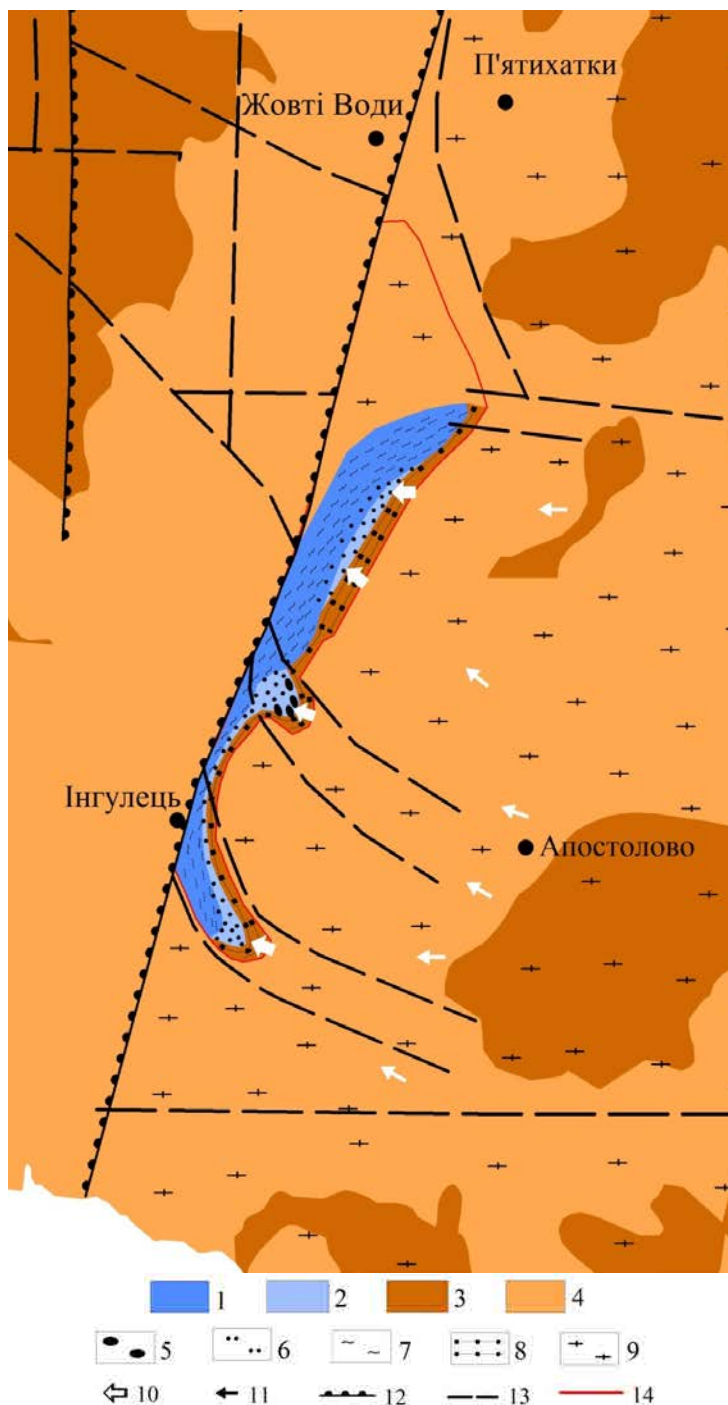
Примітка: 1 – середній хімічний склад магматичних порід, за Кларком і Вашингтоном; 2 – глини морські, засолених лагун і озер аридного клімату; 3 – морські глини; 4 – континентальні глини жаркого і помірно холодного клімату; 5 – континентальні глини жаркого і вологого клімату; 6 – сланці нижньої підсвіти.

Одночасно в тому ж напрямку відбувається зменшення кількості хлориту в цементі і витіснення його кварцовим матеріалом, що є, разом із серицитом, основним породоутворюючим мінералом цементу псамітів нижньої і середньої підсвіт скелюватської світи. Ці дані також свідчать на користь поступової зміни породних асоціацій нижньої підсвіти [116].

Формування відкладів товщі А нижньої підсвіти відбувалося за рахунок перевідкладення кор вивітрювання порід новокриворізької світи, що залягає нижче у змінних умовах, від континентальних до прибережно-морських із рисами трансгресивного типу осадо накопичення при помірно активізованому тектонічному режимі, який проявився у формуванні каньйоноподібних западин, що заповнилися сланцевими конгломератами (рис. 4.3).

Прогинання дна басейну в період накопичення товщі А компенсувалося підняттям території на схід від Криворізької структури, що призводило до утворення гірської країни з добре розвинуеною мережею водотоків, що характеризуються підвищеним гідродинамічним режимом, про що свідчить наявність крупногалькових конгломератів у складі теригенних порід нижньої і верхньої підсвіт.

Товща Б середньої і верхня підсвіти. Розпочатий на завершальній стадії формування товщі А нижньої підсвіти етап тектонічної стабілізації району тривав і під час утворення товщі Б нижньої підсвіти скелюватської світи. Свідченням цього є як олігоміктовий склад теригенних порід світи, так і розраховані нами, за методикою О. Предовського, результати зіставлення коефіцієнтів інтенсивності вивітрювання – W і осадової диференціації – d [152] з такими ж коефіцієнтами різних типів зон тектонічних режимів (табл. 4.2).



**Рис. 4.3. Палеогеографічна схема Криворіжжя на час формування товщі
сланцевих метаконгломератів нижньої підсвіти скелюватської світи**
(побудовано автором на основі даних [225])

Примітка: 1 – море глибоке; 2 – море мілке, прибережна частина; 3 – височини; 4 – низовини; 5 – конгломерати; 6 – пісковики; 7 – сланці; 8 – породи Криворізької структури; 9 – породи Середньопридніпровського і Сурсько-Токівського комплексів; 10 – головні напрями зносу уламкового матеріалу; 11 – допоміжні напрями зносу уламкового матеріалу; 12 – розломи мантийного закладення; 13 – корового закладення; 14 – контур Криворізької структури.

Розраховані величини параметрів W і d для середньої підсвіти скелюватської світи вказують на те, що стабілізований режим на межі двох підсвіт змінюється помірно активізованим. Також підтвердженням зміни тектонічної активності є різний мінеральний склад підсвіт. Олігоміктний склад нижньої підсвіти свідчить про довгостроковий перемив пісковиків, що призвів до руйнування і винесення мінералів, які легко руйнуються (рис. 3.15). Середня підсвіта утворена поліміктними пісковиками, у складі яких є мінерали, що легко руйнуються – польові шпати, серицит, (рис. 3.12, 3.13). Їх наявність свідчить про активність опускання території і неможливість винесення мінералів, що легко руйнуються.

Таблиця 4.2.

Співставлення кількісних оцінок інтенсивності вивітрювання і ступеня осадової диференціації для метаосадових товщ різних палеотектонічних режимів і утворень товщі Б нижньої і середньої підсвіт скелюватської світи

Типи зон тектонічних режимів	Еталонні параметри за О. Предевським [152]		Параметри умов формування скелюватської світи	
	W	d	W	d
Стабілізовані прогини	80	17	96*	
Помірно активізовані прогини	58	2,4	79**	2,55
Середньо і сильно активізовані прогини	40	1,6		
Помірно активізовані підняття	48	1,6		

де: W – інтенсивність вивітрювання,

d – ступінь осадової диференціації,

* нижня підсвіта,

** середня підсвіта.

Параметри розраховуються за формулами:

$W = A_{\text{ср}} + K_{\text{ср}}$, де A – часткова глиноземисті ($\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$); K – співвідношення лугів ($\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$);

$d = (A_{\text{пл}} / F_{\text{пс}}) * 1000$, де A – середнє значення параметру A для метапелітів, $F_{\text{пс}}$ – середнє значення параметру F для метапсамітів $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$).

Зростання ролі тектонічної активізації в період накопичення осадів середньої підсвіти підтверджується також низьким ступенем зрілості глинистого матеріалу ($\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} = 23,3$; $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 6,85$) і збільшенням, порівняно з підстеляючими олігоміктовими псамітами, алюмокремнієвого модулю від 0,07, що свідчить про достатній ступінь диференціації псамітів нижньої підсвіти до 0,09 в псамітах і 0,32 в пелітах середньої підсвіти.

Поєднання високих значень коефіцієнтів інтенсивності вивітрювання і порівняно низького ступеня осадової диференціації можливе тільки за наявності змінних; континентальних (пролювіально-алювіальних) і в незначному ступені прибережно-морських умов осадонакопичення [117].

Підтвердженням цього є і наведена вище характеристика розрізів, яка свідчить, що в будові світи беруть участь як утворення континентальної зони (конгломерати, гравеліти), так і прибережні відклади, представлені пісковиками, а також результати, одержані при спробі відновлення умов осадонакопичення шляхом застосування методу Н. Страхова [188], що ґрунтується на аналізі розподілу елементів у так званому «ідеальному профілі».

На рис. 4.4 зображені результати масових спектральних аналізів порід літологічного ряду світи: конгломерат-гравеліт-піщаник-сланець (табл. 4.3), з якого видно, що вміст більшості елементів наростає від псамітів до пелітів, витримуючи в цілому закономірність, властиву «ідеальному профілю» осадового циклу, тобто від прибережної зони (конгломерат, гравеліт) до «пелагічної».

Розподіл елементів в «ідеальному профілі» можна охарактеризувати як згладжене, перехідне від неврегульованого до впорядкованого типу, що є типовим для алювіально-пролювіальних відкладів, згодом перерозподілених

у прибережних умовах [187], про що свідчать два піки максимальних значень

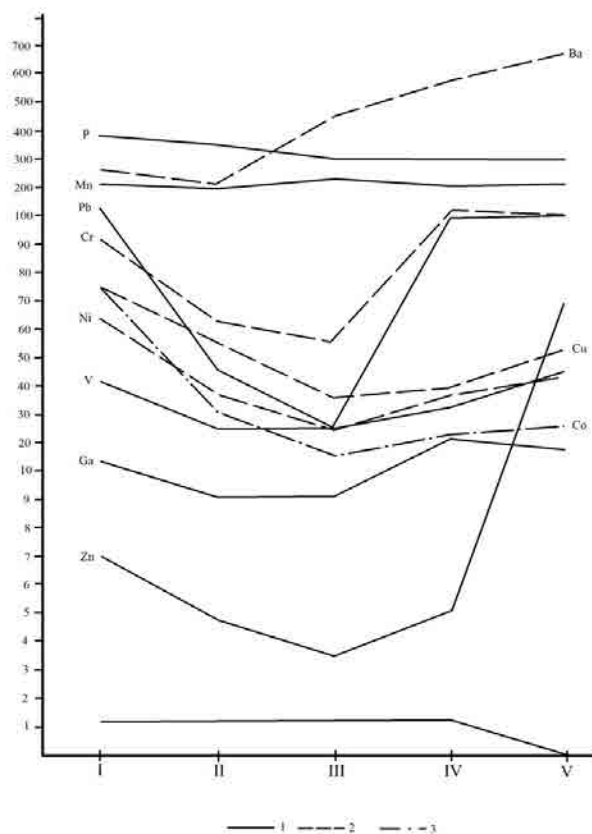


Рис. 4.4. Розподіл середніх значень елементів у метаосадових породах скелюватської світи

(побудовано автором на основі табл. 4.3)

Примітка: I – конгломерати, II – гравеліти кварцові (середня підсвіта), III – гравеліти польовошпат-кварцові (верхня підсвіта), IV – пісковики V – сланці філітові.

елементів – у конгломератах і сланцях (рис. 4.4). Аналогічні результати одержані і при використанні для встановлення характеру уламконакопичення співвідношень елементів-індикаторів [75; 76; 214]. Аналіз одержаних нами даних (табл. 4.4) свідчить про формування порід у перехідній зоні. Ураховуючи те, що в прибережній зоні максимальна седиментація проявлена в гирлах великих річок і дельт [161], а також той факт, що потужність підсвіт зменшується вглиб басейну, можна припустити дельтове формування конгломератів цих підсвіт.

Інтенсивність вивітрювання, що грає величезну роль у формуванні теригенних утворень, перебуває у прямій залежності від кліматичної ситуації

[177]. Результати зіставлення петрохімічних характеристик порід світи за методом В. Голов'юнка [38] не тільки свідчать про їхнє формування в умовах гумідного клімату, але й підтверджують висловлене вище припущення про формування осадів у перехідних, від континентальних до прибережно-морським, умовах і відповідно до високого ступеня зрілості псамітів (рис. 4.5).

Таблиця 4.3

Середній вміст елементів у породах скелюватської світи

Елементи	I	II	III	IV	V
Mn	216	197	240	226	230
P	386	363	312	312	320
V	42	25	26	107	120
Cr	92	63	56	131	120
Cu	75	56	36	40	54
Ni	64	37	25	38	45
Co	75	30	15	23	27
Ba	259	219	459	601	700
Be	1,1	1,0	1,0	1,1	-
Ga	13	9	9	23	17
Pb	131	45	25	32	45
Zn	7	4,7	3,4	5	69

Примітка: I – конгломерати, II – гравеліти кварцові (середня підсвіта), III – гравеліти польовошпат-кварцові (верхня підсвіта), IV – пісковики, V – сланці філітові.

Таблиця 4.4

Величини співвідношень елементів-індикаторів і фаціальні умови осадонакопичення порід скелюватської світи
(розраховано автором на основі табл. 3.2)

Породи. Відношення елементів-індикаторів	Величини відношень	Умови осадонакопичення
Конгломерати		
V : Cu	0,56	Континентальні
V : Zr	0,27	Континентальні
Гравеліти (середня підсвіта)		

Al : Ti	33,2	Прибережно-морські
V : Cu	0,45	Континентальні
V : Zr	0,12	Континентальні
Гравеліти (верхня підсвіта)		
Al : Ti	43,67	Континентальні
V : Cu	0,72	Континентальні
V : Zr	0,23	Континентальні
Пісковики		
Al : Ti	39,03	Прибережно-морські
V : Cu	2,67	Морські
V : Zr	0,35	Морські
Сланці		
Al : Ti	21,84	Морські
V : Cu	2,22	Морські
V : Zr	0,33	Морські

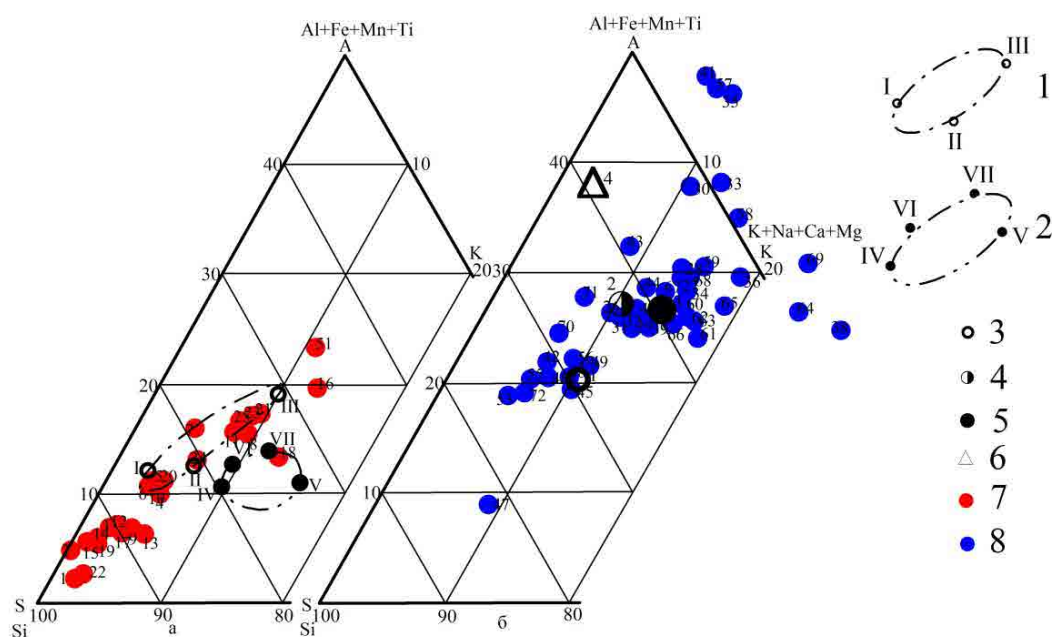


Рис. 4.5. Діаграма порівняння складу пісковиків (а) і сланців (б) скелюватської світи з «еталонними» типами пісків і глин різних кліматичних зон

(побудовано автором на основі даних табл. 3.2)

1 – поле пісків гумідного клімату: I – континентальні, II – узбережно-морські, III – пелагічні; 2 – поле пісків аридного клімату: IV – континентальні, V – лагунні, VI – узбережно-морські, VII – пелагічні. Глини: 3 – континентальні холодного і помірно-холодного клімату; 4 – морські; 5 – морські і засолені лагун і озер аридного клімату; 6 – континентальні вологого і жаркого клімату. Фігурні точки: 7 – пісковики, 8 – сланці.

Пісковики обох підсвіт (див. рис. 4.5) утворюють перекриття полів, витягнуті вздовж поля пісків гумідного клімату. При цьому простежується відхилення пісковиків нижньої підсвіти в бік точки середнього складу континентальних пісків, а поле фігуративних точок пісковиків середньої підсвіти – у бік точки пісків прибережно-морських і пелагічних фацій. Точки тонковідмучених утворень світи (сланців) окреслюють поле між континентальними глинами помірно холодного клімату і морськими глинами аридних зон, тяжіючи при цьому до морських утворень (див. рис. 4.5 б). На схожість сланців світи з морськими глинами жаркого аридного клімату вказують і результати одержані при порівнянні їх хімічних складів із середнім кларковим умістом породоутворюючих окислів у магматогенних породах (рис. 4.6).

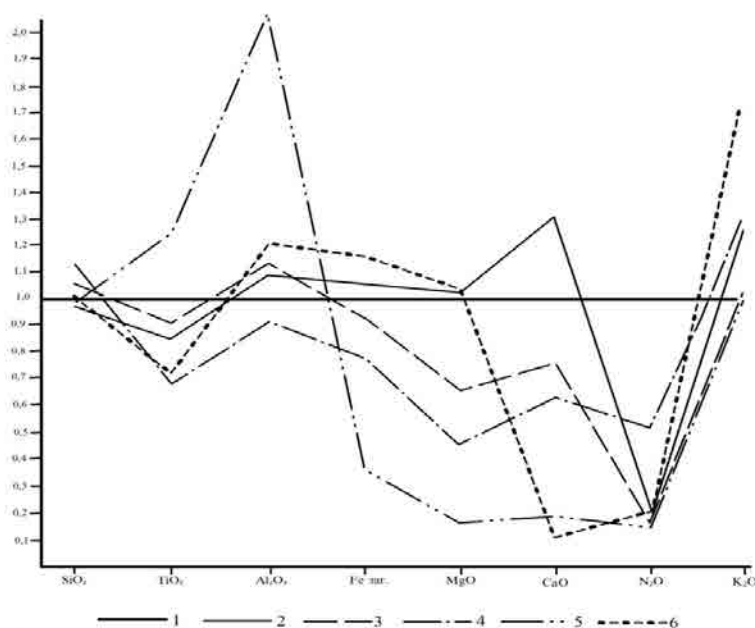


Рис. 4.6. Співвідношення середніх хімічних складів різних генетичних типів глин і сланців скелюватської світи
(побудовано автором на основі даних табл. 3.2)

Примітка: 1 – середній хімічний склад магматичних порід, за Кларком і Вашингтоном; 2 – глини морські, засолених лагун і озер аридного клімату; 3 – морські глини; 4 – континентальні глини жаркого і помірно холодного клімату; 5 – континентальні глини жаркого і вологого клімату; 6 – сланці скелюватської світи.

Незважаючи на деякі відмінності, риси подібності між первинно глинистими породами світи і глинами морських басейнів жаркого і вологого клімату очевидні. На зміни кліматичних умов формування скелюватської світи вказують й інші геологічні ознаки. Наведений вище аналіз складу і будови світи дає змогу розрізняти серед її утворень аналоги мономіктової, олігоміктової і мезоміктової літогенетичних («кліматичних») формацій, виділених В. Сініциним [177]. Переважно кварцовий, олігоміктовий склад теригенних порід нижньої підсвіти скелюватської світи дає можливість зіставляти її з мономіктовою й олігоміктовою літогенетичною формаціями, що утворюються в умовах екваторіального клімату [177], а середня підсвіта – з мезоміктовою літогенетичною асоціацією, характерною для зон із субтропічним кліматом.

Розпочата на завершальному етапі формування товщі А нижньої підсвіти і проявлена в початковому періоді формування товщі Б нижньої і середньої підсвіт, стабілізація тектонічного режиму, спільно з кліматичною ситуацією, яка характеризується рисами гумідного клімату, зумовили підвищення інтенсивності вивітрювання в областях живлення, що послужило причиною формування теригенних порід кварцового складу нижньої підсвіти скелюватської світи.

Прогинання дна басейну в період накопичення нижньої підсвіти компенсувалося підняттям території на схід від Криворізької структури, що призводило до утворення гірської країни з добре розвинуеною мережею водотоків, що характеризуються підвищеним гідродинамічним режимом. Про це свідчить наявність крупногалькових конгломератів у складі теригенних порід скелюватської світи.

Перешарування конгломератів з уламками більш дрібних фракцій (гравелітами, пісковиками) вказує на періодичність надходження грубоуламкового матеріалу в басейн осадонакопичення, що пов'язано, очевидно, як з вертикальними коливаннями території, так і зі зміною інтенсивності гідродинамічного режиму водотоків за рахунок періодичного випадання атмосферних опадів – алювіально-пролювіальні умови.

Як свідчить аналіз характеру будови розрізів (рис. 3.2, 3.7, 3.8), ділянки розвитку дельтових утворень товщі Б нижньої і середньої підсвіт просторово збігаються з ділянками розвитку сланцевих конгломератів товщі А нижньої підсвіти, що сформувалися в каньйоноподібних западинах. Тобто дельти палеопотоків немов успадкували структурний план закладених раніше трьох річкових долин [21; 22]. Першої в районі м. Інгулець між Лихманівським і Високопільським розломами, другої на території сьогоdnішнього житлового масиву Південного ГЗК між Східним та Південно-Східним розломами і третьої – південніше населеного пункту Веселі Терни (район шахти ім. В. І. Леніна) і Девладівської зони розломів. Що дає змогу припустити, безсумнівну приуроченість напрямків відрізків, русел до зон тектонічних розломів, що обмежують западини.

Також підтвердженням приурочення русел до тектонічних розломів є заміри розташування гальки, азимути простягання по довгій осі якої, співпадають з розломами, що примикають до Криворізької структури (рис. 4.7). Така закономірність при палеогеографічних реконструкціях дає можливість відносно точно обмежити джерела живлення потоків уламковим матеріалом.

Серед дослідників Кривбасу утвердилися декілька поглядів про джерела надходження уламкового матеріалу. Перші вважають, що основним джерелом уламкового матеріалу конгломератів були розвинені на схід від Криворізької структури граніти і мігматити дніпропетровського комплексу та пов'язані з ними метаморфічні утворення [6; 30]. Інші погляди суперечать



Рис. 4.7. Заміри простягання гальки по довгій осі

вище викладеним уявленням, спираючись на те, що в будові дніпропетровського комплексу беруть участь, здебільшого, плагіограніти і плагіомігматити, а асоційовані з ними суперкрустальні утворення представлені амфіболітами, гранат-біотитовими, біотит-амфіболовими, амфіболовими гнейсами і сланцями [35; 36].

У складі грубоуламкового матеріалу конгломератів переважають гальки кварцитів, які серед відзначених порід відсутні. Це може бути прямою ознакою, що свідчить проти належності утворень дніпропетровського комплексу до головного джерела уламкового матеріалу. Основна частина псамітів світи, згідно з петрохімічними перерахунками, належить до калійшпатових відмін, тобто характеризується переважанням калію над натрієм, що вказує на належність материнських порід до утворень із підвищеною калієвістю. Наведені вище величини петрохімічних параметрів А і F свідчать про те, що при формуванні аркозів і граувак світи розмивалися породи середнього, кислого і основного складу [23].

Аналіз розрізів структурно-формаційних комплексів, проведений Г. Яценком та І. Параньком [225; 226], розвинених на схід від басейну осадонакопичення, вказує на те, що розмивалися, цілком ймовірно, породи Середньопридніпровського структурно формаційного комплексу, що об'єднує породи зеленокам'яних структур, у будові яких беруть участь метаморфізовані вулканіти основного, середнього та кислого складу,

теригенні породи (кварцити, метапісковики) [105] і гранітоїди сурсько-токівського інтрузивного комплексу.

Кластогенний матеріал зносився палеопотоками, напрямок течії яких збігався з напрямком простягання зеленокам'яних структур (рис. 4.8).

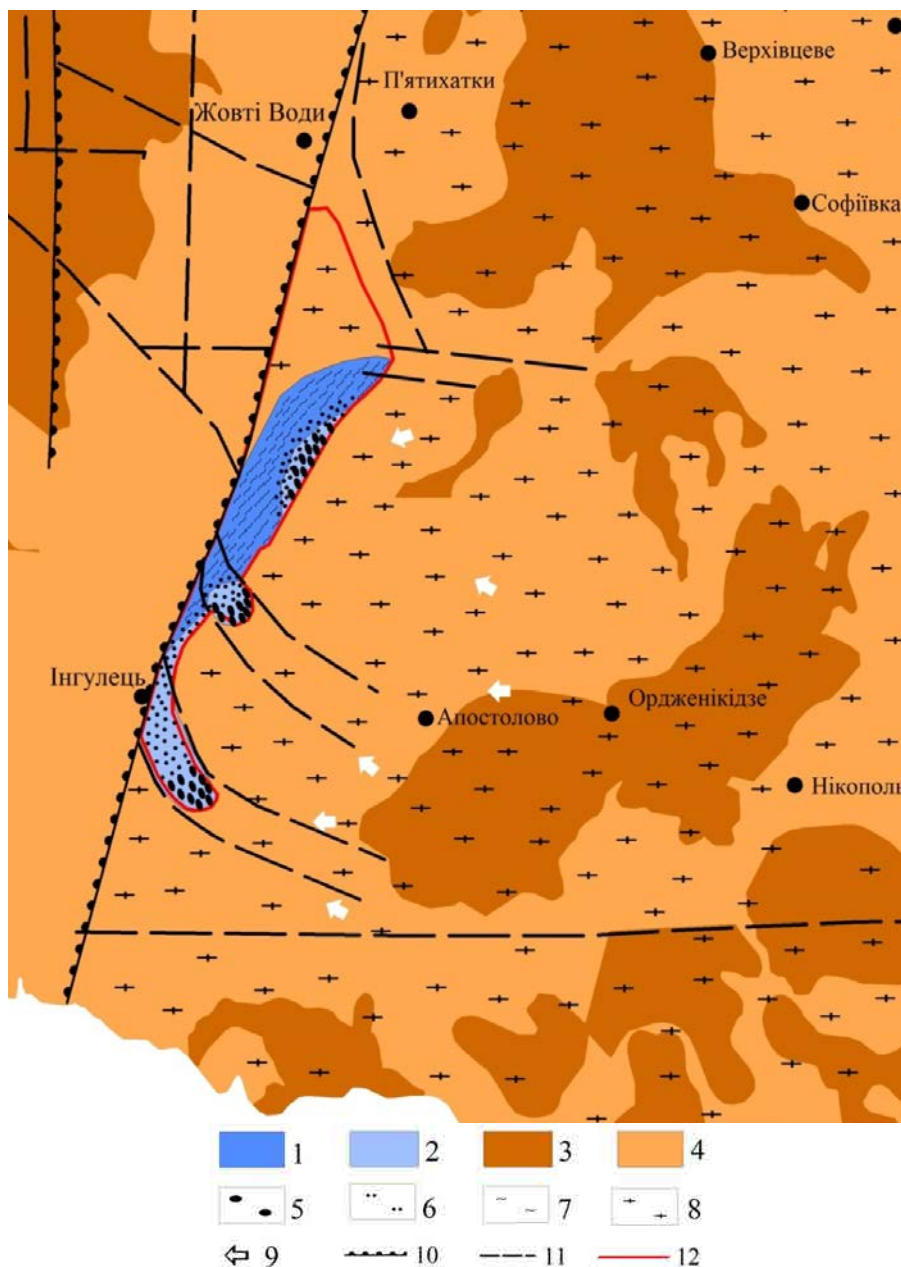


Рис. 4.8. Палеогеографічна схема Криворіжжя на час формування метатеригенних порід скелюватської світи
(побудовано автором на основі даних [67])

Примітка: 1 – море глибоке; 2 – море мілке, прибережна частина; 3 – височини; 4 – низовини; 5 – конгломерати; 6 – пісковики; 7 – сланці; 8 – породи Середньопридніпровського і Сурсько-Токівського комплексів; 9 – головні напрями зносу

уламкового матеріалу; 10 – розломи мантийного закладення; 11 – корового закладення; 12 – контур Криворізької структури.

Підтвердженням цього є порівняння даних абсолютного віку циркону з конгломератів світи (3020-2340 млн. років) і порід Середньопридніпровського комплексу. Дані одержані за допомогою методу мас-спектрометрії індуктивно-пов'язаної плазми з лазерною абляцією [17]. Вони засвідчили, що вік циркону в конгломератах світи становить 3020–2340 млн. років, а вік порід Середньопридніпровського комплексу 3200–2800 млн. років [17].

4.2. Глеюватський етап

Вище зазначалося, що основний вигляд світи становить асоціація поліміктових конгломератів і граувакових пісковиків, що утворюють своєрідні лінзовидні тіла, витягнуті за простяганням Криворізької структури. Внутрішня будова тіл характеризується зміною потужності не тільки за простяганням, а й навхрест нього. При цьому поперечний профіль має асиметричну будову (рис. 3.21, 3.22). У Саксаганському районі (східна частина) світа утворена конгломератами і пісковиками з переважанням перших. У напрямку до Криворізько-Кременчуцького розлому відбувається поступове збільшення у складі світи пісковиків і сланцевих порід, що призводить до зміни асоціації конгломерат + піскови́к пісковико-сланцевою елементарною асоціацією порід верхньої підсвіти, яка змінює за простяганням нижню (конгломератову) підсвіту.

Аналогічна картина спостерігається і в межах Ганівського району, (західна частина), різниця проявляється лише в тому, що зміна грубоуламкових асоціацій пісковико-сланцевими відбувається із заходу на схід [106].

Характер будови світи і спрямоване заміщення конгломерато-пісковикової асоціації більш тонкозернистими літотипами порід дає змогу

припускати, що конгломерати є утвореннями конусів виносу і прибережних дельт. Як відомо [161], по мірі віддалення від джерел зносу грубоуламкові галечники конусів виносу переходять у прибережні відклади дельт; при цьому зазвичай берегова лінія зміщується в бік моря так, що грубоуламкові відклади, наступаючи, перекривають і заміщають прибережно-морські.

На «змішану» змінну обстановку формування відкладів світи вказують також величини співвідношень груп елементів-індикаторів (табл. 4.5).

Підтвердженням первинно седиментаційної природи утворень світи може бути характер розподілу елементів у літологічному ряді конгломерат – піщаник – сланець. На рис. 4.9 представлені результати масових спектральних аналізів порід зазначеного ряду (табл. 4.6). Наростання вмісту елементів від конгломератів до піщаників у цілому підпорядковується відомій закономірності, властивій «ідеальному профілю» нормального осадового циклу [212]. Здебільшого вміст елементів зростає від континентальної та прибережної зони (конгломерати) до «пелагічної» (сланці). Розподіл елементів в «ідеальному профілі» носить, за Н. Страховим [187], риси контрастного підтипу упорядкованого типу, що, у першу чергу, передбачає тривале й інтенсивне вивітрювання в областях знесення олігоміктового теригенного матеріалу і достатнє сортування.

Таблиця 4.5.

**Величини відношень елементів-індикаторів і фаціальні умови
осадонакопичення порід глеюватської світи
(розраховано автором на основі табл. 3.4)**

Порода і відношення елементів-індикаторів	Величини відношень	Умови осадонакопичення [75; 76; 214]
Конгломерати		
V : Cu	1,33	Морські
V : Zr	0,16	Континентальні
Пісковики		
Al : Ti	39,17	Прибережно-морські
V : Cu	2,94	Морські

V : Zr	0,36	Континентальні
Zr : Cu	8,18	Континентальні
Сланці		
Al : Ti	32,75	Морські
V : Cu	3,79	Морські
V : Zr	0,99	Морські
Zr : Cu	3,85	Континентальні

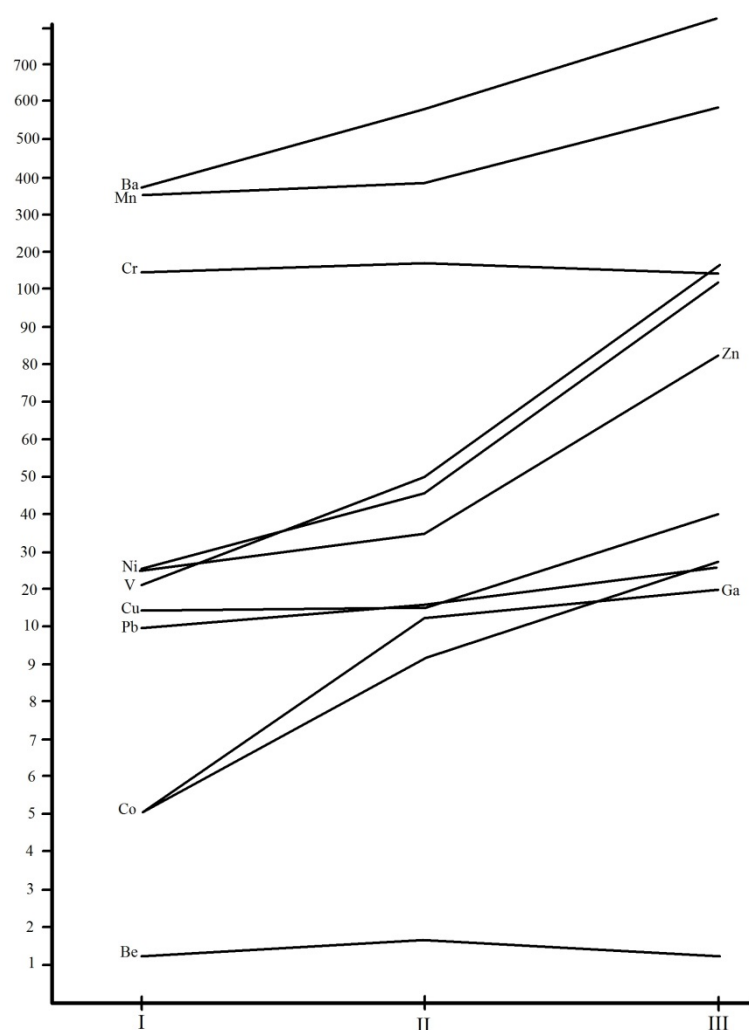


Рис. 4.9. Розподіл середніх значень елементів у метаосадових породах глеюватської світи
(побудовано автором на основі табл. 4.6)

Примітка: I – конгломерати, II – пісковики, III – сланці.

Використовуючи відношення Fe / Mn , як індикатор положення осадів на фаціальному профілі басейну, можна побачити, що значення відношення Fe / Mn в осадових породах зменшується зі збільшенням глибини і з переходом від шельфових фацій до пелагічних. Це зумовлено поглинанням осадовими утвореннями Mn із морської води, і осіданням основної маси заліза в прибережно-морських умовах, а зі зростанням величини відношення Fe / Mn указує на обміління й опріснення басейну. Середнє відношення Fe / Mn для глеюватської світи, розраховане у 22 аналізах, становить 179,96 (min – 6,9, max – 529,16). Ці результати є свідченням того, що породи глеюватської світи утворилися в прибережно-морських умовах з домінуванням теригенного матеріалу [7].

На палеосолоність басейну осадонакопичення вказує відношення C/S , запропоноване Р. Бернером і та Р. Райсвеллом [104]. Розраховане для глеюватської світи середнє відношення C/S – 71,39, за даними авторів, указує на сильно опріснену воду в басейні осадонакопичення.

Таблиця 4.6

Середній вміст мікроелементів у породах глеюватської світи (умв. од.)
[106]

Елементи	Конгломерати	Пісковики	Сланці
Mn	355	394	568
V	20	50	148
Cr	132	157	143
Cu	15	17	39
Ni	26	46	121
Co	5	9	27
Ba	379	591	1300
Be	1,3	1,6	1,3
Ga	5	11	17
Pb	10	13	23
Zn	27	35	80

Однак поліміктовий склад конгломератів, належність пісковиків до граувак, низький ступінь зрілості пелітів світи ($Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$

дорівнюють відповідно 6,99 і 1,71), а також відносно високі значення алюмокремнієвого модуля (для пісковиків – 0,17; для сланців – 0,23) суперечать цьому. У цьому випадку встановлений характер розподілу елементів, очевидно, можна пояснити перенесенням матеріалу в підвищеному стані водними потоками, що мають підвищену гідродинамічну енергію, і перевідкладенням його в «пелагічній» зоні басейну осадо накопичення. Такі умови можливі тільки при активному тектонічному режимі, супутньому швидкому формуванню западини на одних ділянках і горотворенню на інших.

Аналіз таблиці 4,7 свідчить про формування порід світи у прогинах, що характеризуються середнім і сильним ступенем активізації (табл. 4.7).

Таблиця 4.7.

Зіставлення наближених кількісних оцінок інтенсивності вивітрювання і ступеня осадової диференціації для метаосадових товщ областей різних палеотектонічних режимів і утворень глеюватської світи

Типи зон у тектонічному режимі	Еталонні параметри за О. Предовським [152]		Параметри відкладів глеюватської світи	
	W	d	W	d
Стабілізовані прогини	80	17		
Помірно активізовані прогини	58	24		
Середньо сильно активізовані прогини	40	1,6	50,77	0,55
Помірно активізовані підняття	48	1,6		

W – інтенсивність вивітрювання;

d – ступінь осадової диференціації;

Параметри розраховуються за формулами:

$W = A_{\text{ср}} + K_{\text{ср}}$, де A – часткова глиноземисті ($\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$); K – співвідношення лугів ($\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$);

$d = (A_{\text{пл}} / F_{\text{пс}}) * 1000$, де A – середнє значення параметру A для метапелітів, $F_{\text{пс}}$ – середнє значення параметру F для метапсамітів $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$.

Висловлене вище припущення про ступінь активізації території Криворізької структури під час формування порід глеюватської світи, підтверджено діаграмами М. Бхатія (рис. 4.10). Більшість точок припадають на межу двох полів: активних континентальних окраїн і пасивних окраїн, але з переважанням перших.

Разом із тектонічним режимом та у взаємодії з ним великий вплив на поведінку елементів в осадовому процесі і на характер складу теригенних утворень має кліматичний фактор. З метою відновлення палеокліматичних умов проводилося порівняння хімічних складів порід світи й аналогічних утворень відомих тектонічних та кліматичних умов постдокембрійського часу за методикою В. Голов'юнка (рис. 4.11) [38; 104].

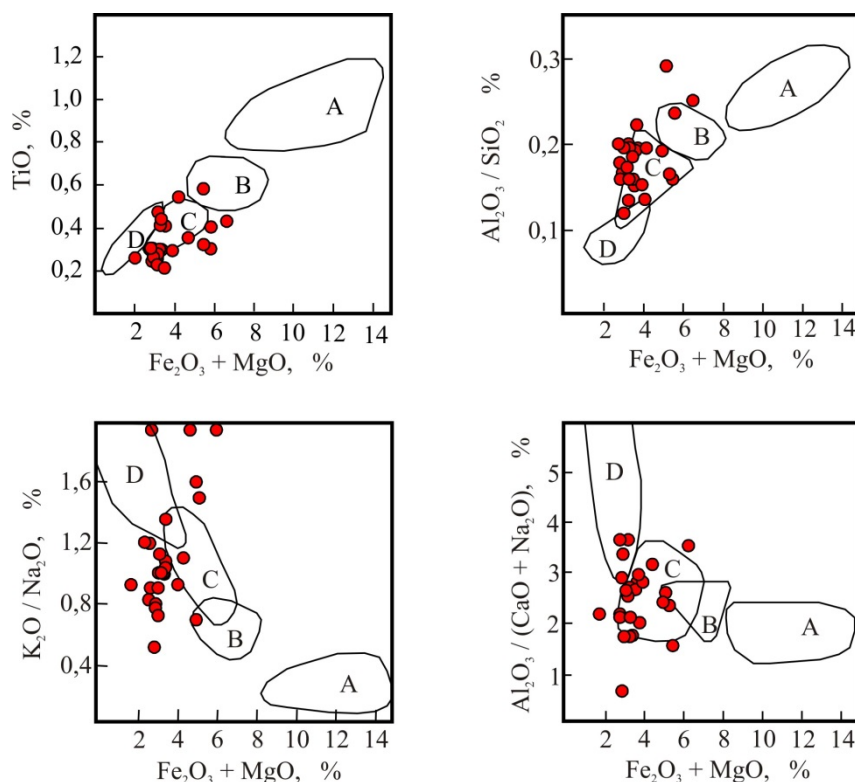


Рис. 4.10. Діаграми М. Бхатія для реконструкції тектонічних умов формування порід глеюватської світи

(побудовано автором на основі даних табл. 3.4)

А — пісковики молодих (океанічних) острівних дуг; В — пісковики зрілих (приконтинентальних) острівних дуг; С — пісковики з обстановок активних континентальних окраїн; D — пісковики пасивних окраїн.

Як видно з рис. 4.9 а, фігуративні точки на діаграмі SAK утворюють поле, паралельне до поля аридних пісків, і перекривають поле пісків гумідної зони, що вказує на риси клімату під час формування утворень світи, відмінні від клімату пізніших геологічних епох, однак при цьому спостерігаються риси подібності з помірним кліматом гумідних зон. Більш чітко ці ознаки виявляються при аналізі хімічних складів пелітів світи.

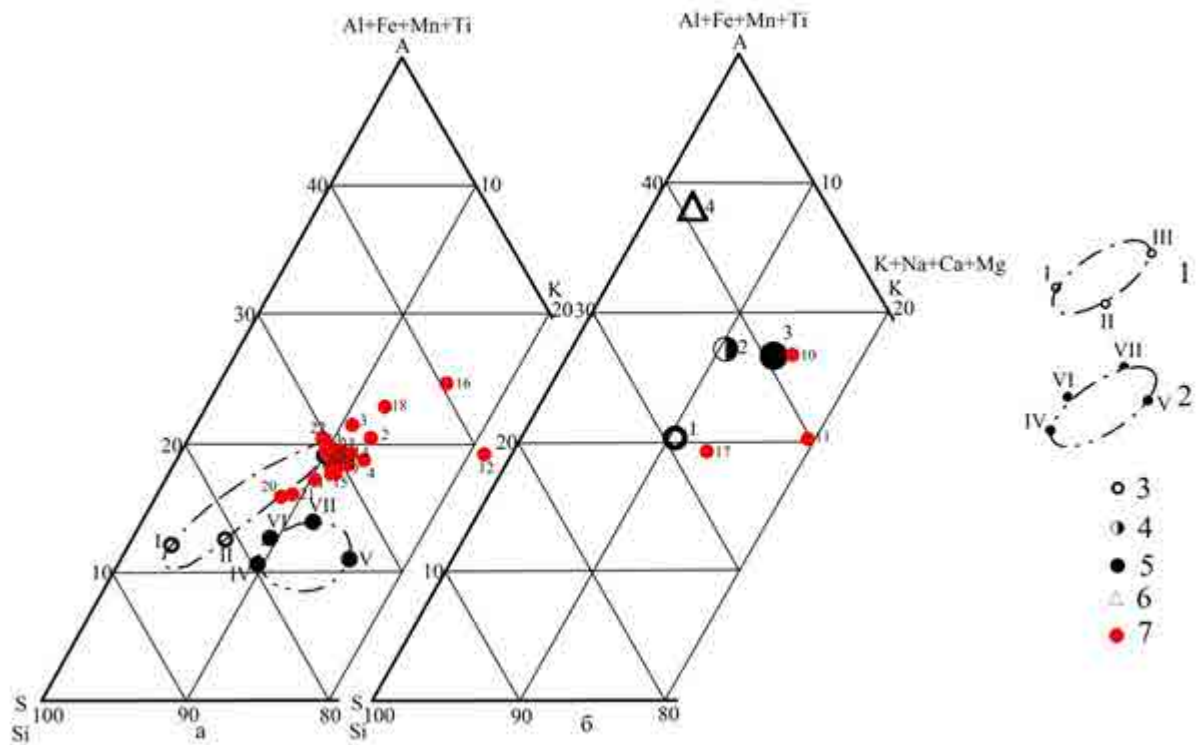


Рис. 4.11. Діаграма порівняння складу пісковиків (а) і сланців (б) глеюватської світи з «еталонними» типами пісків і глин різних кліматичних зон

(побудовано автором на основі даних табл. 3.4)

1 – поле пісків гумідного клімату: I – континентальні, II – узбережно-морські, III – пелагічні; 2 – поле пісків аридного клімату: IV – континентальні, V – лагунні, VI – узбережно-морські, VII – пелагічні. Глини: 3 – континентальні холодного і помірно-холодного клімату; 4 – морські; 5 – морські і засолені лагун і озер аридного клімату; 6 – континентальні вологого і жаркого клімату. 7 – фігурні точки.

На рис. 4.11 б фігуративні точки сланців розподіляються між точкою усереднених складів морських глин, засолених лагун і озер аридного клімату і континентальних глин холодного і помірно-холодного клімату. Аналогічні результати ми одержали і при порівнянні хімічних складів пелітів світи й еталонів глин із середніми кларковими вмістами породоутворюючих окислів у магматогенних породах (рис. 4.12). Ці висновки не суперечать іншим геологічним даним. Основною рисою складу світи є поліміктовий уміст її порід, що дає змогу паралелізувати глеюватську світу з поліміктовою літогенетичною («кліматичною») формацією, виділену В. Сініциним [177], яка властива помірному клімату гумідних зон. Проте, як відомо [121; 177], поліміктові формації характерні для тектонічно активних областей, що фіксують найбільш активні зрушення в межах районів знесення уламкового матеріалу, чим, очевидно, й можна пояснити таку контрастність, одержану при порівнянні утворень світи з еталонами порід кліматичних зон на наведених діаграмах.

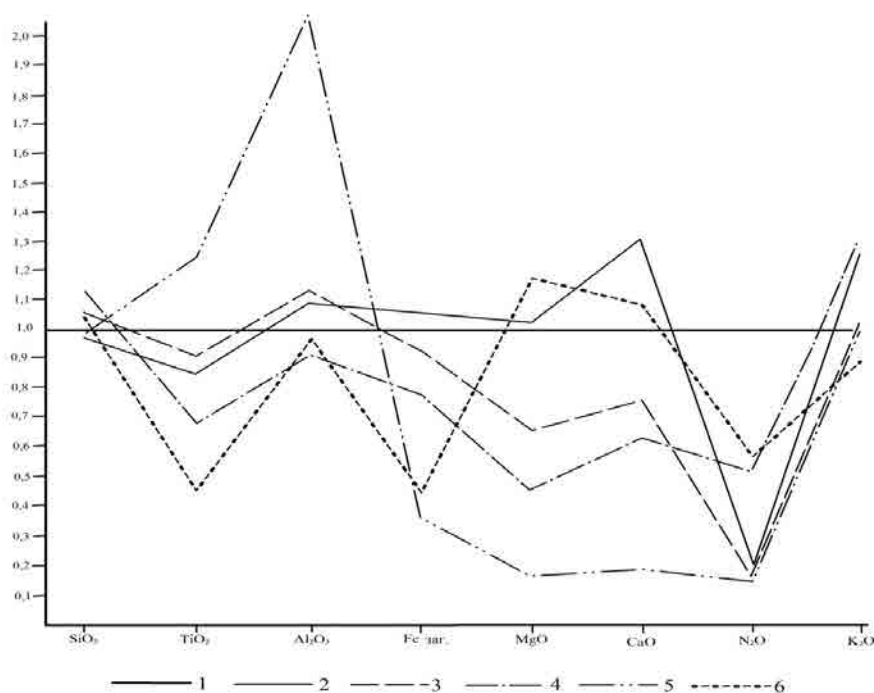


Рис. 4.12. Співвідношення середніх хімічних складів різних генетичних типів глин і сланців глеюватської світи
(побудовано автором на основі даних табл. 3.4)

1 – середній хімічний склад магматичних порід, за Кларком і Вашингтоном; 2 – глини морські, засолених лагун і озер аридного клімату; 3 – морські глини; 4 – континентальні глини жаркого і помірно холодного клімату; 5 – континентальні глини жаркого і вологого клімату; 6 – сланці глеюватської світи.

Отже, формування порід світи відбувалося у прибережно-басейнових умовах, про що свідчать розрізи світи і показники реконструкції. Формування басейну осадо накопичення було зумовлене підвищенням тектонічної активності району, у результаті якого відбулося різке опускання центральній частини Криворізької структури і підйом Саксаганських складчастих структур (східний борт Саксаганського району) на південному сході і Західно-Ганівських смуг на північному заході. Підтвердженням цього є формування двох великих конусів виносу, що характеризуються протилежними напрямками знесення уламкового матеріалу (рис. 4.13).

У першу чергу розмивалися породи нижче залягаючих світ криворізького комплексу, свідченням чого є наявність гальки цих порід у нижніх частинах розрізу світи. Однак, верхів'я палеопотоків, очевидно, досягали на південному сході ділянок розвитку порід Аульського й Середньопридніпровського комплексів, а на північному заході – Інгуло-Інгулецького, про що свідчить наявність порід зазначених комплексів у складі галькового матеріалу верхніх частин розрізів світи (гальки плагіо-, мікроклін-плагіоклазових гранітів і їх мігматитів, амфіболітів, кислих ефузивів і т. ін.). Палеопотоки характеризувалися підвищеним гідродинамічним режимом, могли переносити великі (до валунів) уламки, а більш дрібний матеріал транспортувати в підвішеному стані.

Наявність двох роз'єднаних джерел уламкового матеріалу і різних областей живлення для формування саксаганського і ганівського розрізів світи суперечить твердженням про належність басейну осадо накопичення до западин передгірського типу, що утворюються на заключному, орогенному етапі розвитку геосинкліналі [72]. Формування западини, очевидно, було зумовлене рухами, викликаними посиленням тектонічної активності району,

брилевих гірських споруд північно-західної частини (Інгулецька брила) та Саксаганського купола на південному сході, що призвело в кінцевому підсумку до формування грабеноподібного басейну, обмеженого розломами і заповненого теригенним матеріалом.

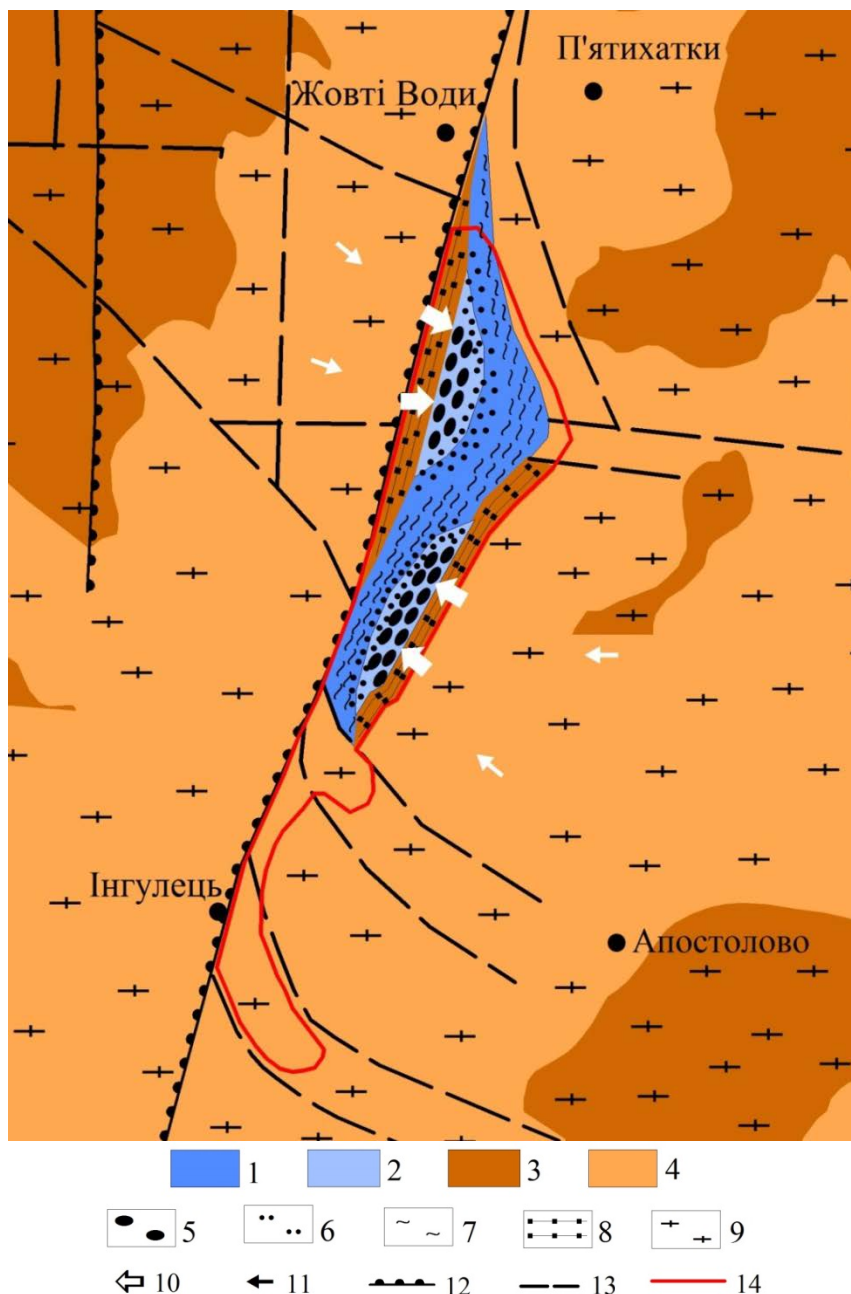


Рис. 4.13. Палеогеографічна схема формування глеюватської світи
(побудовано автором на основі даних [106])

1 – море глибоке; 2 – море мілке, прибережна частина; 3 – височини; 4 – низовини; 5 – конгломерати; 6 – пісковики; 7 – сланці; 8 – породи криворізької структури; 9 – породи Інгуло-Інгулецького і Середньопридніпровського комплексів; 10 – головні напрями зносу

уламкового матеріалу; 11 – допоміжні напрями зносу уламкового матеріалу; 12 – розломи мантіїного закладення; 13 – корового закладення; 14 – контур Криворізької структури.

Висновки до розділу 4

1. У ранньому протерозої на території Криворіжжя існувало три потужних палеоріки з перемінним гідродинамічним режимом. Одна впадала в Криворізький палеобасейн із півдня в районі м. Інгулець; друга протікала з південного-сходу на північний захід, і її русло знаходилося між смт. Широке та м. Апостолове, а гирло знаходилося на території сьогоdnішнього житлового масиву Південного ГЗК; русло третьої характеризувалося субширотним простяганням і проходило південніше населеного пункту Веселі Терни (район шахти ім. В. І. Леніна).

2. Наявність конусів виносу підтверджується фаціальним заміщенням порід нижньої підсвіти середньою. Породи утворилися в прибережно-морських і континентальних умовах, які змінювалися за час формування скелюватської світи.

3. При реконструкції кліматичних умов формування скелюватської світи різні методики дали дещо різні результати, але, ураховуючи високу зрілість порід світи, ми схилиємось до формування порід в умовах гумідного клімату.

4. Породи глеюватської світи утворилися в умовах змінних від континентальних до морських, що підтверджується співвідношеннями елементів індикаторів і фаціальних умов, а також розподілом середніх значень мікроелементів у породах світи. Породи сформувалися з двох великих конусів виносу, що характеризуються протилежними напрямками знесення уламкового матеріалу.

РОЗДІЛ 5

КОРИСНІ КОПАЛИНИ МЕТАТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ КРИВОРІЗЬКОЇ СТРУКТУРИ

Розширення мінерально-сировинної бази відомих рудних районів і інтенсифікація пошуків нових родовищ корисних копалин протягом останніх десятиліть значною мірою доповнили ряд металогенічних і пошукових критеріїв різноманітного зруденіння. На особливу увагу заслуговує висновок української металогенічної школи під керівництвом Я. Белєвцева [9; 10] про те, що виникнення і розміщення родовищ, сформованих у докембрію зумовлене первинними накопиченнями рудогенних металів в осадових і осадово-вулканогенних формаціях, з подальшою мобілізацією, міграцією (нерідко на великі відстані) і відкладенням металів у сприятливих вміщуючих структурах при метаморфізмі й ультраметаморфізмі. Із зазначеного випливає, що провідним процесом рудоутворення є метаморфогенний розподіл рудогенних елементів, що формує досить високі їх концентрації в первинно осадових і вулканогенно-осадових утвореннях. Отже, об'єктивна оцінка перспектив металоносності цих утворень потребує, передусім, детального вивчення мінералогічних і геохімічних особливостей порід з метою виявлення можливого потенціалу накопичення рудогенних елементів і характеру їх розподілу.

Вивчення осадових і вулканогенно-осадових відкладів від сучасних осадів до древніх товщ дало змогу встановити, що накопичення рудогенних елементів у них є закономірним процесом і залежить від ряду чинників [140], основними з яких є тектонічні, фізико-хімічні, палеокліматичні, літолого-фаціальні та інші.

Грубоуламкові товщі Криворізької структури здавна привертають увагу дослідників, що займаються питаннями металогенії докембрію Українського щита (УЩ). Наявність у розрізі Криворізької структури метаморфізованих конгломератів, поряд з іншими геологічними

особливостями (структурна приуроченість, час формування, склад конгломератів, положення в розрізі і т.д.), дають змогу в загальних рисах зіставити криворізький розріз з відомими докембрійськими розрізами, що мають у своєму складі металоносні конгломерати, і, відповідно, розглядати його як потенційно перспективний у пошуках благородних металів [137]. У дослідженні зупинимося на металогенічних особливостях конгломератовміщуючих і конгломератових товщ, ґрунтуючись на матеріалах, одержаних при вивченні внутрішнього складу й будови окремих стратиграфічних підрозділів Криворізької структури.

Товща А нижньої підсвіти скелюватської світи. У металогенічному відношенні характеризується відносно слабким вивченням порівняно з середньою і верхньою підсвітами, що, цілком ймовірно, зумовлене «безперспективним» складом сланцевих конгломератів, гальки яких представлені біотитовими та хлоритовими сланцями, і негативною металогенічною спеціалізацією пов'язаних з ними сланців. Вивчення геохімічних особливостей порід дало змогу встановити, що сланці характеризуються підвищеним фоновим вмістом *Co, V, Be, Mo, Pb, La, P, Zr, Ti, Cr, Ga, Ag*. Близькими або кларковими є середні вмісти *Mn, Ge, Ni, Zn, Cu* (табл. 5.1) [139].

Псамітові члени підсвіти і цемент конгломератів містять у підвищених кількостях уламковий апатит (до 3–5 %), магнетит, мінерали титану (ільменіт, рутил, сфен), циркон, простежується тонкорозсіяне вкраплення сульфідів (пірит, піротин). Однією з особливостей порід є підвищена радіоактивність, що свідчить про наявність у їх складі, цілком ймовірно, акцесорних радіоактивних мінералів.

Товща Б нижньої і середня підсвіти скелюватської світи. Завжди викликала інтерес дослідників з точки зору її потенціалу на золотоносність. При проведенні геолого-знімальних і пошукових робіт у межах зазначених районів протягом другої половини ХХ століття в конгломератовміщуючих товщах були виявлені знаки або підвищені концентрації золота, однак

Таблиця 5.1.
Середній вміст елементів у породах новокриворізької, скелюватської і глеюватської світ у кларках концентрації

Новокриворізька світа																						
Сланці хлорит-амфіболітові																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	0,7	0,6	0,4	0,9	1,1	-	2,5	1,0	-	1,4	0,2	0,65	0,6	0,7	2,1	0,6	0,7	0,9	0,6	-	0,5	1,1
Скелюватська світа																						
Нижня підсвіта																						
Конгломерати																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	18	19	190	7,0	6,8	19	250	32	3,7	7,5	1,3	0,7	1,3	2,6	2,1	2,3	1,1	1,1	2,6	1,1	0,9	21,6
Гравеліти																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	4,4	6,4	21	4,7	1,6	6,0	100	18	2,5	5,6	1,5	0,95	1,1	1,8	1,25	2,1	0,75	-	2,2	1,0	0,8	19,7
Верхня підсвіт																						
Гравеліти																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	1,1	3,6	20	3,4	1,1	2,0	50	12	2,3	3,6	1,0	0,9	0,8	1,6	1,3	1,8	0,75	1,0	4,6	1,0	0,8	24,0
Пісковики																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	1,4	4,6	17	5,0	1,4	2,4	77	19	2,5	4,0	1,1	1,4	1,5	3,7	5,3	1,8	1,9	1,25	6,0	1,1	1,6	22,6
Сланці філітовидні																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	2,3	2,25	1,15	0,5	0,7	0,2	1,4	0,7	1,7	1,2	0,2	2,25	0,6	1,3	0,9	0,46	0,9	1,1	1,2	-	-	0,3
Глеюватська світа																						
Конгломерати																						
Елементи	Ag	Pb	Mo	Sn	Zn	Bi	Co	Ni	W	Cu	La	Zr	Ti	Cr	V	P	Ga	Ge	Ba	Be	Li	Mn
Кк	0,4	1,4	6	1,8	1,7	1,1	17	13	-	1,5	0,8	0,55	0,6	3,8	1,0	-	0,4	1,4	3,8	1,3	1,1	35,5

промислових умістів не встановлено і питання перспектив їх золотоносності залишається відкритим.

З метою підтвердження або спростування уявлень про їх потенційну металоносність нами здійснено спробу оцінки перспектив золотоносності цих своєрідних утворень з позиції аналізу факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота в докембрійських конгломератах, розроблених Ф. Кренделєвим [90] і В. Негруцою [121] шляхом узагальнення матеріалів зі стратиграфії, тектоніки, металогенії, геохімії, палеогеографії, літологічних і фаціальних особливостей рудоносних конгломератів світу.

Основне значення при оцінці потенційної золотоносності докембрійських конгломератів належить таким показникам як: стратиграфічне розташування конгломератів у загальному розрізі літосфери і час їх утворення (вік); літологічний тип конгломератів і належність їх до сульфідної або оксидної асоціацій; склад областей живлення; палеогеографічні умови формування конгломератовміщуючих товщ; метаморфізм; магматизм; накладені процеси; геохімічна спеціалізація конгломератів і асоційованих із ними порід; наявність корінних родовищ золота в межах областей знесення уламкового матеріалу [107] (табл. 5.2).

Таблиця. 5.2.

Оцінка потенційної золотоносності конгломератів скелюватської світи

Критерії	Скелюватська світа
Стратиграфічний	+
Літологічний	±
Фаціальний	±
Склад територій живлення	+
Наявність корінного золота в межах провінцій живлення	+
Палеогеографічний	±
Метаморфічний	+
Магматичний	—
Метасоматичний	—
Геохімічний	+

Значення критеріїв: «+» – позитивне; «±» – нейтральне; «—» – негативне

Аналіз позиції золотоносних конгломератів світу у структурі літосфери свідчить про те, що більшість продуктивних у золоторудній мінералізації конгломератовміщуючих товщ зосереджені у протогеосинклінальних прогинах, які успадкували структурний план зеленокам'яних проторифтів [130]. З цієї позиції конгломерати нижньої частини розрізу Криворізької структури можна віднести до потенційно перспективних у пошуках промислових концентрацій золота, оскільки вона на ранніх етапах становлення розвивалася за сценарієм розвитку проторифтогенних зеленокам'яних структур [132].

З огляду на той факт, що основні родовища золота пов'язані з конгломератовміщуючими товщами, час формування яких відповідає віковому діапазону 2850–2454 млн. років [17], а час накопичення теригенних відкладень скелюватської світи становить 2650–2400 млн. років [139], останні можна позитивно оцінити з позиції геохронологічного критерію пошуків золота в докембрійських конгломератах.

Псефітова складова описаних вище конгломератів на 75–80 % представлена добре і середньо обкатаними уламками жильного кварцу і кварцитів, які зцементовані серицит-кварцовим матеріалом, у літологічному відношенні істотно підвищує потенціал їх золотоносності. Підтвердженням цього припущення є той факт, що рудоносні конгломерати світу характеризуються також монокварцовим складом і вмістом галькового матеріалу більше 75 % обсягу породи [140]. Однак, для останніх властиві ще й підвищений вміст у цементі сульфідів або оксидів заліза, наприклад у конгломератах Тарква [1; 2], чого не можна сказати про описані вище конгломерати, де сульфідна мінералізація носить накладений (постседиментаційний) характер, а вміст сульфідів не перевищує 1–2 % [136]. Це не тільки не дає змоги навіть умовно віднести грубоуламкові відклади скелюватської світи до сульфідного типу, але й різко знижує значення літологічного критерію.

Конгломерати скелюватської світи належать до пролювіально-

алювіальних утворень, які сформувалися в результаті активної дії тимчасових палеопотоків, тоді як золотоносні конгломерати Вітватерсранда [140] і Таркви [1] – це істотно алювіальні відклади. У зв'язку з цим слід зазначити, що за палеогеографічним критерієм олігоміктові метаконгломерати займають нейтральне – малоперспективне значення щодо цього.

Накопичення грубоуламкових відкладень скелюватської світи, як уже зазначалося, відбувалося в гирлових частинах палеопотоків з утворенням відкладів на зразок конусів виносу, що підтверджується характером будови конгломератовміщуючих розрізів [107]. Зазначені конгломератовміщуючі товщі є тією частиною, куди більшість рудогенного матеріалу могло потрапляти в підвішеному стані, а важка фракція, до якої належить і золото, як свідчать результати вивчення аналогічних за генезисом утворень [137], могли акумулюватися вище за течією палеопотоків, утворюючи розсипи на схід від Криворізької структури.

У збережених розрізах осадження золота могло відбуватися з дрібнодисперсного або колоїдного станів «електричним» шляхом, для чого в басейні осадонакопичення повинні були існувати геохімічні бар'єри, виникнення яких можливе при змішуванні прісних і солоних вод, або при наявності в басейні біомаси [121]. Відсутність у складі порід конгломератовміщуючих товщ вуглистої речовини, а також інших ознак, що вказують на наявність геохімічних бар'єрів у прибережній частині басейну накопичення осадів унеможливлюють припущення про осадження золота з розчинів «електричним» шляхом.

Істотне значення при формуванні золоторудних конгломератів належить складу областей живлення басейнів накопичення осадів уламковим матеріалом. В. Негруца [121] виділяє три типи джерел теригенного матеріалу, принципово відмінних за складом материнських порід: гранітоїдний, сланцево-амфіболітовий і змішаний сланцево-амфібол-гранітоїдний з обов'язковою умовою наявності в них кварцових жил і сульфідної

мінералізації.

При формуванні теригенних відкладів скелюватської світи джерелом уламкового матеріалу слугували розвинені на схід від басейну накопичення осадів вулканогенно-осадових комплексів Авдотієвської, Чортомлицької, Високопільської зеленокам'яних структур, гранітоїди Саксаганського і Токівського комплексів також верхнього – неоархею і частково плагіограніти і плагіомігматити Дніпропетровського комплексу мезоархею, тобто області, які належать до змішаного сланцево-амфібол-гранітоїдного типу. При цьому слід зазначити, що в межах Авдотієвської, Чортомлицької та Високопільської структур установлені корінні прояви золоторудної мінералізації [137]. З огляду на це можна припустити, що за критерієм джерел теригенного матеріалу, конгломерати скелюватської світи можна відносити до потенційно перспективних для пошуків промислових концентрацій золота.

Особливе значення при формуванні золоторудної мінералізації в конгломератовміщуючих розрізах належить метаморфізму, магматизму, гідротермальним та іншим ендегенним процесам.

Як свідчить світова геологічна практика, більшість золоторудних конгломератів і асоційовані з ними породи метаморфізовані в умовах зеленосланцевої фації регіонального метаморфізму [129]. У таких же умовах метаморфізовані й конгломератовміщуючі товщі, що позитивно впливає на оцінку перспектив їх золотоносності.

Синхронний з грубоуламковим осадо накопиченням магматизм зазвичай є рудопродуктивним, коли розвантаження збагачених рудогенними елементами газово-рідинних флюїдів, які утворюються в результаті диференціації магми, відбувається в басейнах осадо накопичення, або у вміщуючих породах. Під час формування Криворізької структури магматична діяльність в регіоні проявлена лише вкоріненням незначних за масштабами дайок діабазів, а це істотно знижує значення магматичного критерію при оцінці перспектив золотоносності конгломератів регіону.

Це також стосується й оцінки золотоносності конгломератів за

метасоматичним і гідротермальним критеріями, ознаки яких практично відсутні, за винятком незначних проявів сульфідної мінералізації, яка, очевидно, носить постседиментаційний гідротермально-метасоматичний характер. У зв'язку з цим слід зазначити, що ряд дослідників Вітватерсранда [140] пов'язують унікальність золотоносності конгломератів цього регіону саме з діяльністю метасоматичних процесів.

Особливості осадо накопичення теригенних товщ, разом із палеогеографічною умовою і складом уламкового матеріалу, а також зі специфікою постседиментаційних процесів, відіграють основну роль при формуванні металогенічної й геохімічної спеціалізації конгломератів і асоційованих із ними порід. Результати узагальнення геохімічних особливостей псефіто-псамітових утворень скелюватської світи свідчать, що конгломерати характеризуються сильною позитивною спеціалізацією на *U*, *Mo*, *Ag*, *Pb*, *Sn*, *Co*, *Ni*, *W*, *Zn* і позитивною на *Ba*, *P*, *Cr*; гравеліти нижньої підсвіти відрізняються більш позитивною спеціалізацією на *Co*, *Mo*, *Ni*, *Pb*, *Bi*, *Cu*, *Ag*, позитивною на *W*, *Ba*, *Cr*, *Zn* і особливо більш позитивною на *U*, *Ag*, що характеризує породу, як найбільш перспективну на концентрацію зазначених груп елементів; метагравеліти верхньої підсвіти мають більш позитивну спеціалізацію на *Co*, *Mo*, *Mn*, *Ni*, *Pb*, *Cu*, *Sn*, *Ba*, позитивну на *W*, *Bi*, *P*, *Cr* і не виражену на *Ag*, *Zn*, *La*, *Zr*, *Ti*, *V*, *Ga*, *Ge*, *Be*, *Li*; пісковики характеризуються більш позитивною спеціалізацією на *Co*, *Ni*, *Mo*, *Ba*, *Sn*, *V*, *Pb*, *Cr*, *Cu*, позитивною на *Bi*, *W*, *Ag*, *P*, *Ga*, *Li* і близьким до кларкового вмістом *Zr*, *Ti*, *Ge*, *Be*, *Zn*, *La* (табл. 5.1) [139].

Отже, конгломерати й асоційовані з ними породи позитивно спеціалізуються на один і той же набір елементів, що загалом є близьким до елементної асоціації золотоносних конгломератів сульфідного типу [90; 121], а це, відповідно, підвищує потенціал їх золотоносності.

Однією з геохімічних особливостей грубоуламкових порід світи є яскраво виражена позитивна спеціалізація на марганець, що ріднить цю світу з підстиляючою новокриворізькою світою.

Глеюватська світа. Можливість виявлення промислових концентрацій рудогенних елементів у її породах видається малоімовірною. Поліміктовий склад основних членів світи й особливості її формування, відповідно позначилися і на геохімічній спеціалізації порід.

Вивчення геохімічних особливостей псефіто-псамітових утворень світи засвідчило [121; 139], що вони концентрують досить широкий спектр елементів (*Co, Ni, Mn, Ba, Mo, Sn, Pb, Cu, Cr, V*) з чітко виявленою позитивною спеціалізацією і високою варіаційною здатністю рудогенних елементів. Найбільш високі концентрації елементів, хоча і не досягають значних концентрацій, характерні для грубоуламкових порід. Такий характер розподілу зумовлений, ймовірно, різним речовинним складом порід, що цілком відповідають можливим джерелам живлення басейну осадонакопичення уламковим матеріалом [106].

Сланці, що входять до складу світи, характеризуються позитивною і більш позитивною спеціалізацією на *Ag, Co, Ni, Mo, Sn, Zn, Cu, Pb, Cr, V, Ba, Li*, а також *As* (табл. 5.1) [139]. Наявність у сланцях світи миш'яку є основною їх геохімічною відмінністю від інших порід.

Сульфідна мінералізація основних членів світи бідна і представлена дрібним розсіяним вкрапленням піриту і піротину.

Підводячи підсумок вищевикладеного, можна зробити висновок, що найбільш перспективними для пошуків родовищ і проявів корисних копалин, зокрема золота, у межах криворізького району є скелюватська світа. Підтвердженням цього, на рівні зі встановленими в породах світи концентраціями золота [137], є цілий ряд мінералого-петрографічних, геохімічних та інших особливостей світи.

При оцінці металоносні конгломератів слід мати на увазі, що для пошуків родовищ корисних копалин і, в першу чергу, золота найбільш перспективними є конгломерати ранніх стадій формування континентальних платформ, як у площинному відношенні, так і через склад уламкового матеріалу, що пов'язане зі специфічними і рудоносними докембрійськими

утвореннями зеленокам'яних структур. Водночас малоперспективними в цьому відношенні є конгломерати глеюватської світи.

Висновки до розділу 5

1. Аналіз факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота у древніх конгломератах, залучених до оцінки потенційної золотоносності конгломератовміщуючих відкладів скелюватської світи, свідчать, що, за рядом ознак і критеріїв, можна віднести до потенційно перспективних для пошуків підвищених концентрацій металу конгломерати скелюватської світи. Однак позитивні фактори, до яких належать хроностратиграфічний, літологічний, палеографічний, геохімічний, нівелюються негативними значеннями таких критеріїв як магматичний, метасоматичний і гідротермальний. Слід також додати, що частина розсипного золота, яка належить до важкої фракції, могла осідати вище за руслом палеопотоків, а до наявних метаконгломератів могла доходити лише незначна частина дрібнодисперсного золота.

2. Породи глеюватської світи містять у собі досить широкий спектр елементів з позитивною спеціалізацією деяких із них. Розподіл елементів, який ми бачимо в породах, ймовірно, зумовлений різним речовинним складом порід.

3. Підсумовуючи вищесказане, можна стверджувати, що грубоуламкові утворення Криворізької структури мають досить значні концентрації різних елементів, але на сьогодні вони не мають промислового значення.

ВИСНОВКИ

У дисертації викладені результати вивчення конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури. Проведено реконструкцію палеотектонічних, палеофаціальних та палеокліматичних умов їх формування.

У розділі 1 «Сучасний стан геологічного вивчення геологічної будови Криворізької структури» викладено історію дослідження Криворізької структури за різними напрямками в цілому та історію дослідження власне конгломератовміщуючих товщ зокрема.

У розділі 2 «Стратиграфічне розчленування метаморфізованих утворень Криворізької структури» розглянуто стратифіковані утворення Криворізької структури і більш детально – стратифікацію конгломератовміщуючих товщ та тальковмісних сланців верхньої підсвіти скелеватської світи, з реконструкцією первинного складу останніх.

У розділі 3 «Будова і речовинний склад конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури» на основі літературних джерел і архівних описів свердловин детально описано породні асоціації, зміну їх по вертикалі і латералі, співвідношення уламкових і цементуючих порід, мінеральний склад порід і його змінювання від підшови до покрівлі. Автором особисто описано 37 відслонень метаконгломератів по лівому березі р. Інгулець в районі ПдГЗК та опрацьовано 67 шліфів, які долучені до характеристики речовинного складу. На основі опрацювання 100 аналізів скелюватської світи та 26 аналізів глеюватської, було реконструйовано первинну речовину конгломератовміщуючих товщ за методиками О.Предовського та О. Нейолова.

У розділі 4 «Палеогеографічні умови формування конгломератовміщуючих товщ Криворізької структури» вивчено досвід попередніх палеогеографічних досліджень і на основі виконаних петрохімічних перерахунків, за методами О.Предовського, Н. Страхова, В. Голов'янка, фаціального та мінералогічного аналізу внесені власні

уточнення в уявлення про умови формування конгломератовміщуючих товщ.

У розділі 5 «Корисні копалини метатеригенних відкладів Криворізької структури» проаналізовано металогенічні особливості конгломератовміщуючих товщ. Особлива увага приділена перспективам скелюватської світи на золоторудну мінералізацію. Оцінка перспектив золотоносності цих своєрідних утворень проведена з позиції аналізу факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота в докембрійських конгломератах, розроблених Ф. Кренделєвим і В. Негруцею шляхом узагальнення матеріалів зі стратиграфії, тектоніки, металогенії, геохімії, палеогеографії, літологічних і фаціальних особливостей рудоносних конгломератів світу.

Наукова новизна дисертаційної праці:

1. Установлена така стратифікація розрізу нижньої частини скелюватської світи в різних районах замикання Основної структури.

Головні члени товщі представлені хлоритовмісними, біотит-амфіболовими, біотитовими і біотит-кварцовими сланцями. До другорядних належать кварц-амфібол-біотитові, гранат-амфіболові сланці, сланцеві конгломерати, сланцеві гравеліти і пісковики. Характерною рисою товщі є невитриманість складу асоціацій порід у вертикальному і латеральному напрямках.

У західній частині замикання Основної структури розріз товщі утворений чергуванням біотит-амфіболових, кварц-біотитових і хлорит-біотитових сланців з підпорядкованим поширенням кварц-серицитових і кварц-серицит-хлоритових відмін. Амфіболовмісні сланці становлять до 40–50 % об'єму товщі з потужністю від 4 до 7 м; кварц-біотитові сланці – 25–35 % з потужністю 2–5 м; хлорит-біотитові сланці – 10–15 % з потужністю 1–4 м. Загальна потужність розрізу в цій ділянці до 50 м.

У будові розрізу товщі центрального району замикання Основної структури переважають біотит-амфіболові сланці. Ці сланці в розрізі товщі утворюють верстви потужністю 5–10 м, розділені прошарками кварц-

біотитових і біотит-хлоритових відмін, потужність яких збільшується знизу догори за розрізом від 0,5 до 1,5–2,0 м. Завершує розріз товщі асоціація хлорит-біотитових, хлорит-біотит-кварцових сланців і різнозернистих олігоміктових метапісковиків. Потужність товщі в цій частині замикання досягає 130–150 м.

Розріз східної частини замикання характеризують сланцеві метаконгломерати, які утворюють прошарок потужністю 130–140 м у верхній частині розрізу товщі. Гальковий матеріал метаконгломератів на 80–90 % представлений погано, іноді середньообкатаними уламками хлорит-кварцових, хлорит-амфіболових, хлорит-серицит-кварцових, серицит-кварцових сланців. Об'єм галькового матеріалу в породі становить від 80–85 % у низах розрізу товщі до 60–70 % – у верхній частині. Наповнювачем для метаконгломератів слугує різнозернистий поліміктовий метапісковик, утворений з уламкових зерен кварцу, польових шпатів, гранату та карбонатів, зцементованих хлорит-серицитовим матеріалом. В основі метаконгломератів дрібнозернисті зі слабо вираженою верстуватістю хлорит-кварцові, хлорит-амфіболові, амфібол-хлоритові сланці.

2. Запропоновано уточнення стратиграфічної схеми нижньої частини палеопротерозойського розрізу Криворізької структури, а саме виділення нового стратону у складі скелюватської світи, на основі таких аргументів:

- асоціація хлоритових сланців, метапісковиків і сланцевих метаконгломератів зі *стратиграфічною перервою і кутовою незгідністю* залягає на метаелювії вулканогенної новокриворізької світи, з яким має генетичний і просторовий зв'язок. Саме вона дає початок літогенезу первинно-осадових утворень Криворізької серії в ранньому протерозої;

- за своїм складом, петрохімічними особливостями ця породна асоціація чітко відрізняється від асоціації олігоміктових кластолітів, що її перекриває. Лише у верхній частині розрізу наявне перешарування вулканоміктових і олігоміктових породних відмін, що свідчить про поступовий перехід між ними;

- невитриманість потужності розглянутої товщі по всьому простяганню Криворізької структури не дає змоги виділити її як світу, але тісний генетичний зв'язок з підстеляючими метаефузивами новокриворізької світи, єдність мінерального і породного складу, палеогеографічних і фізико-хімічних умов її формування, що відрізняються від умов формування олігоміктової частини скелюватської світи, є підставою для виокремлення цієї породної асоціації як підсвіти.

3. Детально досліджено стратифікацію верхньої підсвіти скелюватської світи (на основі вивчення розрізу в районі Інгулецького родовища залізистих кварцитів) і побудовано її розріз у цьому районі.

Верхня підсвіта сформована асоціацією талькових, хлорит-талькових, хлорит-карбонат-талькових, карбонат-тальк-актинолітових, хлорит-тремолітових сланців, які утворюють групу головних членів. До другорядних належать метапісковики, метагравеліти, філітоподібні сланці, які виявляємо у приконтартових частинах з середньою підсвітою, а також актинолітити, тремолітити та кварц-карбонатні породи.

Характерною особливістю розрізу підсвіти є закономірне чергування двокомпонентних ритмів, представлених асоціацією перидотитові метакоматіїти + піроксенітові метакоматіїти.

4. Уточнено й доповнено уявлення про палеотектонічі, палеофаціальні і палеокліматичні умови формування конгломератовміщуючих товщ.

У формуванні нижньої підсвіти скелюватської світи виділено два етапи. На першому, який знаменує початок літогенезу Криворізької серії, відбулося перевідкладення кор вивітрювання порід вулканогенної новокриворізької світи в змінних умовах, від континентальних (алювіально-пролювіальних) до прибережно-морських з рисами трансгресивного типу осадо накопичення при найбільш активізованому тектонічному режимі, який проявився у формуванні каньйоноподібних западин, що заповнювалися сланцевими конгломератами. Прогинання території компенсувалося підняттям на схід від Криворізької структури, що призводило до утворення гірської країни з добре

розвиненою мережею водотоків, які характеризувалися підвищеним гідродинамічним режимом. Осадонакопичення відбувалося в умовах жаркого і вологого клімату.

Для другого етапу характерною є стабілізація тектонічного режиму. Починає домінувати осадовий матеріал з більш віддалених ділянок на сході. Розмивалися, цілком ймовірно, породи Середньопридніпровського структурно формаційного комплексу, що об'єднує породи зеленокам'яних структур і гранітоїди сурсько-токівського інтрузивного комплексу. Матеріал надходив палеопотоками, які були успадковані від першого етапу. Його олігоміктний склад свідчить про довгостроковий перемив в умовах гумідного клімату і відносно високої зрілості псамітів.

Стабілізований режим на кордоні двох підсвіт змінився помірно активізованим. Зростання ролі тектонічної активізації в період накопичення осадів середньої підсвіти підтверджується поліміктним складом псамітів і низьким ступенем зрілості глинистого матеріалу. Поєднання високих значень коефіцієнтів інтенсивності вивітрювання з порівняно низьким ступенем осадової диференціації можливе тільки за умови існування змінних; континентальних (пролювіально-алювіальних) і незначних прибережно-морських умов осадонакопичення, які, отже, так чи інакше зберігалися під час усього періоду формування скелюватської світи.

Породи глеюватської світи формувалися при помірному й активному опусканні території, про що свідчать значні потужності розрізу світи. Умови осадонакопичення змінювалися від континентальних до морських. Спрямоване заміщення конгломерато-пісковикової асоціації більш тонкозернистими літотипами свідчить, що породи є утвореннями конусів виносу і прибережних дельт. Частина пісковиково-сланцевих асоціацій має мілководно-басейновий генезис.

Джерелом уламкового матеріалу спочатку виступали породи Криворізької серії, які розмивалися прибіжно-хвильовими процесами, але верхні частини розрізів світи формувалися за участю порід Інгуло-

Інгулецького і Середньпридніпровського блоків. Наявність протилежних напрямків знесення уламкового матеріалу зумовила його відкладання в межах двох великих конусів виносу.

Усе це відбувалося у кліматичних умовах перехідних від гумідних до аридних.

5. Досліджено металогенічні особливості конгломератовміщуючих товщ та перспективність використання їх як альтернативних джерел мінеральної сировини.

Скелюватська світа оцінена з позиції аналізу факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота в докембрійських конгломератах, розроблених Ф. Кренделєвим і В. Негруцею. Здійснений аналіз засвідчив, що породи скелюватської світи мають позитивне значення за такими критеріями: стратиграфічний, склад територій живлення, наявність корінного золота в межах провінцій живлення, метаморфічний, геохімічний; незначну вагу мають такі критерії: літологічний, фаціальний, палеогеографічний. Незважаючи на те, що більшість критеріїв мають позитивну або незначну вагу, два досить важливих критерії, зокрема магматичний і метасоматичний мають негативне значення, що сильно нівелює інші критерії і свідчить про малоперспективність скелюватської світи на промислову золоторудну мінералізацію.

Вивчення геохімічних особливостей псефіто-псамітових утворень глеюватської світи засвідчило, що вони концентрують досить широкий спектр елементів (*Co, Ni, Mn, Ba, Mo, Sn, Pb, Cu, Cr, V*). Сланці, що входять до складу світи, характеризуються позитивною і дуже позитивною спеціалізацією на *Ag, Co, Ni, Mo, Sn, Zn, Cu, Pb, Cr, V, Ba, Li*, а також *As*.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Аду Т. К. Геология и некоторые аспекты условий формирования метатеригенных толщ структуры Тарква (центральная Гана) / Т. К. Аду, И. С. Паранько // Криворожский горнорудный институт. – 1993. – № 1. – С. 120–129.
2. Акулинина Е. П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция / Е. П. Акулинина. – Новосибирск, 1971. – 150 с.
3. Армашевский П. Я. К геологии Волынской губернии / П. Я. Армашевский // Дневник X съезда русских естествоиспытателей и врачей. – Киев, 1898. – С. 375–376.
4. Артеменко Г. В. Вік осипенківської світи Приазовського масиву / Г. В. Артеменко, Е. М. Бартницький, Г. В. Жуков то ін. // Доп. АН УРСР Сер. Геологія. – 1985. – № 15. – С. 3–5.
5. Артеменко Г. В. Изотопный возраст гранитоидов района с.Осипенко (Среднее Приазовье) / Г. В. Артеменко, Г. В. Жуков, В. А. Клец // Докл. АН УССР. Сер. Геология. – 1985. – №15. – С. 6–7.
6. Бабков Ю. Б. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита / Ю. Б. Бабков, Д. С. Булаевский, А. А. Зайцев и др. // Геологический журнал. – 1970. – Т. 30. – № 4. – С. 139–148.
7. Белевцев Р. Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна / Р. Я. Белевцев // Геологический журнал. – 1970. – Т. 30. № 4. – С. 25–38.
8. Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия / Р. Я. Белевцев. – Киев: Наук. думка, 1975. – 230 с.
9. Белевцев Я. Н. Главнейшие черты металлогении Украинского щита / Я. Н. Белевцев // Геологический журнал. – 1963. – Т. 23. № 3. – С. 3–22.

10. Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Я. Н. Белевцев, И. А. Акименко, В. И. Горошников и др. – Госгеолтехиздат, 1957. – 279 с.
11. Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Я. Н. Белевцев, Р. Я. Белевцев. – Киев: Наукова думка, 1981. – 47 с.
12. Белевцев Я. Н. Главнейшие черты металлогении докембрийских щитов / Г. И. Каляев // Металлогения Украины и Молдавии / за ред. Я. Н. Белевцев. – Киев: Наукова думка, 1974. – С. 16–21.
13. Белокрыс Л. С., Мордовец Л. Ф. Растительные остатки из Криворожского докембрия / Л. С. Белокрыс, Л. Ф. // Докл. АН СССР. – 1969. – № 2. – С. 446–449.
14. Беспалько Н. А. Стратиграфическая позиция и вещественный состав сущанской свиты северо-западной части Украинского щита / Н. А. Беспалько // Геологический журнал. – 1986. – № 2. – С. 91–102.
15. Беспалько Н. А. Геологическое положение пород Белокоровичской структуры / Н. А. Беспалько // Геологический журнал. – 1986. – № 3 – С. 25–33.
16. Беспалько Н. А. Геологические формации Волыно-Овручской области четвертого структурного яруса / Н. А. Беспалько, А. С. Дранник, А. Я. Хатунцева // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. – Киев: Наук. думка, 1975. – С. 132–141.
17. Бобров О. Б. Генезис та вік циркону із «латівського» горизонту Криворізької серії Українського щита / О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк, І. С. Паранько, О. М. Пономаренко, Л. В. Шумлянський, Б. Дьюйм // Мінералогічний журнал. – 2011. – № 1. – С. 30–40.
18. Бобров О. Б., Лисак А. М., Свешніков К. І. та ін. Формаційний аналіз нижньодокембрійських комплексів Українського щита під час проведення геологознімальних робіт. Теоретико-практичні аспекти / О. Б. Бобров, А. М. Лисак, К. І. Свешніков та ін.. – К.: УкрДГРІ, 2006. – 164 с.

19. Бобров О. Б. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України: Моногр. / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Д. С. Гурський, М. М. Павлунь, Ю. В. Ляхов. Держ. геол. служба, Укр. держ. геологорозвідув. ін-т, Львів. нац. ун-т ім. І.Франка. - Київ: УкрДГРІ, 2004. – 367 с.
20. Бобров О. Б. Геологія та радіологічний вік тоналітів Сурського масиву (Середнє Придніпров'я) / О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк, В. М. Скобелєв, С. Л. Пресняков, С. А. Сергєєв, Л. В. Ісаков // Зб. наук. пр. Укр. держ. геологорозв. ін-ту. - 2008. - № 3. - С. 17-32.
21. Богацкая И. В. Збраньковская осадочно-эффузивная формация / И. В. Богацкая, А. С. Дранник // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 242–246.
22. Букович И. П. Геологическое строение и реконструкция палеовулканизма Овручского грабена (северо-западная часть Украинского щита): автореф. дис. на получение науч. степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / Букович И. П. – Киев, 1903. – 26 с.
23. Букович И. П. Стратиграфия Вильчанской, Овручской и Белокаровичской впадин / И. П. Букович // Геологический журнал. – 1986. – № 2. – С. 102–110.
24. Вассоевич И. Б. Условия образования флиша / И. Б. Вассоевич. – Гостоптехиздат, 1951. – 215 с.
25. Вассоевич И. Б. Грубообломочные породы: справочное руководство по петрографии осадочных пород / И. Б. Вассоевич. – Москва: Гостоптехиздат, 1958. – Т. 2. – С. 16–77.
26. Вербицкий В. И. Первичные аналоги метаморфизованных пород Тетеревской серии и особенности их седиментогенеза / В. И. Вербицкий // Геологический журнал. – 1981. – № 3. – С. 21–29.
27. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли / А. П. Виноградов. – Москва: Изд-во АН СССР, 1959. – 140 с.
28. Виноградов А. П. Состав осадочных пород Русской платформы в

связи с историей ее тектонических движений / А. П. Виноградов, А. Б. Ронов // Геохимия. – 1956. – № 6. – С. 3–24.

29. Вологда А. Г. Открытие остатков организмов в верхней свите криворожской серии докембрия Украины / А. Г. Вологда, А. М. Стрыгин // Докл. АН СССР. – 1969. – № 2. – С. 446–449.

30. Галецкий Л. С. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1:1000000. Объяснительная записка. Кн.1 / Л. С. Галецкий, Б. А. Горлицкий, Л. А. Кипнис и др. – Киев, 1984. – 150с.

31. Ганоцкий В. И. Тепловская свита – неотъемлемая составная часть Конкско-Верховцевской серии Украинского щита / В. И. Ганоцкий, О. Л. Струева // Геологический журнал. – 1986. – № 2. – С. 73–91.

32. Геологічна карта докайнозойських утворень України / Державна геологічна служба України; редкол.: Д. С. Гурський (голов. ред.) та ін. – Київ, 2007р.

33. Геологический словарь. – Москва: Недра, 1968. – Т. 1. – 485 с.

34. Гершойг Ю. Г. Детализация стратиграфической схемы Криворожья / Ю. Г. Гершойг // Проблемы советской геологии. – 1937. – № 4. – С. 75–81.

35. Гінтов О. Б. Положення конгломератів м. Первомайська у розрізі Побузького нікеленосного району / О. Б. Гінтов // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1969. – №9. – С. 781–784.

36. Гладкий В. Н. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога / В. Н. Гладкий // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 45–54.

37. Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей / В. К. Головенко // Проблемы осадочной геологии докембрия. – Москва: Недра, 1966. – Вып. 1. – С. 17–32.

38. Головенко В. К. Литолого-геохимические особенности и условия

образования Тепторгинской серии Байкальской горной области / В. К. Головенко. – Москва: Недра, 1976. – 120 с.

39. Гречишников Н. П. Дослід реконструкції докембрійської фізико-географічної обстановки на основі вивчення порід нижньої світи криворізької серії / Н. П. Гречишников, З. М. Гречишнікова // Геологічний журнал. – 1966. – № 2. – С. 3–15.

40. Гречишников Н. П. К вопросу об условиях накопления золота в конгломератах Кривого Рога / Н. П. Гречишников, И. И. Сохацкий // Геологический журнал. – 1973. – № 3. – С. 110–114.

41. Григорян С. В. Геохимические методы при поисках рудных месторождений / С. В. Григорян. – Москва: Недра, 1982. – 175 с.

42. Гузенко Г. Ф. Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема Конкско-Верховцевской серии Среднего Приднепровья / Г. Ф. Гузенко // Геологический журнал. – 1972. – № 5. – С. 78–85.

43. Гузенко Г. Ф. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья / Г. Ф. Гузенко, М. Н. Доброхотов // Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. – Москва: Недра, 1964. – С. 3–14.

44. Данилович Л. Г. Особенности петрологии вулканических образований Овручского грабена (северозападная часть Украинского щита) / Л. Г. Данилович, И. П. Букович, Л. Ф. Полищук // Геологический журнал. – 1983. – № 6. – С. 101–109.

45. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Серія Центральноукраїнська. Аркуші М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг) за ред. В. В. Захаров, А. В. Мартинюк, Ю. М. Токар. К.: Геоінформ, 2002. – 101с.

46. Дерябин Н. И. О происхождении пород скелеватской свиты Кривбасса / Н. И. Дерябин // Геологічний журнал. – 1995. – № 2. – С. 110–116.

47. Дерябин Н. И. О скелеватской свите (комплексе) Кривбасса / Н. И. Дерябин // Геологічний журнал. – 2008. – № 2. – С. 98–108.
48. Дерябин Н. И. Еще раз о формировании пород Криворожской структуры / Н. И. Дерябин // Геологічний журнал. – 2008. – № 1. – С. 102–110.
49. Доброхотов М. Н. К вопросу о стратиграфии раннего докембрия Среднего Приднепровья / М. Н. Доброхотов // Геологический журнал. – 1964. – № 2. – С. 85–94.
50. Доброхотов М. Н. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита / М. Н. Доброхотов, В. З. Берзенин, В. Л. Бойко и др. // Геологический журнал. – 1981. – № 4. – С. 6–13.
51. Додатко А. Д. Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского района Кривбасса / А. Д. Додатко, И. И. Сухарева, Е. А. Семергеева // Изд. АН СССР. Сер. геол. – 1972. – № 6. – С. 126–137.
52. Додатко А. Д. Метаморфизованная кора амфиболитов криворожской серии / А. Д. Додатко, И. И. Сухарева, Е. А. Семергеева // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 3. – С. 44–45.
53. Домгер В. А. Предварительный отчет о геологическом исследовании, проведенном летом 1883 г. / В. А. Домгер // Изд. Геол. ком. – 1883. – Т. III. – 215 с.
54. Дранник А. С. Стратиграфия докембрия Овручского кряжа (северная часть Украинского щита): Автореф. дис. на получение научной степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / А. С. Дранник. – Киев, 1972. – 24 с.
55. Евтехов В. Д., Паранько И. С., Евтехов Е. В. Альтернативная минерально-сырьевая база Криворожского железорудного бассейна / В. Д. Евтехов, И. С. Паранько, Е. В. Евтехов. – Кривой Рог: Изд-во Криворожского технического университета, 1999. – 69 с.

56. Єсипчук К. Ю. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. – К: УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
57. Жуков Г. В. Терригенная формация Приазовского кристаллического массива / Г. В. Жуков, Е. Б. Глевасский // Геологический журнал. – 1968. – № 3. – С. 100–101.
58. Журавлева З. А. Онколиты и картографии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение / З. А. Журавлева. – Москва: Наука, 1964. – 73 с.
59. Журавлева З. А. Распределение онколитов в рифейских отложениях Южного Урала / З. А. Журавлева // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 2. – С. 38–55.
60. Журавлева З. А. Онколиты рифея Южного Урала / З. А. Журавлева // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагматизм. – Москва: Наука, 1982. – С. 61–83.
61. Забродин Ф. Ю. Естественные тела и проблема объекта в геологии / Ф. Ю. Забродин, В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев // Методологические и философские проблемы геологии. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 77–91.
62. Закруткин В. В. Архейские метаконгломераты побужского комплекса Украинского щита / В. В. Закруткин, В. К. Дудаков, Ю. В. Агарков // Изв. Сев.-Кавказ. науч. центра Высшей школы. естест. науки. Геология и география. – 1960. – № 4. – С. 60–64.
63. Іванушко О. С. Про природу так званих Звенигородських конгломератів / О. С. Іванушко // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1974. – № 8. – С. 682–686.
64. Иванченко В. В. Типоморфизм акцессорного циркона в гранитоидах Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской структурно-формационных зон: автореф. дис. на получение научной степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / В. В. Иванченко. – Львов, 1982. – 21 с.

65. Ивенсен Ю. Д. Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков / Ю. Д. Ивенсен, В. И. Левин, С. В. Нужков. – Москва: Наука, 1969. – 209 с.
66. Ищенко А. А. О новых находках органических остатков в глееватской свите Криворожской серии Украинского щита / А. А. Ищенко, Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Палеонтологический сборник. – 1988. – № 25. – С. 62–73.
67. Казаков В. Л. Природнича географія Кривбасу / В. Л. Казаков, І. С. Паранько, М. Г. Сметана, В. О. Шипунова, В. В. Коцюруба, О. О. Калініченко. – Кривий Ріг: Видавничий дім, 2005. – 151 с.
68. Каляев Г. І. Нижньопротерозойські лагунна та моласова формації криворізького басейну / Г. І. Каляев // Геологічний журнал. – 1962. – № 5. – С. 19–33.
69. Каляев Г. И. Схема стратиграфии Больного Кривого Рога на основе формационных критериев / Г. И. Каляев // Геологический журнал. – 1964. – № 3. – С. 109–120.
70. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции / Г. И. Каляев. – Киев: Наук. думка, 1965. – 205 с.
71. Каляев Г. И. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серни / Г. И. Каляев, А. М. Снежко // Геологический журнал. – 1973. – № 6. – С. 16–27.
72. Каплин П. А. Различия в динамике аккумулятивных берегов океана и внутренних морей / П. А. Каплин, Л. Г. Никифоров, И. Ф. Шадрин // Геоморфология и литология береговой зоны и других крупных водоемов. – Киев: Наука, 1971. – С. 13–18.
73. Карпинский А. П. О результатах буровых работ в бассейне р. Припять / А. П. Карпинский // Изв. Императ. АН. – 1907. – № 1. – С. 47–50.
74. Каршенбаум А. Н. Геологическая структура северной части Саксаганской полосы / А. Н. Каршенбаум // Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна / А. Н. Каршенбаум. – Киев: Изд-во

АН УССР, 1955. – С.53–68.

75. Катченков С. М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях / С. М. Катченков. – Киев: Гостоптехиздат, 1959. – 271 с.

76. Кейт М. Л. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков / М. Л. Кейт, Э. Т. Дегенс // Геохимические исследования. – Москва: Изд-во ИЛ, 1961. – С. 55–84.

77. Кирилюк В. П. Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия Украины / В. П. Кирилюк, А. М. Лысак, К. И. Свешников. – Киев, 1979. – 178 с.

78. Кобзар В. М. Золотоносність метаконгломератів та гнейсів тікецької світи / В. М. Кобзар // Доп. АН УРСР. Сер.Б. – 1972. – № 3. – С. 976–979.

79. Кобзарь В. Н. Нижнепротерозойское накопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита / В. Н. Кобзарь. – Киев: Наук. думка, 1981. – 103 с.

80. Кобзарь В. Н. Новый район развития метаконгломератов в центральной части Украинского щита / В. Н. Кобзарь, Е. М. Гониондский // Геологический журнал. – 1975. – № 4. – С. 44–53.

81. Коваленко Ю. В. О проявлениях золота в докембрийских сланцах и конгломератах Белозерского района / Ю. В. Коваленко, Н. В. Кутанов, А. Г. Насад и др. // Геологический журнал. – 1979. – № 2. – С. 122–123.

82. Козловская А. Н. Геологическое строение и тектоника северо-западной и центральной части Украинского щита / А. Н. Козловская // Петрография докембрия Русской платформы / А. Н. Козловская. – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 54–59.

83. Колий В. Д. Формации и стратиграфия нижнепротерозойских образований Волынского геоблока (Украинский щит) / В. Д. Колий // Геологический журнал. – 1983. – № 6. – С. 21–33.

84. Колий В. Д. Вулканизм и железнакопление в нижнем протерозое Волынского геоблока (Украинский щит) / В. Д. Колий //

Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 1. – С. 84–92.

85. Колий В. Д. Формации и геологические условия образования нижнепротерозойского метакарбонатно-терригенного комплекса Тетеревского прогиба: автореф. дис. на получение научной степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / В. Д. Колий. – Львов, 1984. – 22 с.

86. Колий В. Д. О стратиграфии Тетеревской серии (Волынский блок Украинского щита) / В. Д. Колий, Н. Н. Забияка // Геологический журнал. – 1982. – № 1. – 103–109.

87. Конткевич С. О. Геологическое описание окрестностей Кривого Рога / С. О. Конткевич // Горн. журн. – 1880. – № 3. – С. 25–39.

88. Коржнев М. Н. Метаосадочные петрохимические серии – критерий палеоклиматических реконструкций в раннем докембрии Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны Украинского щита / М. Н. Коржнев, В. В. Покалюк // Доповіді Національної академії наук України. – 2013. – № 8. – С. 120–127.

89. Костенко М. М. Геотектонічне районування Українського щита як єдина основа тектонічних, стратиграфічних та інших побудов / М. М. Костенко // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2016. – № 3. – С. 144–163.

90. Кренделев Ф. П. Металлоносные конгломераты / Ф. П. Кренделев. – Новосибирск: Наука, 1974. – 238 с.

91. Кулиш Е. А. Глееватские метаконгломераты Кривбасса — континентальные молассы или прибрежно-бассейновые отложения? / Е. А. Кулиш, В. В. Покалюк, Н. С. Курлов, Ю. П. Мечников // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. – 2010. – № 18. – С. 7–26.

92. Курлов Н. С. Криворожская сверхглубокая скважина НГ-8: Монография / Н. С. Курлов, Е. М. Шеремет, Н. А. Козарь та др.. – Донецк: «Ноулидж», 2011. – 555 с.

93. Кушинов Н. В. Состав и возраст метаморфизованных

терригенно-хемогенных осадков белозерской свиты Белозерского железорудного района / Н. В. Кушинов // Геологический журнал. – 1987. – № 4. – С. 125–132.

94. Кушинов Н. В. Метаконгломераты докембрия Белозерского железорудного района Украинского щита / Н. В. Кушинов, Ю. В. Коваленко, А. Г. Насад // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. III регион. петрогр. совещ. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 145–146.

95. Лавриненко Л. А., Лунева О.И., Полуновский Р.М., Розенберг Д.Ш. Метаморфизованные обломочные породы в разрезе осипенковской свиты Приазовского кристаллического массива / Л. А. Лавриненко, О. И. Лунева, Р. М. Полуновский // Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литолог. совещ. – Москва: Изд-во АН СССР, 1973. – С. 56–57.

96. Лазько Е. М. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе) / Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак // Геологический журнал. – 1986. – № 2. – С. 18–26.

97. Лазько Е. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита / Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов. – Львов: Вища школа, 1975. – 240 с.

98. Лазько Е. М. Об особенностях развития средней части Украинского щита в раннем докембрии / Е. М. Лазько, А. А. Сиворонов // Геологический сборник. – Львов, 1966. – № 10. – С. 3–16.

99. Лапчик Ф. Е. Литостратиграфия метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований Белокоровичской грабен-синклинали северо-западной части Украинского щита / Ф. Е. Лапчик, П. Л. Шульга, В. В. Фуртес, И. П. Букович // Стратиграфия и формации Украины. – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 89–125.

100. Лисак І. П. Овруцька ефузивно-теригенна товща / І. П. Лисак // Стратиграфія УРСР. Т. І. Докембрій. – Київ: Наук. думка, 1972. – С. 289–306.

101. Лучицький В. І. Кристалічні лупаки та вапняки Київщини, контакт їх з гранітами / В. І. Лучицький // Вісн. геол. ком. – 1919. – Вип. 1. – С. 18–27.
102. Лучицкий В. И. Овручский метаморфический комплекс / В. И. Лучицкий // Украинский кристаллический массив. – Киев: Изд-во АН УССР, 1947. – С. 41–44.
103. Малюк Б. І. Застосування нетрадиційних методів геологічних досліджень для кореляції вулканогенно-осадочних відкладів / Б. І. Малюк, І. С. Паранько // Геологічний журнал. – 1992. – № 3. – С. 127–136.
104. Маслов А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. Учебное пособие / А. В. Маслов // Екатеринбург: УГГУ, 2005. – 289 с.
105. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метаконгломератів скелюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Геологія. 2015. – № 3. – С. 23–29.
106. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метатеригенних відкладів глеюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Геологія. 2016. – № 1. – С. 13–19.
107. Матіщук О. А. Металогенічні особливості конгломератовмісних стратонів Криворізької структури / О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. № 2 /2016, С. 99–106.
108. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування конгломератовміщуючих товщ криворізької структури / О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. № 1 /2016, с. 48–64.
109. Матіщук О. А. Літолого-фаціальні особливості конгломератовмісної товщі скелюватської світи Криворізької структури Українського щита / О. А. Матіщук // Всеукраїнська конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук» (Київ 15-19 квітня 2013р.): матеріали

доповідей та виступів. – Київ, 2013. – С. 25–34.

110. Матішук О. А. До питання про взаємовідношення новокриворізької та скелюватської світ криворізької серії / О. А. Матішук // V Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України, Інститут геологічних наук НАН України (Київ 19-20 листопада 2013 р.): матеріали доповідей та виступів. – Київ, 2013. – С. 48–49.

111. Матішук О. А. Палеогеографічні особливості формування протерозойських конгломератів скелюватської світи Криворізької структури / О. А. Матішук // V Всеукраїнська науково-практична конференція (з міжнародною участю), Уманський державний педагогічний університет ім. Павла Тичини (м. Умань 10-11 квітня 2014р.): матеріали доповідей та виступів. – Умань, 2014. – С. 190–193.

112. Матішук О. А. Проблемні питання геологічної складової шкільної географічної освіти / О. А. Матішук // Матеріали міжнародної наукової конференції «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології», Київський національний університет імені Тараса Шевченка, (м. Київ 2014р.): матеріали доповідей та виступів. – Київ, 2014. – С. 32–33.

113. Матішук О. А. До питання про хроностратиграфічне розчленування метавулканогенно-осадового розрізу Криворізької структури Українського щита / О. А. Матішук // Збірник тез Міжнародної наукової конференції, присвяченої 90-річчю академіка НАН України М. П. ЩЕРБАКА «Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту» (Київ, 16–17 вересня 2014 р.): матеріали доповідей та виступів. – Київ, 2014. – С. 91–92.

114. Матішук О. А. Роль історико-геологічних особливостей території при організації краєзнавчих екскурсій (на прикладі Криворіжжя) / О. А. Матішук // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародною участю «Теоретичні і прикладні напрямки розвитку туризму та рекреації в регіонах України» // Збірник наукових праць. – Кіровоград. – КЛІА

НАУ (Кіровоград, 2-3 квітня 2015 р.): матеріали доповідей та виступів. – Кіровоград, 2015. – С. 389–398.

115. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метатеригенних відкладів глеюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // VI Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених, Інститут геологічних наук НАН України (Київ 25-26 листопада 2015 р.): матеріали доповідей та виступів. – Київ, 2015. – С. 28–30.

116. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування сланцевих метаконгломератів новокриворізької світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Геологічний журнал. – 2017. – № 1. – С. 55–61.

117. Мележик В. А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита) / В. А. Мележик, А. А. Предовский. – Москва: Наука, 1982. – 208 с.

118. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов / Е. Е. Милановский. – Москва: Недра, 1976. – 280 с.

119. Милановский Е. Е. Рифтогенез и история Земли / Е. Е. Милановский. – Москва: Недра, 1983. – 280 с.

120. Мильштейн В. Л. Новые формы верхнедокембрийских микрофитолитов Прикольского поднятия / В. Л. Мильштейн // Рифей центрального сектора Арктики. – Ленинград: Ротапринт НИИТА, 1972. – С. 33–54.

121. Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез протерозоя области сочленения карелид и беломорид / Т. Ф. Негруца. – Ленинград: Изд-во ЛУ, 1979. – 254 с.

122. Неелов А. Н. Восстановление первичного состава парапород по их химизму / А. Н. Неелов // Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. – Москва: Недра, 1972. – Вып. 4. – С. 237–239.

123. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и метаморфических пород / А. Н. Неелов. – Москва: Недра, 1980. – 100 с.

124. Никольский А. П. Осницкий геологический комплекс и время его формирования на территории Восточно-Европейской платформы / А. П. Никольский, В. П. Наумов // Геологический журнал. – 1977. – №3. – С. 110–120.
125. Ніконов А. І., Струєва О.М. Древні седиментаційні конгломерато-брекчії Білозерського району / А. І. Ніконов, О. М. Струєва // Геологічний журнал. – 1966. – № 6. – С. 71–75.
126. Ожегова М. І. Овруцька світа пісковиків та сланців / М. І. Ожегова // Геологічний журнал. – 1948. – № 1-2. – С. 116–124.
127. Паранько И. С. Конгломераты в формациях Криворожской структуры / И. С. Паранько // Материалы 3-й конф. молодых ученых Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР. – Львов, 1986. – Т. I. Геология. – С. 33–38.
128. Паранько И. С. Формационная принадлежность и стратиграфическое положение метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований района сс. Клесов, Суцаны и Пугачевка (северо-западная часть Украинского щита) / И. С. Паранько // Материалы 4-ой конф. молодых ученых Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР. – Львов, 1986. – С. 121–134.
129. Паранько И. С. Докембрийские конгломератсодержащие и конгломератовые формации Украинского щита / И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1987. – № 5. – С. 83–92.
130. Паранько И. С. Формационная принадлежность докембрийских конгломератов Украинского щита и некоторые вопросы их металлоносности: автореф. на получение научной степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / И. С. Паранько. – Львов, 1987. – 23 с.
131. Паранько І. С. Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита (на прикладі Кіровоградського та Придніпровського блоків): автореф. на присвоєння наукового ступення док. геол. наук: спец. 04.00.01 / І. С. Паранько. – Львів,

1997. – 35 с.

132. Паранько И. С. Геология и перспективы золотоносности нижней части разреза Криворожской структуры / И. С. Паранько, Е. М. Сливко, Б. И. Малюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – № 3. – С. 67–77.

133. Паранько І. С. До питання про стратиграфічне розчленування скелюватської світи Криворізької серії / І. С. Паранько, О. А. Матищук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2014. – № 1. – С. 140–150.

134. Паранько И. С. К методике формационного расчленения конгломератсодержащих разрезов докембрия / И. С. Паранько // Геологічний журнал. – 1989. – № 2. – С. 61–65.

135. Паранько И. С. Конгломераты в формациях Украинского щита / И. С. Паранько, В. А. Рябенко. – Киев: ИГН АН УССР, 1990. – 55 с.

136. Паранько И. С. Некоторые особенности геологического развития Криворожской структуры / И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1993. – № 4. – С. 112–122.

137. Паранько И. С. Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Украинского щита / И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1992. – № 4. – С. 48–54.

138. Паранько И. С. Строение и состав метаморфизованной конгломерат-песчаниково-сланцевой формации Кривого Рога / И. С. Паранько // Прикладная геохимия и петрофизика. – 1990. – Вып. 17. – С. 91–106.

139. Паранько И. С. Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры / И. С. Паранько, Т. П. Михницкая. – Киев: ИГН АН Украины, 1991. – 51 с.

140. Паранько И. С. Оценка перспектив потенциальной золотоносности метаконгломерат-песчаниково-сланцевой формации Криворожской структуры Украинского щита / И. С. Паранько, А. А. Матищук // Modern Science – Moderní věda. – 2015. – № 1. – С. 124–133.

141. Паранько І. С. Геологічна практика в Кривбасі / І. С. Паранько. – Кривий Ріг: Видавничий дім, 2011. – 100 с.
142. Паранько І. С. Мінерально-сировинний потенціал України / І. С. Паранько, Л. В. Бурман, С. В. Ярков. – Кривий Ріг: Видавничий дім, 2011. – 332 с.
143. Паранько І. С. До питання про взаємовідношення новокриворізької та скелюватської світ Криворізької структури / І. С. Паранько, О. А. Матішук // Науковий вісник НГУ. – 2016. – № 6. – С. 14–21.
144. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы / Ф. Дж. Петтиджон. – Москва: Недра, 1981. – 751 с.
145. Писемский Г. В. Предварительные результаты изучения золотоносности докембрийских конгломератов в районах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии / Г. В. Писемский // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. – Москва: Недра, 1969. – С. 101–113.
146. Покалюк В. В. Литохимия метакластогенных осадков верхов палеопротерозоя криворожского железорудного бассейна в аспекте палеогеографических и палеотектонических условий формирования / В. В. Покалюк, В. В. Сукач // Науковий вісник НГУ. – 2015. – № 2. – С. 14–23.
147. Покалюк В. В. Седиментогенез в раннем докембрії Криворожского железорудного бассейна: литохимические типы и MINLITH-нормативный состав метаосадков / В. В. Покалюк, В. В. Сукач // Науковий вісник НГУ. – 2014. – № 6. – С. 5–14.
148. Половинкина Ю. Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение / Ю. Ир. Половинкина // Петрографический сборник. – 1955. – С. 5–42.
149. Полуновский Р. М. Некоторые проблемные вопросы стратиграфии докембрия Приазовского массива / Р. М. Полуновский,

Б. С. Попов, Л. Ф. Лавриненко // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. I регион. стратигр. совещ. (Днепропетровск, сентябрь, 1983). – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 73–77.

150. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций / В. И. Попов. – Москва: Недра, 1966. – 208 с.

151. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Описание формаций / В. И. Попов. – Москва: Недра, 1968. – 552 с.

152. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия / А. А. Предовский. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1970. – 115 с.

153. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия / А. А. Предовский. – Ленинград: Наука, 1980. – 152 с.

154. Прожогин Л. Г. Железистые конгломераты основания верхней свиты в Саксаганском районе Кривбасса / Л. Г. Прожигин, В. Г. Горбатенко // Литология и полез. ископаемые. – 1975. – № 1. – С. 30–37.

155. Пятницкий П. П. Исследования кристаллических сланцев степной полосы Юга России / П. П. Пятницкий // Тр. об-ва испыт. природы при Харьков. ун-те. – Харьков, 1928. – Т. 3. – С. 88–105.

156. Рейтлингер Б.А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематика древних толщ Сибири / Б. А. Рейтлингер. – Москва: Изд-во АН СССР, 1959. – 56 с.

157. Решетняк В. В. Глубинное геологическое строение Криворожского железорудного бассейна и перспективы его рудоносности: автореф. на получение научной степени доктора. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / В. В. Решетняк. – Киев, 1992. – 57 с.

158. Ронов А. В. Эволюция состава осадочных пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли / А. В. Ронов // Геохимия. – 1972. –

№ 2. – С. 137–147.

159. Ронов А. В. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ / А. В. Ронов, Ю. П. Гири́н, Г. А. Казаков, М. Н. Илюхин // Геохимия. – 1965. – № 8. – С. 763–776.

160. Ронов А. Е. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах / А. В. Ронов, Ю. П. Гири́н, Г. А. Казаков // Геохимия. – 1966. – № 7. – С. 763–775.

161. Рухин Л. Б. Основы литологии / Л. Б. Рухин. – Ленинград: Недра, 1969. – 703 с.

162. Рябенко В. А. Стратиграфия овручской серии / В. А. Рябенко // Палеонтология, стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы / В. А. Рябенко. – Киев: Наук. думка, 1976. – С. 7–15.

163. Рябенко В. А. Стратиграфические подразделения и геологические структуры Украинского щита / В. А. Рябенко // Стратиграфия и формации докембрия Украины. – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 5–39.

164. Свешников К. И. О формационной принадлежности порфировластических гранитов Украинского щита / К. И. Свешников // Геологический журнал. – 1984. – № 6. – С. 110–119.

165. Свитальский Н. И. Железорудное месторождение Кривого Рога / Н. И. Свитальский // Тр. Всесоюз. геол.-развод, объедин. – Москва-Ленинград: Госгеолиздат, 1932. – Т. 153. – 283 с.

166. Семененко Н. П. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть) / Н. П. Семененко. – Киев: Наук. думка, 1967. – 380 с.

167. Семененко Н. П. О золотоносности докембрийских песчано-конгломератовых отложений Кривого Рога / Н. П. Семененко, И. К. Латив, Н. К. Ширинбеков // Геохимия и рудообразование. – 1973. – № 2. – С. 70–78.

168. Семененко Н. П. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита / Н. П. Семененко, С. П. Радионов, И. О. Усенко //

Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. – Москва: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 36–45.

169. Семененко Н. П. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы криворожской серии / Н. П. Семененко, Н. П. Щербак, Е. Н. Бартницкий // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1974. – № 3. – С. 18–29.

170. Сиворонов А. А. Геологические условия образования докембрийских железорудных формаций западной части Украинского щита: автореф. дис. на получение научной степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.11 / А. А. Сиворонов. – Львов, 1970. – 20 с.

171. Сиворонов А. А. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Состав и строение / А. А. Сиворонов, Б. З. Берзенин, В. И. Малюк // Геологический журнал. – 1981. – № 5. – С. 20–28.

172. Сиворонов А. А. Метаморфизованные вулканогенные формации докембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Петрохимия и генезис / А. А. Сиворонов, Б. З. Берзенин, В. И. Малюк // Геологический журнал. – 1981. – № 6. – С. 19–28.

173. Сиворонов А. А. Особенности строения, состава и условий образования джеспилитовых формаций Украинского щита и КМА / А. А. Сиворонов, В. Н. Макаров // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 2. – С. 45–54.

174. Сиворонов А. А. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области / А. А. Сиворонов, М. Г. Сирота, А. Б. Бобров // Геологический журнал. – 1983. – № 6. – С. 52–64.

175. Сиворонов А. А. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии / А. А. Сиворонов, А. Г. Смоголюк, В. Д. Колий, М. Г. Сирота. – Киев, 1984. – 72 с.

176. Сиворонов А. А. Отчет по теме: Формационное расчленение и

корреляция структурно-вещественных комплексов докембрия района Криворожской СГ (ГИП-2) / А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко, В. Д. Колий, А. М. Лысяк, И. С. Паранько. – Львов, 1989. – 235.

177. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию / В. М. Синицын. – Москва: Недра, 1967. – 232 с.

178. Сироштан Р. И. Формации Криворожско-Кременчугской зоны / Р. И. Сироштан // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / Р. И. Сироштан. – Киев: Наук. думка, 1975. – С. 91–93.

179. Скобелев В. М. Изотопные датировки палеовулканитов збраньковской свиты овручской серии / В. М. Скобелев, Г. Д. Елесева, Н. Ю. Левковская // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1980. – № 2. – С. 25–27.

180. Сливко Е. М. Особенности циркона из пород белокоровичской свиты / Е. М. Сливко // Минералогический сборник. – 1983. – вып. 2. – С. 34–42.

181. Сливко Е. М. Акцессорный циркон "пугачевских" песчаников (северо-западная часть Украинского щита) / Е. М. Сливко // Минералогический сборник. – 1986. – вып. 1. – С. 61–67.

182. Сливко Е. М. , Высоцкий I.I., Глухов А. П. Минералогическо-петрографические особенности терригенных пород Вильчанской структуры / Е. М. Сливко, И. И. Высоцкий, А. П. Глухов // Минералогический сборник. – 1985. – вып. 1. – С. 58–65.

183. Снежко А. М. Докембрийские микроорганизмы из пород криворожской и ингулецкой серий и их значение для возрастных корреляций: автореф. дис. на получение научной степени канд. геол.-мин. наук: спец. 04.00.01 / А. М. Снежко. – Киев, 1980. – 20 с.

184. Соллогуб В. Б. Глубинное строение земной коры Овручской синклинали (Украинский щит) по данным глубинного сейсмического зондирования / В. Б. Соллогуб, Л. Т. Калюжна // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 9. – С. 28–30.

185. Стратиграфічний кодекс України / Відп. ред. Ю. В. Тесленко. К.: Національний стратиграфічний комітет України, 1997. – 40 с.
186. Стратиграфічний кодекс України / Відп. ред. П. Ф. Гожик. – 2-е вид. К.: Національний стратиграфічний комітет України, 2012. – 66 с.
187. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза / Н. М. Страхов. – Москва: Изд-во АН СССР. – Т. 2. – 374 с.
188. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н. М. Страхов. – Москва: Изд-во АН СССР, 1963. – 536 с.
189. Стрыгин А. М. Геологическая классификация сульфидов в породах Криворожья / А. М. Стрыгин // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1958. – № 3. – С. 885–890.
190. Стрыгин А. М. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита / А. М. Стрыгин, В. Н. Кобзарь // Проблемы осадочной геологии докембрия. – Москва: Недра, 1967. – Вып. 2. – С. 217–226.
191. Стрыгин А. М. Валунно-галечный материал в тетеревских гнейсах (Украинский щит) / А. М. Стрыгин, В. А. Кобзарь, Р. Л. Казаков // Докл. АН СССР, 1964. – № 3. – С. 609–612.
192. Стригін О. І. Стратиграфія аркозового горизонту нижньої світи криворізької серії в північній частині Саксаганського району / О. І. Стригін, Д. Ф. Огінов // Геологічний журнал. – 1960. – № 1. – С. 81–84.
193. Струева Г. М. Стратиграфия и петрографическая характеристика метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород Белозерского железорудного района / Г. М. Струева // Геология, геофизика и гидрогеология: Изв. ДГИ. – Москва: Недра, 1965. – С. 17–26.
194. Струева Г. М. Стратиграфия пород верхней свиты / Г. М. Струева, Р. И. Ткач // Геология Криворожских железорудных месторождений / Г. М. Струева. – Киев: Изд-во АН УССР. – С. 150–180.
195. Струева Г. М. Стратиграфия и металлогения пород верхней свиты Криворожского железорудного бассейна / Г. М. Струева, Р. И. Ткач //

Геология, геофизика и гидрогеология: Изв. ДГИ. – Москва: Недра, 1965. – № 4. – С. 70–75.

196. Сухарев В. П. О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита / В. П. Сухарев // Геологический журнал. – 1969. – № 3. – С. 104–108.

197. Танкилевич И. М. Новое о генезисе пиррофиллита в породах овручской серии верхнего протерозоя / И. М. Танкилевич // Геологический журнал. – 1976. – № 3. – С. 86–96.

198. Ткачук Л. Г. Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клесовиты / Л. Г. Ткачук // Геология СССР. – М: Госгеоллиздат, 1958. – Т. 5. – С. 153–165.

199. Ткачук Л. Г. Осницкий комплекс / Л. Г. Ткачук, А. Я. Хатунцева // Стратиграфія УРСР. Т. I. Докембрій. – Київ: Наук. думка, 1972. – С. 263–279.

200. Тутковский П. А. Словечанско-Овручский кряж на побережье р. Словечно / П. А. Тутковский // Др. физ.-мат. отдела АН УССР. – 1923. – С. 17–23.

201. Фаас А. В. Месторождения железной руды в районах Кривого Рога и реки Желтой / А. В. Фаас // Материалы по общей и прикладной геологии. – 1926. – Вып. 29. – С. 23–37.

202. Фоменко В. Й. Новые данные о взаимоотношении пород средней и верхней свит в пределах РУ им. Ильича Криворожского бассейна / В. Й. Фоменко, К. Ф. Щербакова, Н. Д. Анистрат, Е. М. Мишуров // Докл. АН СССР. – 1956. – № 3. – С. 535–538.

203. Фоменко В. Ю. Геологическое строение и железные руды месторождений Тарапако-Лихмановской антиклинали и рудника им. Ильича / В. Ю. Фоменко, М. И. Черновецкий // Геология Криворожских железорудных месторождений / В. Ю. Фоменко. – Киев: Изд-во АН УССР, 1962. – Т. I. – С. 325–429.

204. Фуртес В. В. Находки палеозойских спор в отложениях

озерянской свиты Овручской серии / В. В. Фуртес // Геологический журнал. – 1978. – № 6. – С. 145–147.

205. Фуртес В. В. Микрофораминиферы из осадочных отложений Белоковровечской грабен-синклинали / В. В. Фуртес // Геологический журнал. – 1987. – № 3. – С. 96–98.

206. Фуртес В. В. Хитиноза из палеозойских отложений Белоковровичской впадины (северо-западная часть Украинского щита) / В. В. Фуртес, И. П. Букович // Геологический журнал. – 1985. – № 2. – С. 135–138.

207. Хатунцева А. Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита / А. Я. Хатунцева. – Киев: Наук. думка, 1977. – 144 с.

208. Хатунцева А. Я. Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части Украинского щита / А. Я. Хатунцева // Проблемы осадочной геологии докембрия. – Москва: Недра, 1967. – Вып. 2. – С. 204–211.

209. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения) / Н. П. Херасков // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1952. – № 6. – С. 3–23.

210. Херасков Н. П. Тектоника и формации / Н. П. Херасков // Тектоника и формации: Избранные труды. – Москва: Наука, 1967. – С. 375–401.

211. Ходюш Л. Я. Про так звану аркозо-конгломератову товщу криворізького басейну / Л. Я. Ходюш // Геологічний журнал. – 1956. – № 6. – С. 61–66.

212. Чайка В. М. Формации докембрийских металлоносных конгломератов и принципы прогноза докембрийских россыпей / В. М. Чайка // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР / В. М. Чайка. – Москва: Наука, 1969. – С. 29–52.

213. Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций / Н. С. Шатский // Избранные труды / Н. С. Шатский. – Москва:

Наука, 1965. – Т. 3. – 248с.

214. Шов Э. М. Геология кавказского и крымского флиша / Э. М. Шов // Литология и полезные ископаемые. – 1971. – № 1. – С. 84–101.

215. Шоцкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии / И. И. Шоцкий // Проблемы осадочной геологии докембрия. – Москва: Недра, 1967. – Вып. 2. – С. 103–106.

216. Шульга А. П. О палеозойских отложениях Белокоровичской грабен-синклинали (северо-западная часть Украинского щита) / А. П. Шульга, В. В. Фуртес, Ф. Е. Лапчик, Н. Т. Хомаева // Геологический журнал. – 1982. – № 2. – С. 119–132.

217. Щербак Н. П. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Н. П. Щербак, К. И. Есипчук, Б. З. Верзенин. – Киев: Наук. думка, 1985. – 166с.

218. Щербак Н. П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н. П. Щербак, В. Г. Злобенко, Г. В. Жуков. – Киев: Наук. думка, 1978. – 222 с.

219. Этингоф И. М. Корреляционная региональная стратиграфическая схема докембрийских (довендских) образований / И. М. Этингоф, Я. П. Вилинская, В. З. Верзенин // Стратиграфические схемы докембрийских и фаяерозойских образований Украинского щита для геологических карт масштаба 1:50000 (1:25000). Объяснительная записка / И. М. Этингоф. – Киев, 1986. – С. 6–55.

220. Юрк Ю. Ю. О тетерево-бугской серии и ее положении в стратиграфии докембрия Украинской ССР / Ю. Ю. Юрк // Вопросы петрологии и минералогии. – Москва: Изд-во АН СССР, 1953. – Т. I. – С. 367–373.

221. Юрк Ю. Ю. Гнейсовый комплекс рр. Горного и Гнилого Тикичей / Ю. Ю. Юрк // Геология СССР. – Москва: Госнаучтехиздат, 1958. – Т. 5. – С. 114–119.

222. Яблоков Я. К., Внучков В.Д., Харцнев Е.Н., Хериберг :..L.

Распределение прибрежных отложений в отдельных районах Японского моря / Я. К. Яблоков, В. Д. Внучков, Е. Н. Харцнев // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов / Я. К. Яблоков. – Москва: Наука, 1971. – С. 106–111.

223. Янов Э. Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе / Э. Н. Янов // Сов. геология. - 1980. – № 2. – С. 66–76.

224. Яценко Г. М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита / Г. М. Яценко. – Львов: Вища школа, 1960. – 131 с.

225. Яценко Г. М. Отчет по теме: Формационная принадлежность конгломератов южного замыкания Криворожской синклинали / Г. М. Яценко, И. С. Паранько, Е. И. Лавренко, А. И. Росихина. – Львов, 1982. – 112 с.

226. Яценко Г. М. Отчет по теме: Изучение формаций докембрийских конгломератов Украинского щита и разработка формационных критериев поисков, связанных с ними металлов / Г. М. Яценко, И. С. Паранько. – Львов, 1981. – 138.

227. Яценко Г. М. Об остатках микроводорослей в гальке конгломератов Белокоровичского прогиба (северо-западная часть Украинского щита) / Г. М. Яценко, А. А. Ищенко, И. С. Паранько // Палеонтологический сборник. – 1986. – № 23. – С. 59–63.

228. Яценко Г. М. К характеристике протерозойских отложений северо-западной части Украинского щита (среднее течение р. Тетерев) / Г. М. Яценко, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1971. – № 3. – С. 36–44.

229. Яценко Г. М. Стратиграфическая корреляция на формационной основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита. Ст. 1. Формации докембрия западной части Кировоградского блока и его стратиграфия / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1983. – № 3. – С. 54–62.

230. Яценко Г. М. Стратиграфическая корреляция на формационной

основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита. Ст.2. Формации и стратиграфия нижнего протерозоя Волынского блока (в сравнении с Кировоградским) / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1983. – № 4. – С. 23–34.

231. Яценко Г. М. Формации и стратиграфия Овручского и Белоковичского прогибов / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1984. – № 1. – С. 58–64.

232. Яценко Г. М. О формациях и стратиграфическом положении метаморфизованных терригенных толщ верхней части Основной синклинали Кривбасса / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1984. – № 3. – С. 118–126.

233. Яценко Г. М. О роли вулканизма в формировании отложений верхнего докембрия северо-запада Украинского щита (на примере формаций Белоковичской структуры) / Г. М. Яценко, И. С. Паранько, Е. М. Сливко // Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. совещ. – Киев: Наук. Думка, 1981. – Ч. I. – С. 136–138.

234. Яценко Г. М. Метаконгломератовая и метапесчаниково-сланцевая формации верхней части разреза Криворожской структуры (глееватская свита). Ст. 1. Строение и состав формации / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологический журнал. – 1990. – № 4. – С. 86–95.

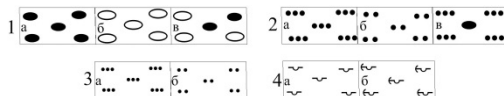
235. Яценко Г. М. Метаконгломератовая и метапесчаниково-сланцевая формации верхней части разреза Криворожской структуры (глееватская свита). Ст. 2. Особенности происхождения формации / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологічний журнал. – 1990. – № 5. – С. 124–129.

236. Яценко Г. М. Конгломераты и стратиграфическое расчленение докембрия Украинского щита / Г. М. Яценко, И. С. Паранько // Геологічний журнал. – 1990. – № 6. – С. 11–21.

237. Яценко Г. М. О находках растительных остатков в

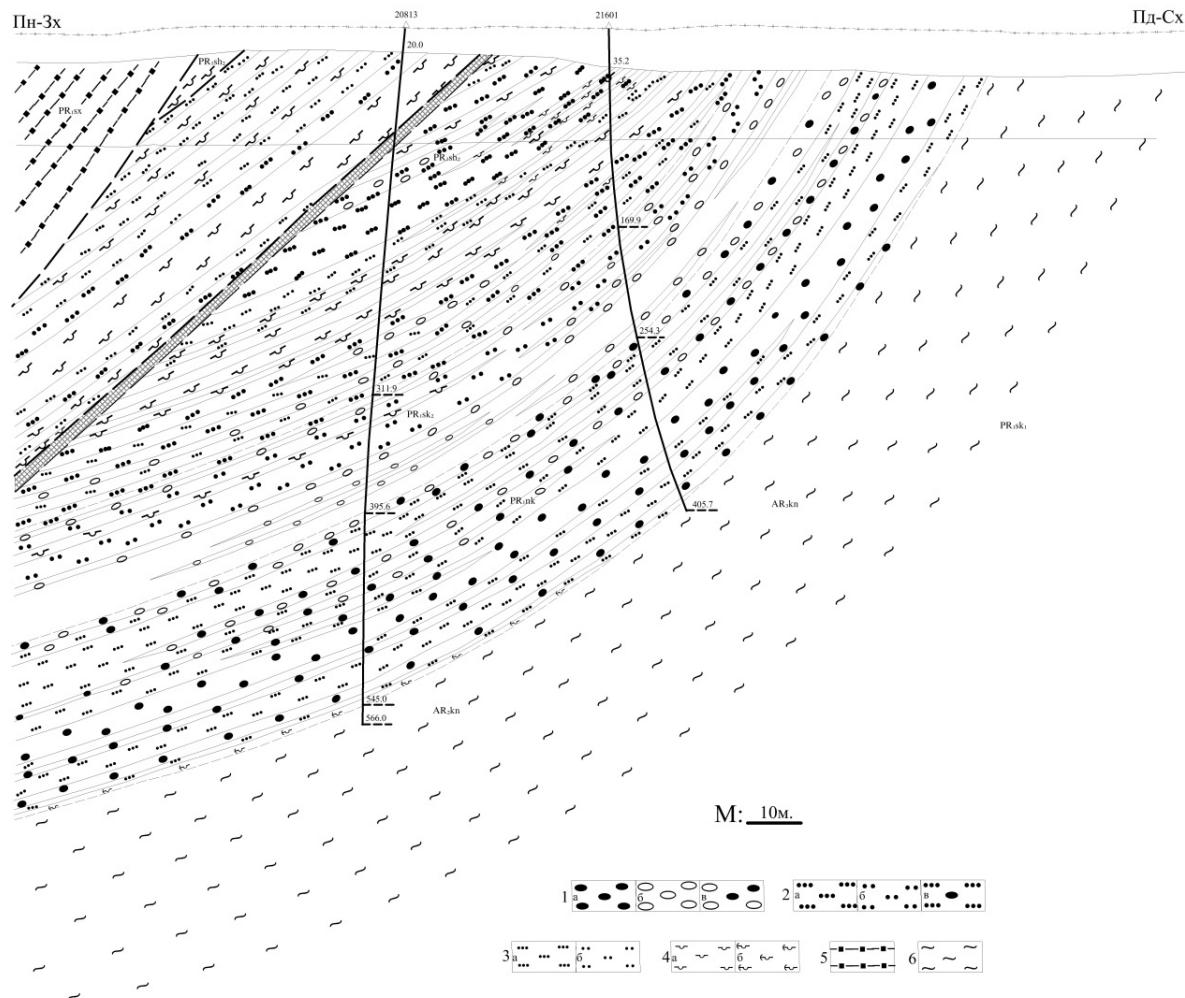
«Криворожской серии» / Г. М. Яценко, А. А. Ищенко, И. С. Паранько // Док. АН СССР. – 1984. – № 2. – С. 450–454.

ДОДАТКИ



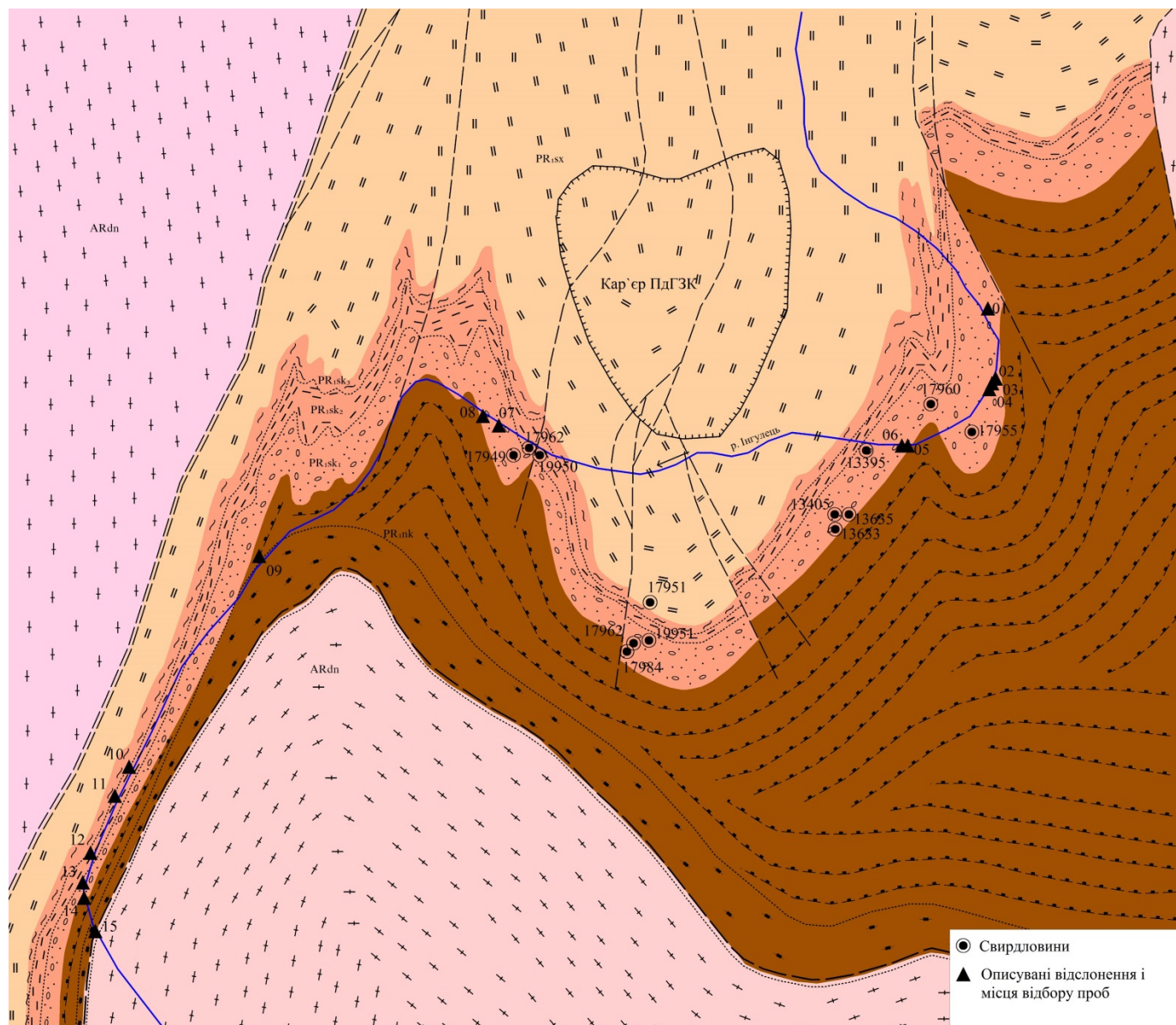
Профіль метаконгломератовмісних товщ Південне замикання

1 – Метаконгломерати: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з кварцовою галькою; 2 – метагравеліти: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з вкрапленням гальки; 3 – метанісковики: а – поліміктові; б – олігоміктові; 4 – сланці: а – філіти; б – биотит-хлоритовые, амфибол-биотит-хлоритовые, амфибол-хлорит-плагіоклазовые;



Профіль конгломератовмісних товщ Червоногвардійська ділянка

1 – метаконгломерати: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з кварцовою галькою; 2 – метагравеліти: а – поліміктові; б – олігоміктові; в – поліміктові з вкрапленням гальки; 3 – метапісковики: а – поліміктові; б – олігоміктові; 4 – сланці: а – філіти; б – біотит-хлоритові, амфібол-біотит-хлоритові, амфібол-хлорит-плагіоклазові; 5 – залістисті кварцити; 6 – породи Конської серії



ПЕРЕЛІК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті, у яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

1. Паранько І. С. До питання про стратиграфічне розчленування скелюватської світи Криворізької серії / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2014. – № 1. – С. 140–150 (*особистий внесок здобувача – реконструйовано умови формування верхньої підсвіти (тальковий горизонт) скелюватської світи*).

2. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метаконгломератів грубоуламкових утворень скелюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – № 3. – С. 23–29.

3. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метатеригенних відкладів глеюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2016. – № 1. – С. 13–19.

4. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування конгломератовміщуючих товщ криворізької структури / О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2016. – № 1. – С. 48–64.

5. Матіщук О. А. Металогенічні особливості конгломератовмісних стратонів Криворізької структури / О. А. Матіщук // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2016. – № 2. – С. 99–106.

6. Паранько І. С. До питання про взаємовідношення новокриворізької та скелюватської світ криворізької серії / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Науковий вісник Національного гірничого університету. – 2016. – № 6. – С. 14–21 (*особистий внесок здобувача – здійснено порівняльний аналіз особливостей речовинного складу та палеотектонічних особливостей формування новокриворізької та скелюватської світ*).

7. Паранько І. С. Оценка перспектив потенциальной золотоносности метаконгломерат-песчаниково-сланцевой формации Криворожской структуры Украинского щита / И. С. Паранько, А. А. Матищук // “Modern Science – Moderní věda”. – Praha. – Ceske Republika, Nemoros. – 2015. – № 1. – С. 124–133 (*особистий внесок здобувача – здійснено порівняльний аналіз факторів локалізації та критеріїв прогнозування пошуків золота в докембрійських конгломератах*).

8. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування сланцевих метаконгломератів новокриворізької світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Геологічний журнал. – 2017. – № 1. – С. 55–61.

Публікації, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

9. Матіщук О. А. Літолого-фаціальні особливості конгломератовмісної товщі скелюватської світи Криворізької структури Українського щита / О. А. Матіщук // Збірник матеріалів Всеукраїнської конференції-школи «Сучасні проблеми геологічних наук», 15–19 квітня 2013 р. – К., 2013. – С. 25–34.

10. Матіщук О. А. До питання про взаємовідношення новокриворізької та скелюватської світ криворізької серії / О. М. Матіщук // Збірник матеріалів П'ятої Всеукраїнської наукової конференції молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України. 19-20 листопада 2013 р. – К., 2013. – С. 48–49.

11. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування протерозойських конгломератів скелюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Географія та екологія : наука і освіта : матеріали V Всеукраїнської науково-практичної конференції (з міжнародною участю), м. Умань, 10–11 квітня 2014 р. / відп. ред. О. В. Браславська. – Умань : ВПЦ «Візаві» (Видавець «Сочінський»), 2014. – С. 190–193.

12. Паранько І. С. Проблемні питання геологічної складової шкільної географічної освіти / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Матеріали Міжнародної наукової конференції «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології» (до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка). – К., 2014. – С. 32–33.

13. Паранько І. С. До питання про хроностратиграфічне розчленування метавулканогенно-осадового розрізу Криворізької структури Українського щита / І. С. Паранько, О. А. Матіщук // Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6–1,6 млрд років) Євразійського континенту : Збірник тез Міжнародної наукової конференції, присвяченої 90-річчю академіка НАН України М. П. Щербака. – К.: Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, 2014. – С. 91–92.

14. Матіщук О. А. Роль історико-геологічних особливостей території при організації краєзнавчих екскурсій (на прикладі Криворіжжя) / О. А. Матіщук // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародною участю «Теоретичні і прикладні напрямки розвитку туризму та рекреації в регіонах України» // Збірник наукових праць. – Кіровоград : КЛА НАУ, 2015. – С. 389–398.

15. Матіщук О. А. Палеогеографічні особливості формування метатеригенних відкладів глеюватської світи Криворізької структури / О. А. Матіщук // Сучасні напрями геологічних досліджень в Україні : Збірник матеріалів молодіжної наукової конференції : 25-26 листопада 2015. – К., 2015. – С. 28–30.