

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
«ДНІПРОВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА»**

М.В. Рузіна, Є.В. Дементьєва, Д.В. Яцина

**ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ТА РУДОНОСНІСТЬ  
ФОРМАЦІЙ БІЛОЗЕРСЬКОЇ СЕРІЇ В ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ  
СТРУКТУРАХ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ  
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Монографія

Дніпро  
НТУ «ДП»  
2026

УДК 552.4:553.2(477)

ББК

Рекомендовано до друку вченою радою НТУ «Дніпровська політехніка» як монографія (протокол № 8 від 20 лютого 2026 р.)

**Рецензенти:**

БАРАНОВ Петро Миколайович, доктор геологічних наук, професор, старший судовий експерт Дніпропетровського науково-дослідного експертно-криміналістичного центру МВС України

ШЕВЧЕНКО Сергій Вікторович, доктор геологічних наук, професор кафедри загільної та стуруктурної геології НТУ «Дніпровська політехніка»

БЕЗРУЧКО Костянтин Андрійович, доктор геологічних наук, завідувач відділу геології вугільних родовищ великих глибин Інституту геотехнічної механіки ім. М.С. Полякова НАН України

**Рузіна М.В.**

Закономірності розповсюдження та рудоносність формацій білозерської серії в зеленокам'яних структурах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита / М. В. Рузіна, Є. В. Дементьєва, Д. В. Яцина ; М-во освіти і науки України, НТУ «Дніпровська політехніка». – Дніпро : НТУ «ДП», 2026. – 161 с.

ISBN

У монографії наведені результати комплексного металогенічного аналізу геологічних формацій білозерської серії в межах Білозерської, Конкської та Верхівцевської зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. Авторами розроблено генетичну класифікацію рудних формацій, обґрунтовано закономірності розповсюдження та умови формування сингенетичного та епігенетичного зруденіння. Визначено провідну роль вузлів перетину систем глибинних розломів як головного структурного чинника локалізації рудопроявів та родовищ комплексного складу. Вперше для даного регіону встановлено наявність флюїдно-експлозивних утворень, обґрунтовано їхні структурно-речовинні ознаки та перспективи рудоносності.

Призначена для спеціалістів у галузі прогнозування та пошуку родовищ корисних копалин, геологів, які поводять геологознімальні, пошукові, та прогнозно-металогенічні дослідження, а також студентів та аспірантів геологічних спеціальностей.

УДК 552.4:553.2(477)

ББК

© М.В. Рузіна, Є.В. Дементьєва, Д.В. Яцина, 2026

© Державний ВНЗ «НТУ ДП», 2026

## ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ.....	4
ВСТУП.....	5
1 ОГЛЯД, АНАЛІЗ ТА ОЦІНКА ГЕОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	6
1.1 Геологічна вивченість Білозерської зеленокам'яної структури.....	6
1.2 Геологічна вивченість Верхівцевської зеленокам'яної структури .....	11
1.3 Геологічна вивченість Конкської зеленокам'яної структури.....	12
2 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТА СКЛАДУ ГОЛОВНИХ СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ РАЙОНІВ ДОСЛІДЖЕНЬ .....	17
2.1 Літолого-петрографічний склад головних стратиграфічних підрозділів та особливості геологічної будови Білозерської зеленокам'яної структури .....	18
2.2 Літолого-петрографічний склад головних стратиграфічних підрозділів та особливості геологічної будови Конкської зеленокам'яної структури .....	76
2.3 Літолого-петрографічний склад головних стратиграфічних підрозділів та особливості геологічної будови Верхівцевської зеленокам'яної структури....	84
3 ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ БІЛОЗЕРСЬКОЇ СЕРІЇ У МЕЖАХ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУР СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКА .....	99
3.1. Оцінка перспектив рудних формацій білозерської серії в Білозерській зеленокам'яній структурі.....	99
3.2 Оцінка перспектив рудоносності білозерської серії в Конкській зеленокам'яній структурі.....	124
3.3 Оцінка перспектив супутніх залізу рудних формацій білозерської серії у межах Верхівцевської зеленокам'яної структури.....	133
ВИСНОВКИ.....	143
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ .....	146

## ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

ДГЕ	Дніпровська геофізична експедиція	Ab	Альбіт
ДГП	Державне геофізичне підприємство	Act	Актиноліт
ДМ	дорогоцінні метали	Ap	Апатит
ЗКС	Зеленокам'яна структура	Apy	Арсенопірит
ІГМЗ	Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення	Atg/Ant	Антигорит
КП	Казенне підприємство	Au	Золото
НАНУ	Національна академія наук України	Bt	Біотит
НСКУ	Національна спілка краєзнавців України	Bst	Бастит
НТУ	Національний технічний університет	Cb	Карбонат
ТОВ	Товариство з обмеженою відповідальністю	Ccp	Халькопірит
УкрДГРІ	Український державний геологорозвідувальний інститут	Chl/Cl	Хлорит
УЩ	Український щит	Cld	Хлоритоїд
ЦЛ	Центральна лабораторія збільшення	Cpx	Клінопіроксен
зб	збільшення	Ctl/Chr	Хризотил
нік	ніколі	Ep	Епідот
с.	селище	Gf	Графіт
		Hbl	Рогова обманка
		Mag/Mt	Магнетит
		Mgs	Магнезит
		Ol	Олівін
		Opx	Ортопіроксен
		Py	Пірит
		Q	Кварцит
		Qz	Кварц
		Ser	Серицит
		Sph	Серпофіт
		Tlc	Тальк
		Tur	Турмалін
		Tr	Тремоліт

## ВСТУП

Білозерська серія архею виявлена в трьох зеленокам'яних структурах (ЗКС) Середньопридніпровського граніт-зеленокам'яного мегаблоку Українського щита (архейського кратону) - Білозерській, Конкській та Верхівцевській ЗКС. Для металогенічної спеціалізації ЗКС архейських кратонів характерними є родовища золото-сульфідно-кварцевої формації, сульфідної мідно-нікелевої, залізистих кварцитів, що пов'язані з шаруватою залізистою формацією, хромітової родезійського типу, залізорудно-мідної, нерудних корисних копалин. У межах білозерської серії в ЗКС Середньопридніпровського кратону за результатами багаторічних досліджень також виявлено родовища та рудопрояви заліза, дорогоцінних, рідкісних металів, міді, кобальту, неметалевих корисних копалин, але ступінь їх вивченості та рівень промислового освоєння у порівнянні з іншими кратонами світу є недостатніми, за винятком родовищ заліза. Петрологічні особливості та металогенічна спеціалізація геологічних формацій білозерської серії в межах Середньопридніпровського кратону також вивчені нерівномірно, - найбільш детально, раніше в Білозерській ЗКС, у зв'язку з визначенням перспектив комплексного освоєння надр традиційно залізорудного району. У Конкській та Верхівцевській ЗКС оцінка перспектив супутніх залізним рудам корисних копалин проводилась переважно у зв'язку з визначенням перспектив золотоносності.

У теперішній час можливість відкриття нових родовищ прямими геологічними методами є обмеженою і, особливо актуальними в даному контексті є прогнозно-металогенічні дослідження, орієнтовані на визначення перспектив прихованого зруденіння. Завдання досліджень, спрямовані, з одного боку, на визначення умов формування та закономірностей розподілу геологічних формацій білозерської серії у межах ЗКС Середньопридніпровського кратону, з іншого боку – на оцінку промислового значення виявлених рудопроявів та родовищ металевих і неметалевих корисних копалин на підставі узагальнених петрологічних досліджень та рудно-формаційного аналізу з парагенетичним підходом до визначення формацій.

# 1 ОГЛЯД, АНАЛІЗ ТА ОЦІНКА ГЕОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

Білозерська серія архею розповсюджена у межах Конкської, Верхівцевської та Білозерської зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита (рис. 1.1). Вона є унікальним стратиграфічним підрозділом докембрію Українського щита, завдяки геохронологічному положенню, оскільки завершує архейський стратиграфічний комплекс осадових та вулканогенно-осадових формацій після якого в історії осадонакопичення даної частини Українського щита зафіксовано тривалу перерву (близько 600 млн років) - до появи криворізької серії палеопротерозою [37], [38], [39], [85]. Завдяки найбільшій повноті розрізу та найбільш детальному ступеню вивченості білозерська серія прийнята за стратотип у межах Білозерської ЗКС. Серед головних етапів вивчення об'єктів досліджень за типом робіт можна виділити дрібномасштабні регіональні дослідження, пошукові роботи залізородних родовищ, розвідку родовищ та супутні науково-дослідні роботи.

## 1.1 Геологічна вивченість Білозерської зеленокам'яної структури

У межах Білозерської ЗКС початок дрібномасштабних регіональних досліджень віднесено до 30-40 рр. минулого століття, в даний період досліджень було завершено проведення регіональної аеромагнітної зйомки (масштабу 1:200 000), за результатами якої була відкрита Білозерська магнітна аномалія (В.В. Сусленніков, 1948). Наступний, пошуковий етап родовищ залізних руд Білозерського району (1949 - 1958) характеризується проходкою перших свердловин (1954), що розкрили поклади багатих руд при наземному вивченні магнітних аномалій. У даний період також було завершено регіональні роботи по складанню карт масштабу 1: 1 000 000 - 1: 500 000 та проведено геологічну зйомку масштабу 1:200 000.

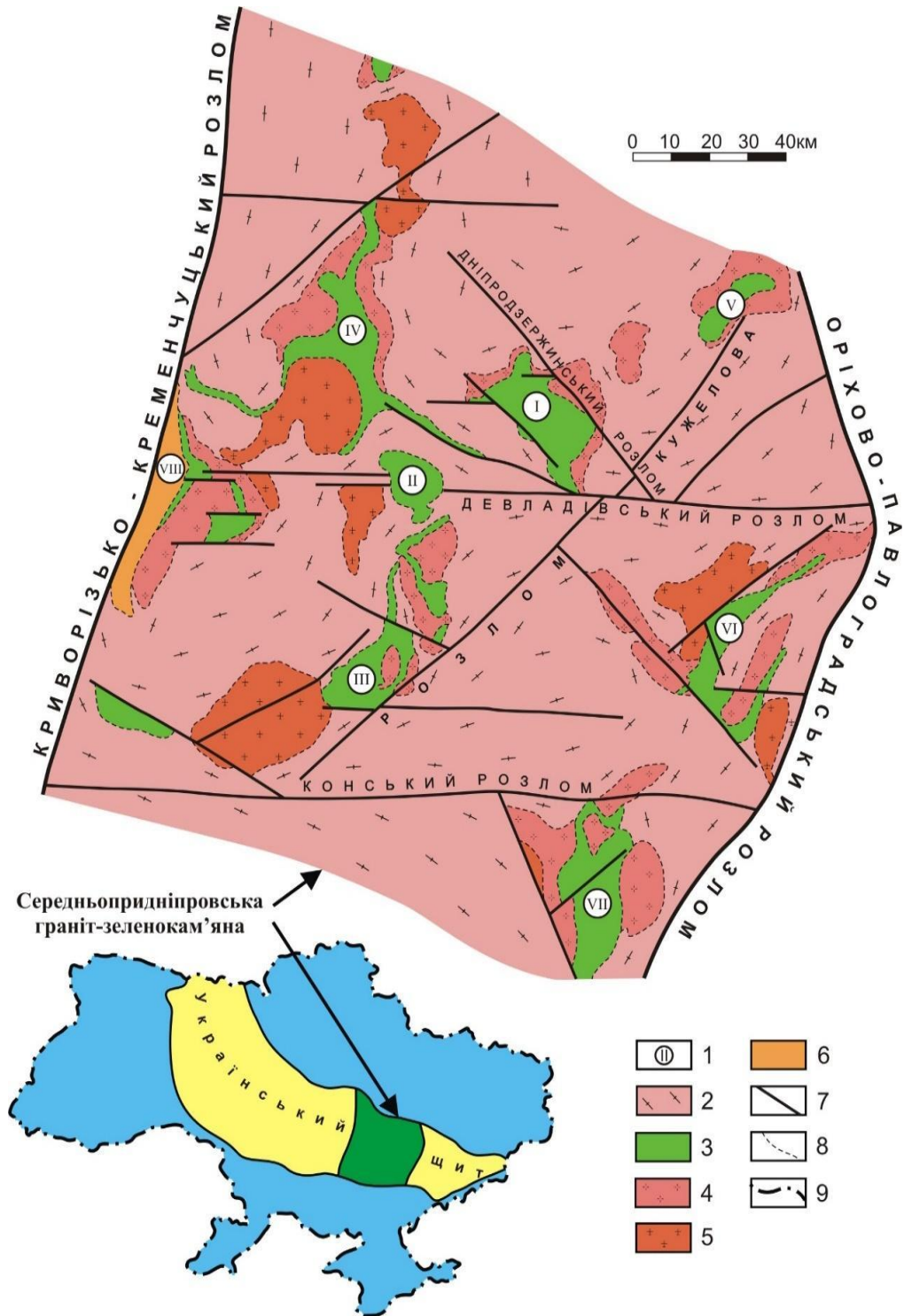


Рисунок 1.1 - Геологічна схема Середнього Придніпров'я за даними УкрДГРІ, 2006 [90]. Умовні позначення на с.8

#### Умовні позначення

1 - цифри в кружках - зеленокам'яні структури: I - Сурська, II - Софіївська, III - Чортомлицька, IV - Верхівцевська, V - Деризуватська, VI - Конкська, VII - Білозерська, VIII - Криворізька; 2 - утворення аульського СФК; 3 - зеленокам'яні породи середньопридніпровського СФК; 4 - плагіограніти сурського комплексу; 5 - постзеленокам'яні двопольовошпатові граніти; 6 - метаосадочні формації; 7 - розломи; 8 - геологічні межі; 9 - державний кордон.

У процесі досліджень пошукового етапу було проведено найважливіші магнітометричні і гравіметричні зйомки, які дозволили визначити місце розташування родовищ багатих залізних руд.

Для етапу розвідувальних робіт характерним є проведення комплексу науково-дослідних робіт з одночасним поєднанням геологорозвідувальних, гірничопрохідницьких та дослідницьких робіт [13], [18], [39], [79], [87]. В даний період виконано детально вивчення геологічної будови Білозерського залізорудного району, проведено геологічне картування середнього та великого масштабів, пройдено картувальне, пошукове та розвідувальне буріння свердловин та розкриття Південно-Білозерського родовища експлуатаційними стволами та горизонтальними виробками.

У період експлуатації родовищ Білозерського району (1982 - 2000) проводилася розробка Південно-Білозерського родовища та дорозвідка Переверзівського родовища магнетитових кварцитів. Для даного періоду також характерним є проведення пошуково-розвідувальних робіт для оцінки перспектив супутньої мінеральної сировини для визначення перспектив комплексного використання надр залізорудного району. Детальна оцінка можливостей промислового освоєння корисних копалин, супутніх залізорудним формаціям, була здійснена в межах гірничого відводу Запорізького залізорудного комбінату.

Особлива увага на всіх етапах досліджень Білозерського залізорудного району приділялася тематичним і науково-дослідним роботам, які виконувалися співробітниками експедицій, галузевих і академічних інститутів України, вищих навчальних закладів. Керівництво роботами очолювали академіки Я.М. Белєвцев,

М.П. Семененко, доктора геолого-мінералогічних наук М.Н. Доброхотов та В.М. Кравченко [3], [4], [5], [80], [81], [82]. Найбільш результативними були науково-дослідні роботи групи співробітників Дніпропетровського відділення Інституту мінеральних ресурсів у складі Г.Ф. Гузенка і А.І. Ніконова, В.І. Ганоцького, Н.А. Корнілова, В.М. Кравченка, Ж.Г. Мальмета, Т.А. Скаржинської, В.К. Тетерюка, З.В. Туробової, Р.А.Частій. Вони працювали у тісній взаємодії з геологами Білозерської геологорозвідувальної експедиції - П.Є. Вінниченком, К.Г. Голобородько, Є.М. Лапицьким, В.А. Ліпіліним, В.Ф. Халло та ін [13], [18], [19], [44], [48], [95].

Науково-дослідні роботи були спрямовані на вивчення складу стратиграфічних підрозділів, формаційного типу, тектоніки докембрійських утворень, структури рудних покладів, генезису та речовинного складу руд. Результати досліджень опубліковані в багатьох статтях, виробничих звітах та монографіях [4], [5], [13], [15], [18], [19], [38], [44], [48], [87], [95], [96], [97].

Великий обсяг наукових досліджень в період розвідки залізорудних родовищ проведено співробітниками Інституту геології Дніпропетровського державного університету (Л.Я. Ходюш, Н.Ф. Дудніком, М.М. Ільвицьким, Н.Г. Коваленком, К.Є. Поляковою, З.І. Танатар-Бараш), які вивчали проблеми петрології метаморфічних і ультраосновних магматичних порід, речовинний склад і генезис залізистих кварцитів та багатих руд [25, 26, 31, 57, 91, 96, 97]

У вивченні геології БЗКС брали участь наукові співробітники кафедри петрографії та корисних копалин Дніпропетровського гірничого інституту (зараз НТУ «Дніпровська політехніка») - М.Л. Доморацький та О.М. Струєва [88]. Науково-дослідні роботи були спрямовані на вивчення петрології гранітоїдів, що оточують БЗКС та літології метаосадових товщ.

У період 1980 - 1983 рр. та 1991 - 1997 рр. група наукових співробітників у складі В.М. Кравченка, В.І. Ганоцького, М.В. Рузіної, К.Є. Полякової, С.Є. Поповченка, Д.С. Пікарені у тісній взаємодії з геологами Білозерської геологорозвідувальної партії і Запорізького залізорудного комбінату І.Г. Голобородьком, Е.М. Ждановим, В.П. Жулідом, В.А. Ліпіліним,

О.В. Лебедевою проводила науково-дослідні роботи з оцінки загальних металогенічних перспектив та генезису металевих і неметалевих корисних копалин БЗКС, що супроводжують залізорудні родовища у межах гірничого відводу Запорізького залізорудного комбінату.

Слід відзначити важливе наукове значення у визначенні регіонального положення та металогенічних перспектив БЗКС в межах Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області науково-дослідних робіт співробітників Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України та Інституту геохімії навколишнього середовища НАН України - академіків Я.М. Белєвцева та М.П. Семененка, докторів геологічних наук Г.І. Каляєва, М.П. Щербака, Г.В. Артеменка та ін. [2], [22], [80], [81], [82], [100], [101], [102]. Роботи цих вчених були присвячені дослідженням процесів метаморфізму, петрології ультраосновних порід, проявів корисних копалин та генезису залізних руд, геологічної структури рудних полів, геохронології. Істотний внесок у вивчення БЗКС зробили дослідники А.І. Ніконов, І.С. Паранько, В.Б. Сологуб, В.Ю. Коваленко [32], [48], [52], [53], [87].

Особливо важливими є геохронологічні дані, отримані Г.В. Артеменком: у результаті проведення геохронологічних досліджень було визначено неоархейській вік білозерської серії БЗКС, а також обґрунтовано вікові групи оточуючих структуру полів гранітоїдів [2]. Пізніше з'являється низка публікацій з більш аргументованим поданням про геологію БЗКС. До їх числа можна віднести серію монографій та статей про зеленокам'яні структури та залізорудні формації докембрію [8], [9], [10], [11], [12], [56], [66], [83], [84].

## 1.2 Геологічна вивченість Верхівцевської зеленокам'яної структури

Вивчення геологічної будови та металогенічних особливостей Верхівцевської зеленокам'яної структури проводилось в ході пошукових досліджень у 1962-1965 рр. геологами Новомосковської ГРЕ під керівництвом І.А. Гаєва. Під час цих робіт був встановлений розвиток сульфідної кобальт-цинк-мідної і мідно-нікелевої мінералізації, виявлені золоторудні, миш'якові, сурм'яні і рідкіснометалеві рудопрояви, визначені нові для Середньопридніпровського мегаблока типи рудної мінералізації, встановлені закономірності розміщення зруденіння.

У 1977 – 1979 роках геологами КП «Південукргеологія» під керівництвом Кузя В.Д було проведено крупномасштабне глибинне геологічне картування, у результаті якого значно уточнені площі розвитку порід конксько-верхівцевської серії, встановлений активний контакт гранітоїдів купольних структур з вмісними осадово-вулканогенними утвореннями конкської серії архею [41]. Також у 1977-1980 рр. під керівництвом О.А. Гончара були складені металогенічні та прогнозні карти масштабу 1:50 000 для Сурського, Верхівцевського та Чортомлицького районів [16], [41].

О.Б. Бобровим у 1986-1989 рр, за результатами ГГК масштабу 1:50 000 [10], були отримані дані щодо уточнення геологічної будови, речовинного складу та металоносності геологічних формацій Верхівцевської зеленокам'яної структури та її стратиграфічних підрозділів.

У 1989 - 1998 рр. геологами КП «Кіровгеологія» під керівництвом В.М. Петько [54], були проведені пошуково-ревізійні роботи на золото та уран у межах Верхівцевської ЗКС.

У роботі Семененка М.П. зі співавторами [80], [81], [82] охарактеризовано рудоносність та пошукові критерії на кольорові та благородні метали у межах Верхівцевської ЗКС. Найбільш детально закономірності прояву процесів метаморфізму та метасоматозу у межах Верхівцевської ЗКС охарактеризовано в роботі В.А. Стульчикова [89].

Особливо важливими при визначенні регіонального положення та металогенії ВЗКС слід відзначити роботи А.О.Сіворонова, О.Б.Боброва, В.В.Сукача, [8], [9], [10], [11], [12], [83], [84], [92].

### 1.3 Геологічна вивченість Конкської зеленокам'яної структури

У межах Конкської ЗКС в 1955-1957 рр. під керівництвом Е.Ф. Репіної та В.І. Соловицького була проведена геологічна зйомка масштабу 1:200 000 [58]. За результатами досліджень було складено комплект геологічних карт, які відображають будову кристалічного фундаменту та осадового чохла. Головні положення щодо геологічної будови району на сьогодні також є правомірними.

У 1960-1962 рр. північна частина території Конкської ЗКС була покрита геологічною зйомкою масштабу 1:50 000 [29]. Головними результатами даних робіт слід вважати встановлення більш молодого віку мокромосковських гранітів у порівнянні з навколишніми плагіомігматитами та виявлення зон грейзенізації.

У 1964-1969 рр. та 1966-1971 рр. були проведені геологозйомочні роботи масштабу 1:50 000 В.Ф. Кіктенком [29]. В результаті конксько-верхівцевська серія була розчленована на дві світи, а світи поділені на підсвіти, виявлена зона високотемпературних метасоматичних перетворень в породах зеленокам'яного комплексу (зона контакту Мокромосковського масиву). У межах південно-східної частини Конкської ЗКС охарактеризовано утворення аульської серії.

У 1964-1971 рр. виконувалося буріння Кирпотинського та Веселянського СП [29]. За результатами досліджень описано речовинний склад порід Конкської ЗКС та прояви рудної мінералізації Au, W, Mo.

У 1974-1976 рр. в північній частині території Конкської ЗКС Б.З. Берзеніним виконано ГГК масштабу 1:50 000 [6]. В результаті була значно уточнена будова північної частини Конкської ЗКС, вивчені особливості будови та петрології Мокромосковського гранітного масиву, проведені детальні петрохімічні дослідження для визначення генезису порід.

У 1982-1984 рр А.О. Сівороновим та О.Б.Бобровим проведено формаційний аналіз та оцінку перспектив рудоносності зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я [83]. В результаті були виділені формаційні ряди ЗКС Середнього Придніпров'я, в тому числі Конкської ЗКС. На формаційній основі була складена стратиграфічна схема утворень, що складають зеленокам'яні структури та проведена перспективна оцінка їх на корисні копалини.

У 1993-2003 рр. під керівництвом О.М.Бестужева проведено ГГК-50 території досліджень, в результаті робіт на формаційній основі проведено літолого-стратиграфічне розчленування метаморфічних комплексів Конкської ЗКС.

За результатами досліджень запропонована нова схема розчленування сурської світи, яка суттєво відрізняється від попередніх, що використовувалися для даного району. Отримані нові для даного району відомості щодо світ білозерської серій. В розрізі зеленокам'яного комплексу, як в конкській так і в білозерській серіях, вперше для дослідженої території виділено рівні прояву коматійтового магматизму та проведено зіставлення розрізу Конкської ЗКС з розрізами інших зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я. Зроблено висновок про те, що розріз Конкської ЗКС найбільш близький до розрізу Верхівцевської структури. В процесі виконаних досліджень значно уточнено розповсюдження площ розвитку утворень конкської та білозерської серій. Встановлено, що ядерна частина Кирпотинської синкліналі складена породами білозерської серії, а не конкської, як це представлялося раніше. Проведене розчленування інтрузивних ультрабазитів та габроїдів району на два комплекси – верхівцевський та варварівський. За результатами ГГК-50 складена геологічна карта кристалічної основи, яка є сучасною основою для наступних стадій геологорозвідувальних робіт, в тому числі й для пошуків корисних копалин, проведено вичення глибинної будови Конкської ЗКС геофізичними методами (сейморозвідка, СГТ та електророзвідка - МТЗ) шляхом моделювання гравітаційного поля по трьох профілях.

Серед тематичних досліджень території Конкської ЗКС слід відзначити роботи під керівництвом Ю.Г. Єрмакова [23] та М.І. Лебедєва [43], в результаті яких була складена легенда докембрійських утворень як основа для підготовки до видання геологічних карт масштабу 1:50 000 району Середнього Придніпров'я і зведені карти масштабу 1:200 000-1:750 000: геологічна карта докембрійських утворень та корисних копалин, геологічна карта дочетвертинних утворень з корисними копалинами, літолого-палеогеографічна раннього-середнього міоцену.

У 1972-1974 рр О.А. Гончаром та К.Ф. Тяпкіним складена комплексна геолого-структурна карта докембрію Середнього Придніпров'я масштабу 1:200 000 [16].

Значний обсяг тематичних досліджень, присвячених стратиграфії докембрію та розчленуванню гранітоїдів, виконано під керівництвом Б.З. Берзеніна. У 1976–1979 рр. під його керівництвом здійснено роботи з вибору та детального опису опорних розрізів докембрійських утворень, зокрема конксько-верхівцевської серії [6].

Металогенічні дослідження у межах Середньопридніпровського мегаблоку виконувались А.Т. Агеєвим, О.Б.Бобровим, А.О.Сівороновим, В.М.Петько, О.А.Гончаром, В.М.Кравченком, І.А.Гаєвим, В.Л.Бойком та багатьма іншими дослідниками [8], [11], [17], [38], [39], [40], [44], [49], [52], [59], [60], [80], [83], [89]. За результатами досліджень складено різномасштабні прогностно-металогенічні карти Середнього Придніпров'я.

Відомості про геологію району, що мають важливе значення для формування вірного уявлення зі стратиграфії, магматизму, тектоніки, металогенії, крім вищеперерахованих робіт, наведені в публікаціях М.П. Семененка [80], [81], М.Н. Доброхотова [22], А.Н. Белєвцева [3], В.Д. Ладієвої [81], Г.І. Князева [30], М.П. Щербака [100], [102], К.Ю. Єсипчука [24], О.Б. Боброва [8], [9], [10], [11], [12], В.В.Стульчикова [89] та багатьох інших дослідників.

Таким чином, огляд та аналіз результатів попередніх досліджень дозволяє зробити такі висновки:

1. Білозерська серія архею виявлена в трьох зеленокам'яних структурах Середньопридніпровського мегаблоку (Середньопридніпровського архейського кратону) - Конкській, Верхівцевській та Білозерській ЗКС, де прийнято за стратотип завдяки максимальній повноті стратиграфічного розрізу у складі михайлівської, запорізької та переверзівської світ;

2. У межах білозерської серії в ЗКС Середньопридніпровського кратону за результатами багаторічних досліджень виявлено родовища та рудопрояви заліза, дорогоцінних, рідкісних металів, міді, кобальту, неметалевих корисних копалин, але ступінь їх вивченості та рівень промислового освоєння у порівнянні з іншими кратонами світу є недостатніми, за винятком родовищ заліза;

3. Головний обсяг ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку репрезентований істотно вулканогенними – зеленокам'яними комплексами конкської серії (3200-3050 млн років), у Верхівцевській, Білозерській та Конкській ЗКС присутній теригенний комплекс білозерської серії (3015-2955 млн років);

4. Дискусійними питаннями залишаються фаціальний склад, формаційна приналежність, геохронологічне положення білозерської серії, яка нерідко ототожнюється з криворізькою та пропонується за комплексом ознак визнати повну літолого-стратиграфічну і формаційну корелятивність білозерської серії з розрізом криворізької серії в обсязі скелюватсько-саксаганського осадового циклу [56];

5. За результатами попередніх досліджень, дискусійні питання в уявленні про склад і будову формацій білозерської серії стосуються переверзівської світи, яка була виділена в схемі НСКУ 1993 р. без опублікованих обґрунтувань. Слід відзначити, що в даній схемі наведено перелік порід практично однаковий для переверзівської та михайлівської світ, що ставить під сумнів правомірність виділення переверзівської світи взагалі, у зв'язку з чим існує необхідність системного зіставлення та обґрунтування формаційного складу михайлівської та переверзівської світ, зокрема для обґрунтування перспектив рудоносності;

6. Обґрунтуванні умов утворення, визначення закономірностей розподілу та оцінка практичного значення рудних формацій білозерської серії, супутніх залізорудним формаціям у межах Середньопридніпровського мегаблоку, є головною метою досліджень.

## 2 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТА СКЛАДУ ГОЛОВНИХ СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ РАЙОНІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

Конкська, Білозерська та Верхівцевська ЗКС, аналогічно іншим структурам даного типа визначають купольно-депресійний стиль тектоніки Середньопридніпровського кратону, виражений в сінформному, іноді моноклінальному характері ЗКС, які розділені гранітними куполами та валами.

В сучасному вигляді ЗКС являють собою ерозійно-тектонічні останці серед неодноразово гранітизованої основи у вигляді аульської серії граніто-гнейсів віком 3550-3400 млн років [2]. Глибина занурення таких останців сягає 4 – 9 км. Генетична природа депресій та формацій зеленокам'яних структур є дискусійним питанням, оскільки вони поєднують ознаки близько чотирьох типів фанерозойських структур (рифтів, вулкано-тектонічних депресій, геосинклінальних і континентальних вулканічних поясів). Велика потужність вулканогених формацій основного складу (до 10-20 км) обґрунтовує прихильність багатьох дослідників до геосинклінального типу [4], [27], [80], інших – до визнання рифтогенної природи цих структур (В.В. Науменко, Ю.А. Оровецький та ін.). О.Б.Бобров на підставі широкого розповсюдження в них вулкано-плутонічних асоціацій підкреслює аналогію ЗКС з вулкано-тектонічними та континентальними плутонічними поясами [8].

Імовірно, неоархейські зеленокам'яні структури виникли в період існування тонкої та інтенсивно прогрітої літосфери гнейсових масивів та завершили еволюцію в неоархеї. Вони поєднували риси рифтів, вулкано-тектонічних депресій, геосинклінальних і континентальних вулканічних поясів і таким чином започаткували подальший незалежний розвиток кожного з чотирьох названих типів регіональних структур, що обумовило рідкісну різноманітність металогенії архейських ЗКС.

## 2.1 Літолого-петрографічний склад головних стратиграфічних підрозділів та особливості геологічної будови Білозерської зеленокам'яної структури

Білозерська зеленокам'яна структура (рис.2.1) розташована в південно-східній частині Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. Довжина структури складає понад 40 км, ширина 6-18 км. Північна та центральна частини перекриті осадовим чохлам потужністю 200-600 м. Стратиграфічно у складі Білозерської ЗКС виділяється вулканогенна конкська, вулканогенно-осадова білозерська серія та теплівська товща (рис. 2.2).

*Конкська серія* розподіляється на сурську, чортомлицьку та солонянську світи [24].

У складі сурської світи головний обсяг складають амфіболіти та плагіоклаз-хлорит-амфіболові сланці (метаморфізовані аналоги метабазальтів). Характерною особливістю є наявність прошарків малорудних грюнеріт-магнетитових, роговообманково-магнетитових та безрудних кварцитів. Серпентиніти, тальк-карбонатні породи (рис. 2.3, 2.4) та карбонат-серпентин-амфіболові сланці присутні у меншій кількості. Верхня частина розрізу характеризується наявністю сланців кварц-плагіоклаз-біотитового, кварц-гранат-біотитового, амфібол-плагіоклаз-біотитового, інколи альбіт-біотитового складу.

Чортомлицька світа вулканогенного складу розповсюджена у східній частині Білозерської ЗКС. Вона складена основними та кислими метаефузивами та їхніми туфами.

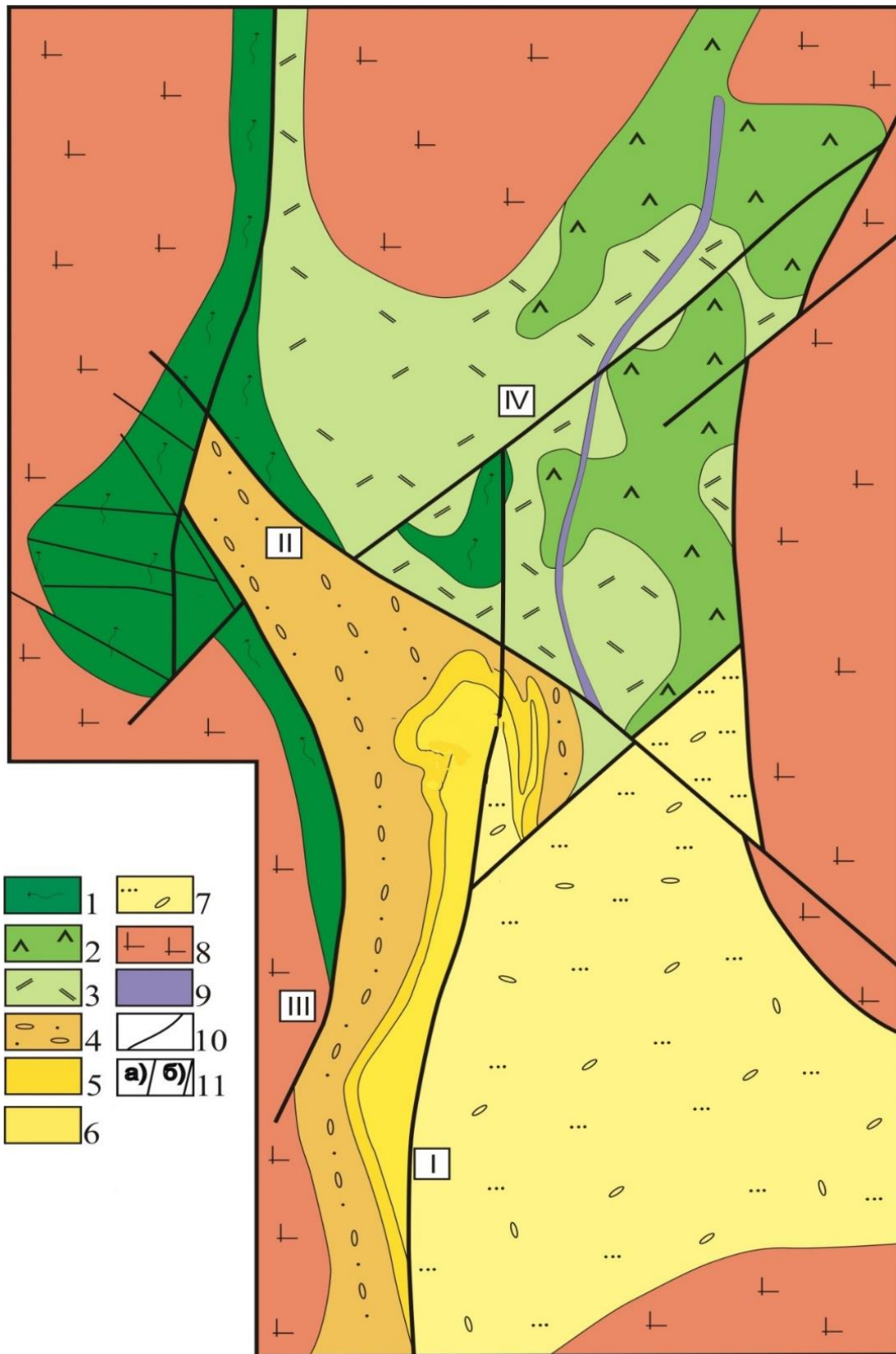


Рисунок 2.1 – Схема геологічної будови Білозерської структури за даними УкрДГРІ, 2006 [90]. Умовні позначення на с.20

## Умовні позначення

Конкська серія: 1 – сурська світа (амфіболіти, плагіоклаз-хлорит-амфіболові сланці, прошарки грюнеріт-магнетитових, роговообманко-магнетитових та безрудних кварцитів, серпентиніти, тальк-карбонатні та карбонат-серпентин-амфіболові сланці); 2 – чортомлицька світа (метабазальти, метадацити (кварцові порфіри, альбітофіри, плагіопорфірити), метаріодацити, метадолерити); 3 – соленівська світа (метаріодацити, метаріоліти, метадацити, метабазальти, метаандезити). Білозерська серія: 4 – михайлівська світа (кварцові, аркозові метапісковики, метагравеліти, метаконгломерати, філітовидні та вуглецеві сланці, метаріодацити, кварц-карбонатні породи, сингенетична сульфідна мінералізація (пірит, піротин, халькопірит)); 5 – запорізька світа (нижній сланцевий горизонт (кварц-хлоритові, кварц-карбонат-хлоритові сланці і кварцито-сланці); середній залізорудний горизонт (магнетитові, гематит-мартитові, хлорит-гематит-мартитові кварцити та багаті залізні руди, сланці магнетит-амфібол-кварцеві); верхній сланцевий горизонт (чергування стильпномеланвміщуючих залізистих кварцитів, кварц-хлоритових і хлоритових сланців з прошарками безрудних кварцитів, метатуфів і туфосланців)); 6 – Теплівська товща – метакоматіти (серпентиніти, актиноліти, тремоліти, сланці карбонат-талькові), перешарування метабазальтів та метадолеритів; 7 – Тимошівська товща – метапісковики серицит-кварцові, кварц-серицитові з метаконгломератами; 8 – плагіограніти сурського комплексу; 9 – Варварівський комплекс ультрабазитів (серпентиніти, тремоліти); 10 – геологічні границі; 11 – розривні порушення: а) регіональні; б) головні та другорядні.

Римські цифри в квадратах – номери регіональних розломів: I – Центральний; II – Діагональний; III - Західний; IV – Північно-Східний.

Група	Світа	Підсвіта	Горизонт	Підгоризонт	Індекс	Геологічна колонка	Потужність, м	Характеристика порід																		
Д. ПЕТРОВСЬКА	КОНКСЬКА	КОНКСЬКА	Верхня	Тепловська	AR <sub>2</sub> tp		> 250	Метаультрабазити, metabазити, метаандезити та метаандезито-базальти, мета- і кристало-літокластичні базальтові туфи з прошарками амфібол-кременистих парасланців																		
								БІЛОЗЕРСЬКА кварцито-сланцева	Верхня-сланцево-кварцито-залізородна	Верхній сланцевий	V	s <sub>3</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>3</sub>		50	Сланці кварц-слюдяно-хлоритові											
											IV	q <sub>3</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>3</sub>		50	Кварцити магнетит-хлоритові з прошарками пісковиків і пликками магнетит-карбонат-хлоритових сланців											
											IV	s <sub>1</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>3</sub>		20	Сланці кварц-магнетит-карбонат хлоритові											
											III	q <sub>3</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>2</sub>		25	Кварцити хлориткарбонат-магнетитові грубошаруваті											
											II	q <sub>2</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>2</sub>		135	Кварцити магнетитові, карбонат-магнетитові середньошаруваті та сірополосчаті											
											I	q <sub>1</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>2</sub>		20	Кварцити хлорит-карбонат-магнетитові											
											III	s <sub>3</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>1</sub>		25	Сланці кварц-хлоритові з рідк. прош. магнетит. кварц.											
											II	s <sub>2</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>1</sub>		15	Сланці кварц-серицитові											
											I	s <sub>1</sub> AR <sub>2</sub> bl <sub>1</sub>		15	Сланці кварц-серицит-хлоритові з рідк. прош. заліз. кварц.											
								Нижня металі-щано-сланцева	Нижній сланц.	Середній кварцитовий	2200	2200		2200	Сланці кварц-хлорит-серицитові, кварц-серицитові, що перешаровуються з метасіковиками, рідше кварц-карбонатними породами, дуже рідко зустрічаються ультраосновні породи. На північному сході району переважно розповсюджені порфіроїди, кварцові керогофіри та альбітофіри, які напівдень виклинюються											
															КОНКСЬКА	Середня	AR <sub>2</sub> kn <sub>2</sub>	60 - 3500	60 - 3500		Пласти біотит-грюнерит-магнетитових кварцитів і кварцито-слінців, розділені пачками сланців кварц-плагіоклаз-біотитових, гранат-плагіоклаз-роговообманкових та інші. Роль амфіболітів різко підлегла					
																					Нижня	AR <sub>2</sub> kn <sub>1</sub>	500 - 1000	500 - 1000		Ортоамфіболіти з рідкими прошарками сланців кварц-біотит-плагіоклаз-роговообманкового складу
																										Гнейси, мігматити, граніти, діорити, альбітити, метультрабазити

Рисунок 2.2 – Стратиграфічна колонка кристалічних порід докембрію Білозерського залізородного району за даними [40]

У складі світи переважають породи базальтового та андезитового складів, зустрічаються метадацити і метаріодацити. Головну роль серед metabазальтів відіграють метадолерити.

Солонянська світа поширена в північній частині структури, незгідно перекриваючи породи сурської та чортомлицької світ. Найбільш характерними породами у складі світи є метаріодацити, метаріоліти, метадацити. В незначній кількості зустрічаються metabазальти (рис. 2.5) та метаандезити. З півночі площа поширення порід світи контактує з плагіогранітами і діоритами Північно-Білозерського масиву.

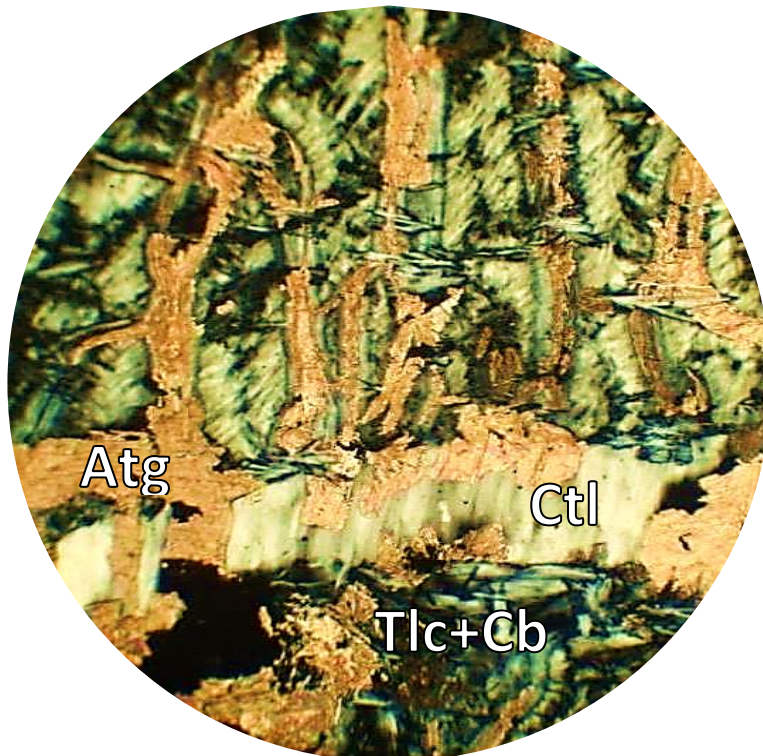


Рисунок 2.3 – Розвиток тальк-карбонатних агрегатів по антигориту та хризотилу в серпентиніті (БЗКС)

Нік+, зб.90

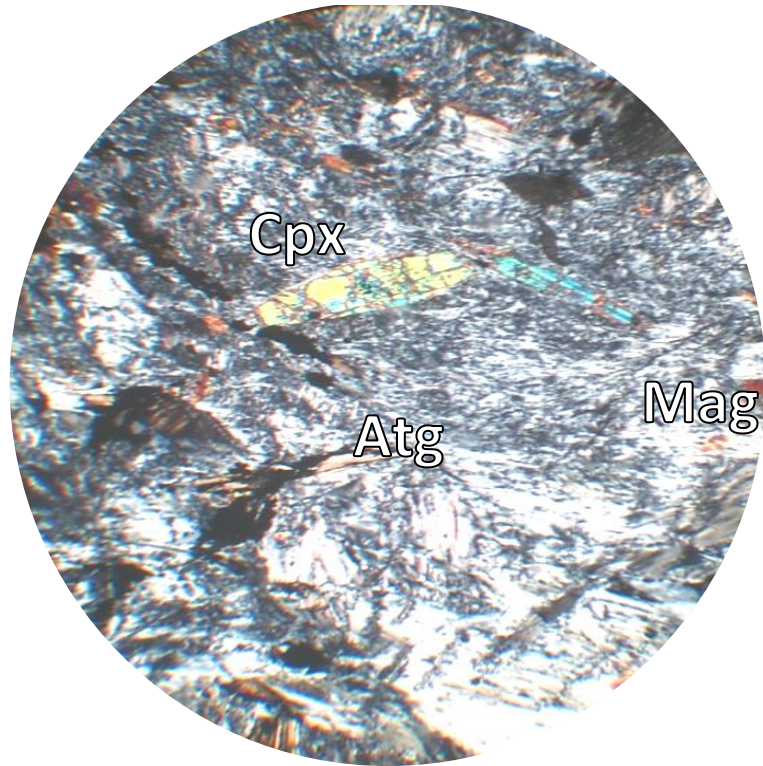


Рисунок 2.4 – Серпентиніт антигоровий з реліктами клінопіроксену та гістерогеним магнетитом по контурах зерен клінопіроксену.

Нік+, зб.90

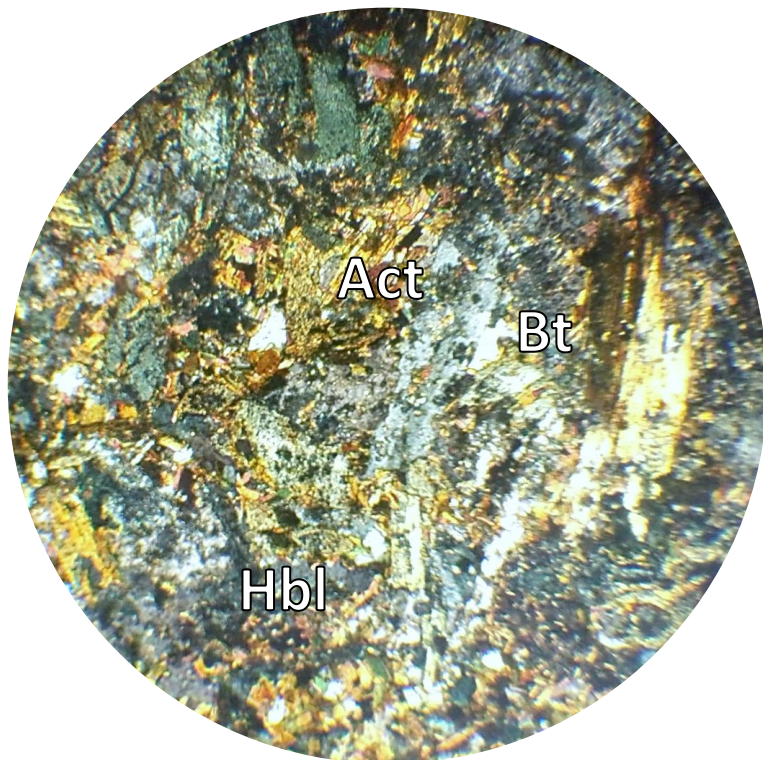


Рисунок 2.5 – Апобазальтовий амфіболіт, біотитизований.

Нік II, зб.90

*Білозерська серія* виділена в південно-західній частині структури та приймає участь у будові Центральної синкліналі. Поділ білозерської серії на світи на сьогодні є одним із найбільш дискусійних питань геології БЗКС.

У 1993 р. НСК України затверджено тричленний поділ серії, згідно з яким нижньобілозерська світа отримала назву михайлівської, середньобілозерська (залізорудна) — запорізької, а верхня — переверзівської. У 2004 році такий поділ серії був підтверджений Кореляційною хроностратиграфічною схемою раннього докембрію Українського щита [24]. Білозерська серія залягає з перервою та неузгодженістю на породах конкської серії і, в свою чергу, перекрита з неузгодженням теплівською товщею, що завершує архейську послідовність розрізів зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.

У петрографічному відношенні михайлівська світа складена вуглецевими сланцями (рис. 2.6) та філітоподібними сланцями кварц-серицитового, кварц-карбонат-хлорит-серицитового складу, кварцевими кератофірами, метаріолітами, слюдистими безрудними та залізистими кварцитами.



Рисунок 2.6 – Вуглецевий сланець з піритовою мінералізацією по тріщинах та пірит-кварцевими прожилками

Петрографічний склад запорізької залізорудної світи представлений сланцями та залістими кварцитами. У складі переверзівської світи виявлено кварцити залісті та безрудні, сланці хлоритові та метаконгломерати.

Згідно результатам досліджень [40] михайлівська (раніше ніжньобілозерська) світа характеризується потужністю до 2,5 км, складає до 80 % розрізу білозерської серії. Вона розповсюджена в західній частині південного блока БЗКС, де підстилає продуктивну залізорудну світу. У складі михайлівської світи переважають філітоподібні та вуглецеві сланці, у підлеглий кількості знаходяться кварцові й аркозові метапісковики (до 20 %) (рис. 2.7-2.10).

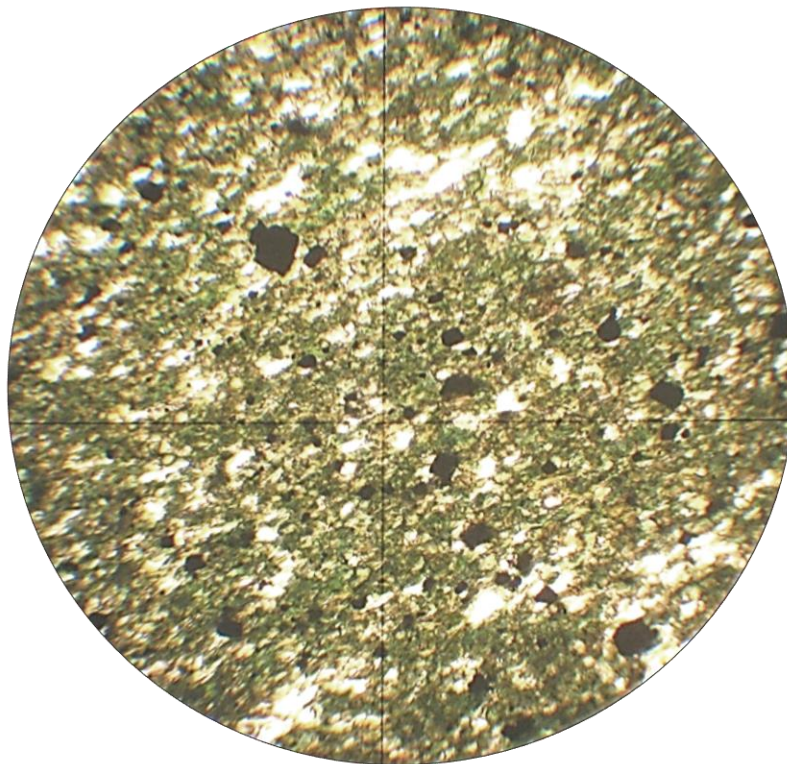


Рисунок 2.7 - Кварц-біотит-- серицит-карбонат-хлоритовий сланець з вкрапленістю сульфідів

Шліф, Ніколі II, зб. 90 ×

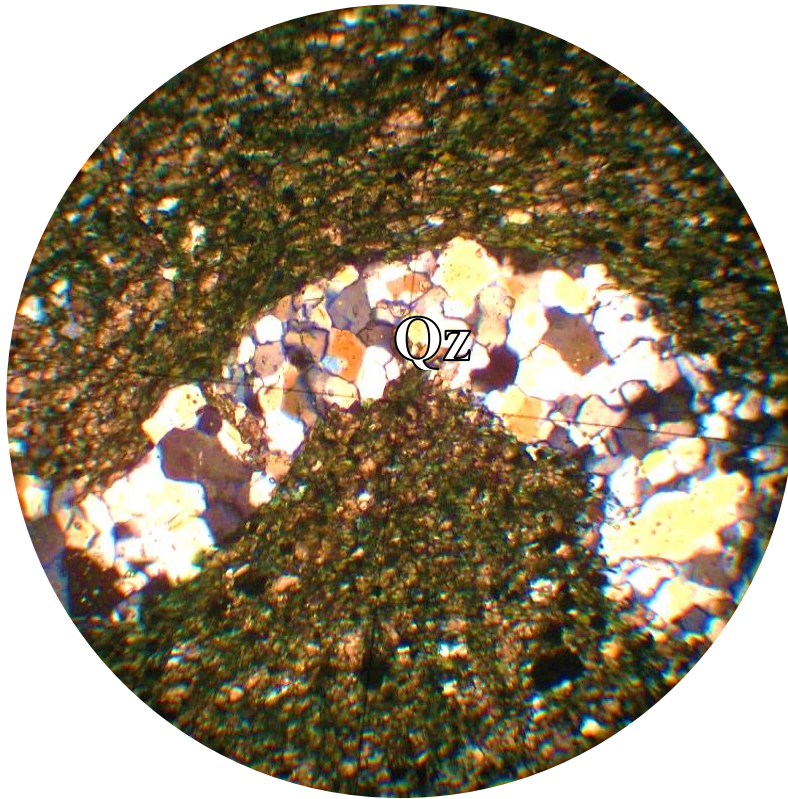


Рисунок 2.8 – Філітоподібний сланець (карбонат-серицит-хлоритовий) з секретійним прожилком гребінчастого кварцу та новоутвореним графітом

Нік+, зб.90

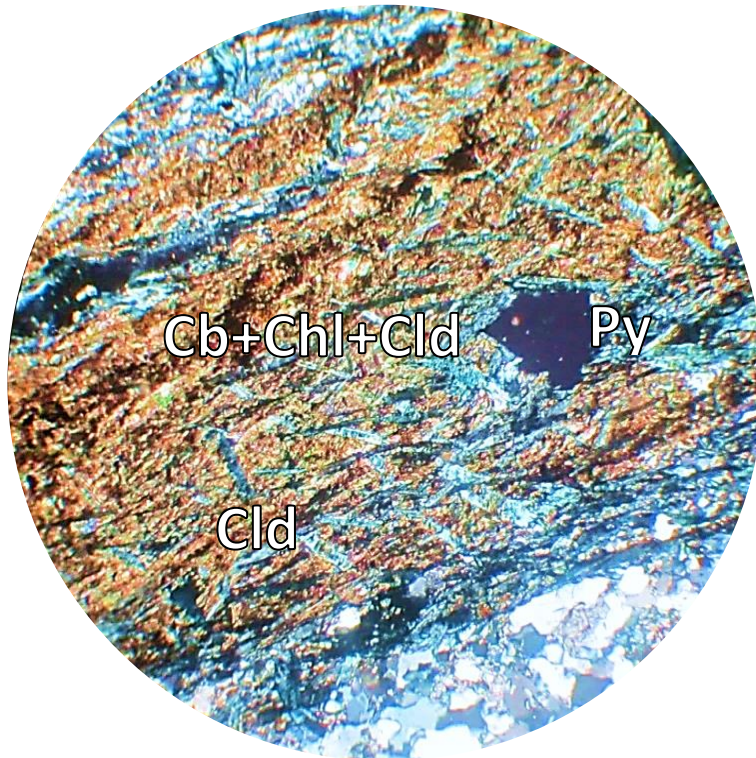


Рисунок 2.9 – Філіт кварц-карбонат-хлорит-хлоритоїд-серицитовий з мінералізацією піриту. Нік+, зб.90



Рисунок 2.10 - Метапісковик аркозовий з серицитизованим цементом.

Нік+,зб.90

Карбонатні породи у вигляді кварцевих сидеритолітів в михайлівській світі репрезентовані виключно залізистими різновидами (карбонат у вигляді сидероплезиту). Встановлено два різновиди різного походження:

- 1) хемогенно-осадовий;
- 2) гідротермально-метасоматичний, вони розповсюджені у вигляді прошарків потужністю 0,5-8,0 м.

Сидеритоліти макроскопічно характеризуються світло-сірим та жовтуватим кольором, мікрошаруватою, іноді - масивною текстурою. Вміст карбонату від 50% до 90-95 %, кварцу – від 5 до 40 %, у незначній кількості присутні серицит, біотит, хлорит, пірит, піротин, графіт.

У карбонатних і кварцевих прошарках простежується мікрогранобластова структура з розміром зерен 0,02–0,05 мм, унаслідок чого породи місцями набувають яшмоподібного вигляду.

Мінеральний склад та умови залягання хемогенно-осадового різновиду сидеритолітів є аналогічними залізистим кварцитам сидероплезитової фації

залізорудних горизонтів запорізької світи, проте слід відзначити відмінності вищезгаданих порід у вигляді менш контрастної шаруватості, відсутності магнетиту та залізистих силікатів. Наявність мікрозернистої до прихованокристалічної структури дозволяє проводити аналогію з яшмами, - хемогенно-осадовими породами вулканогенного походження, що узгоджується з просторовим парагенезисом сидеритолітів з метаріолітами та їх перешаруванням зі сланцями.

Для карбонатних порід другого різновиду характерною є наявність різних генерацій карбонату, - у вигляді головного породоутворюючого сидероплезиту і другорядного за вмістом анкериту. Кварцеві сидеритоліти просторово пов'язані з метаріодацитами. Вміст головних породоутворюючих мінералів: карбонат - до 70 %, серицит- 15 %, кварц - 10-15 %, пирит – 5 %. Кварцеві сидеритоліти другого різновиду є індикаторами зон зруденіння дорогоцінних металів родовищ Хомстейк, Поркьюпайн, Морро-Велью.

Кислі метавулканіти (метаріоліти), кварц-карбонатні породи, метаалевроліти та метагравеліти зустрічаються у кількості до 5 % (рис. 2.11, 2.12).

Кислі вулканіти раніше Т.А.Скаржинською [85], [86] визначені як метакератофіри, з метою обґрунтування підводно-вулканічного характеру виливу даних порід.

Наявність метаріолітів у складі михайлівської світи є дуже важливою характеристикою при визначенні формаційного типу та перспектив рудоносності внаслідок таких причин:

- дозволяють обґрунтовувати вулканогенно-осадовий тип формації;
- є джерелом для достовірних геохронологічних визначень віку білозерської серії ;
- утворюють неоднородно-шаруваті ділянки розрізу внаслідок жорсткості, які є найбільш сприятливими для рудовмісних структур (шари різної компетентності).

Макроскопично метаріоліти зеленувато-сірого кольору, порфірової текстури, приховано-кристалічної структури.

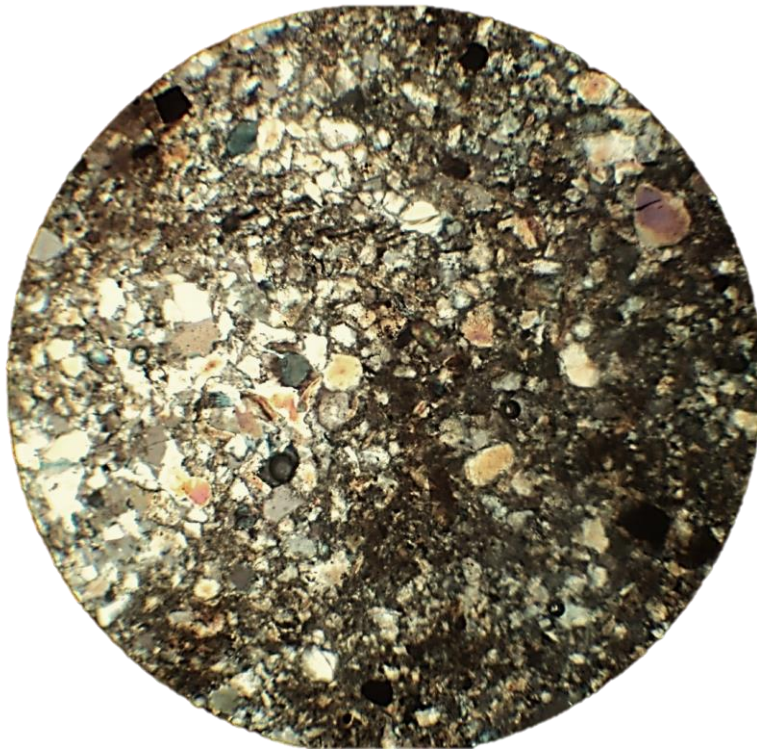


Рисунок 2.11 – Метаалевроліт аркозовий михайлівської світи (БЗКС).

Структура алевропсамітова

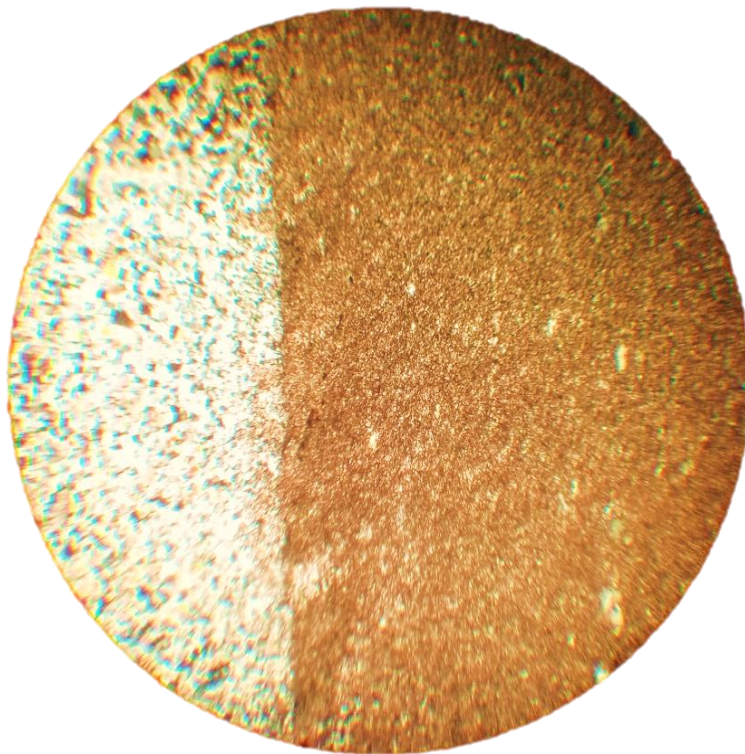


Рисунок 2.12 – Кварцевий сидеритоліт (михайлівська світа, БЗКС)

Нік+, зб.90

Практично в усіх типах метатеригенних порід спостерігається сингенетична та епігенетична сульфідна мінералізація (до 2-5 %) у вигляді піриту, піротину, халькопіриту.

У 1996-2000 рр. вперше було вивчено розріз михайлівської світи на інтервалі 1500 м (55 % нормальної потужності), що була вскрита магістральними квершлагами ЗРРК на [41], [66].

Петрографічні дослідження колекцій шліфів зі свердловин, пробурених Білозерською ГРЕ, дозволили доповнити та уточнити склад михайлівської та переверзівської світ білозерської серії, внутрішню будову та кількісні співвідношення головних породних компонентів.

Запорізька світа була детально вивчена в процесі розвідки та розробки залізорудних родовищ Білозерського залізорудного району. Дослідженню геології та речовинного складу запорізької світи на цих етапах присвячені роботи П.Є.Вініченка, В.І.Ганоцького, Г.Ф.Гузенка, Г.П.Єремєєва, Є.М.Кочанова, М.А. Корнілова, В.Д.Ладієвої, В.А.Ліпіліна, М.В.Міткеєва, Є.Є.Полякової, Т.А.Скаржинської, О.М.Струєвої, З.В.Туробової, Л.Я.Ходюш та Р.А.Частій [18], [36], [39], [44], [48], [85], [86], [95].

Дана світа містить багаті та бідні залізні руди – головну промислову цінність району і тому детально вивчена на відміну від інших. Це дозволяє обмежитися переліком її принципових особливостей. За даними вище згаданих авторів, залізорудна світа білозерської серії має протяжність до 38 км при потужності 100-450 м. У будові світи традиційно виділяється три головних стратиграфічних горизонти.

Нижній сланцевий горизонт із мінливою потужністю від 5 м до 250 м залягає на породах михайлівської світи, з якою пов'язаний зоною перешарування порід обох світ. На прикладі цього контакту чітко видно умовність формаційних меж між михайлівською і запорізькою світами, які при необхідності можна об'єднати в одну геологічну формацію. Розглянутий горизонт поділяється на три близьких за потужністю підгоризонти. У нижньому переважають сланці кварц-хлоритового і кварц-сидероплезит-хлоритового складу, серед яких зустрічаються прошарки

сидероплезитових і магнетит-сидероплезитових кварцитів. Середній підгоризонт утворюють сланці кварц-серицитового і кварц-хлорит-серицитового складу з прошарками кварцових метапісковиків і метаалевролітів. Верхній підгоризонт близький за складом до нижнього і складений сланцями кварц-сидероплезит-хлоритового складу, які пов'язані поступовими переходами з залізистими кварцитами продуктивного горизонту. Основним різновидом хлориту в перерахованих породах є тюрингіт.

Продуктивний - залізорудний горизонт потужністю 70-360 м (170-190 м в середньому) досить умовно поділяється на три нерівні за потужністю підгоризонти. Нижній (10-40 м) складають хлорит-магнетит-сидероплезитові кварцити. У середньому - головному за потужністю підгоризонті (100-180 м) різко переважають сидероплезит-магнетитові кварцити, але в нижній його частині присутня пачка істотно магнетитових кварцитів, потужністю 50-80 м. Саме в ній знаходяться лінзоподібні прошарки залізолюдково-магнетитових і навіть магнетит-залізолюдкових кварцитів, яким надається важливе металогенічне значення. Верхній підгоризонт (10-45 м) за складом аналогічний нижньому і складений переважно хлорит-магнетит-сидероплезитовими кварцитами.

Таким чином, у фаціальному профілі залізорудного горизонту безсумнівно виражені ознаки класичної аутигенно-мінералогічної зональності. Для залізистих кварцитів білозерської серії, особливо їх головного сидероплезит-магнетитового різновиду, дуже характерна мікроритмічно-шарувата текстура, яка виражається щонайменше в трьох порядках потужності сполучених шарів. Складно-смугаста текстура є одним з найкращих свідчень первинно-осадової природи залізистих кварцитів.

Верхній сланцевий (залізорудно-сланцевий) горизонт потужністю 40-130 м за різноманітністю петрографічного складу і складністю внутрішньої будови являє собою незвичайне явище. Як у запорізькій світи, так і в порівнянні зі сланцевими горизонтами криворізької формації, головною його особливістю є наявність вулканічних порід. За даними В.І.Ганоцького [33], у цьому горизонті виділяється чотири підгоризонти.

Перший (нижній), потужністю 15-20 м, утворюють перешаровані сланці та кварцито-сланці магнетит-сидероплезит-хлоритового, сидероплезит-кварц-хлоритового та кварц-хлоритового складу. Серед них зустрічаються рідкісні прошарки кварцитів, хлорит-кварцевих метапісковиків і метаалевролітів. Другий підгоризонт (20-35 м) представлений хлорит-магнетит-сидероплезитовими залізистими кварцитами.

Третій (35-100 м) має дуже строкатий петрографічний склад. Характерною особливістю є переважаючий розвиток стильномеланвмісних порід - стильномелан-сидероплезитових, стильномелан-сидероплезит-магнетитових, сидероплезит-хлорит-стильномеланових залізистих кварцитів, кварцито-сланців і сланців.

Четвертий, завершальний розріз підгоризонту, представлений також стильномелан-вмісними породами, характеризується потужністю до 100 м. У його складі присутні сланці кварц-хлоритові, біотит-кварц-хлоритові, біотит-кварц-карбонат-хлоритові. Нерідко вони містять магнетит. Невеликий обсяг займають метапісковики і метаалевроліти з карбонат-серицитовим і біотит-хлоритовим цементом. За даними Є.Є. Полякової [57] карбонат представлений сидероплезитом і анкеритом, а хлорит - тюрингітом.

Однак головною особливістю підгоризонту є присутність пачок метатуфів і туфосланців кислого складу (карбонат-біотит-альбітових і хлорит-біотит-альбітових) потужністю до 20 м, а також згідно залягаючих (покривних) метаріодацитів. Саме за ними вперше доведено верхньоархейський, а не протерозойський вік всієї білозерської серії.

Таким чином, у складі та будові геологічної формації запорізької світи чітко виражена ритмічність (циклічність) декількох рівнів. Перший проявляється в її загальній будові, що утворює повний ритм із двох сланцевих і розділяючого їх залізорудного горизонту. Другий рівень виражається в аутигенно-мінералогічній зональності залізорудного горизонту. Третій і наступні - в ритмічно-шаруватій і мікросхаруватій текстурі залізистих кварцитів.

Така надзвичайно чітка складна мікросхаруватість зберіглася в породах запорізької світи завдяки слабкому ступеню регіонального метаморфізму зеленосланцевої фації. Характерними парагенезисами мінералів порід запорізької світи є: хлорит + кварц + стильномелан, магнетит + хлорит + кварц + стильномелан, магніт+стільномелан+сидероплезит.

Найбільш дискусійним питанням при характеристиці стратиграфічних підрозділов білозерської серії є виділення переверзівської світи. Геологічна формація переверзівської світи, яка наведена в схемі НСКУ 1993 року, виявлена у південно-східній частині БЗКС. З заходу вона обмежена тектонічним контактом з Південно-Білозерським масивом серпентинітів, північна межа також має тектонічний контакт.

У звіті 1980 року [33] було запропоновано виділити цю товщу в окрему світу нижнього протерозою, назвавши її «переверзівською» за місцем першого виявлення біля села Переверзевка. Ця ідея увійшла до офіційного звіту. Однак у схемі НСКУ 1993 року переверзівська світа зберегла свою назву і літологічний склад, проте отримала інший стратиграфічний зміст.

На підставі результатів проведення геологічної зйомки Білозерського залізорудного району масштабу 1:50 000 було складено геологічну карту, із застосуванням стратиграфічної схеми, що відповідає фактичним даним, Відповідно, верхній розріз білозерської серії завершувався метапісковиками і сланцями магнетит-актиноліт-хлоритового складу. Вище розміщувалася товща, яка представлена перешаруванням метапісковиків, метаконгломерато-брекчій і сланців. Обгрунтовано, що товща залягає стратиграфічно неузгоджено з підстилаючими породами конксько-білозерської серії та гранітоїдами «рами». Крім того, у складі товщі виявлено теригенні уламки більшості порід району, включно з магнетитовими кварцитами і багатими окисленими рудами.

У стратиграфічній схемі, запропонованій в монографії, за результатами досліджень співробітників НТУ «Дніпровська політехніка» у 1993-2000 рр [40] та у 2020-2024 рр. [76], проведених за участю авторів, переверзівська світа ототожнюється з тимошівською товщею.

Характерні ознаки тимошівської товщі, що вказують на її молодший вік і відокремлене положення, це:

1. Неузгодженість у заляганні з підстилаючими світами, яка помітна за більш пологими кутами падіння ( $30-40^\circ$  замість  $60-80^\circ$ ).

2. Велика потужність (5-6 км проти 2,2 км).

3. Відмінності у складі літофаціальних компонентів формації, включно з горизонтами поліміктових, монокварцевих та петрокластичних метаконгломератобрекчій.

4. Мінеральний склад уламкового матеріалу метаконгломератобрекчій, який свідчить про пізніший, постбілозерський вік переверзевської світи. У складі уламків зафіксовано сидероплезитові залізисті кварцити та гематит-мартитові руди, характерні для залізородного горизонту запорізької світи й відсутні в горизонтах конкської серії, що підтверджує їх стратиграфічну відмінність..

Наразі абсолютний вік точно визначено тільки для михайлівської ( $3000 \pm 15$  млн років) і запорізької ( $2965 \pm 10$  млн років) світ, завдяки наявності шарів метаріодацитів. У переверзевській світі таких шарів немає. Вік циркону з метапісковиків переверзівської світи лише вказує на час утворення порід у зоні, звідки був принесений матеріал [2], [40].

Відсутність точних геохронологічних даних про вік переверзівської світи (тимошовської товщі) ускладнює визначення її стратиграфічного положення, воно можливе лише на основі непрямих доказів. Перший доказ спирається на аналогію між переверзівською і тимошівською світами, а другий - на дані про час формування зон окиснення залізистих кварцитів у запорізькій світі, а також покладів багатих дисперсногематит-мартитових руд. Ці доводи були представлені в роботах [33], [40], [66]. Ці дані ґрунтуються на визнанні спільного часу й умов формування глибинних зон окиснення залізистих кварцитів і окислених руд у зонах Криворізько-Кременчуцького і Конксько-Білозерського розломів. Для Криворізького басейну вік формування таких зон окиснення коливається між 1770 і 1250 млн років, а вік рудоносних кір вивітрювання - від 1100 до 680 млн років. Отже, багаті окислені руди в запорізькій світі могли виникнути не раніше 1770

млн років, що відповідає мезопротерозою. Таким чином, уламки окислених залізних руд у метаконгломератобрекчіях переверзівської світи можуть бути набагато молодшими, та, імовірно, належати до неопротерозою (риффею), що і визначає орієнтовний вік седиментації цієї світи. Точні дані можуть бути отримані при вивченні цементацийних мінералів в уламках руд.

Тимошівська товща розташована на схід від покладів залізистих кварцитів Південно-Білозерського та Переверзівського родовищ. У північній частині Білозерського залізрудного району смуга, яка складається породами тимошівської товщі, починається в 3 км на схід від району свердловини №188, де вона обмежена субширотним розломом.

Внаслідок значної глибини залягання тимошівська товща є слабо вивченою тільки свердловинами. У межах всій площі розповсюдження тимошівської товщі було пройдено лише 30 свердловин. Проте матеріал з вивчення керну свердловин та архівних колекцій шліфів, дозволяє обґрунтувати наявність у даній частині Білозерського залізрудного району різко відмінної за складом докембрійських порід товщі, яка у віковому відношенні, безсумнівно, є молодшою, ніж конкська, білозерська серії та теплівська світа.

Літологічний склад тимошівської товщі є істотно теригенним. За результатами попередніх досліджень не встановлені породи, що перекривають утворення тимошівської товщі (крім мезокайнозойських порід осадової товщі). В цілому, характеризуючи розріз тимошівської товщі слід зазначити, що в цілому він являє безперервне чергування метапісковиків, метагравелітів, метаконгломератобрекчій.

Слід відзначити по латералі з заходу на схід неодноразову появу в розрізі метагравелітів, метаконгломератобрекчій та крупнозернистих пісковиків серед філітових сланців. Основну частину розрізу товщі становлять кварц-серицит-хлоритові філітоподібні сланці, а також кварцові й аркозові, рідше поліміктові та петрокластичні метапісковики, сумарна частка яких сягає до 70 %.

Приблизно до 30 % обсягу займають метагравеліти та метаконгломератобрекчії, які розповсюджені у вигляді пачок і прошарків потужністю до 20 м [20],

[32], [52], [68], [69], [70]. Найбільш характерний розріз тимошівської товщі був розкритий в безпосередній близькості від "обриву" східного крила Південно-Білозерської структури, де встановлено ритмічне чергування літологічних різновидів порід в такій послідовності: метаконгломерат-метапісковик-сланець. Потужність зазначених ритмів варіює від перших сантиметрів до кількох десятків сантиметрів.

Для метаконгломератів характерним є переважно поліміктовий склад. У складі уламків встановлено сидероплезитові залізисті кварцити, пісковики, безрудні кварцити (рис. 2.13), жильний кварц, релікти турмалінового метасоматиту та талькових сланців. В розрізі товщі метапісковики вгору змінюються метаконгломератами. Встановлено поступовий перехід від метапісковиків до метаконгломератів. Іноді спостерігаються магнетитові кварцити, ще рідше - мартит-гематитові руди.

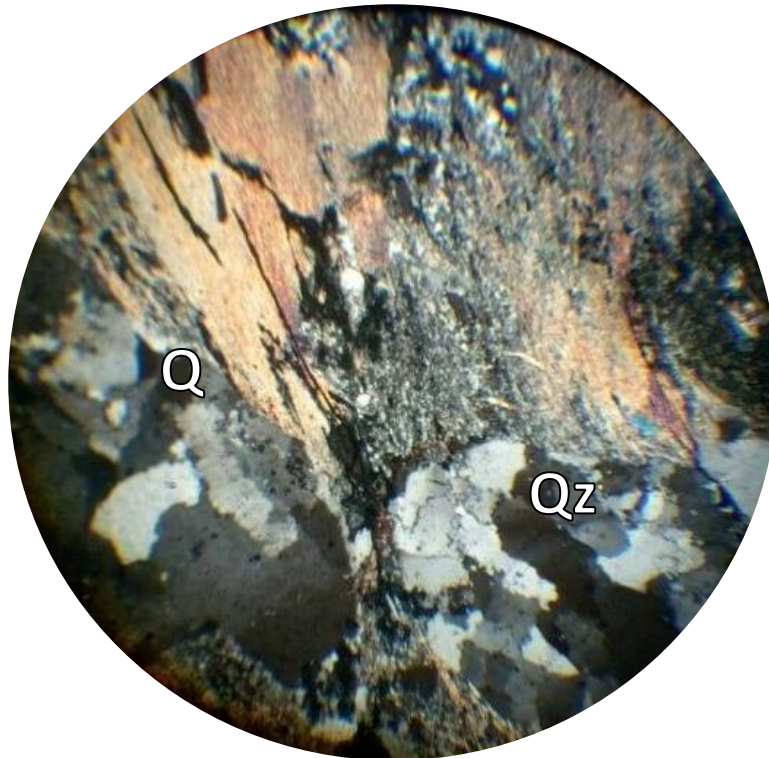


Рисунок 2.13 – Уламки кварцу та безрудного кварциту, агрегати новоутвореного біотиту, заміщення цементу новоутвореними карбонат-серицитовими агрегатами з флюїдальною мікротекстурою.

Нік+, зб.120

За складом уламків встановлено кварцеві, поліміктові та петрокластичні різновиди метаконгломератобрекцій. За структурою цементуюча речовина є суттєво псамітовою. У речовині цементу встановлено кварц та мінеральні агрегати серицит-карбонатного та хлорит-серицит-карбонатного складу. Визначено орієнтування сплющених уламків уздовж сланцюватості (рис. 2.14).

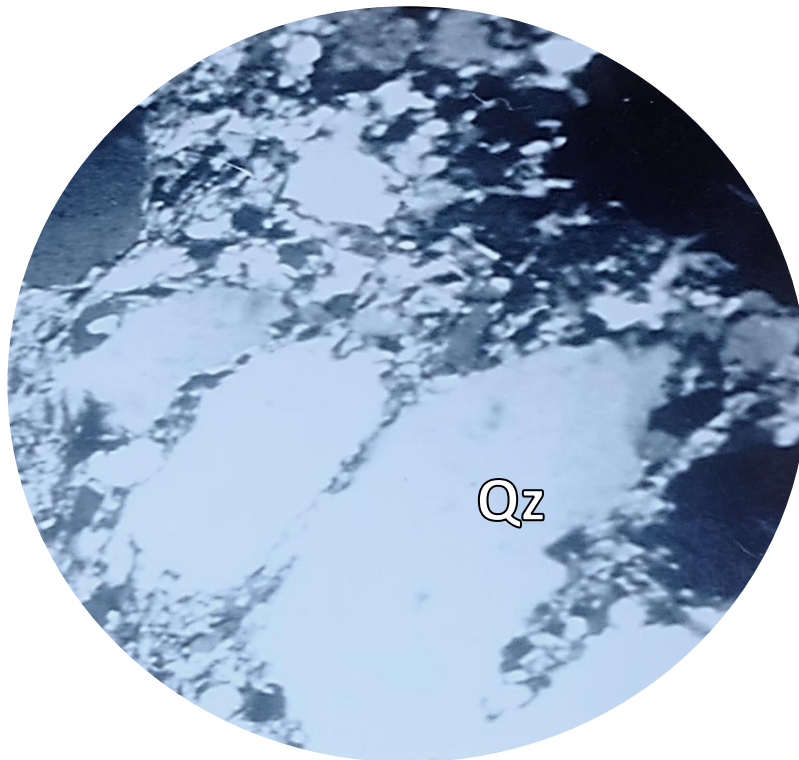


Рисунок 2.14– Орієнтування сплюснених уламків кварцу уздовж сланцюватості в метаконгломератобрекчії тимошівської товщі.

Нік+, зб.90

Кварц-серицит-хлоритові сланці завершують ритми з потужністю прошарку - від 1,5 м до 30 м. Сланці характеризуються темно-сірим до чорного кольором у верхній частині розрізу до світло-сірого - в нижній частині розрізу. Характерною є тонка шаруватість, яка обумовлена чергуванням прошарків різного складу та забарвлення. Слід відзначити, що в метаконгломератах встановлено наявність золота, причому вміст його помітно вище, ніж в метапісковиках. У сланцях золото не виявлено.

Розрізи тимошівської товщі розкриті свердловинами. Деякі розвідувальні свердловини повністю пройдені в пачках метаконгломератів, метаконгломератів та пісковиків, деякі відкрили тільки сланці. При цьому рідко малопотужні прошарки метаконгломератів зустрінуті в сланцях. За результатами узагальнення попередніх даних та вивчення архівної документації керну свердловин побудовано уточнені розрізи (рис. 2.15, 2.16).

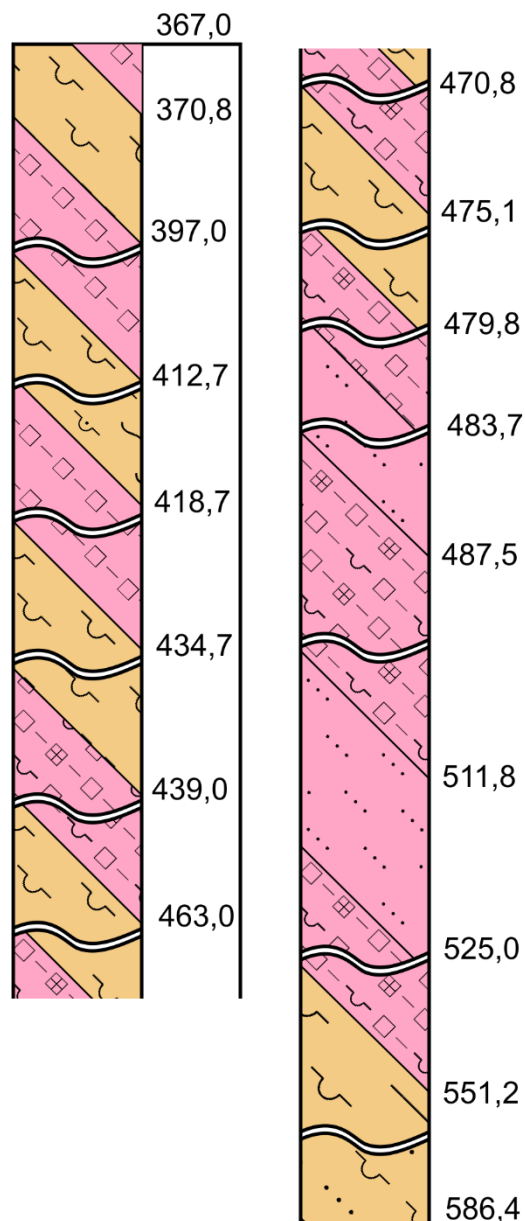


Рисунок 2.15 – Літологічна колонка по свердловині №267 Переверзівської світи (тимошівської товщі). Умовні позначення на рис. рис.2.18

За результатами досліджень останніх років [20], [69], [70], [74] було визначено суттєві зміни в уявленні про склад та будову тимошівської товщі.

У процесі досліджень було проведено вивчення геологічної документації керну картировочних свердловин, проведено мінераграфічні та петрографічні дослідження шліфів та аншліфів і уточнено склад літологічного розрізу.

Літологічний склад тимошівської товщі в цілому є аналогічним до складу формації михайлівської світи. У розрізі товщі домінують філітоподібні та чорні (вуглецеві) сланці; у підпорядкованій кількості трапляються метапісковики та метагравеліти.

Проте на відміну від михайлівської світи у розрізі формації тимошівської товщі відсутні кварцеві сидеритоліти та метаріоліти. Відсутність метаріолітів суттєво ускладнює можливість встановлення геохронологічної позиції тимошівської товщі.

Характерна відмінність між формаціями михайлівської та переверзівської світ також полягає в присутності пачок шарів поліміктових метаконгломератобрекчій та наявності істотної частки туфопісковиків серед метапсамітів переверзівської світи.

Інші типи метапісковиків представлені кварцовими, олігоміктовими, поліміктовими та, рідко, - петрокластичними різновидами. У складі уламків петрокластичних різновидів зустрінуті рудні та безрудні кварцити, фрагменти турмалінового метасоматиту, уламки кислих ефузивів, гематит-мартитові залізні руди. Найбільш характерною ознакою розрізу тимошівської товщі є присутність метаконгломератів (рис. 2.16).

Наявність даних порід у складі білозерської серії є дуже важливим індикатором в контексті визначення перспектив рудоносності тимошівської товщі внаслідок декількох причин:

- метаконгломератобрекчії білозерської серії є одними з найбільш давніх метапсефітів Українського щита;
- метаконгломератобрекчії представляють інтерес внаслідок їх потенційної золотоносності;
- метаконгломерати переверзівської світи (тимошівської товщі) є своєрідними за складом та будовою утвореннями, що постійно викликали дискусії щодо їх генезису та умов накопичення.

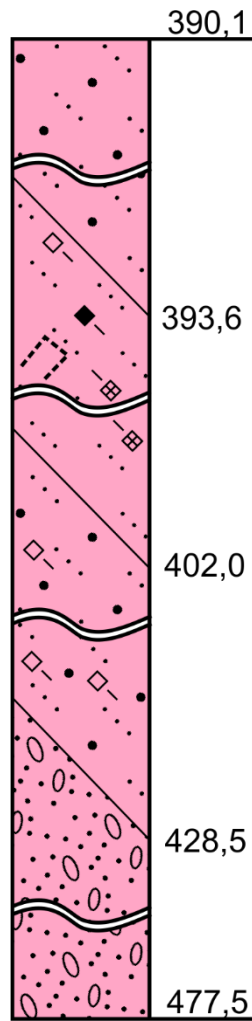


Рисунок 2.16 - Геологічна колонка по свердловині №313.

Умовні позначення наведені на рис.2.18

І.С.Паранько [51], [53] проводив оцінку перспектив золотоносності метасефітів Українського щита з обґрунтуванням рудоконтролюючих факторів та пошукових критеріїв, розроблених на підставі геології басейну Ранд. За результатами досліджень було визнано, що до перспективних районів, які містять грубоуламові відклади ранньопротерозойського віку у межах Українського щита слід віднести Криворізький, Білозерський та басейн р.Берда Приазовського мегаблоку.

У складі розрізу переверзівської світи зафіксовано до семи пачок конгломератобрекчій, які перешаровуються з метапісковиками та філітоподібними сланцями (рис. 2.17). Потужність пачок виявлена в межах від 80 - 100 м до 200 - 250 м

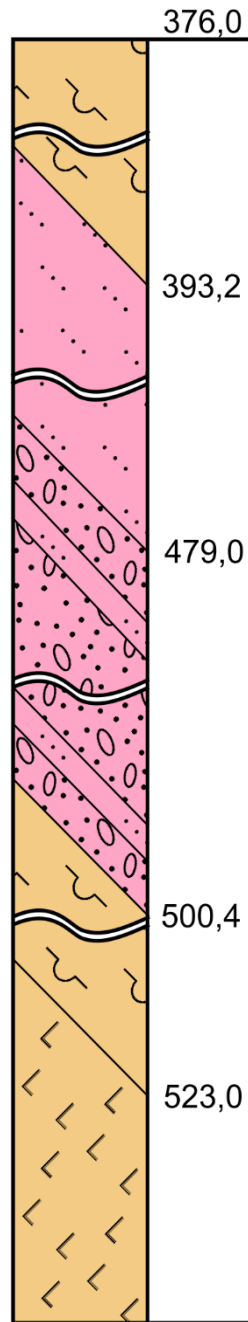


Рисунок 2.17 - Геологічна колонка по свердловині №507

Умовні позначення наведені на рис.2.18

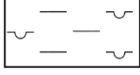
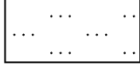
	Сланець філітовий, іноді вуглисто-кременистий		Руда мартитова, мартито-гематитова
	Сланець серицитовий, хлористо-серицитовий		Карцит магнетитовий
	Сланець вуглисто-серицитовий		Серпентиніт
	Метапсіковий кварцовий, дрібно-середньозернистий		Сланцева товща
	Метапсіковик кварцовий, середньо-крупнозернистий		Метапіщаниста товща
	Чергування метапсіковиків та сланців		Глибина до кристалічних порід,м
	Метадиабаз		Розрив колонки у літологічно однорідних породах
	Метаконгломерат		
	Кварцит безрудний, кварц		

Рисунок 2.18 – Умовні позначення до літологічних колонок  
(рис.2.15-2.17)

Встановлено, що пачки конгломератовмісних шарів виклинюються в північному напрямку. У середині пачок потужність шарів метаконгломератобрекчій становить від 1,5 м до 20 м. Метаконгломератобрекчії залягають серед кварцових метапсіковиків, кварц-серицитових сланців і аркозових метапсіковиків.

У процесі вивчення умов формування конгломератобрекчій попередніми дослідниками були висловлені навіть взаємовиключні думки - від седиментаційного до тектонічного походження.

Під час обговорення генезису метаконгломератобрекчій основні дискусійні питання пов'язані з їхнім геологічним положенням у загальній послідовності нашарування та співвідношенням з іншими літофаціальними типами порід.

Водночас вирішальне значення має встановлений за матеріалами геологічної документації керну картувальних свердловин факт наявності асиметричної градаційної шаруватості, простеженої в межах кількох асиметричних ритмів, що суттєво уточнює умови їх формування.

Проте слід відзначити, що свердловина, в якій зафіксовано такі особливості розрізу, розташована в зоні тектонічного контакту запорізької світи та тимошівської товщі, що дає підставу обґрунтовувати тектонічну природу метаконгломератобрекчій.

Прихильники седиментаційного походження спростовують таке ствердження однією з принципово важливих особливостей внутрішньої будови розглянутих пачок - наявністю асиметричної градаційної шаруватості, що сформована ритмічним повторенням несиметрично побудованих ритмів з трьох головних породних складових (рис. 2.19):

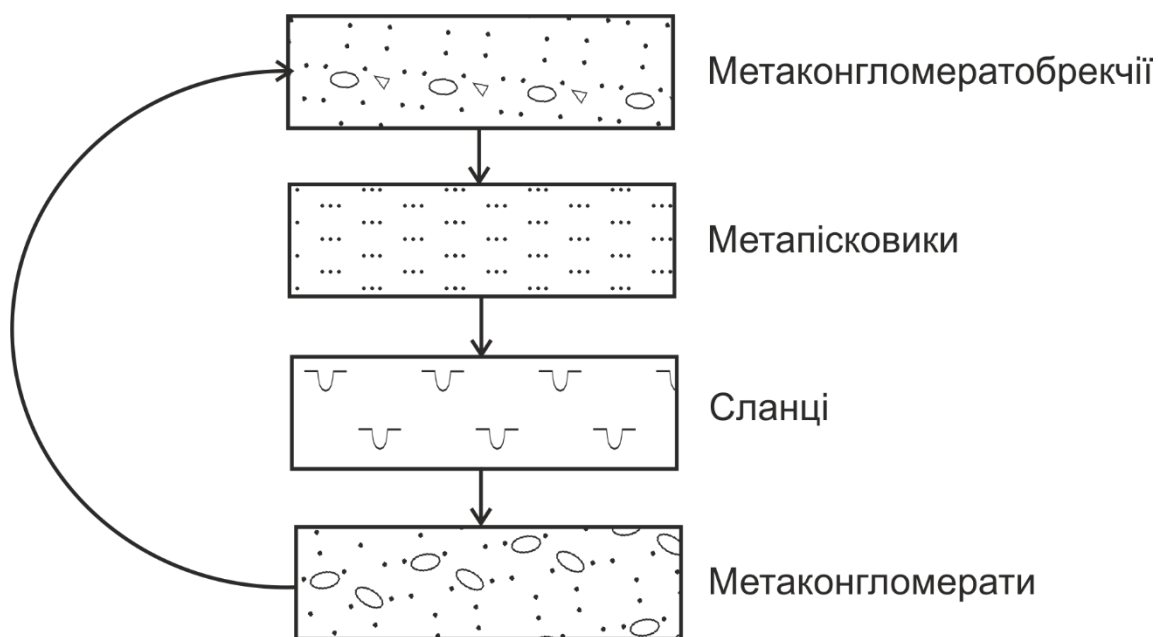


Рисунок 2.19 – Схема градаційної шаруватості

Аналогічна послідовність зміни породних компонентів названа Дж.Грінсмітом градаційною шаруватістю [21].

У складі уламків метаконгломератобрекчій встановлено фрагменти порід, які відрізняються неоднорідністю за мінеральним складом, розмірами та формою

та зцементовані піщаним цементом. Практично у всіх зразках метаконгломератобрекчій спостерігається заміщення цементу кварц-серицитовими агрегатами, розвинуті прожилки епігенетичної сульфідної мінералізації (пірит, піротин) та графіту (рис. 2.20).

Слід відзначити наступні особливості уламків метапсефітів:

- наявність у складі уламків залізистих кварцитів сидероплезиту при відсутності грюнериту, що підтверджує перетворення порід в умовах зеленосланцевої фації метаморфізму;
- наявність слабометаморфізованих хлоритових, хлорит-кварц-серицитових та кварц-серицитових філітів;
- у складі петрокластичних уламків виявлено кварцити та філітові сланці, форма уламків, що співіснують, різноманітна - незграбна, обкатана, нерідко спостерігаються сплюснені уламки, які орієнтовані уздовж шаруватості, при цьому кількісне співвідношення об'єму уламків і цементу також не є витриманим.



Рисунок 2.20 - Зерно кварцу з «тінями тиску», які виповнені серицит-кварцевою речовиною, графітизація по тріщинах та серицитизація цементу метаконгломератобрекчії. Ник +, зб.90

Цемент псефітових уламків складають метапісковики з різноманітним складом псамітової фракції. Спорадично зустрічаються фрагменти альбітофірів та зрощення кварцу з плагіоклазом. Для поліміктових різновидів метапісковиків характерними є домішки гравійного матеріалу. При петрографічному вивченні встановлено кородування уламків кварцу із заміщенням по контурам новоутвореними кварц-серицитовими агрегатами, іноді спостерігається регенерація кварцу по контурам уламків (рис.2.21).

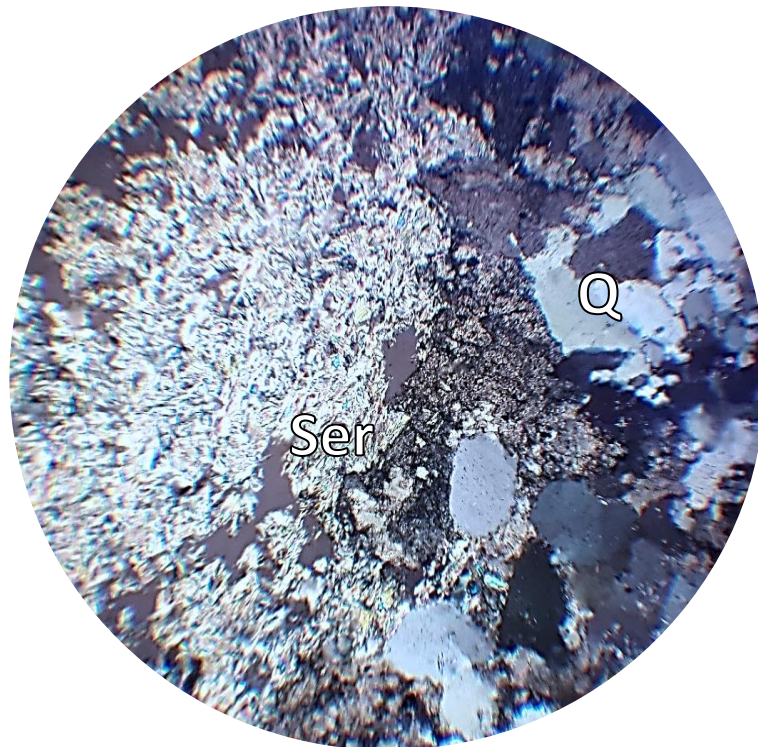


Рисунок 2.21 – Уламки кварциту та серицитизація цементу метаконгломератобрекчії тимошівської товщі.

Нік,зб.90

Кварц наявний у вигляді декількох генерацій:

- у складі уламкових зерен з ознаками корозії - форма округла, амебоподібна та кутовата;
- лінзоподібні скупчення гетерогранобластового кварцу, які занурені у лепідогранобластовий матрикс серицит-кварцевого складу;
- дрібнозернистий кварц у складі цементуючої речовини.

У складі цементу спорадично виділяються лінзоподібні кварцові агрегати, які розділені лусочками слюдяних агрегатів з флюїдальною мікротекстурою (рис. 2.21, 2.22)



Рисунок 2.22 – Кородування уламків кварцу із заміщенням їх новоутвореними кварц-карбонат-серицитовими агрегатами, регенерація кварцу по контурах окремих уламків, розвиток піриту по тріщині в цементі метаконгломератобрекчії.

Зб.90, нік+

У складі уламків обкатаної форми переважно спостерігаються фрагменти безрудних кварцитів та монокварцевих метапісковиків.

Серед слабообкатаних і незграбних уламків зустрічаються агрегати кварцевих зерен, metabазальтів, фрагменти метаріолітів та ріодацитів, дуже рідко - уламки карбонатних порід та турмалінової породи, імовірно метасоматичного походження. Розмір уламків змінюється від 1,7 до 25 мм.

Іноді спостерігається інтенсивне кородування контурів кварцевих зерен та агрегатів серицитовими агрегатами (рис. 2.23). Можливо кристалізація слюди відбувалась з рухомого газово-рідинного флюїду, що підтверджується наявністю флюїдальної мікротекстури агрегатів слюди.

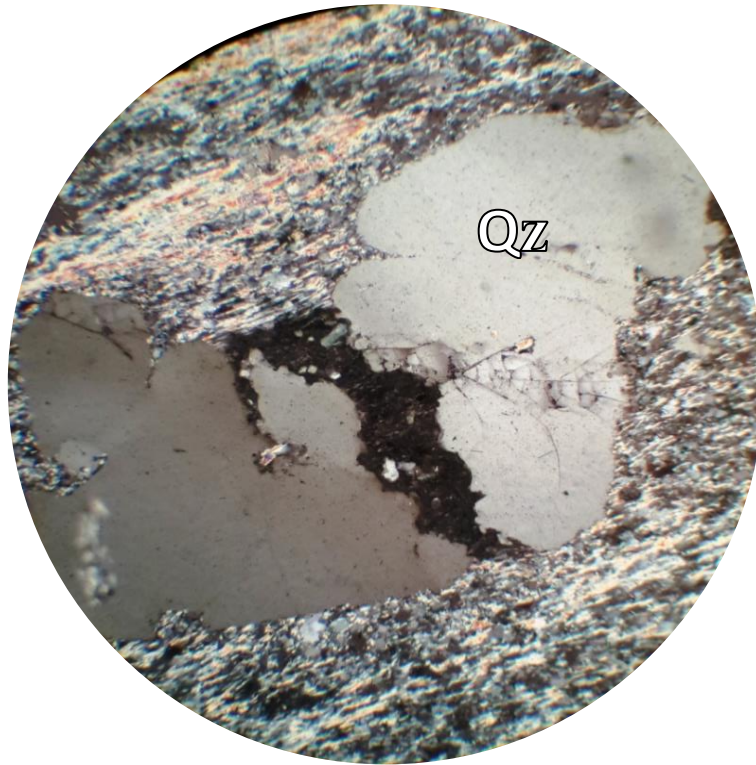


Рисунок 2.23 – Структура «in situ» у зерен кварцу. Кородування зерен кварцу кварц-серицитовою речовиною.

Ник +, зб.90

Однією з характерних особливостей складу метаконгломератобрекчій є наявність пірокластичного матеріалу, який зустрінуто як у складі уламкової фракції, так і у складі цементу, окремі зерна мають оплавлені контури. Для всіх метаконгломератобрекчій характерним є дуже погане сортування уламкової фракції за складом, формою, розмірами та кількістю.

У процесі петрографічного вивчення шліфів метаконгломератобрекчій встановлено епігенетичну сульфідизацію, графітизацію та розвиток агрегатів метасоматичного хлоритоїду та турмаліну, які присутні як у складі цементу, так і у складі мінеральних агрегатів, що "пронизують" уламкові зерна. Для мінеральних агрегатів турмаліну характерною є хрестоподібна форма, іноді – до утворення "сонцеподібних" мінеральних агрегатів вздовж тріщин (рис. 2.24).

Сульфідна мінералізація спостерігається у вигляді прожилків піриту та піротину, січних до уламків і цементу метаконгломератобрекчій. Присутність сульфідної мінералізації свідчить про те, що у відношенні епігенетичних

перетворень, породи тимошівської товщі знаходилися в загальних умовах з михайлівською та запорізькою світами білозерської серії.

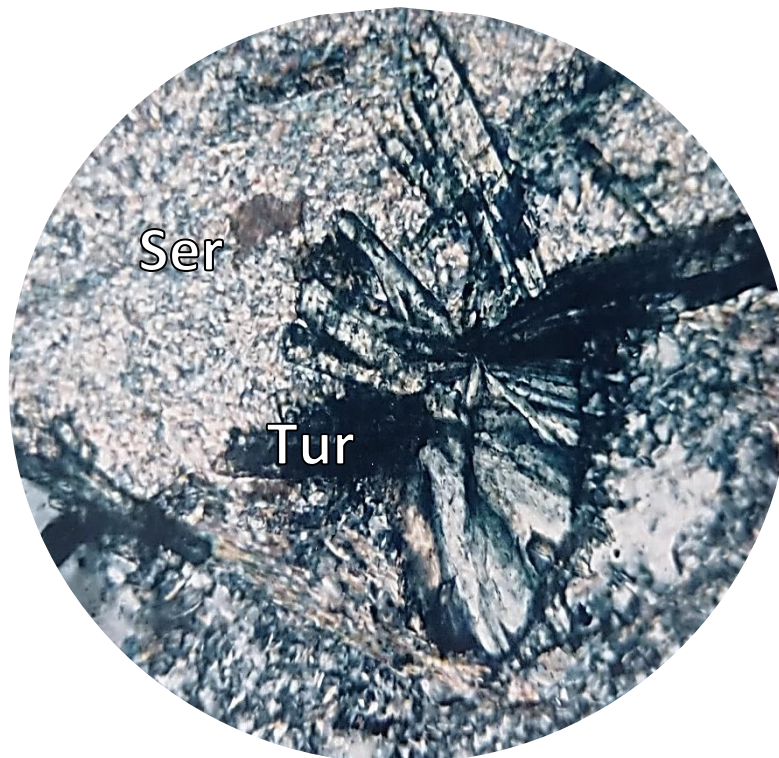


Рисунок 2.24 – «Сонцеподібні» агрегати турмаліну серед серицитових агрегатів в цементі метаконгломератобрекчії.

Нік+ .36.104

Дискусійним питанням до теперішнього часу залишаються уявлення щодо джерел знесення та умов накопичення речовини метаконгломератобрекчій.

Мінеральний склад грубоуламкової фракції дозволяє стверджувати, що джерелом знесення були породи запорізької та михайлівської світ, але не конкської серії. Мінеральний склад уламків залізистих кварцитів, в яких встановлено сидероплезит при відсутності грюнериту та гранату, є головним доказом даного ствердження.

Загальновідомо, що сидероплезит визначений як характерний карбонат для залізистих кварцитів запорізької світи, а грюнерит і гранат є типоморфними для залізородних горизонтів конкської серії, що обумовлено відмінностями у фаціях метаморфізму конкської та білозерської серій.

Проте дане ствердження не суперечить факту участі в уламковій фракції розмитих порід конкської серії та гранітів і граніто-гнейсів аульської серії, які оточують Білозерську ЗКС. Найбільш вагомим аргументом на користь розмиву давніх порід слід вважати знахідку кластогенного циркону з абсолютним віком 3070 млнр., яка підтверджує участь в уламковій фракції метаконгломератів матеріалу навколишніх гранитоїдів "добілозерського" віку [100], [101], [102].

Визначення фаціального типу метаконгломератобрекчій до теперішнього часу залишається дискусійним питанням. Прояви асиметричної градаційної шаруватості є характерними до особливостей будови олістостром та турбидитів [21].

При вивченні мінерального складу та текстурно-структурних особливостей метаконгломератобрекчій переверзівської світи авторами монографії виявлено структурні ознаки, які є характерними для флюїдно-експлозивних утворень [103], [104]. Характеристика таких ознак наведена в розділі 4 при обґрунтуванні перспектив рудоносності білозерської серії.

*Теплівська товща* в БЗКС виділена В.І.Ганоцьким та О.М. Струєвою [15], [88]. За результатами цих досліджень, проведених після завершення геологічної зйомки масштабу 1:50000, переконливо показана присутність теплівської світи в Білозерському залізорудному районі та інших зеленокам'яних структурах Середнього Придніпров'я, як невід'ємної частини конксько-верхівцівської серії. Теплівську світу, потужністю до 300 м, виділено на невеликій ділянці в ядрі Центральної синкліналі, де її було виявлено у свердловинах №№114, 206, 365 і 417.

Теплівська товща достовірно вивчена в ядрі Південно-Білозерської складки, де завершує розріз білозерської серії. Вона відокремлена від запорізької світи Південно-Білозерським масивом серпентинітів. Її потужність становить 200-300 м, а довжина за простяганням сягає 5-6 км.

У складі товщі простежуються істотно вулканогенні породи з одиничними прошарками парасланців. Згідно результатам петрографічних досліджень, теплівська товща на 78% складена метабазитами, зокрема метатуфами; 11 %

займають метапікрити, 6 % - метаандезити та лише 5 % - парасланці та метапісковики. Такий склад формації є сприятливою передумовою для пошуків колчеданих руд.

Теплівська товща представлена частим чергуванням metabазальтів, метадолеритів та їхніх туфів, з прошарками метапсефітів. Також відзначені ортосланці та прошарки кременистих сланців. Таким чином, теплівська світа фіксує новий етап прояву основного вулканізму в БЗКС, який стався після утворення білозерської серії.

Породи Південно-Білозерської ділянки добре зберегли реліктові структури, що допомагає відновити їхній вихідний склад. Завдяки цьому розріз теплівської товщі тут прийнятий за еталон. Породи зазнали впливу регіонального метаморфізму, перетворившись на зелені сланці різних типів: альбіт-хлорит-амфіболові, епідот-альбіт-амфіболові, хлорит-тремолітові, хлорит-кварцові та інші. Початковий склад порід було відновлено на основі реліктових структур і петрохімічних властивостей первинних вулканогенних порід. Підсумкові дані про склад і співвідношення вихідних порід подано в таблиці 2.1.

Таблиця 2.1 – Розповсюдження типів порід у розрізі теплівської товщі за даними [15], [88]

Порода	Позначення	Об'єм, %
Метапікрити		11,3
Метадацити (усі) * у тому числі metabазальти		78,2 11,5
Метадолерити		25,2
Метатуфи та метатуфіти		34,8
Ортосланці основного складу		6,7
Метаеффузиви середнього складу (метаандезити та метатуфи)		6,0
Парапороди (парасланці та метапісковики)		4,5

Метаосадові породи утворюють шар товщиною 15 м, що складається з чергування пластів кварц-серицит-хлоритових, кварц-альбіт-серицит-хлоритових

сланців і хлорит-кварцових метапсковиків. Цей шар розташований у верхній частині еталонного розрізу і чітко виділяється серед інших порід.

Особливо важливими для визначення складу товщі є результати реконструкції метатуфів і метатуфітів, зокрема за палімпсестовими структурами, які становлять близько 35 % від загального обсягу порід. Ці породи не можуть бути віднесені до інтрузивної дайкової фації. Найчастіше зустрічаються літокластичні метатуфи з псефітовою, псефітопсамітовою або псамітовою мікроструктурою. У складі їхніх уламків можна розрізнити metabазальти, метадолерити і зрідка метаандезити, які добре помітні за структурою. Рідше зустрічаються кристалолітокластичні метатуфи, а метатуфіти представлені в невеликій кількості.

Присутність потужних і численних прошарків метатуфів слугує важливим доказом того, що теплівська товща є не інтрузивною, а вулканогенною. У розподілі петрохімічних груп метавулканітів помітна закономірність: metabазити з прошарками метаультрабазитів складають основну частину розрізу, а метаандезити зосереджені у верхній його частині.

Встановити конкретний формаційний тип порід теплівської товщі на основі наявних даних важко. Проте її можна орієнтовано розглядати як аналог частини траппової формації, аналогічні прояви якої відомі, наприклад, на Волинському блоці Українського щита. Ця обставина може вказувати на потенційні металогенічні можливості теплівської товщі, незважаючи на відсутність поки що виявлених проявів корисних копалин. Водночас існує ймовірність відкриття родовищ міді та нікелю.

О.Б. Бобровим зі співавторами у 2023 році [56] запропоновано варіант скасування надзалізородного базит-ультрабазитового стратону білозерської серії – теплівської світи та рекомендовано прийняти для теплівської базит-ультрабазитової породної асоціації/товщі/світи ВЗКС інше стратиграфічне розташування – між підзалізородною псаміто-сланцевою і власне залізородною залізо-кременистою формаціями.

У деяких інших публікаціях висловлювалася думка про відсутність теплівської товщі в БЗКС [87], припускаючи, що вона являє собою потужну дайку порід основного складу, змінену динамотермальними процесами до стану зелених сланців. Однак такі сумніви пов'язані виключно з недостатнім вивченням порід.

Питання щодо геохронологічного положення білозерської серії нині залишається дискусійним, нерідко її ототожнюють із криворізькою серією.

Проблема кореляції білозерської та криворізької серій на думку О.Б.Боброва має кілька рівнів зіставлень [56]:

- 1) внутрішньомегаблоковий, між структурами одного мегаблоку (Середньопридніпровського);
- 2) міжмегаблоковий, між кількома сусідніми мегаблоками УЩ, зокрема між Середньопридніпровським та Приазовським;
- 3) міжкратонний, між різними докембрійськими кратонами, насамперед між УЩ і ВКМ.

у теперішній час білозерська серія достовірно виявлена в трьох ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку: Білозерській, Конкській і Верхівцівській. Бобров О.Б. зі співавторами [56] вважають, що за структурно-стратиграфічною позицією і літолого-формаційним складом білозерська серія добре зіставляється з криворізькою серією Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони в об'ємі скелюватської та саксаганської світ. Варіант регіональної кореляції вищезгаданих авторів для білозерської та криворізької серій між структурами Середньопридніпровського мегаблоку, наведено на рис. (рис. 2.25).

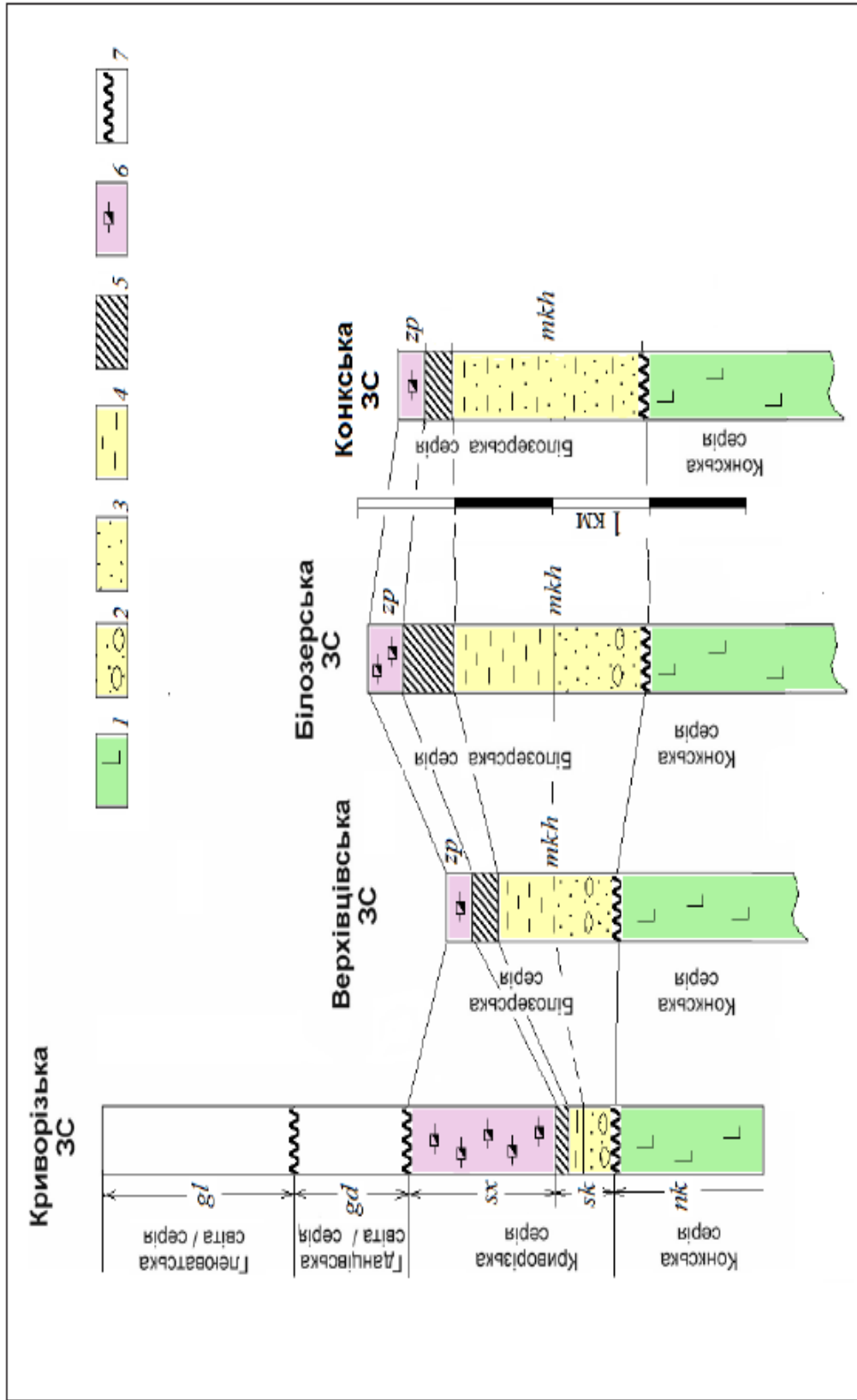


Рисунок 2.25 – Варіант регіональної кореляції для білозерської та криворізької серій між структурами Середньопридніпровського мегаблоку за даними [56].

Умовні позначення до рис. 2.25:

1 – переважно ультрабазит-базитові, рідше кератофір-ультрабазит-базитові метавулканогенні асоціації/формації з прошарками залізистих кварцитів і парасланців; 2–4 – формація олігоміктових метапсефопсамітів і глиноземистих метаалевропелітів; 2 – субформація метапісковиків і метагравелітів (поліміктових, олігоміктових, рідше кварцових) з прошарками метаконгломератів (поліміктових, олігоміктових); 3 – субформація метапісковиків (поліміктових, олігоміктових, рідше кварцових) з прошарками метагравелітів і метаалевропелітових сланців глиноземистих, переважно кварц-серицитового складу; 4 – субформація сланців метаалевропелітових глиноземистих, переважно кварц-серицитового складу, часто з домішкою тонкодисперсної вуглецевої речовини, з прошарками метапісковиків і карбонатних порід; 5 – формація метакоматітів перидотитових (сланці талькові, тальк-карбонатні, тальк-карбонат-амфіболові, серпентиніти), частково у чергуванні з метапелітовими сланцями залізистими, глиноземистими; 6 – формація залізисто-кременисто-сланцева (залізисті кварцити й метапелітові залізисті сланці з підпорядкованою роллю глиноземистих метаалевропелітових сланців, вуглистих сланців); 7 – стратиграфічні неузгодженості. Світи Криворізької синкліноної структури: *nk* – новокриворізька; *sk* – скелюватська; *sx* – саксаганська; *gd* – гданцівська; *gl* – глеюватська. Світи білозерської серії (назви за сучасною стратиграфічною схемою (Єсипчук К.Ю, Бобров О.Б, Степанюк Л.М та ін.2004): *mkh* – михайлівська; *zp* – запорізька

Південно-Білозерський масив серпентинітів розташований у центральній частині південного блоку БЗКС. Масив згідно залягає з метаосадовими товщами білозерської серії і разом з ними зім'ятий в однойменну - Південно-Білозерську складку. Особливості будови та петрографічного складу порід масиву розглянуті в даному розділі у зв'язку з просторовим поєднанням породних комплексів з утвореннями білозерської серії, що впливає на особливості її рудоносності.

Інрузивні утворення у межах Білозерської структури характеризуються порівняно невеликим розповсюдженням та репрезентовані базит-ультрабазитовим верхівцевським, плагіогранітоїдним сурським та ультрабазитовим варварівським комплексами.

Формування варварівського комплексу пов'язується із завершальним етапом розвитку порід білозерської серії. Водночас віднесення окремих

ультрамафітових утворень у межах структури до складу цього комплексу залишається дискусійним.

Протяжність Південно-Білозерського масиву сягає 20 км за ширини 1,5-2 км. Масив має виразну плитоподібну форму, круте падіння на схід і практично меридіональне орієнтування.

Петрологію і рудоносність масиву в різні роки вивчали В.І.Ганоцький, С.М. Доброхотов [39], М.М. Ільвіцький [25], [26], З.І. Танатар-Бараш [91], М.В. Рuzіна Д.В. Яцина [67], [105], [106].

Найбільш дискусійним питанням є геологічна будова та генезис порід масиву. На думку О.Б.Боброва, А.О.Сіворонова, Б.І. Малюка [83], [84] - масив є потужним покривом коматитових лав, характеризують його як стратиграфічний елемент в основі переверзівської світи білозерської серії.

Інші дослідники характеризують масив як сил, що вкоренився в осадову товщу до або одночасно з її зім'яттям у складку [26], [40], [91].

Південно-Білозерський масив серпентинітів було детально вивчено багатьма дослідниками, зокрема групою співробітників НТУ "Дніпровська політехніка" [26], [40], [67], [75], [108] (рис. 2.26).

За результатами цих досліджень вперше отримано відомості про склад і будову масиву серпентинітів на повному і безперервному перетині його потужності. Встановлено, що 95 % масиву складають серпентиніти, а решту об'єму займають релікти перидотитів, піроксенітів і дунітів, а також дайковий комплекс піроксенітів, габро-долеритів і родингітів, що заміщають габро-долерити. У зонах розломних структур породи заміщені гідротермальними метасоматитами формації ліственітів (рис. 2.26).

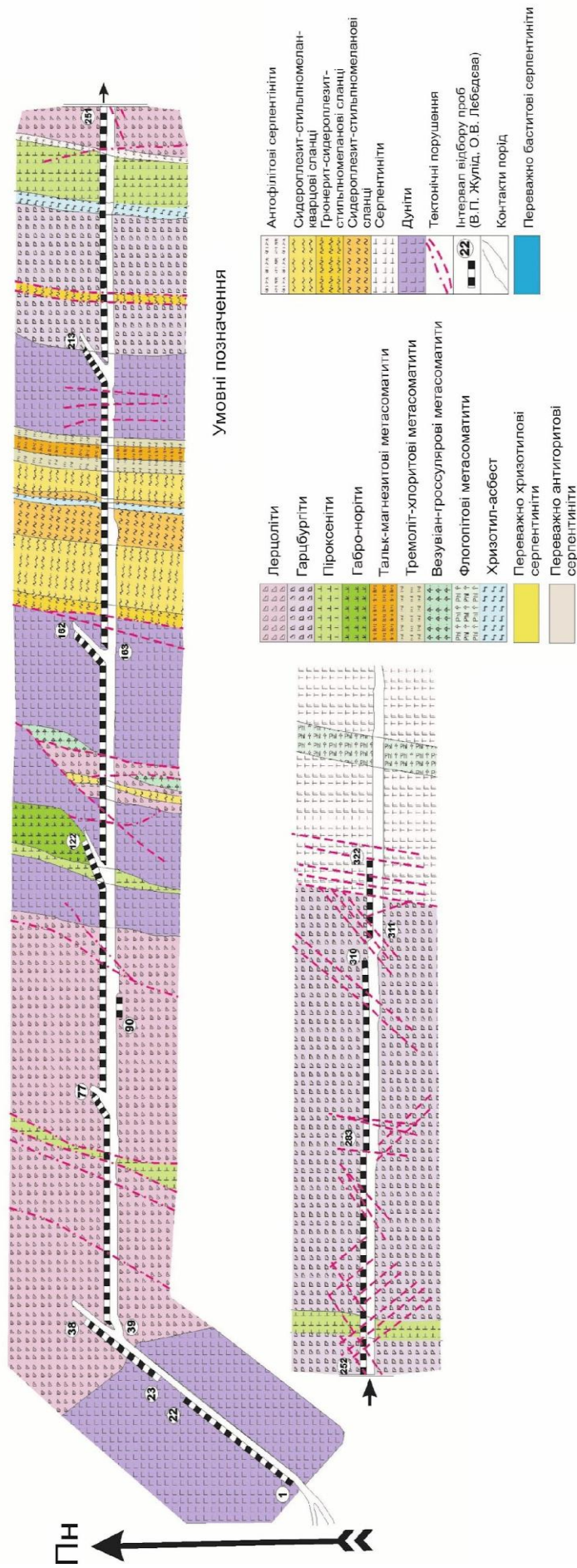


Рисунок 2.26 – План Діагонального кварцита ЗЗРК (640 м.), за даними [26], [67], [75], [108]. Масштаб 1:3000

Реконструкцію первинного складу серпентинітів виконано у відповідності з методикою М.М.Ільвицького та Н.Ф. Дудніка [26] за реліктовими структурами гістерогенного магнетиту, що виділяється по контурах зерен олівіну та піроксенів в процесі серпентинізації.

За результатами досліджень виявлено кількісні співвідношення вихідних магматичних порід та встановлено, що перидотити (лерцоліти) становлять до 50%, дуніти – 36 %, гарцбургіти - близько 6 %, піроксеніти - близько 3 %, габроїди - близько 5 %. У розміщенні цих порід звертає увагу неоднорідно-шарувата (розшарована) внутрішня будова масиву (рис. 2.26). При цьому строгих закономірностей у перемежуваності порід різного складу не спостерігається. Відносно виражена тільки тенденція до розміщення дунітів у лежачому боці та центральній зоні масиву, а перидотитів - до його центральної частини.

За результатами досліджень [26], [56], [106] Яциною Д.В. було побудовано уточнену схему Південно-Білозерського масиву (рис. 2.26), проведене зіставлення з типовими аналогами розшарованих комплексів (Стилуотер і Бушвельд), у результаті чого Південно-Білозерський масив було віднесено до розшарованої інтрузії, що зазнала значних перетворень під час геологічного розвитку Білозерської ЗКС у цілому.

У роботі [75] проведено порівняння складу порід Південно-Білозерського масиву з ультрабазитами інших ЗКС Середнього Придніпров'я при оцінці перспектив використання їх як тальк-магнезитової сировини.

Зіставити склад порід Південно-Білозерського масиву зі стратиграфічними одиницями БЗКС або визначити геохронологічні показники для первинних і перетворених порід масиву на сучасному етапі досліджень досить важко. При макроскопічному вивченні ультрабазитів ЮБМС було встановлено, що вони практично повністю перетворені і являють собою серпентиніти.

При вивченні шліфів, в істотно антигоритових і хризотилових серпентинітах спостерігаються реліктово-псевдоморфні структури гістерогенного магнетиту, який виділяється при серпентинізації по периферії зерен олівіну і хромшпінеліду, оконтурюючи їх овоїди, а також розвивається по тріщинах спайності і окремої

ромбічного і моноклінного піроксенів (рис. 2.27, 2.28), формуючи вищевказані палімпсестові мікроструктури.

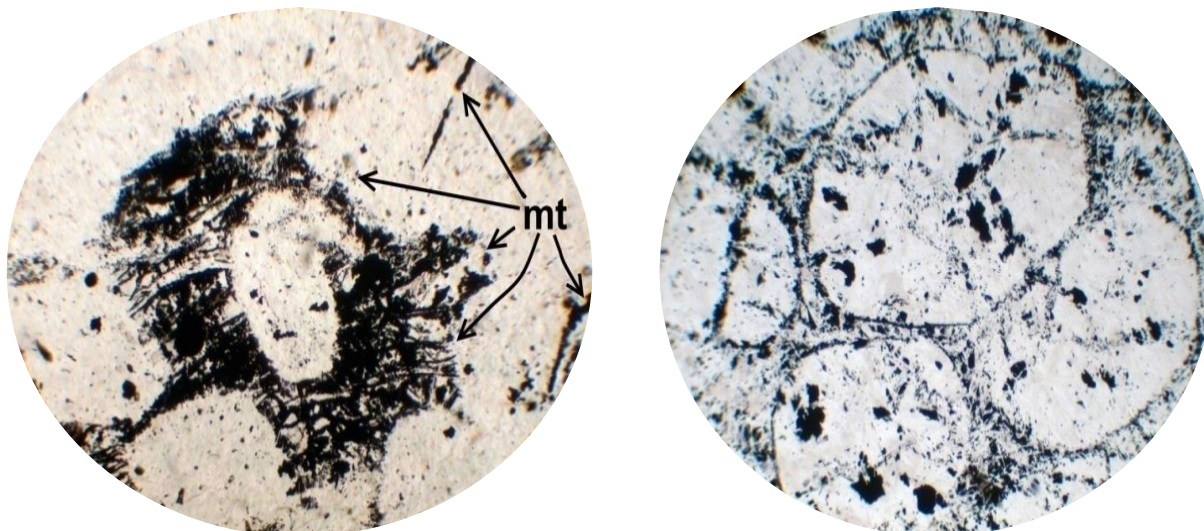


Рисунок 2.27, 2.28– Гістерогенний магнетит (чорний), що окреслює овоїди олівінів (прозорий). Збільшення 135х; Нік –

При ідентифікації мінералів магматичної стадії враховувалася конфігурація зерен, оконтурених магнетитом, різновиди серпентину, що заміщає вихідні мінерали (бастит по олівіну і ромбічному піроксену, антигорит по моноклінному, хризотил і лізардит, що формують петельчасті виділення по контурах овоїдних олівінових зерен), а також вкрай рідко зустрічаються релікти незаміщених зерен вихідних мінералів магматичної стадії.

Ідентифікація вихідних магматичних порід проводилася також з метою подальшого порівняння Південно-Білозерського масиву з типовими розшарованими інтрузіями (Бушвельд, Стіллуотер, Скъєргаард та інші) для визначення генезису порід масиву, встановлення стадійності його перетворення та визначення впливу постмагматичних перетворень на особливості рудоносності масиву.

У результаті проведених досліджень встановлено, що первинні магматичні породи були представлені різновидами ультраосновного та основного складу, зокрема дунітами, гарцбургітами, лерцолітами, вебстерітами, піроксенітами та габроноритами, які формують окремі блоки (зони) поширення.

Відновлений розріз первинно магматичних порід наведений на рис. 2.26.

Первинно магматичні породи майже повністю серпентинізовані, релікти мінералів магматичних порід зустрічаються рідко. В основному це клинопіроксени та ортопіроксени, рідше – олівіни (рис. 2.29, 2.30).

У результаті проведених досліджень у розрізі масиву виділено 13 груп серпентинітів залежно від вмісту головних мінералів. Кількісні показники наведені в таблиці 2.2, при цьому вміст серпентинових мінералів подано у перерахунку на 100 % для кожної проби.

Таблиця 2.2 - Типізація серпентинітів за вмістом головних мінералів

№ п.п	Група серпентиніту	Вміст серпентинітів, %			Кількість визначень
		антигорит	бастит	хризотил	
1	антигоритовий (А)	100	0	0	160
2	хризотил-антигоритовий (ХА)	50-100	0	0-50	32
3	бастит-антигоритовий (БА)	50-100	0-50	0	23
4	антигорит-хризотиловий (АХ)	0-50	0	50-100	15
5	антигорит-баститовий (АБ)	0-50	50-100	0	7
6	бастит-хризотил-антигоритовий (БХА)	35-100	0-50	0-50	7
7	антигорит-бастит-хризотиловий (АБХ)	0-50	0-50	35-100	6
8	бастит-антигорит-хризотиловий (БАХ)	0-50	0-50	35-100	6
9	бастит-хризотиловий (БХ)	0	0-50	50-100	6
10	хризотиловий (Х)	100	0	0	6
11	антигорит-хризотил-баститовий (АХБ)	0-50	35-100	0-50	4
12	баститовий (Б)	100	0	0	4
13	хризотил-бастит-антигоритовий (ХБА)	35-100	0-50	0-50	3

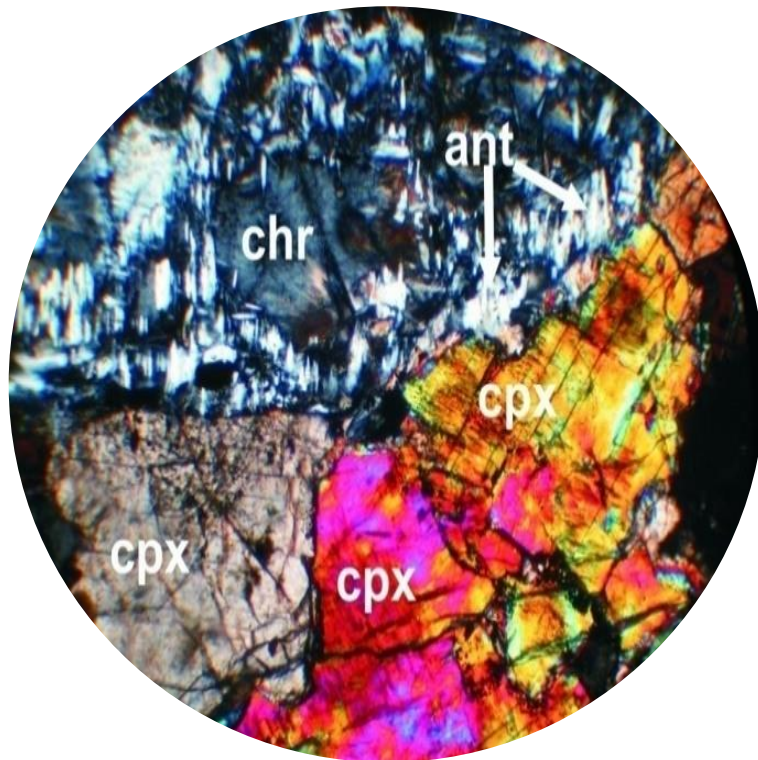


Рисунок 2.29 – Релікти клинопіроксенів в антигоровому серпентиніті.  
Збільшення 90X; Нік +



Рисунок 2.30 – Релікти олівінового зерна у хризотиловому серпентиніті.  
Збільшення 90X; Нік +

Серпентиніти, що містять лізардит першої та другої генерації, в розрізі зустрічаються рідко. Даний серпентин заміщений хризотилом першої та другої генерації відповідно.

Переважаюча частина змінених порід представлена антигоритовими серпентинітами; у підпорядкованій кількості трапляються хризотил-антигоритові, бастит-антигоритові та антигорит-хризотилкові різновиди.

Антигорит розвивається у вигляді двох генерацій – великолистового, лускатого антигориту першої генерації та дрібнолускатого антигориту другої генерації (рис. 2.31).

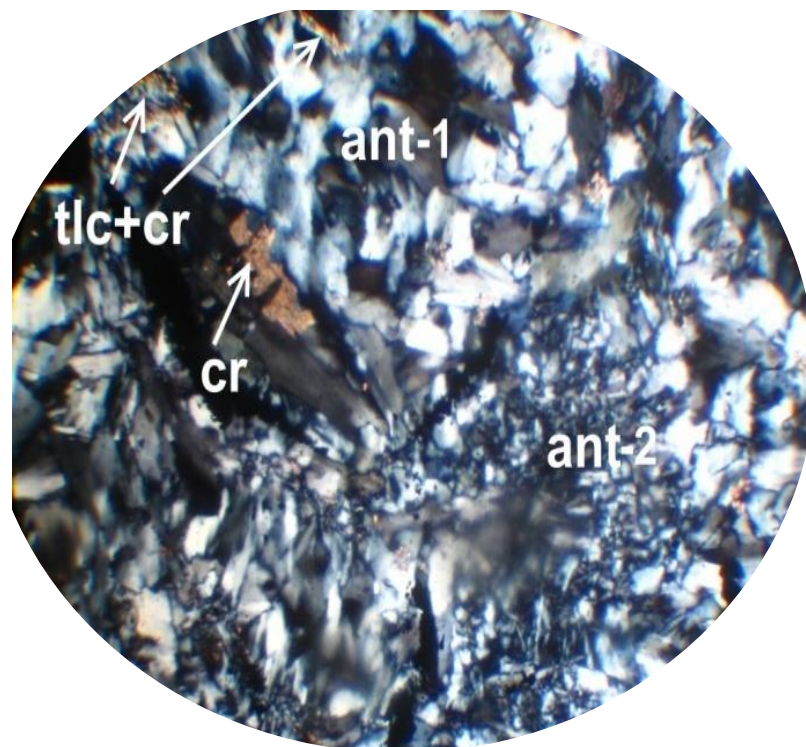


Рисунок 2.31 – Антигоритовий серпентиніт.  
Збільшення 90X; Нік +

Хризотил двох генерацій утворює типові петельчасті структури, а також петельчасті структури типу «піщаного годинника» (рис. 2.32).

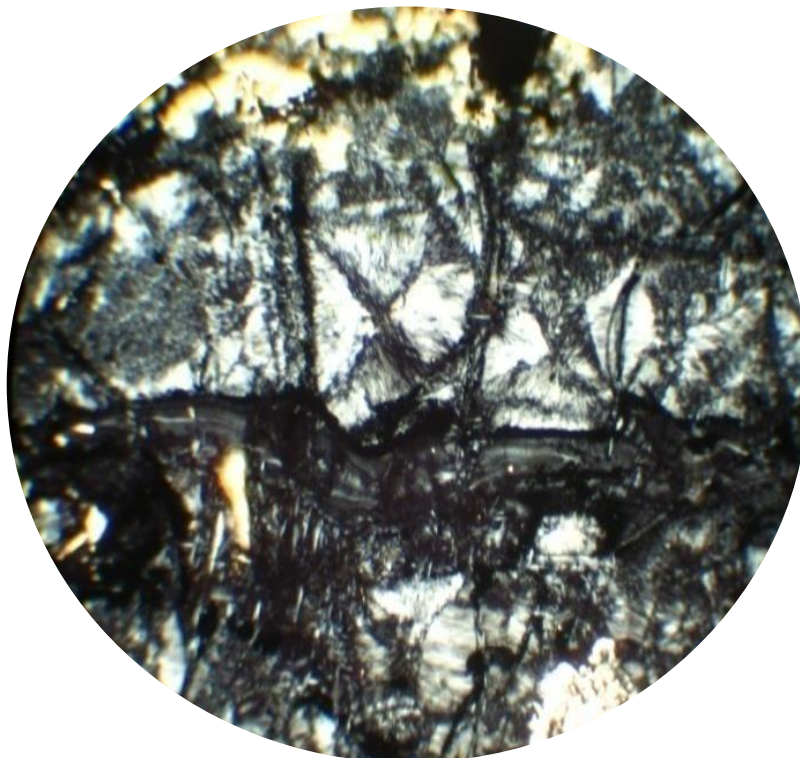


Рисунок 2.32 – Петельчаста структура хризотилу на кшталт «піщаного годинника». Збільшення 90X; Нік +

Переважно баститові серпентиніти в чистому вигляді зустрічаються рідко, в основному це бастітизовані ультраосновні породи (рис. 2.33). Хризотилкові серпентиніти, що складаються з серпофітової та хризотил-азбестової компонент, зустрічаються також рідко (рис. 2.34).

Вміст інших мінералів незначний. Повсюдно зустрічаються антофіліт (до 10%), хлорит (прохлорит 5-10 %), тремоліт (до 40-60 %), проте повністю заміщені зазначеними мінералами породи не зустрічаються (рис. 2.35).

Рудний мінерал зустрічається повсюдно від частки відсотків до 35-40 % і представлений в основному дисперсним магнетитом, утвореним в результаті розпаду мафічних мінералів і хромшпінелідів (рис. 2.36). Повсюдно в шліфах спостерігаються релікти хромшпінелевих зерен, з характерною для них формою індивідів. Вміст хрому в пробах незначний і слабо корелює з вмістом рудного мінералу.

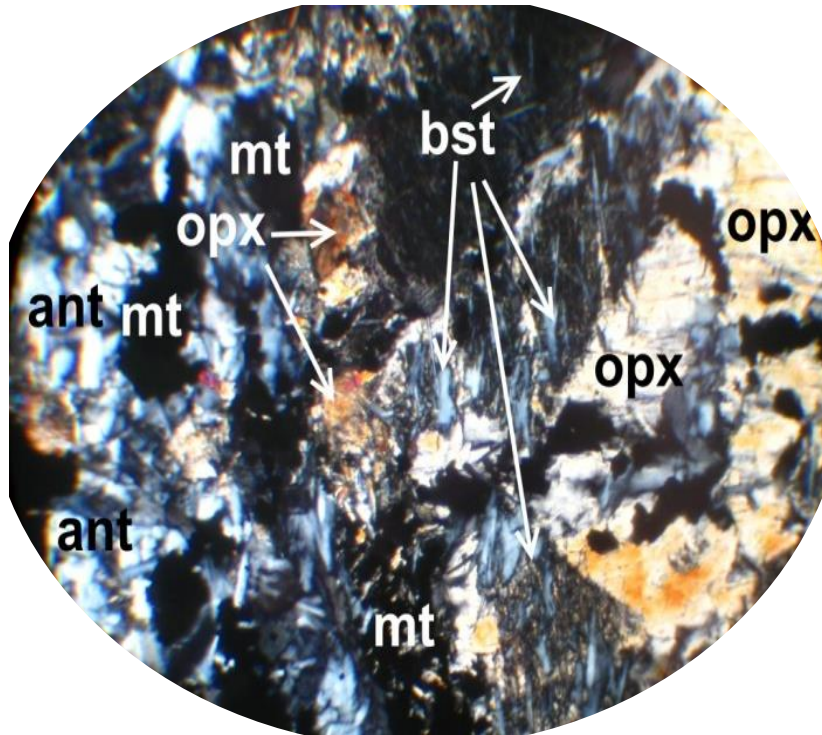


Рисунок 2.33 – Заміщення баститом ортопіроксенів.  
Збільшення 90X; Нік+

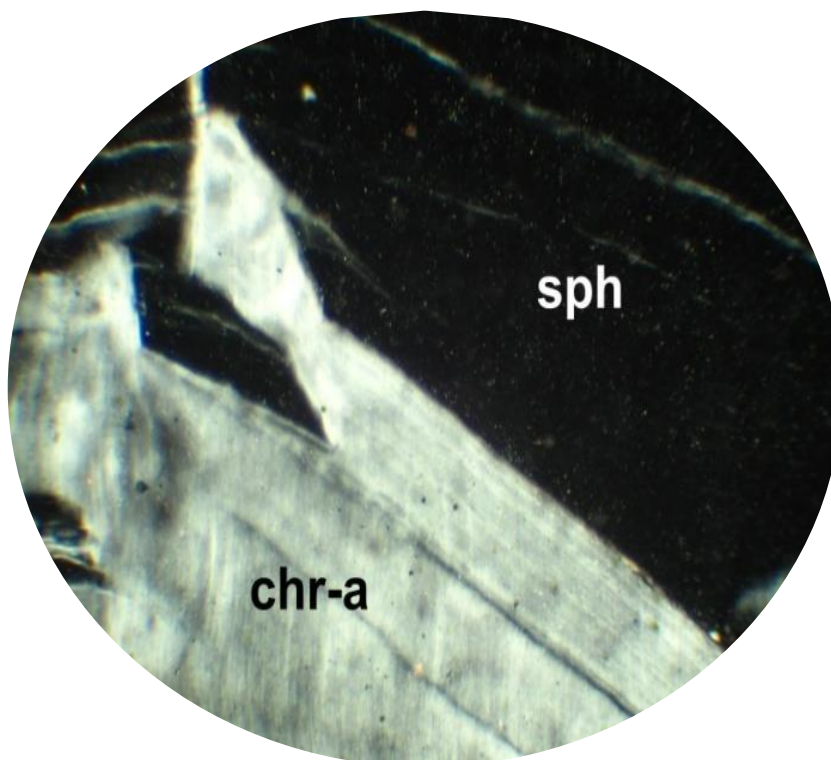


Рисунок 2.34 – Серпофіт-хризотил-азбестовий прожилок.  
Збільшення 90X; Нік+

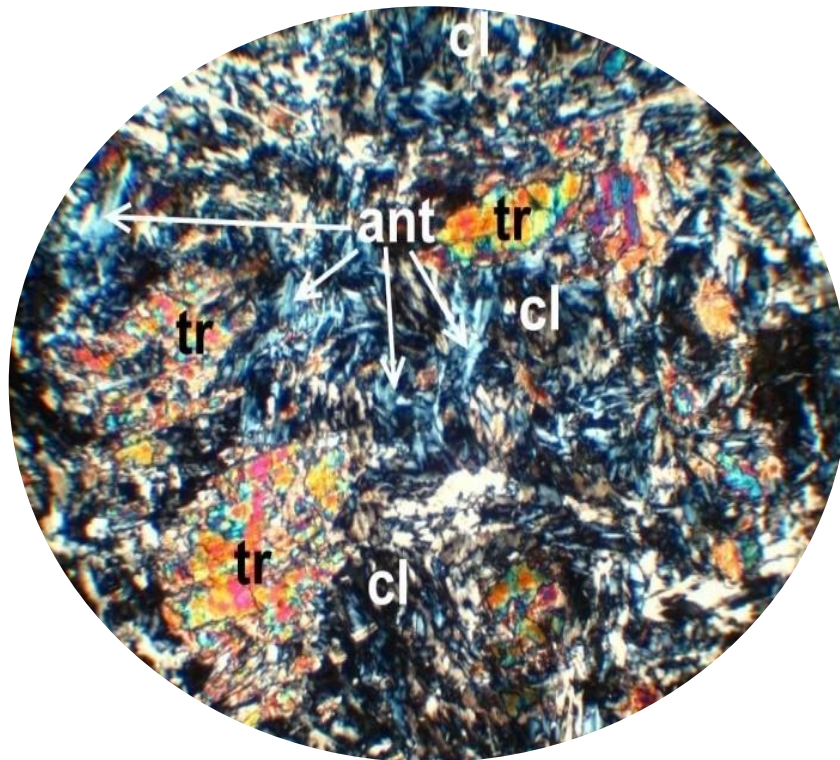


Рисунок 2.35 – Тремоліт та хлорит в антигоритовому серпентиніті.  
Збільшення 90X; Нік +

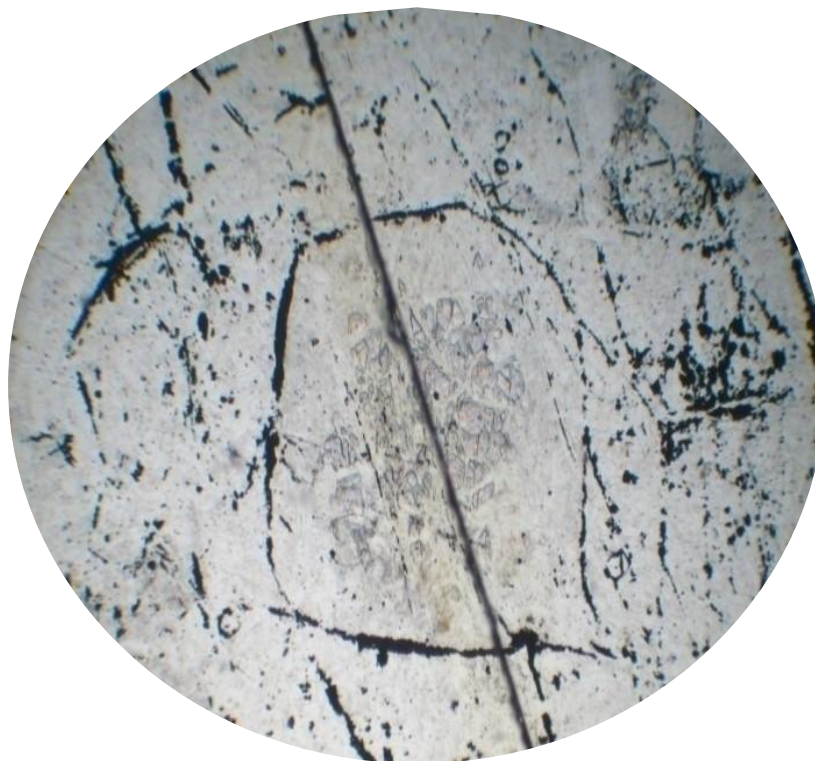


Рисунок 2.36 – Гістерогенний магнетит навколо олівінового релікту.  
Збільшення 90X; Нік -

Чіткої приуроченості різних груп серпентинітів до певних петрографічних відмінностей незмінних порід не спостерігається. Менш зміненими є основні породи, що містять стійкий до перетворень клинопіроксен.

Спостерігається утворення жил і прожилок серпофіту і хризотил-азбесту, який утворювався з серпофітового матеріалу. В таких зонах хризотил-азбест і серпофіт утворюють суцільні зони потужністю до 6 метрів. Зв'язок між розвитком значних відкладень хризотил-азбесту і первинним складом незмінених порід або з певними групами серпентинітів також не простежується. Розвиток рясної хризотил-азбестової мінералізації тяжіє до тектонічно ослаблених зон (зон підвищеної проникності) і до геологічних контактів незмінених порід.

Проблеми відновлення етапів розвитку досліджуваного масиву пов'язані зі складністю його геологічної будови, високим рівнем перетворення вихідних порід та недостатньою вивченістю об'єкта досліджень. Проте, за отриманими петрологічними даними під час реконструкції розрізу масиву, можна назвати такі основні стадії формування Південно-Білозерського масиву серпентинітів.

Магматична стадія. Відбувається формування первинних порід масиву, які були різновидами ультраосновного та основного складу, а саме дуніти, гарцбургіти, лерцоліти, вебстерити, піроксеніти, габро-норити. Вони утворюють окремі блоки (зони) розповсюдження.

Питання генезису первинно-магматичних порід залишається відкритим. Існує кілька точок зору на генетичну природу масиву, проте всі розбіжності зводяться до визнання ефузивного чи інтрузивного походження.

На ефузивне походження вказує згодне залягання метаморфізованих порід масиву серед метаосадових товщ, наявність сланцевих «прошарків» серед перетворених мафіт-ультрамафітових порід. Для вирішення питання про взаємини метаосадових та магматичних порід необхідно провести детальніші петрографічні вивчення геологічних контактів, а також геохронологічні дослідження.

Спираючись на отримані дані в ході реконструкції первинного складу масиву, а також нові дані петрологічних досліджень можна говорити про інтрузивну природу досліджуваного масиву. На це вказує повсюдне поширення

кумулятивних структур, які говорять про послідовну кристалізацію та диференціацію магматичного розплаву. У кумулятивній фазі виділявся олівін (рис. 2.37 – 2.38), орто- та клінопіроксен перших генерацій, в інтеркумулятивній найчастіше виділялися ортопіроксен (рис. 2.39 – 2.40), клінопіроксен пізніших генерацій.

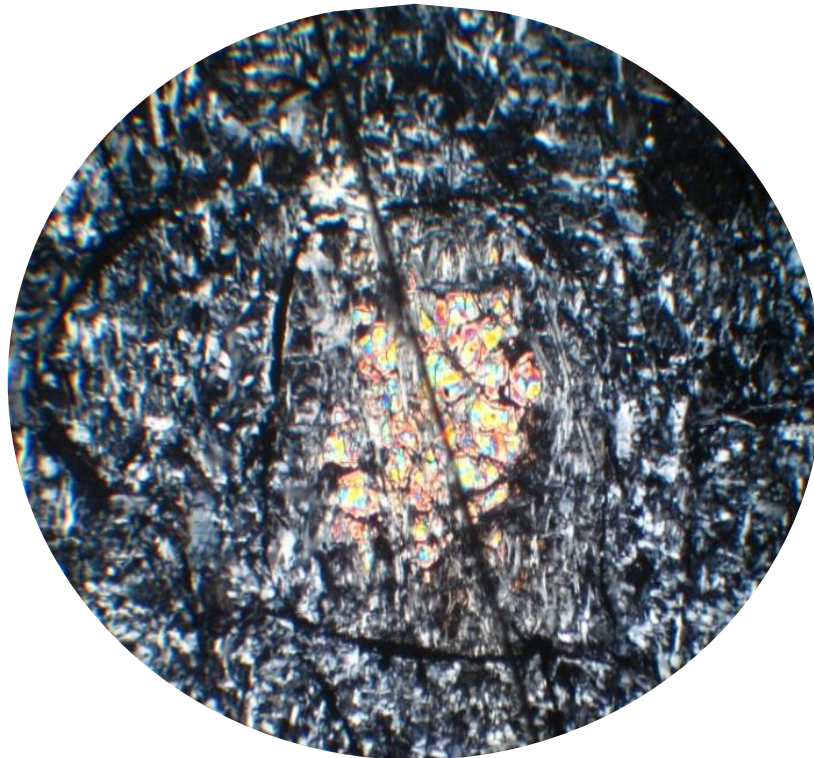


Рисунок 2.37 – Релікт олівінового кумулату.

Збільшення 54X; Нік +

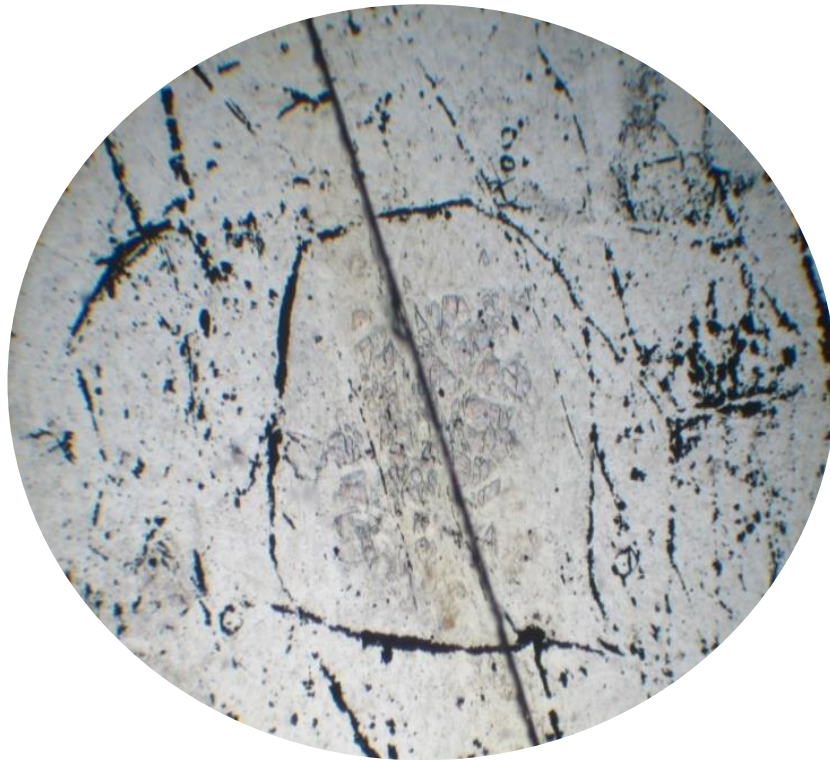


Рисунок 2.38 – Релікт олівінового кумулату.

Збільшення 54X; Нік -

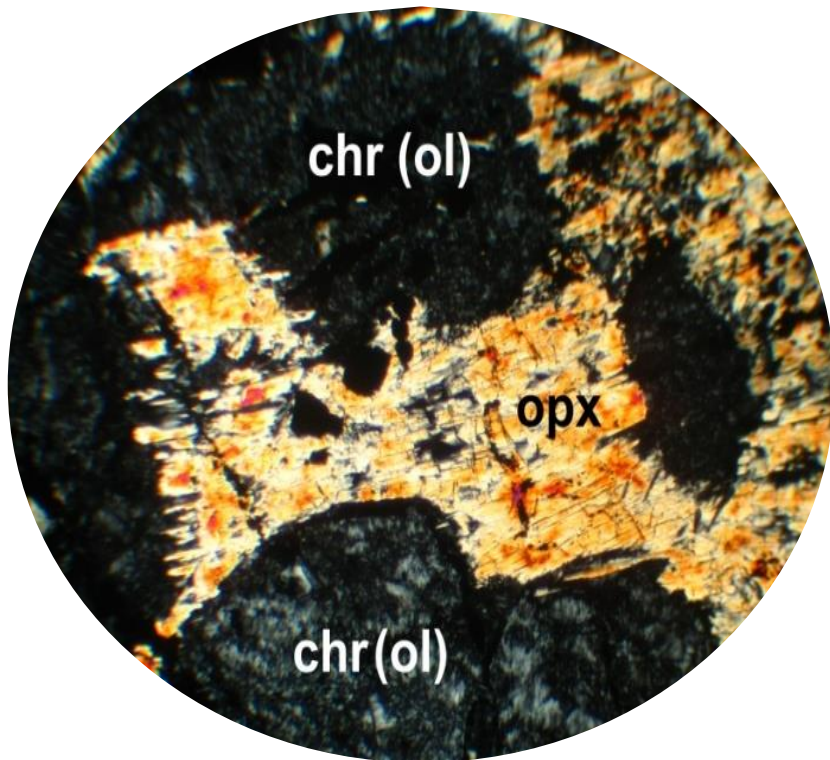


Рисунок 2.39 – Релікти інтеркумулятивного ортопіроксену.

Збільшення 90X; Нік +

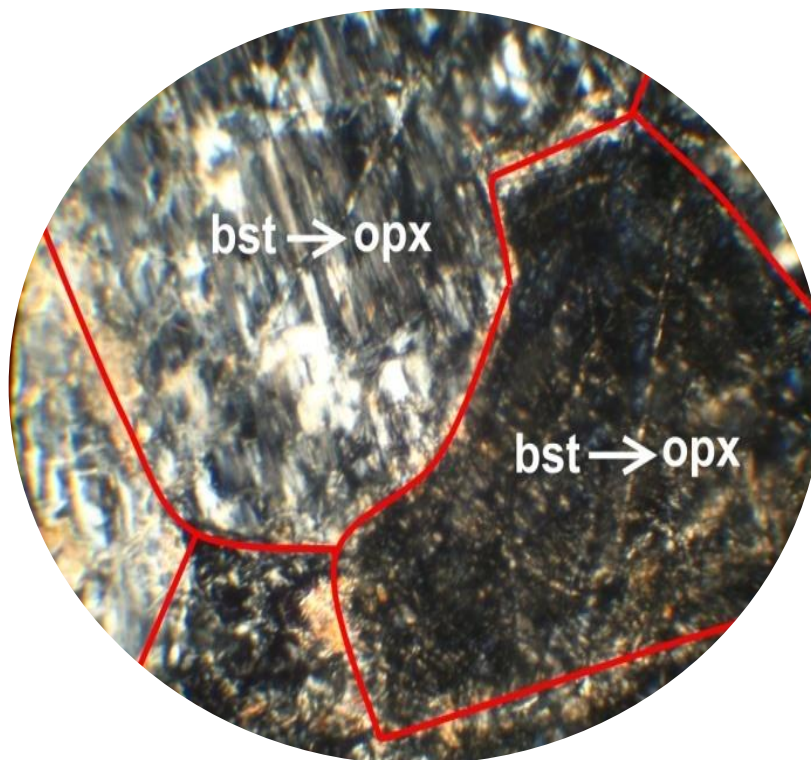


Рисунок 2.40 – Адкумулятивні релікти ортопіроксену, які замінюють баститом.  
Збільшення 90X; Нік +

Знаходження метаосадових порід у межах деяких інтервалів випробування може бути пояснено захопленням частини метаосадової товщі при просуванні магматичної речовини. На жаль, вивчити детальніше контакти метаосадових і постмагматичних порід у зазначених інтервалах неможливо на даний момент. Переходи характеризуються рясним оталькуванням і карбонатизацією порід до повного заміщення тальк-карбонатним агрегатом. Безпосередньо у метаосадових породах не зустрінуті зони загартування або перехідні зони.

Регіонально-метаморфічна стадія може бути поділена на кілька підстадій за прикладом, що виділяються в роботі [107] етапів та стадій метаморфічного перетворення первинно-магматичних гіпербазитів в адаптації до Південно-Білозерського масиву: перша регресивна підстадія, прогресивна підстадія та друга регресивна підстадія.

Перша регресивна підстадія характеризується постмагматичним перетворенням порід, саме регіональної серпентинізацією, що відбувалася кілька етапів. Тобто серпентинізація порід ПБМС проходила за встановленою схемою:

лізардит-1 → лізардит-2 → хризотил-1 → хризотил-2 → бастит → антигорит-1 → антигорит-2 → сплутано-волокнистий хризотил і хризотил-асбест.

Перші перетворення характеризувалися формуванням лізардиту та хризотилу перших генерацій у вигляді тонких облямівок (просічок) по олівіах (рис. 2.41). При додатковому надходженні вуглекислоти та води відбувалося утворення лізардиту та хризотилу других генерацій усередині раніше утворених просічок (рис. 2.42). Іноді ці новоутворення немає ясної структури і ймовірно представлені серпофітом. Зерна ортопіроксенів і клинопіроксенів в основному заміщалися баститом, поздовжньоволокнисті агрегати якого повністю виконували мафічні мінерали, повторюючи їх форму.

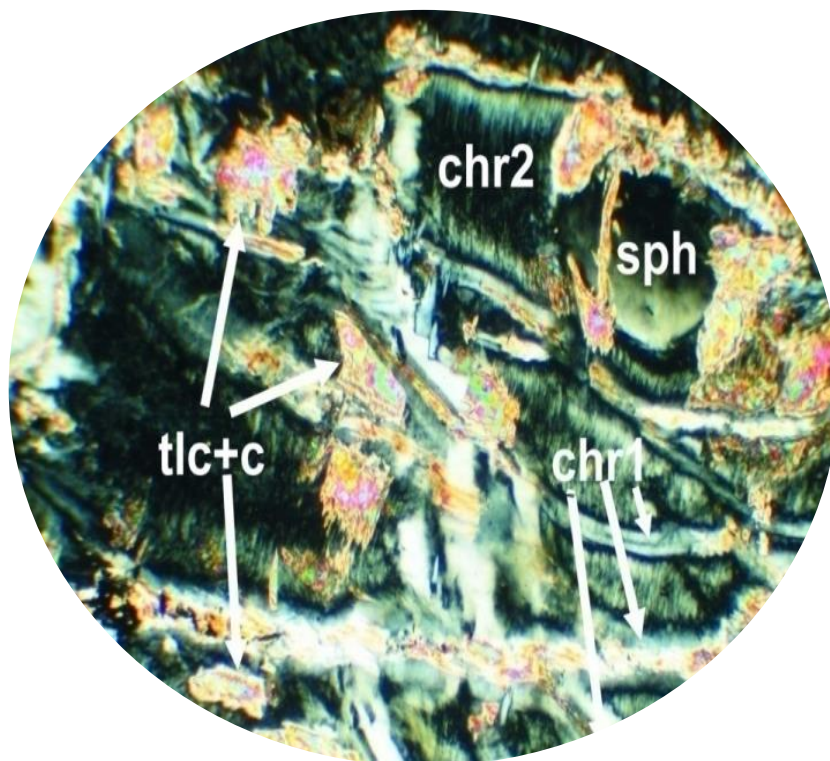


Рисунок 2.41 – Утворення хризотилу 2-ї генерації із серпофітової маси.

Збільшення 100X; Нік +

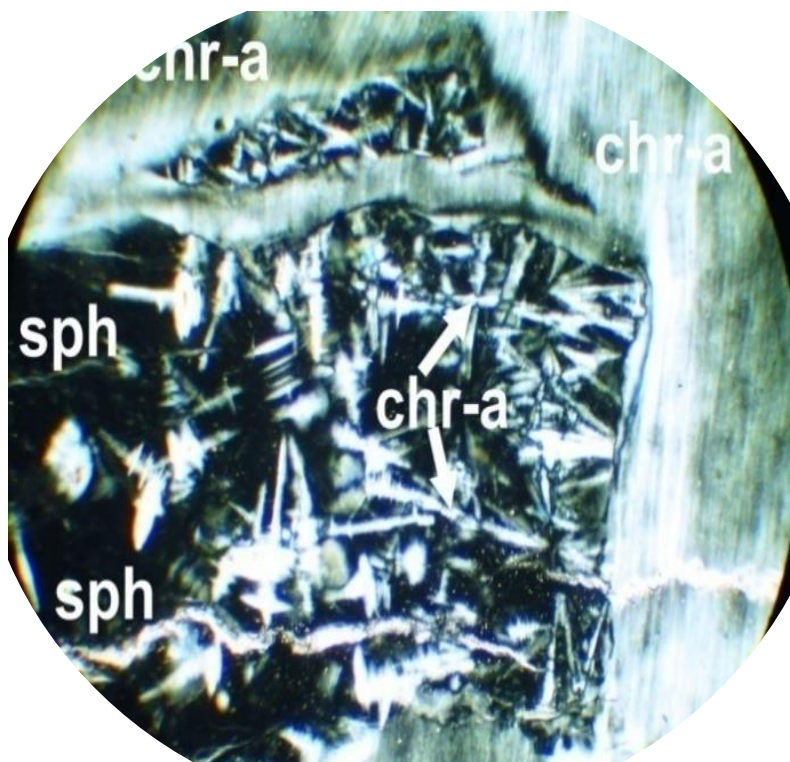


Рисунок 2.42 – Поперечно-волокнистий хризотил-азбест та радіально-променистий хризотил, утворені з серпофіту.

Збільшення 100X; Нік +

Останні етапи серпентинізації пов'язані з рясною антигоритизацією порід, яка проходила в умовах надходження нової кількості вуглекислоти та води в систему за більш високих температур. Заключний етап серпентинізації характеризується повсюдним розвитком жил, прожилків серпофіту та хризотил-азбесту, що утворювався останнім.

Прогресивна стадія є новим етапом перетворенням порід та характеризується антофілітизацією та тремолітизацією порід. У межах досліджуваного масиву мала вибіркового характеру. Повністю заміщені тремолітом та антофілітом породи не зустрінуті, ступінь перетворення становить 10-45 % .

Друга регресивна підстадія характеризується утворенням хлориту, тальку та карбонату і відповідає, ймовірно, початку гідротермально-метасоматичної стадії.

Гідротермально-метасоматична стадія. Відбувалося інтенсивне відалькування та карбонатизація серпентинітів. Тальк і карбонат розвиваються за

хризотилом і баститом (рис. 2.43), майже повністю замінюючи їх, по антигориту – у вигляді невеликих рівномірно розподілених скупчень агрегатів (рис. 2.44). Рясне відкладення тальк-карбонатної речовини тяжіє як до порушених зон та контактів порід, так і до хризотилових серпентинітів.

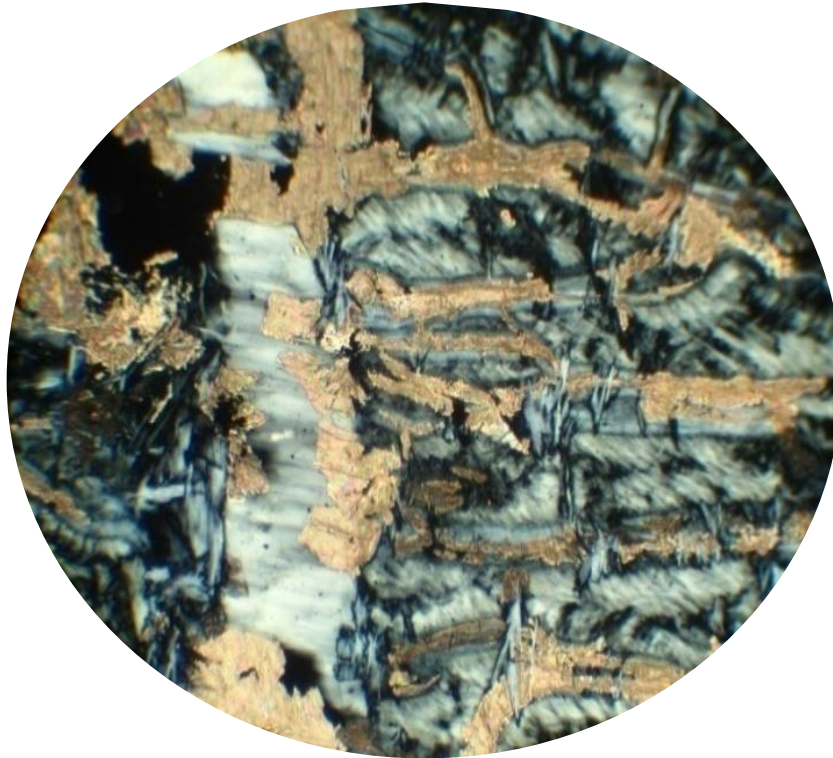


Рисунок 2.43 - Заміщення хризотилу та хризотил-азбесту тальк-карбонатним агрегатом.

Збільшення 90X; Нік +

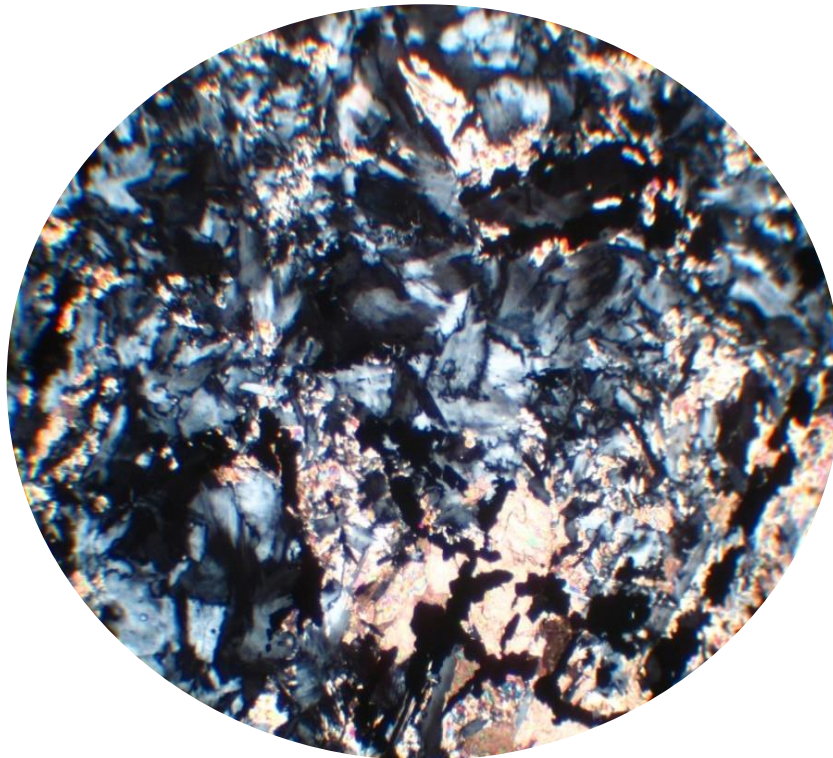


Рисунок 2.44 - Розвиток тонкозернистих тальк-карбонатних агрегатів за лусочками антигориту.  
Збільшення 252X; Нік +

Особливості складу і внутрішньої будови Південно-Білозерського масиву серпентинітів дають змогу обґрунтувати наступне:

1) Південно-Білозерській масив належить до типу розшарованих мафіт-ультрамафітових інтрузій, виявляючи аналогію із відомими диференційованими базит-гіпербазитовими масивами типу Бушвельд, Стилутер;

2) присутність кумулятивних дунітів і перидотитів Південно-Білозерського масиву дає підстави припустити їхнє інтрузивне походження з глибинного джерела з камерною диференціацією;

3) порівняльний аналіз Південно-Білозерського масиву з комплексом Стилутер за рядом ознак (чергування ультраосновних та основних порід, наявність чітких переходів між різновидами, можливість встановлення кумулятивних та інтеркумулятивних фаз в породах, особливості залягання порід), дозволяє віднести Південно-Білозерський масив до типу розшарованих мафіт-ультрамафітових інтрузій.

За тектонічним районуванням М.П. Семененка [80], [81], [82] Білозерська ЗКС розглядається в якості південного флангу субмеридіонального Конксько-Білозерського граніт-зеленокам'яного поясу.

Східна частина Білозерської ЗС, що складена породами чортотлицької світи та переверзівської світи (тимошівської товщі), характеризується слабким ступенем деформованості, що передбачає полого залягання порід з утворенням брахіальних складок.

Серед розривних порушень виділяються скиди, підкиди, крутопадаючі насуви, скидо-зсуви і зсуви різного простягання, з крутим падінням і амплітудою зміщення 10-300 м. До числа найбільш крупних відноситься Центральний розлом, що відноситься до типу скидо-зсуву та обмежує площу поширення басейну осадконакопичення теригенних порід тимошівської товщі.

Зона розлому – це чергування пластиноподібних блоків потужністю 20-400 м, частина яких представлена відносно монолітними породами з непорушеним заляганням і шаруватістю. Інші утворюють зони брекчій, розсланцювання, мікроскладчастості, будинажу тощо. Важливість подібного чергування блоків (смугаста зональність) зумовлена приуроченістю до них мінералізації благородних металів. Серед розривних порушень виділено ще кілька розломів, які простежені у фізичних полях і групуються в три просторові системи. В субмеридіональній системі окрім Центрального виділяється Західний розлом. Діагональний північно-західний напрямок представлений Діагональним розломом. Північно-Східний розлом однойменної системи простежений у метавулканітах чортотлицької та солонянської світ.

У звітах про геофізичні зйомки В.П. Саковцева [79] та співробітників НТУ "Дніпровська політехніка" [40] обґрунтовано загальну моноклінальну будову БЗКС, що підтверджується збігом східного напряму зміни утворень конкської серії теригенним комплексом білозерської серії зі східним генеральним падінням шаруватих товщ обох серій. Найбільш дискусійним питанням є структура південного блоку БЗКС. Розглядаються три основні варіанти: антиклінальний, моноклінальний і синклінальний. В основі кожного з них - різне трактування типу

однокрилої складки Південно-Білозерського родовища з майже прямовисним падінням шарніра. Антиклінальний варіант уперше запропонований В.Ф. Халло [95] і М.В. Кушиновим [42].

Синклінальний варіант прийнятий більшістю дослідників Г.Ф. Гузенко [19], В. Ю. Коваленком [33] та іншими. У цьому варіанті викликає сумніви визнання єдиного складу і типу теригенних формацій по обидва боки від Південно-Білозерської складки.

Моноклінальний варіант, що запропонований П.Є.Вінниченком [13], є найбільш достовірним та обґрунтований єдиним - східним падінням світ, він узгоджується також із результатами геохронологічних визначень віку покривних метаріодацитів: у михайлівській світі вони мають вік  $3000+15$  млн років, а в запорізькій -  $2965+10$  млн років [2], [100], [101], [102], що відповідає похилому залягання світ і спростовує варіант перекинутого на захід залягання Південно-Білозерської «антиклінали». Південно-Білозерську складку П.Є. Вінниченко вважав частиною раннього флексурного вигину залізородної світи, що моноклінально залягає.

Розташування всієї БЗКС у вузлі перетину чотирьох систем глибинних розломів, дозволяє віднести дану складку до типу асиметричних природних складок, що сформувалася в зоні потужного лівобічного скиду-зсуву з охопленням всієї західної половини південного блоку БЗКС.

На рис.2.45 наведено схему розташування Білозерської ЗКС відносно вузлів перетину систем глибинних розломів, які виділені К.Ф.Тяпкіним у межах Середньопридніпровського мегаблоку, побудовану авторами монографії за геолого-геофізичними даними.

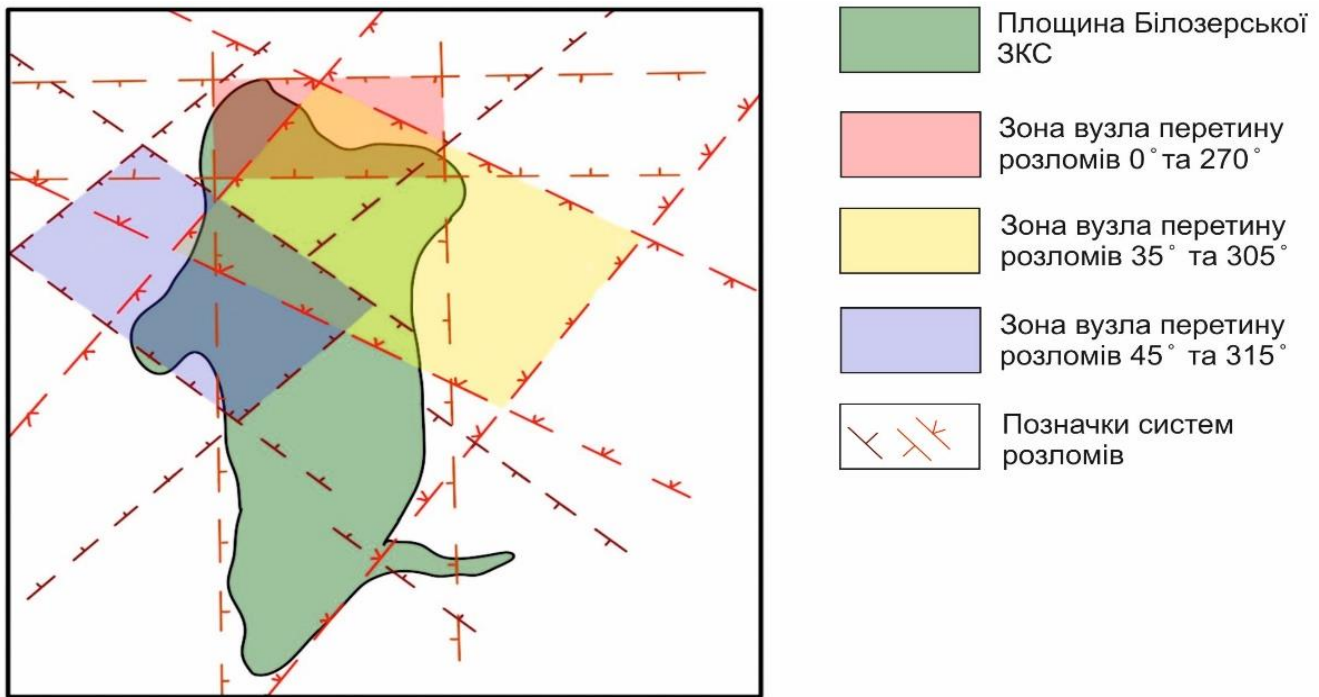


Рисунок 2.45 – Розташування Білозерської ЗКС відносно вузлів перетину систем глибинних розломів СПМБ

## 2.2 Літолого-петрографічний склад головних стратиграфічних підрозділів та особливості геологічної будови Конкської зеленокам'яної структури

Конкська ЗКС характеризується синклінальною будовою (рис.2.46), в плані має дугоподібну форму та субмеридіональне простягання, розташована у східній частині СПМБ . Вивченню геологічної будови, металогенії та речовинного складу формацій присвячено велику кількість наукових робіт та виробничих звітів [3], [4], [5], [6], [7], [16], [29], [81], [84], [99]. Найбільш актуальні на сьогоднішній день відомості наведено у звіті О.М.Бестужева [7] за результатами проведення ГГК 1:50 000 у 1996-2003 рр.

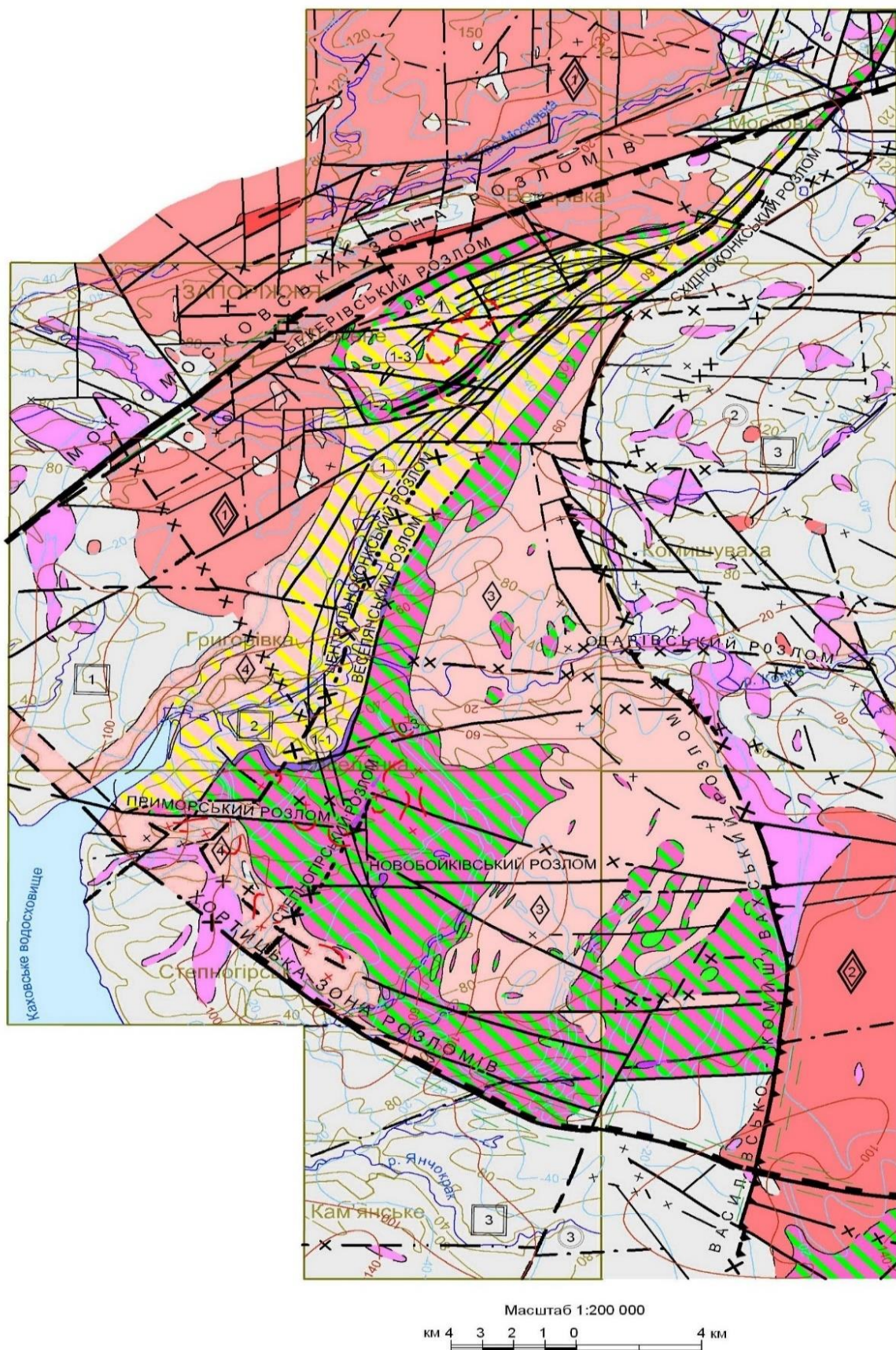


Рисунок – 2.46 - Тектонічна схема кристалічного фундаменту Конкської структури [7] (Умовні позначення на рис. 2.47)

## УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

<p><b>Структурно-формаційні комплекси</b></p> <p style="text-align: center;"><b>II. Верхній (Зеленокам'яний) структурний ярус</b></p> <p>Конксько-Білозерський зеленокам'яний структурно-формаційний комплекс</p> <p style="text-align: center;"><b>Б. Верхній структурний під'ярус</b></p> <p style="text-align: center;">Білозерський структурно-формаційний підкомплекс</p> <p><span style="background-color: #f08080; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>zk</span> Токівський гранітовий комплекс</p> <p><span style="background-color: #ff4500; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>mk</span> Мокромосковський гранітовий комплекс</p> <p><span style="background-color: #f08080; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>hr</span> Комплекс плагіогранітів хортицької асоціації</p> <p><span style="background-color: #00ff00; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>vv</span> Варварівський базит-ультрабазитовий комплекс</p> <p><span style="background-color: #ffff00; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>bl</span> Білозерський джеспіліт-вулканогенно (а) - теригенний(б) структурно-речовинний комплекс</p> <p style="text-align: center;"><b>А. Нижній структурний під'ярус</b></p> <p>Конкський структурно-формаційний підкомплекс</p> <p><span style="background-color: #f08080; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>sr</span> Сурський плагіогранітовий комплекс</p> <p><span style="background-color: #00ff00; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>vr</span> Верхівцевський базит-ультрабазитовий комплекс</p> <p><span style="background-color: #00ff00; padding: 2px;">AR<sub>3</sub>kn</span> Конкський джеспіліт-комаїтіт-толеїтовий структурно-речовинний комплекс</p> <p style="text-align: center;"><b>I. Нижній (дозеленокам'яний) структурний ярус</b></p> <p style="text-align: center;">Базавлуцький структурно-формаційний комплекс</p> <p><span style="background-color: #0000ff; padding: 2px;">AR<sub>2</sub>dn</span> Дніпропетровський плагіограніт-плагіомігматитовий комплекс</p> <p><span style="background-color: #ff00ff; padding: 2px;">AR<sub>2</sub>bz</span> Базавлуцький амфіболіт-плагіогнейсовий структурно-речовинний комплекс</p>	<p><b>Основні структурні елементи</b></p> <p><b>А. Основні складчасті структури</b></p> <p style="text-align: center;">Першого порядку</p> <p><span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">1</span> Запорізький купол</p> <p><span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">2</span> Конксько-Білозерський зеленокам'яний пояс</p> <p><span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">3</span> Комишувахсько-Василівський купол</p> <p style="text-align: center;">Другого порядку</p> <p>① Конкська зеленокам'яна структура (синкліорна)</p> <p>② Комишувахський купол</p> <p>③ Василівський купол</p> <p style="text-align: center;">Третього порядку</p> <p>1-1 Центральноконкська синкліналь</p> <p>1-2 Вільнянська антикліналь</p> <p>1-3 Кирпотинська синкліналь</p> <p style="text-align: center;">Б. Розривні порушення</p> <p>△ Новостепнянський розлом (скид)</p> <p><b>В. Інтрузивні і ультраметаморфічні масиви гранітоїдів</b></p> <p>Пізньютектонічні, багаті калієм граніти</p> <p>◇ Мокромосковський масив</p> <p>◇ Щербаківський масив</p> <p>Тоналіт-трондьємітові діапіри (плагіогранітові масиви)</p> <p>◇ Лук'янівський масив</p> <p>◇ Хортицький масив</p> <p>Масиви гранітоїдів, що не виходять на поверхню фундаменту</p> <p>○ За геологічними та гравіметричними даними</p> <p>○ Тільки за гравіметричними даними</p>	<p><b>Інші умовні позначення</b></p> <p style="text-align: center;"><b>Геологічні границі</b></p> <p><span style="border-bottom: 1px solid black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Достовірні (а)</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Ймовірні (б)</p> <p style="text-align: center;"><b>Розривні порушення</b></p> <p><b>Головні розломи:</b></p> <p><span style="border-bottom: 1px solid black; width: 20px; display: inline-block;"></span> достовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> ймовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними магніторозвідки</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними гравірозвідки</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за комплексом геофізичних методів</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними морфоструктурного аналізу та дешифрування МАКЗ</p> <p><b>Другорядні розломи:</b></p> <p><span style="border-bottom: 1px solid black; width: 20px; display: inline-block;"></span> достовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> ймовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними магніторозвідки</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними гравірозвідки</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за комплексом геофізичних методів</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними морфоструктурного аналізу та дешифрування МАКЗ</p> <p><b>Локальні розломи:</b></p> <p><span style="border-bottom: 1px solid black; width: 20px; display: inline-block;"></span> достовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> ймовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними магніторозвідки</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними гравірозвідки</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за комплексом геофізичних методів</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> за даними морфоструктурного аналізу та дешифрування МАКЗ</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Прояви катаклазу і мілонітизації</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Осі: а) антикліналей б) синкліналей</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Зсуви</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> достовірні правосторонні (0,8 - амплітуда зміщення, км)</p> <p><b>Скиди:</b></p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> достовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> ймовірні</p> <p><b>Підкиди:</b></p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> достовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> ймовірні</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Стратоізогіпси поверхні кристалічного фундаменту</p> <p><span style="border-bottom: 1px dashed black; width: 20px; display: inline-block;"></span> Ізопахіти осадового чохла</p>
---	---	--

Рисунок – 2.47 - Умовні позначення до тектонічної схеми кристалічного фундаменту Конкської структури [7]

У межах Конкської ЗКС стратифіковані утворення характеризуються наявністю порід конкської та білозерської серій мезоархею.

Породи сурської світи конкської серії розповсюджені у межах зовнішніх частин бортів Конкської ЗКС та найбільш поширені в південній та південно-східній частинах структури. У вигляді вузької смуги вони простягаються вздовж східного борту Конкської ЗКС, частково розвинуті вздовж північно-західного борту, а також утворюють вузьку смугу в південному борту Кирпотинської синкліналі.

У складі світи переважають метавулканіти основного складу, які представлені амфіболітами та амфібол-плагіоклазовими сланцями, а також частіше всього сланцями кварц-карбонат-альбіт-хлоритового складу.

У складі сурської світи також встановлено наявність лав ультрамафітового складу (піроксенітові та олівін-піроксеніві метакоматіти), які представлені хлорит-тремолітовими (актинолітовими) сланцями.

В процесі петрографічних досліджень шдіфів ультрамафітів Конкської ЗКС при дослідженні палімпсестових структур ультрабазитів було виявлено метакоматіти зі структурою «спініфлекс». Породи з даною структурою виявлено у св. 3155 на глибині 79,0 м.

Структура порід переважно гломерозерниста, з реліктами структури «спініфлекс». Мінеральний склад характеризується наявністю актиноліту(тремоліту) – 25 %, хлорит+боулінгітових агрегатів – 20 %, біотиту – 5 %, тальку – 35 %, олівіну – 5 %, рудного мінералу – до 5 %.

Актиноліт утворює псевдоморфози заміщення по зернах піроксену, а хлорит-боулінгітові агрегати спостерігаються на ділянках олівінових зерен. Голчасті зерна актиноліту та олівіну, що заміщується боулінгітом, хлоритом і тальком, утворюють структуру «спініфлекс» олівін-піроксенового типу: подовжені мікроліти піроксена, заміщеного актинолітом, утворюють «каркас», в комірках якого розташовані олівінові зерна. Голчаста форма зерен піроксену свідчить про його кристалізацію в умовах різкого переохолодження.

На рис. 2.48 наведена мікрофотографія метакоматіта з палімпсестовою структурою «спініфлекс».

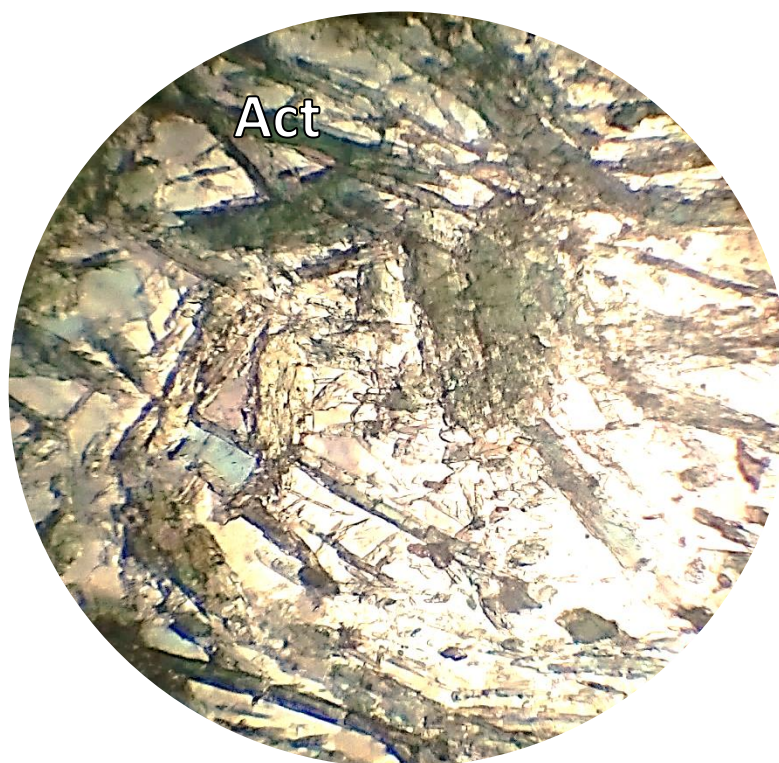


Рис. 2.48 – Метакоматіт зі структурою «спініфлекс»

Нік II, зб.90

У підпорядкованій кількості у розрізі фіксуються малопотужні прошарки метавулканітів середнього й кислого складу, а також метаосадові та метатуфогенно-осадові породи і залістисті кварцити. У кількісному відношенні у розрізі сурської світи переважають метавулканіти основного складу, які за хімічним складом відповідають толеїтам.

Безпосереднє залягання порід сурської світи на породах базавлуцької товщі не встановлене. Практично повсюдно низи сурської світи контактують з плагіогранітами сурського комплексу, хортицької асоціації або зі щербаківськими гранітами токівського комплексу, іноді мають тектонічний контакт з базавлуцькою товщею.

Покрівля сурської світи контактує (через міжформаційну інтрузію ультрабазитів) з білозерською серією. Приблизна потужність сурської світи

складає 5,9-6,3 км. Згідно до чинної стратиграфічної схеми, вік утворень конкської серії відповідає інтервалу 3150-3090 млн років.

Породи білозерської серії стратиграфічно перекривають утворення конкської серії. У більшості випадків їх залягання має субзгідний характер, однак місцями фіксується структурна та кутова незгода.

Білозерська серія у межах Конкської ЗКС представлена породами михайлівської та запорізької світ, на відміну від Білозерської ЗКС, для якої характерною є наявність трьох світ у складі білозерської серії.

Найбільш характерними для складу білозерської серії є метаосадові породи – метаалевроліти, метапісковики (кварцові та аркозові), філітоподібні сланці, а також хемогенно-метаосадові залізисті сланці й кварцитосланці.

Михайлівська світа характеризується наявністю переважно метаосадових порід з одиничними, зазвичай малопотужними проверстками залізистих порід та безрудних кварцитів.

Запорізька (залізорудна) світа поділяється на дві підсвіти. Для нижньої підсвіти характерною є наявність ультрамафітових сланців у вигляді піроксенітових метакоматитів, амфіболітів, метавулканітів основного складу.

Іноді зустрічаються андалузит- та ставролітвмісні сланці і кварцитосланці гранат-амфіболового складу, іноді магнетитвмісні.

Верхня підсвіта запорізької світи складена переважно сланцями й кварцитосланцями магнетит-гранат-амфіболовими з рідкими проверстками ультрамафітових та андалузит- і ставролітвміщуючих сланців. Підсвіта відповідає джеспіліт-кременисто-сланцевій формації.

Нестратифіковані утворення представлені:

– породами дніпропетровського комплексу у вигляді біотитових та амфібол-біотитових плагіомігматитів та плагіогранітів. У межах площі їх розвитку спостерігаються численні ксеноліти біотитових та амфібол-біотитових гнейсів і амфіболітів;

– породами верхівцівського базит-ультрабазитового комплексу представленого інтрузивними тілами невеликих розмірів і дайками габро,

серпентинітів, тремолітитів і тальк-карбонатних та хлорит-тремолітових порід, в окремих випадках горнблендитів;

- породами сурського інтрузивного комплексу у в складі тоналіт-плагіогранітної формації. Вік плагіогранітоїдів сурського комплексу вкладається в інтервал 2950-3170 млн років;

- породами варварівського базит-ультрабазитового комплексу, у складі якого встановлені інтрузії габро, габро-норитів, серпентинітів й талько-магнезитів. Габро утворюють декілька дрібних інтрузій, локалізованих у породах михайлівської світи; габро-норити олівінові – дайку локалізовану в метаосадових породах михайлівської світи. У межах Веселянської ділянки серпентиніти утворюють тіло невеликих розмірів, що локалізоване в метаосадових породах михайлівської світи;

- асоціацією хортицьких плагіогранітів у вигляді жил плагіограніт-порфірів, що прориває породи білозерської серії або утворює масиви, локалізовані в зоні контакту з нею.

У тектонічному відношенні Конкська ЗКС являє собою синклінальну складку першого порядку, ускладнену структурами вищих рангів. У її межах виділяються Центральноконкська синкліналь, вісь якої на значному протязі збігається з віссю Конкської зони складчастості, а також Вільнянська антикліналь і Кирпотинська синкліналь. Західне крило Центральноконкської синкліналі частково асимільоване гранітоїдами хортицької асоціації та мокромосковського комплексу. Структурно-речовинні комплекси сурської світи в західному крилі складки перекриті утвореннями михайлівської світи білозерської серії, що контактують з гранітоїдами.

У північній частині Конкської ЗКС розташована Кирпотинська синкліналь, крила якої складені породами середньої підсвіти сурської світи. Синкліналь простягається в північно-східному напрямку на 12 км; у південно-західній частині має максимальну ширину – 3 км; поступово звужується в північно-східному напрямку. Між Кирпотинською та Центральноконкською синкліналями

виділяється Вільнянська антиклінальна складка, яка простягається на 8 км в північно-східному напрямку при ширині від 600 м до 150-200 м.

Центральноконкський розлом простежується субпаралельно осевій лінії Центральноконкської синклінали (в 1 км до сходу) від Веселянської ділянки до Кирпотинського профілю. Субпаралельно Центральноконкському проходить Веселянський розлом, по якому контактують породи конкської та білозерської серій і до якого приурочені інтрузії ультрабазитів, у тому числі Веселянська.

Степногірський розлом виділений до південного сходу від Веселянської інтрузії, в області розповсюдження утворень сурської світи. До нього теж приурочене тіло ультрабазитів, а за даними магніторозвідки передбачається ще одна інтрузія. У північно-східній частині Конкська ЗКС звужена до вузької смужки північно-східного ( $45^\circ$ ) простягання. Східноконкський розлом обмежує зі сходу північну частину Конкської ЗКС. Загальне простягання розлому – північно-східне, падіння північно-західне під кутом  $75-80^\circ$  що підтверджується декількома профілями свердловин. Розлом проявлений зонами бластомілонітів в плагіомігматитах дніпропетровського комплексу.

На рис 2.49 наведено схему розташування Конкської ЗКС відносно вузлів перетину систем глибинних розломів, які виділені К.Ф.Тяпкіним у межах Середньопридніпровського мегаблоку, побудовану авторами монографії за геолого-геофізичними даними.

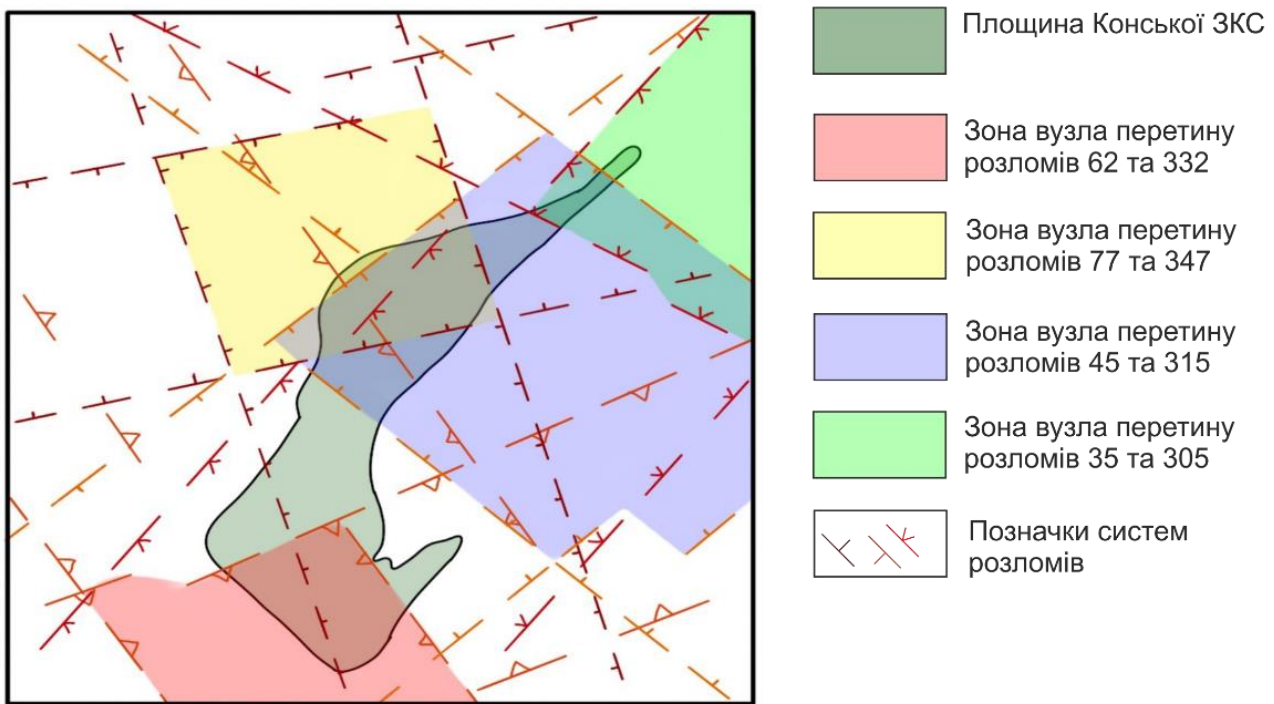


Рисунок 2.49 – Розташування Конкської ЗКС у вузлі перетину систем глибинних розломів Середньпридніпровського мегаблоку

### 2.3 Літолого-петрографічний склад головних стратиграфічних підрозділів та особливості геологічної будови Верхівцевської зеленокам'яної структури

Верхівцівська ЗКС характеризується складною амебоподібною формою та витягнута в субмеридіональному напрямку на 50 км при ширині до 15 км.

У складі стратифікованих утворень виділено мезоархейські конкську та білозерську серії та теплівську товщу. Ультраметаморфічні та інтрузивно-магматичні утворення представлені породами верхівцівського, варварівського, сурського комплексів мезоархею-мезопротерозою.

У складі конкської серії виділено сурську, чортомлицьку, алферівську та солонянську світи.

Розріз сурської світи було детально досліджено в перетинах Самотканського, Гранівського та Алферівського структурних профілів [14]. Породи сурської світи встановлені у бортах центральної частини Верхівцівської ЗКС, Алферівського та Кудашівського синклінальних відгалужень. Північна

частина Верхівцевської структури та її Базавлуцьке відгалуження складені метавулканітами основного складу.

Для розрізу сурської світи характерним є неоднорідний розподіл головних петротипів порід по латералі та в розрізі. За даними О.Б. Боброва [8], [9], [10] у межах Алферівської структури у складі сурської світи виділено п'ять підсвіт.

Найбільш розповсюдженою та детально вивченою є нижня підсвіта. Розріз підсвіти вивчено в керні структурних профілів та у відслоненнях долини б. Калинова (Базавлуцька синкліналь). Деякі фрагменти розрізу встановлено у відслоненнях в балках Овсієва, Холодова та Халабудіна.

Світа переважно складена основними та ультраосновними вулканітами. Найбільша потужність розрізу спостерігається в південному крилі Алферівської синкліналі. У складі розрізу встановлено метавулканіти основного (до 95 %), кислого (до 5 %), середнього (до 1 %) та ультраосновного (до 3,5 %) складу.

У складі розрізу також встановлено малопотужні одиничні прошарки малорудних магнетитових кварцитів.

Породи основного складу переважно представлені metabазальтами, метадолеритами та кварц-плагіоклаз-хлорит-амфіболовими сланцями. Для metabазальтів характерним є темно-зелений колір та дрібно- та мікрозерниста структура та масивна текстура. Для метадолеритів характерна більш крупнозерниста структура, на мікрорівні спостерігається реліктова офітова структура. У розрізі б. Калинова та в південній стінці Ерастівського кар'єру (північний борг Алферівської синкліналі) в metabазальтах спостерігається шарова, подушкова, мигдалекам'яна, східчаста та стовпчаста окремісті. На окремих ділянках породи підсвіти повністю асимільовані гранітоїдами Демуринаського, Вільнохутірського та Криничанського куполів.

Для складу другої, третьої та четвертої підсвіт також характерною є наявність метавулканогенних порід основного складу. Слід відзначити, що у складі даних підсвіт виявлено метаосадові (кварцито-сланці магнетит-кунінгтоніт-хлоритові) і вулканогенно-осадові породи (метатуфопісковики та метатуфоалевроліти).

Метавулканогенні породи чортомлицької світи, що виділені в Алферівській синкліналі, перекривають розріз сурської світи. У складі світи виявлено кератофіри, альбітофіри, сланці кварц-серицит-польовошпатові, апопорфірити середнього складу.

Алферівська світа виділена О.Б. Бобровим в однойменній синкліналі – західній апофізі Верхівцівської синформи [10]. Вулканіти алферівської світи згідно перекривають породи чортомлицької світи. Для розрізу світи характерною є двочленна внутрішня будова. Нижня частина складена актинолітитами, тремолітитами, нефритоподібними породами (розшаровані потоки піроксенітових метакоматітів) з амфіболітами, плагіоклаз-актинолітовими та хлоритовими сланцями (метабазальти). У складі верхньої частини встановлено кварцити фукситвмісні, метатеригенні сланці з прошарками метабазитів та метакоматітів.

Солонянська світа завершує розріз конкської серії. Розріз світи представлений метаморфізованими ріолітами, ріодацитами, дацитами (альбітофіри, кварцові порфіри і кварц-плагіоклаз-хлорит-серицитові сланці).

Породи білозерської серії встановлено у центральній частині Верхівцівської ЗКС та Кудашівської синкліналі на південному сході структури.

Розріз серії представлений михайлівською світою, у складі якої виділено дві підсвіти. У складі нижньої підсвіти встановлено метапісковики, метаалевроліти, метааргіліти, а також прошарки метаконгломератів і залізистих кварцитів. У складі верхньої підсвіти спостерігаються малопотужні прошарки залізистих кварцито-сланців, вулканітів основного та ультраосновного складу. Синклінальні структури, побудовані за участю порід підсвіти чітко фіксуються в магнітному полі завдяки магнетитовміщуючим кварцито-сланцям, що відповідають найбільш інтенсивним магнітним аномаліям.

Теплівська товща встановлена у центрі Верхівцівської структури у межах Теплівської синкліналі. Синкліналь чітко трасується горизонтами залізистих кварцитів, що роз'єднані пластами сланців різного складу.

Розріз теплівської товщі розділяється на дві пачки. У складі нижньої пачки встановлено залізисті кварцити, сланці строкатого складу і невтриманий за простяганням горизонт метакоматитів. Потужність пачки 750 м. Верхня пачка складається переважно з кварц-плагіоклаз-серицитових, кварц-хлорит-серицитових сланців, метатуфопісковиків. Потужність пачки 350 м (Бобров А.Б. та ін., 1989).

На думку групи дослідників [56], нинішнє розуміння теплівської світи, зафіксоване в Кореляційній стратиграфічній схемі 2004 р. [24], не відповідає її вихідному визначенню. Проти розміщення теплівської базит-ультрабазитової асоціації у верхній частині розрізу ВЗКС раніше виступили А.Б. Бобров [8], [9] та О.М. Бестужев [7]. Вони вважали таке розміщення непорозумінням, пов'язаним із помилковим віднесенням теплівської асоціації до ядра синкліналі. О.Б. Бобров наводить переконливі свідчення на підставі нових матеріалів картування та інтерпретації геофізичних даних про те, що ці породи розташовуються не в ядрі, а на крилах синкліналі та займають приграничне положення між залізородною і метатеригенною конгломерат-піщано-сланцевою (відповідно середньо- і нижньобілозерською) частинами, відповідаючи гіпсометричному рівню положення свого криворізького аналога – талькового горизонту. Таким чином, у формаційному відношенні тальковий горизонт і теплівські породні асоціації є ідентичними та належать до одного формаційного типу.

Нестратифіковані утворення представлені породами верхівцівського базит-ультрабазитового комплексу, варварівського базит-ультрабазитового комплексу та плагіогранітами сурського комплексу.

У тектонічному відношенні Верхівцівська ЗКС характеризується найбільш складною будовою у порівнянні з іншими ЗКС Середнього Придніпров'я. При загальній синклінорній будові з багатьма хвостоподібними відгалуженнями в межах структури виділяються синкліналі другого порядку: Базавлуцька, Кудашівська, Адамівська на півдні, Домотканська на сході, Алферівська на заході, Теплівська в центрі. Антикліналі, що їх розмежовують, практично не картуються, тому що вони зазвичай вузькі і, як правило, їх ядерні частини ускладнені

розломами. Розривні структури першого порядку представлені Щорсько-Першозванівським розломом, що перетинає структуру з південного сходу на північний захід та Центрально-Верхівцівським розломом субмеридіонального напрямку, що фрагментарно проявляється в центральній частині Верхівцевської структури. Бородаївський та Комісарівський розломи обмежують Верхівцевську ЗКС відповідно з півночі та північного-заходу. Розломи більш високих порядків січуть в різних напрямках Верхівцевську ЗКС.

На рис.2.50 наведена схема розташування Верхівцевської ЗКС у вузлі перетину систем глибинних розломів, які виділені за даними К.Ф.Тяпкіна [93] у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.

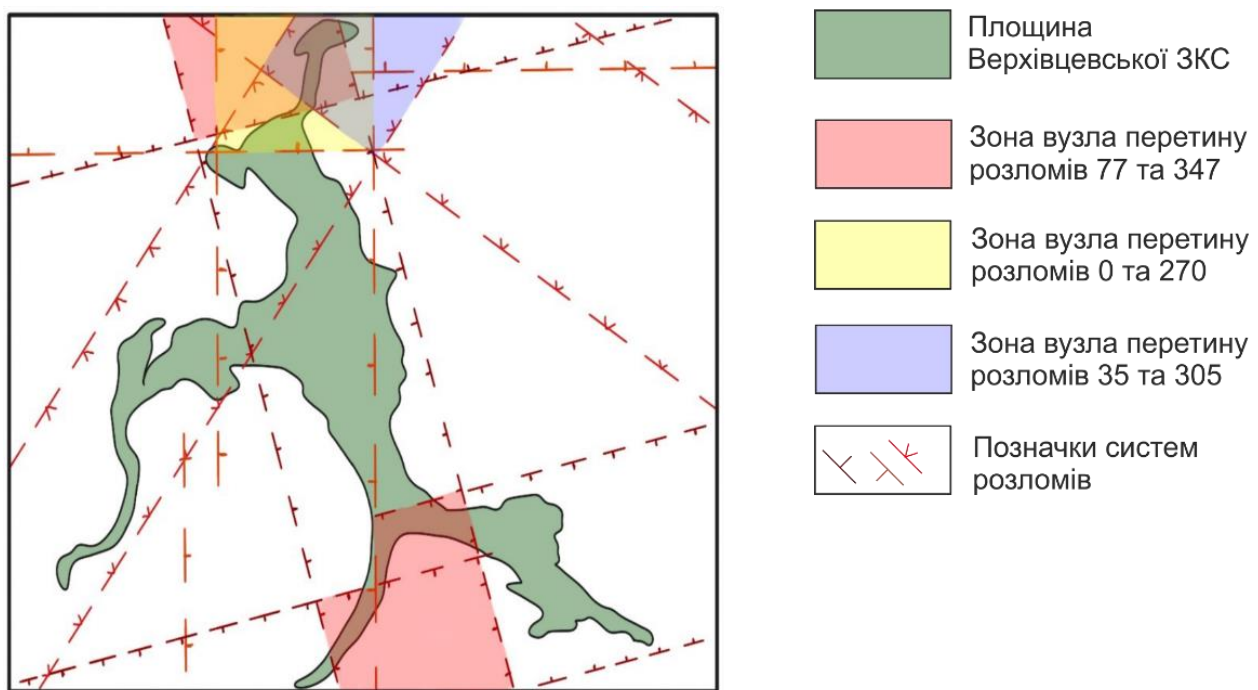


Рисунок 2.50 – Розташування Верхівцевської ЗКС у вузлах перетину систем глибинних розломів

Для визначення закономірностей структурного контролю геологічних та рудних формацій білозерської серії в ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку авторами монографії було проведено графічне зіставлення ділянок метасоматозу з картами систем глибинних розломів, головні результати зіставлення наведено у

роботі, виконаної у співавторстві зі співробітниками тематичної групи НТУ «Дніпровська політехніка» [63].

Відповідно до послідовності системно-ієрархічного підпорядкування елементів структурного контролю було проведено зіставлення ділянок прояву метасоматозу з системами розломів на картах масштабу 1: 1 000 000, 1: 500 000, 1: 200 000 та 1: 50 000.

У Середньопридніпровському мегаблоці прояви дислокаційного метаморфізму зон глибинних розломів достовірно обґрунтовані на даному етапі вивченості тільки в Білозерській ЗКС.

Розміщення БЗКС в єдиному вузлі перетину чотирьох систем глибинних розломів дає змогу розглядати її як регіональну рудоконцентруючу структуру з тривалим режимом ендегенного розвитку.

Внаслідок неодноразової тектономагматичної активізації, багаторазової зміни геодинамічних режимів та етапів мінералоутворення, в цій зоні сформувалися численні аномалії та прояви дорогоцінних металів з однаковим за складом компонентів комплексним типом епігенетичної мінералізації благородних металів, що приурочений до розломних структур, які перетинають породи різних геологічних формацій Білозерської ЗКС.

Встановлено, що комплексний тип мінералізації дорогоцінних металів не пов'язаний з інтрузивними магматичними породами внаслідок їхнього дорудного походження. Прояви дорогоцінних металів приурочені до зон ліствент-березитів, вуглецевих метасоматитів, рідше відмічені в грейзенізованих породах.

Рудоконтролююча роль глибинних розломів особливо інтенсивно проявляється у вузлах їхнього перетину, де на думку І.Н. Томсона (1989), формуються своєрідні кластери - блоки інтенсивної тектонічної переробки, що немовби виколоті великими регіональними системами порушень і є специфічними блоками з особливим режимом неотектонічних рухів.

Аналіз закономірностей структурно-тектонічного контролю метасоматичних формацій, що вміщують зруденіння золота, системами глибинних розломів у межах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита, дозволяє зробити наступні висновки:

1. Найвища рудоносність ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку визначена їхнім суміщенням із вузлами перетину систем глибинних розломів

(Сурська, Чортомлицька, Білозерська, Конкська ЗКС), або перекриттям площі зеленокам'яних структур найпродуктивнішими підсистемами розломів (Верхівцевська ЗКС). Закономірності, що встановлено, зумовлені просторовим поєднанням і неодноразовою активізацією розломів різних систем, що супроводжувалася відновленням магматогенної та метаморфогенної гідротермальної діяльності з утворенням поліхронних, комплексних за складом, проявів рідкісних і благородних металів, просторово пов'язаних із зонами телескопійованих метасоматичних формацій.

2. Рудоконтролююча роль глибинних розломів особливо інтенсивно проявлена у вузлах перетину систем глибинних розломів, де утворюються своєрідні «кластери» - блоки інтенсивної тектонічної переробки, що немов би виколоті великими регіональними системами порушень з особливим режимом неотектонічних рухів.

3. Імовірність появи родовищ підвищується зі зростанням кількості глибинних розломів, що перетинаються у вузлі, який може набути ролі рудного кластера, що концентрує різноманітні за віком і складом родовища благородних металів та інших корисних копалин, у тому числі неметалічної мінеральної сировини.

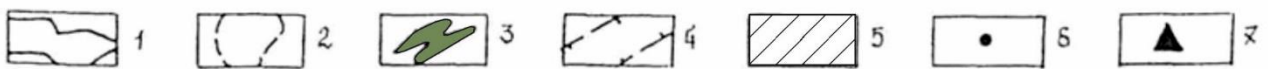
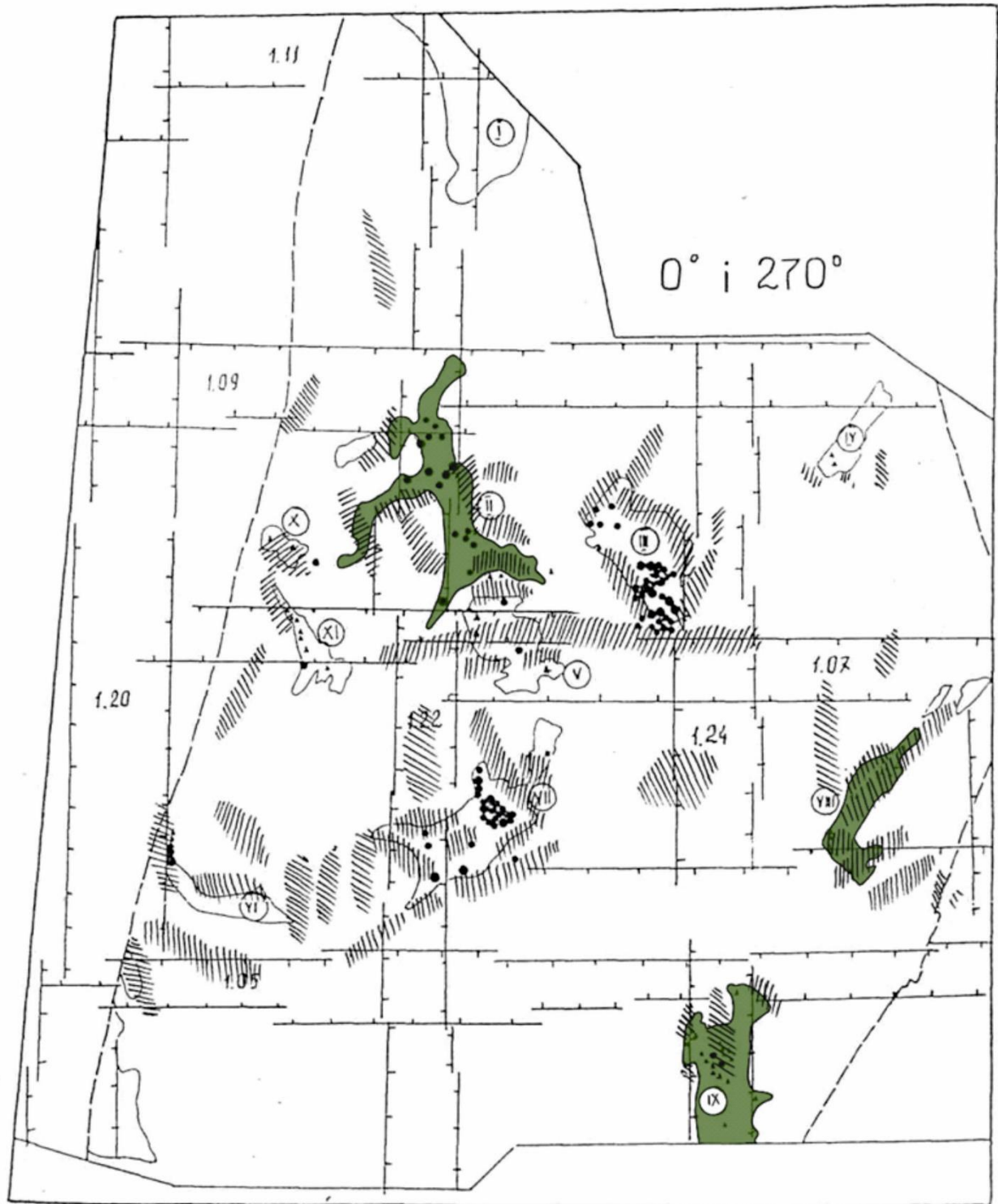


Рисунок 2.51 – Розташування золоторудних проявів, ділянок метасоматозу та зеленокам'яних структур відносно системи розломів з азимутами ліній простягання 0° і 270°  
(Умовні позначення на с. 95)

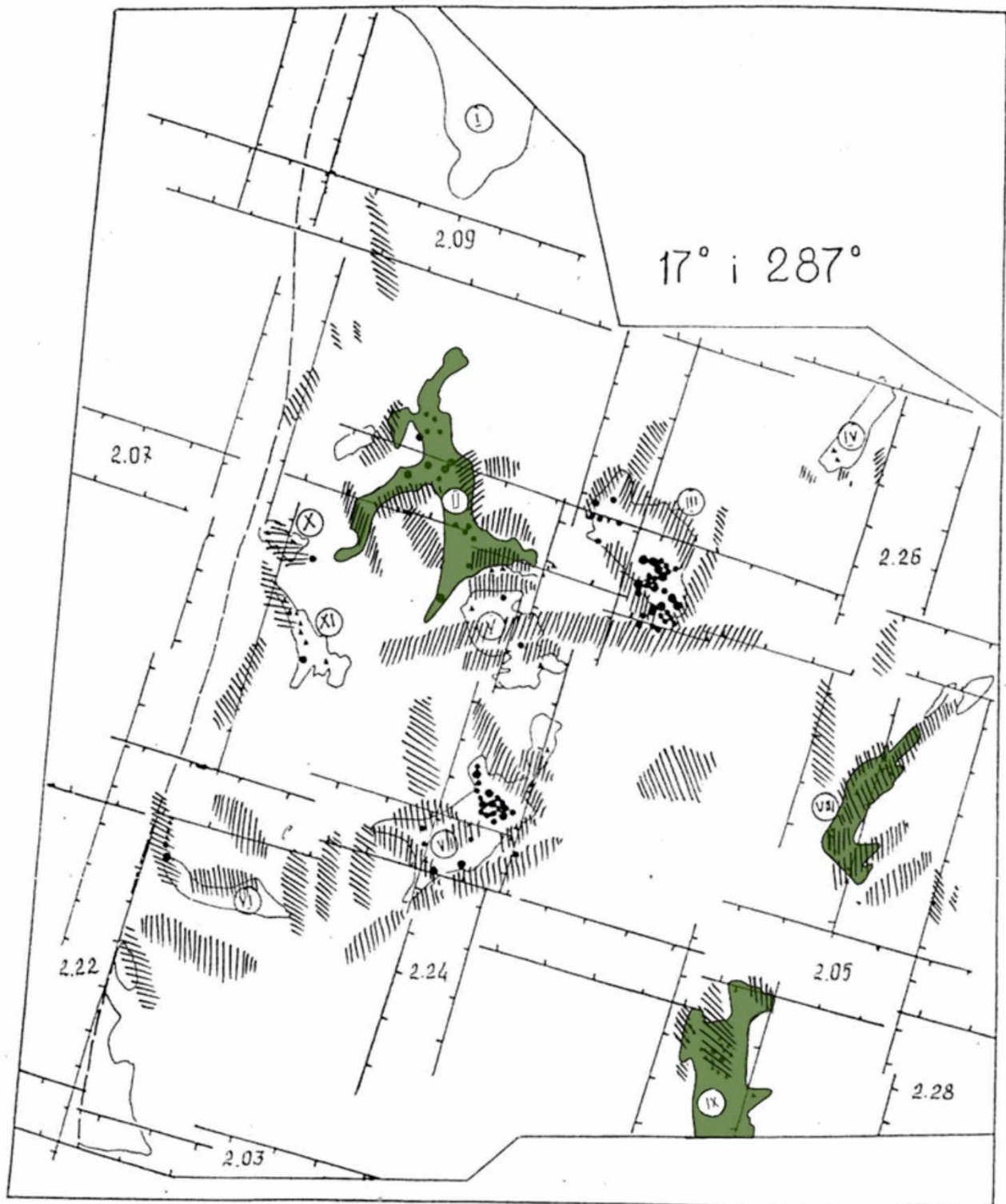


Рисунок 2.52 – Розташування золоторудних проявів, ділянок метосоматозу та зеленокам'яних структур відносно системи розломів з азимутами ліній

простягання  $17^\circ$  і  $287^\circ$

(Умовні позначення на с. 95)

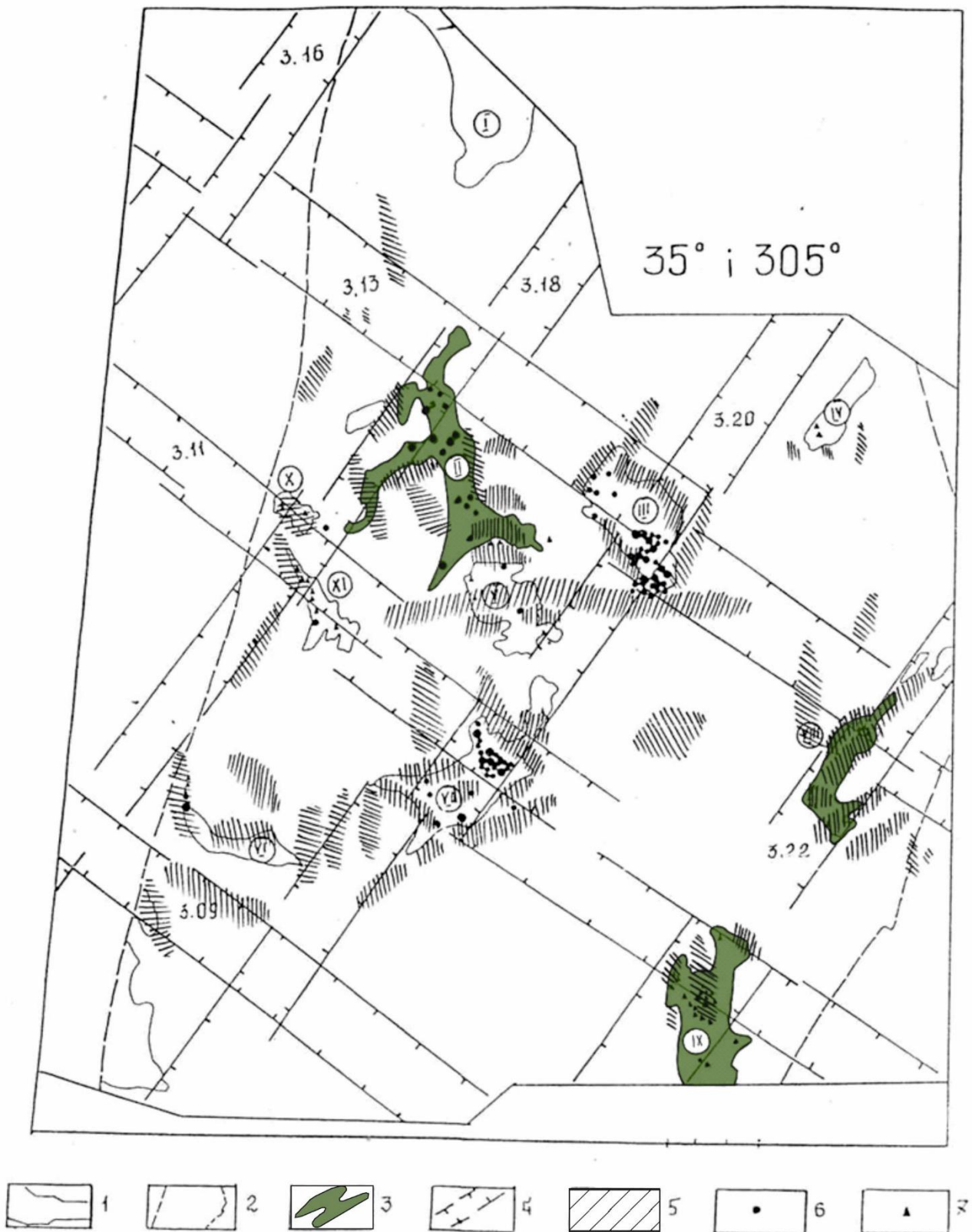


Рисунок 2.53 – Розташування золоторудних проявів, ділянок метосоматозу та зеленокам'яних структур відносно системи розломів з азимутами ліній

простягання  $35^\circ$  і  $305^\circ$

(Умовні позначення на с. 95)

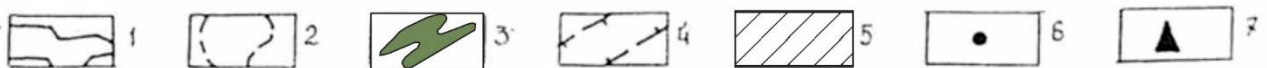
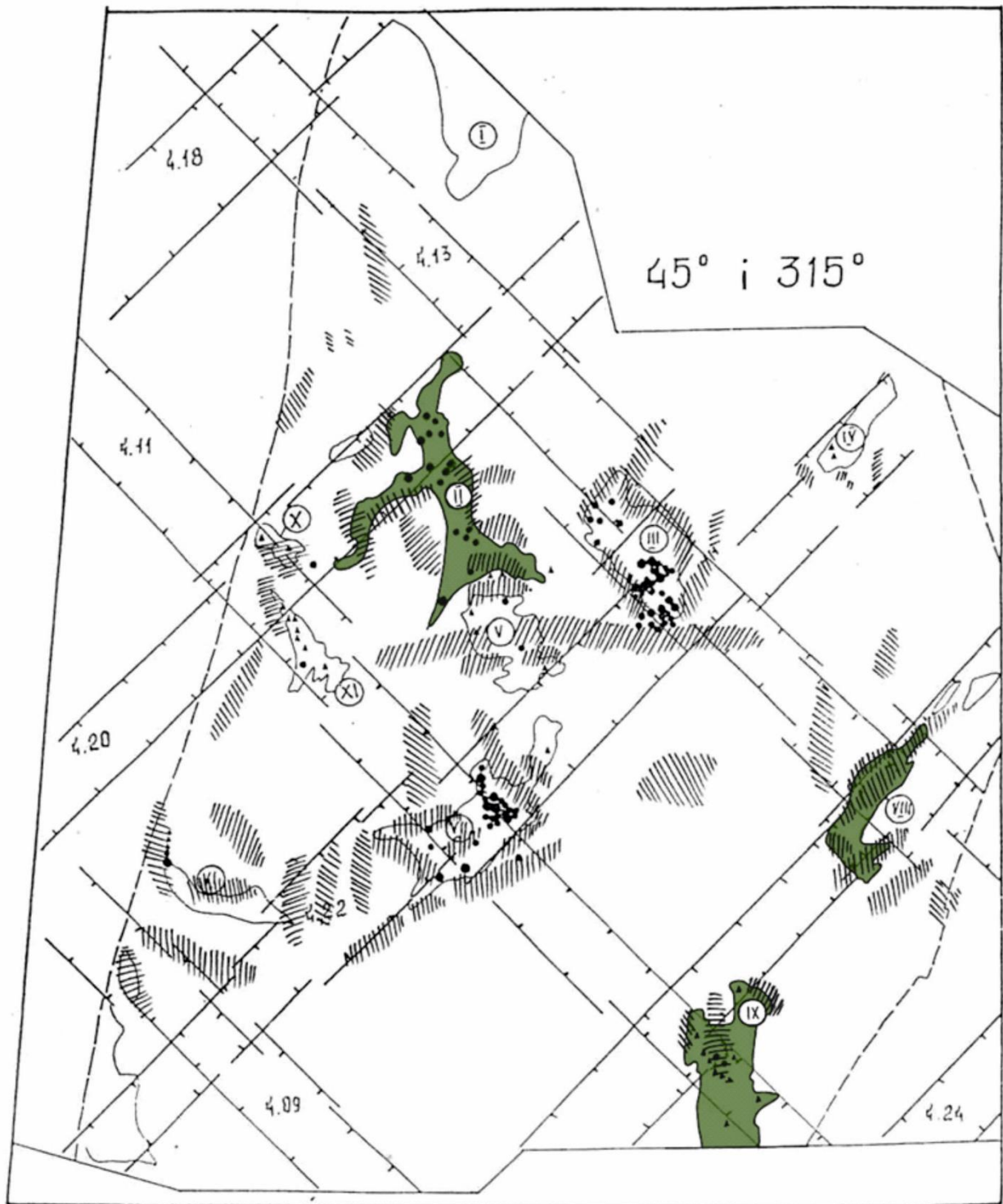


Рисунок 2.54 – Розташування золоторудних проявів, ділянок метасоматозу та зеленокам'яних структур відносно системи розломів з азимутами ліній простягання  $45^\circ$  і  $315^\circ$  (Умовні позначення на с. 95)

Умовні позначення до рис.2.51-2.54:

1 - контури Українського щита; 2 - межі Середньодніпровського району;

3 - контури зеленокам'яних структур: I - Кобеляцька, II - Верхівцевська, III - Сурська, IV - Дерезуватська, V - Софіївська, VI - Широківська, VII - Чортомлицька, VIII - Коньківська, IX - Білозерська, X - Анніївська, XI - Жовтопрічинська;

4 - глибинні розломи I-го порядку: 1.05 - Конкський, 1.07 - Бобринецько-Девладівський, 1.09 - Кам'янець-Подільсько-Новомосковський, 1.11 - Вінницько-Смілянський, 1.20 - Західно-Інгулецький, 1.22 - Верхівцівсько-Чортомлицький, 1.24 - Малобілозерсько-Дніпропетровський, 2.03 - Котовсько-Якимівський, 2.05 - Бершадсько-Новобузький, 2.07 - Вінницько-Докучаєвський, 2.09 - Брусилівсько-Павлоградський, 2.22 - Криворізько-Кременчуцький, 2.24 - Чортомлицько-Дніпродзержинський, 2.26 - Білозерсько-Конкський, 2.28 - Оріхівський, 3.09 - Шепетівсько-Новоукраїнський, 3.11 - Житомирсько-Нікопольський, 3.13 - Пержансько-Дніпродзержинський, 3.16 - Одесько-Кременчуцький, 3.18 - Миколаївсько-Верхньодніпровський, 3.20 - Орджонікідзевсько-Дніпропетровський, 3.22 - Малобілозерсько-Васильківський, 4.9 - Центральний, 4.11 - Полісько-Мелітопольський, 4.13 - Дніпродзержинсько-Сорокинський, 4.18 - Братсько-Кременчуцький, 4.20 - Одесько-П'ятихатський, 4.22 - Орджонікідзевсько-Іларіонівський, 4.24 - Малобілозерсько-Комишуваський, 4.26 - Мелітопольсько-Полозький, 5.11 - Канівсько-Інгулецький, 5.13 - Кременчуцько-Орджонікідзевський, 5.15 - Петриківсько-Запорізький, 5.18 - Ананьївсько-Іларіонівський, 5.20 - Вознесенсько-Петриківський, 5.22 - Одесько-Павлоградський, 5.24 - Чкаловсько-Комишуваський, 5.26 - Мелітопольсько-Докучаєвський, 6.12 - Вапнярсько-Кам'янський, 6.14 - Завалівсько-Лихівський, 6.16 - Доманівсько-Павлоградський, 6.18 - Орджонікідзевсько-Запорізький, 6.20 - Херсонсько-Азовський, 6.21 - Чигиринсько-Інгулецький, 6.23 - Лихівсько-Нікопольський, 6.25 - Дніпровсько-Пріазовський;

5 - ділянки метасоматозу; 6 - рудопрояви золота; 7 - точки підвищеної мінералізації.

При визначенні закономірностей структурного контролю формацій білозерської серії у межах Середньопридніпровського мегаблоку визначено її просторовий зв'язок з системами розломів з азимутами простягання  $0^\circ$  і  $270^\circ$  і  $17^\circ$  і  $287^\circ$  (рис.2.55).

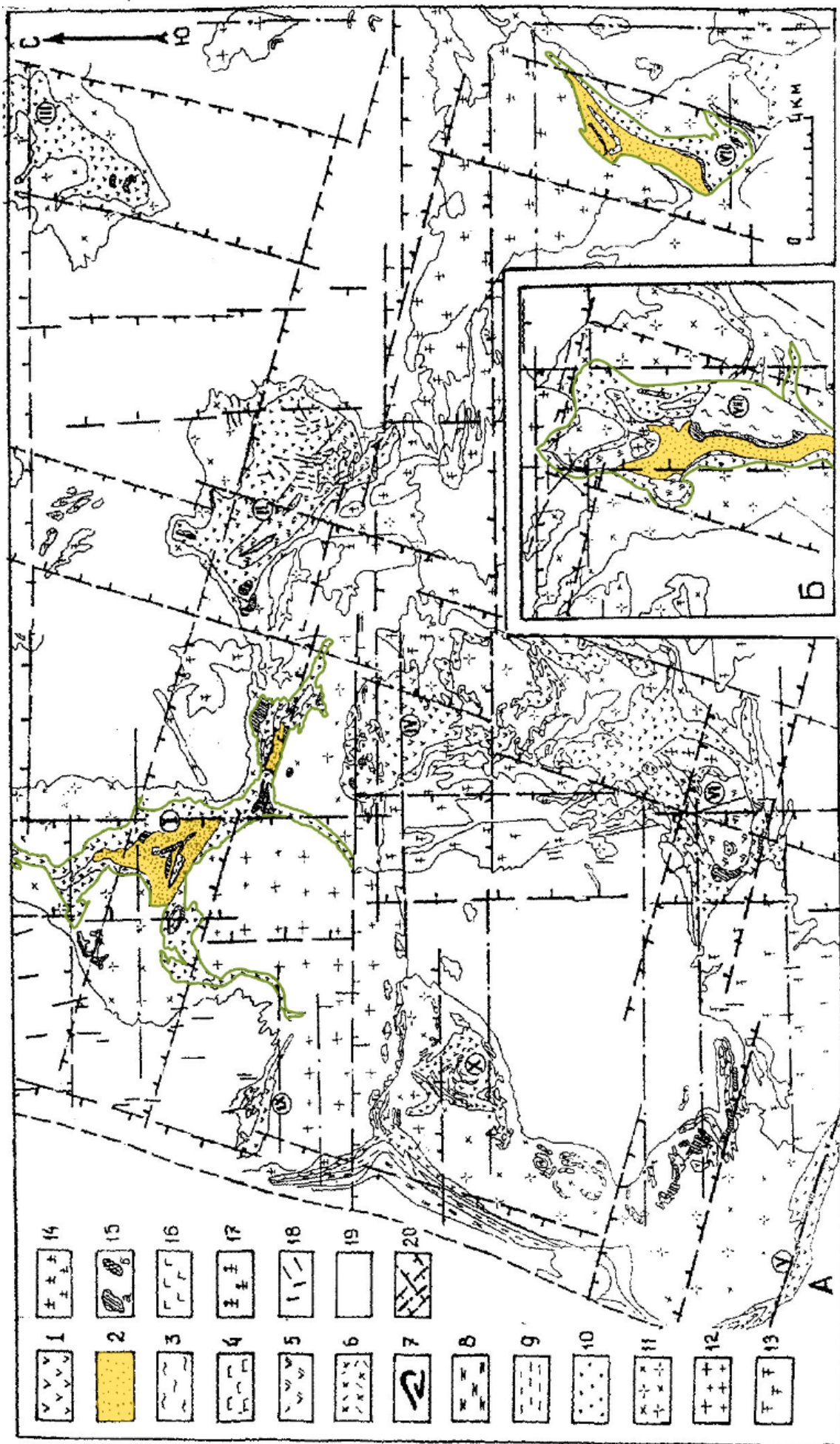


Рис. 2.55 - Просторові взаємовідносини геологічних формацій зеленокам'яних структур Середньодніпровського району із системами розломів з азимутами лінії випростання  $0^\circ$  і  $270^\circ$ ,  $17^\circ$  і  $287^\circ$  (Умовні позначення до рисунка на сторінці 94)

Умовні позначення до рисунка 2.55:

А - фрагмент Середньопридніпровського району; Б - Білозерська ЗКС.

Номери в кружечках - зеленокам'яні структури: I - Верхівцевська, II - Сурська, III - Дерезоватська, IV - Софіївська, V - Широківська, VI - Чортомлицька, VII - Конкська, VIII - Білозерська, IX - Жовторіченська, X - Аннівська.

Геологічні формації: 1 - сланцево-джеспіліт-толейтова і метакоматіт-толейтова; 2 - метапіщано-сланцева; 3 - нерозчленовані формації: верхня метакоматітова і метаконгломерат-піщаниково-сланцева; 4 - нижня метакоматітова; 5 - метадацитова; 6 - метаріодацитова; 7 - джеспіліт-кременисто-сланцева; 8 – метапіщано-карбонатно-вуглецева; 9 - джеспіліт-кременисто-сланцева; 10 - метаконгломерат-піщано-сланцева; 11 - тоналіт-плагіогранітова (сурський комплекс); 12 - порфіро-бластових гранітів; 13 - гранітова (метасоматична); 14 - гранітова (магматична); 15а - метадуніт-гарцбургітова (верховцевський комплекс); 15б - метадуніт-гарцбуритова (варварівський комплекс); 16 - метагабро-перидотитова і метагабро-діабазова; 17 - тоналіт-плагіогранітова (саксаганський комплекс); 18 - метагабро-діабазова і лампрофір-габро-діабазова; 19 - нерозчленовані формації базавлуцької серії і дніпропетровського комплексу; 20 - системи розломів.

Таким чином, серед докембрійських граніт-зеленокам'яних утворень Середньопридніпровського мегаблока Українського щита білозерська серія характеризується особливим положенням, оскільки завершує архейський стратиграфічний комплекс осадових і вулканогенно-осадових формацій після якого в історії осадонакопичення даної частини УЩ відзначено тривалу перерву (600 млн років) - до формування криворізької серії палеопротерозою. Не менш важливим є металогенічне значення серії в еволюційному ряду рудних формацій докембрію.

У межах Білозерської ЗКС білозерська серія прийнята як стратотип завдяки її максимальній потужності, різноманіттю геологічних формацій та високому ступеню вивченості. Еталонна роль білозерської серії в структурі обґрунтовується сукупністю таких ознак:

- максимальною повнотою стратиграфічного розрізу зеленокам'яних структур;
- наявністю в кожній серії власного рівня залізорудних формацій;
- присутністю типових для зеленокам'яних структур вулканічних, вулкано-плутонічних та інтрузивних формацій;

– контрастністю метаморфізму порід різних серій — від зеленосланцевої до амфіболітової фацій;

– наявністю родовищ метаморфогенно-гіпергенних залізних руд, приурочених до глибинних зон окиснення залізистих кварцитів білозерської серії.

У теперішній час дискусійним питанням є проблема стратиграфічного положення білозерської серії в загальній послідовності ранньодокембрійських утворень та кореляції з іншими регіональними стратонами Українського щита. За результатами останніх років групою дослідників [56] запропоновано визнати літолого-стратиграфічну і формаційну корелятивність білозерської серії з розрізом криворізької серії в обсязі скелюватсько-саксаганського осадового циклу та рекомендувати криворізьку та білозерську серії до об'єднання в єдиний надрегіональний і надсеріальний таксон — криворізько-білозерський стратиграфічний комплекс.

### 3 ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РУДНИХ ФОРМАЦІЙ БІЛОЗЕРСЬКОЇ СЕРІЇ У МЕЖАХ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУР СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ

Стратотип білозерської серії раніше був виділений та детально вивчений у межах Білозерської ЗКС завдяки найбільшій повноті геологічного розрізу у складі михайлівської, запорізької та переверзівської світ [24], [40], [66], [88].

За результатами попередніх досліджень, дискусійні питання в уявленні про склад і будову формацій білозерської серії стосуються перш за все переверзівської світи, яка була виділена в схемі НСКУ ще в 1993 році без будь-яких опублікованих обґрунтувань. Слід відзначити, що в даній схемі наведено перелік порід практично однаковий для переверзівської та михайлівської світ, що ставить під сумнів правомірність виділення переверзівської світи взагалі, у зв'язку з чим існує необхідність системного зіставлення та обґрунтування формаційного складу михайлівської та переверзівської світ, зокрема для обґрунтування перспектив рудоносності.

#### 3.1. Оцінка перспектив рудних формацій білозерської серії в Білозерській зеленокам'яній структурі

У даній роботі були використані результати досліджень, проведених співробітниками НТУ ДП у 1996 р. [40], результати вивчення архівних колекцій шліфів та аншліфів з порід горизонтів квершлагів Запорізького залізорудного комбінату, а також архівні колекції шліфів, аншліфів та зразки керну свердловин, які пробурені ДГЕ «Дніпрогеофізика» ДГП «Укргеофізика». За результатами досліджень було уточнено геологічний розріз михайлівської світи (рис. 3.1).

При опробуванні квершлагів Запорізького залізорудного комбінату у межах розрізу михайлівської та переверзівської світ раніше виявлена група гідротермальних метасоматичних формацій, які контролюють зруденіння дорогоцінних металів [35], [65], [66]. Головні формаційні типи виявлених

рудонесних метасоматитів представлені формаціями грейзенів, хлоритолітів, карбонатних метасоматитів, ліственіт-березитів, ейситів.

За результатами досліджень, які проведені за участю авторів роботи встановлено, що різні формації метасоматитів в окремих зонах просторово поєднані з утворенням своєрідних «телескопійованих» метасоматитів типу лиственіт-березитів, серицит-графітових філонітів.

Для визначення закономірностей контролю епігенетичних формацій у межах михайлівської світи Південно-Білозерського родовища авторами проведено зіставлення зон концентрацій ДМ з літологічним складом вихідних порід михайлівської світи та зонами проявів метасоматозу (рис.3.1).

В процесі зіставлення зон проявів мінералізації дорогоцінних металів зі складом вихідних порід та метасоматитів вперше було виявлено розповсюдження найбільш високих рудних концентрацій в зонах метасоматитів вуглецевої формації. В процесі мінераграфічних досліджень визначено багатостадійний та комплексний характер проявів мінералізації дорогоцінних металів Au,Ag,Pt,Pd.

За результатами попередніх досліджень [66] раніше було встановлено просторовий зв'язок зон мінералізації дорогоцінних металів з зонами біотитизації вихідних порід та ліственіт- березитів.

В метаконгломератобрекчіях переверзівської світи також зустрінуті аномальні концентрації дорогоцінних металів. Метасоматичні перетворення конгломератобрекчій переверзівської світи (тимошівської товщі) характеризуються проявом сульфідизації, карбонатизації, серицитизації та окварцювання цементу, у складі уламків зустрінуті релікти турмалінового метасоматиту.

У деяких шліфах, що виготовлені з метаконгломератобрекчій тимошівської товщі, виявлена епігенетична графітизація цементу, розвиток агрегатів метасоматичного хлоритоїду вздовж тріщинуватості, прожилки халькопірит-пірит-піротинової мінералізації, що мають січний характер та підтверджують, що стосовно епігенетичних перетворень породи тимошівської товщі перебували в спільних умовах з михайлівською та запорізькою світами.

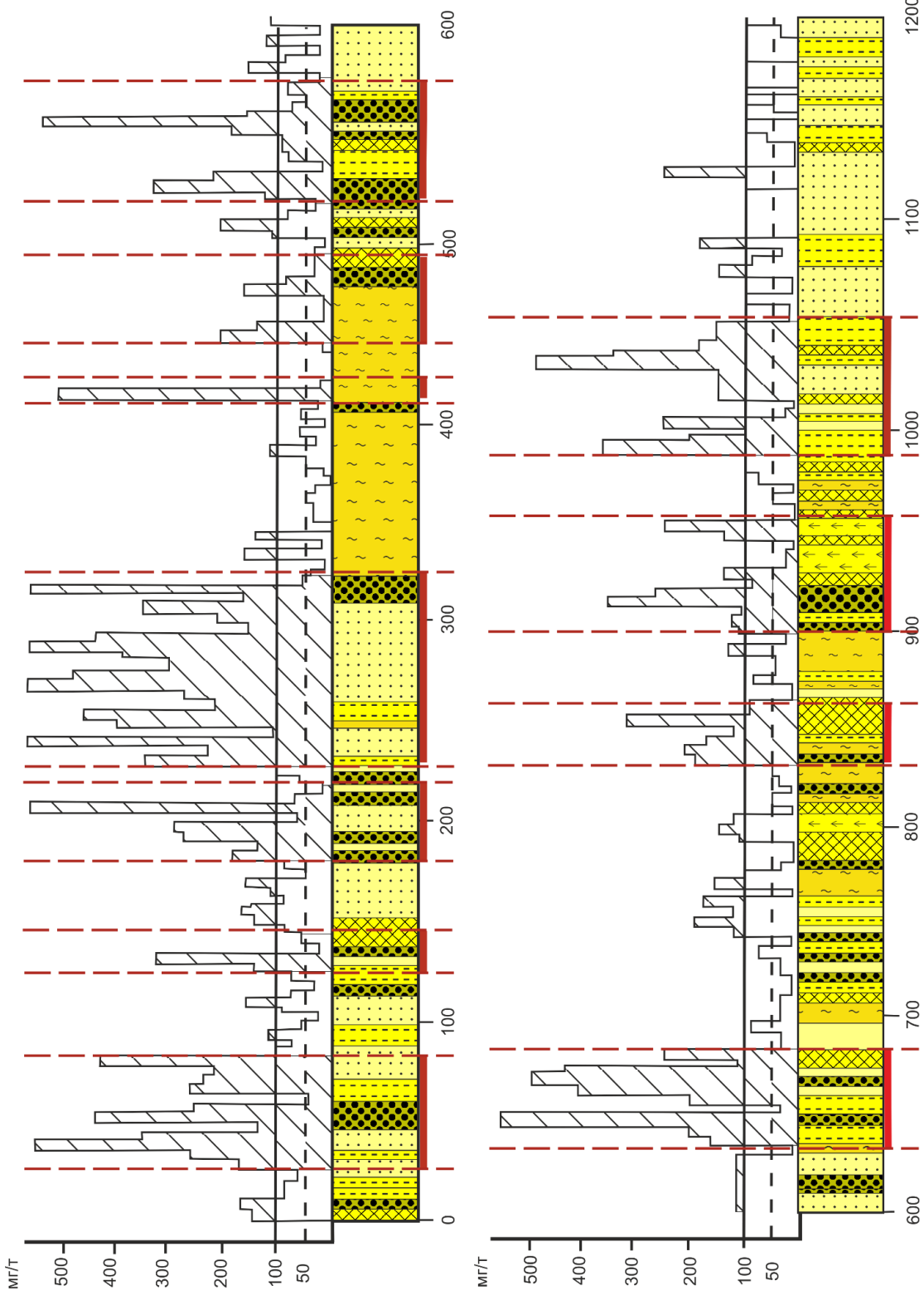


Рисунок 3.1 - Зіставлення складу вихідних порід, зон підвищених концентрацій дорогоцінних металів та зон вуглецевого метасоматозу. Умовні позначення див. на рис. 4.2



Рисунок 3.2 – Умовні позначення до рис. 3.1

Встановлено, що склад тимошівської товщі - істотно теригенний, не виявлені також породи, які перекривали б утворення тимошівської товщі. Розріз тимошівської товщі в цілому являє безперервне часте чергування метапісковиків, метагравелітів, метаконгломератобрекчій та сланців, з мінливим кількісним співвідношенням уламкової та пелітової фракцій.

В процесі петрографічних досліджень вперше встановлено, що в метаконгломератобрекчіях тимошівської товщі та у філітоподібних сланцях михайлівської світи білозерської серії виявлено структурні та речовинні ознаки, які є характерними для флюїдолітів деяких алмазоперспективних провінцій світу, зокрема району Діамантіна (Бразилія) (рис.3.3 – 3.7), що дозволяє обґрунтовувати наявність флюїдно - експлозивних утворень у межах тимошівської товщі та прогнозувати металогенічні перспективи білозерської серії щодо комплексу дорогоцінних металів та алмазів некімберлітового генезису.

Флюїдно-експлозивні утворення є порівняно новим об'єктом мінерагенічних досліджень останніх десятиліть у зв'язку з їхньою потенційною алмазоносністю, а також високими перспективами щодо благородних та рідкісних металів. Згідно сучасних уявлень, флюїдоліти – це породи, що сформувалися внаслідок впливу високотемпературних флюїдів на осадові комплекси порід та утворювали з ними складні поєднання - флюїдні системи [103]. При цьому

висхідні флюїдні потоки, джерелами яких виступають або підкорові глибинні зони, або корові магматичні вогнища, розглядаються не лише як провідні агенти перенесення речовини та концентрації рудних компонентів, а й як чинники, що відіграють істотну роль у розвитку тектонічних процесів.

Деякі дослідники вважають цілком правомірним виділення флюїдно-експлозивних утворень у самостійну таксономічну одиницю – особливий клас гірських порід [103-104].

Процес формування флюїдолітів є складним та багатоетапним, але більшість дослідників вважає, що провідну роль в дезінтеграції проникного субстрату і виносу продуктів його дезінтеграції на поверхню виконують високотемпературні флюїди. Як будь-яка рухома субстанція, флюїди можуть бути перенесені з місця свого формування або залишитися на місці. Форма тіл є дуже різноманітною.

Іноді флюїдоліти важко відрізнити від порід іншого походження - вулканокластичних, осадових, льодовикових, брекчій, що обумовлено явищами конвергенції ознак. В зв'язку з цим особливу важливість і специфіку набувають речовинні ознаки флюїдолітів.

Вивчення структурно-речовинних ознак флюїдолітів є практично новим напрямком сучасних петрологічних досліджень. У зв'язку з особливостями походження, та на відміну від магматичних та інших ендегенних порід, петрохімічний склад флюїдолітов, що містять в значній кількості ксеногенний матеріал, не може бути діагностичною ознакою внаслідок чого для діагностики флюїдолітів першочергове значення набувають їх текстурно- структурні ознаки, склад мінеральних фаз, в тому числі ксеногенних, і склад матрикса породи.

На прикладі численних вивчених об'єктів встановлено, що з флюїдолітами тісно пов'язані карбонатні породи неясного генезису. Іноді це - первинно-шаруваті карбонати з флюїдальною мікротекстурою, перетворені подальшими потоками, іноді такі породи мають ознаки карбонатитів. Аналогічні породи досліджено авторами у межах розрізу тимошівської товщі. На рис.3.3 показана флюїдальна мікротекстура карбоната з метаконгломератобрекчії тимошовської товщі.

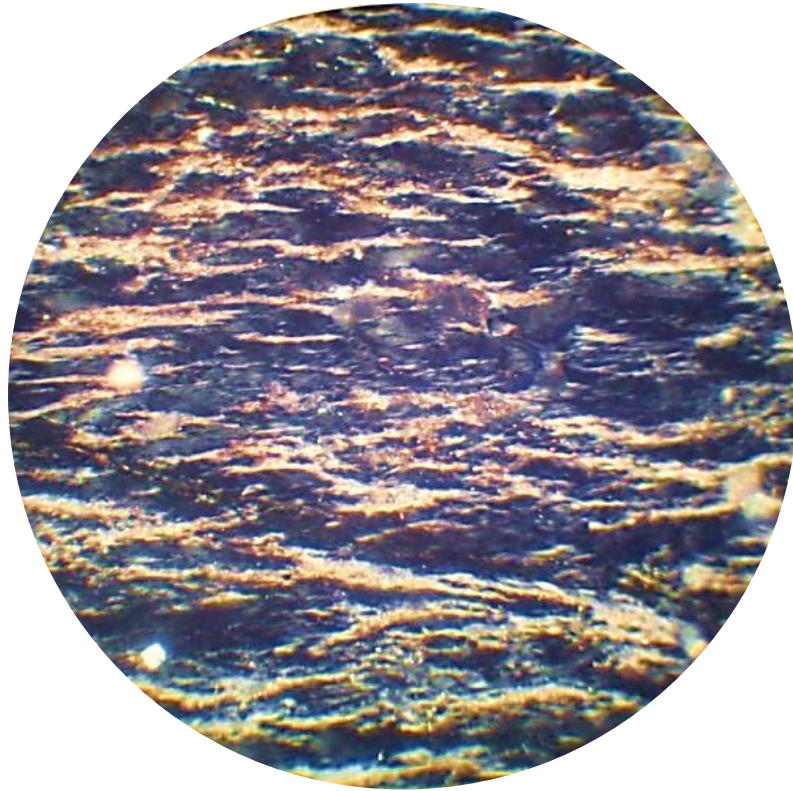


Рис.3.3– Флюїдальна мікротекстура карбонатної речовини флюїдоліту тимошівської товщі. Шліф, нік+, зб.104

Для порід флюїдізатно - експлозивних формацій характерними є різноманітні специфічні текстури і структури - брекчієподібні, агломератоподібні, псефітові, псевдоолітові, флюїдальні, що обумовлено різноманіттям компонентів цементу і уламків [103]. Найбільш характерні структурні ознаки флюїдолітів, які зустрінуті в метаконгломератобрекчіях БЗКС (рис. 3.3-3.6):

1) характерна структура матрикса флюїдолітів, яка проявлена в дезінтеграції зерен та ксенолітів, наявність розщеплених та «розтягнутих» флюїдопотоків зерен псамітової розмірності, які поєднуються з обкатаними зернами. Одночасно з порушенням зерен спостерігаються регеновані зерна (кварц, плагіоклаз);

2) наявність новоутворених агрегатів біотиту, які «пронизують» зерна кварца та польових шпатів;

3) структура «in situ», «підірваних на місці ксенолітів», - у вигляді фрагментів зерен, сукупність яких виявляє зв'язок з первісною формою зерен.

Наявність структур типу «in situ» є визначальною ознакою, що відрізняє флюїдоліти від псефітів [103]. За присутності таких структур у конгломератобрекчіях спостерігається дроблення уламків і окремих мінеральних зерен безпосередньо на місці їх залягання з подальшим проникненням цементу в утворені тріщини та проміжки. Найбільш виразно ця мікроструктурна особливість проявляється у кварцових зернах, які частково руйнуються на фрагменти, проте їх сукупність зберігає просторовий зв'язок із первісною формою зерна. Подібні підірвані «in situ» структури не характерні для порід іншого генезису, що підкреслює специфіку формування флюїдолітів.

Ксеноліти порід, які привнесені високотемпературним флюїдним потоком в осад, при різкому падінні температури в контакт з насиченим водою холодним осадом розтріскуються з утворенням своєрідних структур «in situ». В процесі досліджень мінерального складу уламків метаконгломератобрекчій переверзівської світи (тимошівської товщі) виявлено аналогічні структури «in situ», переважно в уламках кварцевого складу (рис. 3.4).



Рисунок 3.4 — Структура «in situ» (підірваних на місці ксенолітів) уламку кварцу та флюїдальність серицитових агрегатів з корозією кварцевих зерен.

Шліф, нік+, зб.90

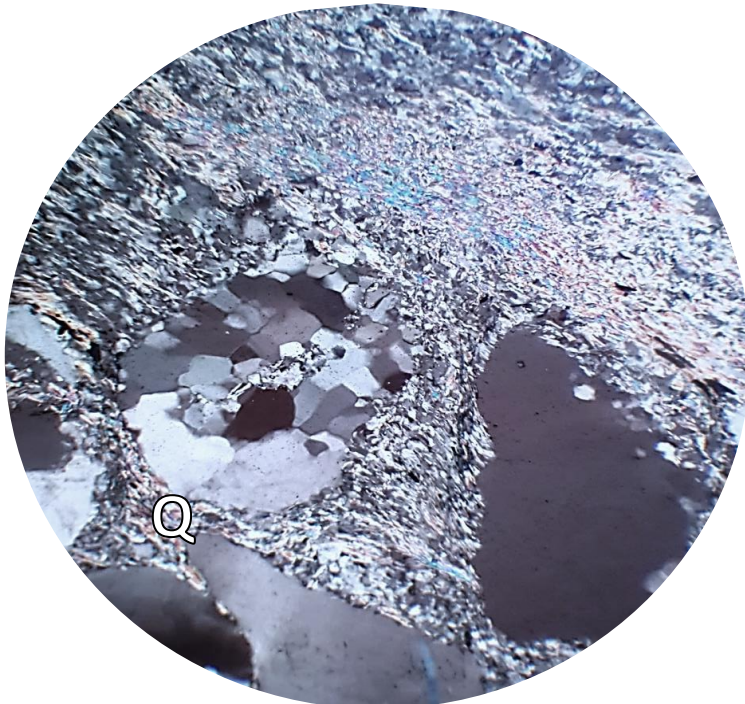


Рисунок 3.5 – Структура «сніжної грудки» уламків кварциту, уламки обкатаної та незграбної форми, флюїдальність кварц-серицитових агрегатів в цементі

метаконгломератобрекчії. Нік+, зб.90

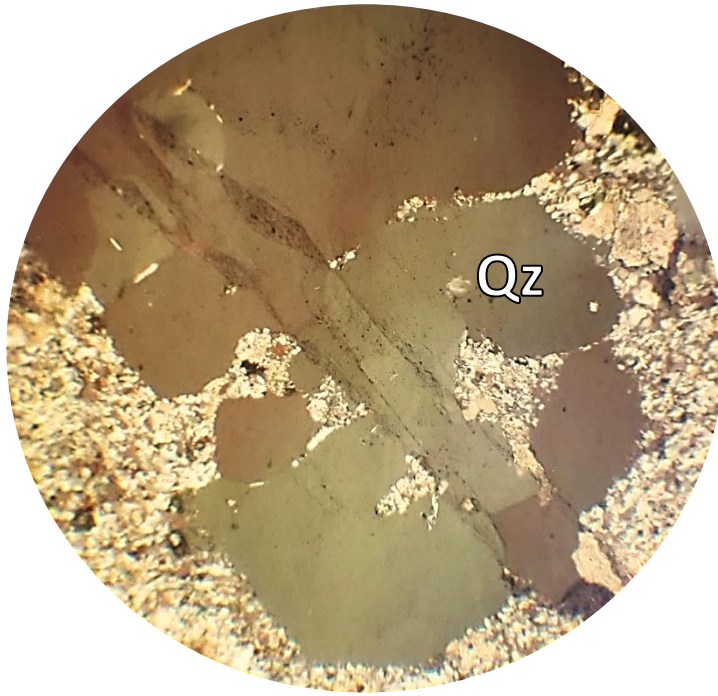


Рисунок 3.6 - Агрегати кварцу, що кородуються кварц-серицитовими агрегатами з флюїдальною мікротекстурою в цементі метаконгломератобрекчії.

Нік+. Зб.104

Алмазоносні філітоподібні породи, які є аналогічними за складом та структурними ознаками філінітам михайлівської світи та породам тимошівської товщі, виявлені в районі Діамантіна (Бразилія), в західній частині Східно-Бразильського щита [109]. В даному районі вони перекриті сланцево-кварцитовою серією Мінас, яка вміщує карбонатні, вулканічні та грубоуламкові теригенні відклади. Мінеральний склад характеризується наявністю серициту, хлориту, мартитизованого магнетиту, рутилу, анатазу. Для серицитової маси характерними є флюїдальність і релікти вкраплеників, які заміщені серицитом, іноді - з облямівкою гематиту (аналогія з філітами михайлівської світи).

Алмазоносні породи названі філітами через зовнішню схожість інтенсивно змінених серицитизованих і розсланцьованих первинних порід з філітами.

Текстури порід переважно масивні, іноді брекчієподібні. Брекчії містять значну кількість уламків порід серії Ітаколумі, зокрема алмазовмісних ітаколумітів – «гнучких» кварцитів, цемент яких складається з серициту, хлориту,

тальку. Породи аналогічного складу та структури зустрінуті у межах переверзівської світи (тимошівської товщі) (рис.3.7).

Філіти масивної текстури характеризуються переважно серицитовим складом, іноді з домішками хлориту та карбонату. При петрографічних дослідженнях в кварц-серицитовому матриці спостерігаються релікти флюїдальної текстури та фрагменти вкраплеників, заміщених серицитом.

Такі породи в районі Діамантіна вважаються одним з основних першоджерел алмазних розсипів більш молодого віку (від пізньо-протерозойських до сучасних).

За результатами попередніх досліджень [52], [62] обґрунтовано відповідність геологічних формацій білозерської серії в БЗКС нижній частині розрізу системи Вітватерсранд (михайлівська та запорізька світи – аналоги світи Хоспітел-Хілл, а переверзівської – Гавернмент Риф).

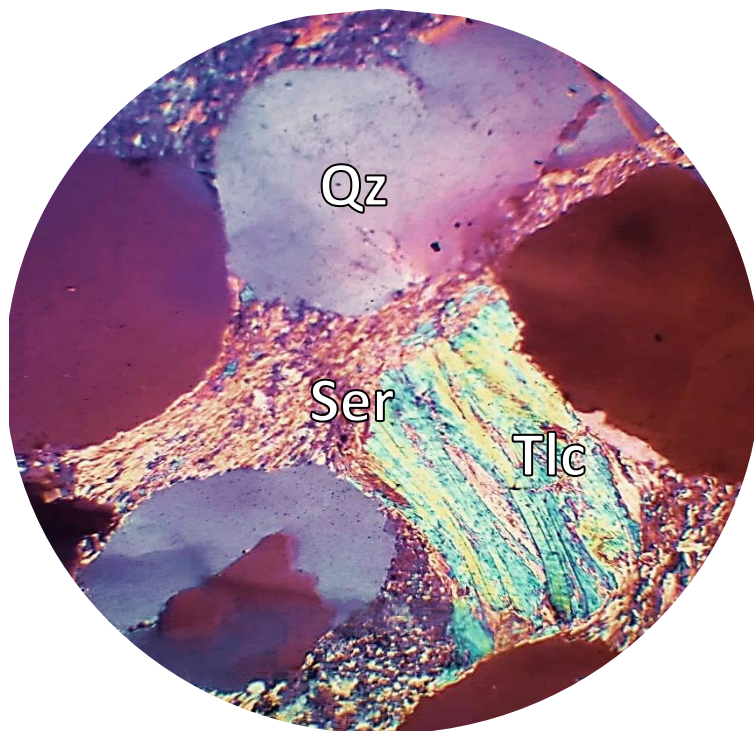


Рисунок 3.7 - Кварцит зі слюдистим цементом та уламком розщепленого талькового сланцю (аналог «гнучкого» алмазовмісного сланцю ітаколуміту району Діамантіна, Бразилія). Шліф, нік +, зб.90

Формації золотоносних конгломератів завжди викликали підвищену увагу у зв'язку з їх потенційною золотоносністю, за аналогією з конгломератами родовища Вітватерсранд. Слід відзначити, що промислове значення родовищ даного типу у межах зеленокам'яних структур не має великих перспектив. Рудні тіла проявів, які встановлено у межах Українського щита, утворені окремими прошарками конгломератів, гравелітів, пісковиків. Для прошарків характерними є незначні розміри та лінзоподібна форма. Родовища даного типу локалізовані в верхній осадовій частині розрізу зеленокам'яних поясів.

У межах Середньопридніпровського мегаблоку конгломерати даного типу виявлено в Білозерській та Верхівцевській ЗКС, в розрізах метаосадових відкладів конгломерато-пісковиково-сланцевої формації білозерської серії.

Геологічні умови локалізації золотоносних конгломератів у межах Українського щита вивчені недостатньо. Тривалий час вважалося, що конгломерати, які є аналогічними конгломератам Вітватерсранду, поширені в об'ємі скелюватської світи криворізької серії, але потенційно золотовмісними у метаконгломерато-пісковиково-сланцевій формації за даними О.Б. Боброва [8] є не весь її обсяг, а лише грубоуламкові відклади пролювіальних конусів виносу. Таким чином, пошукові роботи необхідно зосереджувати у найбільш сприятливих у палеогідродинамічному відношенні ділянках палеобасейну седиментації.

Сінгенетичні рудні формації білозерської серії у межах БЗКС представлені проявами апатиту, сірчаного колчедану у філітах та метапісковіках михайлівської світи, рудопроявами мідноколчеданих руд у верхньому горизонті запорізької світи, родовищами магнетитових кварцитів у межах головного залізорудного горизонту запорізької світи, проявами хроміту ліквацийного генезису в серпентинітах Південно-Білозерського масиву [40].

Прояви апатитової мінералізації в сієнітах були відкриті та описані [18], [39] в керні сверловин №№183, 321 на контакті конкської та білозерської серій у межах південно-західної частини південного блоку БЗКС. Рудопрояви представлені кварц-серицитовими сланцями з вмістом апатиту до 10 %. Вони утворюють прошарки потужністю по серед метатеригенних порід загальною потужністю до

120 м. Прошарки апатитвміщуючих кварц-серицитових сланців, потужністю 0,5 - 2,6 м, парагенетично пов'язані з метаосадовими породами михайлівської світи.

У верхньому прошарку встановлено наявність кислих метасифузивних порід. Мінеральний склад апатитвмісних сланців представлений кварцем (25-40 %), серицитом (20-35 %), карбонатами (10 – 30%), хлоритом (5 – 10 %) та апатитом (5 – 10 %) (рис. 3.8, 3.9). Хімічний склад апатитвмісних сланців визначено за результатами аналізів штучних проб з концентрацією  $P_2O_5$  1,31-2,05 %. Оцінка перспектив збагачення не проводилась.

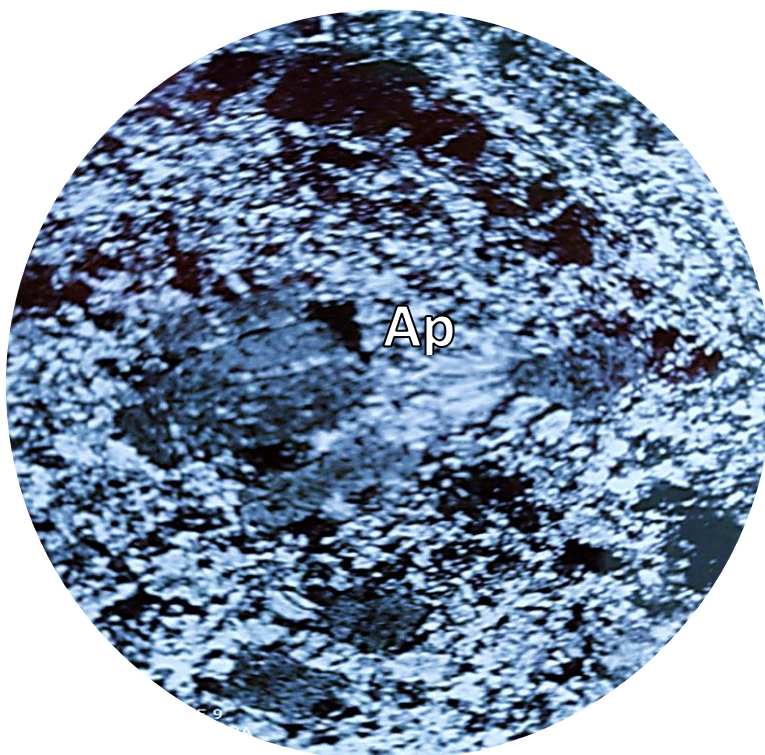


Рисунок 3.8 – Порфірові агрегати апатиту з проявами катаклазу та субпаралельною орієнтовкою порфірових вкраплень.

Нік+, зб.20

При зіставленні головних характеристик рудопроявів апатиту з промисловими кондиціями метаморфогенного апатит-силікатного технологічного типу руд встановлено несприятливі показники якості руд:

- 1) низький вміст  $P_2O_5$  - не більш 2 % проти мінімального в родовищах даного типу 3-4 %;
- 2) дрібнозернистість апатиту від 0,1 до 0,3 мм;

3) інтенсивна карбонатизація руд, що негативно впливає на якість апатитових концентратів.

Таким чином, мінералізація апатиту не має промислового значення та не потребує постановки пошуково-оцінювальних робіт.

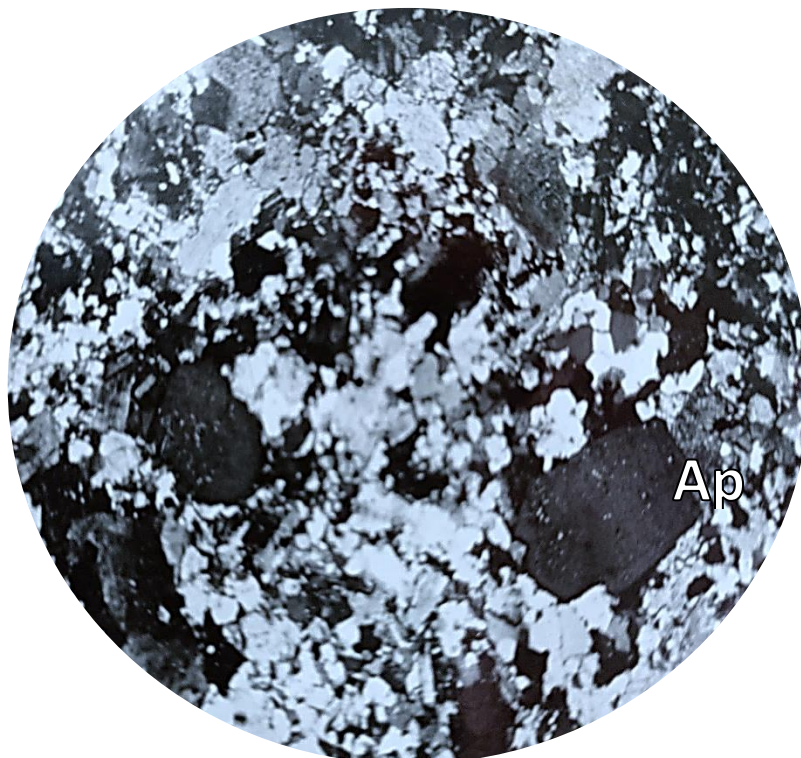


Рисунок 3.9 – Порфіроподібні агрегати апатиту в дрібнозернистій катаклазованій біотит-плагіоклаз-мікрокліновій масі.

Нік+, зб.20

Родовища бідних легкозбагачуваних залізних руд у вигляді магнетитових кварцитів головного залізорудного горизонту запорізької світи утворюють п'ять блоків, які роз'єднані глибинною зоною окислення. Кожний блок є самостійним родовищем магнетитових кварцитів. Всі блоки розвідані свердловинами на стадії пошукової оцінки або попередньої розвідки, а блок між Південно-Білозерським та Переверзевським родовищами розвіданий детально.

По всіх блоках підраховані прогнозні ресурси та частково запаси промислових категорій бідних руд. Геологічна будова, речовинний склад, технологічні властивості та генезис формації запорізької світи охарактеризовані у звітах [39], [40], [44] та детально не обговорюються.

До сингенетичних рудних формацій білозерської серії БЗКС належать також сірчано-колчедані рудопрояви піротин-піритової мінералізації в верхній частині розрізу михайлівської світи, які приурочені до шарів вуглецевих сланців.

Рудопрояви серицит-кремністо-пірит-піротинового складу розвинуті у вигляді шарів потужністю 5 – 20 см. Текстура переважно масивна, сланцювато-смуриста та брекчієподібна. Вміст сульфідів - до 50 %. Пірит та піротин є перекристалізованими (до розміру зерен 0,2-0,5 мм), але в середині деяких індивідів збережені релікти дрібнозернистої маси.

У складі розрізу часто зустрічаються прояви бідної колчеданої мінералізації з вмістом сульфідів до 10 %.

Всі форми колчеданних проявів не мають промислового значення внаслідок нерівномірного розповсюдження, малої потужності прошарків та низького вмісту сульфідів заліза.

Мідноколчеданні прояви відкриті та описані В.Ю.Коваленком та М.В.Кушиновим у складі розрізу верхнього сланцевого горизонту запорізької світи [33]. Характерною особливістю є наявність кислих метавулканітів серед хлоритових та магнетит-хлоритових сланців і кварцитосланців, які вміщують лінзи та прошарки залістих кварцитів, філітів та вуглецевих сланців.

Сульфідна мінералізація утворює лінзоподібні прошарки потужністю 5 - 20 см в хлоритових і магнетит-хлоритових сланцях. Спостерігаються як масивні колчеданні прошарки, так і прожилково-вкраплена мінералізація. Загальна потужність рудоносної зони - до 20-45 м .

Рудні мінерали представлені піритом та халькопіритом (рис. 3.10), вміст рудних мінералів 5-15 %. Спорадично зустрічаються піротин, магнетит та арсенопірит. Розмір зерен рудних мінералів до 0,1 - 0,5 мм.

Всі головні рудні мінерали зустрінуті у вигляді різних генерацій. Халькопірит та піротин спостерігаються у вигляді пойкилобластичних включень в піриті та як алотриоморфні агрегати; магнетит утворює облямівки по контурах піриту, або разом з халькопіритом формує січні прожилки по піриту.

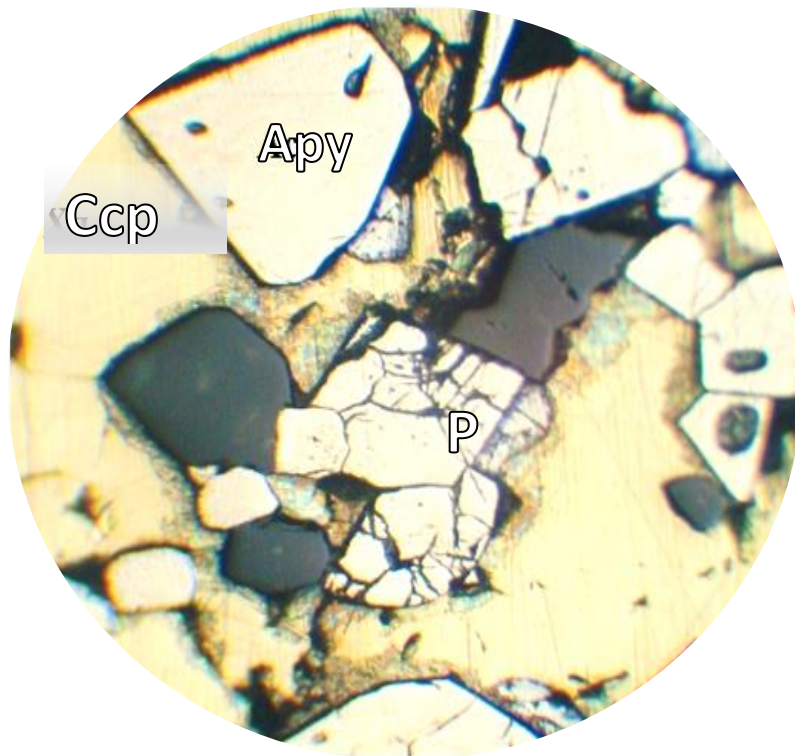


Рисунок 3.10 – Рудна мінералізація піриту, арсенопіриту та халькопіриту колчеданних прошарків магнетит-хлоритових сланців білозерської серії.

Аншлиф, Нік.ІІ, зб. 90

За результатами аналізів штуфних та секційних керових проб встановлено підвищений вміст Cu, Ni, Zn, Co.

За результатами досліджень [40] встановлено наявність аномалій срібла з домішкою золота, що дозволяє назвати рудну формацію срібловміщуючою.

Рудно-формаційний тип та витриманість рудної зони по простяганню дозволяють вважати доцільною можливість супутнього видобутку при проведенні вскришних гірничих робіт в верхньому сланцевому горизонті запорізької світи.

Зона мідного зруденіння є перспективною і у відношенні благородних металів, найбільш високі їх концентрації встановлені в марказит-піритовому і пірит-марказит-арсенопіритовому типах мінералізації, розвинутих у кварц-серіцитових сланцях, тонкошаруватих кварцитах і метаконгломератах білозерської серії.

Комплексні геохімічні аномалії дорогоцінних металів сингенетичного походження виявлені серед незмінених метасоматозом філітоподібних сланців та

метапісковиків михайлівської світи [40]. Для аномальних зон характерними є дрібнодисперсні форми виділення дорогоцінних металів та невеликі концентрації металів. Практичного значення даний тип мінералізації не має, але він є важливим при визначенні генезису дорогоцінних металів, як одне з імовірних джерел комплексної мінералізації ДМ.

Рудопрояви хромітової формації (хромшпінеліди в серпентинітах Південно-Білозерського масиву), який просторово пов'язаний з породами білозерської серії, промислового значення не мають, внаслідок заміщення хроміту гістерогенним магнетитом.

Таким чином, при обґрунтуванні перспектив сингенетичних утворень білозерської серії провідне значення мають магнетитові залізисті кварцити та рудопрояви мідноколчеданих руд. Рудопрояви та корисна мінералізація хромшпінелідів, апатиту та сірчаноколчеданих руд мають тільки металогенічне значення, оскільки вони характеризують загальну рудоносність білозерської серії у межах однойменної ЗКС та її положення в еволюційному ряду рудних формацій докембрію Українського щита.

Систематичний опис епігенетичних рудних формацій білозерської серії в БЗКС раніше наведено в роботах [40], [66]. Особливе значення серед епігенетичних формацій мають прояви мінералізації дорогоцінних металів гідротермально-пневматолітової групи та дислокаційно-метаморфічні гідротермальні рудопрояви тальк-магнезиту і хризотил-азбесту, залишкові гіпергенні руди та родовища полігенетичних (метаморфогенно-гіпергенних) багатих залізних руд.

Епігенетичні рудні формації розміщені в теригенних породах михайлівської світи, в залізистих кварцитах запорізької світи та у межах Південно-Білозерського серпентинітового масиву. Характерним для рудопроявів є структурний контроль зонами разломних дислокацій, внаслідок якого вони розповсюджені в різних породах білозерської серії.

Головними корисними копалинами епігенетичної серії рудних формацій білозерської серії в БЗКС слід вважати родовища багатих дисперсно-гематит-

мартитових руд саксаганського типу та золото-сульфідно-кварцеву малосульфідну формацію великих глибин, що складає основу комплексної мінералізації БМ завдяки просторовому суміщенню з іншими формаціями золота та ЕПГ.

За результатами попередніх досліджень, у межах Білозерської структури виділено 3 перспективних на дорогоцінні метали ділянки: Північно-Білозерська, Переверзівська, Південно-Білозерська.

При виділенні двох перших ділянок враховано присутність благородних металів у магнетитових кварцитах та можливість їхнього вилучення в процесі збагачення руд за результатами технологічних досліджень.

Виділення Південно-Білозерської ділянки також обумовлено наявністю ознак формації золото-малосульфідно-кварцевих руд промислового значення при великих масштабах її прояву.

Північно-Білозерська ділянка охоплює центральну та південну частини однойменного родовища магнетитових кварцитів. За ступенем вивчення з Північно-Білозерською більш вивченою є Переверзівська ділянка, границі якої збігаються з Переверзівським родовищем магнетитових кварцитів.

Виділення Південно-Білозерської ділянки обумовлено наявністю підвищеного геохімічного фону золота у чорносланцевій формації михайлівської світи у межах Південно-Білозерського родовища та аналогією з промислово освоєними родовищами у чорносланцевих товщах (Мурунтау, Хомстейк) [40], [66]. У золотовміщуючих чорних сланцях присутня сингенетична вкрапленість піротину, рідше піриту в кількості до 1-2 %.

Для геохімічних аномалій дорогоцінних металів зон грейзенізації порід михайлівської світи білозерської серії характерна наявність монометальних аномалій золота. Потужність аномальних зон 5 – 25 м, зони насичені структурами мікродеформацій.

Комплексна мінералізація дорогоцінних металів та поодинокі рудопрояви в гідротермальних метасоматитах серицит-карбонатної формації (літвеніт-березитів), вперше встановлені у 1996 р. [40]. За результатами досліджень,

проведених за участю авторів роботи встановлено, що зони ліственіт–березитів просторово поєднані з зонами вуглецевих метасоматитів з утворенням серицит-графітових філонітів.

Найбільш інтенсивно даний тип мінералізації виражений у породах лежачого боку Південно-Білозерського родовища.

Для зон аномалій характерна пластиноподібно-блокова будова. Зони залягають багатоярусно та формують паралельні групи з крутим східним падінням. Потужність розкритих на інтервалі 1300 м аномальних пластиноподібних блоків становить 25-375 м, при відстані між ними – 70 - 150 м. Протяжність аномальних зон за простяганням досягає 1000 – 2500 м.

Внутрішню будову аномальних зон раніше детально вивчено групою співробітників Державної гірничої академії ім. Артема (Національний технічний університет «Дніпровська політехніка») [40]. В процесі даних досліджень було встановлено, що внаслідок нерівномірного розподілу ДМ, зони характеризуються неоднорідною лінзоподібно-смугастою будовою з протяжністю аномалій від 3 - 20 до 150 – 200 м. Спорадично виявлено лінзоподібні відокремлення з підвищеною концентрацією ДМ потужністю від 0,5 - 0,7 м до перших метрів.

Закономірності структурного контролю зон геохімічних аномалій і рудоносних метасоматитів визначені формою та розмірами рудоконтролюючих структур 1-го рангу у вигляді зон вторинного розсланцювання, що перетинають площу БЗКС і утворюють внутрішню структуру вузла перетину 4 систем глибинних розломів (рис.3.11), що обумовило просторове суміщення різновікових, комплексних за складом, продуктів гідротермально-метасоматичного рудоутворення.

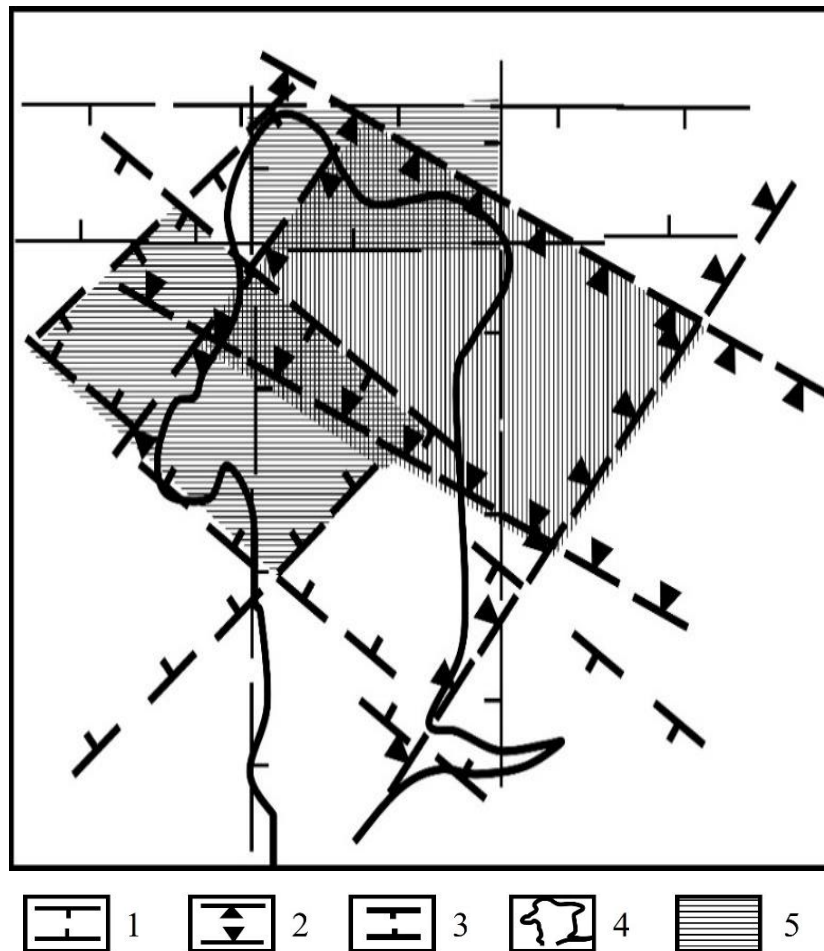


Рисунок 3.11 - Розташування Білозерської ЗКС у вузлі перетину систем глибинних розломів.

Умовні позначення: системи розломів:

1 – 0° та 270°, 2 – 35° та 305°, 3 – 45° та 315°; 4 – контур структури; 5 – зона вузла перетину систем розломів

Для головних закономірностей локалізації зруденіння характерним є розміщення рудної мінералізації в зонах серицит-графітових філонітів, які утворились за рахунок просторового суміщення зон метасоматитів ліственіт-березитової формації та вуглецевих метасоматитів і становлять до 70% об'єму всіх метасоматитів. Багатостадійний характер та просторове суміщення декількох різновікових мінеральних парагенезисів також є характерною ознакою зон проявів рудної мінералізації.

Концентрації дорогоцінних металів супроводжуються проявами сульфідизації, представлені піритом, піротином, халькопіритом і арсенопіритом (рис. 3.12).

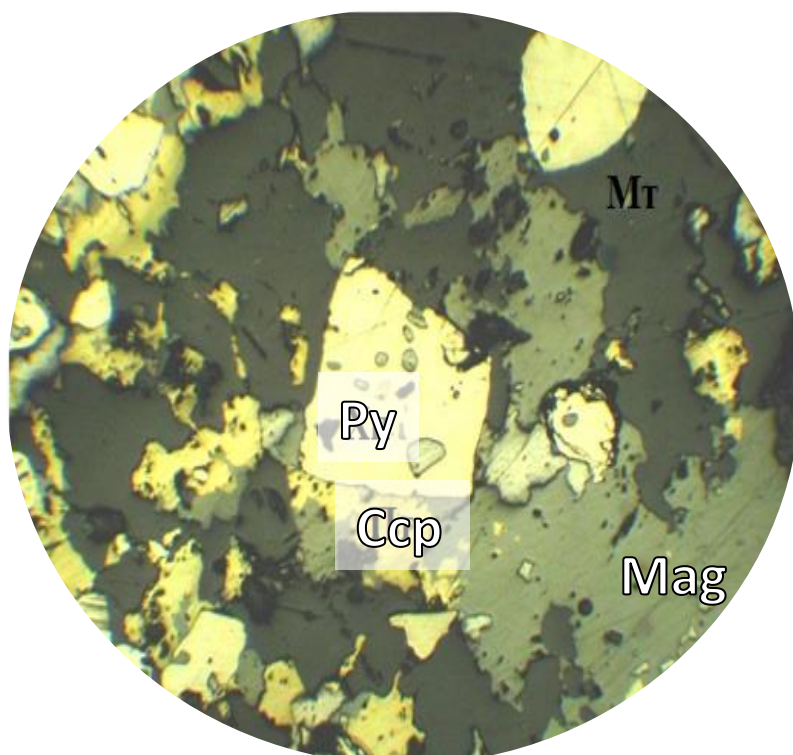


Рисунок 3.12 – Рудна мінералізація пірит-халькопірит-магнетитового складу зони аномальних концентрацій БМ.

Аншліф. Нік II, зб.90

За результатами сцинтиляційного спектрального аналізу визначено, що практично в усіх типах мінералізації БМ на 95-99 % представлені дисперсними частинками з розміром 3-15 мкм і тільки 3-5 % припадає на частку більших частинок 18-25 мкм. Головна БМ зосереджена в піриті, менша - у піротині, халькопіриті, арсенопіриті, кварці, магнетиті та карбонатах (рис.3.13).

Генезис комплексної мінералізації БМ обґрунтовано як гідротермальний дислокаційно-метаморфічний за участю гідротермально-пневматолітової мінералізації.

Даний висновок аргументовано відсутністю зв'язку з магматичними породами всередині БЗКС, неспівставно великими масштабами аномальних зон порівняно з дрібними тілами інтрузивних порід, збігом кордонів цих зон із

пластиноподібними блоками вторинного розсланювання порід, що становлять внутрішню структуру вузла перетину регіональних і глибинних розломів, що вміщують БЗКС.

З урахуванням геологічних та мінералого-геохімічних особливостей розглянуту мінералізацію віднесено до групи золото-сульфідно-кварцових рудних формацій, а всередині цієї групи - до малосульфідної рудної формації великих глибин (3-6 км) із золото-пірит-кварцовим типом руд.

Родовищами аналогами малосульфідної рудної формації великих глибин (3-6 км) із золото-пірит-кварцовим типом руд, яку виявлено у межах Південно-Білозерського родовища, запропоновано вважати родовища Хомстейк (рис.3.14) та Морро-Велью.

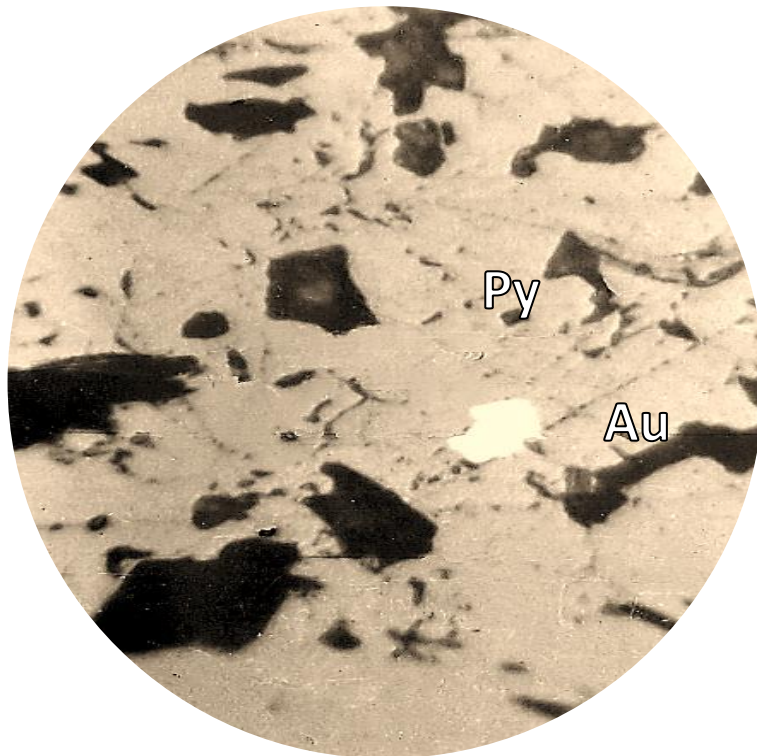


Рисунок 3.13 - Включення самородного золота в піриті.

Аншліф, Нік II, зб.500

Головні ознаки подібності підтверджено однаковим складом вміщувальних вулканогенно-терригенних формацій, речовинним складом рудної, жильної мінералізації та метасоматитів у вигляді кварц-карбонатних метасоматитів,

аналогічних кварцевим сидеритолітам михайлівської світи, положенням у зонах глибинних розломів і близькими формами рудовміщуючих структур.

У філітах БЗКС виявлено дві форми вуглецю: антраксоліт у вигляді розсіяної вкрапленості в сланцях та графіт, в зонах проявів дислокаційного метаморфізму. Вихідні породи - метапеліти та сидеритоліти.

Новоутворений парагенезис репрезентований серицитом та графітом при заміщенні метапелітів, при заміщенні кварцевих сидеритолітов спостерігається монографіт. Супутні рудні мінерали - рутил, пірит, арсенопірит. З зонами проявів вуглецевого метасоматозу просторово пов'язані концентрації дорогоцінних металів. Серицит-графітові метасоматити є індикаторами наскрізних рудоконцентруючих структур.

Охарактеризований комплексний тип мінералізації БМ зустрінуто на всій території БЗКС, серед порід геологічних формацій різного складу.

Найбільш значні прояви комплексної мінералізації дорогоцінних металів виявлено в тальк-магнезитових ліственитах серед серпентинітів Південно-Білозерського масиву та в лужних метасоматитах Північно-Білозерського родовища, які раніше детально описані у звіті [40].

Достовірна оцінка перспектив комплексної мінералізації БМ у метасоматитах ліственіт-березитової формації та вуглецевих метасоматитах можлива в теперішній час тільки на підставі металогенічних характеристик її рудно-формаційного типу, які, безсумнівно є сприятливими. Головними пошуковими критеріями мають послужити структурні та мінералого-геохімічні особливості зруденіння.

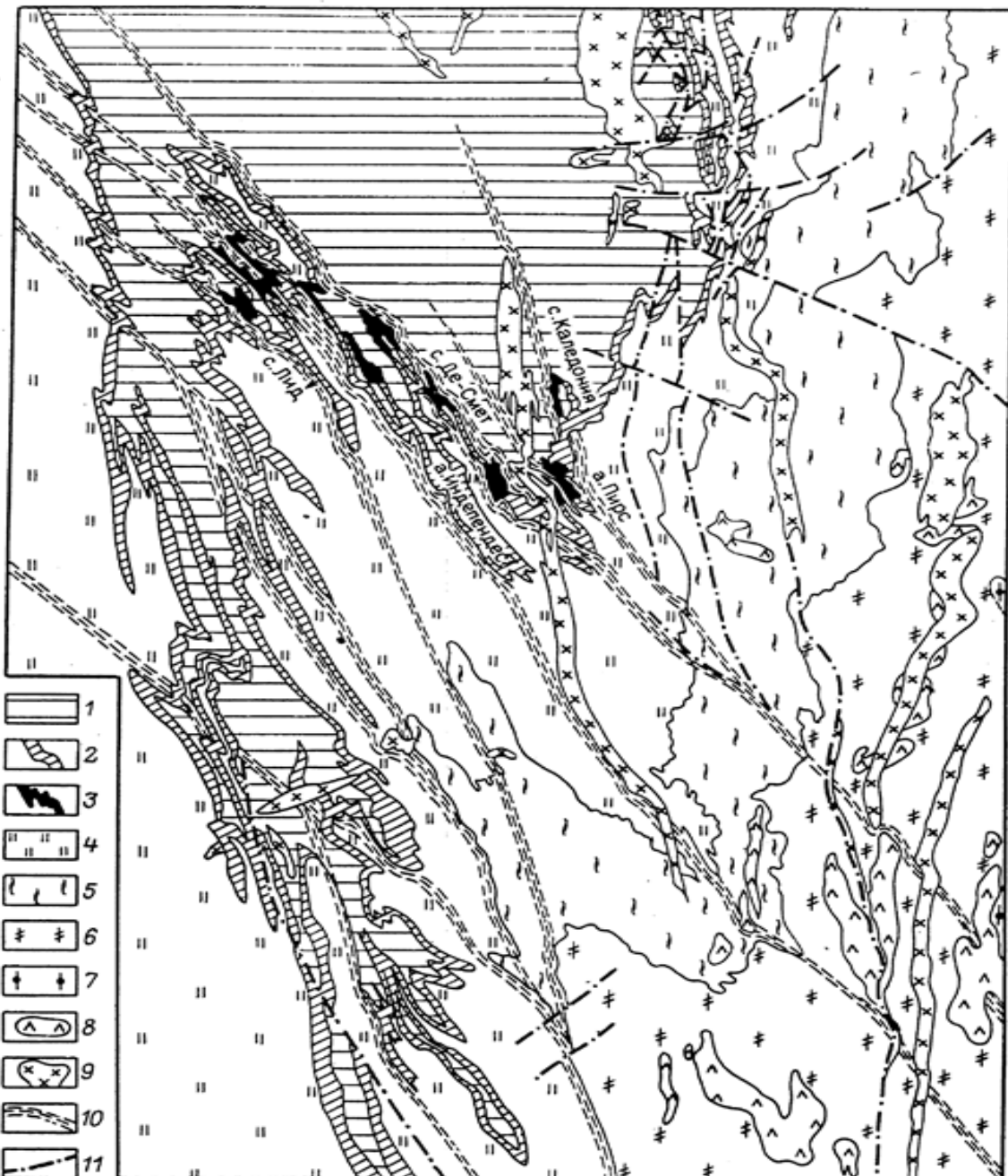


Рисунок 3.14– Геологічна схема рудного поля Хомстейк. За матеріалами К. Конді [34]

Умовні позначення:

1 – графітовані філіти; 2 – графітовані кумінгтонітові та карбонатно-кварцові сланці; 3 – куммінгтонітові сланці; 4 – філіти та кварцити; 5 – кристалічні сланці та філіти; 6 – серицитизовані та пиритизовані сланці з прощарками залізистих кварцитів; 7 – масивні філіти; 8 – сіли амфіболітів; 9 – штоки та дайки ріолітів, ріоліт-порфірів та монзонітів; 10 – докембрійські зони розсланцювання; 11 – докембрійські разломи

В цілому оцінка металогенічних параметрів зруденіння є сприятливою. Незважаючи на підпорядковану роль золота, цінність таких родовищ підвищується за рахунок комплексного складу мінералізації дорогоцінних металів (наявність платиноїдів та срібла).

За результатами зіставлення складу рудно-метасоматичних колон зеленокам'яних структур Середньопридніпровського мегаблоку зі схемою вертикальної зональності золоторудних об'єктів О. Ф. Коробейнікова [110] (рис. 3.15) встановлено, що прояви благородних металів характеризуються незначним рівнем ерозійного зрізу, що підтверджує збереженість верхніх частин рудних систем.

Серед епігенетичних неметалевих корисних копалин, які просторово суміщені з геологічною формацією білозерської серії, промисловим кондиціям відповідають прояви тальк-магнезитової сировини – стратегічно важливої для України, яка в теперішній час імпортується з ряду країн.

Важливе значення мають також рудопрояви поперечно-волокнистого хризотил-азбесту у межах Південно-Білозерського масиву серпентинітів. Потенціально промислове значення даних видів мінеральної сировини обґрунтовано раніше в роботах, зокрема за участю авторів монографії [76].

В результаті зіставлення геологічних параметрів проявів хризотил-азбесту з відомими промисловими типами родовищ, їх можна віднести до лабінсько-бредінського морфогенетичного підтипу. Формаційним типом проявів хризотил азбесту слід вважати родовища поперечно-волокнистого хризотил-азбесту дуніт-гарцбургітової формації.

Рудопрояви тальк-магнезитових порід в Білозерській ЗКС можна віднести до медведівського морфогенетичного підтипу родовищ тальку і талькового каменю, талькітів та тальк-магнезитів в породах дуніт-гарцбургітової формації, що обґрунтовано нерівномірним розподілом талькових и тальк-карбонатних порід у межах рудних зон, а також малими розмірами рудних тіл. Формаційний тип проявів талькітів і тальк-магнезитів в БЗКС – родовища в породах дуніт-гарцбургітової формації.

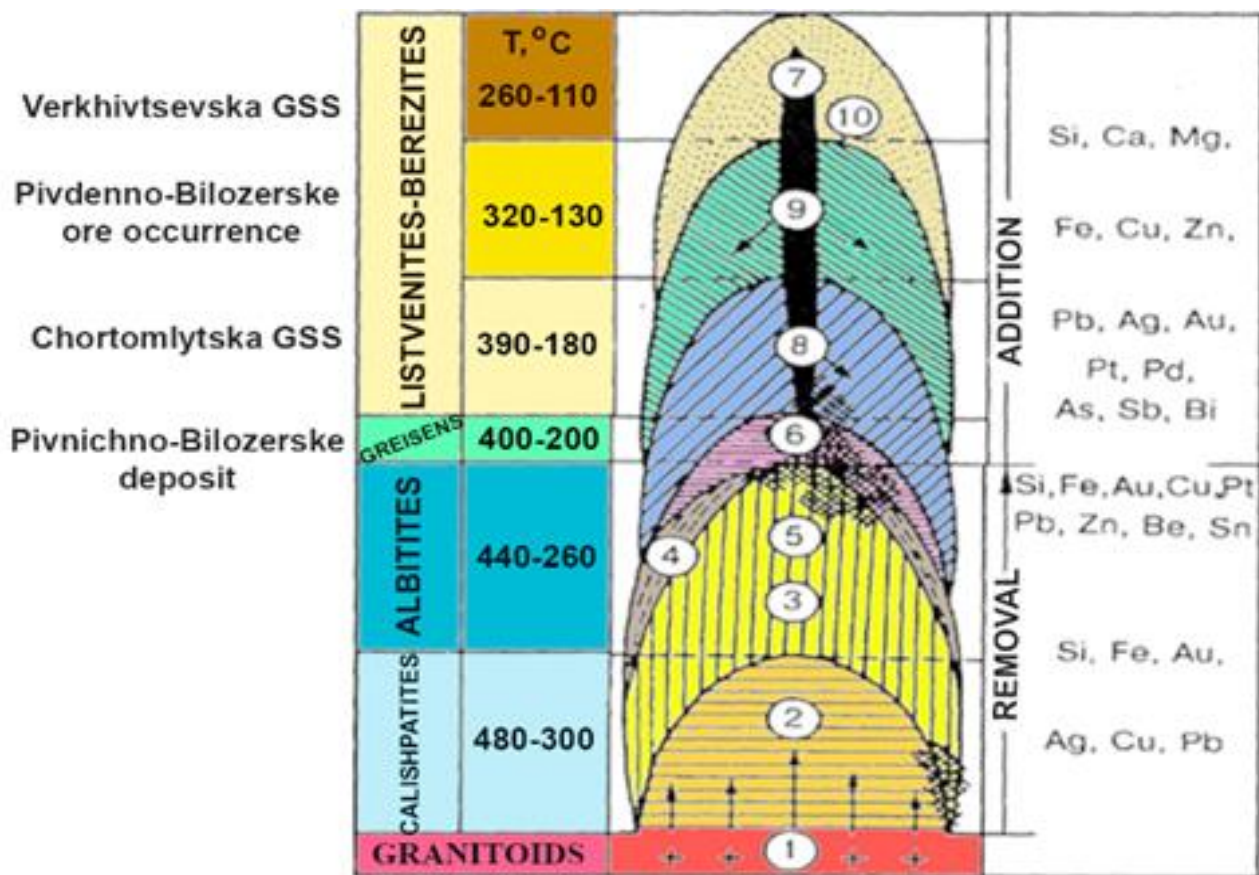


Рисунок 3.15 – Розташування зон метасоматитів, що вміщують зруденіння дорогоцінних металів у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку в схемі О.Ф.Коробейнікова [110]

У свою чергу, в межах Південно-Білозерського масиву ультрабазитів можна виділити серпентинітову ультрамафічну метаморфічну формацію.

Дана формація є рудовмісною для проявів тальк-магнезитів, що належать до низькотемпературних метасоматичних утворень формації лиственітів. Утворення даної формації не виявляють тісних зв'язків з магматичними проявами та просторово пов'язані із системами глибинних розломів.

У межах Південно-Білозерського масиву також виявлено різновиди потенційної гемологічної сировини у вигляді везувіан-гросулярових родингітів [40]. Родингіти на 75-95 % складені гросуляром, везувіаном та хлоритом у вигляді пеніну (5-25 %). У перехідних до серпентинітів зонах виявлено релікти

клінопіроксенів, магнетит, андрадит. В зонах ендоконтакту спостерігаються фрагменти серпентинітів та габро-долеритів.

Декоративні характеристики родингітів системно не вивчались. У відношенні генезису існують дві точки зору:

1. Родингіти є гранатитами магматичного походження.
2. Родингіти – продукт кальцієвого метасоматозу, результат винесення оксиду кальцію гідротермальними розчинами до бокових порід при серпентинізації.

### 3.2 Оцінка перспектив рудоносності білозерської серії в Конкський зеленокам'яній структурі

В Конкській ЗКС, в процесі проведення пошуково-розвідувальних робіт на залізні руди, виявлено Кирпотинське залізорудне родовище [7].

Родовище локалізовано в породах запорізької світи білозерської серії архею та представлено магнетит-гранат-амфіболовими кварцитосланцями з прошарками кварц-гранат-роговообманкових сланців, іноді з магнетитом; гранат-біотитовими гнейсами та малопотужними пачками метаморфізованих ультрабазитів. Потужність кори вивітрювання складає від 1 м до 11-12 м. Перекриваюча товща складена неогеновими та четвертинними піщано-глинистими утвореннями, загальною потужністю до 60 - 80 м.

У межах родовища бурі залізняка та вохристо-лімонітові руди, легіровані нікелем та кобальтом, розвинуті дуже обмежено. Вміст заліза досягає 54,7 %. Ділянка родовища в структурному відношенні є синклінальною складкою північно-східного простягання з падінням крил під кутами 27-35°, яка ускладнена серією різноорієнтованих розривних порушень.

У ході проведення пошуково-розвідувальних робіт встановлено наявність пластів залізистих кварцитів із підвищеним вмістом валового заліза, що в середньому досягає 24 %. За результатами виконаних досліджень здійснено підрахунок запасів руд до глибини 200 м за категоріями C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>. Водночас через

обмежені обсяги запасів і нестабільний вміст магнетитового заліза Кірпотинське родовище на сучасному етапі не має промислового значення.

У межах Конкської ЗКС також виявлено Веселянське родовище залізистих кварцитів. Веселянське родовище виявлено у межах невеликої витягнутої в північно-східному напрямку (до 4 км) магнітної аномалії інтенсивністю до 10 000 нТл. Площа родовища складає 1,8 км<sup>2</sup>. Родовище локалізовано в породах михайлівської світи білозерської серії, які представлені кварц-хлоритовими, хлорит-біотитовими, хлорит-карбонат-кварцовими, хлорит-карбонат-магнетит-кварцовими сланцями та залізистими кварцитами з проверстками метаріолітів. Кора вивітрювання представлена зоною дезінтеграції потужністю до 3-5 м. В структурному відношенні родовище являє собою монокліналь з крутим падінням порід на північний захід (70-75°). Рудний пласт потужністю 50-65 м залягає згідно з вміщуючими породами; простежений до глибини більш 300 м і представлений хлорит-карбонат-магнетитовими кварцитами. Вміст заліза коливається від 33 до 44%. На родовищі Конкською ГРП (1950-1953) виконані пошуково-розвідувальні роботи, внаслідок яких підраховані запаси залізних руд до глибини 200 м по категоріях С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub>. В зв'язку з малими запасами руди, а також з відсутністю технології збагачення подібних порід, Веселянське родовище на сьогодні практичного інтересу не становить.

Оцінку перспектив залізорудності Конкських магнітних аномалій проводив А.А. Настенко [47], який зробив негативний висновок про можливість виявлення в межах Конкської структури багатих залізних руд.

У ході ревізійних робіт, проведених в 1958 році С.Є. Федюшиним по переоцінці геологічних та геофізичних матеріалів районів розвитку залізисто-кременистих формацій Середнього Придніпров'я, зокрема Конкського залізорудного району, на основі аналізу геофізичних матеріалів зроблено висновок, що багаті гематит-мартитові руди в межах Конкської ЗКС відсутні.

Ділянки розвитку руд такого типу характеризуються аномальними значеннями сили тяжіння й невисокою магнітністю. За результатами геофізичних досліджень встановлено, що в Конкській структурі з підвищенням щільності

зростає магнітність. При проведенні пошуково-розвідувальних робіт мартигематитові руди не зустрінуті.

У теперішній час промислове освоєння Кирпотинського родовища є економічно недоцільним, проте в майбутньому, при розробці нової технології збагачення бідних руд та зниженням економічних вимог до руд такого типу, їх видобуток може стати рентабельним.

Знахідки золота вперше у межах Конкської ЗКС були виявлені в процесі проведення геологічної зйомки масштабу 1:50 000 та буріння Кирпотинського та Веселянського структурних профілів. За результатами ГГК, проведеного Янцівською ГЗП в пробах виявлений підвищений вміст золота. За результатами проведеного ГГК доведено достатньо високу перспективність КЗКС у відношенні дорогоцінних металів.

Найвищий вміст золота встановлений у складі кварцових жил, вскритих свердловинами, які пробурені у межах Кирпотинської синкліналі. Кирпотинська синкліналь складена строкатим набором порід михайлівської світи білозерської серії, який представлено чергуванням метавулканітів кислого складу, метапісковиків, метатуфопісковиків, парасланців альбіт-кварц-серицитових, карбонат-кварц-серицит-хлоритових, кварц-(альбіт)-хлоритових. Породи інтенсивно метасоматично змінені з утворенням зон окварцювання, карбонатизації, епідотизації, сульфідизації. Встановлено наявність кварцових, карбонат-кварцових прожилків та жил, зон катаклазу та мілонітизації.

В керні деяких свердловин серед скарнованих плагіогнейсів кварц-плагіоклаз-гранат-біотитових, кварц-ставроліт-серицитових, мусковіт-біотит-кварцових, кварц-хлорит-амфіболових сланців, у складі кварцових жил зустрінуті аномальні концентрації дорогоцінних металів. Супутня рудна мінералізація представлена молібденітом, арсенопіритом, кобальтином, ільменітом, піритом.

Зони метасоматичних змін характеризуються проявом окварцювання, карбонатизації та біотитизації вміщувальних порід.

У складі розрізу встановлено незначний розвиток сульфідної мінералізації, зустрінуті поодинокі зерна піриту, кобальтину, молібденіту, халькопіриту, арсенопіриту.

В керні деяких свердловин за результатами досліджень виявлені гранат-біотитові та біотитові гнейси й сланці, сланці гранат-роговообманкові, гранат-кумінгтонітові; кварцитосланці та гнейси гранат-біотитові з пачками світло-сірих різнокристалічних пегматитів, потужністю до 3,5 м та численними дрібними жилами сірого та світло-сірого кварцу. Виявлено зони тріщинуватості до утворення катаклазитів, зони окварцювання, карбонатизації, біотитизації, піритизації та скарноїдів. Рудна жила локалізується серед гранат-кумінгтонітових сланців (скарноїдів), які інтенсивно піритизовані зі смугами, збагаченими гранатом. У кварцовій жилах виявлено підвищений вміст золота.

В Конкській ЗКС найбільш високі концентрації золота у межах Кірпотинської сінклінали приурочені до зони контакту метапісковиків, метатуфопісковиків, філітоподібних сланців михайлівської світи білозерської серії (кварц-серицитових, кварц-серицит-хлоритових) з метавулканітами кислого складу. Найбільш високі концентрації спостерігаються у складі кварцевих прожилків, що перетинають породи михайлівської світи. Відсутність на даний час в межах Конкської структури перспективних рудопроявів золота обумовлена лише вкрай недостатньою вивченістю.

Для золоторудних провінцій характерні в цілому досить подібні пошуково-прогнозні критерії та ознаки, - локалізація в зонах зчленування крупних розломних зон (у випадку Конкської ЗКС - Мокромосковська, Хортицька та інш) з опіряючими розломами більш дрібних рангів. Характерними також є прояви епідот-амфіболітової та зеленосланцевої фацій метаморфізму, склад рудних формацій та ін.

Зони локалізації зруденіння характеризуються наявністю ділянок всерединопластових деформацій компетентних порід (амфіболітів, джеспілітів, кварцових сланців, кварцитів та інш) та їх контактів з некомпетентними породами (коматіїти, актинолітити, сланці, метапісковики та туфіти), ділянками

складчастих і розривних порушень в зонах розсланцювання, подрібнення й розсланцювання. Наявність інтрузивів кислого складу (в Конкській ЗКС - Лук'янівський та Мокромосковський гранітоїдні масиви), також є сприятливим фактором мобілізації та накопичення золота.

Як супутники зруденіння виявлені молібден, срібло, вісмут, цинк, мідь, нікель, бор та ін. Для зон зруденіння характерними є гідротермальні та гідротермально-метасоматичні процеси: окварцювання, карбонатизація, сульфідизація, пропілітизація, березитизація, грейзенізація та ін. Сульфідна мінералізація представлена піритом, піротином, халькопіритом, рідше галенітом, сфалеритом, вісмутином, марказитом.

Аналіз наявного фактичного матеріалу дозволяє вважати Конкську ЗКС перспективною на пошуки золота із виділенням найбільш перспективних ділянок: Кирпотинське металогенічне поле (аналог - Чортомлицьке золоторудне поле, б. Широка) – в межах однойменної синкліналі, Веселянське - (аналог Солонянське рудне поле, Сурська ЗКС) та мало вивчене Проміжне – (аналог Чортомликського золоторудного поля).

У межах Конкської ЗКС було виявлено декілька висококонтрастних геохімічних аномалій хрому [29], [80]. Найвищий вміст хрому виявлено в озалізненій корі вивітрювання парапорід михайлівської світи.

Підвищений вміст хрому встановлено також в магнетитвміщуючих парапородах, скарноїдах та залістих кварцитах. Усі виявлені аномалії хрому практичного значення не мають.

В процесі проведення ГГК-50 Янцівською ГЗП виявлено пункт мінералізації міді в свердловині, яка пробурена у межах тектонічної зони північно-східного простягання, яка ускладнює східне крило Кирпотинської синкліналі, що складене породами михайлівської світи білозерської серії. Породи тектоно-метасоматичної зони подрібнені, мілонітизовані, окварцовані, карбонатизовані, хлоритизовані, інтенсивно сульфідизовані. В пробі, відібраній з даної зони, за результатами спектрального та хімічного аналізів виявлено супутню мінералізацію Cu, Co, Ni, Cr.

Сульфідна мінералізація спостерігається у вигляді вкраплень, тонких прожилків або плівок на площинах тріщинуватості та представлена переважно піритом та халькопіритом. Підвищені вмісти міді також відмічені в свердловинах, пробурених Янцівською ГЗП [6], [7]. За даними хімічного аналізу вміст міді в них не перевищує параметрів геохімічних аномалій.

Найбільш високий вміст міді серед серицит-хлоритових сланців михайлівської світи в кварцовій жилі з прожилково-вкрапленою мінералізацією піриту і халькопіриту, яка приурочена до приконтатової зони жили. В межах дослідженої території виділено 5 площових аномалій (первинних геохімічних ореолів) міді. Фактичний матеріал свідчить про незначну перспективність виявлення промислових вмістів міді та елементів-супутників.

Підвищений вміст молібдену, який відповідає параметрам прояву, виявлений при проведенні пошуково-розвідувальних робіт на залізо Конкською партією у межах Кірпотинської ділянки. В свердловинах зустрінуті кварцові жили з вкрапленістю молібденіту. Свердловини перебурили контакт між мокромосковськими гранітами та парасланцями михайлівської світи, що містять кварцові прожилки. В прожилках кварцу виявлено луски та розетки молібденіту, інколи вони досягають розмірів 4-5 мм у діаметрі. Розподіл вкрапленості є дуже нерівномірним. Вміст молібдену в пробах, відібраних по керну названих свердловин не є витриманим. В деяких свердловинах, на площинах тріщинуватості у мокромосковському граніті спостерігаються суцільні примазки молібденіту.

В процесі виконання завдань ГГК [7] авторами звіту проведена оцінка товщ високоглиноземистих порід на рідкіснометалеві пегматити. Високоглиноземисті породи виявлено в розрізі михайлівської та запорізької світ білозерської серії. В процесі буріння свердловин розкриті тіла пегматитів, в екзоконтактах з якими широко розвинуті гідротермальні та гідротермально-метасоматичні процеси грейзенізації, флогопітизації, біотитизації, мусковітизації, окварцювання, карбонатизації, сульфідизації.

У межах зон зазначених метасоматичних змін встановлено прояви та пункти мінералізації, а також зафіксовано висококонтрастні геохімічні аномалії рідкіснометалевих елементів і благородних металів.

При петрографічному вивченні встановлено, що породи інтенсивно перероблені гідротермально-метасоматичними процесами: карбонатизовані, окварцовані, грейзенізовані, скарновані, хлоритизовані, піритизовані. Спостерігається велика кількість різноорієнтованих кварцових та кварц-карбонатних прожилків потужністю до 0,6 м.

В деяких інтервалах свердловин зустрінуті тіла кварц-мікроклін-олігоклазальбітового пегматиту з крупними лусками й гніздами зеленої слюди. Породи катаклазовані мілонітизовані, окварцовані, біотитизовані, хлоритизовані.

За результатами аналітичних досліджень встановлено комплексний характер зруденіння з підвищеним вмістом рідкісних металів.

При порівнянні геолого-структурної позиції відомих в світовій практиці рідкіснометалевих пегматитових поясів з подібною в межах дослідженої площі, зроблено висновок про їх ідентичність за наступними факторами:

- наявність крупних регіональних глибинних розломних зон (у випадку Конкської ЗКС - Хортицька та Мокромосковська), з якими пов'язані пегматитові пояси, - недостатня вивченість Конкської ЗКС та її обрамлення не дозволяють виділити однойменні пегматитові пояси (поля);
- утворення крупних від'ємних складнопобудованих геосинклінальних структур в фундаменті щитів і платформ, якою є Конкська ЗКС;
- наявність широких пологих складок, складених різними за компетентністю (щільністю і пластичністю) породами, у випадку Конкської ЗКС - від кварцитів, залізистих кварцитів до хлоритових сланців та філітів;
- відповідні фації метаморфізму – ставроліт-(кордієрит)-амфіболітова та альмандин-амфіболітова;
- прояви контрастного магматизму від ультрамафітового до кислого та лужного (ультрабазити, лейкограніти, трахіти, сієніт-порфіри);

– наявність малих інтрузивів всередині складнобудованих частин геосинкліналі (гранітоїдний масив в межах Кирпотинської синкліналі), більшість з яких в межах площі не вивчена, що явно обмежує оцінку перспективності району.

Таким чином, з вищенаведених фактів можна зробити висновок, що Конкська ЗКС та її обрамлення перспективні на виявлення рідкіснометалевих та тісно пов'язаних з ними рідкісноземельних пегматитів.

У межах Конкської ЗКС розташоване Веселянське родовище талькомагнезитів, що приурочене до однойменної інтрузії варварівського комплексу. В генетичному відношенні талькомагнезитові породи (рис 3.16) є продуктом метаморфічного перетворення ультрабазитових порід варварівського комплексу, що залягають серед амфіболіт-сланцевої товщі конкської та білозерської серій верхнього архею.

Довжина покладу талькомагнезитів - 5 км, ширина змінюється від 30-50 до 300 м; потужність розкриття складає 20-60 м. Мінералогічний склад порід на родовищі добре витриманий, тальк та магнезит вміщуються в рівних кількостях.

За результатами технологічних випробувань вогнетривкість знаходиться в межах 1370-1670°. Висновки лабораторно-технологічних досліджень обґрунтовують можливість використання талькомагнезитів Веселянського родовища для виготовлення вогнетривів основного складу шляхом попереднього помолу та брикетування сирого талькомагнезиту з випалом при температурі 1450-1500° [7].

Для сучасних напрямків світового виробництва магнезійних вогнетривів характерними є тенденції, що враховують ефективність впровадження конверторного способу виплавки сталі замість мартенівського, для якого необхідною умовою є використання магнезійних вогнетривів високої якості.

В Україні також здійснюють поступовий перехід від використання форстеритових вогнетривів на користь периклазових вогнетривів і магнезитових порошків.

В 70-х роках минулого століття потреба в форстеритових вогнетривах складала 150 тис. т на рік, в сучасних умовах вона складає 7-8 тис. т на рік. Суттєво підвищились також вимоги до якості вогнетривів та сировини та сировини для їх виготовлення. Вміст MgO в периклазових вогнетривах нині має бути не менше 88%.

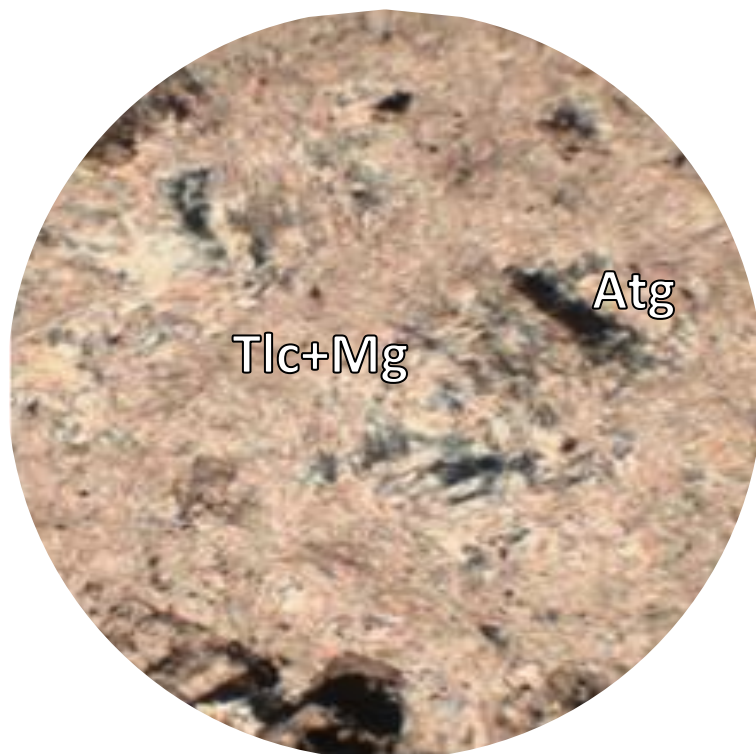


Рисунок 3.16– Тальк-магнезитова порода Веселянського родовища з реліктами антигориту та мінералізацією магнетиту.

Нік+, зб.90

Одним із перспективних напрямків забезпечення стійкого розвитку мінерально-сировинної бази України у відношенні магнезійної сировини високої якості та забезпечення вітчизняних підприємств магнезитовими порошками, може стати виробництво оксиду магнію із серпентинітів.

Перспективність даного напрямку полягає в тому, що на відміну від тальк-магнезитів та інших ультраосновних порід, серпентиніти в подрібненому вигляді легко розчиняються у кислотах. В Канаді, Австрії, Росії та Грузії на їх основі налагоджене виробництво не тільки магнезитових порошків, а і металічного магнію [71].

### 3.3 Оцінка перспектив супутніх залізу рудних формацій білозерської серії у межах Верхівцевської зеленокам'яної структури

Верхівцівська ЗКС є однією з найбільш перспективних у відношенні перспектив відкриття промислових родовищ золота. В її межах відкрито рудопрояви дорогоцінних металів, пункти мінералізації, точкові геохімічні аномалії благородних металів. Золоторудні об'єкти зосереджені в межах трьох рудних полів – Вільнохутірського, Варварівського та Адамівського [90].

В контексті визначення перспектив золотоносності білозерської серії у межах Верхівцевської ЗКС, слід відзначити Варварівський рудопрояр, який виявлено у межах Центрально-Верхівцівського розлому, у західному екзоконтакті Варварівського ультраосновного масиву.

Рудопрояр локалізований в метасоматитах кварц-хлорит-карбонат-альбітового складу та філітоподібних сланцях білозерської серії. Породи білозерської серії розвинуті у вигляді вузької смуги, згідної з простяганням порід центральної частини Верхівцівської структури, яка врізається вздовж розлому у Варварівський ультраосновний масив [90].

Довжина смуги – до 1300 м, ширина 50-150 м. У приконтатовій зоні породи розсланцьовані, перем'яті та змінені процесами карбонатизації окварцювання, альбітизації та вуглецевого метасоматозу.

Високі концентрації золота пов'язані з зонами епідот-кварц-хлорит-альбітових метасоматитів (рис. 3.17) та секретійними кварц-карбонатними прожилками з мінералізацією піриту, арсенопіриту, халькопіриту.

Вміст золота не має прямої залежності від вмісту сульфідів у рудній зоні. Найбільш інтенсивну сульфідну мінералізацію зафіксовано в зальбандах карбонат-кварцевих прожилків.

За результатами пошукових робіт [14], [98] в межах рудопрояву встановлено три золотоносні смуги, пов'язані з сульфідною мінералізацією. Першу смугу золотовмісної сульфідної мінералізації потужністю від 2,7 до 3,5 м

за простяганням простежено на північний захід на 120 м, вона розташована в зоні контакту тальк-карбонатних порід з серпентинітами.

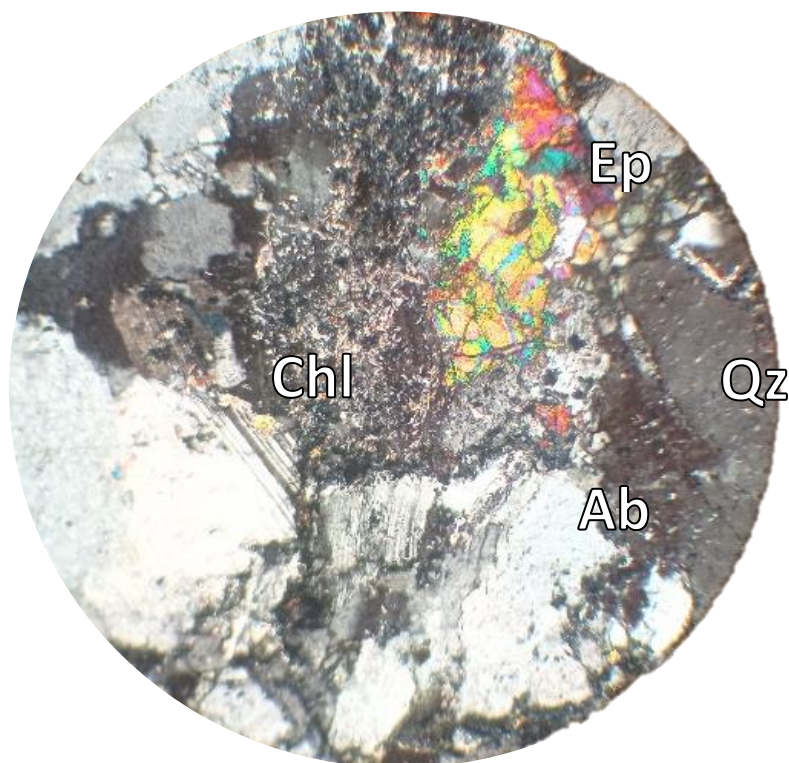


Рисунок 3.17 - Хлорит-карбонат-епідот-кварц-альбітовий метасоматит.  
Шліф, нік+, зб.90

Крім золота в смугі виявлено сульфіди нікелю, кобальту і миш'яку. На захід від першої встановлено другу золотоносну смугу. Вона належить до західного контакту масиву з філітоподібними сланцями та метапісковиками.

Сульфідне зруденіння з золотом локалізовано в альбіт-мусковітових і кварц-альбітових метасоматитах, сульфідна мінералізація представлена сульфідами Ni, Co, Ag, Sb, Pb. Самородне золото виявлено в асоціації з буланжеритом і піритом.

Третя золотоносна смуга з кобальтом і міддю переважно пов'язана з пачкою сланців основного складу серед ультрабазитів. В зелених сланцях розкрито лінзовидне тіло потужністю 10,0 м з кобальт-мідним зруденінням.

В свердловинах, які пробурені в зоні Центрально-Верхівцевського розлому, в кварц-карбонат-хлоритових сланцях михайлівської світи виявлено висококонтрастні геохімічні аномалії міді.

Гранівський пункт мінералізації, відкрито в процесі структурно-профільного буріння [90]. Породи, які вміщують зруденіння, належать до утворень білозерської серії. У складі розрізу приблизно в рівних обсягах перешаровуються метапісковики і філітоподібні сланці з прошарками метаалевролітів, потужністю до 3 м. Зустрінуті також ультрабазити (серпентиніти та тальк-карбонатні поріди).

Породи, що вміщують зруденіння, катаклазовані та інтенсивно перероблені метасоматичними процесами. Мінеральний склад метасоматично змінених порід обумовлено складом вихідних порід, що заміщувались. Головні різновиди представлені кварц-альбіт-хлорит-карбонатними, серицит-кварц-карбонатними літвенітами і карбонат-кварц-альбіт-серицитовими літвеніт-березитами. Зони зруденіння характеризуються потужністю до 15 м та простежені на 150-170 м. Вміст сульфідної мінералізації є нерівномірним, в середньому складає 3-5 %, на окремих ділянках – до 20-30 %.

Зони розвитку сульфідної мінералізації простежені на глибину більш ніж на 300 м, склад мінералізації суттєво не змінюється. Падіння зон південно-західне, близьке до вертикального.

Рудна мінералізація має комплексний склад. Серед головних мінералів встановлено пірит, піротин, пентландит, тетраедрит, кобальтин, герсдорфіт, корініт, ульманіт, мілерит, сфалерит, арсенопірит, галеніт, антимоніт, буланжерит, борніт та самородне золото. Вміст золота в зонах низький, складає тисячні-десяті частки г/т. Більш високі концентрації золота зустрічаються в центральній зоні рудопрояву. У південній частині рудопрояву, у зонах сульфідної мінералізації встановлено підвищені концентрації золота. У складі буланжерит-галеніт-пірит-карбонат-кварцевого прожилків серед тальк-карбонатних порід встановлено підвищений вміст сурми та свинцю. У піриті, халькопіриті, карбонаті і кварці золото розвивається по тріщинах. Таким чином, на Гранівській ділянці встановлено лише одиничні малопотужні інтервали із підвищеним вмістом золота, що не дозволяють віднести їх до рудних тіл і, відповідно, зруденіння класифіковане як пункт мінералізації.

Серед неметалевих корисних копалин, які просторово пов'язані з породами білозерської серії в ВЗКС слід відзначити серпентиніти Варварівського ультрабазитового масиву (рис. 3.18), які є перспективними на гостродефіцитну для України магнезійну та азбестову сировину.

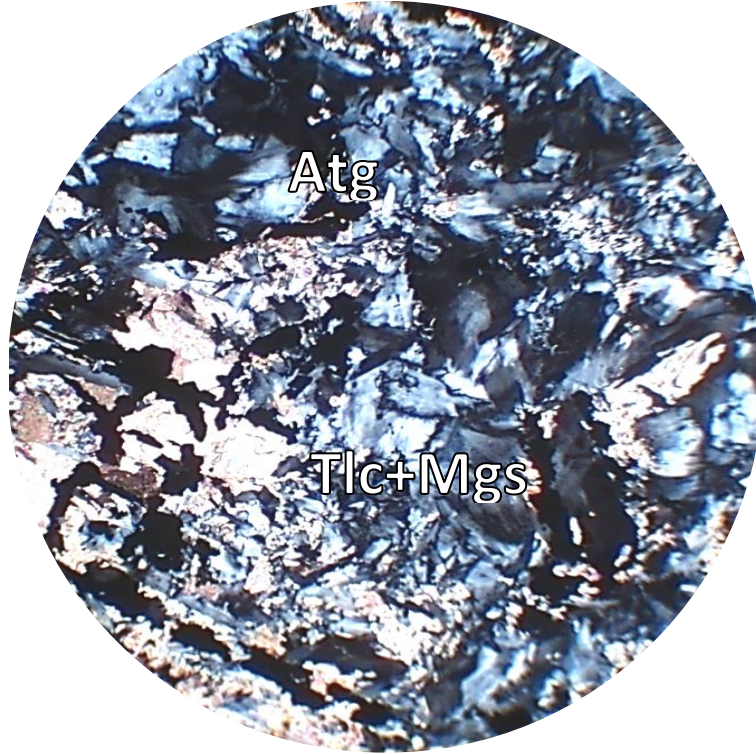


Рисунок 3.18 – Розвиток тальк-магнезитових агрегатів по хризотилу в серпентиніті Варварівського масиву.

Нік+, зб.90

Варварівський масив ультрабазитів локалізовано в центральній частині Верхівцевської синкліналі. Він простягається в північно-західному напрямку вздовж лінії Центрально-Верхівцевського розлому на відстань до 3 км. Глибина залягання кристалічних порід тут близько 80 м.

За даними пошуково-оцінювальних і розвідувальних робіт минулих років [14], ультрабазити різного складу утворюють верствоподібні, лінзовидні тіла з південно-західним падінням під кутом 85-90° поблизу західного контакту масиву та 60-70° поблизу східного. Для Варварівського масиву характерною є зональна будова.

Ядро масиву складено дунітами та серпентинітами переважно хризотил-лізардит-антигоритового складу; в периферійній частині розвинуті отальковані й карбонатизовані серпентиніти, тальк-карбонатні, хлорит-карбонат-талькові породи, тремоліти, актиноліти.

Для серпентинітів Варварівського масиву на відміну від ультрабазитових масивів БЗКС та КЗКС характерними є прояви бруситизації та карбонатизації, що обумовлюють найбільш високий (до 43,5 мас.%) вміст оксиду магнію та витриманість цього показника в геологічних розрізах.

Домішки бруситу й магнезиту сприяють підвищенню вогнетривності магнезійно-силікатних порід. Середній вміст хімічних компонентів у складі серпентинітів Варварівського масиву (мас.%): MgO - 39,92; CaO - 0,35; SiO<sub>2</sub> - 33,98. Зазначене обумовило вибір Варварівської ділянки в якості одного з пріоритетних об'єктів проведення розвідувальних робіт на магнезійну сировину в Середньопридніпровському мегаблоці Українського щита [45], [46].

За результатами оцінки перспектив рудних формацій білозерської серії в ЗКС Середньопридніпровського мегаблока Українського щита розроблено їх генетичну класифікацію (табл.4.1).

При розробці класифікації проведено розподіл рудопроявів та родовищ корисних копалин сингенетичні та епігенетичні по відношенню до вміщуючих порід. Класифікація враховує генетичні групи, класи, типи рудних формацій, локалізацію рудопроявів та родовищ у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку УЩ та оцінку практичного значення.

Таблиця 3.1 – Генетична класифікація родовищ та рудопроявів корисних копалин білозерської серії в ЗКС Середнього Придніпров'я

<i>Генетична група</i>	<i>Генетичний клас</i>	<i>Рудна формація</i>	<i>Корисна копалина</i>	<i>Локалізація рудопроявів та родовищ у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку УЩ</i>	<i>Практичне значення рудопроявів та родовищ</i>
<b><i>Сингенетичні рудні формації</i></b>					
Магматична	Ліквідаційний	Платиновмісна хромітова в дуніт-перидотитових комплексах	1. Рудопрояви хроміту в серпентинітах	БЗКС - Південно-Білозерський масив КЗКС – Веселянське родовище тальк-магнезитів	Не мають - внаслідок заміщення хроміту гістерогенним магнетитом та виносу платиноїдів при серпентинізації
	Пізно-магматичний	Апатитових руд в лужних породах	2. Рудопрояви апатиту в сієнітах	БЗКС – контакт порід конкської та білозерської серії, південно-західна частина південного блоку структури	Не мають промислового значення внаслідок низького вмісту P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> та дрібнозернистої структури апатиту, нерівномірної карбонатизації, що негативно впливає на якість руд
Осадова	Хімічний	Апатитоносних сланців у віддалених кремністо-сланцевих геологічних формаціях	3. Прояви мінералізації апатиту в кварц-серицитових філітоподібних сланцях	БЗКС, південний блок структури -метаосадові породи михайлівської світи	Не мають промислового значення внаслідок низького вмісту P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , дрібнозернистості апатиту та нерівномірної карбонатизації руд, що негативно впливає на якість апатитових концентратів

<i>Генетична група</i>	<i>Генетичний клас</i>	<i>Рудна формація</i>	<i>Корисна копалина</i>	<i>Локалізація рудопроявів та родовищ у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку УЩ</i>	<i>Практичне значення рудопроявів та родовищ</i>
	Вулканогенно-терригенно-осадовий	Залізисто-кремніста ріодацит-сланцева формація (білозерський тип)	4. Родовища магнетитових кварцитів	БЗКС- родовища легкозбагачуваних залізистих кварцитів	В БЗКС має промислове значення
				КЗКС - Веселянське та Кирпотинське родовище залізистих кварцитів в породах запорізької світи білозерської серії	В КЗКС – Веселянське родовище промислового значення не має, Кирпотинське – імовірно промислове значення при розробці нової технології збагачення бідних руд та зниженні економічних вимог до руд даного типу
	Вулканогенно-осадовий	Сірчаноколчеданна формація	5. Рудопрояви та піротин-піритова мінералізація у вуглецевих сланцях михайлівської світи	БЗКС – вуглецеві сланці михайлівської світи, південний блок структури	Не мають промислового значення внаслідок незначних масштабів розповсюдження, невеликої потужності прошарків рудної мінералізації та низького вмісту сульфідів заліза
		Мідноколчеданна срібловмісна формація, (парагенетичний зв'язок с кислими метавулканітами)	6. Рудопрояви та халькопірит-піритова мінералізація в серицит-хлоритових сланцях	БЗКС - Південно-Білозерське родовище, верхній сланцевий горизонт запорізької світи	Імовірно промислове значення, доцільність вилучення - в процесі проведення вскришних гірничих робіт в верхньому сланцевому горизонті запорізької світи або в процесі розвідки родовищ магнетитових кварцитів БЗКС

<i>Генетична група</i>	<i>Генетичний клас</i>	<i>Рудна формація</i>	<i>Корисна копалина</i>	<i>Локалізація рудопроявів та родовищ у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку УЩ</i>	<i>Практичне значення рудопроявів та родовищ</i>
	Хемогенно-кlastогенний	Золото-платиноїдна формація в чорносланцевих товщ офіолітових поясів	7. Геохімічні аномалії Au, Pt, Pd в метатерригенних порода	БЗКС – серед незмінених метасоматичними процесами чорних та філітоподібних сланців, метапісковиків та метагравелітів михайлівської світи (Південно-Білозерське родовище)	Самостійного промислового значення не мають, але важливі у генетичному відношенні як одне з імовірних джерел мінералізації дорогоцінних металів в БЗКС
<b><i>Епігенетичні формації</i></b>					
Гідротермальна		Апоалюмосилікатних турмалін-кварц-біотитових грейзенів	8. Геохімічні аномалії золота в грейзенізованих метапелітах михайлівської світи	БЗКС - геохімічні аномалії золота в грейзенізованих метатерригенних породах михайлівської світи Південно-білозерського родовища	В БЗКС імовірно промислове значення
	Гідротермально-дислокаційно-метаморфічний	Малосульфідна золото-сульфідно-кварцева великих глибин	9. Рудопрояви Au, Ag, Pt, Pd в метасоматитах серицит-карбонатної формації та вуглецевих метасоматитах	БЗКС –рудопрояви метасоматично змінених породах михайлівської світи Південно-Білозерського родовища КЗКС – підвищені концентрації золота у межах Кірпотинської сінкліналі, в зоні контакту порід михайлівської світи з метавулканітами кислого складу	В БЗКС імовірно середнє родовище, В КЗКС, ВЗКС –потребують довивчення

<i>Генетична група</i>	<i>Генетичний клас</i>	<i>Рудна формація</i>	<i>Корисна копалина</i>	<i>Локалізація рудопроявів та родовищ у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку УЩ</i>	<i>Практичне значення рудопроявів та родовищ</i>
				ВЗКС - рудопрояви в метасоматитах кварц-хлорит-карбонат-альбітового складу та філітоподібних сланцях білозерської серії, в зоні Центрально-Верхівцевського розлому	
		Хризотил-азбестова в серпентинітах дуніт-гарцбургітової формації (лабінський морфогенетичний тип)	10. Рудопрояви поперечно-волокнистого хризотил-азбесту в серпентинітах	Південно-Білозерський масив	В БЗКС, КЗКС імовірні дрібні родовища
		Тальк-магнезитова в серпентинізованих гіпербазитах (шабровсько-медведівський морфогенетичний тип)	11. Прояви тальк-магнезитового каміння в літвенітизованих серпентинітах	БЗКС – Південно-Білозерський масив	В БЗКС імовірні середні родовища
	КЗКС – Веселянське родовище			КЗКС – обґрунтовано промислове значення (проведено технологічні випробування)	
	ВЗКС – Варварівський масив ультрабазитів			ВЗКС – імовірне промислове значення	
		Везувіан –гросулярові родиніти в серпентинітах	12. Гемологічна сировина	Південно-Білозерський масив БЗКС	Потребує довивчення

<i>Генетична група</i>	<i>Генетичний клас</i>	<i>Рудна формація</i>	<i>Корисна копалина</i>	<i>Локалізація рудопроявів та родовищ у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку УЩ</i>	<i>Практичне значення рудопроявів та родовищ</i>
		Багатих магнетитових руд в неокислених залізистих кварцитах	13. Дрібні поклади кварц- та сидероплезит-магнетитових руд в неокислених залізистих кварцитах	БЗКС – Південно-Білозерське родовище	В БЗКС імовірно промислове значення спільно з 4-м типом
Вивітрювання	Залишковий	Багатих мартитових руд площадної кори вивітрювання залізистих кварцитів	14. Воронкоподібні дрібні поклади багатих мартитових руд	БЗКС	Другорядне промислове значення
Полигенетична	Метаморфогенні о-гіпергенний	Багатих мартитових руд в глибинних зонах окислення залізистих кварцитів саксаганського типу	15. Рудні стовпи багатих мартитових руд в горизонті залізистих кварцитів	БЗКС	Крупне промислове родовище

## ВИСНОВКИ

Білозерська серія в зеленокам'яних структурах Середньопридніпровського мегаблока завершує розріз архейських утворень із геохронологічним інтервалом 3015-2955 млн років, що визначає її унікальне металогенічне значення. Формаційний і фаціальний склад білозерської серії вказує на важливий переломний етап у геологічній історії докембрію, який обумовлений перехідним положенням залізородних формацій білозерської серії між вулканогенно-осадковими формаціями алгоманського і теригенними формаціями криворізького типу. Достовірно охарактеризувати геотектонічне походження басейну нагромадження формацій білозерської серії наразі неможливо через територіальну роз'єднаність тектонічних блоків, у яких вона розташована.

Локалізація БЗКС, КЗКС та ВЗКС у вузлах перетину декількох систем глибинних розломів дає змогу вважати їх регіональними рудоконцентруючими структурами з тривалим ендегенним розвитком: багаторазовою тектоно-магматичною активізацією, зміною геодинамічних режимів і кількома етапами мінерало- та рудоутворення. Тривале існування цих структур в умовах тектонічної активності припускає можливість відкриття значних епігенетичних проявів мінеральної сировини, поки що не виявлених через недостатню вивченість.

Характерні особливості рудоносності білозерської серії - розмаїття рудних формацій, їхнє полігенетичне походження, просторове поєднання різних за віком і генезисом формацій зумовлено впливом геохронологічних, стратиграфічних, формаційних і структурно-тектонічних чинників.

Для оцінки перспектив рудних формацій білозерської серії в даному розділі розроблена генетична класифікація, яка враховує тип рудних формацій білозерської серії, їх генетичну приналежність, промислове значення та закономірності розповсюдження у межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.

Проведені дослідження дозволили сформулювати наступні висновки:

– серед сингенетичних рудних формацій білозерської серії найперспективнішими є родовища магнетитових залізистих кварцитів (БЗКС) і рудопрояви мідноколчеданих руд (БЗКС, КЗКС);

– рудопрояви апатиту (БЗКС), мінералізація хромшпінелідів, сірчаноколчеданих руд (БЗКС, КЗКС) на даному етапі не мають промислового значення, але становлять інтерес із погляду металогенії, тому що відбивають особливості загальної рудоносності геологічних формацій білозерської серії та їхнє місце в еволюційному ряду рудних формацій докембрію.

Роль епігенетичних рудних формацій білозерської серії в ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита є провідною щодо сингенетичної серії. Найперспективнішими в цій групі слід вважати родовища багатих дисперсно-гематит-мартитових руд саксаганського типу (БЗКС), малосульфідну золото-сульфідно-кварцову формацію (БЗКС, КЗКС, ВЗКС) з комплексним складом зруденіння БМ, рудопрояви тальк-магнезиту (БЗКС, КЗКС, ВЗКС) та хризотил-азбесту (БЗКС, КЗКС).

Локалізація БЗКС, КЗКС і ВЗКС у вузлах перетину чотирьох-шести систем ортогональних глибинних розломів забезпечила тривалий період тектонічної активності, що сприяло формуванню значущих епігенетичних рудних формацій дислокаційно-метаморфічного походження, характерних для регіональних розломних структур.

Під час дослідження закономірностей розподілу золоторудної мінералізації в Середньодніпровському мегаблоці Українського щита обґрунтовано наступні закономірності:

– рудопрояви золота в метатеригенних породах білозерської серії СПМБ просторово пов'язані із системами розломів, що мають азимути простягання  $17^\circ$  і  $287^\circ$ ,  $77^\circ$  і  $347^\circ$ ;

– у вузлах перетину розломів Середньопридніпровського мегаблока встановлено групу формацій телескопійованих метасоматитів із комплексним складом зруденіння. Імовірність утворення родовищ комплексного складу

підвищується зі збільшенням числа глибинних розломів, що перетинаються у вузлі, який стає своєрідним рудним кластером, концентруючи родовища різних за віком і складом корисних копалин;

- підтверджено аналогію білозерської серії геологічним формаціям нижньої частини розрізу системи Вітватерсранд, серіям Тіміскамінг і Новаліма зі світами рудоносних полів Хомстейк і Морро-Велью;

- у межах білозерської серії виявлено флюїдно-експлозивні утворення, які за аналогією з металогенічними провінціями світу є перспективними на алмази та благородні метали.

Серед проявів неметалевих корисних копалин епігенетичної серії, просторово пов'язаних з білозерською серією, найперспективнішими слід вважати прояви дефіцитної для України вогнетривкої сировини (тальк-магнезити), що наразі повністю імпортується з низки країн. Промислове значення цього типу сировини обґрунтоване також супутніми проявами поперечно-волокнистого хризотил-азбесту (БЗКС, КЗКС).

У межах ЗКС Середньопридніпровського мегаблоку, серед геологічних формацій білозерської серії можливе відкриття й інших цінних видів мінеральної сировини, проте сприятливі передумови розширення кола мінеральних ресурсів білозерської серії в ЗКС СПМБ обмежені їхньою недостатньою загальногеологічною вивченістю.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Абрамов И.К., Охотник Л.В. (1976) Отчёт о поисках золота в пределах Сурской и Верховцевской структур Среднего Приднепровья в 1973-1976 гг. Новомосковская геолого-разведывательная экспедиция. Новомосковск
2. Артеменко Г.В. (1998) Геохронологія Середньопридніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей. *Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення НАНУ*. Автореф. Дис...д-ра геол.наук: 04.00.02. 31с.
3. Белевцев Я.Н. (1979) Металлогения Украины и Молдавии. Отв. Редактор акад. АН УССР, «Урожай», 160 с.
4. Белевцев Я.Н ред. (1969) Путеводитель по метаморфогенным месторождениям и рудопроявлениям докембрия УКЩ (к совещанию по проблемам метаморфогенного рудообразования). Наукова Думка, 70 с.
5. Белевцев Я.Н, Кравченко В.М, Кулик Д.А и др. (1985) Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Генезис железных руд. Наукова Думка, 216 с.
6. Берзенин Б.З. и др. (1979) Отчет по теме «Изучение материалов по геологии докембрия Среднего Приднепровья с целью выбора и обобщения опорных стратиграфических разрезов». КП «Південукргеологія»
7. Бестужев О.М., Кузь В.Д., Шурко М.М. та ін.(2003) Звіт про глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000 Конкської зеленокам'яної структури та її обрамлення, (на території аркушів L-36-11-Б-г; -11-Г; -12-А-в; -В-а, в; -23-Б-а, б, г) проведеного в 1992-2003 рр. КП «Південукргеологія». Дніпропетровськ
8. Бобров А.Б. (1994) Вулкано-плутонические ассоциации зеленокаменных поясов Украинского щита (формации, палеовулканические реконструкции, металлогения). Автореферат диссертационной работы на соискание ученой степ. д-ра геолого-минералогических наук. Львов.
9. Бобров А.Б. (1992) К вопросу о расчленении комплекса основных и ультраосновных пород Среднего Приднепровья. *Геол.журнал. № 6*, с. 35-42.

10. Бобров А.Б. и др. (1989) Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Саксагань. Отчет Алферовского отряда о результатах ГКК-50, проведенного в 1988-89 гг. в границах Алферовской структуры и ее обрамления. Листы М-36-128-Г; 129-В-а, в. КП «Південукргеологія».
11. Бобров О.Б., Сиворонов А.О. (2001) Металогенія ранньоархейських зеленокам'яних поясів. *Збірник праць УкрДГРІ. № 1–2*. Київ с.19-41.
12. Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Берзенин Б.З. (1981) О подушечных метабазах Верховцевской и Сурской структур. *Геол. журнал, т. 41, № 6*, с.128-133.
13. Винниченко П.Е. (1975) Новое в строении Белозерского железорудного района. *Геол.журн. №3*. с.114-120.
14. Гаев И.А. (1966) Отчет о результатах работ по бурению Самотканского и Грановского структурных профилей с целью изучения состава и металлоносности докембрийских метаморфизованных осадочно-вулканогенных формаций в Верховцевском районе за 1962-65 г.г. *Фонды НГРЭ*. г. Новомосковск.
15. Ганоцкий В.И. Струева О.М (1989) Тепловская світа – неотъемлемая составная часть конкско-верховцевской серии Украинского щита. *Геологический журнал. Т.46, №2*. с. 73 – 90.
16. Гончар А.А. и др. (1974). Составление комплексной геолого-структурной карты докембрия УЩ в масштабе 1:200000 (Среднее Приднепровья) за 1972-1974 гг. *КП „Південукргеологія”*.
17. Гончар А.А., Бабий М.Г. и др. (1980) Отчёт по составлению металлогенических и прогнозных карт м-ба 1:50000 Сурского, Верховцевского и Чертомлыкского р-ов. 1977-1980г.г. ДГСП. Днепропетровск.
18. Гузенко Г.Ф. (1970) Стратиграфия докембрия белозерского железорудного района. Автореф.Дис...канд.г.- м.наук: 04.00.01. Гос.ун-т (КГУ) 22с.
19. Гузенко Г.Ф. Никонов А.И. (1969) О роли метасоматических процессов в оруденении железистых кварцитов белозерского района. *Проблема*

метаморфогенного рудообразования: тез. докл. межведом. совещ. Наукова думка. с 145 – 149.

20. Дементьева Є.В., Найден К.В., Рузіна М.В (2023) Оцінка перспектив рудоносності метаконгломератобрекчій Білозерського залізорудного району Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. *XIII Міжнародна науково-технічна конференція аспірантів та молодих вчених «Наукова весна»* URL:<https://ir.nmu.org.ua/handle/123456789/163923>

21. Дж.Гринсмит (1981). Петрология осадочных пород. *Мир* с.253

22. Доброхотов С.М, Сахацкий И.И и др (1982) Ультраосновные и основные породы Белозерского железорудного района - по результатам работ 1980-1982 г.г. *Отчет о НИИР*. Ин-т геохимии и физики минералов (ИГФМ) АН УССР. с.220

23. Ермаков Ю.Г. (1962-1964) Комплексная геологическая карта Причерноморской впадины м-ба 1:500 000 (материалы к Государственной геологической карте УССР м-ба 1:500 000). КП „Південукргеологія”.

24. Єсипчук К.Ю, Бобров О.Б, Степанюк Л.М та ін.(2004). Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). *УкрДГРІ* с.30

25. Ільвицький М.М. (1977) Кумулятивні періодити Південно-Білозерського ультрамафітового масиву (Український щит). *Відом. Акад. гірн.наук України*. №4. с.9 - 10.

26. Ільвицький М.М. Дуднік Н.Ф., Поповченко С.Є. та ін.(2004) Вихідний мінеральний склад ультрамафітів Південно-Білозерського масиву ультрамафітів і розподіл дорогоцінних металів. *Вісник Київського Національного університету імені Тараса Шевченка*. № 31–32. с.83 – 85.

27. Каляев Г.И. (1965) Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. *Наукова Думка* с.190

28. Киктенко В.Ф., Голенчук В.Д. и др. (1968) Отчет о комплексной геологической съемке м-ба 1:50 000, проведенной ГСП № 14 в 1963-69 гг. на

площади планшетов L-36-11-АЯ, В, Г и L-36-23-Б (район Конкских магнитных аномалий). Дніпропетровська КГП.

29. Киктенко В.Ф., Ладиева В.Д. и др. (1971) Отчет о результатах геологических работ по бурению Кирпотинского и Веселянского структурных профилей с целью изучения состава и металлоносности осадочно-вулканогенных формаций докембрия района Конкских магнитных аномалий в 1964-1971 гг. Дніпропетровська КГП.

30. Князев Г.И. (1979). Замкнутые фрагментоидные рудные пояса. Недра с.240

31. Коваленко Н.Г. (1978) Метаморфизм железисто-кремнистых и вмещающих пород Конкско-Белозерской зоны. *Сб.матер. 1-го респ. совещания "Метаморфизм Украинского щита и его обрамления"*. Наукова Думка. с.139-140.

32. Коваленко В.Ю., Рузина М.В. (2000) Фаціальний тип і значення седіментаційних метаконгломератобрекчій білозерської серії Українського щита (УЩ). *Матеріали наукової конференції «Геологічна освіта і наука в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи» (27-28 жовтня 2000 р.)*. Львів. Львівський Національний ун-т ім. Івана Франка. с.89-90.

33. Коваленко В.Ю., Кушинов Н.В, Соловей И.А, Саковцев В.П, Манюк В. (1980) Комплексная геологическая карта масштаба 1:50 000 листов L-36-34-Б, L-36-35-А,Б,Г-б,г. №ГС019808. Днепрпетровск компл.геоф.эксп (ДКГЭ) с.410

34. Конди К. (1983) Архейские зеленокаменные пояса. Мир. 220 с.

35. Коробейников А.Ф., Жулид В.П., Рузина М.В. (2000) Генетические причины аномального фона благородных металлов в верхнеархейской вулканогенно-терригенной формации белозерской серии Украинского щита. *Геохимия № 7* с. 38-41.

36. Корнилов Н.А. (1963) Плотные гематитовые руды Белозерского железорудного района и их генезис. *Геология рудных месторождений. Вып. 3.* с.17 – 24

37. Кравченко В.М., Рузина М.В. (1997) Околорудные изменения пород в зонах комплексной минерализации благородных металлов Белозерской зеленокаменной структуры (БЗКС) Украинского щита. *Сб. информ. матер. 2-ой междунар. конф. «БРМ-97» (23-26 сентября, 1997г.)*. Донецк: ДонГТУ, ч.1. с.104-105.
38. Кравченко В.М., Жулид В.П., Рузина М.В. (1998) Металлогеническое значение белозерской серии докембрия Украинского щита. *Вісник Дніпропетровського університету*. №1. с.3-10.
39. Кравченко В.М., Ганоцкий В.И., Полякова Е.Е., Ахметшина И.В. (1983) Обобщение результатов геологоразведочных работ по изучению железисто-кремнистой формации Белозерской структурно-фациальной зоны и прогнознометаллогеническая оценка её перспектив. *Отчет о НИР (заключительный)/Днепропетр.горн.инт. №ГР31101911*. Днепропетровск. 230 с.
40. Кравченко В.М., Поповченко С.С., Рузина М.В., Пикареня Д.С. и др. (1996) Выявление факторов концентрации и закономерностей размещения благородных металлов в архейских зеленокаменных структурах Приднепровского блока на примере Белозерской зеленокаменной структуры и комплексная оценка перспектив открытия в ней месторождений платины, палладия, золота, серебра. *Отчет о НИР(заключительный) №ГР019U9469. ГГАУ*. Днепропетровск, 500с.
41. Кузь В.Д. и др. (1979) Отчет о результатах крупномасштабного геологического картирования м-ба 1:50 000 территории планшетов (Вольные Хутора), проведенного Верховцевской ГСП в 1977-79 гг. Дніпропетровська КГП.
42. Кушинов Н.В. (1980) Геологическое строение Белозерского района и перспективы поисков цветных и благородных металлов в его пределах. Автореф. Дис. канд. г.- м. наук. 04.00.01. Кив. гос. ун.-т. с.20
43. Лебедев М.И. и др. (1973) Объяснительная записка к сводным картам территории деятельности треста и составление сводных легенд и стратиграфических схем докембрия к геологическим картам м-ба 1:500 000 (1971-73 гг.). Дніпропетровська КГП.

44. Липилин В.А. (1984) Обобщение результатов геологоразведочных работ по изучению железисто-кремнистых формаций Белозерской структурно-фациальной зоны и прогнозно-металлогеническая оценка её перспектив: *Отчет о НИР. Белозерская ГРЭ № ГР 019500811*. Михайловка - Днепропетровск, 210с.
45. Малова М.Л., Рузіна М.В. (2019) Попередня оцінка проявів магnezійної сировини серпентинітових масивів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. *Геолого-мінералогічний вісник КНУ. №2 (42)*. с.44-51.
46. Малова М.Л., Рузіна М.В., Жильцова І.В. (2018) Обґрунтування перспектив використання серпентинітових масивів Середньопридніпровського мегаблоку як джерела магnezитової сировини. *Збірник матеріалів XI міжнародної конференції «Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничодобувних регіонів»* Кривий Ріг, КНУ, 29 листопада-1 грудня, с.42-47.
47. Настенко А.А. и др. (1954) Отчет о геолого-поисковых работах на железные руды в пределах Конкской магнитной аномалии, выполненных Конкской партией в 1950-1953 гг. ДГЕ „Дніпрогеофізика».
48. Никонов А.И. (1969) Тектоническое строение Белозерского железорудного района и рудоконтролирующие факторы его месторождений: автореф. дис. на соискание степени канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск, 23с.
49. Отчет о НИР (1966) Изучение минералого-петрографических особенностей и стратиграфии рудоносной формации Белозерского железорудного района. Днепропетровское отделение института минеральных ресурсов. Днепропетровск. 360 с.
50. Отчет о НИР (заключительный) (2003) Составление геолого-промышленного очерка по Белозерскому железорудному району. ДО Института минеральных ресурсов. Днепропетровск, 1965, 215 с.
51. Паранько И.С. (1989) К методике формационного расчленения конгломератсодержащих разрезов докембрия. *Геол.журн. №2*. с.81-84.

52. Паранько И.С. (1992) Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Украинского щита. *Геол.журн.* №4. с.48-55.
53. Паранько И.С. (1997) Ряды стратифицированных формаций и формационные типы протерозойских метаморфогенных комплексов Украинского щита. Автореф.Дис...д-ра геол.наук: 04.00.01.Львов.гос.ун-т. 31с.
54. Петько В.Н. Корниенко А.И., Романюк П.М. и др. (1998) Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото и уран в пределах Чертомлыкской и Верховцевской зеленокаменных структур Среднего Приднепровья по геологическому заданию 37-41 за 1989-98 г.г., в 10 книгах. Фонди ГРЕ-37, КП "Кіровгеологія", Кировоград
55. Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я, Ярощук М.А. и др (1988) Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций. Наукова Думка, 188 с.
56. Покалюк В.В., Бобров О.Б., Верховцев В.Г. (2023) Білозерська серія Українського щита: проблеми стратиграфії і кореляції. *Геологічний журнал.* № 3 (384). с. 03–32. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.279613>
57. Полякова Є.Є. (1979) Минералого-петрографическая характеристика стильномелансодержащих пород продуктивной толщи белозерского района. Геология и рудоносность юга Украины. №8. Днепр.госуд.ун-т. с.98-104.
58. Репина Э.В., Соловицкий В.М. и др. (1958) Комплексная геологическая карта территории листа L-36-VI (Запорожье). Дніпропетровська КГП.
59. Решетняк В.В., Плохотний М.І., Кисельов А.С. (1968) Новий рудопрояв молібдену на Українському щиті. Доп. АН УСРС с.117-121
60. Романюк П.М. Осадченко М.Л. Черніюк С.В. (1997) Умови локалізації та контроль зруде ніння золоторудного родовища Балка Широка. Мінер. Ресурси України №1-2 с.9-13
61. Рузина М.В. (1999) Дислокационный метаморфизм и рудообразование. *Вестник НГА Украины* №1. Днепропетровск с.52-53.

62. Рузина М.В. (2000) Рудоносность стратотипа белозерской серии в Белозерской зеленокаменной структуре Украинского щита: диссертация на соискание ученой степени канд. геол. наук: 04.00. Днепропетровск: НГА Украины, 178 с.

63. Рузіна М.В., Жильцова І.В, Дементьева Є.В., Малова М.Л., Локтєв А.А. (2024) Структурні фактори контролю рудоносних метасоматитів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. *Збірник наукових праць НГУ №77*. 84-93. <https://doi.org/10.33271/crpnmu/77.084>

64. Рузина М.В. (2001) Грейзенизированные породы в вулканогенно-терригенной формации михайловской світы (Белозерская зеленокаменная структура). *Сборник научных трудов НГА Украины. Т.1, №12.* – с. 280-283.

65. Рузина М.В., Жильцова И.В. (2007) Рудоносность метасоматитов грейзеновой формации Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. *Збірн. матер. 4 науково-виробничої наради «Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита» (8-12 жовтня 2007р)*. Кривий Ріг – Дніпропетровськ. КП «Південукргеологія», с.163-165

66. Рузіна М.В. (2010) *Метасоматичні формації Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита (закономірності розповсюдження, петрологія та рудоносність)*. Монографія. Національний гірничий університет, 158с.

67. Рузина М.В. Яцына Д.В. (2010) Особенности петрологии и генезиса ультрамафитов Южно-Белозерского и Олыся-Мусюрского массивов. *Форум гірників*. Дніпропетровськ: Національний гірничий університет с.. 87 – 95.

68. Рузина М.В., Терешкова О.А., Иванов В.Н., Смирнов А.Я. (2013) Формационный, фациальный состав и рудоносность белозерской серии докембрия Украинского щита в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья. *Наук. вісн. НГУ № 5*. м. Дніпропетровськ с. 17–23

69. Рузіна М.В., Дементьева Є.В., Жильцова І.В., Гура Д.Е. (2019) Літологічний склад і перспективи рудоносності тимошовської товщі

Білозерської зеленокам'яної структури (Український щит). *Збірник Наукових праць XIV Всеукраїнської науково-практичної конференції «Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців»*, м. Кривий Ріг, 22.

70. Рузіна М.В., Терешкова О.А., Білан Н.В., Дементьєва Є.В. (2020) Оцінка перспектив рудоносності метаконгломератів тимошовської товщі в Білозерській зеленокам'яній структурі Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. –Докембрій: породні асоціації та їхня рудоносність: Збірник тез. *Міжнародної наукової конференції (Київ, 22–24 вересня 2020 р.)*. НАН України, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка 202-205.

71. Рузіна М. В., Дементьєва Є. В., Жильцова І. В., Малова М. Л. (2022) Роль метасоматичних формацій у формуванні зруденіння комплексного складу в межах Середньопридніпровського мегаблока Українського щита - *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*.- Том 24. № 1. с.5-10. DOI: 10.31721/2306-5443-2022-47-1-5-10

URL:<https://drive.google.com/file/d/1eqR25E9kxbFaW6oMBBUvL99-JlWvJGXi/view>

72. Рузіна М. В., Терешкова О. А., Жильцова І. В., Кисельова М. Д. (2022) Речовинний склад і фактори контролю метасоматитів Білозерської зеленокам'яної структури Українського щита. *Modern science: innovations and prospects. Proceedings of the 10th International scientific and practical conference. SSPG Publish. Stockholm, Sweden. Pp. 171-176.*

URL <https://sci-conf.com.ua/x-mezhdunarodnaya-nauchno-prakticheskaya-konferentsiya-modern-science-innovations-and-prospects-25-27-iyunya-2022-goda-stokgolm-shvetsiya-arhiv/.104>.

73. Рузіна М. В., Дементьєва Є. В., Жильцова І. В., Малова М. Л.(2022) Роль метасоматичних формацій у формуванні зруденіння комплексного складу в межах Середньопридніпровського мегаблока Українського щита. *Геолого-*

*мінералогічний вісник Криворізького національного університету.*- Том 24. № 1.5-10. DOI: 10.31721/2306-5443-2022-47-1-5-10

74. Рузіна М.В., Терешкова О.А., Жильцова І.В., Дементьєва Є.В. (2023) Перспективна оцінка комплексу супутніх корисних копалин в Конкському та Білозерському залізорудних районах Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. *Збірник наукових праць НГУ. № 74. Національний ТУ «Дніпровська політехніка»* с. 101-110.

URL: <https://doi.org/10.33271/crpnmu/74.101>

75. М.В. Рузіна, О.А. Терешкова, Є.В. Дементьєва, І.В. Жильцова, М.Л. Малова (2023) Петрографічний склад та рудоносність ультрабазитів Південно-Білозерського масиву Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита *Збірник наукових праць Національного Гірничого Університету (№71-14, с.160-169)*, Дніпро

URL: <https://doi.org/10.33271/crpnmu/71.1603>

76. Рузіна М.В., Жильцова І.В., Дементьєва Є.В., Куцевол М.Л, Хоменко Н.В. Обґрунтування перспектив комплексного використання надр у межах залізорудних районів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита». *Заключний звіт про НДР. Державний номер реєстрації 0122U002178.* – НТУ «№Дніпровська політехніка. - м.Дніпро. - 86с.

77. Рузіна М.В., Терешкова О.А., Дементьєва Є.В., Жильцова І.В. (2024) Петрографічний склад, структурні особливості та оцінка перспектив рудоносності флюїдолітів Білозерської зеленокам'яної структури. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету. №50(2). с.40-48* URL:<https://geolvisnyk.blogspot.com/2023/12/2-50.html>

78. Рузіна М. В., Жильцова І. В., Дементьєва Є. В. (2024) Петрологія та рудоносність чорносланцевих формацій Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита. *Перспективи розвитку науки, освіти і суспільства в контексті євроінтеграції: збірник тез доповідей міжнародної науково-практичної конференції .2.* 54-56

79. Саковцев В.П, Мительман В.Б, Кушинов Н.В, Пелюшенко В.М (1977) Отчет о подготовке геофизической основы под геологическую съемку масштаба 1:50 000 планшетов L-36-34Б, L-36-35А-а,б. Отчет о ГСР №ГС0118508. ДГЭ "Днепрогеофизика". 242 с.
80. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. (1967) Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Наукова думка, 407 с.
81. Семененко Н.П., Ладиева В.Д, Бойко В.Л., и др. (1982) Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации Центральной части Украинского щита. Наукова думка, 376 с.
82. Семененко Н.П., Стульчиков В.А., Рябоконт С.М. (1973) Рудоносность и поисковые критерии на цветные и благородные металлы в Верховцевском районе Украинского щита (Среднее Приднепровье). В сб. Геохимия и рудообразование. Вып.2. Наукова думка, с.3-21.
83. Сиворонов А.А. и др. (1984) „Формационный анализ и оценка перспектив рудоносности зеленокаменных комплексов Среднего Приднепровья за 1982-1984 гг.“. Львовский ГУ. 150с
84. Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Малюк Б.И. (1991) Геотектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембрия: Рифтогены и полезные ископаемые. Под ред. В.В.Глушко, Н.В.Марасанова, Л.П.Мышкина. Наука. с.55-62.
85. Скаржинская Т.А. (1979) О белозерском типе железорудных формаций в докембрии Украинского щита. Докл. АН УССР №11. с.901-903
86. Скаржинская Т.А. (1967) Петрография и генезис пород метабазитовых світ Белозерского железорудного района. Автореф. дис. на соискание степени канд. геол.-мин. Наук. Государственный университет. 26 с.
87. Сологуб В.Б., Чекунов А.В., Калюжная Л.Г. (1966) Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. *Геофизический сборник*. Наукова Думка. с.3-18.

88. Струева О.М. (1967) Петрология вулканогенно-терригенной формации Белозерского железорудного района. Автореф. дис. на соискание степени канд. г.-м. наук. Днепропетровск, 21 с.
89. Стульчиков В.А. (1991) Закономерности метаморфизма и метасоматоза зеленокаменных поясов Украинского щита (на примере Верховцевской синклинали). Наукова думка 171 с.
90. Сукач В.В (2006) Геолого-формаційні типи золотого зруденіння та мінералого-геохімічна характеристика самородного золота зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я. *Звіт про НДР (заключний) № ГР У-04-100- /19*. ДВ УкрДГРІ. Дніпропетровськ 220 с.
91. Сукач В.В. (2016) Петрологія Середньопридніпровського архейського кратону. Дис. д-ра геол. наук : 04.00.08. НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка. Київ, 2016. 514 с.
92. Танатар-Бараш З.И. (1964) Петрохимия ультраосновных пород Белозерского железорудного района. *Геохимия. №1*. с. 5.
93. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Г (1982) Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. Недра. 221 с.
94. Фомин Ю.А., Ганоцкий В.И., Кравченко В.М. (1979) Вариации стабильных изотопов в минералах Белозерской зеленокаменной структуры Украинского щита. *Докл. АН УССР. Сер.Б. №3*. с.901-903.
95. Халло В.Ф, Якимов В.В, Кобризон В.М. (1960) Геологический отчет о разведке Южного месторождения Белозерского железорудного бассейна. Т.1 с. Михайловка: Белозерская ГРЭ. 287 с.
96. Ходюш Л.Я. (1961) Некоторые данные о мартите в железных рудах Белозерского железорудного месторождения. Минерал. сб. Львов. гос. ун-та. с.15.
97. Ходюш Л.Я. (1966) Минералогия железистых кварцитов Южно-Белозерского железорудного месторождения. Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование. Днепропетровск: Издательство ДГУ. Вып.6. с. 41 – 54.

98. Цыма Н.Т., Гаева Н.М., Мариненко В.Н. (1988) Отчёт поисково-разведочной партии о результатах поисковых работ и оценке золотоносности зеленокаменных структур Среднего Приднепровья за 1985-1988г.г. НГРЭ. Новомосковск.

99. Шковыра Ю.Д. и др. (1962) Отчет о комплексной геологической съемке на территории планшетов L-36-12-А; L-36-11-Б и L-36-12-Б по работам ГСП №6 в 1960-62 гг. В 7 кн. Дніпропетровська КГП.

100. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартницкий С.М. (1985) Вік метавулканітів білозерської світи Конксько-Верховцевської серії Українського щита. Доп. АН УРСР. Сер.Б. №8. с.23-25.

101. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Комаристый А.А и др (1986) Возраст вулканизма и осадконакопления нижнебелозерской подсвіты. Докл. АН УССР. №6. с.24-28.

102. Щербак Н.П., Артеменко И.М., Лесная И. М., Пономаренко А.Н. (2005) Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Київ: Наукова Думка.

103. Якобсон К.Э., Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачёва Е.В, и др (2011) Атлас структур и текстур флюидно-эксплозивных пород. СПб. 79 с.

104. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Сливко Е.М. и др. (2002) Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерации алмаза. Укр ГГРИ. 331 с.

105. Яцына Д.В. (2011) Проявления хризотил-асбеста и тальк-магнезитов в пределах Южно-Белозерского массива серпентинитов. *Форум гірників 2011: матеріали міжнародної науково-практичної конференції, 12 – 15 жовт. 2011 р.* Державний вищий навчальний заклад «НГУ». с. 131 – 137.

106. Яцына Д.В. (2011) Петрология, генезис и оценка перспектив рудоносности ультрабазитов Южно-Белозерского массива серпентинитов. *Геолого-мінералогічний вісник КТУ. № 1 (25).* Кривий Ріг. с. 39 – 46.

107. Яцына Д.В. (2011) Стадии формирования и преобразования Южно-Белозерского массива серпентинитов. *Наукова весна – 2011: матеріали II*

науково-практичної конференції студентів, аспірантів і молодих вчених, 25 березня 2011 р. ДВНЗ НГУ. с. 137 – 140.

108. Яцына Д.В. (2011) Новые данные о стадийности формирования Южно-Белозерского массива Украинского щита. *Проблемы недропользования: Международный форум-конкурс молодых ученых: сборник научных трудов. Часть I.* СПб. с.21 – 23.

109. Belov S.V., Lapin A.V., Tolstov A.V., Frolov A.A (2008) Minerageny of platform magmatism (traps, carbonatites, kimberlites). Publishing house of the SBRA of Sciences. 537 p.

110. Korobeinikov A.F. (1999) Non-traditional complexes gold-platinoid deposits of folded belts. Published by S. BRANCH of RAS SPCUIIGGM. p.237.

Наукове видання

Рузіна Марина Вікторівна

Дементьєва Євгенія Вячеславівна

Яцина Дмитро Валерійович

ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ТА РУДОНОСНІСТЬ ФОРМАЦІЙ  
БІЛОЗЕРСЬКОЇ СЕРІЇ В ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ СТРУКТУРАХ  
СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Монографія

Видано в редакції авторів.

Підп. до друку . Формат 30x42/4.  
Папір офсетний. Ризографія. Ум. друк. арк. 5,1.  
Обл.-вид. арк. 5,1. Тираж 300 пр. Зам. № 30.

Підготовлено до друку та видрукувано  
у Національному технічному університеті  
«Дніпровська політехніка».  
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру  
ДК № від .

49000, м. Дніпро, просп. Д. Яворницького, 19.