

Міністерство освіти і науки України
Національний технічний університет
«Дніпровська політехніка»

_____ (інститут)
_____ Природничих наук і технологій _____
(факультет)
Кафедра _____ Геології та розвідки родовищ корисних копалин _____
(повна назва)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА
кваліфікаційної роботи ступеня бакалавра
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студента _____ Кисельової Маріанни Дмитрівни _____
(ПІБ)
академічної групи _____ 103-17-1 _____
(шифр)
спеціальності _____ 103 Науки про Землю _____
(код і назва спеціальності)
спеціалізації¹ за освітньо-професійною програмою «Геологія» _____
(за наявності)

_____ (офіційна назва)
на тему: Особливості геологічної будови та речовинного складу рідкіснометалевих пегматитів Сорокинської тектонічної зони _____
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Сливна О.В			
розділів:				
Загальний	Сливна О.В			
Спеціальний	Сливна О.В			

Рецензент	Шевченко С.В.			
-----------	---------------	--	--	--

Нормоконтролер	Хоменко Н.В.			
----------------	--------------	--	--	--

ЗАТВЕРДЖЕНО:
завідувач кафедри

Кафедра розвідки родовищ корисних. копалин
(повна назва)

Савчук В.С.
(підпис) (прізвище, ініціали)

«03» травня 2021 року

ЗАВДАННЯ
на кваліфікаційну роботу
ступеня бакалавра _____
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студентки Кисельової М. Д. _____ академічної групи 103-17-1
(прізвище та ініціали) (шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

за освітньо-професійною програмою «Геологія»

на тему Особливості геологічної будови та речовинного складу рідкіснометалевих пегматитів Сорокинської тектонічної зони

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від №273-с від 19.05.21

Розділ	Зміст	Термін виконання
1	Аналітичний огляд літератури та вибір напрямку досліджень. Геолого-географічна характеристика району робіт.	03.05.21 - 07.05.21
2	Вибір методів вирішення завдання.	07.05.21- 10.05.21
3, 4	Стисла характеристика геологічної будови району досліджень та пегматитового поля «Балка Крута». Дослідження петрографічного, геохімічного, мінералогічного складу порід.	10.05.21- 25.05.21
5	Визначення генезису та формаційна приналежність рідкіснометалевих пегматитів районів дослідження.	25.05.21- 05.06.21
Висновки	Результати досліджень мінералогічного, петрографічного, геохімічного та формаційного аналізів.	05.06.21- 12.06.21

Завдання видано _____
(підпис керівника)

Сливна О.В.
(прізвище, ініціали)

Дата видачі 03.05.2021

Дата подання до екзаменаційної комісії 15.06.2021

Прийнято до виконання _____
(підпис студента)

Кисельова М.Д
(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 74 с., 5 табл., 25 рис., 7 джерела.

ПЕГМАТИТ, РОДОВИЩЕ, РІДКІСНОМЕТАЛЕВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ, ЛІТІЙ, СПОДУМЕН, УМОВИ УТВОРЕННЯ.

Об'єктом досліджень є рідкіснометалеві пегматити Сорокинської тектонічної зони Українського щита.

Предмет досліджень - геологічна будова, речовинний склад пегматитів та умови їх утворення.

Мета роботи - проведення мінералого-петрографічних досліджень речовинного складу пегматитів, вивчення структурних особливостей пегматитових жил родовища «Балка Крута» та їх положення в геологічній будові району робіт, визначення генетичних особливостей формування рідкіснометалевих пегматитів досліджуваного району.

Методичним підґрунтям досліджень був збір, аналіз та узагальнення геологічних матеріалів по пегматитам Західного Приазов'я УЩ в період переддипломної практики.

Задачі дослідження – проведення аналізу геологічної будови пегматитового поля та рудних тіл, визначення мінералого-петрографічного складу пегматитів та аналіз геохімічних аномалій району досліджень.

Методи дослідження – огляд та аналіз літературних джерел та фондових матеріалів, методи систематизації зібраних матеріалів, лабораторні методи досліджень речовинного складу пегматитів.

Новизна роботи полягає у визначенні особливостей геологічної будови та складу пегматитів родовища «Балка Крута» як еталонного об'єкту для використання отриманих результатів при проведенні пошуково-оцінювальних робіт на перспективні родовища стратегічної сировини Українського щита.

Зроблено висновки про те, що вивчені пегматити Сорокинської зони УЩ, за сукупністю геологічних характеристик, є перспективними об'єктами для подальших пошукових робіт на рідкісні метали (Be-Cs-Li-Ta).

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
1 ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	5
1.1 Стисла геолого-географічна характеристика району робіт.....	7
1.2 Стратиграфія.....	8
1.3 Магматизм.....	12
1.4 Тектоніка.....	14
2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ.....	18
3 ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА СОРОКИНСЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	20
3.1 Геологічна будова пегматитового поля «Балка Крута».....	23
3.2 Геологічна будова ділянки «Садова» Сорокинського пегматитового поля.....	31
4 ОСОБЛИВОСТІ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ ПЕГМАТИТІВ ДОСЛІДЖУВАНОВОГО РАЙОНУ.....	36
4.1 Мінеральний склад пегматитів.....	36
4.2 Петрографічна характеристика пегматитів.....	43
4.3 Геохімічна характеристика пегматитів.....	49
5 ГЕНЕЗИС ТА ФОРМАЦІЙНА ПРИНАЛЕЖНІСТЬ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ ПЕГМАТИТІВ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	62
ВИСНОВКИ.....	66
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	68
Додаток А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи.....	69
Додаток Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи.....	70
Додаток В Рецензія	71

ВСТУП

Пегматити - одне з найцікавіших утворень земної кори, вони здавна служать об'єктом детальних досліджень мінералогів, геохіміків, петрологів, геологів-рудників.

Увага до пегматитів пояснюється їх величезним науковим і практичним значенням, тому що вони, супроводжуючи гранітний магматизм, формуються на всьому протязі історії розвитку земної кори - від докембрію до кайнозою.

Значний інтерес до пегматитових родовищ пов'язаний і з тим, що пегматити продовжують залишатися провідним джерелом різноманітних корисних копалин (листового мусковіту, керамічної сировини, рідкісних і рідкісноземельних металів, п'єзокварцу, каменебарвної сировини) і найважливішим об'єктом дослідження рудоутворюючих процесів.

Видобувні метали з пегматитів належать до гостродефіцитних і високоліквідних матеріалів стратегічного значення та займають провідне місце в програмі розвитку мінерально-сировинної бази України.

Пегматити є основним джерелом отримання металів для виготовлення високо-технологічних матеріалів, таких як склокераміка електронні високо-чутливі фото-детектори (Rb and Cs), високо-міцні сплави (Be, Nb, Ta), ріжучі матеріали і світло-діодні лампи в електронних приладах (W).

Родовища рідкіснометалевих пегматитів характеризуються комплексним складом рідкіснометалевої сировини і є джерелами літію, танталу, ніобію, берилію, олова і цезію.

Актуальність вивчення пегматитів Сорокинської тектонічної зони Українського щита зумовлена їхньою промисловою цінністю в якості джерела рідких та рідкісноземельних елементів. Дослідження пегматитів в архейських комплексах має важливе прикладне значення ще й тому, що пегматити цих комплексів для низки рідкіснометалевих елементів є головними, а для окремих із них – єдиними локалізаторами промислових

концентрацій. Зокрема, за статистичними даними, на докембрійські блоки припадає від 73 до 92 % усіх запасів Li, Rb, Cs, Be, Ta, зосереджених у пегматитах.

Доцільність дослідження пегматитів району робіт обґрунтована необхідністю вдосконалення стратегії пошуків рідкіснометалевих пегматитів, яка заснована на вивченні геологічних характеристик УЩ та концепції їх формування в надрах Землі.

Об'єктом досліджень є рідкіснометалеві пегматити Сорокинської тектонічної зони Українського щита.

Предмет досліджень - геологічна будова, речовинний склад пегматитів та умови їх утворення.

Метою бакалаврської дипломної роботи є вивчення структурних особливостей пегматитових жил родовища «Балка Крута» та їх положення в геологічній будові району робіт, проведення мінералого-петрографічних досліджень речовинного складу пегматитів та визначення генетичних особливостей формування рідкіснометалевих пегматитів досліджуваного району Західного Приазов'я.

Основою задачею дослідження є проведення аналізу геологічної будови пегматитового поля та рудних тіл, аналіз геохімічних аномалій перспективних на рідкі метали ділянок та визначення речовинного складу пегматитів, а також визначення генезису та формаційної приналежності рідкіснометалевих пегматитів Сорокинської тектонічної зони Українського щита.

1 ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕНЬ

Історія вивченості району робіт нерозривно пов'язана з історією геологічного вивчення Приазов'я, якій налічує більше двохсот років.[1]

Перші найзагальніші відомості про геологію регіону наведені в роботах Гільденштедте (1773), Палласа (1799) і Ле-Пле (1831-1839), що склав першу геологічну карту Маріупольського масиву в масштабі 1:420000,

У XIX столітті вивченням Приазов'я займалися І. Іваницький (1833), Леваковський (1861,1871), брати Носови (1863,1869), М. Ф. Клемм (1875), А. В. Гуров (1880) та ін. У 1881р. С. І. Конткевич вперше описав лужні і гранітоїдні породи в Маріупольському повіті, а Г. Л. Романовський виконав в 1882 р вивчення залізорудних родовищ Західного Приазов'я.

У 1895-1898рр. вивченням кристалічних порід Бердянського повіту займався П. П. П'ятницький, який встановив, що кристалічні породи повіту, переважно, представлені гнейсами і сланцями з підлеглими їм жилами аплітів, діоритів і пегматитів.

У 1911 р. опублікована робота І. І. Танатара за результатами петрографічних досліджень в межах Бердянського повіту.

1923 р. - дослідження післяреволюційного періоду, П. А. Двойченко при описі геологічної будови і корисних копалин Таврії дав характеристику Єлисеєвському пегматитовому полю, а також вперше висловив припущення про походження більшості порід району внаслідок гранітизації.

У 1928 р. опублікована робота М.І. Безбородька, який відзначав для Західного Приазов'я широкий розвиток мігматитів і ін'єкційних гнейсів, виділив білі апліти і пегматити, пов'язані з салтичанськими гранітами.

До 30-х і початку 40-х років відносяться петрографічні дослідження геологів, які зробили внесок у вивчення геології та петрографії Приазов'я.

У 1939р. Ю. Ю. Юрк виконав вивчення геохімії рідкісних елементів у гранітних пегматитах Західного Приазов'я.

У повоєнні роки вся територія Приазов'я була знята в масштабі 1:200000 (1956-1961), а з 1958р. на площі масиву планомірно виконувалась комплексна геологічна зйомка масштабу 1:50000.

У 1958-1966 рр. у зазначеному масштабі закатована територія Центрального, Східного і частково Західного Приазов'я, проведена зйомка Західного Приазов'я, ділянки Північно-Західної частини масиву. З 1961р. - пошукові роботи на вермикуліт виявили Родіонівське та Андріївське родовища. У 1964-1967рр. в межах Куйбишевської та Родіонівської ділянок проведені пошукові роботи на азбест, в результаті була розшифрована природа 33 магнітних аномалій і виявлені промислові концентрації азбесту.

У процесі проведення зазначених робіт, отримано величезну кількість нових фактичних матеріалів за глибинною будовою масиву, стратиграфії метаморфічних і інтрузивних комплексів, петрографії, геохімії, петрохімії та металогенії кристалічних утворень.

В 1966-1970 рр. Полуновським Р. М. і Белевцевою А. І. за результатами комплексного вивчення глибокометаморфізованих товщ Центрального Приазов'я були стратифіковані стародавні метаморфічні утворення регіону, реконструйований первинний склад гнейсових порід і намічені закономірності локалізації метаморфогенних корисних копалин.

На ділянці балки Крутої при проведенні пошукових робіт на азбест у 1964-1967 рр. однією з пошукових канав було розкрито пегматитове тіло, в якому геологами були виявлені кристали берилу і сподумену, а також холмквістітові облямівки в зольбандових зонах. У 1967 р. Л. Ф. Лавриненко встановив в пегматитах балки Крута багату танталову мінералізацію в комплексі з літієвою і берилловою мінералізацією. З кінця 1968 р. проводилися пошуково-оціночні роботи з виявлення та вивчення в межах Західного Приазов'я пегматитів з комплексною тантало-літієвою мінералізацією і пегматитолокалізуючих структур. У 1969-1973 р. пошукові роботи з виявлення та попередньої оцінки альбіт-сподуменових

танталоносних пегматитів проводилися в центральній частині Сорокинської тектонічної зони.

Зазначені пошукові роботи на рідкісні метали проводилися одночасно з геологічною зйомкою масштабу 1:50000 у Приморському районі (південна частина Сорокинської зони) і глибинним картуванням на території Західного Приазов'я. Завдяки вивченню пегматитів Західноприазовського блоку на протязі декількох десятиліть, було відкрито рідкіснометалеве родовище пегматитів «Балка Крута».

Саме ці результати були покладені у написання моєї кваліфікаційної роботи.

1.1 Стисла геолого-географічна характеристика району робіт

Територія досліджуваного району належить до Приазовського мегаблоку Українського кристалічного щита, займає в основному його південно-західну частину і іноді розглядається як самостійний Західноприазовський блок (ЗПГБ) I порядку. Його головними структурами є Вовчанський та Салтичанський гранітогнейсові куполи, Оріхово-Павлоградський та Малоянісольський синклінорії, вузькі трогові структури, які формують протяжні зеленокам'яні пояси в зонах їх зчленування.

Найбільшою складчастою структурою району є Салтичанський антиклінорій, де в ядерній частині залягають гранітогнейсові куполи - Гуляйпольський і Салтичанський масиви, які сформувалися в наслідок процесів гранітизації та мігматизації.

В геологічній будові Західноприазовського блоку широко розвинені метаморфічні і магматичні утворення палео-, мезо - і неогархею, а також палеопротерозою (рис.1.1). В геологічній будові Західноприазовського блоку широко розвинені метаморфічні і магматичні утворення палео-, мезо - і неогархею, а також палеопротерозою (рис.1.1).

До палеогархею відноситься західноприазовська серія, а також вовчанська і драгунська товщі, до мезогархею – осипенківська серія і

тернуваська товща, до неoarхею – центральноприазовська серія, до палеопротерозою – дібровська, гуляйпільська і садова світи.

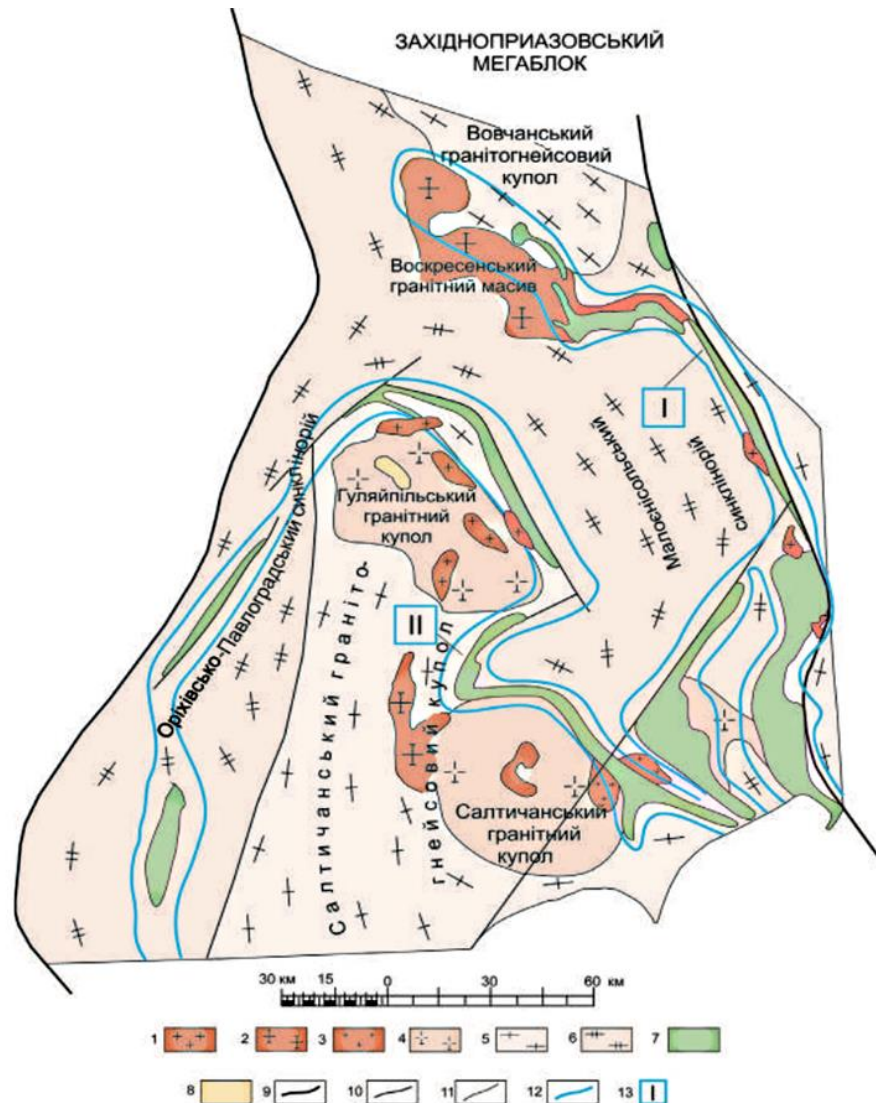


Рисунок 1.1 — Геолого-структурна схема Західноприазовського блоку [1]

Умовні позначення до рис.1.:

Двопольовошпатові граніти: 1 – добропільського, 2 – январського, 3 – салтичанського комплексів; 4 – плагіограніти, тоналіти шевченківського комплексу; 5 – метаморфічна західно-приазовська серія та ультраметаморфічний новопавлівський комплекс купольних структур; 6 – метаморфічні товщі (вовчанська й драгунська) та ультраметаморфічний ремівський комплекс шовних зон; 7 – метаморфізовані вулканогенно-теригенні комплекси трогових структур зеленокам'яного типу (осипенківська серія й новогурівська, тернуваська, косівцевська товщі); 8 – теригенні комплекси прирозламних накладених структур (гуляйпільська світа); 9 – регіональні глибинні розлами; 10 – інші розривні порушення; 11 – геологічні границі; 12 – умовні межі зеленокам'яних поясів; 13 – зеленокам'яні пояси: I – Шевченківсько-Берестівський, II – Сорокинсько-Гайчурський

1.2 Стратиграфія

Згідно з прийнятою стратиграфічною схемою, район робіт складений архейськими та нижньопротерозойськими магматичними, метаморфічними та ультраметаморфічними утвореннями, які перекриті горизонтальнозалежним чохлам осадових покладів мезо-кайнозойського віку.

Товщі метаморфічних та ультраметаморфічних утворень складені різноманітними за складом гнейсами, кристалічними сланцями, мігматитами та гранодіоритами, які відрізняються певними структурно-текстурними, літолого-петрографічними, петрографічними та геохімічними особливостями.

Архей.

До архею в межах району робіт віднесена потужна товща глибокометаморфізованих вулканогенних та осадово-вулканогенних порід *західноприазовської серії*, яка поширена в межах антиклінальних піднять. У розрізі серії переважають амфіболові, біотит-амфіболові, піроксен-біотит-амфіболові різновиди гнейсів та кристалічних сланців, абсолютний вік яких коливається в межах 2,7-2,84 млрд. років.

Західноприазовська серія, розвинена переважно в межах Західного Приазов'я (басейни річок Токмак, Кайінкулак, Вовча, Лозуватка), розчленовується на дві товщі: нижню – верхньотокмакську і верхню – кайінкулакську.

Верхньотокмакська товща (AR1 vt) представлена двупіроксеновими плагіогнейсами, іноді з гранатом, основними кристалосланцями, рідше — амфіболітами, які чергуються в розрізі.

Кайінкулакська товща (AR1 knk) поширена дещо ширше, ніж верхньотокмакська і має більш строкатий склад. Переважають тут плагіогнейси та кристалосланці біотитові, амфібол-біотитові, біотит - і амфібол-піроксенові, гранат-біотитові та піроксенові амфіболіти.

Ці породи серед вміщуючих мігматитів складають, в одних випадках, роз'єднані у просторі лінзи та лінзоподібні пласти потужністю від 10-30 м до 100-300 м, а в інших - складно побудовані гнейсові смуги шириною від 0,1 до 2-3 км, що утворюють своєрідні маркуючі гнейсові горизонти.

Нижній протерозой.

До нижнього протерозою віднесені метаморфічні утворення *центральнопριαзовської серії* та осипенківської світи.

Глибокометаморфізовані утворення *центральнопριαзовської серії* складають ділянки великих регіональних структур першого порядку: Центрально-Приазовської і Білоцерківської синкліналей і Корсакського синклінорія. У її складі виділено три світи: темрюкська, сачкінська та каратишська. Ізотопний вік порід серії коливається від 1800 до 2540 млн. років.

Темрюкська світа. Метаморфічні утворення широко поширені на крилах Центрально-пριαзовської синкліналі, а також в межах Держинсько-Приазовської антиклінальної складки, яка ускладнює осьову частину синкліналі, на площі Корсакського синклінорія та Білоцерківської синкліналі.

У розрізі світи мають значне поширення графітові, біотитові та високоглиноземисті гнейси, а також мономінеральні слюдисті, польовошпатові та гранатові кварцити. Інколи відзначаються малопотужні лінзовидні прошарки магнетитовміщуючих піроксенових і піроксен-гранатових кварцитів. Потужність світи становить 1700-2100 м.

Сачкінська світа представлена утвореннями, які поширені на крилах та в осьовій частині Центрально-пριαзовської синкліналі, в межах Корсакського синклінорія та Білоцерківській синкліналі, та залягають зі стратиграфічною перервою на породах темрюкської світи. За набором літологічних різновидів порід, характером їх перешаровування в розрізах і наявності опорних горизонтів, сачкінська світа розділяється на дві підсвіти: нижню - богданівську і верхню - дем'янівську.

Богданівська підсвіта складена мігматизованими біотитовими, гранатовими, амфіболовими, піроксен-амфібол-біотитовими, графіт-гранат-біотитовими гнейсами, безрудними кварцитами та лейкократовими гранулітами. Потужність світи становить 350-450м.

Дем'янівська підсвіта характеризується широким розвитком піроксен-магнетитових кварцитів, кальцифірів, мармурів і графітвміщуючих гнейсів. У товщі виділено 3 пачки: (знизу вгору) залізорудна, кристалічних сланців основного складу і карбонатно-графітова. Середня потужність становить 278 м. Потужність сачкінської світи коливається від 650 до 2100 м і в середньому становить 1300-1400 м.

Каратишська світа. Її утворення поширені в осьовій частині Центрально-приазовської синкліналі, а також складає центральні частини брахиформних синклінальних складок на Корсакському синклінорію та залягає на товщі порід сачкінській світі зі стратиграфічною перервою. Розріз каратишської світи складається з інтенсивно мігматизованих біотитових і амфібол-біотитових гнейсів, які переходять у біотитові та амфібол-біотитові мігматити та анатектичні плагіограніти. Крім того відзначаються пачки мігматизованих гранатових, графіт-гранатових, амфіболових, амфібол-піроксенових гнейсів та амфіболітів. Потужність світи не перевищує 4-5 км.

Осипенківська світа залягає стратиграфічно вище центрально-приазовської серії та має обмежене поширення в межах Приазовського блоку, де складає тільки ділянки Сорокинської, Федорівської та Куйбишевської тектонічних зон, які представляють собою великі грабенові структури північно-західного простягання і простежуються на десятки кілометрів при ширині від 1-2 до 4-5км. З вміщуваними породами західноприазовської та центральноприазовської серій, породи осипенківської світи контактують вздовж зон розломів, які обмежують грабенові структури.

У розрізі світи виділяється три пачки порід (знизу вгору: глиноземиста, карбонатна і графітовмісних сланців), де встановлені біотитові, біотит-гранатові, амфібол-біотитові, ставролітові, графітові, турмалінвміщуючі

сланці, карбонатні породи (кальцифіри і мармури), мономінеральні слюдисті, амфібол-магнетитові та польовошпатові кварцити, рідше амфіболіти та слабкометаморфізовані уламкові породи (гравеліти та конгломерати). Ізотопний вік порід світи коливається від 1630 до 2300 +/- 120 млн.

Породи цієї світи характеризуються своєрідною геохімічною та металогенічною спеціалізацією.

Мезо-кайнозой.

Докембрійські утворення Приазовського блоку перекриті чохлам горизонтально залягаючих осадових відкладень мезо-кайнозойського віку.

У районі робіт поширені відкладення неогену. Це в основному, породи полтавської світи, середнього сармату і понтичного ярусу.

Полтавська світа представлена пісковиками, вторинними каолінами, пісками. Потужність світи коливається від 0,5 до 25м.

Утворення середнього сармату представлені глинами, пісками, вапняками, потужність покладів яких коливається від 0,0 до 28,5 м.

Понтичний ярус представлений вапняками, пісками, глинами, пісковиками і мергелями. Потужність відкладів коливається від 0,0 до 37,5 м.

Четвертинна система. Літологічна товща представлена ґрунтово-рослинним шаром, суглинками і супісками. Потужність покладів коливається від 0 до 61,8 м.

1.3 Магматизм

Ультраметаморфічні і магматичні утворення Західноприазовського блоку УЩ представлені різновіковими автохтонними, параавтохтонними та інтрузивно-гранітоїдними магматичними комплексами: палеоархейські - новопавлівським і ремівським; мезоархейські – токмацьким, шевченківським і добропільським; палеопротерозойські – обіточненським, анадольським, салтичанським, коларовським; мезопротерозойські – чернігівським та кам'яномогильським комплексами.

Ремівський комплекс представлений автохтонними плагіогранітами та плагіомігматитами, вік яких становить 3,2 – 3,0 млрд. років. Вони повсюдно поширені в межах Оріхово-Павлоградської шовної зони і Малолянської зони Західноприазовського блоку та розвинені по метаморфічним породам західноприазовської серії, а також складають фундамент мезоархейських зеленокам'яних структур.

Інтрузивні фації зеленокам'яної стадії (3200-2800 млн.років) - гайчурський і сорокинський комплекси представлені дунітами, перидотитами, габро та діабазами.

Сорокинський комплекс (AR_3 sr) представлений в межах Сорокинської тектонічної зони дайками ультрабазитів (серпентиніти порфірові, коматііти перидотитові серпентинізовані, коматіітові перидотити хлоритизовані, тремолітити), які січуть метакоматііти Ольгинської світи неоархею.

Гранітоїди зеленокам'яної стадії представлені породами добропільського комплексу (300-3100 млн.років), шевченківського комплексу (2780-2890 млн. років) і чарнокітоїдами токмацького комплексу (2800 млн. років) [2].

Добропільський комплекс (діорити, кварцові діорити і тоналіти) відноситься до інтрузивно-магматичних утворень мезоархею і просторово поєднаний з породами косивцівської товщі. Породи комплексу утворюють Добропільську та Роздольнинську інтрузії. Добропільська інтрузія розташована в межах Північного обрамлення Салтичанського блоку, де приурочена до Гайчурської зони розломів.

Чарнокітоїди токмацького комплексу ((Э, en) AR_3 tk) ультраметаморфічного генезису розвинені досить широко в межах Західного Приазов'я серед метаморфічних порід західноприазовської серії, метаморфізованих у гранулітовій фації і там, де вони не зазнали інтенсивного діафторезу – у вигляді метаксенолітів серед молодших палеопротерозойських гранітоїдних утворень анадольського комплексу. Серед цих чарнокітоїдів можуть бути присутніми і більш древні ендербіти новопавлівського комплексу, які відрізняються від токмацьких ендербітів тільки за віком.

Шевченківський комплекс - ((gd,d,qd,pg,m) AR3 šv) об'єднує автохтонні та параавтохтонні діорити, кварцові діорити, гранодіорити, плагіограніти та плагіомігматити, розвинені переважно в межах Салтичанського куполу, а також Берестівської синкліналі. Діорити шевченківського комплексу асоціюють, як правило, з тоналітами і плагіогранітами, а обіточненські – з габро, габродіоритами і гранодіоритами.

До анадольського комплексу ((ig, g, gd, m) PR1 an) (група январських гранітів) належать рожеві та рожево-сірі різнозернисті, нерідко порфіроподібні біотитові та біотит-мусковітові граніти, лейкократові граніти, розвинені в межах Лозоватської антиклінальної структури та в обрамленні Чернігівського карбонатитового масиву. Часто спостерігаються мігматити з реліктами вміщуючих їх гнейсів. У генетичному відношенні - це типові ультраметаморфічні утворення, сформовані в результаті метасоматичної переробки і часткового плавлення в ранньому протерозої гнейсів і гранітоїдів архейського віку.

До салтичанського комплексу (PR1 sl) відносені сірі і рожево-сірі дрібно-середньозернисті біотитові граніти з ортитом, які утворюють 4 невеликих (від 0,3 x 0,4 до 1 x 3 км²) масиви в околицях с. Салтичія (Могила Салтичія або Кам'яна), Радоловка та Гюнівка.

З гранітоїдами та лужними породами постзеленокам'яної стадії пов'язані родовища й перспективні прояви рідкісних і рідкоземельних елементів, а також апатиту, алмазів та ін. [2].

Обіточненський комплекс — ((n, nd, d)) PR₁ об представлений діоритами, габродіоритами, гранодіоритами й тоналітами, які розвинені в межах Західного Приазов'я і складають Салтичанський, Центральний - і північно-Обіточненський, Нельговський, Західно - і Східно-Єлисеївський масиви, розташовані в ядрі Єлисеївської купольної структури, де утворюють кілька субконкордантних масивів серед мігматизованих порід західноприазовської серії та гранітоїдів шевченківського комплексу. Вік порід цього комплексу -

2020-2150 млн. років. З гранітоїдами обіточненського комплексу пов'язані великі жили керамічних пегматитів, які несуть рідкіснометалеве зруднення.

1.4 Тектоніка

Тектонічна будова району робіт дуже складна, тому що Приазовський геоблок УЩ сформувався як результат прояву декількох великих циклів тектогенезу, які значно розділені у часі. Головним з цих циклів: архейському, протерозойському, палеозойському і мезокайнозойському відповідають специфічні за характером товщі структурних поверхів.

У тектонічному плані у Приазов'ї чітко виділяється ряд великих плікативних і розривних структур першого порядку, формування яких зумовило сучасний вигляд Приазовського геоблоку.

У крайовій західній частині масиву розташована структура першого порядку - Корсакський синклінорій, який із заходу обмежений Горіхово-павлоградською, зі сходу - Корсакською зонами глибинних розломів. Синклінорій має витягнуту в субмеридіональному напрямку форму з розмахом крил 15 - 20 км і ускладнений численними синклінальними і антиклінальними складками більш високих порядків. Найбільш чіткими брахіформними складками синклінального типу, що ускладнюють будову крил синклінорія, є структури третього і четвертого порядків, що представляють собою залізорудні родовища- Корсакське, Кунсунгурське, Новоукраїнське, Орловське та інші. Вся структура Корсакського синклінорія складена метаморфічними породами центральноприазовської серії.

На схід від Корсакського синклінорія розташована велика антиклінальна структура першого порядку - Салтичанський антиклінорій, складений глибокометаморфізованими утвореннями західноприазовської серії. За формою структура нагадує овал, витягнутий у північно-західному напрямку.

Західна частина антиклінорія менш еродована і характеризується витриманим північно-західним простяганням метаморфічних товщ, яке на

півночі поступово змінюється на субмеридіональне, а центральна і східна частина антиклінорію характеризуються наявністю численних різноорієнтованих складок більш високих порядків, повсюдно ускладнених проявами блокової тектоніки, а також масивів палингенно-анатектичних гранодіоритів, діоритів і лейкократових гранітів.

Будова антиклінорію та складок більш високих порядків ускладнена інтрузією нижньопротерозойських салтичанських гранітів.

На схід від Салтичанського антиклінорію розташована Центрально-приазовська синкліналь, яка є структурою першого порядку і складена метаморфічними породами центральноприазовської серії та витягнута у субмеридіональному напрямку. На півночі від Салтичанського антиклінорію і на захід від центру Приазовської антикліналі розташована велика Білоцерківська синкліналь першого порядку, що характеризується дуже складною внутрішньою будовою та складена метаморфічними утвореннями центральноприазовської серії.

Крім розглянутих великих плікативних структур для Приазовського геоблоку характерний широкий розвиток різновікової і різноманітної за характером і масштабом диз'юнктивної тектоніки. До тектонічних порушень першого порядку архейського закладення відносяться зони розломів типу Сорокинської, Куйбишевської, Корскакської, Кам'яногогильської, Мало-янісольської, Криворізької, Павлівської та інші. Значна частина цих порушень має північно-західний напрямок і характеризується наявністю значної кількості дрібних опірних порушень другого і більш високих порядків.

Найбільш детально вивчена Сорокинська тектонічна зона - грабенова структура північно-західного простягання протяжністю 35 км, для якої характерна складна блокова будова. Грабен обмежений розломами північно-західного напрямку, що характеризуються падінням порід у північно-східному напрямі під кутами 70-85°. Серією більш молодих розломів північно-східного, субширотного та субмеридіонального напрямків ця

грабенова структура розділена численними грабенами більш високих порядків. Структура складена породами осипенківської світи, її південно-західне обрамлення - західно-приазовська серія, а північно-східне - породи центральноприазовської серією.

Стародавні розломи північно-західного простягання часто контролюють розміщення масивів гранітоїдів, великих пегматитових полів, проявів метасоматитів і ділянок гідротермальної переробки порід, що пов'язано з їх багаторазовим омолодженням в наступні періоди розвитку регіону.

Тектонічні порушення протерозойського віку характеризуються різним просторовим орієнтуванням. У районі робіт до них належать субмеридіональні Західно-Приазовська (Оріхово-Павлоградська), Чернігівська та інші райони розломів.

Особливе положення займає північно-східна Бердянська (Південно-приазовська) зона розломів, що відокремлює Приазовський геоблок від Причорноморської западини. Закладення цих зон, як і ряду інших цього напрямку відбулося, мабуть, в протерозої. Остаточне їх формування пов'язується з герцинським та альпійським орогенезом.

Висновки до розділу:

Проаналізовано геологічну будову району досліджень. Встановлено, що Сорокинська тектонічна зона є найдревнішою структурою Західноприазовського блоку і відрізняється дуже складною будовою, обумовленою перетином головних глибинних розломів геоблоку які і сформували грабеноподібну структуру та ряд антикліноріїв і синкліноріїв. Вона складена комплексом магматичних, метаморфічних, ультраметаморфічних порід AR-Mz віку, а також утвореннями зеленокам'яних вулканогенних порід, які облямовують Салтичанський, Куйбишевський, та Корскакський масиви.

2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Кваліфікаційна робота написана за результатами власних досліджень та узагальнення й аналізу даних геологічних, мінералогічних, хімічних досліджень вміщуючих порід та рідкіснометалевих пегматитів Сорокинської тектонічної зони УЩ. При написанні роботи використовувались також фондові матеріали та дані літературних джерел.

В основу методичної бази закладено системний підхід, за допомогою якого було узагальнено результати різноманітних окремих методів досліджень, які включають: інформаційний, статистичний, хронологічний, порівняльний, тощо.

Методика проведення досліджень включала в себе комплекс робіт:

- аналіз та узагальнення даних літературних джерел;
- вивчення речовинного складу розрізів пегматитоносних та зеленокам'яних комплексів порід;
- лабораторна обробка препаратів;
- з'ясування закономірностей локалізації пегматитових жил;
- дослідження чинників генетичного розвитку пегматитоносних структур.

Вибір методів дослідження продиктований змістом перерахованих завдань і реальними умовами їх виконання.

На першому етапі роботи були зібрані, проаналізовані та узагальнені матеріали – текстові та графічні дані про геологічну будову Сорокинської тектонічної зони, а саме родовища «Балка Крута». Аналіз фондових матеріалів дозволив узагальнити відомості про геологічну будову родовища та речовинний склад пегматитів за результатами попередніх досліджень.

Далі було проведено узагальнення даних, які були отримані при проведенні досліджень.

У вирішенні поставлених завдань використані традиційні методи вивчення речовинного складу – петрографічний, мінералогічний, а також

методи металлогенического аналізу (рудноформаційний аналіз, порівняльно-геологічний, генетичний метод).

Петрографічні дослідження та визначення властивостей рудних мінералів проводилися в лабораторії вивчення речовинного складу корисних копалин Національного технічного університету «Дніпровська політехніка» з використанням рудних і поляризаційних мікроскопів Альта Полар Р-312, Полам Р-312 в прохідному і відбитому світлі, бінокулярного мікроскопа Мін-6, мікротвердометра ПМТ-3.

В ході роботи було вивчено 15 шліфів і 6 аншліфів; переглянуто 30 шліфів з колекцій шліфотеки кафедри геології та розвідки родовищ корисних копалин; вивчені результати: силікатних хімічних, спектральних напівкількісних і мікроспектральних лазерних та ізотопних аналізів. Ці методи були використані з метою визначення як вміщуючих порід зеленокам'яних комплексів, так і рідкіснометалевих пегматитів району досліджень.

Проведено інтерпретацію результатів хімічного та рентгеноспектрального аналізів, які виконані в лабораторії КП «Укрпівденгеологія».

Для виявлення закономірностей розміщення рудоносних пегматитових жил проведено зіставлення і аналіз, побудованих раніше геологами, тектонічних схем, детальних геологічних і металогенічних карт пегматитових родовищ, що дозволило визначити головні особливості геологічної будови та речовинного складу рідкіснометалевих пегматитів Сорокинської зони Українського щита.

На завершальній стадії дослідження розглянуті чинники локалізації рідкіснометалевих пегматитів досліджуваного району та визначено їх генетичні умови формування в межах Західноприазовського блоку УЩ.

Висновки до розділу:

Обрано методи дослідження (проаналізовані та узагальнені дані з літературних джерел; вивчено речовинний склад розрізів пегматитоносних та

зеленокам'яних комплексів порід; в лабораторії проведено вивчення та обробку препаратів пегматитів).

3 ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА СОРОКИНСЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Сорокинська тектонічна зона [1] (рис. 3.1) розташована у східній частині Західноприазовської мегаструктури Українського щита і на сьогодні розглядається як зеленокам'яна структура (ЗКС).

Структура закладена вздовж зони Сорокинського глибинного розлому, який зумовлює її північно-західне видовження й інші особливості морфології. Найдавніші розломи архейського віку – це поздовжні розривні порушення північно-західного простягання; пізніші – це поперечні порушення північно-східного й субмеридіонального напрямів. Унаслідок тектонічних процесів структура розбита на окремі блоки з різною амплітудою зміщення вздовж горизонталі й вертикалі.

Вона має вигляд вузької лінійної синклінальної складки, породи якої повсюдно падають на південний захід під кутом $70-85^\circ$ (рис.3.2). У північно-західному напрямку залягання поступово виположується до $55-65^\circ$. Вона простежується в північно-західному напрямі ($300-320^\circ$) у межах 45 км від узбережжя Азовського моря до с. Андріївка, де обмежена Південноприазовською зоною розломів субширотного протягання.

Нині встановлено, що Сорокинська ЗКС є фрагментом зеленокам'яного поясу, подібного класичним структурам цього типу.

Відклади, розвинені в межах Сорокинської ЗКС, належать до осипенківської серії мезоархею. Потужність зеленокам'яних утворень осипенківської серії, які виповнюють структуру, неоднакова і завдяки латеральним неоднорідностям і блоковій будові, змінюється від 0,2–0,3 до 2,2 км. Контакти з породами облямування, які представлені гнейсами, мігматитами й гранітоїдами, тектонічні або інтрузивні.

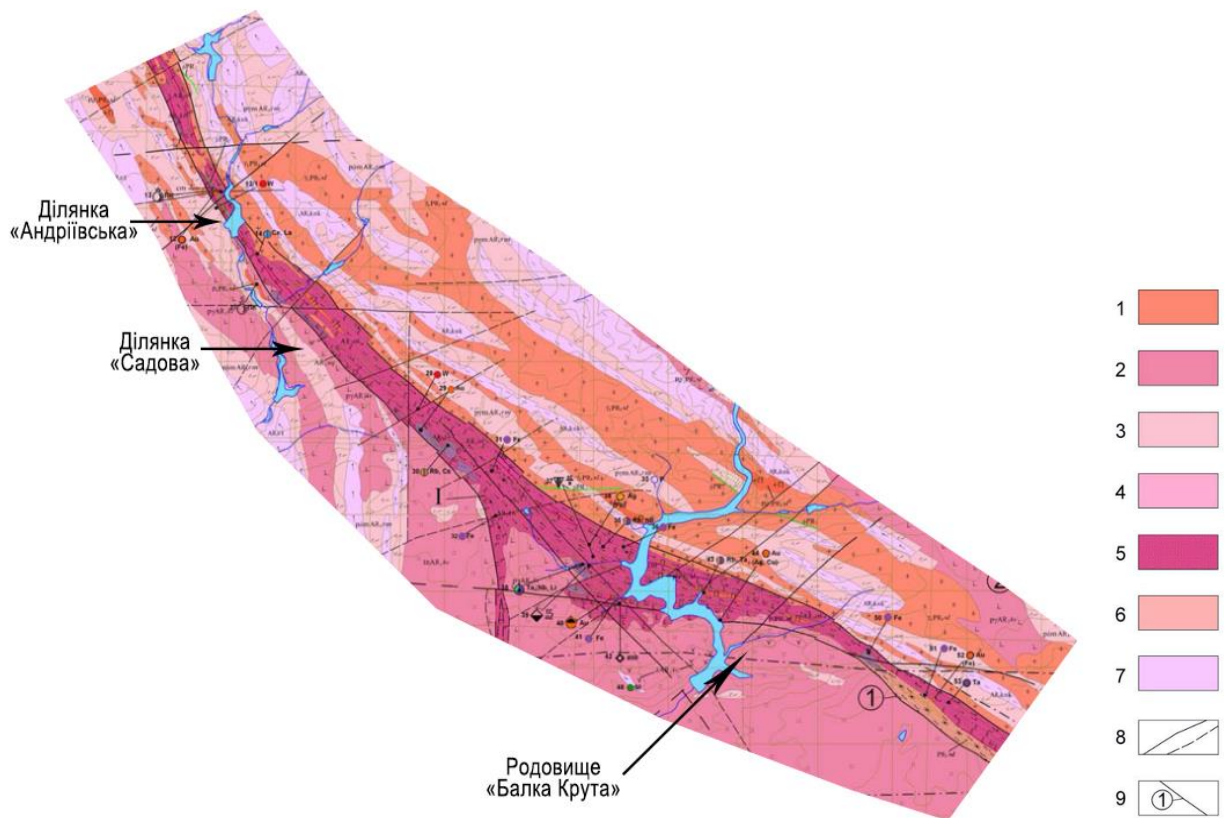


Рисунок 3.1 — Схематична карта Сорокинського пегматитового поля

Умовні позначення: Ультраметаморфічні комплекси: 1 – салтичанський (граніти: лейкократові, пегматоїдні, мусковіт-біотитові; пегматити: безрудні, керамічні, з рідкіснометалевою мінералізацією); 2 – шевченківський (плагіограніти, тоналіти, гранодіорити, діорити); 3 – ремівський (плагіомігматити біотитові, роговообманкові); супракрустальні світи, серії й товщі: 4 – темрюцька світа (гнейси біотитові, графіт-біотитові, глиноземисті; кварцити мономінеральні, польвошпатові); 5 – осипенківська серія (породна асоціація ольжинської світи: метавулканіти основного та ультраосновного складу, метатупи й метатупіти по них, сланці, залізисті кварцити; породна асоціація сурозької світи: метаріоліти, метаріодацити, метадацити; породна асоціація крутобалківської світи: сланці біотитові, амфібол-біотитові, глиноземисті, метапісковики, метаалевроліти, метааргіліти, метаконгломерати); 6 – драгунська товща (плагіогнейси біотитові, гранат-біотитові, амфібол-біотитові, амфіболіти, кристалосланці амфіболові); 7 – західноприазовська серія (породна асоціація каїнкулацької товщі: гнейси біотитові, амфібол-біотитові, кристалосланці піроксенові, амфіболові, магнетитові; породна асоціація верхньотокмацької товщі: кристалосланці амфібол-піроксенові, гнейси, амфіболіти); 8 – розривні порушення (а – визначені, б – імовірні); 9 – головні розломи:

Відклади осипенківської серії представлені *ольжинською, крутобалківською та сурозькою світами*, які чітко розрізняються за складом і взаємовідношеннями порід [1].

Ольжинська світа розташована у нижній частині розрізу осипенківської серії, вона простягається протягом усієї Сорокинської структури вздовж південно-західного й північно-східного бортів. Породи світи представлені

метавулканітами (метабазальти, метаандезито-базальти, метакоматіїти та їхні туфогенні різновиди), залізистими кварцитами, сланцями амфібол-біотитового, біотитового, гранат-біотитового складу. У південно-західному крилі серед порід переважають метавулканіти, у північно-східному – сланці. Потужність розрізу світи змінюється від 100–200 до 400–600 м, найбільші значення виявлено на Сурозькій і Андріївській ділянках.

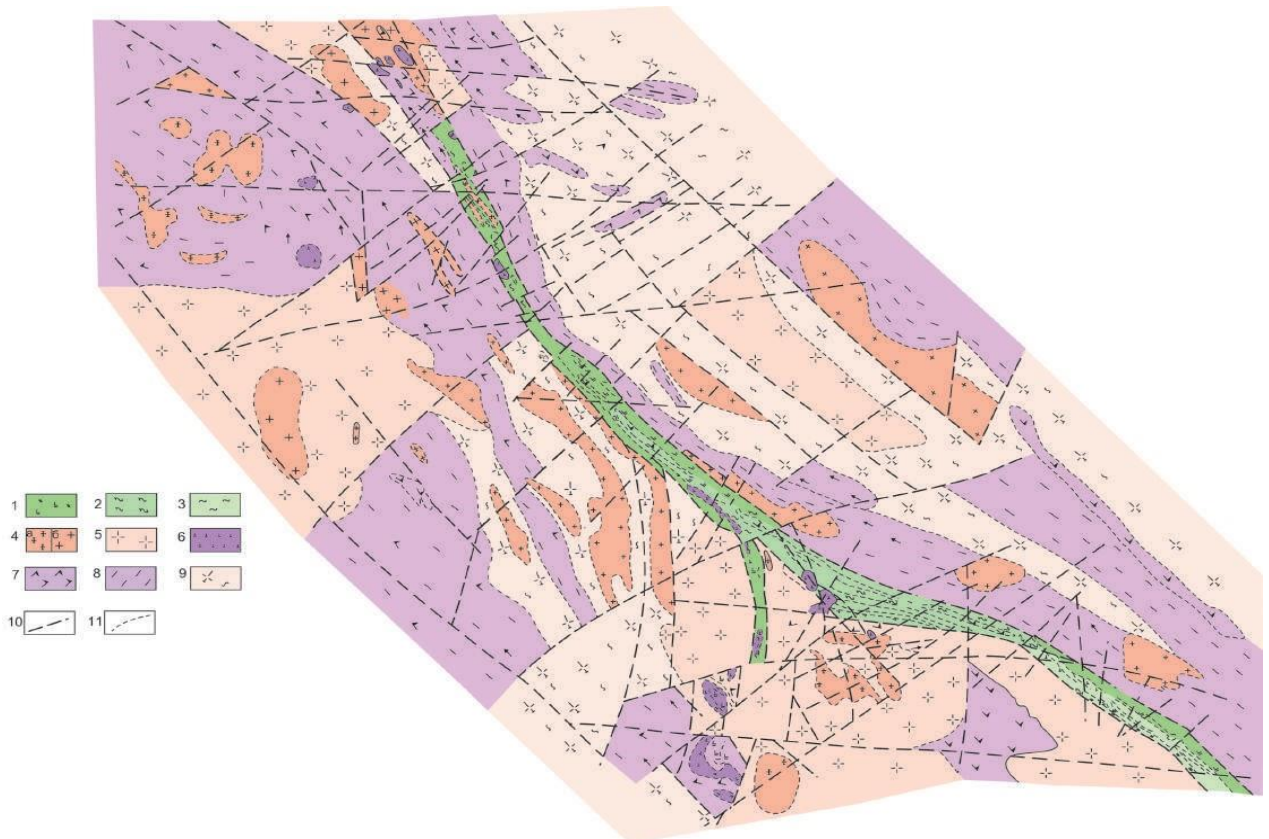


Рисунок 3.2 — Схематична геологічна карта Сорокинської зеленокам'яної структури [1]

Умовні позначення: 1 – метавулканіти ольжинської світи; 2 – слюдисті сланці крутобалківської світи; 3 – теригенно-хемогенні утворення садової світи; 4 – граніти: а – мусковітові й мусковіт-біотитові январського комплексу, б – ортитовмісні салтичанського комплексу; 5 – плагіограніти шевченківського комплексу; 6 – тіла ультрабазитів; 7 – амфібол-піроксенові гнейси і кристалосланці західноприазовської серії; 8 – біотитові гнейси драгунської товщі; 9 – плагіомігатити; 10 – розривні порушення; 11 – геологічні границі

Відклади *крутобалківської світи* простежені вздовж усієї структури у вигляді вузької смуги завширшки від 100 до 500 м у її центральній частині. Серед порід світи переважають сланці: біотитові, гранат-біотитові, інколи амфібол-біотитові, двослюдяні, графіт-біотитові, глиноземисті. Відклади світи найбільш поширені в районі балки Крутої, де їх потужність зростає до 1

200 м. У напрямку з півдня на північ у розрізі виділяються наступні прошарки: пачка перешарування метатеригенних порід (метаконгломерати, пісковики, алевроліти, аргіліти), пачка глиноземистих сланців (ставролітові, ставроліт-гранат-біотитові та ін.), пачка біотитових сланців.

Повний розріз *садової світи* представлений трьома контрастними за складом пачками : метатеригенну, вуглецево-глиноземну та карбонатну.

До утворень *сурозької світи* належать кислі вулканіти – метаріоліти й метаріодацити. За даними О. Б. Боброва пласто- та лінзоподібні тіла кислих вулканітів залягають у південно-західному борті Сорокинської ЗКС на контакті метавулканітів ольжинської світи з гранітоїдами фундаменту, а також налягають на породи ольжинської світи (верхи балки Крутої, балка Собача).

Найраніші інтрузивні утворення в межах Сорокинської структури представлені базитами й ультрабазитами сорокинського комплексу (мезоархей). Південно-західний борт Сорокинської структури інтродований переважно плагіогранітоїдами шевченківського комплексу мезоархею. На північно-східному борті структури та в її північній частині з зеленокам'яними утвореннями контактують нижньопротерозойські апліт-пегматоїдні граніти салтичанського комплексу та гранодіорити обіточненського.

Глибокометаморфізовані та діафторовані стратиформні утворення, які поширені в облямуванні Сорокинської ЗС і формують її фундамент, належать до верхньотокмацької, кайінкулацької та драгунської товщ нижнього архею, які представлені інтенсивно мігматизованими та гранітизованими гнейсами, плагіогнейсами, кристалосланцями та амфіболітами. По ним породам розвинені плагіомігматити ремівського комплексу.

У розрізі Сорокинської структури просторово суміщені метавулканічні і плутонічні породи.

3.1 Геологічна будова пегматитового поля «Балка Крута»

Пегматитове поле «Крута Балка» розташоване в центральній частині Сорокинської зони (рис. 3.1) і приурочене до верхньої частини локального горстоподібного підняття, що утворився всередині грабенової структури при впровадженні інтрузій основного та ультраосновного складу (рис.3.3).

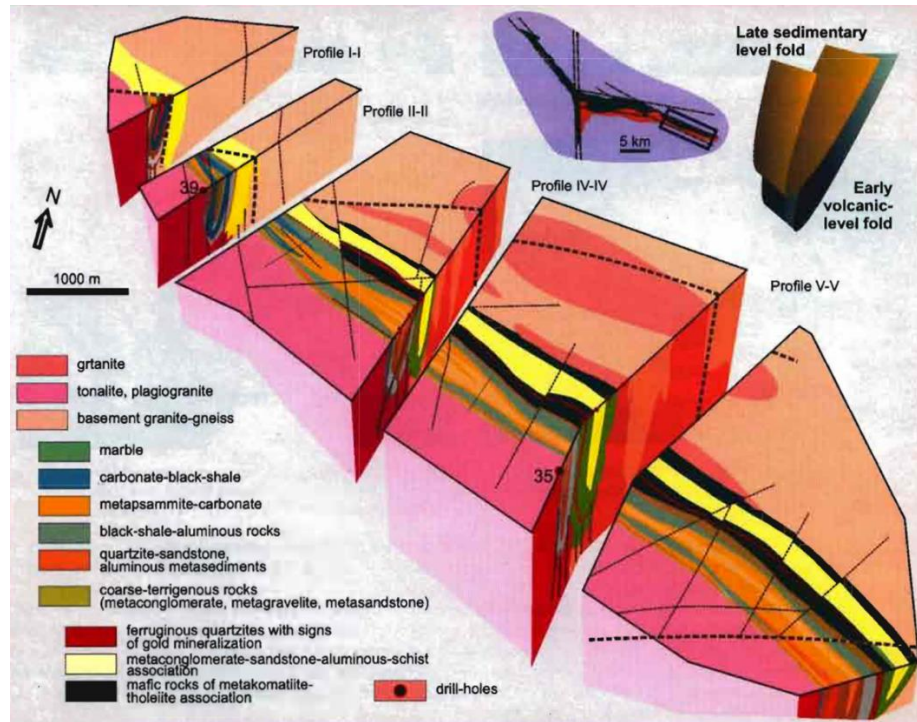


Рисунок 3.3 — Геологічна будова пегматитового поля «Балка Крута» [2]

У геологічній будові поля беруть участь гнейсово-кристалічносланцеві породи осипенківської серії та ультраосновні утворення сорокинського комплексу, які й містять лінзоподібні тіла рідкіснометалевих пегматитів. У західній частині, за межами пегматитового поля, розміщені масиви январських і салтичанських гранітів, які сформувались на завершальній стадії утворення складнобудованого Салтичанського куполу і проривають утворення західноприазовської серії, які є рамою для Сорокинської структури, та її метавулканогенно-осадові відклади. У північно-східній частині вузла породами рами є мігматизовані утворення драгунської товщі палеоархею (рис. 3.4).

У межах пегматитового поля чітко прослідковуються дві системи роз-

ривних порушень. Перша (найдавніша) характеризується простяганням за азимутами $280-300^\circ$ і північно-східним падінням площин розриву під кутами $70-85^\circ$. Вони на всьому простяганні контролюються дрібними та великими тілами метабазитів і метаультрабазитів, масивами январських і салтичанських гранітів.

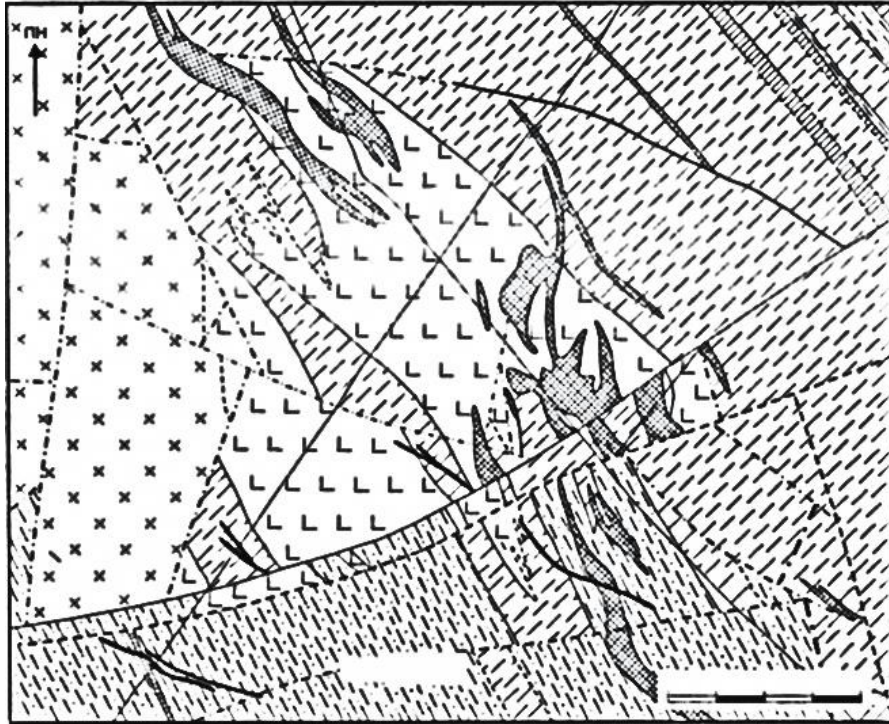


Рисунок 3.4 — Схематична геологічна карта пегматитового поля Крута Балка [3]. Умовні позначення на рис. 3.5

Друга система розломів характеризується північно-західним простяганням за азимутами $320-340^\circ$ і падінням площин розриву на південний захід. Це система довго живучих розломів, які неодноразово омолоджувалися. Її розривні порушення картуються як у середині горстоподібних піднять, так і січуть грабенову структуру. Більша частина цих розломів є пострудними, вони зміщують окремі жили, утворюючи при цьому в пегматитах зони дроблення і катаклазу, які виповнюються більш пізніми кварцовими прожилками.

До південно-західних розломів, що обрамляють грабен, прилягає третя система розривних порушень субширотного напрямку, яка місцями змінює азимути простягання на північно-східні. Вона контролює поширення

пегматитів, різко обриваючи пегматитові тіла в південній частині поля.

Ділянка розвитку пегматитів утворена слабко метаморфізованими в епідотовій, епідот-амфіболовій фаціях регіонального метаморфізму гранатовими, амфібол-біотитовими, двослюдяними сланцями ольжинської світи осипенківської світи. Найпоширенішими серед рудовмісних порід в її межах є різні за складом метаультрабазити сорокинського комплексу мезоархею (піроксеніти, олівініти, тремолітита, актинолітита, серпентиніти, тальк-хлоритові породи).

Рідкіснометалеві пегматити вузла просторово приурочені до тіл метаультрабазитів і зрідка крупні пегматитові тіла проривають одночасно слабко метаморфізовані сланці, ультрабазити й гранодіорити. При цьому мінералогічний склад пегматитових тіл деякою мірою підпорядкований складу вмісних порід [3].

Пегматитові тіла залягають у сланцях осипенковської світи (глиноземиста пачка), змінених метаультрабазитах і гранодіоритах. Це плитоподібні тіла, які полого залягають та утворюють по вертикалі серії пегматитових жил. Складна морфологія пегматитових тіл повністю залежить від фізичних властивостей вміщуючих порід. Так, усі жили в гранодіоритах морфологічно витримані, їх потужність зменшується у бік бортів грабену. При переході до порід основного і ультраосновного складів потужність жил різко зростає, вони утворюють роздуви, численні апофізи та відгалуження. При виході жил у сланцеву товщу тіла пегматитів розщеплюються і виклинюються. Найбільші тіла мають чітку зональність, а характер і склад зон залежить від глибини залягання жил. Вони характеризуються стійким мінеральним парагенезисом кварц + альбіт + мусковіт + мікроклін, а акцесорні мінерали представляють колумбіт-танталітом, каситеритом, цитролітом, рідше апатитом і сподуменом. Для цього різновиду пегматити зазвичай є нерудними, особливо відносно літію і складають тіла незначної протяжності та потужності з мінливими елементами залягання.

Так, серія приповерхневих пегматитових жил, частково виходить на денну поверхню, характеризується переважно кварц-альбітовим складом та розвитком в центральних ділянках жил кварцового ядра. У бік лежачого боку кварцове ядро переходить до зони блокового мікрокліну.

Кварц-мікроклінові жили характеризуються невеликою потужністю (перші метри), крутими кутами падіння ($15-25^\circ$), наявністю декількох мінеральних зон і відсутністю рідкіснометалевої мінералізації.

Для приповерхневих кварц-альбітових жил західної частини пегматитового вузла властиві невеликі потужності (перші метри), круті кути падіння ($15-25^\circ$) на схід і південний схід та виклинювання за падінням на відстані перших десятків метрів. Характерною особливістю їх будови є зональність (від зольбандів до центру жили): апографічна зона, кварц-альбіт-мікроклінова, цукроподібного альбіту, клевеландиту, лускуватого мусковіту, блокового мікрокліну і блокового кварцу. Зрідка в них трапляється сподумен.

У всіх жилах, що виходять на денну поверхню в центральній частині пегматитового поля, теж простежується певна зональність, яка починається з майже мономінеральної альбітової зони. Зона розвинена у вигляді плям і гнізд на кордоні з зонами блокового кварцу і блокового мікрокліну. Далі йде кварц-альбіт-сподуменовая зона, що є найбільш поширена у всіх потужних жилах і простежується по падінню у вигляді безперервної смуги. Наступною за поширеністю і черговості в бік ендоконтактів жил є зона, складена переважно кварцом і альбітом-кварц-альбітова зона. Ця зона складає крайові частини більшості жил, які можуть виклинюватись; часто вона є переривчастою в висячому боці, особливо в пологих жилах, де у висячому боці розвинене кварцове ядро. У деяких жилах замість цієї зони крайова частина представлена апографічною кварц-альбіт-мікрокліновою зоною. Вона має незначне поширення тільки в західній частині пегматитового поля. Пегматити «Крутої Балки» віднесені до альбіт-сподуменового і альбітового типу за класифікацією Н. А.Солодова.

Головними процесами, які розвиваються навколо альбітових і альбіт-сподуменових пегматитів, залягаючих серед сланців і метаультрабазитів, є ослюденіння та холмквістітизація. При цьому утворюються своєрідні породи - слюдити, які контактують безпосередньо з пегматитами або відокремлюються від них тонкою кварц-турмаліновою облямівкою. У породах сланцевої товщі навколо пегматитів переважають холмквістітвміщуючі породи, які складаються з холмквіститу, біотиту, гранату, плагіоклазу (типу олігоклазу), тремоліту, з другорядних присутні ставроліт і хлорит. Вони більш поширені ніж слюдити і прослідковуються на відстань 20-30 м від пегматиту.

У породах гранодіоритового складу спостерігаються вторинні зміни, що виражені в утворенні малопотужних зон ослюденіння і досить великих зон з інтенсивно проявленою калишпатизацією. У пегматитах «Крутої Балки» встановлені промислові вмісти танталу, літію, ніобію, у слюдитах – цезію.

У межах поля виділяється чотири типи пегматитів, які відрізняються просторовою приуроченістю, морфологією тіл та парагенезисами породотвірних і акцесорних мінералів: мікроклінові, альбіт-мікроклінові, альбітові та альбітові зі сподуменом (рис. 3.5).

Крутобалківський тип пегматитів належить до альбітового типу зі сподуменом. Пегматити вузла утворюють серію положозалягаючих плитоподібних, лінзоподібних, іноді грибоподібних тіл які простягаються за падінням на 50-400 м та мають потужність від десятків сантиметрів до 40 м і більше в роздувах. У розрізі пегматитового поля до глибини 250 м нараховується більше десятка пегматитових тіл. У нижніх частинах розрізу це малопотужні (до 0,5-0,8 м) жили істотно мікроклінового складу, які вгору за розрізом змінюються кварц-альбітовими, сподумен-кварц-альбітовими, а поблизу поверхні малопотужними кварц-мікроклін-альбітовими тілами. Зональність у пегматитовому вузлі спостерігається і за простяганням: з північно-заходу на південний схід, тобто в напрямку падіння жил. Інколи прослідковується зміна мікроклінових жил кварц-альбітовими і сподумен-

кварц-альбітовими.

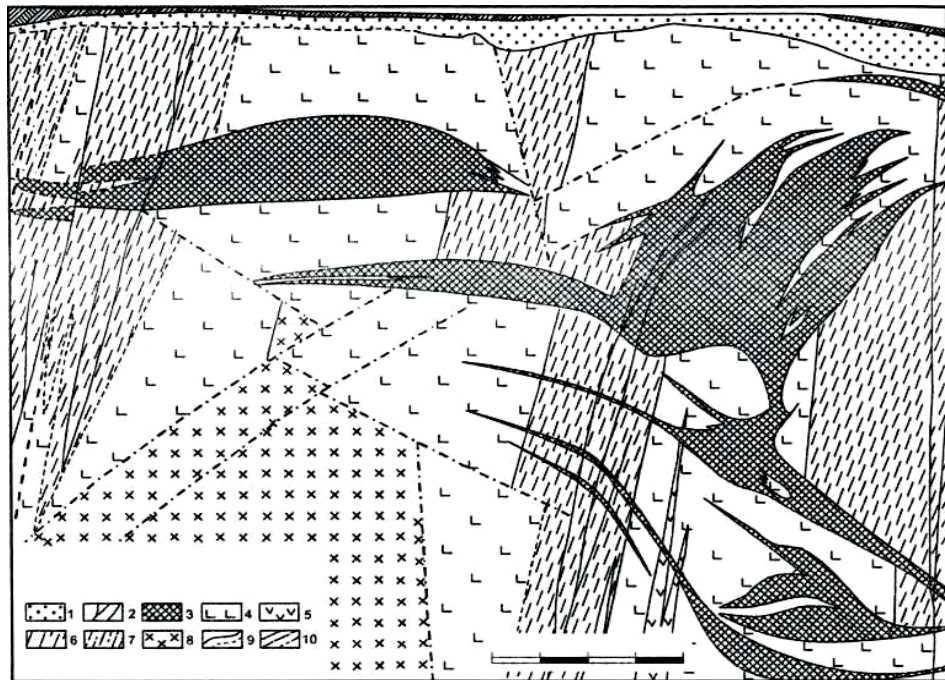


Рисунок 3.5 — Поперечний розріз через вузол пегматитів Крута Балка [3]

1 – рихлі відклади; 2 – кварцові жили; 3- тіла пегматитів; 4 – метаяльтрабазити; 5 – амфіболіти; 6 – слабометаморфізовані сланці різного складу; 7 – метагравеліти; 8 – гранодіорити; 9 – геологічні контури; 10 – розривні порушення

Кварц-альбітові зі сподуменом пегматити залягають нижче глибини 40 м і гіпсометрично нижче власне кварц-альбітових. Вони різко переважають у межах пегматитового вузла і характеризуються великими розмірами пологозалагаючих, складнобудованих тіл, з численними роздувами та апофізами. Їх будову визначають такі зони: дрібнозерниста кварц-альбітова, кварц-альбіт-сподуменова і кварц-сподуменова, блокового мікрокліну та блокового кварцу. Підпорядковано в них містяться також зони лускуватого мусковіту, зони кварц-мусковітові та цукроподібного альбіту. Кварц-альбіт-сподуменова зона зазвичай утворює центральні частини роздувів і займає від 20 до 60 % об'єму пегматитових тіл.

У межах родовища умовно можна виділити три рудовмісні зони: верхню, середню та нижню [3].

Верхня зона займає рівень від +35,8 до -35,5 м і представлена двома пегматитовими тілами. Перше розміщене на 30 м від денної поверхні і

поступово заглиблюється на південь до глибини 40 м. Його потужність змінюється від 7,2 до 25,5 м у південно-західному напрямку. За падінням воно простежується на 240 м.

Друге тіло характеризується жиллоподібною формою і потужністю 4,1-5,9 м. За падінням воно простежується на 60 м і виходить на денну поверхню. Обом тілам властива зональна будова. Від висячого до лежачого боку чітко виділяються такі мінеральні зони: блокового мікрокліну, кварц-альбітова, кварц-альбіт-сподуменова, мусковіт-кварц-альбітова, цукроподібного альбіту та клевеландиту. Концентрація рідкісних металів розподілена нерівномірно: вміст Ta_2O_5 коливається від 0,001 до 0,268 %, Nb_2O_5 – від 0,001 до 0,036%, Li_2O – від 0,008 до 4,0 Cs_2O – від 0,001 до 0,041 % і Rb_2O – від 0,006 до 0,094 %. За падінням концентрації танталу і літію в пегматитах поступово збільшуються. Основними мінералами-носіями рідкіснометалевої мінералізації є колумбіт, танталіт, ніобо-танталіт, небагато циркону і циртоліту, берилу, каситериту і сульфідів.

Середня зона, яка містить тантал-літієву руду, займає рівень від + 15,0 до -160 м і простягається з півночі на південь на 220 м. Для неї властиві пегматитові тіла дуже складної морфології. Вони в одних перетинах є єдиним тілом, яке розділяється на дві апофізи, а в інших – представлені низкою тіл з численними роздувами і пережимами. Потужність тіл змінюється від перших метрів до 70 м, заглиблюються на південний схід під кутом 10-15° і мають зональну будову. Концентрація Ta_2O_5 змінюється від 0,001 до 0,176 %, досягаючи максимуму в слюдисто-польовошпатовій і сподуменовій зонах. Концентрація Nb_2O_5 розподілена більш рівномірно між всіма зонами і його вміст змінюється в межах 0,001-0,06. Для цієї рудоносною зони характерні найвищі концентрації оксиду літія (0,02-6,55 %).

Нижня зона, яка містить тантал-літієву руду, займає гіпсометричний рівень від – 97 до -195 метрів. Вона простежується з північного заходу на південний схід упродовж 180 м за ширини 70 м і утворена декількома плитоподібними тілами потужністю від 3,0 до 30 м з невеликим падінням на

схід. Основними породотвірними мінералами пегматитів цієї зони є кварц, альбіт, мусковіт, мікроклін і сподумен. Концентрація рідкісних металів в пегматитових тілах характеризується більш рівномірним розподілом порівняно з іншими зонами. Тут вміст Ta_2O_5 коливається в межах від 0,001 до 0,018 %, Nb_2O_5 - від 0,001 до 0,009 %, Li_2O від 0,02 до 1,43 % і Cs_2O – від 0,001 до 0,033 %.

3.2 Геологічна будова ділянки «Садова» Сорокинського пегматитового поля

Сорокинське пегматитове поле розташоване у центральній частині ділянки на правому березі р. Буртичя біля х. Сороки. Тут зустрінуто серія паралельних пегматитових жил серед вміщуючих сланців біотитових та амфіболітів, які орієнтовані вздовж простягання Сорокинської тектонічної зони. Потужність жил в середньому 5-7м, їх падіння круте під кутом 80-85° на південний захід. Зональність жил виражена слабо, тільки зрідка в деяких оголеннях відзначається крайова зона та кварцево-полевошпатова центральна зона.

Для пегматитів цього поля характерний слабкий розвиток графічних структур, високий вміст турмаліну, незначний розвиток процесів альбітизації, а на ділянках пневматоліто-гідротермальної та метасоматичної переробки характерна наявність зеленої слюди (жильбертіта) та часткова відсутність рідкіснометалевої мінералізації. Вміст п'ятиокису танталу у пробах, відібраних на Сорокинському пегматитовому полі, знаходиться в межах від 0 до 0,001%.

За мінералого-петрографічними особливостями виділені олігоклазовий, олігоклаз-мікрокліновий, та мікроклінів тип пегматитів.

За результатами проведених пошукових робіт встановлено, що:

- пегматити на ділянці користуються широким поширенням як за площею, так і на глибину;

- пегматити представлені наступними тапами: мікрокліновим, олігоклазовим і олігоклаз-мікрокліновим;
- редкіснометалева мінералізація практично відсутня;
- на ділянці виявлено численні аномалії рідкісних лугів (літію, рубідію, цезію), наявність яких обумовлена мінеральним складом як керамічних пегматитів, так і зонами тектонічних порушень.

В межах південно-східної частини Сорокинської тектонічної зони (ділянка «Садова» (рис.2)) проводилися пошукові роботи з виявлення рідкіснометалевого зруденіння, генетично пов'язаного з пегматитами.

Ділянка «Садова» розташована в 8 км на схід від родовища «Крута Балка», де за даними площинних геофізичних робіт масштабу 1:50000 і 1:10000 встановлені лінійно-витягнуті позитивні магнітні аномалії.

Одиничними свердловинами, пройденими при проведенні геологічної зйомки масштабу 1:50000, в межах аномалій були розкриті метаультрабазити, сланці і карбонатні породи осипенківської світи, які прориваються пегматитовими жилами потужністю 0,5-10 м. Пегматити мають майже полого залягання і містять акцесорну тантал-ніобієву мінералізацію.

В результаті буріння було встановлено, що в межах ділянки «Садова» Сорокинська тектонічна зона простежується у вигляді грабена шириною від 400 до 1100 м, має складну блокову будову з інтенсивним переміщеннями блоків вздовж розломів північно-східного напрямку (рис. 3.6). Амплітуда переміщення окремих блоків становить 300-350 м.

Грабен виконаний переважно породами осипенківської світи, характерними для розрізу її верхньої частини. Тут широко розвинені біотитові, гранатові, сіліманітові, мусковіт-біотитові, графітові сланці, гравеліти і конгломерати, кварцити і кальцифіри.

Особливе місце в розрізі займають (біля південного борту грабена) графітові і графітовмісні сланці, що утворюють тут смугу потужністю до 70-

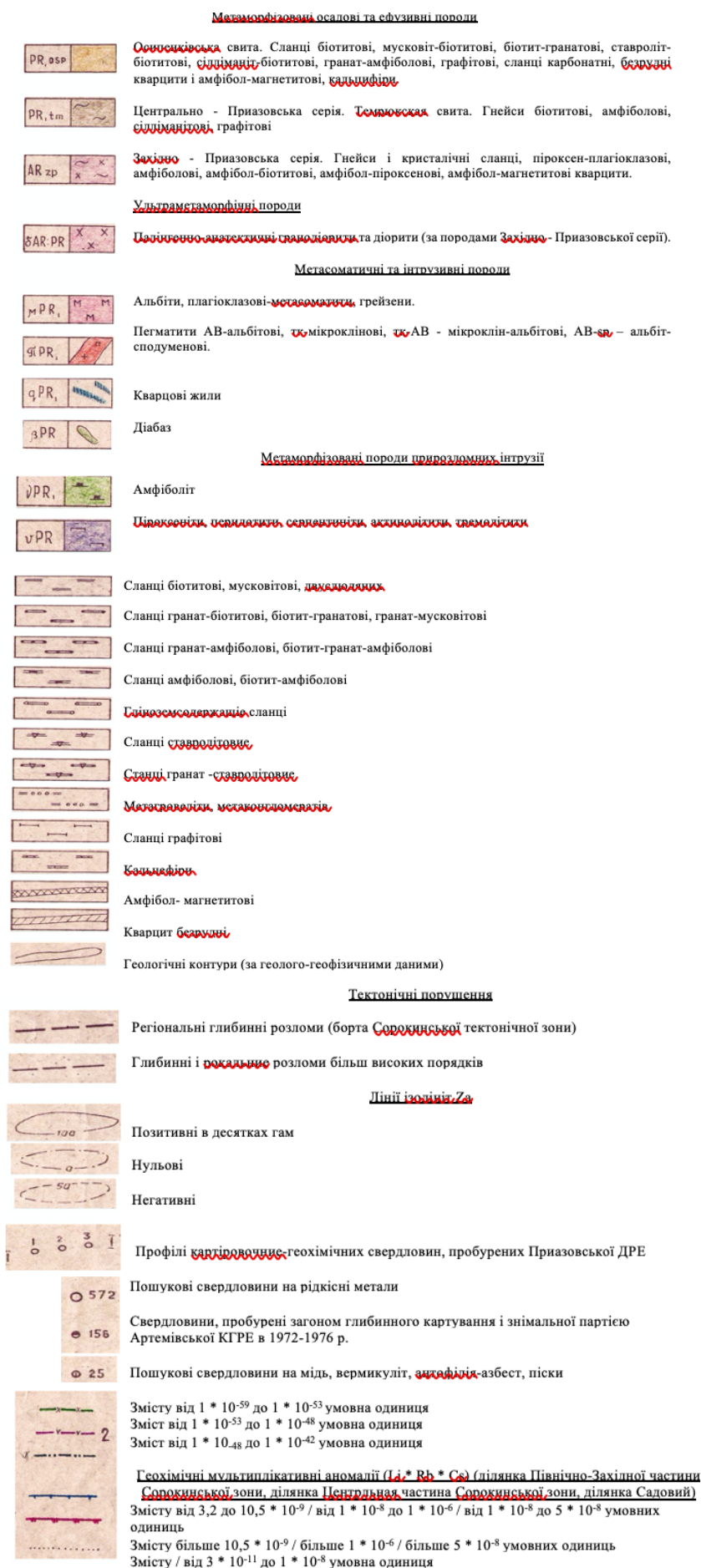


Рисунок 3.8 — Умовні позначення до геологічної карти (рис. 3.6, рис. 4.13)

Висновки до розділу:

Розглянуто геологічну будову Сорокинської зеленокам'яної структури, яка внаслідок послідовних тектонічних процесів була розбита на окремі блоки з різною амплітудою зміщення по горизонталі та вертикалі. Середня частина сформованої структури є пегматитоносним полем в центральній частині якого розташоване родовище «Балка Крута» та Сорокинське пегматитовое поле. Пегматити цих полів є носіями рідкісноземельної мінералізації та пов'язані з магматичними, ультраметаморфогенними Салтичанським та Корсакським граніто-гнейсовими куполами та утворені в результаті подальшої переробки магматичними мінералізованими флюїдами, які і сформували їх рудну мінералізацію.

4 ОСОБЛИВОСТІ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ ПЕГМАТИТІВ ДОСЛІДЖУВАНОВОГО РАЙОНУ

4.1 Мінеральний склад пегматитів

У межах пегматитового поля “Крута Балка” переважають пегматити альбітового та альбітового зі сподуменом типів, у складі яких встановлено понад 65 мінералів, які умовно поділяються на 4 групи:

1) Мінерали власне рідкісних елементів: колумбіт-танталіт, ніоботанталіт, тапіолит, мікроліт, берил, сподумен, трифілін, літіофіліт, амблигоніт, монтебрезит, лепідоліт, циртоліт, циркон, рутил та ін.

2) Мінерали які містять рідкісні елементи: флогопіт, холмквістіт, літієвий хлорит, каситерит, літієвий біотит та ін.

3) Породоутворюючі-мінерали: олігоклаз, альбіт, мікроклін, кварц, мусковіт, біотит, мінерали гр. амфіболів, мінерали групи хлоритів та ін.

4) Другорядні і акцесорні мінерали, часто містять ізоморфні домішки рідкісних елементів: апатит, турмалін, рожевий мусковіт, ельбаїт, пірит, халькопірит, сфалерит та інші сульфіди, сфен, шпінель, магнетит та ін.

Найпоширенішими серед мінералів є, відповідно, силікати (альбіт, олігоклаз, мікроклін, сподумен, мусковіт; кварц), які становлять до 98 % об'єму породи. Разом з ними, але в менших кількостях поширені турмалін, гранат, апатит та ін.

До групи рідкіснометалевих мінералів в пегматитах родовища входять колумбіт, танталіт і ніобо-танталіт, сподумен, кукеїт, холмквістіт, берил, хризоберил та ін. (таб. 4.1).

Мінерали групи колумбіт-танталіту присутні переважно в альбітових і кварц-мусковітових пегматитах, в сподумен-альбітових і кварц-сподуменових зонах пегматитів. Мінерали цієї групи розподілені нерівномірно, часто утворюють гнізда і збагачені прожилки, при вмісті в окремих пробах від знакових кількостей до 350 г/т.

Колумбіт (рис. 4.1-а) поширений майже в усіх зонах пегматитів, однак

максимальні його концентрації властиві здебільшого кварц-альбітовій крайовій зоні сподуменвісних пегматитів. Він представлений тонкопластинчастими, таблитчастими, рідше призматичними кристалами розміром 0,1-0,5 мм смоляно-чорного забарвлення, іноді з характерним тонким штрихуванням за (001). Для нього характерний нерівний або напівраковистий злам, у тонких уламках просвічує коричнево-червоним кольором. Твердість 6-6,5, а питома вага змінюється від 5,63 до 6,13

Таблиця 4.1 - Мінеральний склад пегматитових жил родовища «Балка Крута».

№ проб партії	Інтервал випробування	Найменування породи	Результати мінералогічного аналізу, %								
			Магнетит	Мусковіт	Колумбіт	Трифлін-літгофліт	Сподумен	Кварц	Польові шпати	Апатит	Мін.агрегати зростки
6346	62.1-63.8	Пегматит кварц-альбіт-сподуменовий	Зн.	1.71	зн.	зн.	35,33	25,4	37,1	зн.	0,43
6347	63.8-65	Пегматит кварц-альбітовий	зн.	7.17	зн.	2.40	0,45	24,74	32,99	0,56	0,73
6348	65-66.2	-	Зн.	4.80	зн.	0.11	0,24	15,83	78,86	0,08	0,04
6349	66.2-67.4	-	зн.	зн.	зн.	0.28	0,14	1,0	98,46	0,05	0,004
6350	67.4-64.6	-	зн.	зн.	зн.	зн.	0,13	1,0	98,85	зн.	зн.
6351	68.6-69.7	-	зн.	0.10	0.01	зн.	1,17	1,87	96,73		0,08
6352	69.7-70.9	Пегматит кварц-альбіт-сподуменовий	0.01	2.47	0.38	2.89	33,55	29,65	30,89	0.01	0,10
6353	70.9-72	Пегматит мікрокліновий	зн.	0.98	0.02	1.50	0,31	1,96	95,02	зн.	0,20
6354	72.0-73.0	Пегматит сподумен-альбітовий	зн.	2.14	0.84		17,42	7,90	71,56	0,09	0,01
6355	73.0-74.0	-	зн.	1.39	0.03	зн.	7,07	8,31	83,04	0,06	
6356	74.0-75.0	-	зн.	6.14	0.02	0.20	10,89	4,25	78,27	0,11	0,09
6357	75.0-76.0	-	зн.	5.73	0.02	0.11	9,97	4,21	79,05	0,19	0,67

В таблиці наведені головні мінерали рідкіснометалевих пегматитів.

Ніобо-танталіт і *танталіт* (рис.4.1-б) є майже в усіх зонах пегматитів, де вони утворюють помітні скупчення в цукроподібному альбіті і кварц-

мусковітової асоціації. Мінерали розподілені у породі нерівномірно, нерідко утворюють гніздоподібні скупчення. Кристали здебільшого характеризуються пластинчастими, таблитчастими, товстотаблитчастими, іноді короткопризматичними габітусами. Розміри кристалів варіюють від часток міліметра до 20-25 мм за довгою віссю, при цьому переважають розміри 0,2-3 мм. Колір мінералу чорний, у коричневий. Спайність проявлена за (010). Питома вага залежно від вмісту в мінералі оксиду танталу змінюється від 5,58 до 6,73.

Тапіоліт (рис.4.1-в) спостерігається у кварц-мусковітовому пегматиті, де він утворює погано оформлені кристали чорного кольору короткопризматичного або ізометричного габітусу, розмір яких іноді досягає 10 мм по довгій осі, з переважанням зерен розміром 1-2 мм. Злам нерівний без слідів спайності; питома вага 7,3.

Літієві мінерали представлені характерними для пегматитів даного типу сподуменом, трифілін-літіюфілітом, амблігоніт-монтебразитом, лепідолітом, холмквіститом та іншими.



Рисунок 4.1 — Мінерали колумбіт-танталіт: а) колумбіт, б) танталіт, в) тапіоліт

Сподумен (рис.4.2-а) є основним концентратором літію і разом з кварцом і альбітом складає кварц-альбіт-сподуменові зони в пегматитах. Він утворює великі кристали до 2-4 см в діаметрі і понад 10 см, орієнтовані здебільшого паралельно один до одного і майже нормально до контакту зони. Колір білий, іноді з зеленуватим відтінком, рідше темний до чорного за рахунок вторинних змін. Спайність досконала по призмі, блиск шовковистий

на окремих площинах перламутровий; питома вага 3,03, твердість 6-7. Вміст окису літію в сподумені становить 6,31%.

Кукеїт (рис.4.2-б) є досить поширеним мінералом у пегматитах вузла “Крута Балка”. Він у великих кількостях є в усіх зонах пегматитів в асоціації зі сподуменом.



Рисунок 4.2 — Мінерали: а) сподумен, б) кукеїт

Трифілін-літіофіліт (рис.4.3-а,б) у пегматитах зустрічається, як правило, на контакті кварц-альбітової та кварц-альбіт-сподуменової зони, утворюючи дрібну (0,1-1,0 мм) вкрапленість, рідше неправильної форми виділення розміром до 2-3 см. Колір сірий, зеленувато-сірий, блиск скляний. Спайність досконала по (100). Злам нерівний до напівраковистого. Твердість 4. Питома вага 3,47, при цьому блідо-зелені і яскраво-зелені різновиди мають питому вагу 3,36 і значно вище показники заломлення.

Мінерали групи *амблігоніту-монтебразиту* (рис.4.3-в) в пегматитах зустрічаються, головним чином, у кварц-альбітової зоні де утворюють дрібну (0,2-0,8 мм) вкрапленість неправильної форми. Мінерали білого забарвлення зі слабким рожевим відтінком. Спайність у мінералів досконала по (001) і менш досконала по (100), мінерал крихкий, твердість 5-6. Злам нерівний, блиск жирний.

За результатами рентгено-структурного аналізу і показниками заломлення в пегматитах найчастіше зустрічається монтебразит.



Рисунок 4.3 — Мінерали: а) трифілін, б) літіофіліт, в) амблігоніт-монтебразит

Ленідоліт (рис.4.5-а) у невеликій кількості присутній в ендоконтактовій (кварц-альбітовій) зоні пегматитів та в екзоконтакті пегматитових тіл разом з цезій - і літійсвміщуючим флогопітом, де утворює дрібнолускуваті агрегати. Колір коричнево-сірий, питома вага 2,98, твердість 2-2, 5. Вміст окису літію в біотиті досягає 0,84%.

Другорядне значення мають літійвмісні хлориди, що утворюються як вторинні продукти по сподумену, за рахунок чого сподумен набуває плямисте темне до чорного забарвлення.

До літійвмісних мінералів у пегматитах належить і натровий берил, який у невеликій кількості зустрічається в пегматитах на контакті зон блокового кварцу і блокового мікрокліну, а також і в слюдитах екзоконтактової зони пегматитів. У берилах з пегматитів і слюдитів міститься відповідно 0,39% і 0,3% окису літію.

З літєвих і літійвмісних мінералів екзоконтактової зони пегматитових жил найбільший інтерес викликають холмквістіт і флогопіт.

Холмквістіт (рис.4.5-б) характерний для метасоматично змінених порід екзоконтакту - амфіболових, гранат-біотитових та інших сланців. Мінерал має вигляд шестуватих, списоподібних і подовжено-призматичних сплюснених кристалів розміром до 2-10 см по довгій осі з тонким вертикальним штрихуванням. Забарвлення холмквістіту синювато-фіолетове різних відтінків, спайність досконала по призмі. Питома вага 3,06, твердість

5. Холмквістит розвивається по рогової обманці. Вміст літію у холмквіститі варіює від -1,6% до 3,4%.

Літійвмісний флогопіт (рис.4.5-в) є основним мінералом слюдитів в екзоконтактних пегматитових жилах. Мінерал коричневого забарвлення різної інтенсивності з показниками заломлення значно вищими, ніж у типових флогопітів. Вміст літію у флогопіті варіює від 0,37% до 0,99%.

а)

б)

в)



Рисунок 4.5 — Мінерали: а) лепідоліт , б) холмквістит, в) літійвмісний флогопіт

Берил (рис.4.6-а) присутній у невеликих кількостях в пегматитах і слюдитах екзоконтакту. Він зустрічається, здебільшого у кварцовому ядрі і мусковіт-альбітових зонах. У першому випадку він міститься у вигляді великих (до 10 см і більше) короткостовпчастих кристалів і їхніх зростків, а в мусковіт-альбітових зонах - у вигляді дрібних (до 1 см) кристалів білого, сірого, зеленувато-жовтого, зеленого і темно-зеленого кольору (смарагд). Берил є єдиним мінералом внутрішніх зон пегматитів, що містить у підвищених кількостях цезій. В екзоконтактних зонах пегматитів зустрінуті поодинокі кристали хризоберилу.

Хризоберил (рис.4.6-б) встановлюється у крайових зонах пегматитів і їх біотит-флогопітових облямівках. Характерний він також і для кварц-альбітової зони альбітових пегматитів, де утворює безбарвні, іноді жовтувато-бурі ізометричні зерна розміром 0,05-0,2 мм і, рідше, таблитчасті та призматичні кристали.

Велике значення для оцінки рідкіснометалевих пегматитів мають і мінерали-індикатори різних геохімічних процесів у пегматитах: рожевий мусковіт і турмалін.

Рожевий мусковіт (рис.4.6-в) характерний для кварц-альбітової крайової зони альбітового пегматиту. Його наявність свідчить про багате танталове зруденіння у пегматитах.

Турмалін (рис.4.6-г) є одним із поширених і характерних мінералів пегматитів різного складу. В крутобалківських пегматитах здебільшого міститься чорний турмалін у вигляді призматичних кристалів розміром (за довгою віссю) від 0,5 до 5-6 мм і до 6-8 см в екзоконтактовій облямівці. В одній із жил зі сподуменом виявлений також турмалін зеленого кольору різних тонів, представлений подовжено-призматичними кристалами і, рідше, променистими агрегатами. Від інших турмалінів його відрізняють великі вмісти літію (1,5 %), алюмінію (42,06 %), марганцю до (1,52 %) і, водночас, низький вміст заліза, магнію, кальцію і титану.

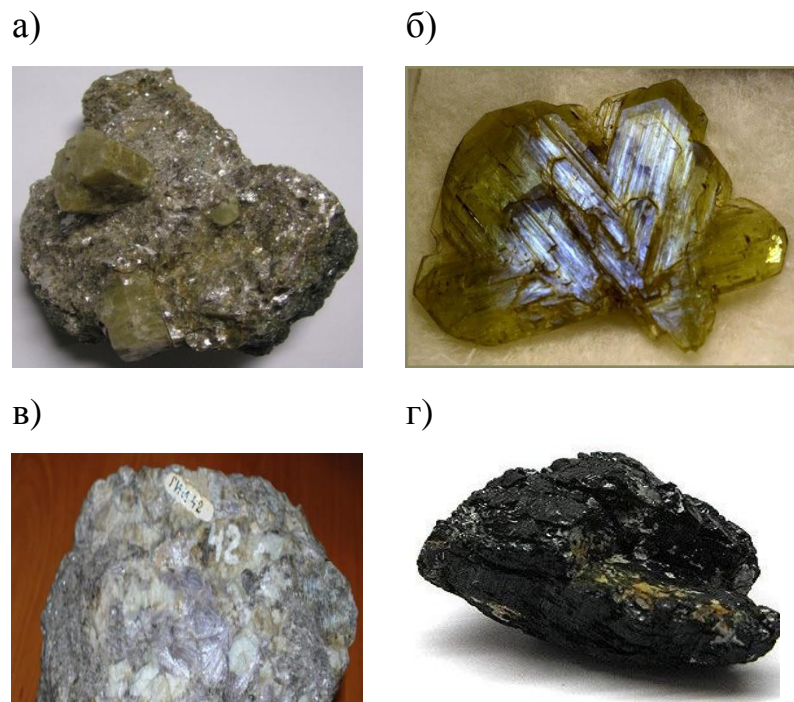


Рисунок 4.6 — Мінерали: а) берил, б) хризоберил, в) рожевий мусковіт, г) турмалін

У невеликих кількостях, в пробах з кварц-мусковітових і альбітових пегматитових різновидів, зустрічається каситерит, який утворює дрібні

кристали дипірамідального і рідше призматичного габітусу. Каситерит часто утворює зрощення зі сподуменом. Колір мінералу бурий, темно-коричневий до чорного, переважно зонально забарвлений. Каситерит містить вrostки і мікровключення тантало-ніобатів.

В цілому розподіл рідкіснометалевих мінералів по окремих пегматитових тілах і їх зонам порушено інтенсивно розвиненими метасоматичними вторинними процесами.

4.2 Петрографічна характеристика пегматитів

Детальне макро- та мікроскопічне вивчення значної кількості зразків пегматитів з Сорокинського пегматитового поля дало змогу визначити три їх головні петрографічні різновиди: кварц-альбітові пегматити, кварц-мікроклін-альбітові пегматити та кварц-альбітові пегматити зі сподуменом.

Кварц-альбітові пегматити (рис.4.7) зазвичай світло-сірого кольору зустрічаються серед альбітової зони пегматитового поля у вигляді незначних за розміром та потужністю жил (до 15 м), у будові яких спостерігаються роздуви та пережими. Особливість цих пегматитів – контрастність у морфології та складі, тобто вони бувають різними за структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом.

Найпоширенішими текстурами є плямиста, блокова, апографічна, графічна. Структури пегматитові, гранітові, гігантокристалічні. Мінеральний склад типовий: плагіоклаз-альбіт - 70%; кварц -28%; мікроклін -2%.

В якості другорядних мінералів присутні мусковіт, каситерит та інші. Петрографічний опис різновидів пегматитів наведено нище.



Рисунок 4.7 - Світло-сірий кварц-альбітовий графічний пегматит (зразок БК-12, Балка Крута, Західне Приазов'я)

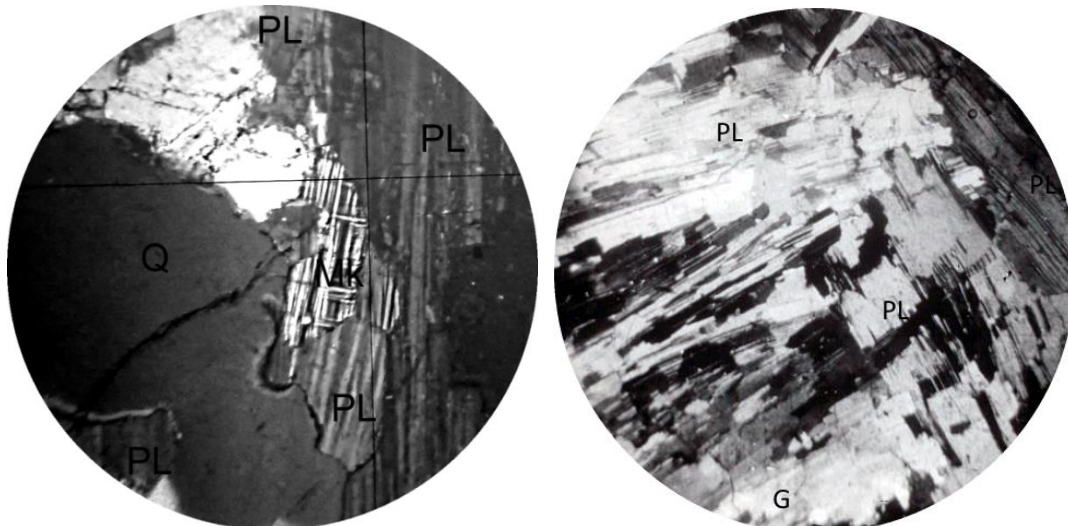


Рисунок 4.8 - Шліф БК-12. графічний кварц-альбітовий пегматит: PL - плагіоклаз, МК - реліктові зерна мікрокліну, G - іхтіоглітпи кварцу різних систем (різночасне згасання), Збільшення $45\times$, ніколі +.

Плагіоклаз (рис.4.8). спостерігається у вигляді правильних кристалів альбіту розміром від 3 до 30 мм табличчастої форми. Оптичні константи відповідають табличним даним: показник заломлення 1,53, величина двозаломлення - 0,007. Згасання полісинтетичне, спостерігаються тонкі вузькі незмінні двійники, подовження негативне. Рідше спостерігаються

структури роз'їдання, взаємопророщення кварцу і плагіоклазу, що може свідчити про більш пізню природу альбіту.

Кварц представлений у вигляді подовжених або округлих зерен (іхтіогліпти) розміром від 0,5 до 15 мм, які відрізняються неоднорідним «хвилястим» згасання і різним орієнтуванням у мікрокліні, тобто спостерігається кілька різних систем («зграй») згасаючих іхтіогліптів. Оптичні константи відповідають табличним даним: показник заломлення 1,54, двозаломлення - 0,009, подовження позитивне.

Мікроклін представлений одиничними неправильно-таблитчастими кристалами розміром від 3 мм до 5 мм, частіше спостерігається у вигляді зерен мікроклін-пертиту до 10 - 20 мм. Мінерал прозорий, безбарвний. Показник заломлення <1.52 . Інтерференційна забарвлення не вище світло-сірої першого порядку - 0,007. Згасання заготоване.

Кварц-мікроклін-альбітові пегматити (рис.4.9) зазвичай мають світло-рожевий, зустрічаються серед альбітових та мікроклінових зон пегматитового поля. Для них характерні лінзо- та жилі подібні тіла, які простягаються на сотні метрів, а їх потужність складає 5-50 м. У будові цих жил спостерігаються різні за складом зони класичного характеру: від нерівномірнотзернистої альбітової, до графічної, блокової мікроклінової, рудної, мусковітової, блокової кварцової. Особливістю цих пегматитів є різноманітний мінеральний склад.

Найпоширенішими текстурами є плямиста, блокова, апографічна, графічна. Структури пегматитові, гранітові, гігантокристалічні. Мінеральний склад типовий: плагіоклаз-альбіт - 30%; кварц -28%; мікроклін -20-30%, мусковіт -10%. Серед рудних мінералів найчастіше присутній берил 5 %, танталіт-колумбіт -1- 5% (рис.4.10).

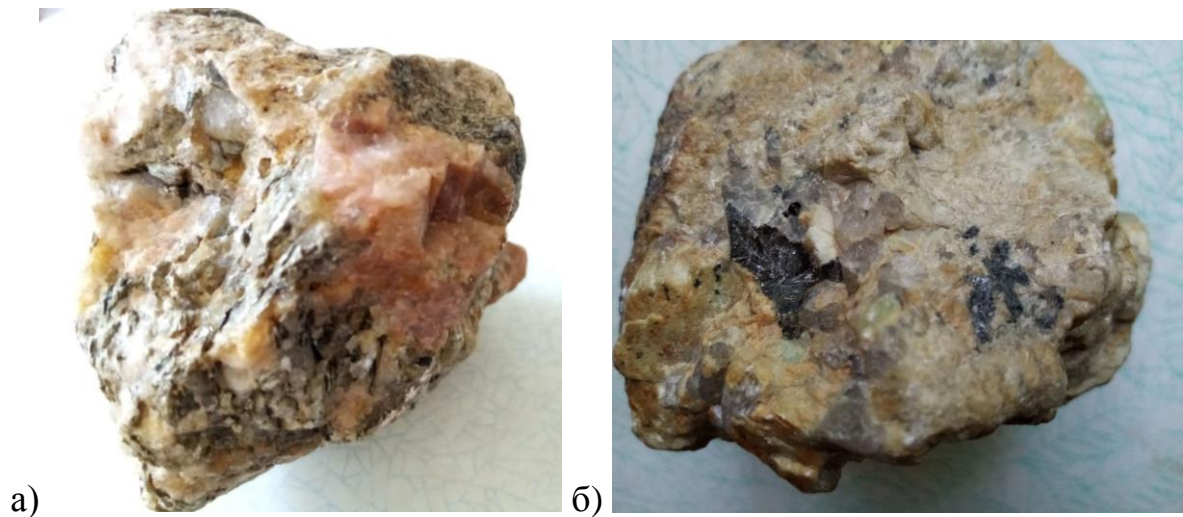


Рисунок 4.9 - Світло-рожевий кварц-мікроклін-альбітовий пегматит (зразок БК-4, Балка Крута, Західне Приазов'я): а - мікроклін-альбітовий пегматит з мусковітом; б - мікроклін-альбітовий пегматит з берилом та колумбіт-танталітом

Кварц (рис. 4.10) представлений у вигляді подовжених або округлих зерен, інколи неправильної плямистої форми розміром від 0,5 до 10 мм. Оптичні константи відповідають табличних даних: показник заломлення 1,54, двозаломлення - 0,009, подовження позитивнее, згасання часто хвилясте.

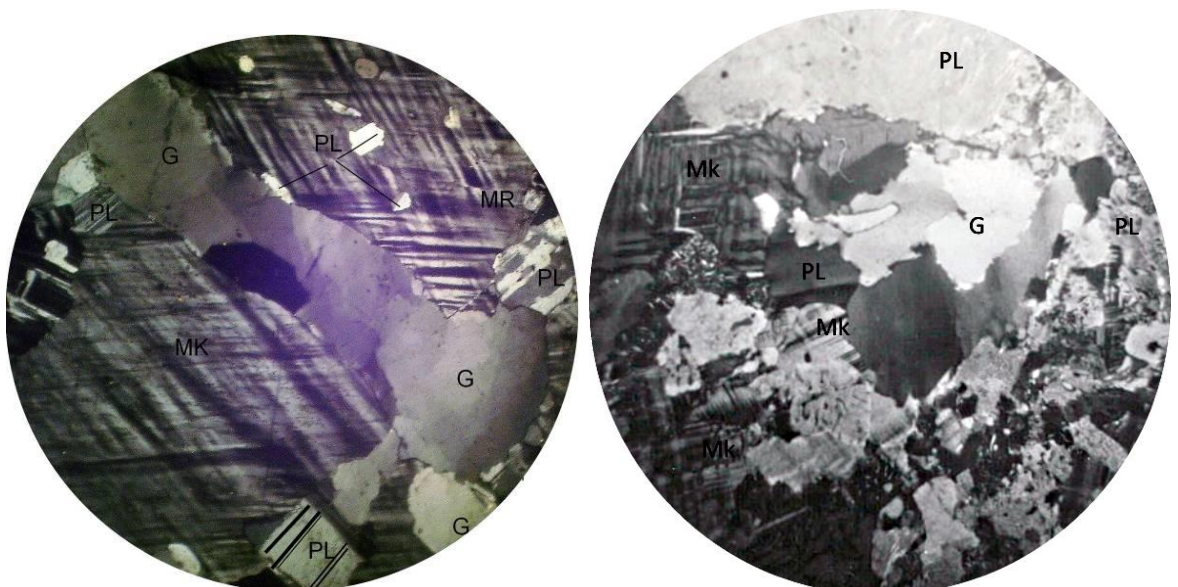


Рисунок 4.10 – Пегматитова структура кварц-мікроклін-альбітового пегматиту. Шліф БК-4: МК – мікроклін, G – кварц різних генерацій, PL – альбіт. Збільшення 45^{\times} , ніколі +.

Мікроклін представлений неправильно-таблитчастими зернами розміром від 3 мм до 20 мм, частіше спостерігається у вигляді мікроклін-альбітових агрегатів до 10 - 20 мм. Мінерал прозорий, безбарвний. Показник заломлення <1.52 . Інтерференційне забарвлення не вище світло-сірого кольору першого порядку - 0,007. Згасання загратоване.

Альбіт спостерігається у вигляді ідіоморфних таблитчастих кристалів розміром від 0,3 до 1 мм, іноді формує кристали до 10 мм. У кристалах повсюдно спостерігається полісинтетичне двійникування. Показник заломлення альбіту 1,524, величина двозаломлення - 0,006. Максимальний кут згасання $N_p: (010) = +10$, що відповідає альбіту 10. Згасання полісинтетичне, подовження негативне. Пертити представлені дрібними (0,01 мм) неправильними, ізометричними, інколи таблитчастими виділеннями альбіту у мікрокліні. Оптичні константи відповідають табличним даним: показник заломлення 1,52, двозаломлення - 0,007. Згасання полісинтетичне, подовження негативне.

Кварц-альбітові пегматити зі сподуменом (рис.4.11) сірого кольору зустрічаються разом з альбітовими пегматитами і дуже поширені у рідкіснометалевих пегматитових вузлах у вигляді пологозалегаючих жил складної зональної будови. Їх потужність и від 5 до 30 м, а протяжність досягає 1 000 м. Для цих пегматитів характерна наявність у центральних частинах жил кварц-сподуменових зон, які займають більшу половину об'єму пегматитової жили. Ці пегматити є найбільшими родовищами літію.

Найпоширенішими текстурами є плямиста, масивна, блокова. Структури пегматитові, гранітові, гігантокристалічні. Мінеральний склад типовий: плагіоклаз-альбіт - 40%; кварц -28%; сподумен -22%, мікроклін -5 %, рудні мінерали – 5%. (рис.4.12).



Рисунок 4.11 – Сірувато-зеленуватий кварц-альбітовий пегматит зі сподуменом (зразок БК-7, Балка Крута, Західне Приазов'я):

Плагіоклаз (рис.4.12) спостерігається у вигляді правильних кристалів альбіту розміром від 3 до 30 мм таблитчастої форми. Оптичні константи відповідають табличним даним: показник заломлення 1,53, величина двозаломлення - 0,007. Згасання полісинтетичне, спостерігаються тонкі вузькі незмінні двійники, подовження негативне. Рідше спостерігаються структури роз'їдання, взаємопророщення кварцу і плагіоклазу, що може свідчити про більш пізню природу альбіту.

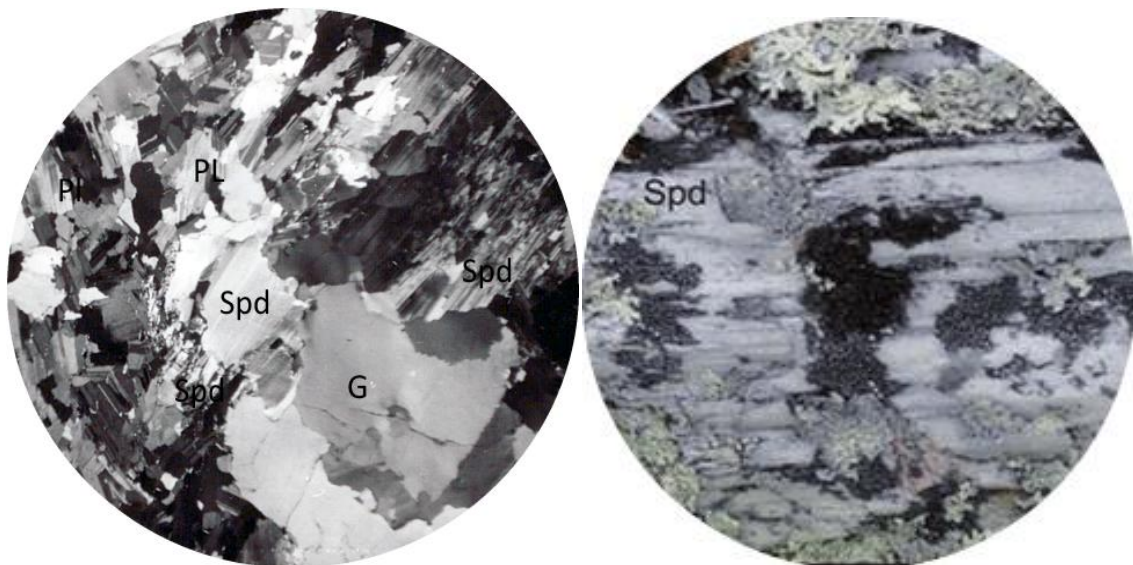


Рисунок 4.12 – Пегматит кварц-альбітовий зі сподуменом. Шліф БК-7: – мікроклін, G – кварц , PL –альбіт, Spd – сподумен.. Збільшення 45^x, ніколи +.

Кварц представлений у вигляді подовжених або округлих зерен, інколи неправильної плямистої форми розміром від 0,5 до 10 мм. Оптичні константи відповідають табличних даних: показник заломлення 1,54, двозаломлення - 0,009, подовження позитивнее, згасання часто хвилясте.

Сподумен у цих пегматитах утворює кристали призматичного габітусу, розміром від 1 до 20 см і більше. Мінерал сітло-сірого кольору, слабо плеохрорує. Оптичні константи відповідають табличним даним: показник заломлення 1,649-1,679, величина двозаломлення - 0,007, низькі сфо-білі кольори інтерференції першого порядку. Спостерігаються спостерігаються тонкі вузькі незмінні двійники, подовження позитивнее. Рідше спостерігаються структури роз'їдання, взаємопророщення з кварцем або альбітом. Згасання косе під кутом 54–60°.

Мікроклін представлений одиничними неправильно-таблитчастими кристалами розміром від 3 мм до 5 мм, частіше спостерігається у вигляді зерен мікроклін-пертиту до 10 - 20 мм. Мінерал прозорий, безбарвний. Показник заломлення <1.52. Інтерференційна забарвлення не вище світло-сірої першого порядку - 0,007. Згасання загразоване.

4.3. Геохімічна характеристика пегматитів

В результаті загальних пошукових робіт на даній території були виявлені первинні, мультиплікативні ореоли елементів-індикаторів рідкіснометалевого зруднення (літію, рубідію, цезію).

Розрахунки мінімально-аномальних змістів були виконані за двома рівнями значущості, яким відповідають змісту від $32 \cdot 10^{-10}$ до $105 \cdot 10^{-6}$ і більше $105 \cdot 10^{-10}$ умовних одиниць. За даними картировочно-геохімічних свердловин ореоли з аномальними значеннями літію, рубідію, цезію були побудовані на геологічній карті та розрізах. Аномальні поля на карті займають близько 50% площі ділянки, утворюючи витягнуті по простяганню Сорокинської зони ділянки (рис. 3.6-3.7, 4.13-4.14).

В межах цих ділянок виділяються окремі локальні аномалії з вмістом Li \times Rb \times Cs більше 105×10^{-10} умовних одиниць. Характерна відсутність зв'язку аномалій з будь-якими певними різновидами порід, що відповідає встановленим для Сорокинської тектонічної зони фактом локалізації пегматитових тіл в різних вміщуючих породах - сланцях різного складу, амфіболітах, метаультрабазитах. Найбільш широка аномалія з вмістом Li \times Rb \times Cs більше 105×10^{-10} умовних одиниць, виділяється в центральній частині ділянки на території Сорокинського пегматитового поля (рис. 4.13).

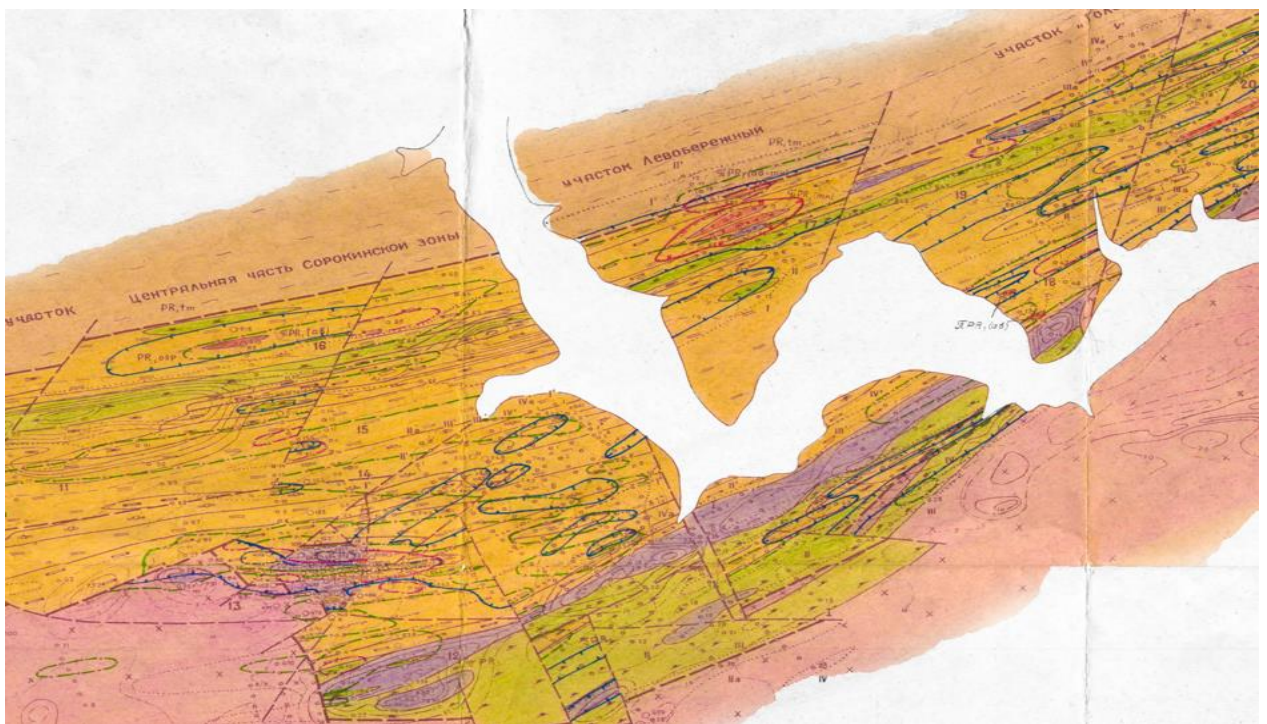


Рисунок 4.13 — Схема геолого-геохімічної карти пегматитового поля родовища «Балка Крута». Умовні позначення на рис.3.9

Пегматитові тіла в районі робіт зустрінуті 52 картировочно-геохімічними і однією пошуковою свердловиною на глибинах від 2,0 до 308,8 м. Свердловинами зустрінуті пегматити олігоклаз-мікроклінового типу з непромисловою рідкіснометалевою мінералізацією (вміст Ta_2O_5 – 0,00004, Na_2O_5 - 0,0026 %) (таб. 4.4).

В межах ділянки було пробурено шість профілів картувальних свердловин (всього 57 свердловин) глибиною 26,0-76,4 м.

Первинні ореоли успадковують елементарний склад пегматитів, навколо яких вони розвиваються. Головними ореолоутворюючими елементами на родовищі "Крута Балка" є берилій, цезій, літій, олово, германій, ніобій, вольфрам і тантал (таб.4.3). Ртуть, талій і цезій також характеризуються однаковим ступенем накопичення як в жилах, так і в первинних ореолах.

Навколо пегматитових жил встановлені первинні ореоли привносу і виносу. Ореоли привносу тут утворює літій, рубідій, цезій, фосфор, берилій, тантал, галій, германій, талій, ніобій, олово, вольфрам, миш'як, срібло, молібден, свинець (контрастність їх досягає 18 порядків). З усіх різновидів порід, які вміщують пегматитові жили, виносяться титан, хром, ванадій, цирконій, скандій, ітрій, іттербій, барій і стронцій. Контрастність їх ореолів становить 9 порядків.

Потужність ореолів коливається в межах 150-300м, по простяганню вони простежується на 1000 метрів.

У розрізі і на поверхні первинні моноелементні і мультиплікативні ореоли, пов'язані з пологими жилами пегматитів, проявляються смугами, які припадають, в основному, на найбільші тектонічні тріщини, які січуть пегматити. По зонах північно-східного простягання відзначається зміщення контурів аномалій. Більш чітко ця тенденція проявляється при розгляді ореолів окремих елементів.

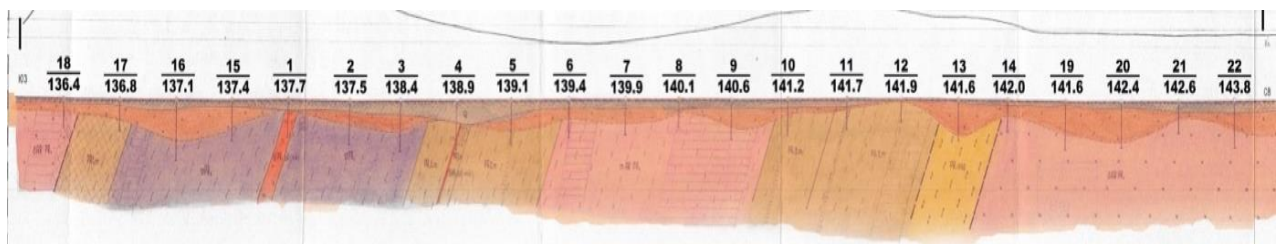


Рисунок 4.14 — Геологічний розріз по лінії I-I' ділянки Сорокинської зони. Умовні позначення на рис. 3.8

Літій і тантал утворюють не суцільні, а досить контрастні ореоли, які чітко фіксують трьома смугами центральну частину, а також північно-східний і південно - західний фланги сліпого пегматитового тіла (рис.4.14).

На даному пегматитовому полі було також проведено вивчення просторової зональності первинних ореолів. Найбільш чітко проявлена поздовжня зональність, спрямована з північного заходу на південний схід. Багатьма дослідниками встановлено, що зональність первинних ореолів фіксує напрямок руху рудоносних розчинів. Виходячи з виявленої зональності, можна припустити рух пегматитового розплав-розчину з північного заходу на південний схід, і це добре узгоджується з геологічними даними (Лавриненко, Розанов, 1979). Вертикальна зональність ореолів також характеризується наведеним рядом і знаходить своє відображення в складі наджилських і піджилських ореолів (таб. 4.2, 4.3).

Так, відповідно до зональності, в наджилському просторі більше ртуті, срібла, свинцю, фтору, барію, стронцію і ін. У піджилському просторі накопичуються цезій, берилій, вольфрам, рубідій, олово, фосфор і ін.

На гістограмі чітко фіксується один максимум в області біля $1,10^{-60}$. За змістом лівої області, був обчислений основний середній вміст по кожному елементу у всіх різновидах вміщуючих порід, який в подальшому використано при розрахунку мажоритарних рядів аномалій.

Мультиплікативні значення правої області розбиті на три градації відповідно I-I. 10^{-59} - $1,10^{-53}$, II- I. $1,10^{-53}$ - $1,10^{-48}$, III-I. $1,10^{-48}$ - $1,10^{-42}$, і в цих єдиних градаціях відбудовані мультиплікативні аномалії.

Всього в центральній частині Сорокинської зони виявлено 20 первинних геохімічних аномалій типоморфних комплексів елементів для ореолів рідкіснометалевих пегматитів. Вони приурочені до структур північно-західного простягання, на північно-східних порушеннях фіксуються зміщення аномалій. Мультиплікативні аномалії характеризуються високою контрастністю 18 порядків. Протяжність окремих аномалій сягає 500м. Ширина коливається в межах 100-300м

Таблиця 4.2 - Елементи складу первинних геохімічних аномалій
Сорокінскій зони. Ділянки: Балка Крута

		Мажоритарний ряд	
Гнейси	Vi-Ag-Ba-P-Be-W-Mo-B-Nb-Rb-Ge-Zr-Sr-Sn-Li-Ga-V-Gu-Ti-Mn-Sc-Y-Pb-Zn-Gr-Go-Yb-Ni-As-Gs-Tl		
Сланці	W-Ag-Be-Ge-Bi-B-Nb-Ta-Rb-Mo-Li-Zr-Sc-Ti-Gu-Zn-Ba-Sn-V-Ga-Y-La-Cs-Sr-Ni-Pb-Mn-Yb-Gr-Go-P-As-Hg-Sb-Tl		
Сланці	Bi-Ag-Ge-W-Be-Sn-Nb-Pb-Rb-V-Gu-Mo-Li-Ti-B-Zn-Ga-So-Zr-Y-Yb-P-Co-Sr-Ba-Cs-Gr-Mn-Ni-La-Ta-As-Hg-Sb-Tl		
Сланці	W-Ag-Be-P-Rb-Zr-Sr-B-Sn-Li-Pb-Mo-Ge-Ga-Zn-Ba-Nb-Gu-Y-V-Sc-Tl-Co-Mn-Gr-Ni-Yb-Bi-As-Gs-Tl		
Сланці	W-Ag-Nb-Bi-Ge-La-Be-Rb-Mo-Ti-B-Sn-Ba-P-V-Cu-Y-Yb-Zr-Sc-Ba-Pb-Li-Co-Zn-Ta-Cs-Mn-Cr-Sr-Ni-As-Cs-Tl		
Сланці	Bi-P-Ag-Be-W-B-Nb-V-Ge-Sc-Sr-Sn-Pb-Li-Yb-Ba-Cu-Ga-Y-Rb-Ti-Mo-Zn-Zr-Cr-Co-Cs-Ni-Tl-As		
Сланці	Be-Ag-W-So-Pb-Nb-Li-Ge-Zn-Zr-Sn-Go-Rb-V-Y-Mo-Yb-Gu-Mn-B-Sr-Ba-Gr-Ti-Ga-Ni-As-Bi-P-Cs-Tl		
Сланці	Ag-Bi-W-P-Be-Zr-Nb-Mo-Pb-Ba-Y-Li-Ga-Sn-Sr-V-Rb-Ti-Zn-B-Cu-So-Co-Mn-Gr-Ni-As-Ge-Yb-Gs-Tl		
Сланці	Bi-Ge-Nb-Rb-Yb-Sn-Li-Mn-Ga-Zr-V-Mo-Ti-Pb-So-Ba-Gu-Zn-Y-B-Gr-Sr-Go-Ni-Ag-Be-W-Tl-Bi-As-Gs		
Сланці	Be-Ag-P-Cs-Ge-Nb-Rb-Zr-B-Mo-Li-Gu-Sn-W-Sc-Y-Ba-Ga-V-Pb-Ti-Yb-Sr-Zn-Mn-Cr-Co-Ni-Bi-Tl-As		
Сланці	W-As-Bi-Ge-Cs-B-Ag-Nb-Be-Ni-Ga-Mo-V-Ba-Ti-Zn-Yb-Zr-Sn-Co-Pb-Rb-Cu-So-Sr-Y-Mn-Gr-Li-P-Tl		
Метаультрабазити	B-Ni-Pb-Be-Sn-Cs-Ge-Ba-Mo-P-Sr-Gr-Zn-V-Ga-Co-Mn-Yb-Ti-Rb-Zr-Nb-Li-Cu-Y-So-Ag-As-Sb-Bi-W-Hg-La-Ge-Tl		
Метаультрабазити	Be-Gs-Tl-Ag-Sn-Hg-Li-Ta-W-Ge-As-Mo-Sr-Ba-Sb-Nb-Rb-B-Ni-Ga-Pb-P-Yb-Zr-F-Ti-Mn-V-Gu-Zn-Gr-Sc-Co-Y-Bi-La		
Сланці	Ag-Mo-Nb-Rb-Nt-Pb-Ga-B-V-Zr-Ba-Li-Tl-Y-Sn-So-Gu-Yb-Co-Sr-Gr-Zn-Mn-Cs-Bi-Be-W-Tl-Ge-P-La-Hg-Sb-As		
Сланці	Be-Ag-Sn-W-Nb-La-Mo-B-Rb-Ga-Bi-Zr-V-P-Ge-Ti-Tl-Li-Pb-Cu-Sc-Y-Zn-Yb-Sr-Ni-Cr-Co-Cs-Mn-Hg-Sb-As		
Сланці	Tl-Cs-As-Bi-Be-Nb-Ag-Q-Mo-Ni-Ba-Ba-Ge-Pb-Zn-Sn-B-Rb-V-Zr-Y-Ti-Yb-So-Cr-Co-Li-Mn-Cu-Sr-P		
Сланці	As-Cs-Li-Sn-Pb-Rb-Ti-Ga-Y-Nb-Zr-So-V-Ba-Cu-Mo-Cr-Ni-Co-Mn-Sr-Ag-Sb-Bi-Be-W-Ge-Hg-P-Yb-La-Ce-Tl		
Сланці	Cs-As-Bi-W-Be-Nb-Ag-P-Ge-Sr-Li-Y-Zn-So-V-Ba-Cu-Mo-Cr-B-Yb-So-Ga-Sn-Zr-Rb-Ni-Pb-Co-Ti-Cr-Mn-Tl		
Сланці	Tl-As-Bi-Be-Y-W-Ag-Pb-Li-Nb-Sn-Ga-So-Mo-Yb-Rb-Cu-Zr-B-Zn-Co-Ba-Sr-Ti-Ni-Mn-V-Cr-Ge-P-Cs		
Сланці	Be-Sn-Pb-Zn-Yb-Ga-V-Nb-Zr-Ti-Rb-Ni-Li-Mo-Cr-Sr-Co-Cu-Y-Ba-Mn-So-Ag-As-Sb-Bi-W-Ge-Hg-P-La-Ce-Cs-Tl		
Показник відносного накопичення	Головні елементи 0,042 0,048		елементи відсутні

Таблиця 4.3 - Елементний склад ореолів родовища «Балка Крута»

Be-Cs-Li-Sn-Ge-Nb-W-Ta	Ti-Ag-Ni-Hg-Rb-Mo-As-P-Zn-Sr-Ba-Ga-Yb-Ti-V-Sb-Pb-B-Mn-Co-Zn-Co-Zn-Cu-Y-Cr-Y-Cr-So-F	Bi-La-Ce
наджилний ряд		
Be-Cs-Tl-Ag-Sn-Hg-Li-W	Ta-Rb-Ge-As-Mo-Sr-Ba-Sb-Nb-B-Ni-Ga-Pb-P-Vb-Zr-F-Ti-Mn-V-Cu-Zn-Cr-So-Co-Y-Bi-La	
поджилний ряд		
Cs-Be-Sn-Ge-Nb-Ni-Li-W-Ta	Rb-Zr-P-Mo-Yb-Ti-V-Sb-Sr-Ga-Y-Co-Ba-Zn-Mn-Cr-Cu-So-Pb-As-Hg-B-Ag	Bi-Tl-La
Садовий (південно-східний)		
Be-Bi-Ag-La-Ba-Li-W-Cs-P-Sn	Pb-B-Nb-Rb-Sr-Hg-Ga-Zr-Mo-As-Ti-Ge-V-Y-Zn-Yb-So-Cu-Co-Mn-Cr-Ni-Ce	Sb-Ta
Be-Ag-Bi-Cs-Li-W-Ba-Pb-Sn	Sr-P-Rb-Nb-La-Ga-Zr-Ge-Mo-Ti-Y-B-Zn-Cu-Yb-Sc-Mn-Cr-Ni-Co	As-Sb-Ta-Ce-Hg
La-Bi-Ag-Ba-Li-W-As-B-Pb	Cs-P-Be-Ga-Zn-Rb-Mo-Sn-Sr-Nb-Ti-V-Sc-Zn-Co-Ge-Y-Cu-Yb-Ce-Mn-Cr-Ni	Sb-Ta-Hg
Глобальні елементи		елементи відсутні

Зональність ореолів

Крута Балка

Hg-Sr-Cu-Ba-Pb-F-Ag-Zn-Ge-Tl-Ta-Li-Sb-Nb-Cs-Rb-Zr-As-Mo-W-Sn-Be-Ga-Yb-Y-B-P

Садовий (південно-східний)

Ag-Pb-Cu-Sr-Ge-Li-Cs-Rb-Nb-Be-Sn-Bi-P-Y-W-La-Yb-B-Zn-Ga-Zr-Mo-Ce-As

В результаті застосування спеціальних аналітичних методів виявлені первинні ореоли ртуті та сурьми.

Ореол ртуті чітко зрушений щодо жили і утворює свій максимум на південно-східному його закінчення.

Ореол сурьми розташовується прямо над жилою, розвиваючись по тріщинах, що обмежують з флангів пегматитову жилу.

Олово в різних зонах пегматитів міститься в невеликих кількостях (0,006-0,04 % $8pO_2$), і головним концентратором його є каситерит.

Елементний склад як геохімічної аномалії, так і пегматитів, відображає парагенетичний тип виявлених пегматитів. Всі аномалії пов'язані з олігоклазовими, мікрокліновими, альбітовими і мікроклін-альбітовими пегматитами. Причому, на регіональному плані відзначається зональність, характерна для пегматитових полів (Солодов Н.А., 1971).

Поля пегматитів родовища «Балка Крута» та ділянка «Північно-західна частина Сорокинської зони» характеризуються розвитком аномалій з елементним складом, властивим для олігоклазових і олігоклаз-мікроклінових пегматитів, ділянка Кримська Балка – альбітовим і мікрокліновим

пегматитом. На ділянці «центральна частина Сорокинської зони» встановлені пегматити альбіт-сподуменового, сподумен-мікроклін-альбітового і мікроклін-альбітового типу, геохімічні аномалії встановлені тут, відповідають цим типам (таб. 4.4). На ділянці «Садова» (рис. 3.6, рис. 3.9) всі виявлені аномалії віднесені до пегматитів мікроклін-альбітового типу.

Наявність аномалій в центральній частині Сорокинської зони обумовлено як рідкіснометалевими так і безрудними пегматитами та зонами тектонічних порушень.

Літій рубідій, цезій і берилій утворюють широкі і контрастні моноелементні ореоли, але вони часто не досягають верхньої межі корінних рудовміщуючих порід. Геохімічні ореоли оконтурюються аномальними концентраціями, відповідними різним рівням значущості, а саме 0,14, 5 і 14,6%. Як видно з розрізів по лініях 2-2' і АВ (рис.4.15), пегматитові жили супроводжуються потужними і контрастними мультиплікативними ореолами рідкісних лугів (літію, рубідію і цезію). Мультиплікативні ореоли рідкісних лугів, виявлені з 14,6% рівнем значущості, утворюють вузькі ореоли, безпосередньо в екзоконтакті пегматитів, а з 5% рівнем значущості – утворюють широкі ореоли, що досягають верхньої межі рудовмісних порід

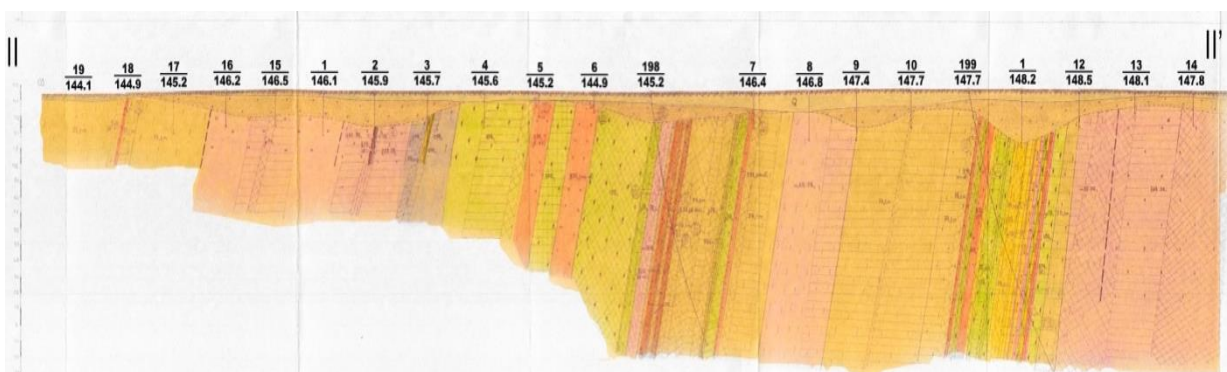


Рисунок 4.15 — Геологічний розріз по лінії II-II' ділянки Сорокинської зони. Умовні позначення на рис. 3.8

Таблиця 4.4 - Середній вміст рідкіснометалевих компонентів у пегматитах родовища «Балка Крута»

Пошукова лінія	№ свердловини	Інтервал подсічення пегматитів, м			Середній вміст, %					Мінеральний склад пегматитів
		від	до	всього -го	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	
I-I	1	6	21	15	0,0001	0,0001	<0,002	0,018	<0,002	олігоклаз-мікрокліновий
	4	21	22,5	0,6	но	сл	<0,002	0,009	<0,002	олігоклаз-мікрокліновий
II-II	18	2,2	10	7,8	но	0,0018	<0,002	0,011	<0,002	лігоклаз-мікрокліновий
	6	5,8	12,5	6,7	0,0003	0,0005	0,0017	0,009	<0,002	мікроклін-олігоклазовий
	198	7	18,9	11,9	0,0009	0,0004	0,0013	0,009	<0,0002	олігоклаз-мікрокліновий
	7	13	17	4	но	0,001	<0,002	0,0112	<0,002	мікроклін-олігоклазовий
III-III	3	14,5	16,2	1,7	но	но	<0,002	0,004	<0,002	олігоклаз-мікрокліновий
	18	72	16,2	1,7	на	на	<0,0006	0,0060	0,0007	мікрокліновий
	28	11,7	17,9	6,2	0,0001	сл	0,00010	0,0007	<0,0003	олігоклазовий

У західній частині ділянки по картувальним лініям № 1, 2, 3 встановлені потужні первинні геохімічні ореоли розсіювання літію, рубідію і цезію (рис.4.16). Практично по більшості свердловин відзначаються високий вміст рідкісних лугів від покрівлі кристалічних порід до забою свердловин .

У розрізі мультиплікативні ореоли рідкісних лугів виявлені в полі розвитку основної серії пегматитових жил «Балки Крутої» (рис.4.17) до глибини 250м, потім по системі розломів північно-східного простягання відзначається зміщення ореолів з північного заходу на південний схід. У плані, виявлені аномалії приурочені до структур північно-західного простягання, по північно-східним порушень фіксуються зміщення аномалій.

Формування ореолів розсіювання мікроелементів генетично пов'язані з зонами ендо- та екзоконтактів пегматитових тіл. Пегматити «Крутої Балки» залягають серед трьох найпоширеніших різновидів порід: метаультрабазитів, гранодіоритів і сланців. Головними процесами, які розвиваються навколо альбітових пегматитів, які залягають у метаультрабазитах, є ослуоденіння і

холмквіститизація. Це приводить до утворення слюдитів, які або контактують з пегматитами або відокремлюються від них тонкою кварц-турмаліною облямівкою. У породах сланцевої товщі навколо пегматитів розвиваються холмквістит і турмалін. У породах діоритового ряду біляжилні зміни виражені зазвичай утворенням малопотужних зон оклюдення і великих зон інтенсивної калішпатизації. (таб.4.5)

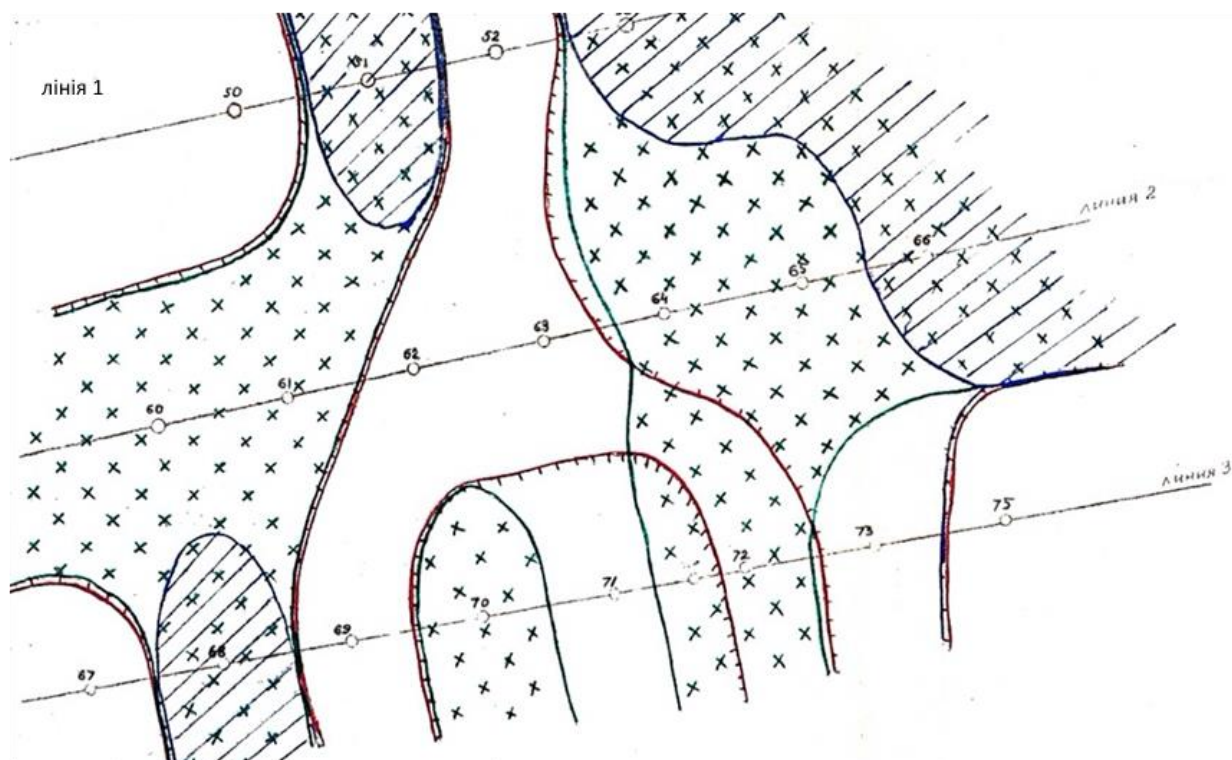


Рисунок 4.16 — Площадний розвиток первинних геохімічних ореолів розсіювання рідкісних лугів на північно-західному фланзі ділянки «Садова»

Масштаб 1: 2000.

Умовні позначення:

Аномальний вміст рідкісних лугів



літію 0,001-0,01%
>0,01%

рубідію >0,01%
цезію 0,001-0,01%

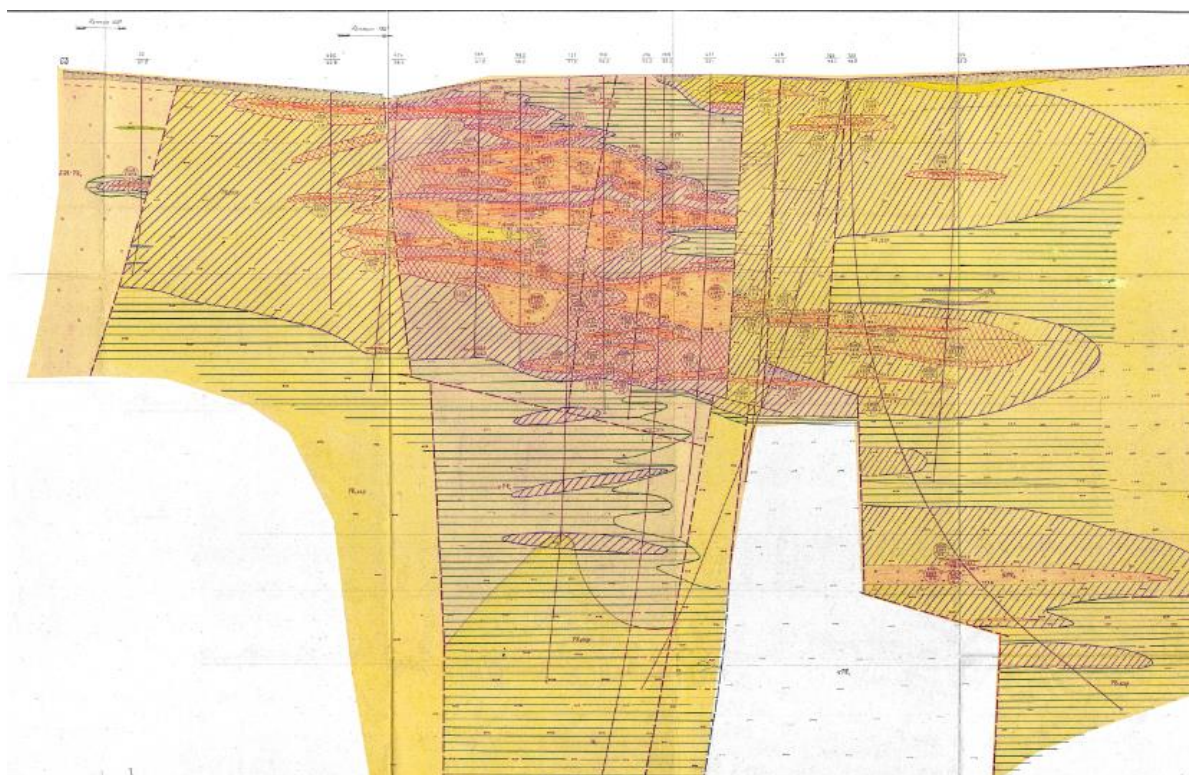





Рисунок 4.17 - Геологічний розріз по лінії А-В родовища «Балка Крута»

Умовні позначення:

- Геохімічні мільтіпликативні аномалії (Li x Rb x Cs)
-  Вміст від $3 \cdot 10^{-11}$ до 10^{-8} умов. од.
 -  Вміст від $1 \cdot 10^{-8}$ до $1 \cdot 10^{-6}$ умов. од.
 -  Вміст більш $1 \cdot 10^{-6}$ умов. од.

Таблиця 4.5 - Характер розподілу рідкісних металів в жилі показаний в таблиці середньозважених змістів за наявними перетину

Лінія	№ скв.	потужністьрудно ї зони (м)	Середньозважений вміст в %			
			Ta ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Лінія 3	473	0,7	0,0067	0,012	0,001	0,001
"	472	1,5	0,0083	0,0051	0,01	0,001
"	530	7,9	0,0064	0,086	0,0431	0,013
"	471	0,7	0,0024	0,059		
"	527	0,6		0,113	0,025	0,009
"	528	1,9	0,0007	0,06	0,0025	0,004
Лінія 2	464	3,6	0,0046	0,81	0,218	0,06
"	468	5,7	0,003	0,049	0,03	0,007
Лінія 1	529	3,1	0,0236	0,88	0,041	0,023
"	476	4,5	0,0084	1,02	0,022	0,028
"	482	3,7	0,0023	0,035	0,02	0,002

Усі основні мінерали з метасоматично змінених порід екзоконтактових зон пегматитів містять підвищені концентрації рідкісних лугів. Найбільш контрастні і широкі ореоли характерні для літію, що в усіх породах утворює поблизу пегматитових тіл помітні концентрації. Так, його максимальні вмісти в ореолах становлять (в %): для порід, які містять турмалін, - 0,07; слюдитів - 0,09; порід, які містять холмквістит, - 0,106; гранат-біотитових сланців - 0,028; змінених метаультрабазитів - 0,042. Потужність літієвих ореолів змінюється від 1-2 до декількох десятків метрів. Ореоли рубідію мають локальніший розвиток навколо пегматитових жил. Цезій утворює вузькі ореоли, що перевищують потужність пегматитових тіл у 2-5 разів, яка залежить від розвитку цезійвмісних слюд. Інші елементи, такі як ніобій, берилій, олово, утворюють вузькі ореоли порівняно з ореолами рідкісних лугів.

Таким чином, аналіз поширення петрогенних і рідкіснометалевих елементів у процесі формування крутобалківських пегматитів показує наступні закономірності їх розповсюдження.

Концентрації петрогенних елементів *кремнезему* зменшується від більш ранніх до більш пізніх структурно-мінералогічних зон, хоча різко зростає на завершальній стадії утворення кварцевих ядер. *Глинозем* закономірно накопичується і досягає максимальних значень у власне альбітових і блокових мікроклінових зонах.

Геохімія *калію* і *натрію* в пегматитах родовища “Крутої Балки” залежить від їх мінерального складу - мікрокліну та альбіту, і була визначальною під час формування пегматитів. А вже з поведінкою натрію і калію у процесі формування пегматитів нерозривно пов’язані накопичення та активність таких елементів, як літій, рубідій, цезій, берилій, тантал, ніобій і ін., які зазвичай тяжіють до зон з підвищеним вмістом натрію.

Геохімія *літію* в пегматитовому процесі характеризується тим, що в крутобалківських пегматитах, де літій не утворює власних мінералів-носіїв, він концентрується здебільшого в мусковітах і польових шпатах. Так,

середній вміст літію в кварц-мусковітовому мінеральному комплексі становить 0,05 %, при цьому власне в мусковіті досягає 0,35 %. У польовошпатових зонах (блокового мікрокліну) вміст літію досягає 0,052 %.

Найвищі концентрації *літію* пов'язані із кварц-сподуменовою і кварц-альбіт-сподуменовою зонами, де його середній вміст відповідно становить 0,660 і 0,498 %, досягаючи в окремих перетинах жил 1,96 і навіть 3,73 % .

В зонах екзоконтакту пегматитових тіл розвинені мінерали, які утворились в наслідок виносу літію за межі пегматиту і утворення багатих, але вузьких ореолів літієвого біотиту (до 0,63 % Bi_2O), літієвого флогопіту (Bi_2O - 0,90 %), холмквіститу.

Вміст *рубідію* в пегматитах змінюється від тисячних часток до 0,3 %. Його накопичення, зазвичай, відбувається в польових шпатах і слюдах, де він займає позицію калію в кристалічних структурах, що зумовлено близькістю їх кристалохімічних властивостей. Максимальні концентрації рубідію характерні для зон кварц-мікроклін-альбітового складу та блокового мікрокліну, де вони становлять відповідно 0,05 і 0,3 %.

Для пегматитів “Крутої Балки” середні концентрації *цезію* варіюють у межах від 0,0088 до 0,042 %. Власних мінералів цезій не утворює і його концентрації пов'язані лише з розсіюванням у породотвірних і акцесорних мінералах.

В пегматитових жилах “Крутої Балки” *берилій* рівномірно розподіляється серед усіх мінеральних комплексів від 0,0111 до 0,0149 %. Основним мінералом-концентратором берилію є берил та частково хризоберил.

Головними мінералами-концентраторами *танталу* і *ніобію* є мінерали групи колумбіту- танталіту і тапіоліт, які містяться в перемінних кількостях у всіх мінеральних комплексах, що й визначає їхні геохімічні особливості. Підвищені концентрації цих елементів пов'язані з альбітовим (середній зміст Ta_2O_5 -0,0083, Nb_2O_5 -0,0091 %), кварц-альбітовим (Ta_2O_5 -0,011, Nb_2O_5 - 0,01 %), кварц-мусковітовим (Ta_2O_5 - 0,019, Nb_2O_5 - 0,0117 %) мінеральними комплексами.

Ніобій накопичується в невеликих кількостях у мусковіті, який є одним з основних породотвірних мінералів пегматитів, що й позначається на загальному балансі розподілу ніобію в породах.

Спостерігається певна закономірність у розподілі *танталу й ніобію* в розрізі альбітових і альбітових зі сподуменом пегматитових тіл, де він утворює найвищі концентрації. Так, вміст танталу в альбітових пегматитах від зовнішніх зон до центральних закономірно змінюється від 0,005 % (в апографічній зоні) до 0,015 % (у сподуменовій). Розподіл танталу в пегматитах, і особливо його високі концентрації, носить гніздовий характер.

У сподуменвмісному типі пегматитів тантал розподілений більш рівномірно. Для таких пегматитів характерні також зони із вмістом оксиду танталу 0,02-0,04 %. Для таких пегматитів характерні сильні аномалії, обумовлені зонами із вмістом оксиду танталу до 0,02-0,04 %.

Висновки до розділу:

Проаналізовано мінеральний склад пегматитів, встановлено мінерали власне рідкісних елементів (колумбіт-танталіт, ніобо-танталіт, тапіолит, мікроліт, берил, сподумен, трифілін, літіюфіліт, амблгоніт, монтебрезит, лепідоліт, циртоліт, циркон, рутил та ін.), які містять рідкісні елементи (флогопіт, холмквістіт, літєвий хлорит, каситерит, літєвий біотит та ін.), породоутворюючі-мінерали (олігоклаз, альбіт, мікроклін, кварц, мусковіт, біотит, мінерали гр. амфіболів, мінерали групи хлоритів та ін.) та другорядні і акцесорні мінерали, які часто містять ізоморфні домішки рідкісних елементів (апатит, турмалін, рожевий мусковіт, ельбаїт, пірит, халькопірит, сфалерит та інші сульфіди, сфен, шпінель, магнетит та ін.). Визначено три головні петрографічні різновиди пегматитів Сорокинського пегматитового поля (кварц-альбітові пегматити, кварц-мікроклін-альбітові пегматити та кварц-альбітові пегматити зі сподуменом). Проаналізовано геохімічні аномалії пегматитів, встановлено, що первинні мультиплікативні ореоли обумовлені геохімічними аномаліями елементів-індикаторів рідкіснометалевого зруднення (літію, рубідію, цезію).

5 ФОРМАЦІЙНА ПРИНАЛЕЖНІСТЬ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ ПЕГМАТИТІВ РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

Сучасні класифікації пегматитів розроблялися достатньо довгий час та охоплюють значний ряд питань, тобто вони є теоретичною базою для всіх типів пегматитів. Найпоширеніші з них наведені нище.

О. Ферсман і К. Власов розділяли пегматити за принципом розуміння пегматитоутворення як процесу кристалізації залишкових магматичних розплавів, збагачених легкими компонентами.

Д. Коржинський та Ю. Соколов виділяли типи пегматитів, утворених в наслідок метаморфічних і ультраметаморфічних перетворень (класифікували вивчені типи за впливом процесів регіонального метаморфізму на формування пегматитів.

М. Кузьменко, А. Калита, І. Недумов, Ю. Філіпова класифікували пегматитові утворення за геохімічною рідкіснометалевою спеціалізацією пегматитових полів.

Д. Коржинський та В. Нікітін виділяли типи пегматитів за впливом постмагматичних розчинів на перекристалізацію і заміщення порід магматичного генезису, а С. Шавло за умовами визрівання пегматитового розчину в магматичній камері і тектомагматичними умовами становлення пегматитів.

Існує ряд класифікацій, розроблених за мінералогічними співвідношеннями породоутворювальних та акцесорних мінералів (М. Солодов та ін.).

І серед усіх найбільш відома (А. Гінзбург і Г. Родіонов, М. Сальє, С. Шавло.) та, яка зводиться до того, що пегматити різних мінералого-геохімічних асоціацій відповідають визначеним глибинам їхнього формування. Згідно неї, виділено чотири формації пегматитів: 1) пегматити малих (1,5 – 3,5 км) глибин (кришталеносні); 2) пегматити середніх (3,5 – 7,0

км) глибин (рідкіснометалеві); 3) пегматити великих (7-11 км) глибин (слядоносні); 4) пегматити дуже великих (> 11 км) глибин (керамічні)

Пегматити першої формації (кришталеносні, міаролові, камерні) розміщені серед або в екзоконтактових зонах протоплатформних материнських гранітів-рапаківі на глибинах 1,5-3,0 км.

Пегматити другої формації (рідкіснометалеві) утворилися в межах активних структур геосинклінального типу на глибинах 3,5-8,0 км і здебільшого залягають серед метаморфічних порід, які належать до кордієрит-амфіболітової фації регіонального або роговообманково-роговикової фації контактового метаморфізму.

Пегматити третьої формації (слядоносні) розміщені серед метаморфічних товщ, які належать до альмандин-амфіболітової фації метаморфізму.

Пегматити четвертої формації (керамічні) характерні для глибокометаморфізованих товщ давніх щитів, які найчастіше належать до амфіболової і рідше гранулітової фації метаморфізму. Це кварц-польовошпатові пегматити, іноді з ортитом і монацитом, сформовані на високотемпературній стадії в процесі пегматитоутворення.

За результатами аналізу фондових матеріалів, літературних джерел та проведених досліджень, вивчені пегматити Сорокинської тектонічної зони УЩ (родовище «Балка Крута» та ділянка «Садова»), належать до формації рідкіснометалевих пегматитів, а за класифікацією М. Солодова до досить чітко вираженого альбіт-сподуменового парагенетичного типу.

Формування полів цих пегматитів пов'язане з численними поздовжніми і січними розривними порушеннями трогу, які утворюють ортогональні і діагональні системи.

В межах родовища "Балка Крута", рідкіснометалеві пегматитові мають досить складну морфологію та просторово і структурно тяжіють до вузла перетину розломів північно-західного напрямку с субширотними і північно-східними. Встановлено [4, 5], що формування рудоносних пегматитових тіл

пов'язано з закладанням глибинних розломів і тріщин, які були підводящими каналами для проникнення пегматитових розплавів і рудоносних флюїдів з глибинних частин літосфери в metabaziti, кварцити, сланці та інші породи приповерхневих частин Сорокинської грабен-синкліналі. Формування рідкіснометалевих пегматитів тісно пов'язане з процесами кристалізації спеціалізованих пегматитових розплавів-розчинів, що зумовили склад пегматитів, їх морфологію і розміщення жил в ультрабазитах, сланцях і гранодіоритах. Ці пегматити слід відносити до типових утворень грабенів і зон глибинних розломів - провідників інтрузій ультрабазитів, базитів і гранітів. Формування продуктивної рідкіснометалевої мінералізації відбувалося в кілька стадій. Виявлена в пегматитах берилієва мінералізація дає можливість віднести їх до комплексного рідкіснометалевого типу (Be-Cs-Li-Ta).

На родовищі зафіксовано збільшення рідкісних металів з глибиною, де виключення пегматитових тіл не встановлено. Частина рідкіснометалевої мінералізації на родовищі має метасоматичні походження. Формування рідкіснометалевих пегматитів збігається з карельським тектоно-магматичного циклом і датується у 2,3-2,0 млрд років [5, 6].

Таким чином, згідно з сучасним поглядами щодо етапів пегматитоутворення у межах Західноприазовського блоку [7] то першим етапом формування пегматитів був період ультраметаморфізму на завершальному етапі формування купольносинкліноної структури Західного Приазов'я (ремівський ультраметаморфізм). У цей час пегматити утворились як неосома часткового плавлення первинних порід та як пегматити автохтонних гранітних масивів. До другого етапу пегматитоутворення належить становлення гранітогнейсових куполів і вкорінення масивів шевченківських плагіогранітів. На третьому етапі йшло формування інтрузивів двопольовошпатових гранітів январського, добропільського й салтичанського комплексів, яке супроводжувалось проникненням значної маси пегматитових утворень до ослаблених зон зеленокам'яних поясів де і

утворилися пегматити різних типів (у тому числі рідкіснометалевих і рідкісноземельних) залежно від часу, глибини їхнього відторгнення та спеціалізації самих масивів. Унаслідок цих процесів утворилися поля рідкіснометалевих і рідкісноземельних пегматитів – Шевченківське, Федорівське, Вовчанське, Сорокинське, Гайчурське та ін., які сформували Сорокинсько-Гайчурський та Шевченківсько-Берестівський пегматитові пояси. Поля наповнені такими типами пегматитів: мікроклінові – підтипи: 1) безрудні; 2) берилівмісні; олігоклаз-мікроклінові; альбітові – підтипи: 1) без літієвих мінералів; 2) з літієвими мінералами; альбіт-сподуменові петалітовмісні.

Висновки до розділу:

На сьогодні відомі декілька гіпотез утворення пегматитів: найпоширеніша є маγμαматогенна за Ферсманом, метасоматична за Заваринським та Коржинським та ультраметаморфічна. За геологічними даними та мінеральним складом, пегматити Сорокинської зони сформувались у три етапи, в момент становлення гранітогнейсових куполів і вкорінення масивів шевченківських плагіогранітів. Далі при формування інтрузивів гранітоїдів по ослаблених зонах зеленокам'яних поясів формувались пегматитові утворення з рудною мінералізацією. За формаційною приналежністю досліджені пегматити належать до рідкіснометалевих пегматитів Li-Cs-Rb типу.

ВИСНОВКИ

В результаті виконання кваліфікаційної роботи:

1. Проаналізовано геологічну будову району досліджень та встановлено, що Сорокинська тектонічна зона є найдревнішою площею складної будови і представлена грабеноподібною структурою, складеною комплексом магматичних, метаморфічних, ультраметаморфічних порід AR-Mz віку, а також утвореннями зеленокам'яних вулканогенних порід.
2. Проаналізовано геологічну будову родовища «Балка Крута» Сорокинського пегматитового поля та ділянки «Садова» і встановлено, що пегматити цих полів є носіями рідкіснометальної мінералізації та пов'язані з граніто-гнейсовими куполами.
3. Вивчено мінеральний склад пегматитів та встановлено:
 - мінерали власне рідкісних елементів (колумбіт-танталіт, ніоботанталіт, тапіоліт, мікроліт, берил, сподумен, лепідоліт та ін.);
 - мінерали, які містять домішки рідкісних елементів (флогопіт, холмквістит, літєвий хлорит, каситерит, літєвий біотит та ін.);
 - породоутворюючі-мінерали (олігоклаз, альбіт, мікроклін, кварц, мусковіт, біотит, мінерали групи амфіболів, мінерали групи хлоритів та ін.);
 - другорядні та акцесорні мінерали, які ізоморфні домішки рідкісних елементів (апатит, турмалін, рожевий мусковіт та ін.).
4. Визначено три головні петрографічні різновиди пегматитів Сорокинського пегматитового поля (кварц-альбітові пегматити, кварц-мікроклін-альбітові пегматити та кварц-альбітові пегматити зі сподуменом).
5. Проаналізовано геохімічну характеристику пегматитів та встановлено, що первинні мультиплікативні ореоли створено геохімічними аномаліями елементів-індикаторів рідкіснометалевого зруднення (літію, рубідію, цезію).
6. Розглянуто пегматитогенезис та формаційну приналежність рідкіснометалевих пегматитів району дослідження. Встановлено, що

пегматити родовища «Балки Крута» та ділянки «Садова» належать до пегматитів середніх глибин формації рідкіснометалевих пегматитів Li-Cs-Rb типу та утворились внаслідок становлення гранітогнейсових куполів Західноприазовського блоку з подальшою переробкою магматичними мінералізованими флюїдами вміщуючих зеленокам'них утворень.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Отчет результатах общих поисков редких металлов в центральной части Срокинской тектонической зоны (Бердянский район, Запорожская области), проведенных в 1977-1981гг. / Е.М. Коваль, Р.А. Павлюченко, В.В. Галицкий – г. Волноваха, 1981г.-225
2. В. О. Шпильчак, Л. В. Ісаков. Кореляція стратонів Зеленокам'яних структур Західноприазовської мегаструктури у складі Осипенківської серії/ Мінеральні ресурси України. 2017, № 2. - С. 3—13.
3. Л. В. Ісаков. Поля гранітних пегматитів Західного Приазов'я. Монографія-К:УкрДГРІ, 2007. 134 с.
4. Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф. Поле редкометальных пегматитов комплексного типа/ Поля редкометальных пегматитов, гранитных пегматитов. М.: Наука, 1976. - С. 36-42
5. Ісаков Л.В. Про одну з особливостей рідкіснометалевих пегматитів вузла “Крута Балка” / Мінеральні ресурси України. 2005. № 2. - С. 21-22.
6. Розанов К.И., Лавриненко Л.Ф. Редкометальные пегматиты Украины. Москва: Наука, 1979. 139 с.
7. Чернокур І.Г., Яськевич Т.Б. Деякі нові дані щодо геологічної будови району рідкіснометалевого родовища Балка Крута / Мінеральні ресурси України.-2010, № 2. - С. 18-24.
8. Л. В. Ісаков. Систематизація пегматитів Українського щита за геолого-структурними особливостями формування пегматитоносних гранітних комплексів/ Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2013, № 3.- С.2-17.

ДОДАТОК А

ВІДОМОСТІ МАТЕРІАЛІВ КВАЛІФІКАЦІЙНОЇ РОБОТИ

№	Формат	Позачення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
			Документація		
1	A4	ТСТ.ОППМ.21.06.ПЗ	Пояснювальна записка	74	
2			Графічний матеріали		Електронний ресурс
			Презентація Microsoft PowerPoint	26	Слайди

ДОДАТОК Б

Відгук керівника кваліфікаційної роботи бакалавра

студентки групи 103-17-1

Кисельової Маріанни Дмитрівни**на тему «ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТА РЕЧОВИННОГО
СКЛАДУ РІДКІСНОМЕТАЛЕВИХ ПЕГМАТИТІВ СОРОКИНСЬКОЇ
ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ УЩ»**

Мета роботи полягає у вивченні речовинного складу та геологічної будови родовищ рідкіснометалевих пегматитів, умов їх утворення та розповсюдження в межах Сорокинської тектонічної зони Українського кристалічного щита.

Тема дипломної роботи є актуальною тому, що пегматити є вмістилищем для рідкіснометалевих і рідкісноземельних мінералів, служать основною сировиною для керамічної промисловості, а в останні роки мають промислову цінність як джерела п'єзокварцової та каменебарвної сировини.

Результати досконалого мінералого-петрографічного вивчення та аналізу геологічної будови родовища «Балка Крута», розташованого у Сорокинській зоні Західноприазовського блоку, дають можливість використовувати отримані дані при проведенні геологорозвідувальних робіт на пошуки рідкіснометалевих пегматитів в межах Українського щита. Практичне значення отриманих результатів полягає у можливості розширення мінерально-сировинного комплексу металічних корисних копалин стратегічного комплексу України за рахунок пошуків та розвідки нових родовищ пегматитів з комплексною мінералізацією на літій, рубідій, ніобій, стронцій та ін. стратегічні елементи.

Тема дипломної роботи має безпосередній зв'язок з об'єктом діяльності бакалавра за фахом 103 «Науки про Землю», спеціальності «Геологія».

Бакалавр Кисельова М.Д. виконала роботу самостійно, усі зауваження наукового керівника при виконанні роботи були враховані. Структура кваліфікаційної роботи відповідає обраній темі, розкриває її зміст. Висновки, викладені у дипломній роботі достатньо аргументовані, містять наукову новизну та мають практичну цінність. При проведенні досліджень застосовувались сучасні методи визначення особливостей речовинного складу пегматитів досліджуваного району та обробки інформації.

Оформлення пояснювальної записки кваліфікаційної роботи виконано у відповідності з діючими стандартами і нормативними вимогами.

Повнота і глибина вирішення задач, що поставлені в завданні на виконання дипломної роботи може бути оцінена як достатня.

Кваліфікаційна робота Кисельової Маріанни Дмитрівни відповідає встановленим вимогам, що пред'являються до бакалаврських дипломів, може бути допущеною до захисту Державною Екзаменаційною Комісією. Робота в цілому заслуговує оцінки «відмінно» 95 балів, а її автор Кисельова Маріанна Дмитрівна – присвоєння кваліфікації бакалавра з наук про Землю за освітньо-професійною програмою «Геологія».

Науковий керівник, канд. геол.наук,
доц. кафедри ГРРКК
НТУ «Дніпровська політехніка»

О.В. Сливна

ДОДАТОК В

РЕЦЕНЗІЯ

на кваліфікаційну роботу ступеня бакалавр
на тему «**Особливості геологічної будови та речовинного складу
рідкіснометалевих пегматитів Сорокинської тектонічної зони**»
студентки групи 103-17-1
Кисельової Маріанни Дмитрівни

Завдання кваліфікаційної роботи відповідає вимогам підготовки бакалаврів освітньо-професійної програми «Геологія».

Об'єктом вивчення є рідкіснометалеві пегматити Сорокинської тектонічної зони УЩ, що відповідає об'єкту професійної діяльності спеціальності.

В роботі застосовані основні професійні компетентності бакалавра, продемонстрована здатність виконувати збір та підготовку текстової, числової та графічної геологічної інформації, необхідної для складання звіту, виконувати аналіз зібраної інформації.

Результати роботи полягають у досконалому вивченні геологічної будови, речовинного складу та умов утворення рідкіснометалевих пегматитів Сорокинського пегматитового поля Західного Приазов'я УЩ. Безумовною перевагою дипломної роботи є досконалий аналіз зібраного матеріалу та наявність якісних картографічних матеріалів, які коректно візуалізують отримані результати.

Актуальність теми обумовлена промисловою цінністю досліджуваних пегматитів в якості джерела рідких та рідкісноземельних елементів.

Іноваційність роботи полягає в зборі, аналізі, співставленні отриманих даних про геологічну будову як пегматитового поля так і рудовміщуючих пегматитів, особливостей їх мінералогічного, петрографічного та геохімічного складу.

Практичне застосування результатів досліджень полягає у можливості використання отриманих результатів при пошуково-оцінювальних роботах на перспективні родовища стратегічної сировини України з метою переоцінки їх запасів і подальшого розвитку як мінерально-сировинної бази нашої країни, так і зросту її економічного потенціалу.

Разом з тим, кваліфікаційна робота містить незначні недоліки, зокрема недостатньо повно розкрито потенціал рідкіснометалевих пегматитових родовищ України (достатньо розглянуто лише Сорокинське пегматитове поле). Однак, вказані зауваження не впливають суттєво на підсумкові результати кваліфікаційної роботи та не знижує її практичну цінність.

Пояснювальна записка і презентація оформлені у відповідності до діючих стандартів НТУ «Дніпровська політехніка».

Кисельова М.Д. заслуговує присвоєння кваліфікації бакалавра з наук про Землю. Рекомендована оцінка «відмінно» (95А).

Канд. геол.наук, зав. кафедри ЗСГ
НТУ «Дніпровська політехніка»

С.В. Шевченко