

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

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

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

Студента Кузнецової Світлани Сергіївни
(ПІБ)
академічної групи 103-20-1
(шифр)
спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)
за освітньо-професійною програмою «Геологія»
(офіційна назва)
на тему Порівняльний аналіз особливостей петрології та мінерагенії карбонатних порід України та Угорщини
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційно	
кваліфікаційної роботи	Проф. Рузіна М.В.	98	відмінно	
розділів:				
Загальний	Проф. Рузіна М.В.			
Спеціальний	Проф. Рузіна М.В.			
Рецензент	Доц. Терешкова О.А.	98	відмінно	
Нормоконтролер	Ст.викл. Хоменко Н.В.			

Дніпро
2024

ЗАТВЕРДЖЕНО:
завідувач кафедри

Геології та розвідки родовищ

корисних копалин

(повна назва)

(підпис)

Жильцова І.В.
(прізвище, ініціали)

«17» квітня 2024 року

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

студенту Кузнецовій С. С. академічної групи 103 -20-1
(прізвище та ініціали) (шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

за освітньою-професійною програмою «Геологія»

на тему Порівняльний аналіз особливостей петрології та мінералогії
карбонатних порід України та Угорщини

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 15.04.2024 № 333-с

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Аналітичний огляд літератури та вибір напрямку досліджень. Характеристика геологічної будови районів України та Угорщини.	17.04.24 – 03.05.24
Спеціальний	Вибір методів досліджень	04.05.24 – 07.05.24
	Проведення аналізів для вивчення порід	08.05.24 – 22.05.24
	Інтерпретація отриманих даних та обґрунтування перспектив практичного використання карбонатних комплексів порід територій досліджень	23.05.24 – 10.06.24

Завдання видано

(підпис керівника)

Рузіна М.В.
(прізвище, ініціали)

Дата видачі

17.04.2024

Дата подання до екзаменаційної комісії

27.06.2024

Прийнято до виконання

(підпис студента)

Кузнецова С.С.
(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 73 с., 50 рис., 8 табл., 3 додатки, 48 джерел.

КАРБОНАТНІ ПОРОДИ, ФОРМАЦІЙНИЙ АНАЛІЗ, КОРИСНІ
КОПАЛИНИ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, ГЕНЕЗИС, МІНЕРАГЕНІЯ

Актуальність досліджень обґрунтована необхідністю забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України у відношенні стратегічно важливих видів мінеральної сировини, необхідної для повоєнного відновлення країни. В контексті досліджень стратегічних видів сировини, практично усі карбонатні породи є корисними копалинами, - як колектори нафти та газу, добриво для агропромисловості, будівельний та облицювальний матеріал, сировина для металургійної промисловості.

Об'єкт досліджень – закономірності формування та генезису карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та мінерагенічні перспективи карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Мета роботи полягала у визначенні речовинного складу, формаційного типу та обґрунтуванні мінерагенічного значення карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Завдання досліджень – систематизація та уточнення даних щодо літолого-фаціального складу карбонатних комплексів території досліджень, визначення їх практичного значення та обґрунтування формаційного типу.

Наукова новизна роботи полягає у проведенні досліджень речовинного складу карбонатних комплексів Угорщини та проведенні порівняльного аналізу з комплексами карбонатних порід України для обґрунтування мінерагенічних перспектив. В результаті виконаних досліджень визначено літолого-фаціальний склад, формаційний тип та перспективи практичного використання карбонатних комплексів порід території досліджень.

ЗМІСТ

СКОРОЧЕННЯ ТА УМОВНІ ПОЗНАЧКИ.....	5
ВСТУП.....	6
1 ОГЛЯД ТА АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	9
1.1 Характеристика вивченості геологічної будови гір Аггтелек (Угорщина).....	9
1.2 Характеристика геологічної вивченості об'єктів карбонатних комплексів порід України.....	12
2 МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ	20
3 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ, ПЕТРОЛОГІЇ ТА МІНЕРАГЕНІЇ ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	23
3.1 Геологічна будова, тектоніка та стратиграфія об'єктів карбонатних комплексів Угорщини.....	23
3.2 Характерні особливості карбонатних формацій гір Аггтелек...	29
3.3 Результати аналітичних досліджень порід формаційних типів, які досліджувались.....	36
3.4 Геологічна будова та петрографічний склад об'єктів досліджень карбонатних комплексів Кримського півострова.....	50
3.5 Петрографічний склад та мінерагенічне значення карбонатних метасоматитів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита як індикаторів зруденіння благородних металів та нерудних корисних копалин.....	64
ВИСНОВКИ.....	77
СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ.....	80
Додаток А Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи.....	86
Додаток Б Відгук керівника кваліфікаційної роботи.....	87
Додаток В Рецензія на кваліфікаційну роботу.....	89

СКОРОЧЕННЯ ТА УМОВНІ ПОЗНАЧКИ

ANP – Aggtelek National Park

SEM – Scanning Electron Microscopy

wt.% – weight percent

μXRF – Micro-X-ray fluorescence

ГГК-50 – глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000

ГЗО – граніт-зеленокам'яна область

ГЗП – геолого-зйомочна партія

ГК – глибинне картування

ГТК – карстова одиниця Гемер-Торна

ЗЗРК – Запорізький залізорудний комбінат

ЗКС – зеленокам'яна структура

КП – казенне підприємство

МСОП – Міжнародний союз охорони природи

НТУ – Національний технічний Університет

СГЗО – Середньопридніпровська граніт-зеленокам'яна область

СПМБ – Середньопридніпровський мегаблок

УЩ – Український щит

ЦЛ – Центральна лабораторія

Не для копіювання – 103-20-1

ВСТУП

Актуальність досліджень кваліфікаційної роботи визначена необхідністю забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України у відношенні стратегічно важливих видів мінеральної сировини, необхідної для повоєнного відновлення країни.

В теперішній час стратегічно важливими для економіки України є природний газ, нафта, вугілля, уран, золото та інші благородні метали, залізо, марганець, хром, титан, молібден, мідь, нікель, кобальт, свинець, цинк, берилій, літій, тантал, цирконій, рідкісні землі, сировина для металургії, гірничо-хімічна сировина, агрохімічна та будівельна сировина, графіт, природно захищені та мінеральні води.

В контексті досліджень стратегічних видів сировини слід зазначити, що практично усі карбонатні породи є корисними копалинами. З карбонатними колекторами пов'язані поклади нафти та газу. Рифогенні вапняки через високу пористість є кращими колекторами вуглеводнів, у порівнянні з іншими карбонатними породами.

Вапняки використовуються як добриво – для вапнування кислих ґрунтів, а також як будівельний матеріал. У цементній промисловості використовуються вапняки з домішкою глинистих речовин.

Для будівництва і каменеобробної промисловості найбільш цінними є строкатоколірні мармуровані вапняки, що набувають дзеркальної поліровки і використовуються як облицювальний матеріал.

Хімічно чисті за складом мармуровані вапняки з високим вмістом оксиду кальцію і незначним вмістом оксиду магнію і нерозчинного залишку відповідають вимогам, що висуваються до флюсового вапняку.

Доломіти мають такі ж області використання, крім того їх і магнезити застосовують для виготовлення вогнетривів і як руду магнію.

Крейда знаходить застосування у будівельній справі, так само як і мергель є цементною сировиною.

Сидерити є рудою заліза. Травертин з давніх часів використовують як будівельний і облицювальний камінь.

Дослідження зарубіжних вчених і досвід широкого використання вапнякових портландцементів у Європі показав, що на їх основі виробляють високоякісний бетон, який характеризується високими фізико-механічними властивостями. Карбонатні домішки взаємодіють з компонентами клінкера на фізичному і частково хімічному рівні, їх відносять до інертних і псевдоінертних добавок в цементних бетонах. Завдяки високій дисперсності, вапняк заповнює простір між зернами клінкеру та покращує взаємодію між ними, хімічно реагуючи з алюмінатною та алюмоферитною фазами з утворенням гідрокарбоалюмінатів кальцію і тим самим конкурує з гіпсом.

Карбонатні породи метасоматичного походження є індикаторами зон зруденіння дорогоцінних металів.

Визначення закономірностей утворення, локалізації та перспектив промислового використання карбонатних порід з урахуванням досвіду європейських країн дозволить зробити певний внесок у визначення мінерагенічних перспектив карбонатних комплексів порід України.

Об'єкт досліджень – закономірності формування та генезису карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та мінерагенічні перспективи карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Мета роботи полягала у визначенні речовинного складу, формаційного типу та обґрунтуванні мінерагенічного значення перспективи карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Завдання досліджень – систематизація та уточнення даних щодо літолого-фаціального складу карбонатних комплексів території досліджень, визначення їх практичного значення та обґрунтування формаційного типу.

Наукова новизна роботи полягає у проведенні досліджень речовинного складу карбонатних комплексів Угорщини та проведенні порівняльного аналізу

з комплексами карбонатних порід України для обґрунтування мінерагенічних перспектив. В результаті виконаних досліджень визначено літолого-фаціальний склад, формаційний тип та перспективи практичного використання карбонатних комплексів порід території досліджень.

Практичне значення обумовлено можливістю визначення нових напрямків використання карбонатних порід з врахуванням досвіду європейських країн, що дозволить зробити певний внесок у визначення мінерагенічних перспектив карбонатних комплексів порід України.

Дипломна робота виконана відповідно до «Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року». Результати досліджень апробовано на 79-й студентській науково-технічній конференції, 11 квітня 2024 року, НТУ «Дніпровська політехніка», м. Дніпро [1].

Не для копіювання 103-2017

1 ОГЛЯД ТА АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Цей розділ складається з двох підрозділів. В першому підрозділі наведено характеристику угорського регіону гір Аггтелек. Другий підрозділ характеризує об'єкти мармурованих вапняків Криму.

1.1 Характеристика вивченості геологічної будови гір Аггтелек (Угорщина)

Гори Аггтелек розташовані в північно-східній частині Угорщини на кордоні зі Словаччиною (рис.1.1). Завдяки поширеному розвитку процесів карстоутворення, наявності значної кількості печер великої протяжності та особливостям рельєфу, територія отримала II категорію МСОП (національний парк) і знаходиться під посиленою охороною. З 1995 року входить до списку Всесвітньої спадщини ЮНЕСКО. Через це, будь-яка гірничодобувна діяльність категорично заборонена. Загальна площа парку становить 198,92 км² і складається він з 280 печер [2]. Система печер складна і простягається із заходу на схід, перетинаючи державний кордон (рис. 1.2).

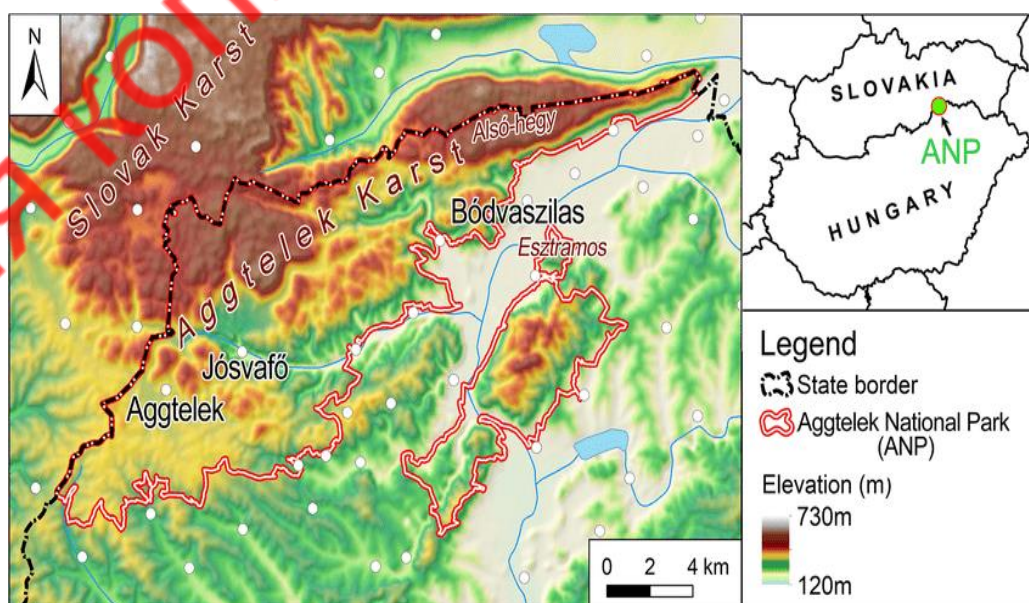


Рисунок 1.1 – Розташування національного парку Аггтелек [3]

Північна межа парку Аггтелек збігається з державним кордоном. Зі словацької сторони знаходиться ще один національний парк – «Словацький карстовий національний парк». Вони обидва є частинами Внутрішніх Західних Карпат і мають однаковий рельєф, умови осадонакопичення та особливості геологічної будови [3].

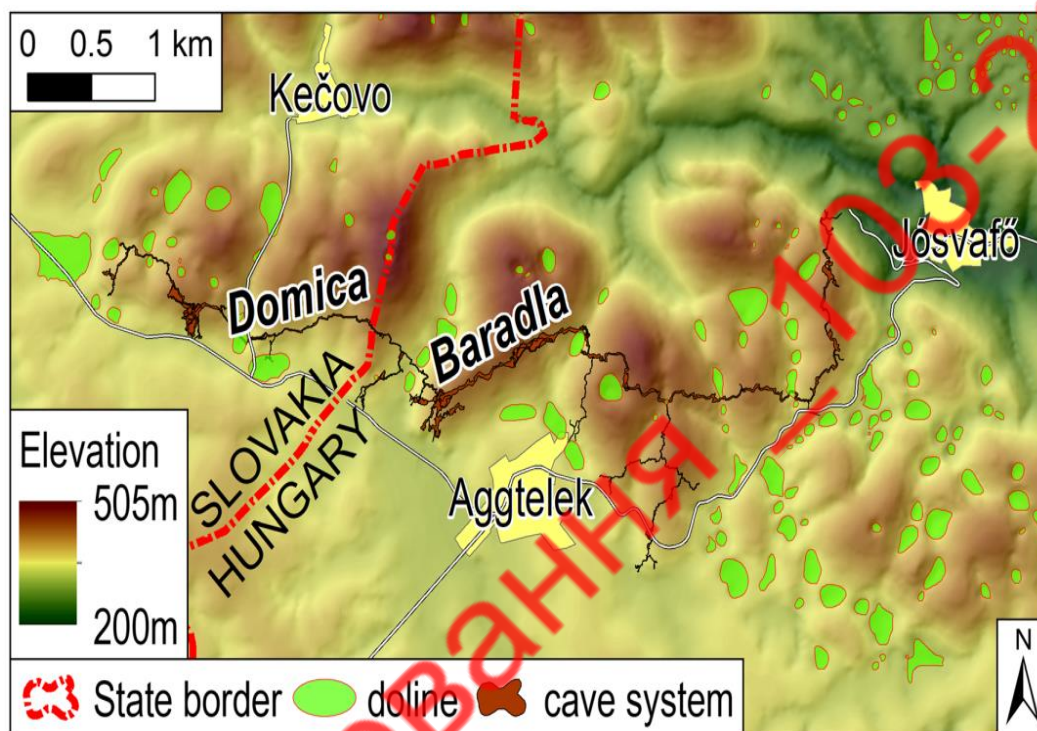


Рисунок 1.2 – Вид на плані печерної системи Барадла-Доміка з топографією та долинами [3]

За результатами попередніх досліджень у середньотріасовий період (пізній Пельсон – близько 245 млн. років тому, рис.1.3) в північно-західній частині досліджуваної території встановлено зв'язок з відкритим морем. Через це з'явилися платформи маргінальних рифів.

Риф – це хребет або мілина з гірських порід, коралів або аналогічного відносно стійкого матеріалу, що лежить під поверхнею природного водоймища. Зазвичай рифи встановлюються в морському теплому мілководді з великим запасом поживних речовин [4].

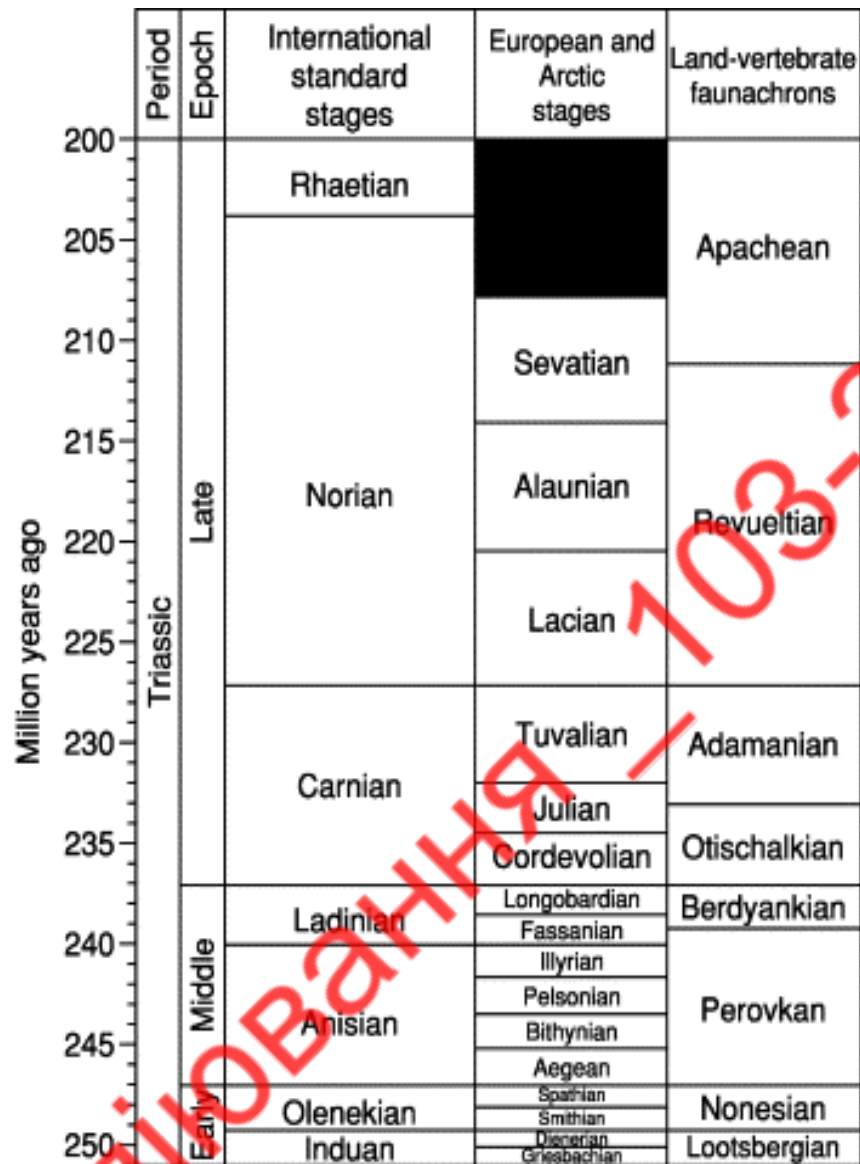


Рисунок 1.3 – Спрощена тріасова шкала часу (Lucas (2000) [5])

Південно-східна частина, навпаки, мала інше походження. Риф простягався на південний схід, будуючи його другий ступінь до верхнього Ладінського ярусу (237 млн. років тому) [6,7].

Першими вченими, які раніше досліджували скам'янілості анізійського ярусу в карбонатних породах і співвіднесли їх з регіоном Аггтелек, були Pia J. (1940) [8] і Balogh K. (1940) [9]. Анізійський вік *Dasycladales* в лагунних фаціях вапняків був встановлений в науковій роботі вченого на ім'я Bystřický J. (1986) [10]. Scholz G. (1972) написав першу наукову працю про рифи Аггтелека, але неправильно визначив вік рифу (вважав його пельсонівським –

середньо іллірійським) [11]. Такої ж помилки в датуванні припустився Mihály S. (1981), коли він вивчав дві біофації карсту Аггтелека: 1 – вапняно-губчасто-гідрозійний корал і 2 – голкошкірий-брахіоподальний-моллюсковий вапняк. Він визначив ярус як ранній іллірійський [12].

Значне геологічне відкриття було зроблено вченим на ім'я Borka Zs. (1982) [13]. Він був першим, хто знайшов амоноїди і нештунові дайки у межах території досліджень. Проводячи дослідження над *Diplopora annulatissima* з печери Барадла в горах Аггтелек, він обґрунтував життєвий цикл рифу від пізнього іллірійського до ладінського ярусу.

Одне з останніх наукових досліджень було проведено Piros O. (2002) [14]. Вона диференціювала анізійські та ладінсько-карнійські вапняки на основі власних досліджень з *Dasycladales*, а також поділила риф за фаціями.

Останні дослідження фації рифів Аггтелек провели Felicitász Velledits, Csaba Péró and Joachim Blau [6]. Вони визначили дві стадії утворення рифу, встановивши приблизний вік, види скам'янілостей та географічне положення.

1.2 Характеристика геологічної вивченості об'єктів карбонатних комплексів порід України

Об'єктом досліджень карбонатних порід обрані мармуровані вапняки Криму. На території Кримського півострову мармуровані вапняки верхньоюрського віку розповсюджені у вигляді смуги між Балаклавою та Феодосією загальною потужністю до 3000 м. Серед вапняків за результатами попередніх досліджень встановлено декоративні різновиди, що входять до складу верхньоюрського вапняково-мергелястого комплексу [15-18].

Декоративні різновиди мармурованих вапняків в цілому представлені щільними різновидами, спостерігаються переважно у вигляді рифових зон.

Встановлено також щільні глинисті масивні вапняки, іноді із включеннями переважно кварцової гальки, що спорадично переходять в конгломерати та вапнякові туфи (рис.1.4).

В довоєнний час в Криму налічувалось 38 діючих кар'єрів, з яких 22 видобували мармурований вапняк, а інші – пиляльний вапняковий ракушняк для використання в промислових та будівельних галузях [18].

Мармуровані вапняки Криму серед корисних копалин Кримського півострову є найбільш поширеними як у геологічному відношенні, так і в контексті використання в народному господарстві. Вони найбільш розповсюджені на території гірської та передгірської частин Кримських гір. На значній території півострова вони виходять на поверхню або вкриті незначним покривом четвертинних відкладів.

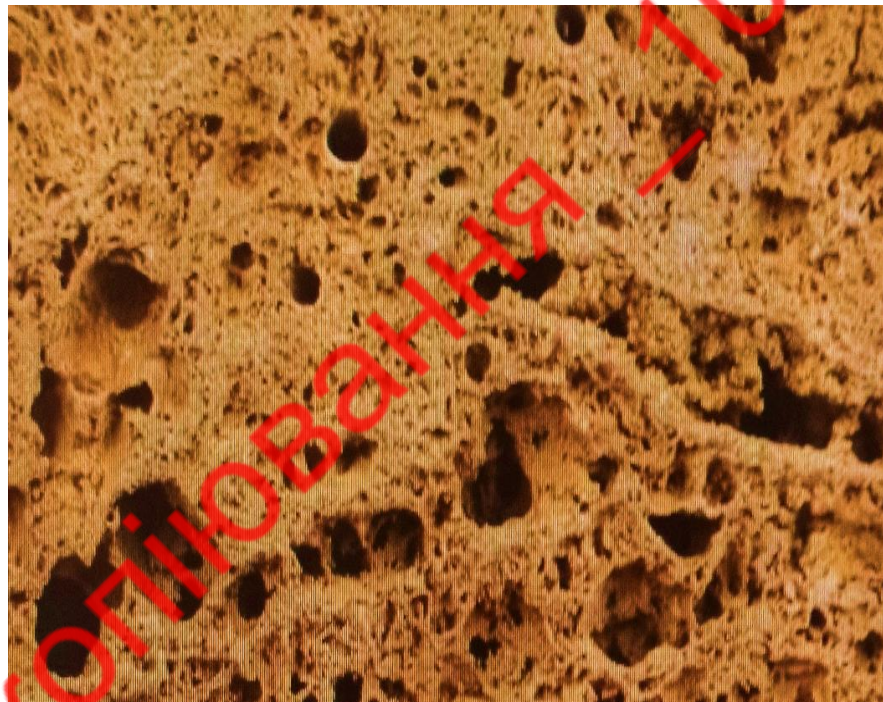


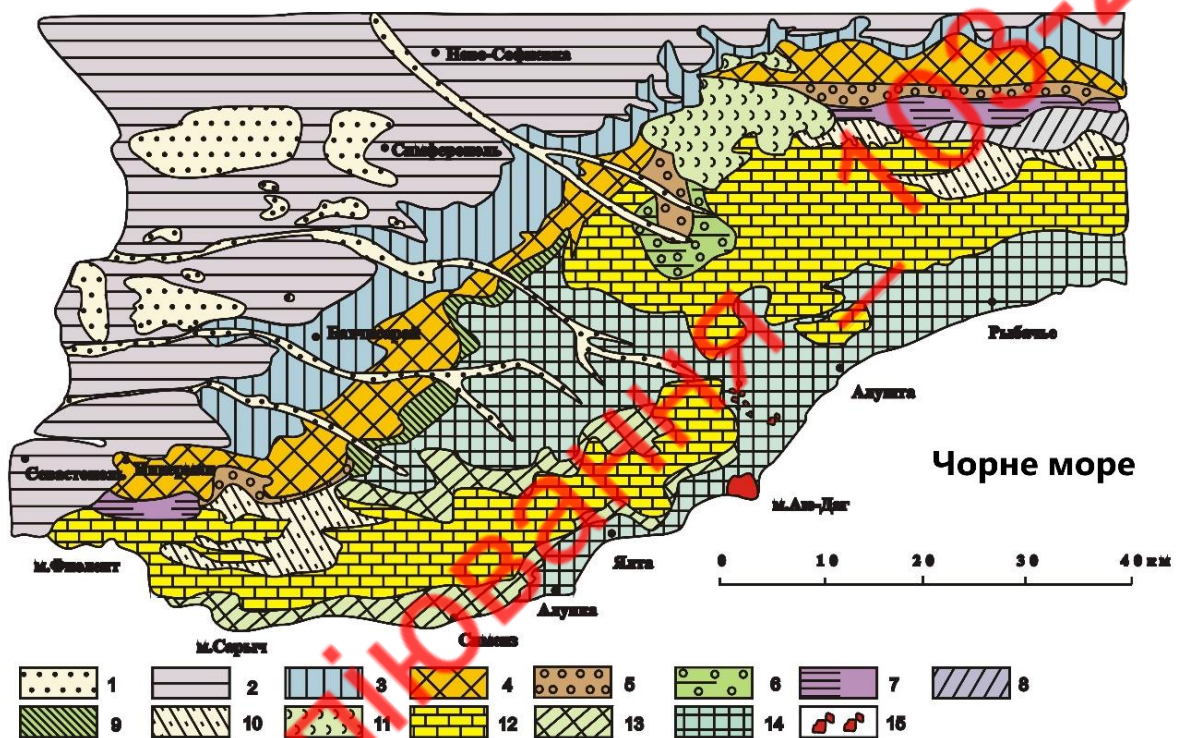
Рисунок 1.4 – Вапняковий туф (травертин)

Переважна кількість вапняків використовуються як флюсова сировина для металургійної промисловості та для потреб будівництва. Значна кількість мармурованих вапняків історично довготривалий термін використовується як облицювальний матеріал.

З вапняків виготовляють кольорове кам'яне кришиво для мозаїчних виробів. При обпаленні хімічно чисті різновиди вапняків використовуються як високоякісне вапно. В процесі раніше проведених досліджень О.П. Матюшкіної [18] визначено доцільність використання мармурованих вапняків

як гемологічної сировини, та обґрунтовані критерії якості та визначені закономірності поширення декоративних кольорових мармурованих вапняків на території Криму.

Гірський Крим характеризується наявністю складного рельєфу, який поєднує хребти, скелясті грабени та улоговини, що утворюють три гірські гряди – Головну, Внутрішню та Зовнішню (рис. 1.5, [17,19]).



Умовні позначення: 1 – четвертинні відклади; 2 – неоген; 3 – палеоген; 4 – верхня крейда і датський ярус палеогену; 5-11 – нижня крейда: 5 – альбський; 6 – аптсько-альбський; 7 – аптський; 8 – баремський; 9 – готерівсько-баремський; 10 – валажинсько-готерівський; 11 – яруси та нерозчленовані відклади; 12 – верхня юра; 13 – середня юра; 14 – середній гріас – нижня юра; 15 – середньюрські інтрузії

Рисунок 1.5 – Схематична геологічна карта Кримського півострова [21]

Головна гряда утворює південну частину гірської системи, яка круто обривається у бік Чорного моря. Головна гряда висотою 1200-1500 м простягається уздовж узбережжя від м. Севастополя до м. Феодосії.

Внутрішня гряда віддалена від Головної гряди на відстань до 15 км. Найбільші висоти Внутрішньої гряди – 600-700 м. Внутрішня гряда поділена долинами річкових потоків на окремі частини, місцями сформувались столові гори. На вершинах гір в середні віки виникли печерні міста-фортеці – Чуфут-Кале, Мангуп-Кале, Теке-Кермен, Ескі-Кермен та ін.

Для Зовнішньої гряди характерною є середня висота 250 м (максимальна відмітка – 325 м). Дана гряда відокремлена від Внутрішньої гряди розчленованим горбистим пониженням шириною від 3 до 8 км. Північний пологий схил гряди плавно переходить у Рівнинний Крим.

Для Гірського Криму характерними є утворення двох останніх ератем – мезозойської та кайнозойської. Найбільш давні відкладення – окремі олістостроми вапняків із залишками пермо-карбоненової фауни [20].

Мезозойська ератема представлена відкладами усіх систем і відділів. Вони утворюють чотири головних породних комплексів (табл. 1.1):

- 1) піщано-глинистий – тріас-нижньоюрського віку (Т+J₁);
- 2) вулканогенно-теригенний – середньоюрський (J₂);
- 3) вапняково-мергелевий – верхньоюрський (J₃);
- 4) з уламкових порід – нижньокрейдний (K₁).

Кайнозойська ератема характеризується наявністю усіх систем і відділів. За літологічним складом виділено три комплекси (табл. 1.1):

- 5) карбонатно-глинистий – верхньокрейдний – нижньо-середньопалеогеновий (K₂+P₁+P₂);
- 6) глинистий – верхньопалеогеновий – неогеновий (P₃+N);
- 7) грубоуламковий – четвертинного віку (Q_{I-IV}).

Тріас-нижньоюрські утворення (таврійська серія) утворюють основу Кримських гір. Породи таврійської серії характеризуються ритмічним чергуванням темно-сірих та буровато-сірих аргілітів з прошарками кварцових алевролітів та пісковиків. Спорадично спостерігаються крупнозернисті пісковики з прошарками дрібно галечникових конгломератів. Подібні комплекси порід називаються флішем. Величезна потужність відкладів

Таблиця 1.1 – Стратиграфічна схема південно-західної частини Гірського Криму (за В. І. Славіним [22])

Ерагема	Система	Відділ	Індекс	Характеристика розрізу	Порідний комплекс
Кайнозойська	Антропоген	Сучасний	Q _{IV}	брекчії, піски, глини, галечники, конгломерати	Сьомий комплекс грубоуламкових континентальних відкладів
		Верхній	Q _{III}		
		Середній	Q _{II}		
		Нижній	Q _I		
	Неоген	Верхній (пліоцен)	N ₂	глини	Шостий комплекс глинистих порід
		Нижній (міоцен)	N ₁		
	Палеоген	Верхній (олігоцен)	P ₃	мергелі, вапняки, глини	П'ятий комплекс карбонатних та глинистих порід
		Середній (еоцен)	P ₂		
		Нижній (палеоцен)	P ₁		
	Мезозойська	Крейдова	Верхній	K ₂	мергелі, вапняки
Нижній			K ₁	аргіліти, пісковики, конгломерати, мергелі	
Юрська		Верхній	J ₃	вапняки, мергелі, конгломерати	Третій комплекс вапняково- мергелевих порід
		Середній	J ₂	аргіліти, вулканічні породи, фліш	Другий комплекс вулканогенно- теригенних порід
		Нижній	J ₁	фліш, флішоїдні породи, вапняки	Перший комплекс піщано-глинистих порід (таврійська серія)
Триас		Верхній	T ₃	аргіліти, фліш флішоїдні породи	
		Середній	T ₂		
		Нижній	T ₁		

таврійської серії, ритмічність будови, наявність на нижніх поверхнях піщаних шарів своєрідних ієрогліфів – слідів течій і розмиву, свідчать про те, що утворення порід, які складають серію, відбувалося в прибережній зоні моря.

У межах товщі порід таврійської серії встановлено дислокації, повсюдно поширені дрібні, іноді перевернуті складки та розривні порушення різного ієрархічного рівня. На розмитій поверхні таврійської серії з кутовим неузгодженням залягає Середньоюрський вулканогенно-теригенний комплекс порід, він має велику потужність (до 1500-2000 м) і значне поширення з відслоненнями уздовж південних та північних схилів Головної гряди – у верхів'ях річок Бельбек, Кача, Альма [15-19, 23].

Середньоюрські відкладення представлені прибережно-морськими товщами, які складені пісковиками, алевролітами та аргілітами. Іноді у складі товщі зустрінуті вуглецеві різновиди порід та вугільні прошарки. Повсюдно у розрізі присутні продукти вулканічної діяльності у вигляді лав, туфів, туфобрекчій.

Верхньоюрський вапняково-мергелевий комплекс залягає на більш давніх породах, поширений у тих же районах, що й середньоюрський комплекс. Даний комплекс складає верхню частину Головної гряди, відслонюється в межиріччі річок Альми та Салгиру на північ від Чатир-Дагу.

У складі верхньоюрського розрізу спостерігаються рифогенні вапняки, а також інтервали тонковерстуватих глинистих вапняків та мергелів. Спорадично карбонатна товща фаціально заміщена глинами, піщано-глинистим флішем та конгломератами. Для масивів рифових вапняків характерною є значна потужність, іноді вони утворюють цілі гори – Агармиш біля м. Старий Крим, Сокіл біля м. Судак, Ай-Петрі біля м. Алупка [15-17, 19].

Нижньокрейдовий піщано-глинистий комплекс поширений на північних схилах Головної гряди, у Внутрішній гряді та у межах Салгирського грабену, приуроченого до долини однойменної річки. Для складу розрізу характерними є конгломерати, пісковики, алевроліти та аргіліти.

Нижньокрейдові відкладення залягають на розмитій поверхні порід юрського та тріасового віку. Максимальна потужність цього комплексу досягає 500-800 м. Верхньокрейдовий – нижньо-, середньопалеогеновий вапняково-мергелевий комплекс є характерним для будови схилів Внутрішньої гряди та її вершин, відслонюючись вузькою смугою від Інкерману до Феодосії. Даний комплекс, підстилаючи палеоген-неогенові відклади, поширений і в межах Степового Криму. У складі розрізу переважають мергелі та вапняки.

Верхньопалеоген-неогеновий глинистий комплекс найбільш поширений на сході Криму – у межах Керченського півострова. У гірській частині Криму породи комплексу формують схили Зовнішньої гряди.

Відклади пліоцену (N_2) розповсюджені у межах рівнинних районів Криму, де вони складені бітумінозними глинами та прошарками пісковиків, мергелів та вапняків. У межах Зовнішньої гряди відклади пліоцену представлені пісками, галечниками, вапняками-черепашниками (рис. 1.6).



Рисунок 1.6 – Черепашковий вапняк

Четвертинний грубоуламковий комплекс пухких відкладів характеризується наявністю континентальних нагромаджень, поширених у гірській частині. Головним чином, це невідсортовані пухкі осадки у вигляді брил та валунів, щєбня та галечнику, пісків, суглинків і глин.

Висновки до розділу:

1. Аналіз результатів попередніх досліджень об'єктів карбонатних порід свідчить про достатньо високий ступінь їх геологічної вивченості стосовно питань тектоніки, геологічної будови. Дискусійними є питання генезису та стратиграфії карбонатних порід території досліджень.

2. Практично всі карбонатні породи території досліджень є корисними копалинами. Переважна кількість вапняків використовуються як флюсова сировина для металургійної промисловості, в сільському господарстві, як добриво. Значна кількість мармурованих вапняків історично довготривалий термін використовується як будівельний та облицювальний матеріал.

3. Гори Аггтелек (Угорщина) мають рифову структуру. Вік визначався як середній тріас (пізній ілпрійський – ладінський). Через унікальні умови утворення він став національним парком Аггтелек.

Не для копіювання — 103201

2 МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Основні завдання досліджень полягали у визначенні літолого-фаціального складу, генезису карбонатних комплексів порід родовищ України та Угорщини та проведенні порівняльного аналізу петрології та мінералогії об'єктів, що досліджувались.

При геологічній інтерпретації матеріалів був використаний порівняльно-геологічний метод та формаційний аналіз. В процесі досліджень було проведено інтерпретацію результатів хімічних аналізів, рентгеноструктурного, термічного аналізів, проведених в лабораторії КП «Південукргеологія», сцинтиляційного-емісійного експрес-аналізу (Центр аналітико-технологічних досліджень НТУ «Дніпровська політехніка»), SEM та μ XRF аналізи в лабораторії університету Åbo Akademi.

В процесі макроскопічних досліджень проводилось вивчення мінерального складу, вторинних перетворень, структурних особливостей порід. Структурні особливості будови породи визначені розміром, формою, ступенем однорідності складових частин. Елементи структур порід сформовані протягом певних етапів породоутворення – на стадіях седиментогенезу, діагенезу, катагенезу та метагенезу. Структури уламкових осадових порід визначались за розміром та формою мінеральних компонентів, що їх утворюють.

Методи досліджень карбонатних порід обирались з урахуванням етапів виконання кваліфікаційної роботи, зокрема: аналіз літературних та фондових джерел; польові роботи з відбором кам'яного матеріалу, вивчення геології району; камеральні та лабораторні дослідження – виготовлення шліфів і аншліфів; мінералого-петрографічні, рентгенівські дослідження, термічний і спектральний, електроноскопічний аналізи, виявлення критеріїв оцінки якості порід, аналіз результатів. При польовому описі карбонатних порід досліджувались форма геологічного тіла, складеного карбонатною породою

(шар, лінза, біогерм), текстурно-структурні особливості порід, наявність фрагментів органіки. За результатами мікроскопічного вивчення досліджувалась структура і мікротекстура порід, співвідношення та характер складових компонентів, розподіл їх у породи, тип цементу.

Проведення петрографічних, мінералогічних та мінераграфічних досліджень виконано автором роботи з використанням рудних поляризаційних мікроскопів АЛЬТАМИ ПОЛАР-312, ПОЛАМ Р-312, бінокулярного мікроскопу МБС-6, μ XRF апарату Bruker m4 Tornado, LEO 1530 Gemini скануючий електронний мікроскоп (SEM) з детектором дрейфу UltraDry Silicon Drift Detector (SDD, X-ray detector) та системою дослідницького стереомікроскопа OLYMPUS SZX12.

При написанні розділів кваліфікаційної роботи щодо характеристики карбонатних комплексів України, автором використовувались також фондові матеріали геологічної служби КП "Південукргеологія", ДГЕ «Дніпрогеофізика» і дані з літературних джерел.

За результатами аналізу фондових матеріалів були проаналізовані загальні відомості про геологічну будову території досліджень та склад геологічних і рудних формацій. Були проаналізовані тектоніка, стратиграфія та палеонтологічне різноманіття в університетах Угорщини (Університет Мішкольца) та Фінляндії (Åbo Akademi) на програмах Erasmus+ та проєкті «Відновлення освіти та дослідження в галузі хімії та хімічних технологій в Україні». Автором самостійно проведено мінералого-петрографічні та мінераграфічні дослідження еталонних взірців, шліфів, аншліфів, виготовлених з порід карбонатних формацій Криму, Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита та району Аггтелек в Угорщині.

Мінералогічні, петрографічні та мінераграфічні дослідження супроводжувались мікрофотографуванням найбільш інформативних зразків, шліфів та аншліфів. Всього було зроблено 30 мікрофотографій зразків, шліфів та аншліфів.

Результати геологічних, мінералогічних досліджень, хімічних аналізів технологічних випробувань та експериментальних досліджень накопичувалися, оброблялися, узагальнювалися, аналізувалися з використанням стандартних і адаптованих комп'ютерних програм пакету MS Office (Word, Excel). Графічне оформлення роботи та оформлення фотографій проводилося за допомогою графічних пакетів CorelDRAW, AdobePhotoshop, InPaint. Інформацію щодо видів та об'ємів досліджень, які проведено автором, наведено в табл. 2.1.

Таблиця 2.1- Види і об'єми виконаних робіт

п/п	Види робіт	Об'єм
1	Макроскопічний опис зразків карбонатних порід районів досліджень	30
2	Виготовлення прозорих і полірованих шліфів	20
3	Відбір проб з різним ступенем гідротермально-метасоматичних перетворень	10
4	Мікроскопічні дослідження з визначенням мінерального складу, структури і текстури руд та вміщувальних порід	25
5	Мікрофотографування прозорих і полірованих шліфів (аншліфів)	30
6	Збір та узагальнення геологічних даних за темою роботи у періодичних, монографічних та фондових джерелах	48

Мінералогічні, петрографічні та мінераграфічні дослідження проводились в лабораторії рудної мікроскопії кафедри геології та розвідки корисних копалин НТУ «Дніпровська політехніка» та в лабораторіях Åbo Akademi University.

3 ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ, ПЕТРОЛОГІЇ ТА МІНЕРАГЕНІЇ ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1 Геологічна будова, тектоніка та стратиграфія об'єктів карбонатних комплексів Угорщини

Національний парк Аггтелек (ANP) та «Словацький карстовий національний парк» належать до карстової одиниці Гемер-Торна (ГТК). ГТК розташований в перехідному положенні між підняттям Карпатських гір і спадаючим Паннонським басейном [24]. Досліджувана карбонатна платформа (яка складається з лагуни, улоговини і самого рифу) простягається смугою шириною 1-3 км між селами Аггтелек, Йосвафьо і Егершег [25].

У середньому-пізньому тріасі і Західні Карпати, і Північні Вапнякові Альпи були північно-західним шельфом північно-західного кінця Нео-Тетісу. У зв'язку зі значним підняттям території з'явився кремнеземний покрив (Silica Nappe).

Покрив (nappe) – це величезне плоске тіло скелі, яке було переміщено більш ніж на 2-5 км над насувним розломом від свого початкового положення. Покриви утворюються в компресійному тектонічному середовищі, коли маса породи витісняється над іншою гірською масою, як правило, на площині розлому під низьким кутом. Отримана структура може включати в себе великомасштабні лежачі складки і зсуви по площині розлому [26].

Седиментація на пагорбах Аггтелек-Рудабанья почалася з фації сабкха (ангідрити Перкупа і різноманітні сланці) в пізній пермі і змінилася відкладенням уламкового матеріалу в ранньому тріасі (пісковики Бодвасілаш і мергелі Сін) [6,27].

Гомоклінальний пандус (Silica Nappe), що складається з 3 одиниць: Aggtelek, Szőlósardó і Bódva, існував близько 10 мільйонів років від раннього тріасу до пізнього пельсонівського (середнього тріасу). На той час уламкове надходження припинилося, і в лагунному середовищі почалося карбонатне

осадження. Основними біотами, які брали участь у відкладенні, є ціанобактерії, кальцимікроби та можливо тубіфіти. Ця формація Гутенштейна перекрита лагунними, товстошаруватими, онкоїдальними вапняками Штейнальма.

Досліджувана територія має наступну послідовність формацій: Гутенштейн, Штайнальм, подія Рейфлінга, Джней і Веттерштайн (1 стадія) (рис. 3.1).

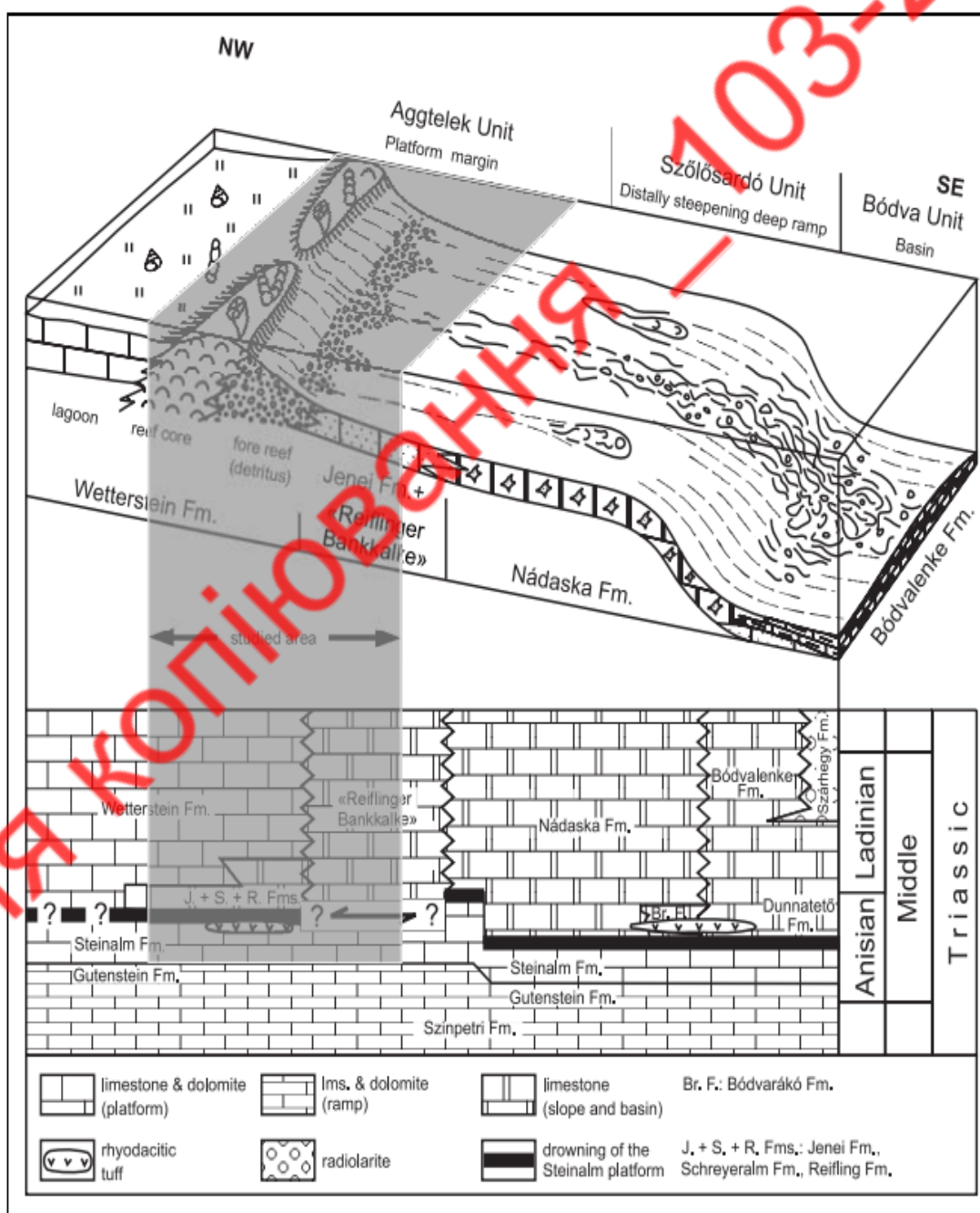
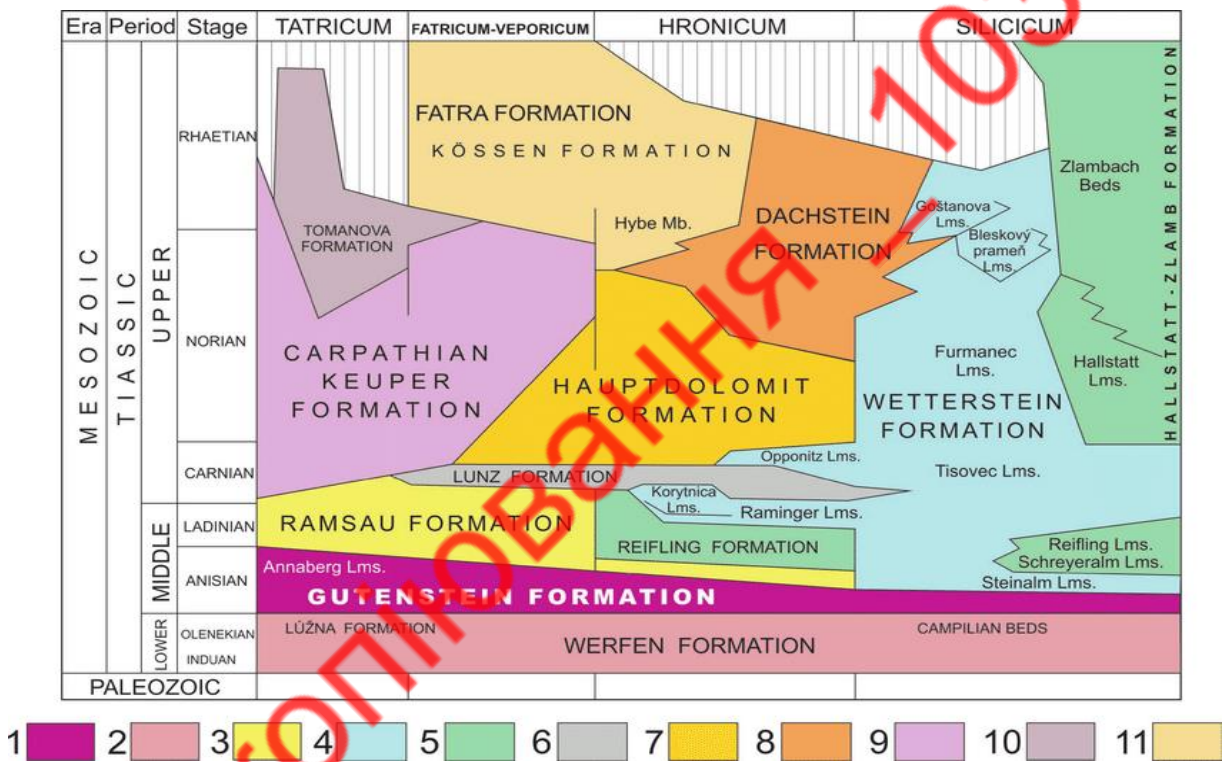


Рисунок 3.1 – Модель фації середнього триасу (модифікована Felicitász Velledits (2011) за Kovács (1997)) [6,28]

Формація Гутенштейна вперше була описана Hauer F. (1853). Він встановив, що ця формація складається з сіро-чорних пластових вапняків з білими карбонатними жилками. У нижній частині вона збагачена сланцями формації Werfen, а верхня частина складається з доломітів формації Ramsau (рис. 3.2). У Західних Карпатах подібні вапняки називають формацією Висока, для якої характерні оолітові, біостромальні, темпезитові та сабкха-карбонати (одиниці Tatricum, Fatricum-Veporicum та Hronicum (Словаччина)) [29-34].



Умовні позначення: 1 - карбонатна пандусна фація; 2 - континентальні фації; 3 - лагунні гіперсолітові Альпи; 4 - рифові фації облямованих платформ; 5 - басейнні фації; 6 - пльовіальні теригенні фації; 7 - доломітова фація сабхаського типу; 8 - лагунна перитидна фація; 9 - теригенні червонопостільні фації; 10 - болотна і гирлова фації; 11 - біостромні внутрішньоплатформні фації (адаптовані з Michalík, 1977 і завершені фаціями, типи літостратиграфічних формацій А. Чернянського)

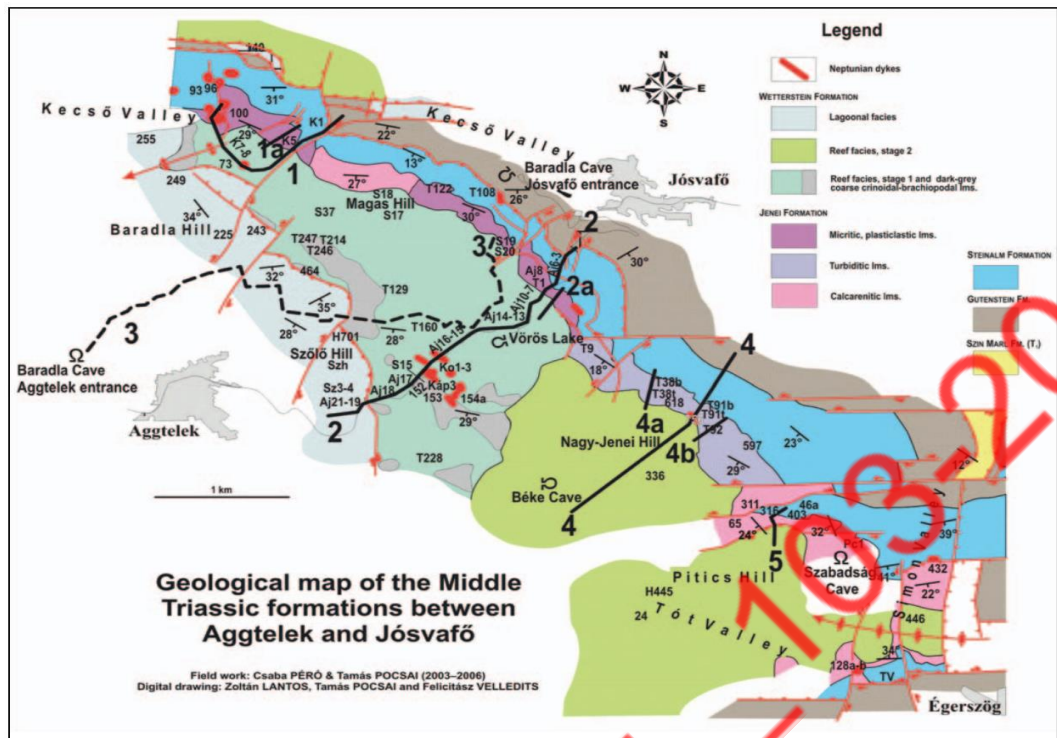
Рисунок 3.2 – Моноклінальна карбонатна рампа формації Гутенштейн у тріасовій платформно-басейновій системі Центральних Західних Карпат [34]

Досліджувана територія відноситься до одиниці Silicicum (Словащина-Угорщина), яка складається з рифової та басейнової фацій, що перебували під впливом Рейфлінгової події. Вона сталася в пізньому пельсонівському періоді. Відбулося різке підвищення рівня моря, що призвело до затоплення карбонатної платформи.

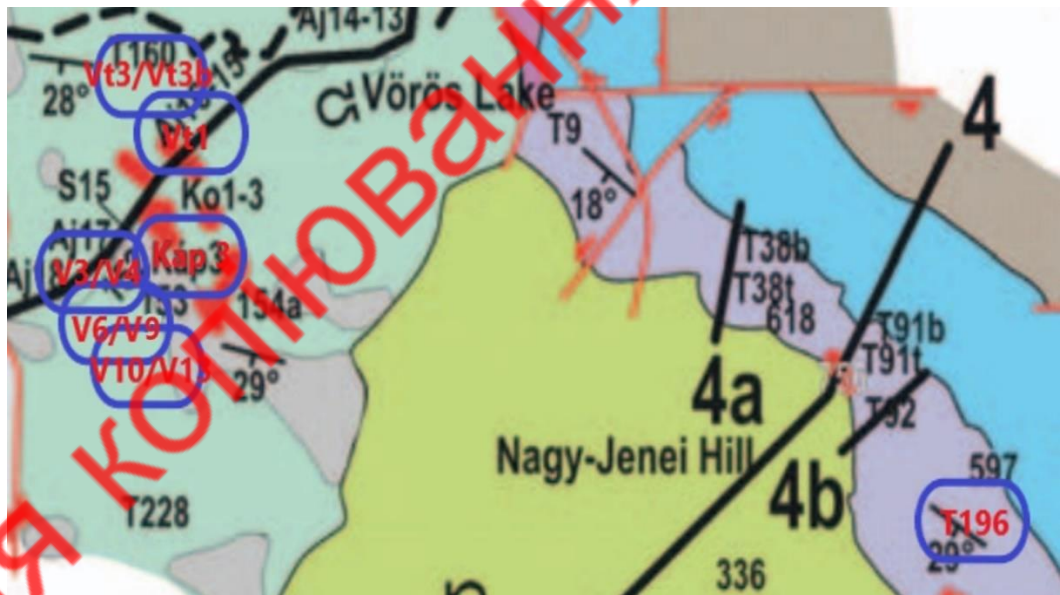
Lein R. (1987) пояснив, що причиною цього є такі складні тектонічні події, як руйнування континентальної кори, а також розлом, який був обумовлений відкриттям океану Нео-Тетіс. На досліджуваній ділянці верхня частина формації Steinalm зазнала впливу пізнього діагенетичного розчинення, і форми були заповнені породою wackestone (мікрозернисто-пелітоморфна карбонатна порода – більше 10% всього об'єму складають зерна). У печері Барадла було виявлено фауністичну заміну: амоноїдний шар був засіяний гондолеллоїдними формами та відсутністю евпелагічних гладигондолоїдів, що вказує на частково відкритий Нео-Тетіс в районі Аггтелека, на відміну від підрозділів Szőlősardó та Bódva на пагорбах Рудабанья [6,35].

Поява гладигондолоїдів у ранньому ладінському періоді свідчить про формування у відкритому морі. У пізньому пельсоні уламковий покрив був розчленований через рифтогенез, що призвело до різної подальшої еволюції агрегатів. Блок Szőlősardó відповідав середовищу схилів шельфу, а блок Bódva представляв пелагічний басейн, що межує з океаном. Відділ Аггтелек залишався платформою до тувалійського періоду (пізній Триас – близько 230 млн. років тому). Після занурення рифу відклалися глибоководні карбонати, які багаті калькаренітовими турбідитами, але не містять сланців (як інші вапняки Рейфлінгової події і Шрайєральма). Встановлено, що в районі пагорбів Аггтелек було кілька рифів. Перший з них (риф Аггтелек) датується як іллірійсько-ладінський, а другий (риф Алшо) - карнійський [6,36,37].

Як видно з карти (рис.3.3), лагунні фації знаходяться біля села Аггтелек і простягаються з північного заходу на південний схід. Наступний тип фації – це сам риф з двома стадіями.



a)



b)

Рисунок 3.3 – Геологічна карта та її фрагмент: а) Геологічна карта формацій середнього тріасу між Аггтелеком та Йосвафьо (пунктирна лінія: розріз печери Барадла) [6]; б) Фрагмент геологічної карти середньотріасових формацій між Аггтелеком та Йосвафьо з розташуванням зразків, вивчених у кваліфікаційній роботі [6] (модифікована за Felicitász Velledits, Csaba Péró, Joachim Blau, 2011)

Перший етап знаходиться в північній частині, другий етап – на південний схід від першого ступеня. На деяких ділянках відстань на ділянці сягає понад 1 км. На стадії рифу 1 виявлені темно-сірі грубі криноїдально-брахіоподальні вапняки (рис.3.4).

Наступними фаціями є мікритичні, турбідитові та калькаренітові вапняки. В середньому, відстань на ділянці становить близько 200 м. Тим часом калькаренітові вапняки можна знайти в обох випадках. Примітно, що турбідитові вапняки відносяться до 2 стадії рифу, а криноїдально-брахіоподальні – до стадії 1, і між фаціями існує чітка межа. Наступними типами фацій є формації Steinalm і Gutenstein, які облямовують вапняки і межують з селом Jósvalfö.



Рисунок 3.4 – Зразок Vt1 криноїдально-брахіоподального вапняка (стадія рифу 1)

3.2 Характерні особливості карбонатних формацій гір Аггтелек

1) Формація Steinalm характеризується потужністю 145-155 м.

Літологічні характеристики формації є наступними:

- нижня частина, цикл нижче припливної зони, - багаті дасикладальні надливні калькареніти чергуються з рожевими, шаруватими міжсупратидальними вапняковими пластами з фенестральними структурами (бактеріально-водоростеві поверхні);

- у верхній частині розвинуті водоростеві калькареніти з великою кількістю дасикладальців і форамініфер, з інтеркальованими онкоїдно-багатими шарами і оолітичними вапняками.

Осадіві зміни навколишнього середовища визначені поглибленням території до умов відкритої мілини, характерним є низькоенергетичне глибинне середовище.

Палеонтологічні характеристики: дасикладальні асоціації: *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Physoporella pauciforata undulata*, *Physoporella pauciforatasulcata* та *Teutloporella peniculiformis*, *Poncetella bexaster*, *Anisoporella anisica*, *Meandrospira dinarica*, *Glomospirella semiplana* – Пельсонський вік.

Нептунітові дайки загалом характеризуються глибиною до 130 м, ширина – кілька дм. Багаті на брахіоподи (дрібними одностулковими) і конодонтську фауну (*Gondolella bulgarica*, *Gondolella banbulogi*).

В матриці мікриту можна знайти двостулкові, остракоди, радіолярії, форамініфери (лагеніди) і губчасті спікули). Пізній пельсонівський вік. Головні мінеральні різновиди представлені ортопіроксеном, магнетитом, ільменітом і лімонітом.

2) Формація Јенеї на півночі характеризується потужністю 40-80 м.

Літологічні характеристики формації є наступними:

- нижня частина – розвиток від рожевуватих до червонувато-сіруватих мікритичних вапняків з амоноїдним шаром біля основи (в печері Барадла), мікрофації – волокнистий осад з радіоляріями;

- наступна частина – сірі вапняки, збагачені брахіоподами, водорості в багатому на волокна матриксі (ця частина сильно розчленована численними дайками), губки.

- верхня частина – радіоларит – туффітові шари і волокнистий осад.

Осадіві зміни навколишнього середовища є наступними:

- формація Jenei була відкладена після події Reifling. Фасії демонструють тенденцію до поглиблення з вулканічною активністю.

Палеонтологічні характеристики: група *Gondolella bulgarica*, *Neospathodus kockeli*, *Gondolella liebermani*, *Gondolella szaboi*, *Gladigondolella tethydis*, *Tubiphytes* – пізній пельсон – середньоіллірійський вік.

Нептунітові дайки: багаті на конодонти (*Gondolella excelsa* і *Gondolella trammeri*). Вік - від середнього іллірійського до раннього фасанідського.

Характерним є збагачення наступними мінералами: циркон, магнетит, ільменіт, лімоніт, турмалін і хлорит.

3) Формація Jenei на півдні характеризується потужністю 110-135 м.

Літологічні характеристики є наступними:

- нижня частина характеризується розвитком рожевуватих мікритичних пластів та вапняних турбідитів, які збагачені брахіоподами - *coquinas* (рис. 3.5);
- верхня частина характеризується розвитком сіро-рожевих вапняків.

Для осадових змін навколишнього середовища характерним є просочування схилу рифу.

Палеонтологічні характеристики: *Gondolella praeszaboi bystrickyi*, *Gondolella liebermani*, *Gondolella szaboi*, *Gondolella fueloepi*, *Gondolella transita* – пізньоіллірійсько-фасанідський вік.

Нептунові дайки: червоні мікрити, багаті на *Gondolella excelsa*, *Gondolella trammeri* та *Gondolella fueloepi*. Середньоіллірійський вік.



Рисунок 3.5 – Зразок T196 вапняного турбідиту, збагаченого брахіоподами-кокинами у формації Дженей на півдні

4) Формація Wetterstein на півночі (1 стадія рифової фації, рис.3.6) характеризується потужністю 650-700 м.

Літологічні характеристики формації є наступними:

- нижня частина характеризується наявністю переважно криноїдально-крупнозернистих вапняків з туфітно-радіоляритовим шаром біля основи (в печері Барадла), мікрофації – волокнистий вапняк з радіоляріями;

- верхня частина характеризується наявністю розрідженого кальцитового цементу з форамініферами, двостулковими молюсками, остракодами, червононогими молюсками та фрагментами голкошкірих з «мікритними листами».

Осадові зміни навколишнього середовища:

- Фації показують перехід від рифового до лагунного середовища.

Палеонтологічні характеристики: губки – *Vesicocaulis oenipontanus*, *Colospongia catenulata*, *Solenolmia*. Рифоутворюючі організми: водорості *Porostromata*, *Anisophytes aggtelekensis*. *Diplopore nodosa*, *Diplopore annulatissima* (зразок Vt3 (близько 4400 м від входу в Aggtelek) (рис.3.7)). Рифовий вік – Пельсон – Іллірійський.

Нептунітові дайки: велика кількість дайок у нижній криноїдально-брахіоподальній частині (червоні криноїдальні вапняки), вік – Середньоіллірійський.

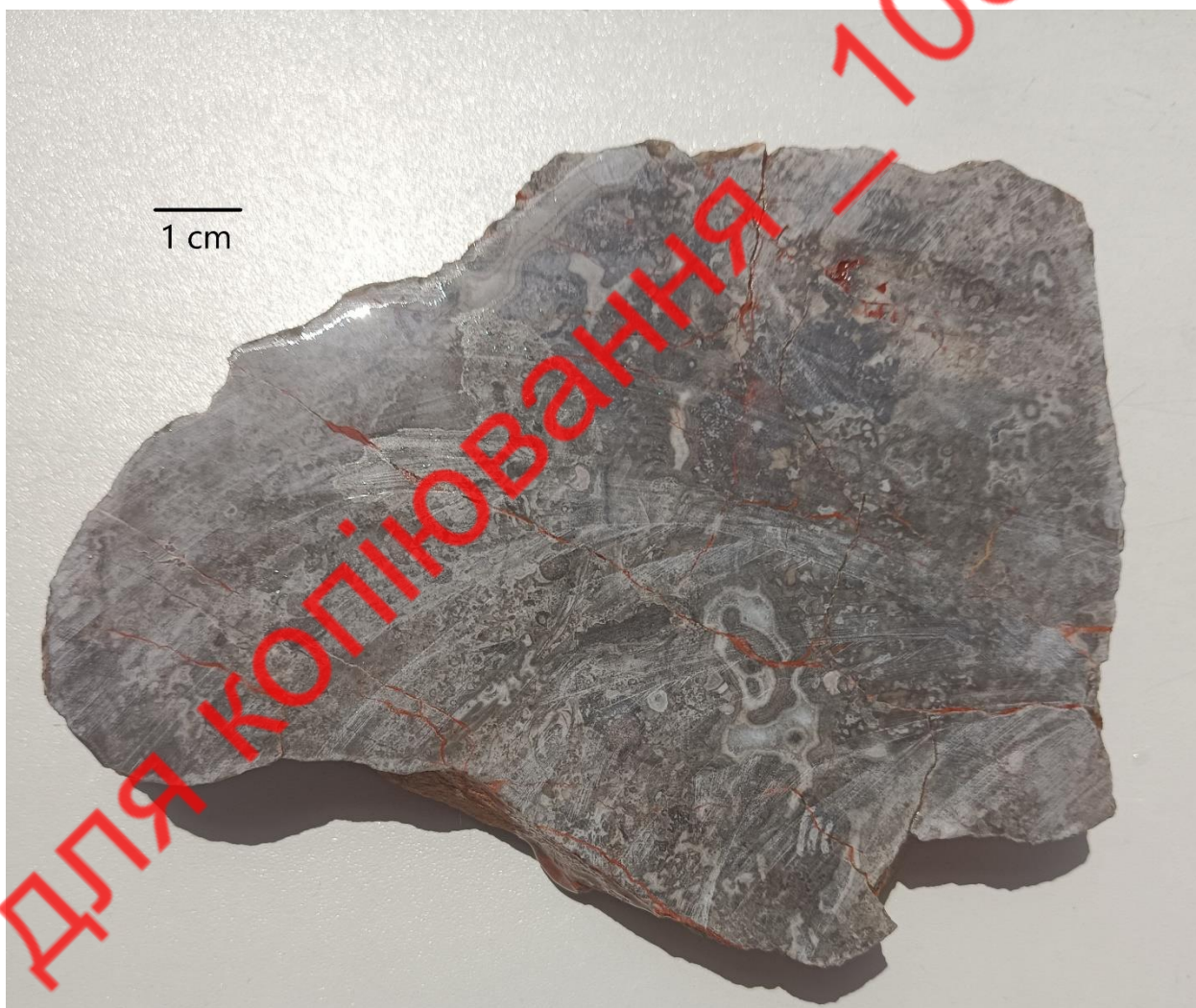


Рисунок 3.6 – Зразок криноїдально-брахіоподального вапняку V7 (рифовий етап 1)



Рисунок 3.7 (а) – Зразок Vt3 рифової фації, збагаченої *Diplopora* у формації Wetterstein на півночі



Рисунок 3.7 (b) – Мікроскопічний зразок Vt3 рифової фації (двостулкові молюски)



Рисунок 3.7 (с) – Мікроскопічний зразок Vt3 рифової фації (*Diplopora annulatissima*)

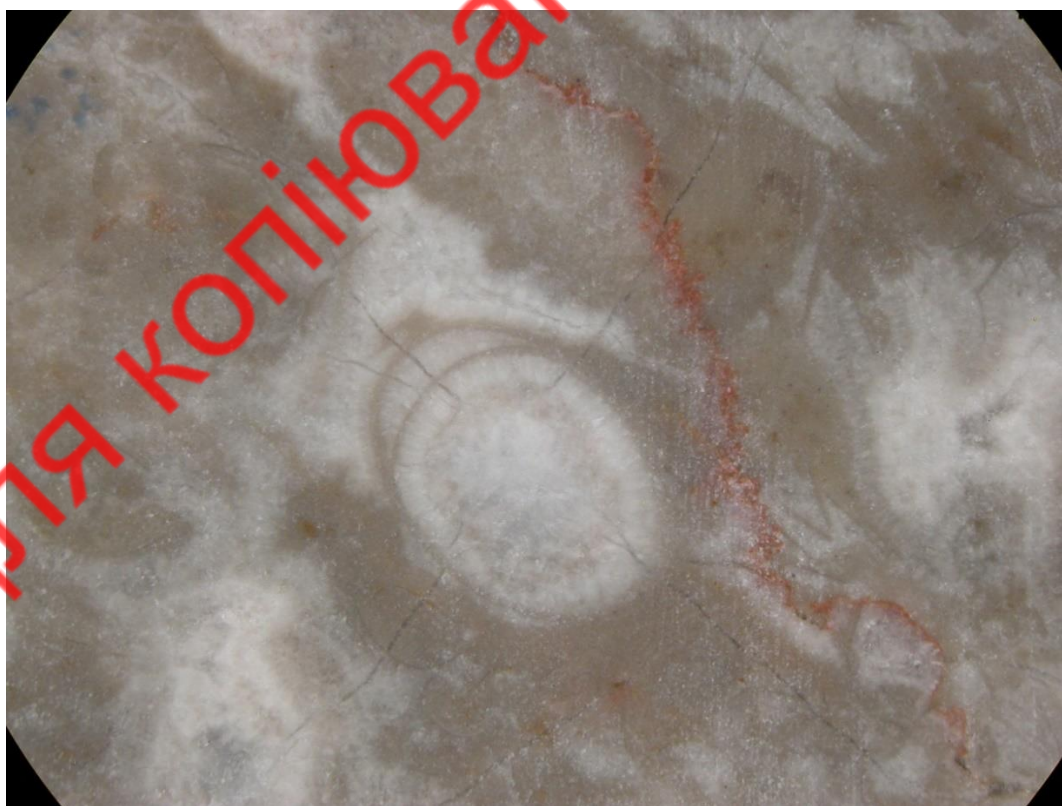


Рисунок 3.7 (d) – Мікроскопічний зразок Vt3 рифової фації (*Colospongia catenulata*)

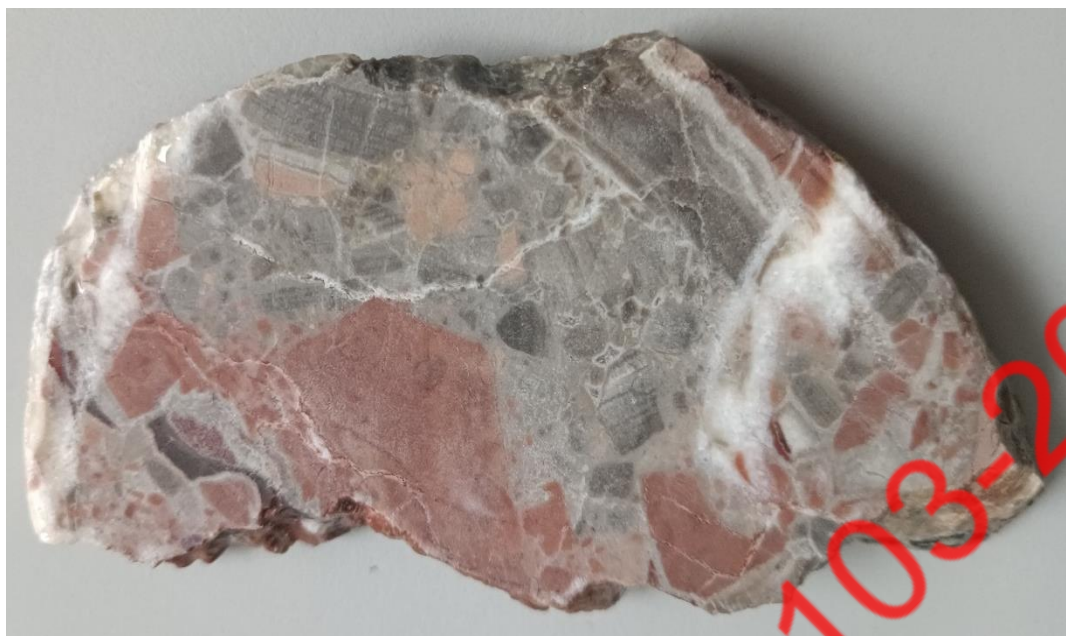


Рисунок 3.8 (а) – Зразок V9 неפטунітової дайки у формації Wetterstein на півночі



Рисунок 3.8 (b) – Мікроскопічний зразок V9 неפטунітової дайки

б) Формація Wetterstein (лагунні фації) характеризується потужністю 300м. Літологічні різновиди порід представлені сіруватими вапняками.

При визначенні осадових змін навколишнього середовища встановлено, що фації показують перехід від рифового до лагунного середовища.

Палеонтологічні характеристики: Dasycladaleans, молюски, криноїди, брахіоподи, форамініфери та поростроматні водорості (нижня концентрація у верхній частині) у цементі, вік - середньоіллірійський.

6) Формація Wetterstein (перехід між рифальною і лагунною фаціями) характеризується потужністю 90-120 м. У літологічному відношенні представлена сіриватими вапняками.

При визначенні осадових змін навколишнього середовища встановлено, що фація відкладалася в лагунальному середовищі.

Палеонтологічні характеристики: *Diplopora annulata*, *Acicuella bacillum*. Вік пізньоіллірійський - фасаніанський.

7) Формація Wetterstein на півдні (2 стадія рифової фації) характеризується потужністю 550-590 м, в літологічному відношенні представлена світло-сірим шаром вапняку рифу сфінктозодів.

При визначенні осадових змін навколишнього середовища встановлено, що фації показують рифове середовище.

Палеонтологічні характеристики: Асоціація губки зі строматактисом. Сфінктозої: *Follicatena*. Форамініфери: *Turritglomina mesotriassica*. Вік рифів – фассанідський.

3.3 Результати аналітичних досліджень порід формаційних типів, які досліджувались

В процесі виконання завдань досліджень було вирішено, що 2 різні за генезисом зразки будуть проаналізовані за допомогою μ XRF. В якості об'єктів досліджень було обрано зразки V13 (строматоліт з тріщинами) (рис. 3.9) і V9 (нептунітова дайка) (рис. 3.8 а). Обидва зразки були відібрані з формації Wetterstein на півночі (1 стадія рифової фації).



Рисунок 3.9 – Зразок V13 рифових фацій у формації Wetterstein на півночі

У зразку V13 було обрано 3 об'єкти для дослідження (рис.3.10).

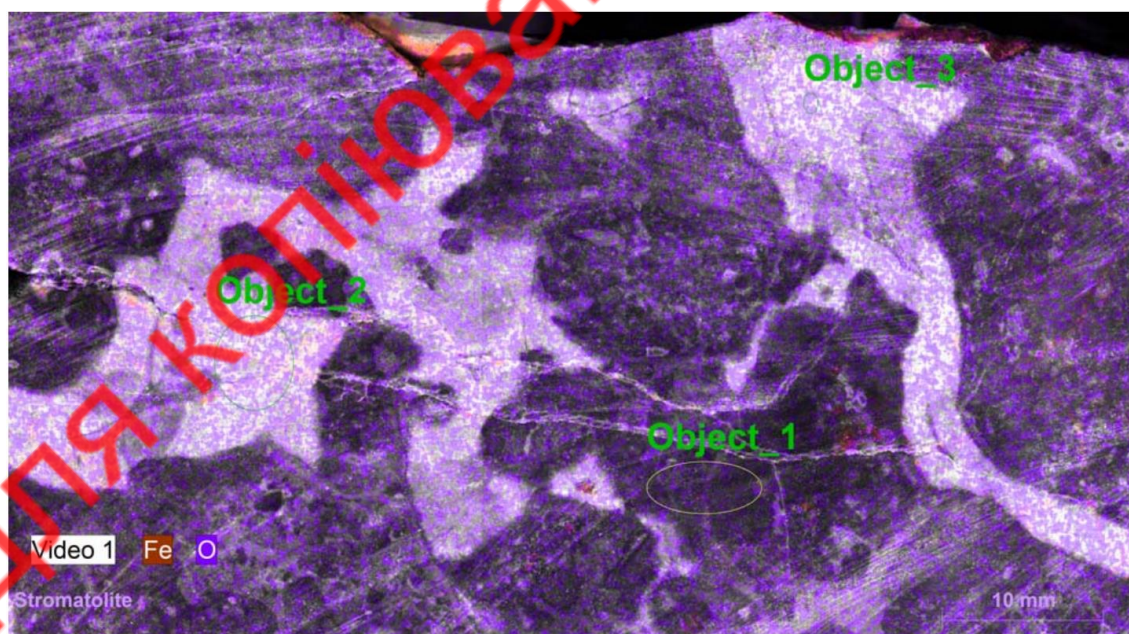


Рисунок 3.10 – Обрані об'єкти для дослідження в зразку V13

Виходячи з результатів досліджень (табл. 3.1-3.3), основним хімічним компонентом є Ca. Найцікавішими елементами є Mg, S і Sr.

Таблиця 3.1 – Дані спектру для об'єкта 1 (зразок V13)

Spectrum: Object_1

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C	Error (1 Sigma)
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]	
			[wt.%]						
Na	11	K-series	0.00	0.00	0.00	Na2O	0.00	0.00	0.00
O	8		9.17	28.66	49.99		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.20	0.62	0.71	MgO	1.02	0.33	0.00
Al	13	K-series	0.05	0.16	0.17	Al2O3	0.31	0.10	0.00
Si	14	K-series	0.00	0.02	0.02	SiO2	0.03	0.01	0.00
S	16	K-series	0.03	0.11	0.09		0.11	0.03	0.00
Ca	20	K-series	22.50	70.35	48.99	CaO	98.43	31.49	0.01
Ti	22	K-series	0.00	0.00	0.00	TiO2	0.01	0.00	0.00
Fe	26	K-series	0.00	0.01	0.01	FeO	0.02	0.00	0.00
Sr	38	K-series	0.03	0.08	0.03		0.03	0.03	0.00

Таблиця 3.2 – Спектральні дані для об'єкта 2 (зразок V13)

Spectrum: Object_2

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C	Error (1 Sigma)
			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]	
			[wt.%]						
Na	11	K-series	0.02	0.06	0.07	Na2O	0.08	0.02	0.00
O	8		8.69	28.68	50.01		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.17	0.55	0.63	MgO	0.91	0.28	0.00
Al	13	K-series	0.06	0.20	0.21	Al2O3	0.38	0.11	0.00
Si	14	K-series	0.01	0.04	0.04	SiO2	0.09	0.03	0.00
S	16	K-series	0.03	0.09	0.08		0.09	0.03	0.00
Ca	20	K-series	21.29	70.28	48.93	CaO	98.34	29.79	0.00
Ti	22	K-series	0.00	0.01	0.00	TiO2	0.01	0.00	0.00
Fe	26	K-series	0.01	0.03	0.01	FeO	0.04	0.01	0.00
Sr	38	K-series	0.02	0.07	0.02		0.07	0.02	0.00

Таблиця 3.3 – Спектральні дані для об'єкта 3 (зразок V13)

Spectrum: Object_3

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma)
Na	11	K-series	0.00	0.00	0.00	Na2O	0.00	0.00	0.00
O	8		9.32	28.63	50.06		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.05	0.16	0.18	MgO	0.27	0.09	0.01
Al	13	K-series	0.05	0.16	0.16	Al2O3	0.30	0.10	0.00
Si	14	K-series	0.01	0.03	0.03	SiO2	0.07	0.02	0.00
S	16	K-series	0.03	0.08	0.07		0.08	0.03	0.00
Ca	20	K-series	23.03	70.75	49.39	CaO	99.00	32.22	0.02
Ti	22	K-series	0.05	0.15	0.09	TiO2	0.26	0.08	0.00
Fe	26	K-series	0.00	0.00	0.00	FeO	0.01	0.00	0.00
Sr	38	K-series	0.01	0.03	0.01		0.03	0.01	0.00

З карти (рис. 3.11) видно, що в об'єкті 3 (тріщині, що мала вторинну кристалізацію), концентрація Mg низька.

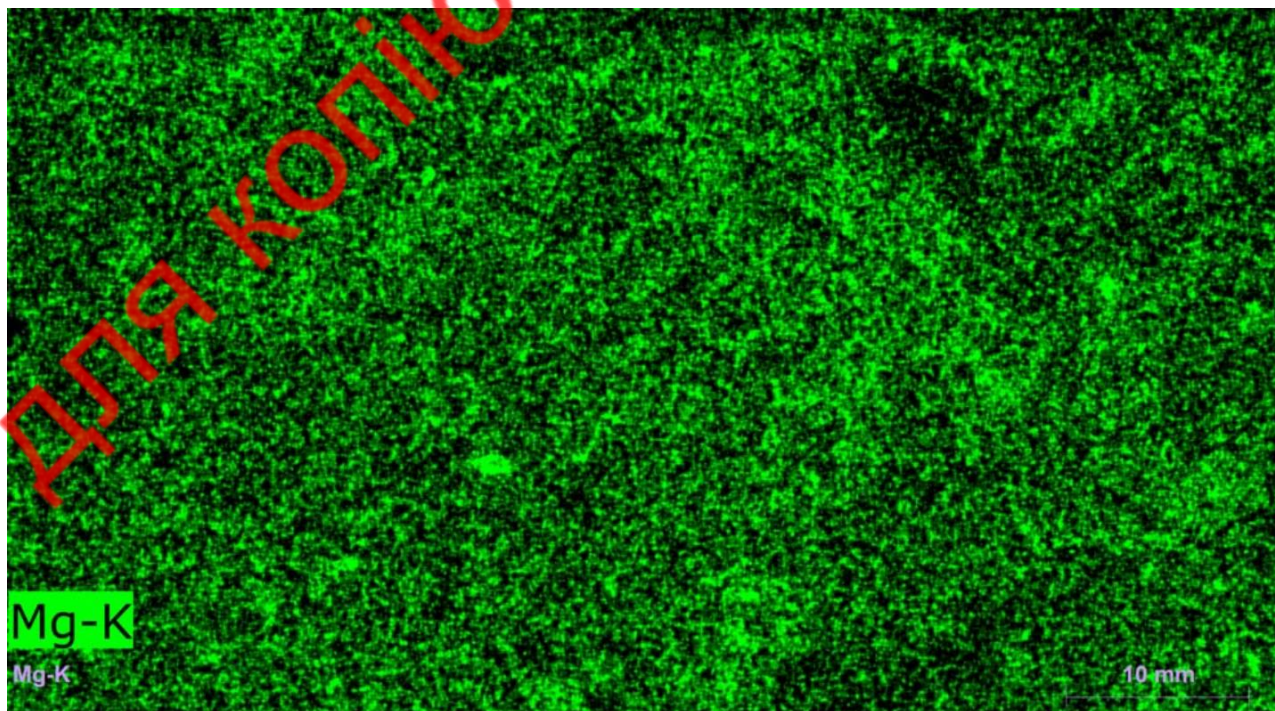


Рисунок 3.11 – Концентрація Mg у зразку V13

Майже така ж картина спостерігається і з концентрацією S (рис.3.12).
Однак об'єкт 2 (тріщина) також збіднений на S.

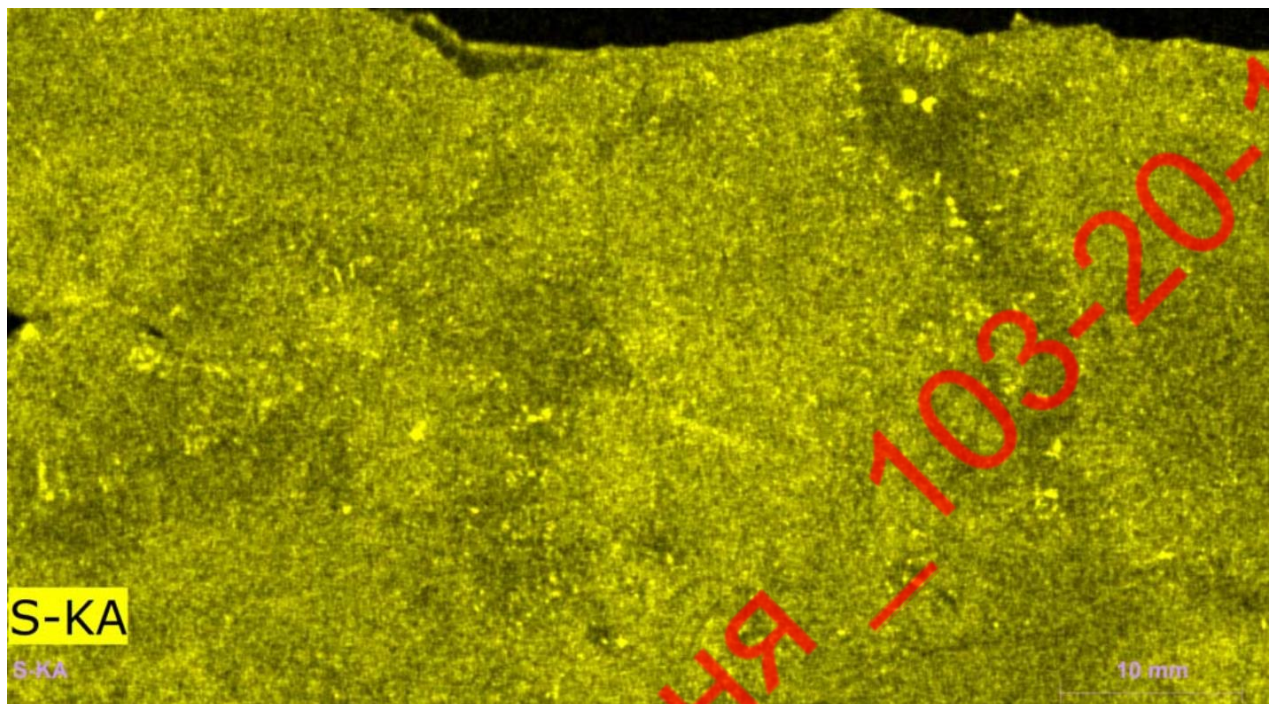


Рисунок 3.12 – Концентрація S у зразку V13

Найцікавішою є концентрація Sr (рис.3.13).

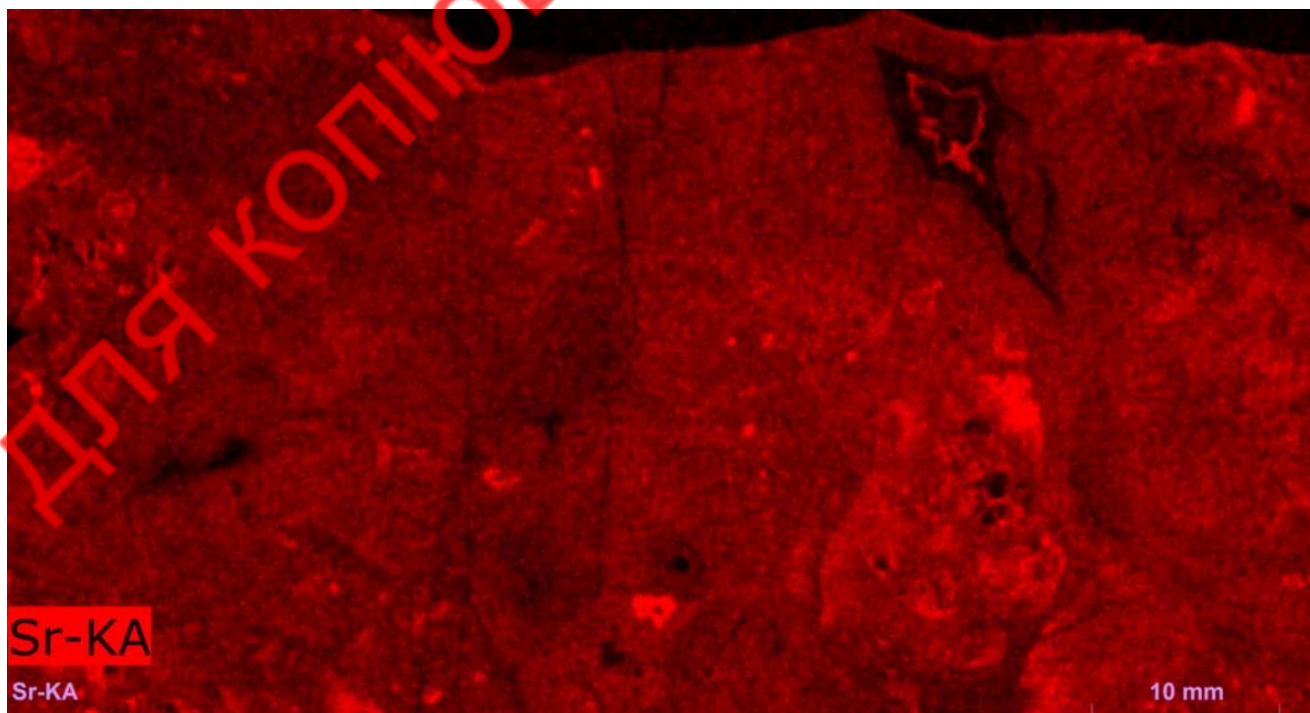


Рисунок 3.13 – Концентрація Sr у зразку V13

На підставі карти (рис.3.14) було прийнято рішення перевірити об'єкт 3 детально.

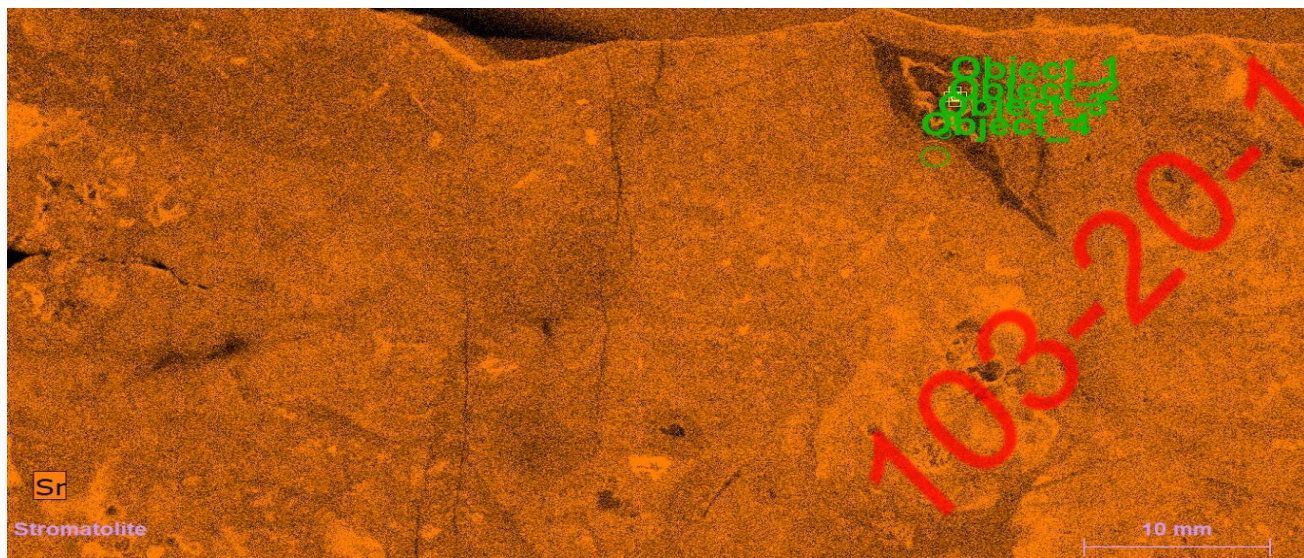


Рисунок 3.14 – Картографічні дані ділянок концентрацій Sr

Для дослідження було обрано чотири різні зони, де зона 1 (об'єкт 1 на рис. 3.15) є найбільш внутрішньою частиною об'єкта 1, а зона 4 - найбільш зовнішньою частиною (рис. 3.15). Видно, що в зоні 1 концентрація Sr становить 0,03 wt.%, в зоні 2 - 0,11 wt.%, в зоні 3 - 0,02 wt.%, в зоні 4 - 0,06 wt.%.

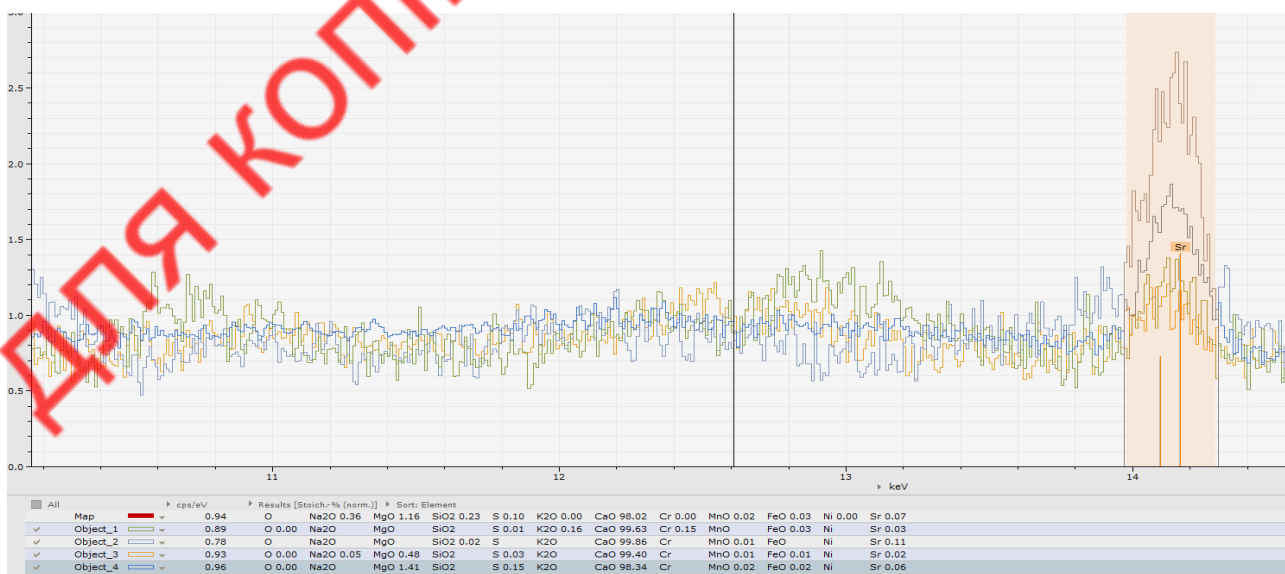


Рисунок 3.15 – Profile data of the Sr concentration in 4 areas

Ці результати дають право припускати зміни в середовищі осадження. Низький вміст стронцію в карбонатах свідчить про місця підвищеної активності карстового процесу, тоді як відносно високий вміст стронцію в розчинних породах свідчить про відсутність зон активного карстового розвитку [38]. Отже, можна сказати, що під час утворення формації було досить багато вмісту Sr (об'єкт 4 на рис. 3.14, оскільки він включений до раковин деяких морських істот [39]). Після утворення первинної породи система зазнала карстових умов (оскільки концентрація Sr об'єкту 3 на рис. 3.14 є найнижчою). Потім система замкнулася і відбулося накопичення Sr (об'єкт 2 на рис. 3.14). Нарешті система знову набула карстових умов (об'єкт 1 на рис. 3.14), оскільки рівень Sr дуже низький.

Наступним зразком, який був проаналізований за допомогою μ XRF, є V9 (нептунітова дайка, рис. 3.8 а).

Для аналізу було обрано чотири зони (рис. 3.16). Судячи з усього, зразком є карбонат кальцію. Об'єкти 1, 3 і 4 мають в основному вміст Ca, але об'єкт 2 характеризується наявністю Si і Ca в композиції. Виходячи з хімічного складу, можна сказати, що це нескелетне зерно.

Найбільш інформативними хімічними елементами є Si, Ca і Mn (рис. 3.17, 3.18, 3.19). З хімічного складу видно, що це є рифова порода (сіра), яка буда порушена та заміщена глибинним кальцієвим цементом (червона) (рис. 3.8 а).

Si встановлено в цементуючій речовині зразка (рис. 3.17), концентрація Ca становить загальну більшість (за винятком зерен кремнезему), Mn має низьку концентрацію на деяких ділянках зразка розвинутий як елемент вторинної мінералізації.

За визначенням, нептунові дайки — це тріщини в породах на морському дні, які були заповнені підводними відкладами. Характерно, що у них

спостерігається незгідне залягання, заповнення більш молодих (але і стратиграфічно того самого віку) відкладів і заповнення зверху [40].

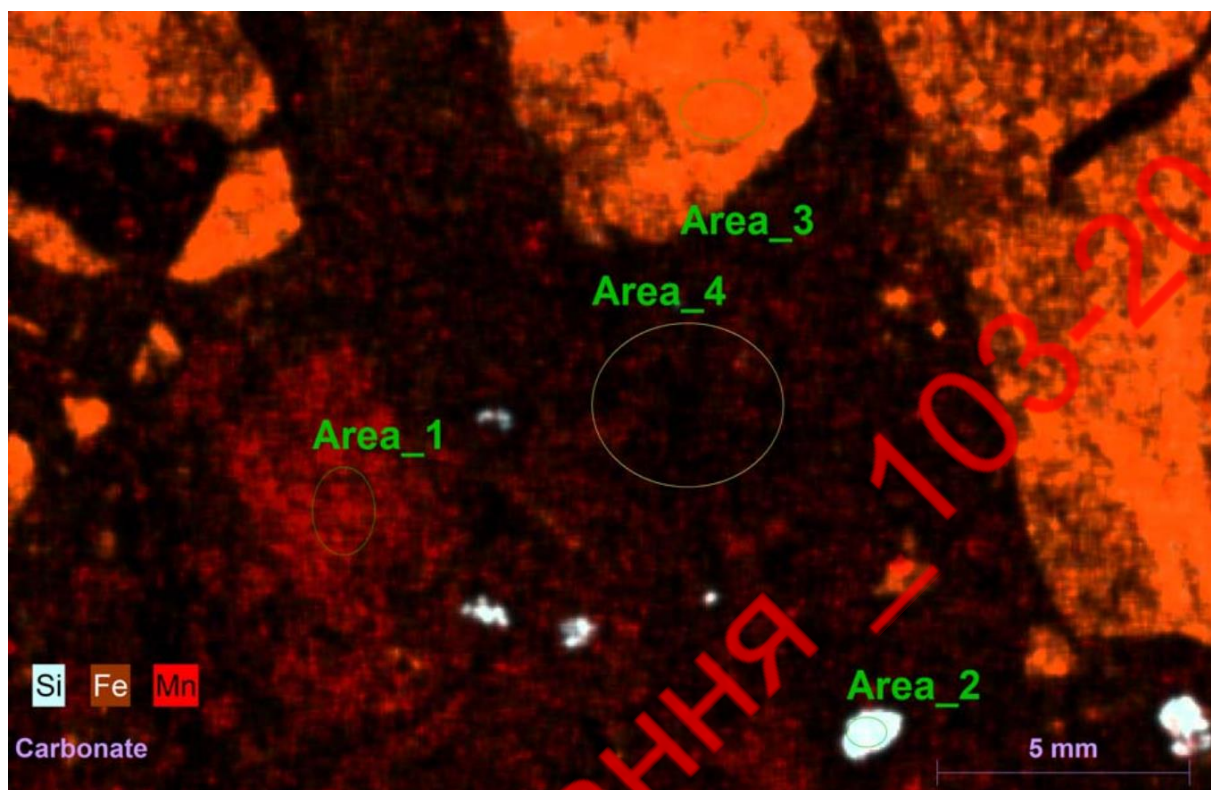


Рисунок 3.16 – Обрані ділянки для аналізу у зразку V9

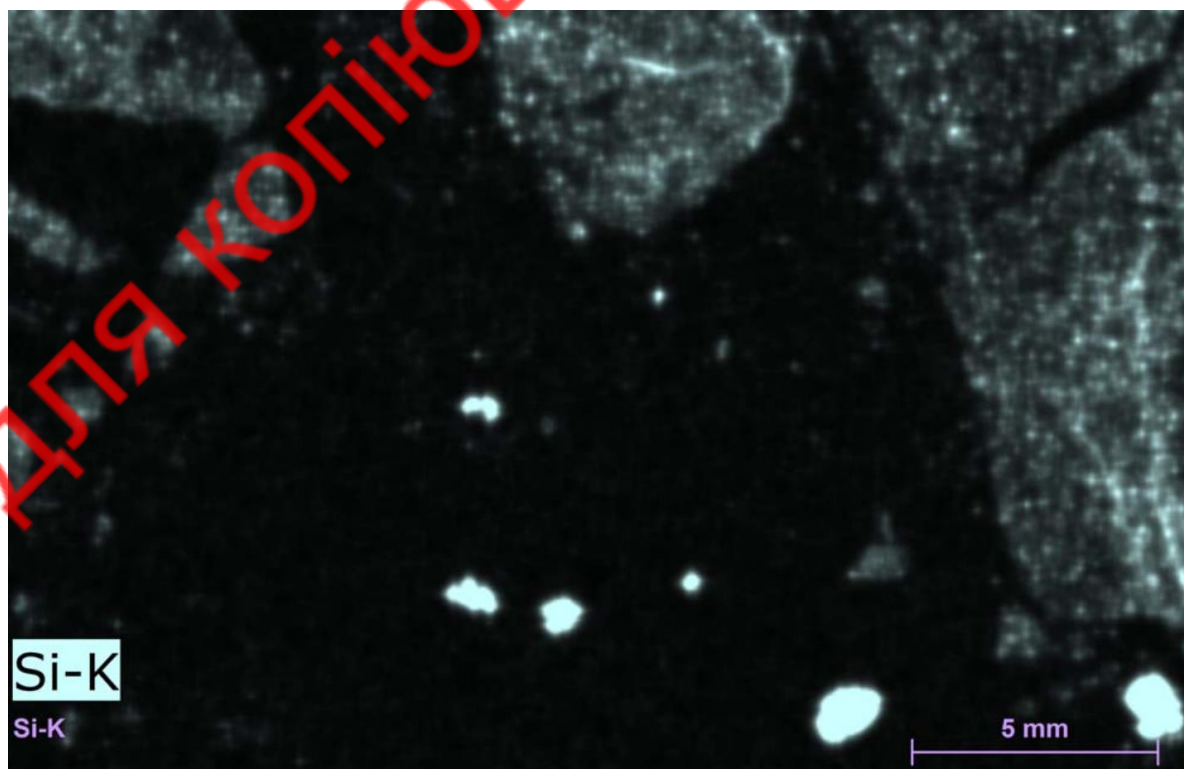


Рисунок 3.17 – Концентрація Si у зразку V9

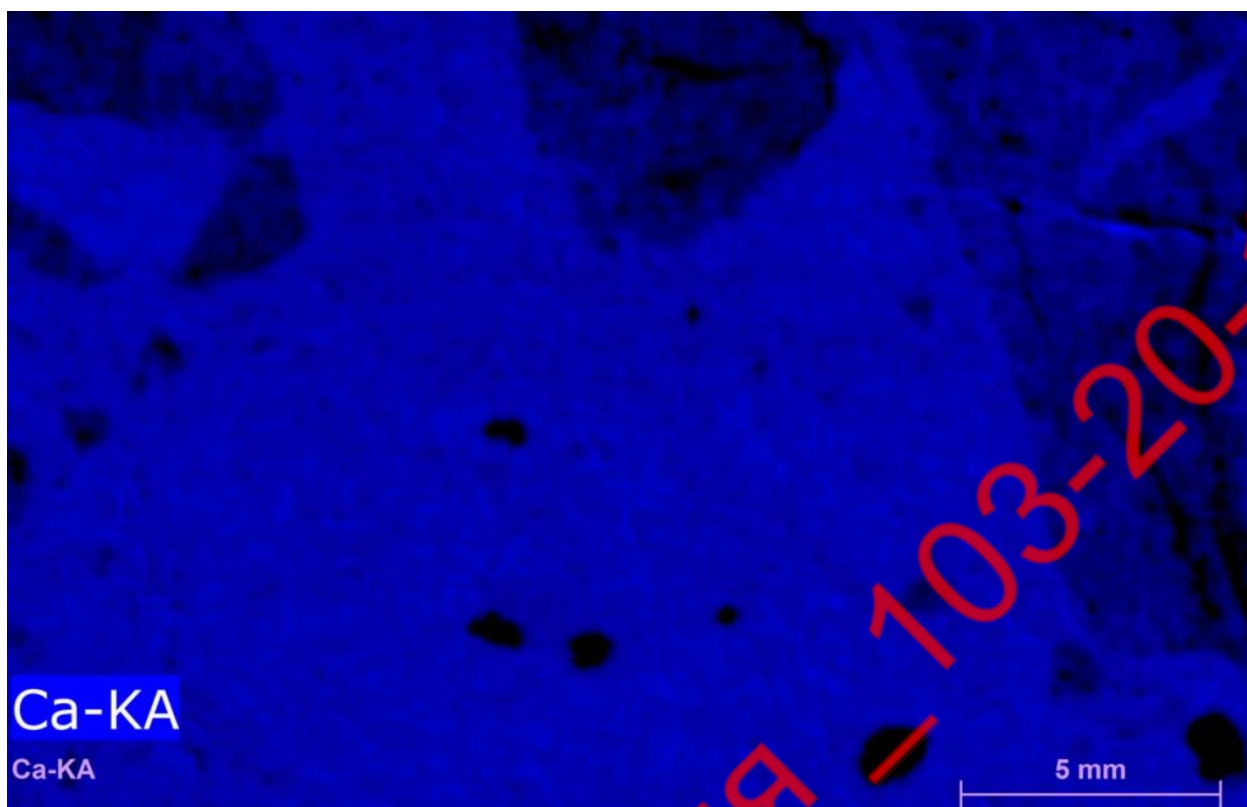


Рисунок 3.18 – Концентрація Ca у зразку V9

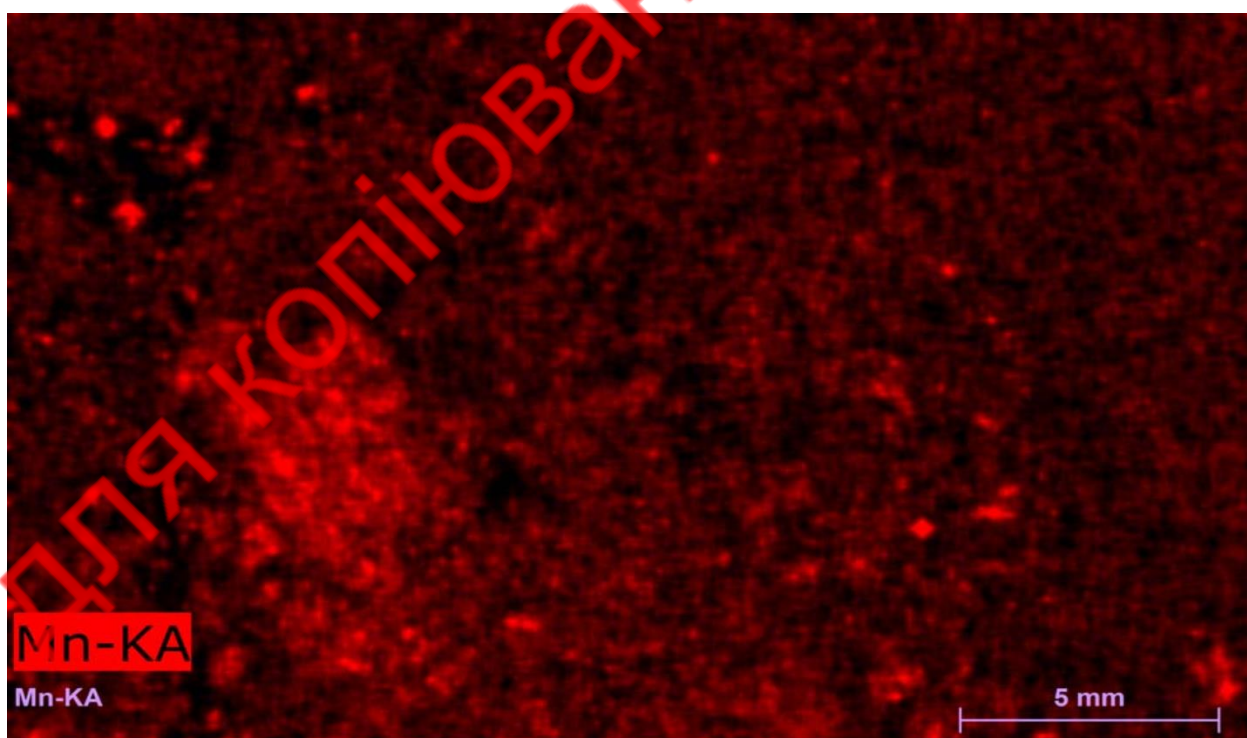


Рисунок 3.19 – Концентрація Mn у зразку V9

В таблицях 3.4 -3.5 наведено результати спектральних аналізів для об'єктів 1-4.

Таблиця 3.4 – Спектральні дані для об'єктів 1, 2 та 3 (зразок V9)

Spectrum: Area_1



El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
Na	11	K-series	0.00	0.00	0.00	Na2O	0.00	0.00	0.00
O	8		9.96	28.62	49.98		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.17	0.49	0.57	MgO	0.82	0.28	0.02
Al	13	K-series	0.04	0.10	0.11	Al2O3	0.20	0.07	0.01
Si	14	K-series	0.00	0.00	0.00	SiO2	0.00	0.00	0.00
S	16	K-series	0.03	0.09	0.08		0.09	0.03	0.00
K	19	K-series	0.00	0.00	0.00	K2O	0.00	0.00	0.00
Ca	20	K-series	24.54	70.54	49.19	CaO	98.70	34.34	0.03
Ti	22	K-series	0.00	0.00	0.00	TiO2	0.01	0.00	0.00
Fe	26	K-series	0.01	0.04	0.02	FeO	0.05	0.02	0.00
Sr	38	K-series	0.01	0.03	0.01		0.03	0.01	0.00
Mn	25	K-series	0.03	0.09	0.04	MnO	0.11	0.04	0.00
Total:			34.79	100.00	100.00				

Spectrum: Area_2

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
Na	11	K-series	0.00	0.00	0.00	Na2O	0.00	0.00	0.00
O	8		20.50	47.26	63.56		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.00	0.00	0.00	MgO	0.00	0.00	0.00
Al	13	K-series	0.00	0.00	0.00	Al2O3	0.00	0.00	0.00
Si	14	K-series	15.36	35.41	27.13	SiO2	75.75	32.85	0.13
S	16	K-series	0.00	0.01	0.00		0.01	0.00	0.00
K	19	K-series	0.00	0.00	0.00	K2O	0.00	0.00	0.00
Ca	20	K-series	7.51	17.31	9.29	CaO	24.22	10.51	0.04
Ti	22	K-series	0.00	0.00	0.00	TiO2	0.00	0.00	0.00
Fe	26	K-series	0.00	0.00	0.00	FeO	0.00	0.00	0.00
Sr	38	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Mn	25	K-series	0.01	0.01	0.01	MnO	0.02	0.01	0.00
Total:			43.37	100.00	100.00				

Spectrum: Area_3

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
Na	11	K-series	0.00	0.00	0.00	Na2O	0.00	0.00	0.00
O	8		10.18	29.58	50.96		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.04	0.13	0.15	MgO	0.22	0.07	0.01
Al	13	K-series	0.10	0.29	0.30	Al2O3	0.56	0.19	0.01
Si	14	K-series	0.64	1.87	1.83	SiO2	3.99	1.37	0.01
S	16	K-series	0.02	0.05	0.04		0.05	0.02	0.00
K	19	K-series	0.06	0.17	0.12	K2O	0.21	0.07	0.00
Ca	20	K-series	23.20	67.43	46.36	CaO	94.35	32.46	0.03
Ti	22	K-series	0.03	0.08	0.04	TiO2	0.13	0.04	0.00
Fe	26	K-series	0.12	0.35	0.17	FeO	0.45	0.16	0.00
Sr	38	K-series	0.01	0.03	0.01		0.03	0.01	0.00
Mn	25	K-series	0.01	0.02	0.01	MnO	0.02	0.01	0.00
Total:			34.41	100.00	100.00				

Таблиця 3.5 – Спектральні дані для об'єкта 4 (зразок V9)

Spectrum: Area_4



El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
Na	11	K-series	0.06	0.16	0.20	Na2O	0.22	0.08	0.01
O	8		9.99	28.64	49.96		0.00	0.00	0.00
Mg	12	K-series	0.17	0.48	0.55	MgO	0.80	0.28	0.01
Al	13	K-series	0.04	0.11	0.12	Al2O3	0.21	0.07	0.00
Si	14	K-series	0.01	0.03	0.03	SiO2	0.06	0.02	0.00
S	16	K-series	0.02	0.06	0.05		0.06	0.02	0.00
K	19	K-series	0.00	0.00	0.00	K2O	0.00	0.00	0.00
Ca	20	K-series	24.58	70.44	49.06	CaO	98.56	34.39	0.01
Ti	22	K-series	0.00	0.00	0.00	TiO2	0.00	0.00	0.00
Fe	26	K-series	0.00	0.01	0.01	FeO	0.02	0.01	0.00
Sr	38	K-series	0.01	0.04	0.01		0.04	0.01	0.00
Mn	25	K-series	0.01	0.02	0.01	MnO	0.03	0.01	0.00
Total:			34.89	100.00	100.00				

Два різні за генезисом зразки були проаналізовані за допомогою SEM. Зразки - V6 (строматоліт) (рис. 3.21а) і КарЗ (нептунова дайка) (рис. 3.21б). Обидва вони були відібрані з формації Wetterstein на півночі.



Рисунок 3.21 – (а) зразок V6 (строматоліт) і (б) зразок КарЗ (нептунова дайка) у формації Wetterstein на півночі

Першим зразком для аналізу став V6. Для аналітичних досліджень були обрані дві ділянки: зерно (рис. 3.22 зона 1) і мікрит (рис. 3.22 зона 2). Кількісні результати наведені в таблиці 3.6.

V6 oncoïd 30x (1)

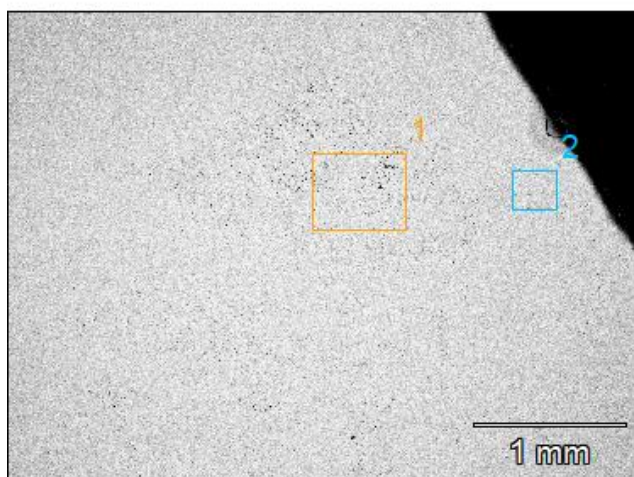
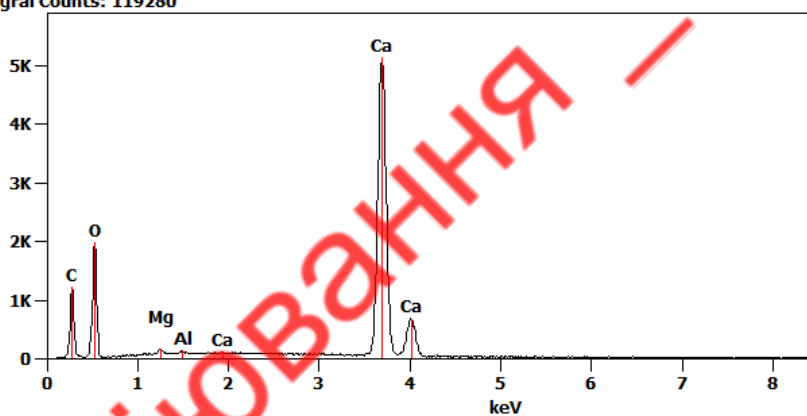


Image Name: V6 oncoïd 30x (1)
 Image Resolution: 1024 by 768
 Image Pixel Size: 4.06 μm
 Acc. Voltage: 20.0 kV
 Magnification: 30

Full scale counts: 5141
 Integral Counts: 119280

V6 oncoïd 30x (1)_pt1



Full scale counts: 5198
 Integral Counts: 117840

V6 oncoïd 30x (1)_pt2

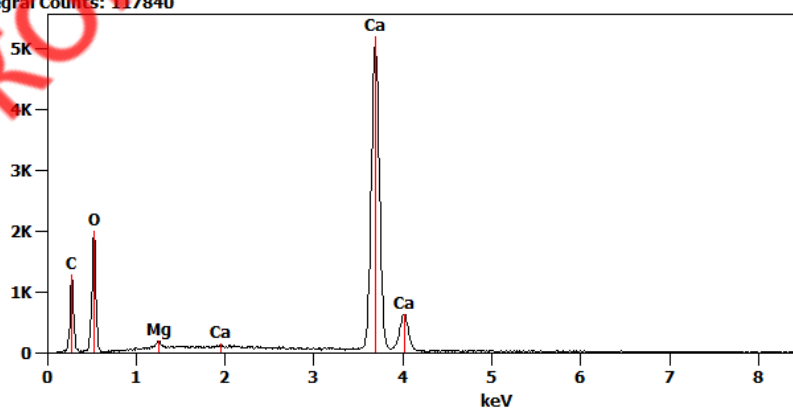


Рисунок 3.22 – SEM дані для зразка V6

Таблиця 3.6 – Дані SEM для зразка V6

Weight %

	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt1	7.72	50.96	0.52	0.19	40.61
V6 oncoid 30x (1)_pt2	7.64	51.17	0.59		40.60

Weight % Error (+/- 1 Sigma)

	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt1	±0.10	±0.56	±0.04	±0.03	±0.25
V6 oncoid 30x (1)_pt2	±0.10	±0.56	±0.06		±0.26

Atom %

	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt1	13.21	65.41	0.43	0.14	20.81
V6 oncoid 30x (1)_pt2	13.06	65.65	0.50		20.79

Atom % Error (+/- 1 Sigma)

	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt1	±0.17	±0.71	±0.03	±0.02	±0.13
V6 oncoid 30x (1)_pt2	±0.17	±0.72	±0.05		±0.13

Formula

	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt1	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt2	C	O	Mg		Ca

Compound %

	C	O	Mg	Al	Ca
V6 oncoid 30x (1)_pt1	7.72	50.96	0.52	0.19	40.61
V6 oncoid 30x (1)_pt2	7.64	51.17	0.59		40.60

Виходячи з отриманих результатів, можна припустити, що зона 1 (зерно) - онкоїд (з невеликим вмістом Al), а зона 2 - мікрит (вапняковий компонент). Біла тріщина має такий же хімічний склад, як і мікрит, тому вміст Sr відсутній взагалі (на відміну від зразка V13).

Ділянка, яка була обрана для аналізу в зразку Кар3 (нептунова дайка), знаходиться між первинним шаром карбонатного рифу і вторинним карбонатним наповненням (рис. 3.23).

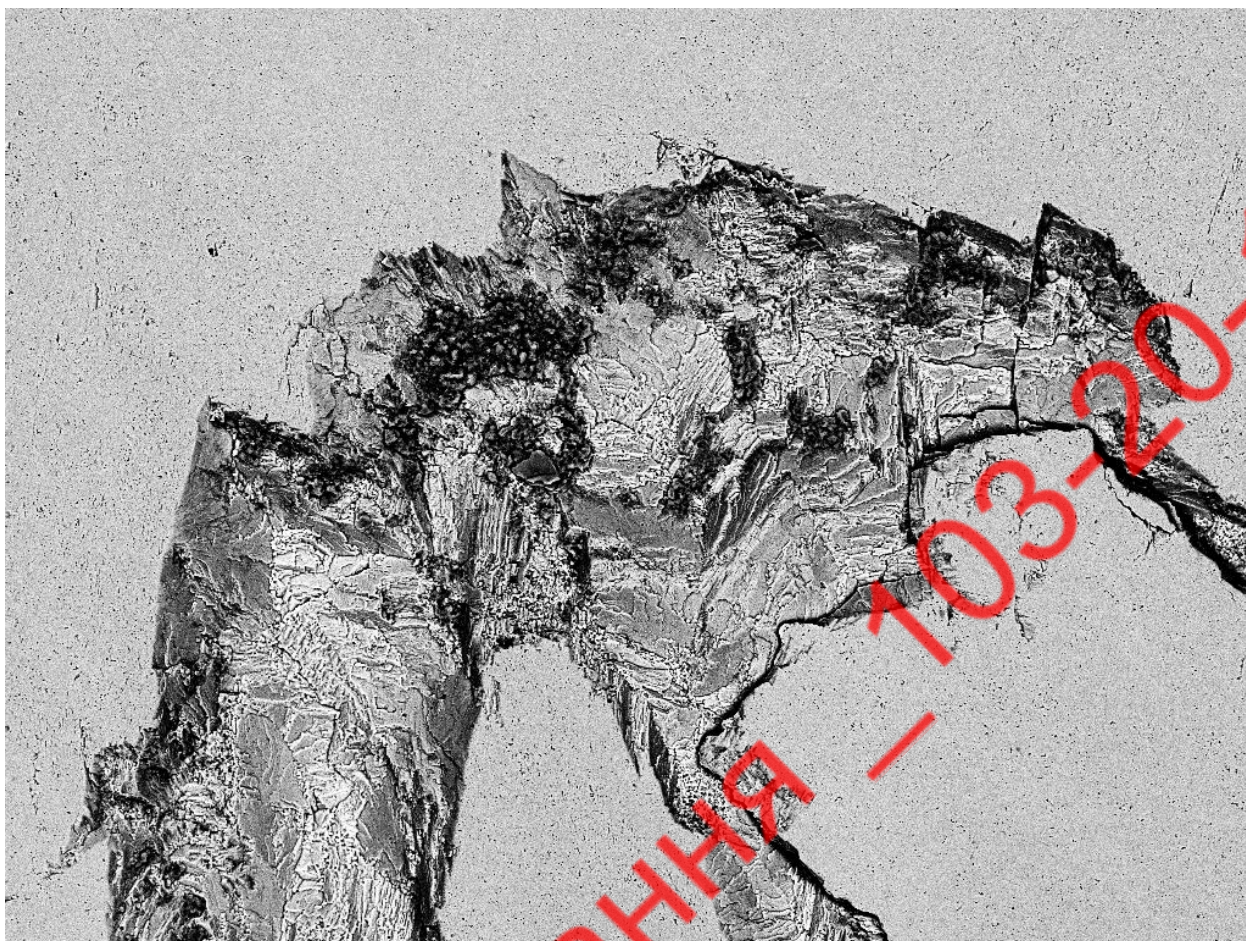


Рисунок 3.23 – SEM фото контакту двох карбонатних фаз у зразку Кар3

Висновки до підрозділу:

Риф Аггтелек знаходиться між підняттям Карпатських гір і спадаючим Паннонським басейном.

Життєвий цикл рифів тривав від пізнього іллірійського до ладінського віку. У Р3 встановлені сабха-фації (ангідрити і сланці), в Т1 – пісковики і мергелі, в Т1-Т2 – рифові фації (ціанобактерії, кальцимікроби і лагунні онкоїдальні вапняки). Далі подія Рейфлінга (стрімке підвищення рівня моря) сталася через руйнування континентальної кори. Після затоплення «карбонатної фабрики» з'явилися турбідіти, характерні для глибоководних відкладень.

Аналізи SEM та μ XRF допомогли визначити хімічний склад та умови осадження зразків. Визначено, що строматолітовий риф має загальний склад CaCO_3 . Іноді присутні ооїди та інші несkeletalні зерна, а також онкоїди. Риф пройшов кілька карстових стадій (зразок V13).

Нептунові дайки мали деяке силікластичне забруднення (зразок V9), але в основному це вапняк (2 стадії).

3.4 Геологічна будова та петрографічний склад об'єктів досліджень карбонатних комплексів Кримського півострова

Для порівняльного аналізу петрології та мінерогенії карбонатних порід використовувались переважно вапняки Кримського півострову території Судацького синклінорію.

Більша частина території Судацького синклінорію розмита морем. На території суші (між гирлом Кутлакської долини на заході та масивом Карадаг на сході, та на півострові Меганом) збережена невелика частина території синклінорію, що є залишком великого структурного елементу частини ядра мегантиклінорія Гірського Криму, що була розповсюджена на південь від берегової лінії.

Судацький синклінорій є структурним елементом, що дуже важливий для досліджень геологічної будови та історії розвитку всього Кримського мегантиклінорію. На півночі синклінорій межує із Судацько-Карадагською складчастою системою. Лінія кордону простежена від південно-західного краю хребта Карагач по південному підніжжю Ечкідазького масиву, північному схилу Токлукського хребта та горі Перчем.

З усіх інших сторін Судацький синклінорій оточений морем. Берегова лінія синклінорію зрізає під кутом усі головні елементи його структури, які тягнуться у напрямку із захід-південь-захід на схід та північний схід [16-19].

Структура Судацького синклінорію утворена потужною (до 4000 м) товщею батського, келловейського, оксфордського, кімериджського та титонського ярусів. Найбільш давні відклади не вскрыті ерозійними процесами. Формаційний склад відкладів, що приймають участь в будові синклінорію, переважно теригенно-глинистий та флішовий.

В західній частині Судацького синклінорію розповсюджені рифові масивні оксфордські вапняки, в Токлукуском хребті та на півострові Меганом розповсюджені титонські конгломерати.

Відклади Судацького синклінорію відрізняються від аналогічних відкладень сусідньої Судацько-Карадазької складчастої системи більшою потужністю та фаціальною одноманітністю їх складу, більшою повнотою стратиграфічного розрізу, відсутністю всередині товщ середньо- та верхньоюрських відкладень стратиграфічних перерв та неузгоджень, які є типовими для інших районів Гірського Криму. Усередині синклінорію спостерігаються складчасті структури, головні серед них Судацько-Манджильська та Меганомська синклінальні структури та Копсельська антикліналь.

Судацько-Манджильська синкліналь орієнтована в напрямку схід-північ-схід на 25 км. Вона є окраїнним елементом структури Судацького синклінорію. В поперечному перерізі Судацько-Манджильська синкліналь є різко асиметричною.

Породи, що складають північне крило східної частини синклінальної структури, характеризуються крутим заляганням, відповідні за віком відкладення південного крила характеризуються більш пологим кутом падіння.

Осьова частина Судацько-Манджильської синкліналі у центральній зоні складена піщано-глинистою флішевою формацією титону, що фаціально заміщує одновікові конгломерати та пісковики на крилах синкліналі. Поперечна асиметрія синкліналі є менш виразною у західній частині.

Для західного центриклінального замикання синкліналі характерними є різноманітні за розмірами рифові масиви (гори Сокіл, Хоба-Кая, Кріпосна, Алчак та ін.), які утворені в одновікових глинистих відкладах келовею та оксфорду та оконтурюють західну периферію Судацько-Манджильської синкліналі.

До характерних особливостей просторового розміщення літологічно різних одновікових утворень, що утворюють Судацько-Манджильську синкліналь, віднесено закономірну приуроченість певних за складом порід до певних елементів структури. Це підтверджує, що формування цієї структури всередині Судацького синклінорія почалося вже під час накопичення відкладень, що її утворюють, тому вона належить до типу конседиментаційних. Друга велика синкліналь – Меганомська – встановлена у межах півострова Меганом.

Вона сформована флішевою формацією з горизонтальним заляганням та конгломератами кімеридж-титонського віку (рис. 3.24). З півночі синкліналь обмежена скидом, по якому кімеридж-титонські відклади контактують з крутоспадаючими та дещо закинутими на південь породами бат-келовейського та оксфордського віку.

Меганомська синкліналь поділена на два блоки поперечним скидом, що тягнеться на північний захід, західний блок трохи піднятий по відношенню до східного. Судацько-Манджильська та Меганомська синкліналі розділені Копсельською антикліналлю, яка є головною антиклінальною структурою Судацького синклінорія.

В ядерній частині антикліналі на поверхню виходять батські та келовейські відкладення, а крила складено породами оксфорда. Між західною та східною складками Копсельської антикліналі встановлено дві мульдopodobних синкліналі. У межах бортів синкліналей встановлено оксфордські відклади, а осьові частини складені пологозалягаючими кімериджськими відкладами.

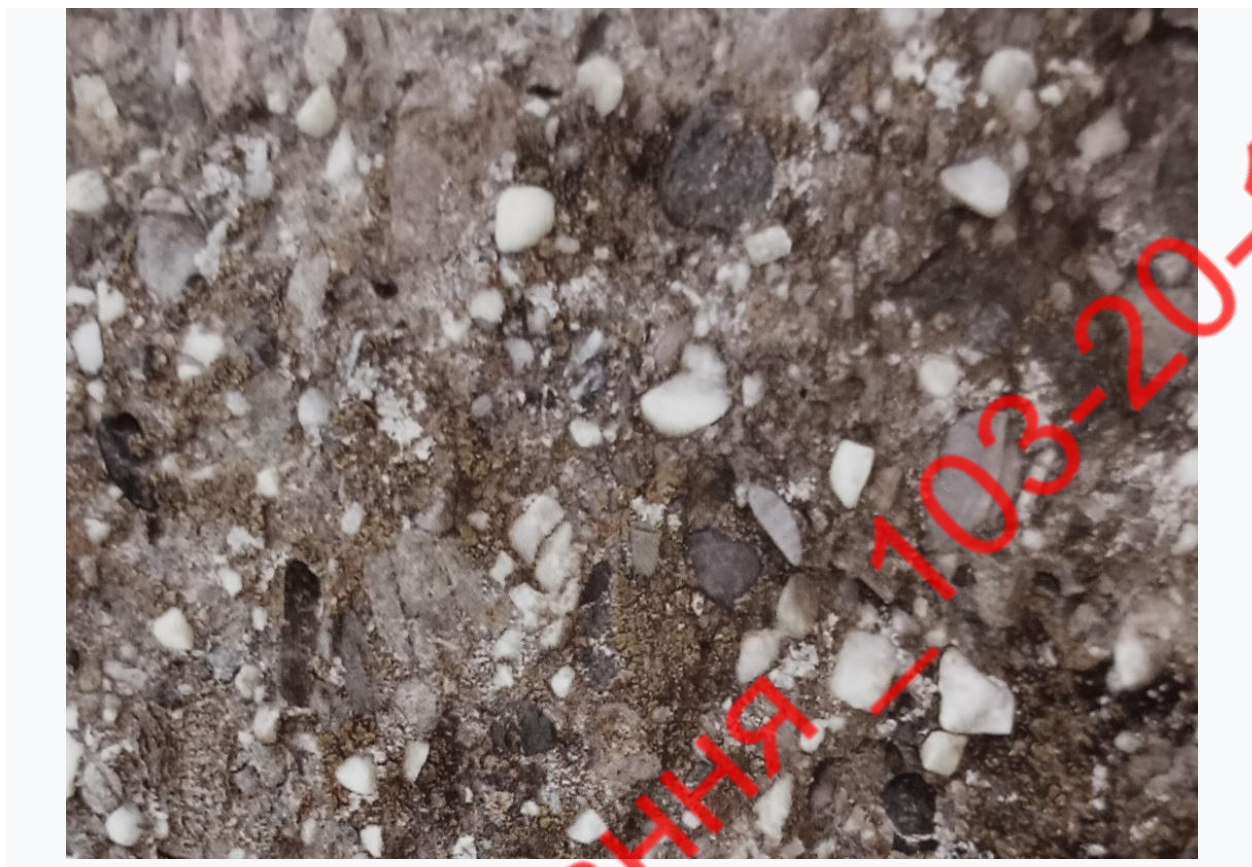


Рисунок 3.24 – Конгломерат кімеридж-титонського віку

Прояви магматизму зіграли головну роль у створенні структури Гірського Криму та були проявлені в середньоюрську епоху. Структурний аналіз закономірностей розповсюдження вулканогенних утворень (лав, туфітів, туфописковиків) свідчить про те, що вулканічні центри локалізовано уздовж головних гірських гряд та просторово вони приурочені к зонам розломів.

Одна з таких зон простягається уздовж берега Чорного моря. Друга контролює яйлінську систему розломів у південно-західній частині Гірського Криму [16,17,22]. При цьому одна з найпотужніших товщ вулканогенних відкладень юрського віку розташована в районі гори Кара-Даг.

У складі подібних вулканічних утворень присутні кератофіри, ліпарити, порфірити, спіліти та туфи (рис. 3.25).



Рисунок 3.25 – Спіліт мігдалекам'яної структури. Ніколи+

Зустрічаються також трахіти, metabазальти, ріоліти та туфи різного складу (рис. 3.26, 3.27). Для трахітів характерною є порфірова структура. Змінені різновиди базальтів відрізняються складом порфірових виділень та наявністю мигдалин. Інрузивні тіла на площі розповсюдження утворюють дві субширотні зони.

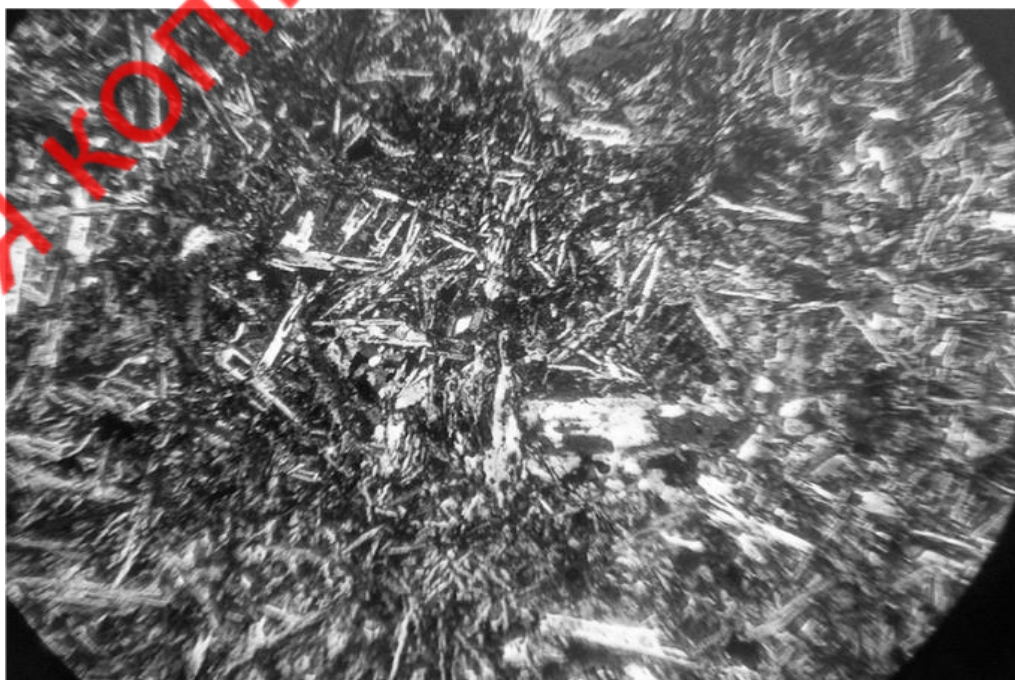


Рисунок 3.26 – Інтерсертальна структура базальту. Ніколи+

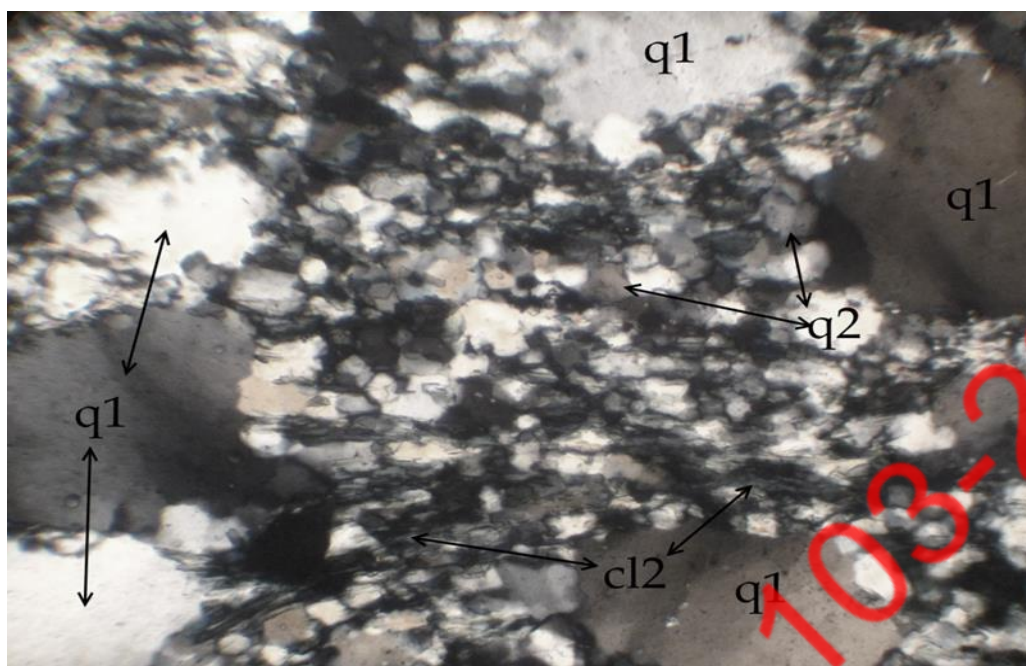


Рисунок 3.27 – Ріоліт. Ніколі+, зб.90

Одна зона простежена на північних схилах Головної гряди. До другої приурочено 90% всіх інтрузивів та простягається вона уздовж Південного берега Криму. Велика кількість дрібних інтрузивних тіл поширена на південних схилах Внутрішньої гряди в міжріччі р. Альма та р. Бодрак, де вони поширюються вузькою смугою південно-західного спрямування.

Всі інтрузивні породи належать до гіпабісальних утворень. Охолодження магми, з якої утворювались породи, відбувалося в приповерхневій частині земної кори.

У сучасному ерозійному зрізі зафіксовано лише апікальні частини інтрузій. Найбільш великі лаколіти формують у рельєфі витягнуті або куполоподібні овальні гори висотою до сотень метрів (Аю-Даг, Кастель).

Дрібні інтрузивні тіла утворюють невисокі піднесення подібної форми. Крім куполоподібних форм зустрічаються інтрузії у вигляді дайок, сіллів та неків [16,17,22]. Інтрузивні породи за складом є дуже різноманітними. Дайки, сілли та невеликі куполи складені породами кислого та основного складу (діабазу та діабазові порфіри). Куполоподібні тіла великого розміру складаються переважно з габро-діоритів. Дрібні інтрузії складені породами

кислого складу та поширені в районі м. Алушта, де вони оздоблюють смугу інтрузій основного складу.

Серед кислих порід найбільш розповсюджені плагіограніти порфірової структури (плагіограніт-порфири та інші (рис. 3.28, 3.29). Всі інтрузивні тіла Криму локалізовано у відкладах таврійської серії.

Найбільш імовірними епохами їх утворення вважаються ранньо – та середньоюрська. Даний факт підтверджено результатами визначення абсолютного віку порід (152-163 млн. років).

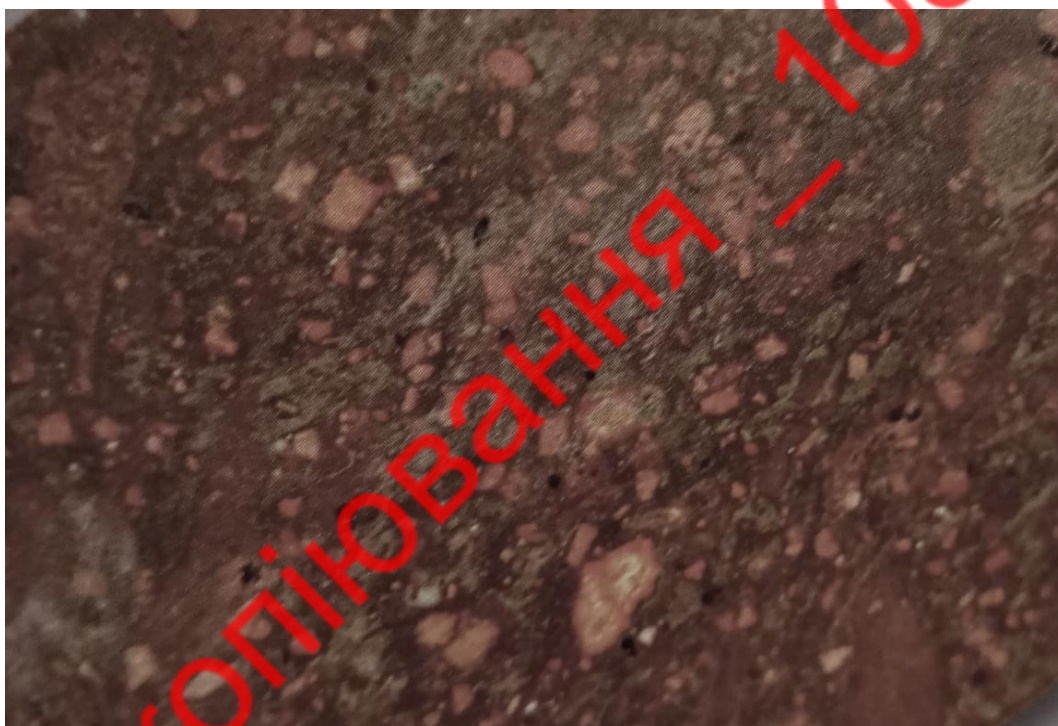


Рисунок 3.28 – Андезитовий порфірит

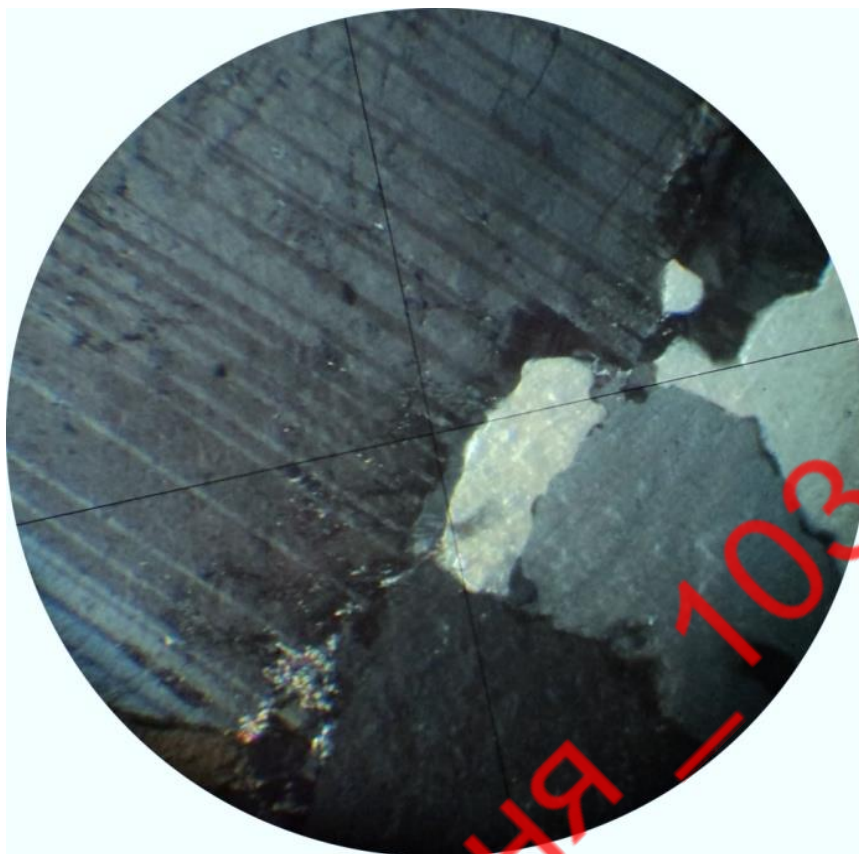


Рисунок 3.29 – Плагіограніт з мусковітом та біотитом. Ніколі+

В процесі попередніх досліджень речовинного складу та умов залягання верхньоюрських мармурованих вапняків Криму було виділено такі фації: фітогенна (припливно-відливна смуга), біогермна або рифова (рифівні околиць шельфу) і пелітоморфна (глибоководна) [18,41,42].

До групи фітогенних різновидів, які досліджувались при виконанні кваліфікаційної роботи, віднесено строматолітові вапняки (лемезити) (рис. 3.30). При макроскопічному вивченні мармуровані вапняки даного типу характеризуються сірим кольором, на окремих ділянках зразків з підвищеним вмістом кальциту спостерігаються секреційні виділення білого кальциту (до 7%) та включення порід глинисто-карбонатного складу.

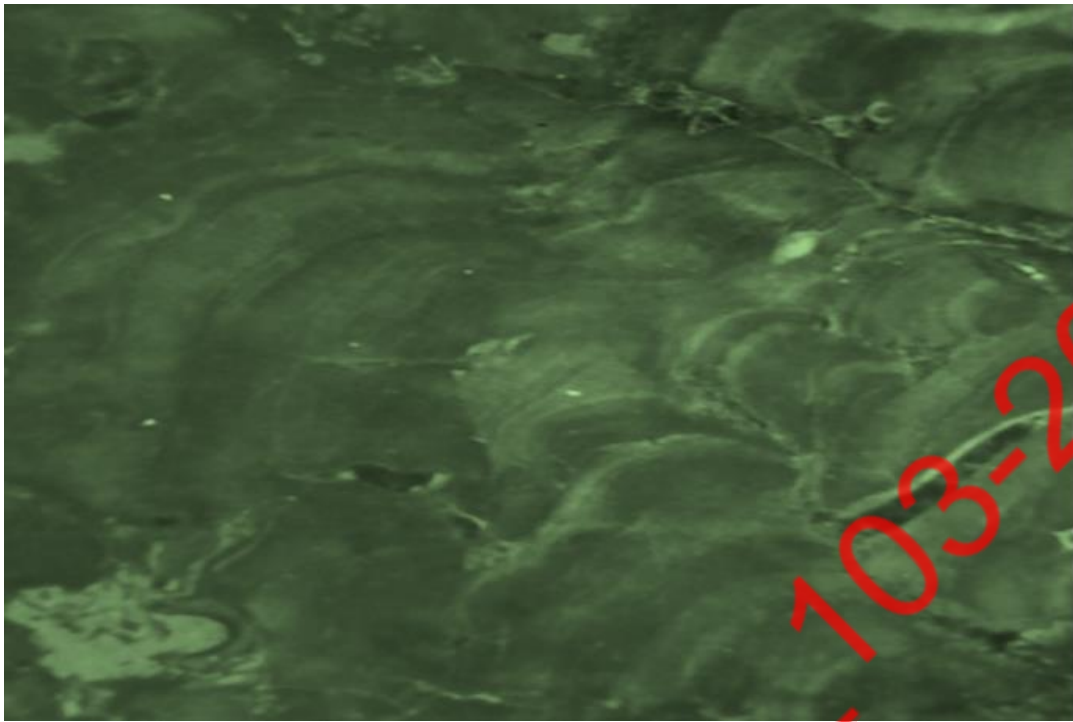


Рисунок 3.30 – Мармурований строматолітовий вапняк (Крим)

Строматолітові різновиди вапняків складаються також з фрагментів закам'янілих водоростей, складених кальцитом, та арагонітом (5-7%). Крім того, у складі даного типу вапняків є хомогенний кальцит (7%), глинистий матеріал (5-8%) та органічна речовина (5-10%).

Іноді у деяких різновидах строматолітових вапняків зустрічаються хлорити та вуглецева речовина органічного походження. Окремі різновиди даного фаціального типу мають буро-жовтий відтінок кольору за рахунок заміщення гідрооксидами заліза.

Характерною ознакою строматолітів є наявність водоростевої шаруватості, яка у сукупності з тріщинами всихання, скелястими структурами, що утворені мікроорганізмами наявністю водоростевої текстури (ниткоподібні, трубчасті та овальні утворення, складені мікрористалічним кальцитом), дозволяють зробити висновок про відкладення вапняків даного різновиду у мілководному морському середовищі.

У відповідності до сучасних уявлень, строматоліти були утворені на мілководді внаслідок формування багаточисельних колоній мікроорганізмів

(ціанобактерій), продукти життєдіяльності та тіла мікроорганізмів формували своєрідні «ковдри», що поступово були перетворені в осадові породи, збагачені органікою та мали характерну внутрішню шаруватість [41-44].

Строматоліти сформовані осадами, або мінеральними компонентами, що відкладались спільнотами синьо-зелених водоростей. Вважається, що строматоліти є одними з ранніх форм життя на Землі. Серед строматолітів, що вивчались, зустрінуті також доломитові різновиди. Головним мінеральним компонентом таких порід є доломіт, – складає понад 50 % об'єму породи. В породі також зустрінуті кальцит, ангідрит, сульфід заліза, глиниста речовина. За текстурними ознаками вапняні строматоліти Криму представлені жовноподібними, хвилястими та неясно-шаруватими різновидами.

Онколітові вапняки, що досліджувались, також імовірно були сформовані за рахунок життєдіяльності синьо-зелених водоростей. Вони утворюють вапнякові структури осадових порід, що створені онкоїдами, – наростами карбонатного складу, концентрично-зональної будови, які сформували онколітову структуру вапняків даного різновиду. На відміну від строматолітів, досліджені онколітові вапняки, характеризуються наявністю сфероподібних текстурних елементів з концентрично-зональною будовою. Наявність онколітів вважається індикатором прибережно-морського середовища утворення. Мінеральний склад онколітових вапняків представлений переважно карбонатами: кальцитом, доломітом, арагонітом, іноді зустрічаються гетит та гідрогетит (рис.3.31 та 3.32) та глинисті мінерали. Коралові мармуровані вапняки, що вивчались, макроскопічно характеризуються наявністю багатокольорових різновидів цементуючої речовини даних порід: буро-червоні, білі, жовті, коричневі.

Серед уламків зустрінуті фрагменти коралів, черепашок та уламки вапняків, виповнених речовиною карбонатного складу. Для деяких різновидів характерна наявність глинистих мінералів та гідроокисів заліза, аутогенного кварцу, халцедону, оксидів та сульфідів заліза.



Рисунок 3.31 – Петельчаста мікроструктура гетит-гідрогетитових агрегатів. Світло відбите, ніколі II, зб.90.

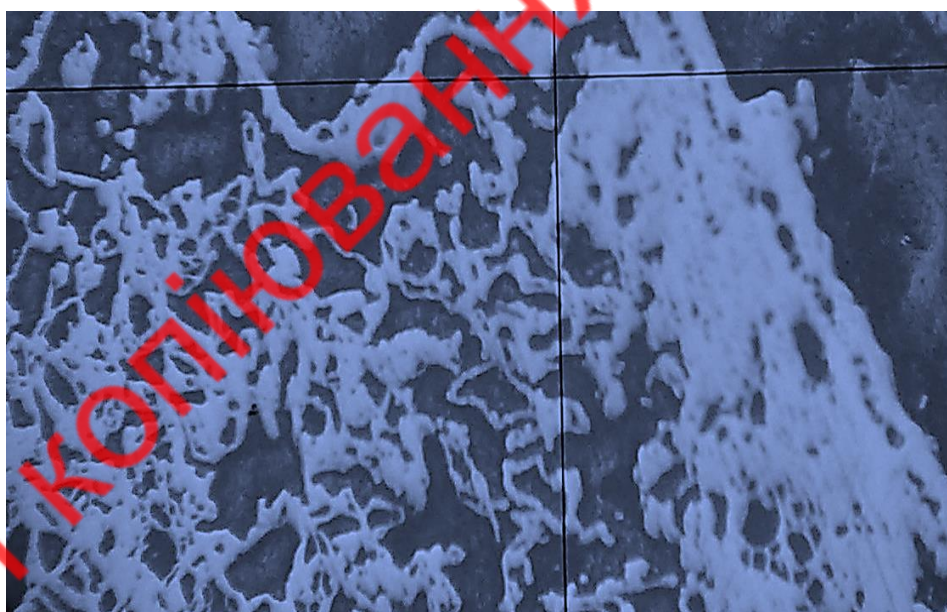


Рисунок 3.32 – Комірчаста мікроструктура гетит-гідрогетитових агрегатів. Світло відбите, ніколі II, зб.90.

Серед різновидів коралових вапняків (рис. 3.33) в особливу групу необхідно виділити вапняки з брекчієподібною кластогенною текстурою (рис. 3.34), що були утворені внаслідок розвитку процесів вилуговування по тріщинах, створюючи псевдобрекчієву текстуру.



Рисунок 3.33 – Структура коралового вапняку з гнізподібними вкрапленнями халцедону усередині кальцитових агрегатів.

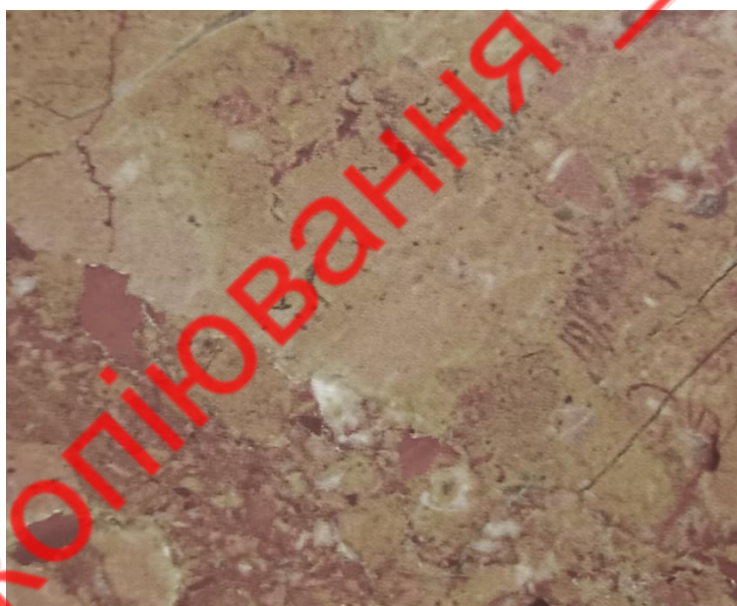


Рисунок 3.34 – Мармурований вапняк псевдобрекчієвої текстури з гнізподібними вкрапленнями та прожилками кальциту.

На поверхні тріщин встановлено розвиток епігенетичної рудної сульфідної мінералізації.

У генетичному відношенні, формування біогенних вапняків і рифових споруд відбувається в умовах чистих і теплих морських вод, при дуже низькому надходженні уламкового і глинистого матеріалу. У складі рифових

споруд зустрічаються залишки брахіопод, голкошкірих, синьо-зелених водоростей та інших організмів.

Пелітоморфні різновиди вапняків у фаціальному відношенні є характерними для глибоководних зон. Такі різновиди сформувались при в процесі осадження кальциту та арагоніту з пересичених CaCO_3 розчинів водоймищ.

В практичному відношенні з рифовими спорудами органічного походження пов'язані родовища нафти та природного газу, що знайдені в рифових тілах у вторинному заляганні.

За умовами залягання карбонатних порід та наявністю пористості вони визначені як сприятливе середовище для акумуляції в них рідких та газоподібних вуглеводнів. У межах рифових вапняків, особливо з ділянками карсту в деяких рудних районах генетично пов'язані родовища бокситів, залізних руд, поліметалів.

Для генетичних реконструкцій велике значення мають колористичні характеристики вапняків. Оксиди заліза є одним з головних компонентів забарвлення. Так, світлі тони забарвлення червонокольорових карбонатних порід є характерними для шельфових умов осадо накопичення.

Темно-сірі до чорних кольори забарвлення є свідченням наявності в карбонатних породах вуглецевої речовини, джерелом якої є, наприклад, могли бути синьо-зелені водорості в строматолітових різновидах.

Практично всі мармуровані вапняки, що досліджувались, мають практичне значення. Галузі використання – як добриво, для вапнування кислих ґрунтів, як будівельний матеріал та флюсові добавки в металургії. Травертин (рис. 1.4) використовують як будівельний та облицювальний камінь. З карбонатними колекторами пов'язані поклади нафти та газу. Рифогенні вапняки через високу пористість є кращими колекторами вуглеводнів, у порівнянні з іншими карбонатними породами.

Висновки до підрозділу:

Відклади Судакського синклінорію характеризуються однорідністю свого складу, повнотою стратиграфічного розрізу, відсутністю стратиграфічних розривів і неузгодженостей всередині пластів середньо- і верхньоюрських відкладів, характерних для інших районів Нагірного Криму.

Структурною характеристикою Судакського синклінорію є складчастість. Основними з них є синклінальні структури Судак-Манджіл і Меганома і антикліналь Копсела. Ця місцевість, особливо гора Кара-Даг, містить вулканічні утворення, такі як кератофірити, ліпарити, порфірити, спіліти та туфи.

На основі петрографічного аналізу виокремлено такі фації: фітогенні (строматолітові вапняки та онколітові вапняки), рифи (коралові мармурові вапняки та вапняки з брекчійно-кластогенною текстурою) та пелітоморфні (вапняки).

Строматоліти мають у своєму складі кальцит і арагоніт (5-7%), хомогенний кальцит (7%), глинистий матеріал (5-8%) і органічні речовини (5-10%). Деякі види мали хлорити та вуглецеві речовини органогенного походження, а також були присутні заміщення гідроксидами заліза.

Вивчені онколітові вапняки складаються в основному з карбонатів: кальциту, доломіту, арагоніту, іноді гетиту і гідрогетиту і глинистих мінералів.

Коралові мармурові вапняки складаються з уламків, уламків коралів, раковин і уламків вапняку, заповнених речовиною карбонатного складу. Деякі види мали в своєму складі глинисті мінерали і гідроксиди заліза, аутогенний кварц, халцедон, оксиди і сульфід заліза.

Вапняки з брекчійоподібною кластогенною текстурою, які утворилися в результаті розвитку процесів вилуговування по тріщинах, мають на поверхні тріщин розвиток епігенетичної сульфідної мінералізації.

3.5 Петрографічний склад та мінерогенічне значення карбонатних метасоматитів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита як індикаторів зруденіння благородних металів та нерудних корисних копалин

При визначенні мінерогенічного значення карбонатних порід України також проведено дослідження зон карбонатних метасоматитів Середньопридніпровського мегаблоку Українського Щита. В процесі досліджень закономірностей розповсюдження мінералізації дорогоцінних металів у межах зеленокам'яних структур СПМБ співробітниками НТУ «Дніпровська політехніка» в зонах розломів були виявлені метасоматичні різновиди карбонатних порід (кварцевих сидеритолітів (рис. 3.35, 3.36, 3.37)), локалізованих на ділянках контакту ріолітів та метапелітів. При визначенні закономірностей локалізації карбонатних порід визначено, що вони є індикаторами зон зруденіння дорогоцінних металів [45,46].



Рисунок 3.35 – Зразок кварцевого сидеритоліту БЗКС. Шарувата текстура обумовлена чергуванням кварцевих та кварц-карбонатних шарів

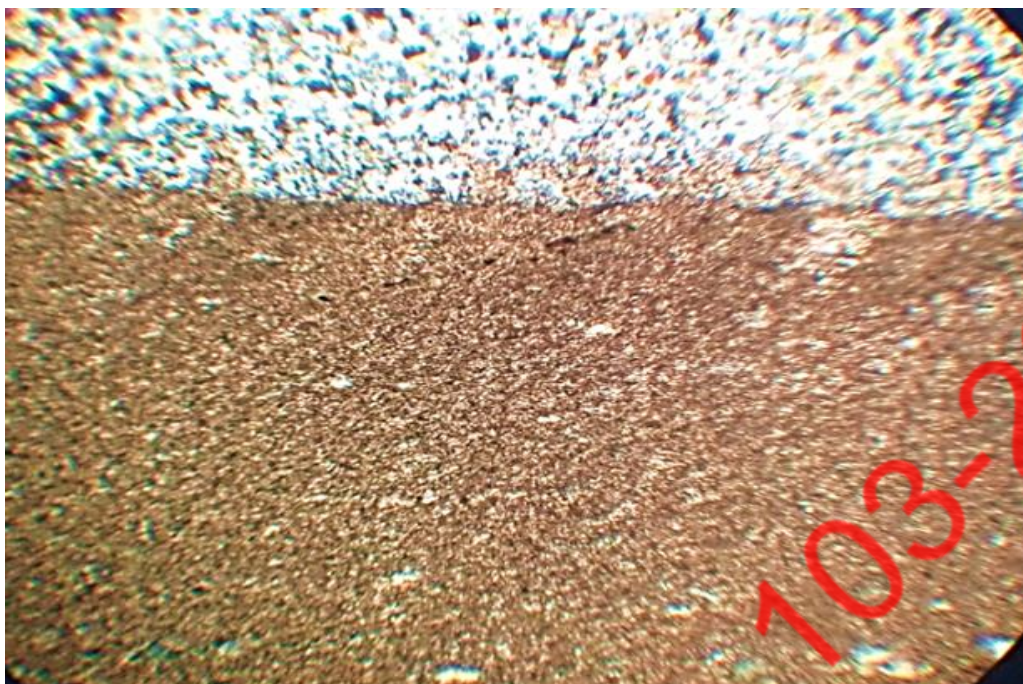


Рисунок 3.36 – Контакт кварцевих та сидероплезит-кварцевих шарів. Шліф, ніколи+, зб.105.

Мінеральний склад (у %):

Кварц (SiO_2) – 80%

Сидероплезит ($(\text{Fe},\text{Mg})\text{CO}_3$) – 20%

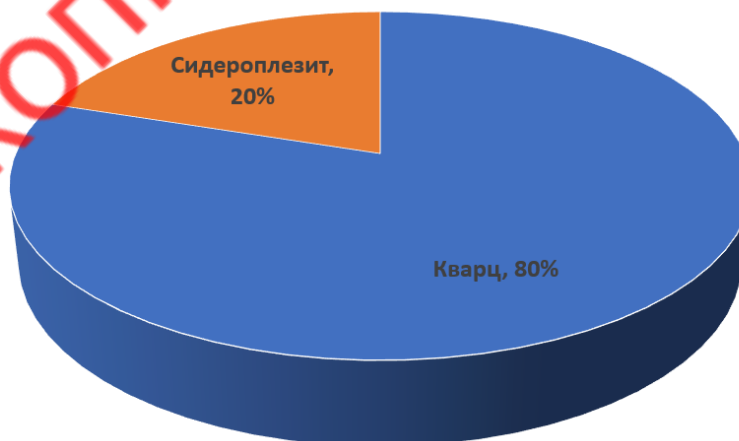


Рисунок 3.37 – Мінеральний склад кварцевого сидеритоліту (%)

Кварц спостерігається у вигляді двох генерацій – секретійні прожилки кварцу по тріщинах, макроскопічно у зразках відрізняється за кольором – молочно-білий та блакитно-білий.

За результатами рентгеноструктурного аналізу у складі даного різновиду сидеритоліту присутні антраксоліт та графіт (рис. 3.38).

За результатами мінераграфічних досліджень, сульфідна мінералізація представлена піритом, халькопіритом та піротином (рис. 3.39, 3.40).

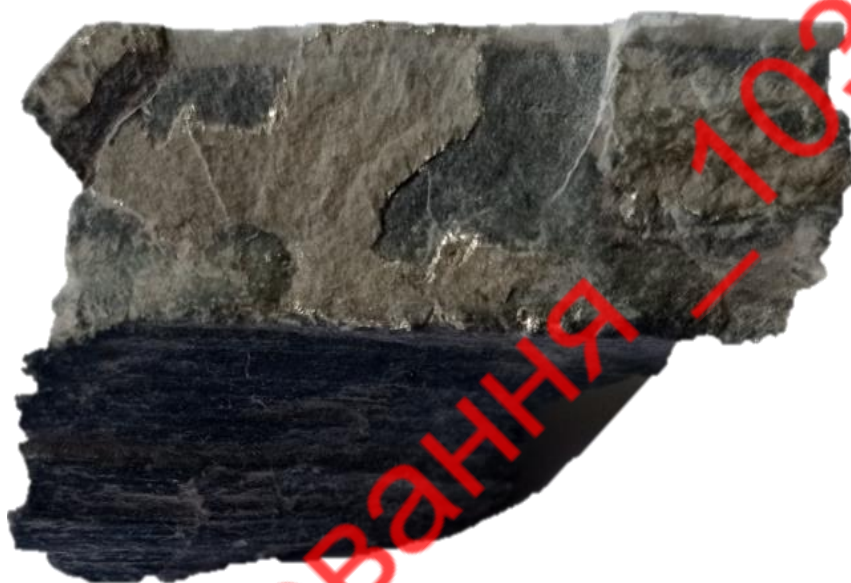


Рисунок 3.38 – Зразок кварцевого сидеритоліту з мінералізацією сульфідів та вуглецевої речовини по тріщинах та прожилками епігенетичного кальциту

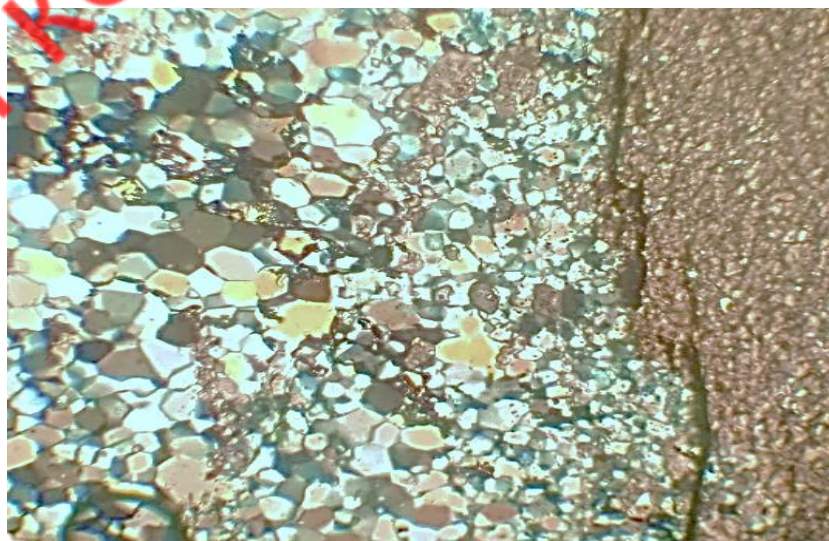


Рисунок 3.39 – Зона контакту кварцевих та карбонатних шарів, з прожилками графіту по контурах контакту. 36.105, ніколі+

Мінеральний склад (у %):

Кварц 2 генерацій – 60%

Сидероплезит – 30 %

Пірит – 8%

Хлорит – 5%

Антраксоліт – 5%

Біотит – 2%

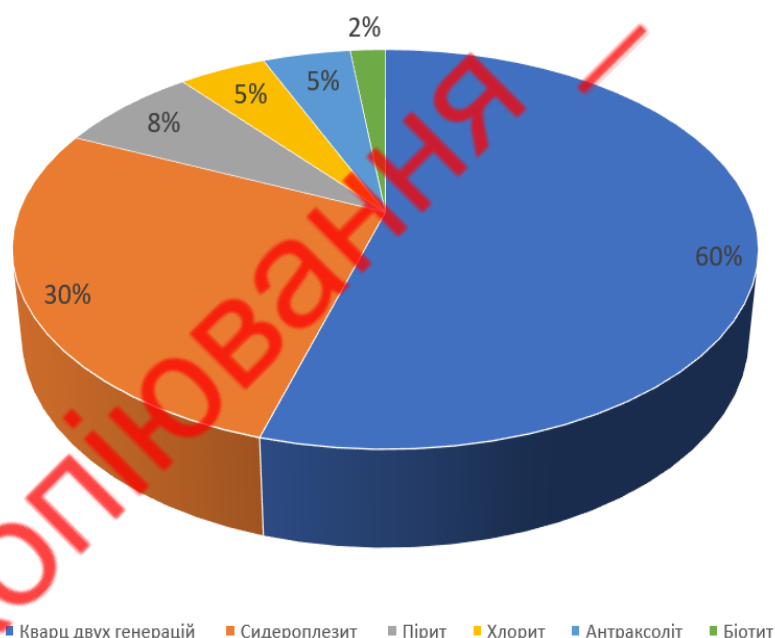


Рисунок 3.40 – Мінеральний склад сидеритоліту з антраксолітом.

У складі деяких різновидів сидеритолітів, встановлено новостворений анкерит пізньої генерації та дисперсні виділення антраксоліту (рис. 3.41). Аналогічні різновиди метасоматитів виявлено і в межах зон аномальних концентрацій дорогоцінних металів золоторудних родовищ Хомстейк, Морро-Велью.

В процесі досліджень більш пізніх метасоматичних перетворень кварцевих сидеритолітів виявлено новостворений кальцит, який локалізовано

по агрегатах раннього сидероплезиту. Наявність даних генерацій карбонатів підтверджено результатами термічного аналізу.

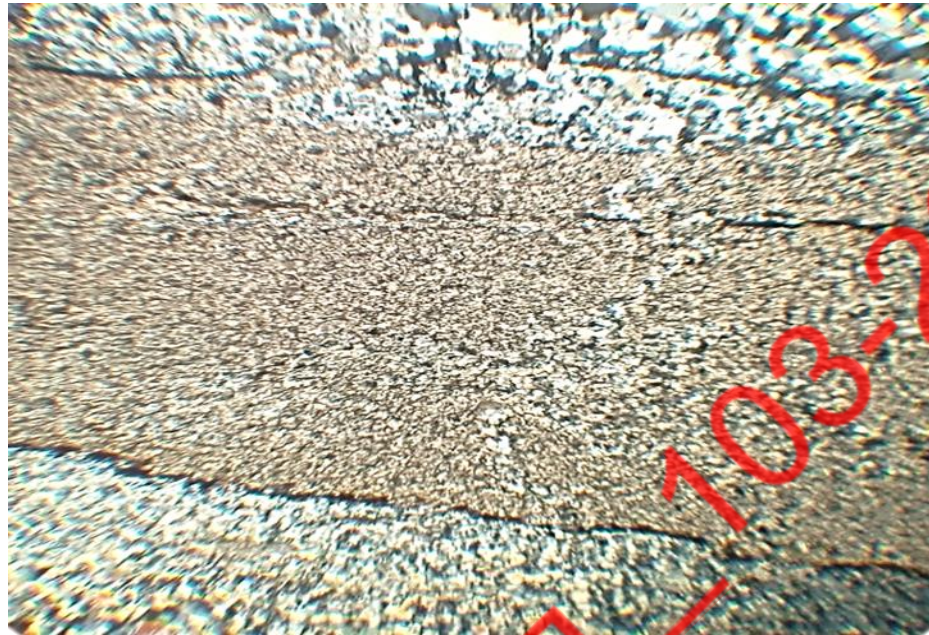


Рисунок 3.41 – Чергування прошарків кварцу та сидероплезиту з прожилками вуглецевої речовини по контурах контакту в сидеритоліті. Ніколі+, зб.105

Серед карбонатних порід у межах Середнього Придніпров'я співробітниками НТУ «Дніпровська політехніка» виявлено карбонатизовані залісті кварцити та карбонатні метасоматити (за даними вивчення кернових проб розвідувальних свердловин Переверзівського родовища БЗКС [45,47]).

При макроскопічному дослідженні сидеритоліти являють собою породи від світло-сірого до білого кольору з мікросхаруватою текстурою та дрібнозернистою до прихованозернистої структурою.

Зустрічаються і масивні різновиди, але також з ознаками нечіткої шаруватості, кварцитоподібні породи, з коефіцієнтом міцності $f = 12-14$ (за М. М. Протодьяконовим) .

Мінеральний склад даних різновидів порід в основному одноманітний: сидероплезит (40-90%) та кварц (15-35%). Як другорядні мінерали присутні серицит, халькопірит, біотит, хлорит, пірит, піротин.

Склад карбонатів декількох генерацій (сидероплезит, кальцит, анкерит) підтверджено хімічним, рентгеноструктурним та термічним аналізами.

Мікрошарувата текстура сидеритолітів сформована лінзами та прошарками істотно кварцового складу, що чергуються з карбонатними прошарками. Спостерігаються сингенетичні колчеданні включення, орієнтовані за напрямом шаруватості.

Агрегати карбонатних і кварцових шарів характеризуються мікрогранобластичною структурою з розміром зерен не більше 0,05-0,07 мм, що іноді формує яшмоподібний вигляд карбонатних порід.

У приконтатних зонах серед кварцових сидеритолітів спостерігаються прошарки філітоподібних та вуглецевих (аспідних) сланців. Іноді спостерігаються гніздоподібні скупчення сульфідів (халькопіриту, піриту, піротину), практично повсюдно епігенетичного походження (виповнення цементу брекчій, січних жил та прожилків).

За мінеральним складом, будовою та умовами залягання головних різновидів сидеритолітів, встановлено їх аналогію з кварцитами сидероплезитових фацій продуктивних залізорудних горизонтів, проте між цими породами є очевидні відмінності, що полягають у менш контрастній (крупнозернистій) шаруватості, відсутності залізистих силікатів та магнетиту.

З іншого боку, враховуючи ультрамікрогранобластову структуру, ці породи проявляють аналогію з яшмами, тобто хомогенно-осадовими породами вулканогенного генезису. Таке припущення підтверджується парагенезисом кварцових сидеритолітів з метаріолітами в розрізі і, як правило, стратиграфічними контактами з філітовими сланцями. У фаціальному плані головні різновиди сидеритолітів характеризують найвіддаленішу від берега зону седиментації.

Перераховані вище особливості і генетичні висновки дозволяють прийняти точку зору на генезис цих гірських порід як хомогенних, вулканогенно-осадових утворень.

Вище наведені висновки не знижують значення сидеритолітів як однієї з постійних складових стратиграфічного розрізу.

Еталонна роль даних порід загальновідома при пошуках зруденіння дорогоцінних металів гідротермально-метасоматичного походження. Серед золоторудних об'єктів даного типу відомі родовища золота Хомстейк та Морро-Вельо, як еталонні об'єкти з літологічним складом стратиграфічного розрізу, аналогічним Білозерської серії БЗКС (рис. 3.42).

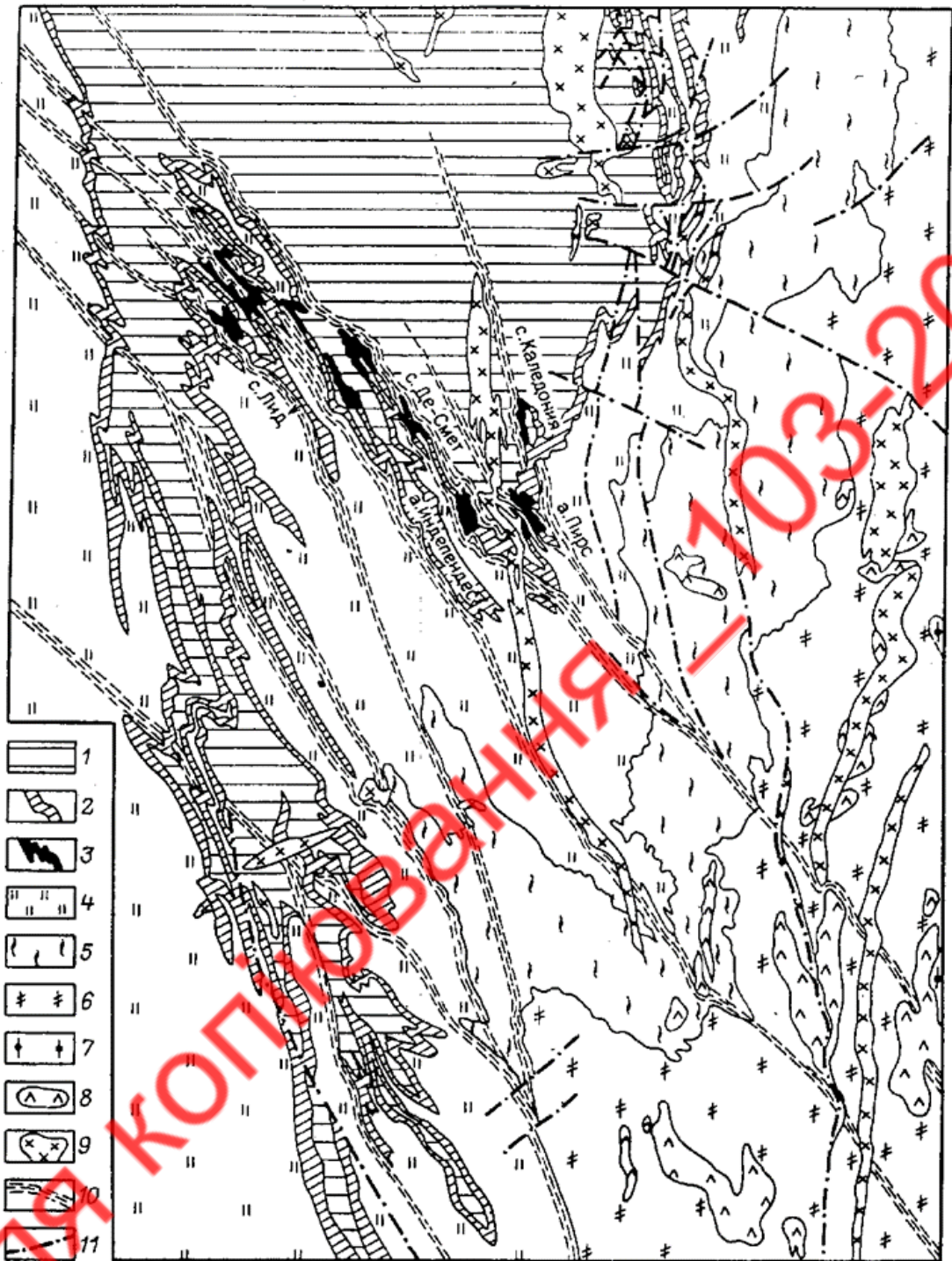
За результатами попередніх досліджень, зони інтенсивної карбонатизації на структурному рівні контролюються великими складчастими вигинами залізорудного горизонту Запорізької свити Білозерської серії архею та просторово пов'язаних з ними розривів, міжшарових брекчій та мікроскладчастих зон.

Всі карбонатизовані породи просторово локалізовані в зоні розвитку порід зеленосланцевої фації метаморфізму. В процесі карбонатизації епігенетичні перетворення мінерального складу вихідних залізистих кварцитів практично не спостерігаються.

Істотні зміни є характерними для кількісних співвідношень мінеральної речовини та текстурно-структурних форм їх прояву. Поряд з тим при вмісті сидероплезитового карбонату до 30-55%, іноді до 65-75% кількість кварцу і магнетиту зменшується. Мікрошарувата текстура трансформується в лінійно-зросткову, а з часом перетворюється на масивну.

Одночасно спостерігається збірна рекристалізація у вигляді метакристалів і метазерен магнетиту та гніздоподібних скупчень гексагональних кристалів спекуляриту, розмір зерен кварцу зменшується.

Карбонат в карбонатизованих залізистих кварцитах відповідає залізистому різновиду, сидероплезиту. У межах залізорудних родовищ Середнього Подніпров'я виявлено також кальцит-сидероплезитові метасоматити. Мінеральний склад таких порід представлений переважно кварц-сидероплезитовими агрегатами, розмір зерен від 0,002 до 0,2 мм, рідко до 0,5 мм.



1 – графітізовані філіти; 2 – графітізовані куммінгтонітові та карбонатно-кварцові сланці; 3 – рудоносні куммінгтонітові сланці; 4 – філіти та кварцити; 5 – кристалічні сланці та філіти; 6 – серицитизовані та піритизовані сланці з прошарками залістих кварцитів; 7 – масивні філіти; 8 – амфіболіти; 9 – ріоліти, ріоліт-порфіри та монцоніти; 10 – докембрійські сланцеві зони; 11 – докембрійські розломи

Рисунок 3.42 – Геологічна схема родовища Хомстейк. За матеріалами

C. Condi [46]

Агрегати кальцит-сидероплезитового складу (рис. 3.43) простежуються у вигляді зигзагоподібних форм заміщення на кшталт «вуалевих» структур. Іноді на таких ділянках виявляється мезитит. Крім новоутворених агрегатів карбонату, піриту і спекуляриту, спостерігаються скупчення хлоритоїду.

При інтерпретації результатів хімічного аналізу гірських порід зон карбонатизації встановлено інтенсивне привнесення кремнезему. Співвідношення Al_2O_3 та Fe практично не змінюється.

Спостерігається підвищення вмісту магнію та марганцю, а також заміщення тривалентного заліза двовалентним. Умови формування зон карбонізації є характерними для глибин 2500-4000 м та температурного діапазону 300-500°C.

Ймовірно, основна причина виділення вуглекислого газу з розчинів пов'язана зі зниженням температури, в результаті чого розчинність CO_2 різко знижується.

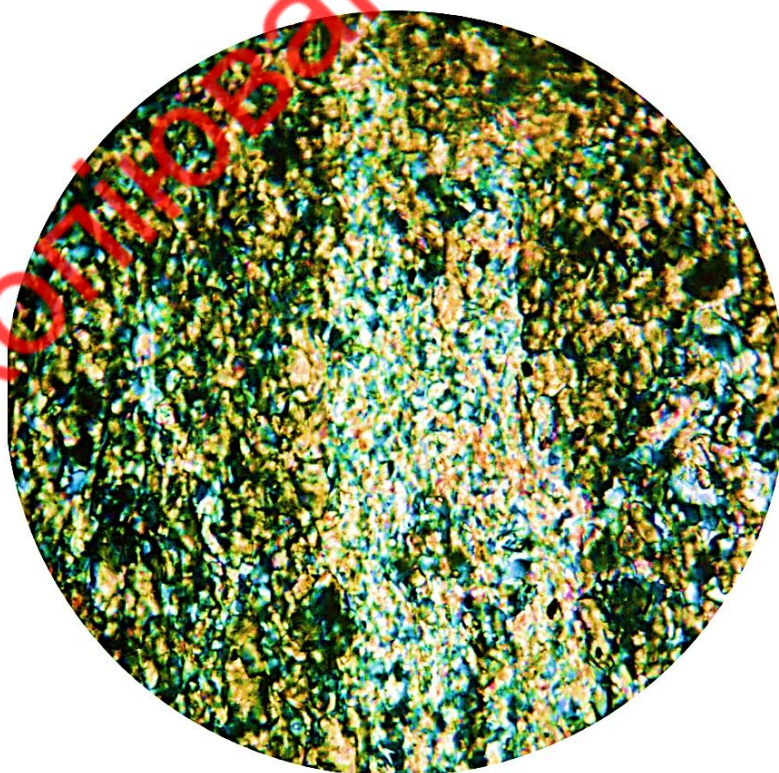


Рисунок 3.43 – Кальцит-сидероплезитовий метасоматит, Переверзівське родовище. Зб. 200, ніколі+

Порівняльне зіставлення речовинного складу первинних та новоутворених карбонатів дозволяє припустити, що джерело вуглекислого газу локалізовано в самих вміщувальних породах та обумовлено їх декарбонатизацією на глибоких горизонтах Білозерської ЗКС. Такий варіант обґрунтовано М.О. Ярощук (1988) на прикладі Криворізького басейну, дослідженого свердловинами з вертикальним інтервалом 2700 м. Виходячи з наведених даних, можна розглядати обговорюваний процес як середньотемпературний, метаморфогенно-гідротермальний.

У межах Середньодніпровського мегаблоку виявлено також численні рудопрояви тальковмісних магнезитових порід формації лиственітів у серпентинітах Південно-Білозерського, Правдинського та Веселянського ультраосновних масивів за результатами попередніх досліджень С.М. Доброхотова, Т.А. Скаржинської, З.І. Танатар-Бараша та інших. Такі породи, наприклад, зустрінуті в ядрі розвідувальних свердловин Білозерської ЗКС по всьому простяганню Південно-Білозерського ультраосновного масиву.

Тальк-магнезитові породи розташовані в зонах інтенсивного розсланцювання та гідротермально-метасоматичної переробки серпентинітів, що обумовлює форму, розміри та умови залягання тальк-магнезитових тіл товщиною до 30 м. Встановлено, що контакти рудних тіл з вміщувальними породами (серпентинітами) є поступовими, що пов'язано зі зменшенням ступеня перетворень гірських порід, особливо в зонах карбонатизації.

Зони контактів ускладнені поверхнями ковзання з розвитком серпентину серпофітового різновиду. Певної залежності тальк-магнезитових зон від вихідного складу серпентинітів не встановлено. У деяких випадках поблизу рудопровів встановлено, що вони приурочені до зон апогарцбургітових серпентинітів.

В процесі петрографічних досліджень визначено, що головними породоутворюючими мінералами є тальк, магнезит, брейнерит (рис. 3.44), антигорит і хлорит.

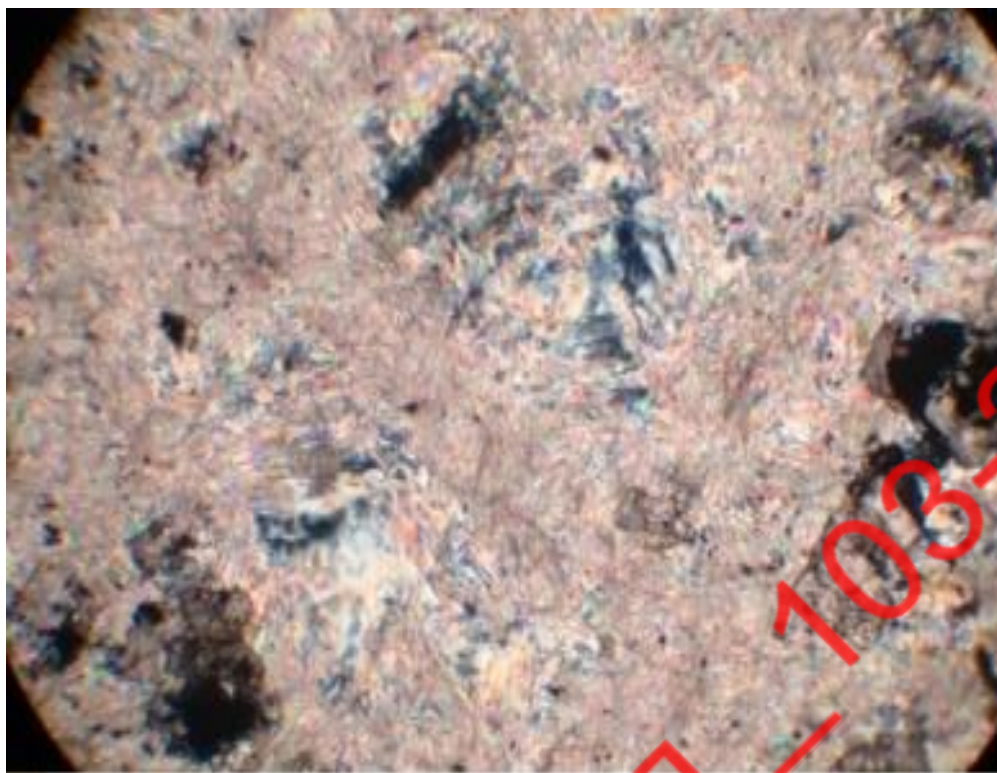


Рисунок 3.44 – Тальк-магnezитова порода. Шліф, ніколi+, зб.105.

Вміст тальк-магnezитової речовини коливається в широких межах і досягає 30-70%, іноді вони складають 40-95% обсягу порід. В якості другорядних мінералів зустрічаються хромiт, магнетит і пірит, з якими пов'язані непромислові концентрації дорогоцінних металів.

За результатами попередніх петрографічних досліджень визначено, що тальк представлений залістим різновидом - мiнесотаїтом, а магnezит часто перетворюється в брейнеріт. Текстура гірських порід глиниста сланцева, іноді смугаста. Структурні різновиди представлені лепiдогранобластними і порфіробластичними з розміром зерен брейнериту і магnezиту до 0,3 мм, і пластівців тальку до 0,07 мм.

У генетичному відношенні тальк-магnezитові породи охарактеризовано як низькотемпературні гiдротермальні метасоматити формації лиственітiв, що утворюються при активному привнесенні кремнезему та вуглекислоти в високомагnezіальне середовище зон тектонічних порушень в серпентинітах.

Виходячи з відсутності ознак генетичного зв'язку з гранітоїдами, що є характерним для більшості родовищ тальку, а також враховуючи активну рудоконтролюючу роль розломно-тріщинних структур, можна припустити зв'язок процесів літвенізації в загальних випадках з дислокаційним метаморфізмом. У зв'язку зі слабкою вивченістю проявів тальк-магнезитових порід їх перспективність не може бути оцінена шляхом прямого порівняння з умовами утворення. У зв'язку з цим необхідно спиратися на визначення промислово-генетичного типу і родовища – аналоги, які висвітлені в довідниках [48].

Обговорювані прояви за видами мінеральної сировини найбільше відповідають тальк-магнезитовому камінню, в якому вміст тальку може коливатися в межах 35-76%, а магнезиту - від 30 до 45%.

Цей тип являє собою утворення талько-карбонатних порід у серпентинітах дуніт-перидотитової формації та належить до морфогенетичного шабровського типу. Найближчим аналогом в Середньодніпровському мегаблоці є Правдинське та Веселянське родовища магнезиту Конкській ЗКС УЩ.

Родовища даного типу можуть бути малими, середніми та великими за запасами, розташовані в серпентинізованих ультрабазитах, що не мають зв'язку з гранітоїдами і класифікуються як метаморфогенні утворення.

Талько-магнезитові тіла характеризуються як крутоспадаючі лінзи, жили, поклади потужністю від декількох метрів до 100-300 м і довжиною до 300-600 м і 3 км.

Розмір родовищ залежить від розмірів масивів материнських гірських порід. В цьому відношенні Південно-Білозерський масив поступається Правдинському, і тут можна очікувати виявлення середніх і малих родовищ. Родовища тальк-магнезитових порід характеризуються як гостродефіцитний для України вид мінеральної сировини. Попит на дану сировину задовольняється за рахунок імпорту, тому детальний пошук тальк-магнезитів є дуже актуальним завданням. Якісні показники руд найближчого аналога

таких руд – Правдинського родовища Конкської ЗКС – відповідають умовам сировини для широкого спектру застосування у виробництві вогнетривів, кормових добавок в сільському господарстві, виготовленні паперу, пластмас, фарб і т.д.

У процесі пошуків рудопроявів даного типу провідними пошуковими критеріями прийнято вважати структурно-мінералогічні критерії, які обумовлені тісним зв'язком тальк-магнезитових порід з зонами розсланцювання та тектонічних порушень у серпентинітах.

З непрямих причин (мінеральні асоціації, локалізація в зонах контактів порід та тектонічних порушень) можна припустити, що рудопрояви відносяться до класу гідротермальних дислокаційно-метаморфічних явищ, в той час як вкрай незначні відомості про ці прояви не дозволяють однозначно наполягати на такому визначенні і оцінювати на сучасному етапі їх практичне значення.

Висновки до підрозділу:

Визначено метасоматичні різновиди карбонатних порід Середньодніпровського мегаблоку Українського щита, що є індикаторами зон мінералізації дорогоцінних металів. Такими типами карбонатних порід є: кварцовий сидеритоліт, кальцит-сидероплезитові метасоматити і тальк-магнезитові породи.

За результатами петрографічних досліджень в карбонатних метасоматитах виявлено новоутворений кальцит, анкерит, гніздові скупчення сульфідів (халькопіриту, піриту, піротину), антраксоліт та графіт.

Тальк-магнезити мають в своєму складі тальк, магнезит, брейнерит, антигорит та хлорит. Домішками є хроміт, магнетит і пірит. Генезис – низькотемпературні гідротермальні метасоматити ліственітової формації.

ВИСНОВКИ

Порівняльний аналіз петрології та мінерогенічних перспектив карбонатних комплексів України та Угорщини дозволив зробити наступні висновки:

1. Гори Аггтелек (Угорщина) мають рифову структуру. Вік їх утворення визначено як середній тріас (пізній іллірійський – ладінський). Через унікальні умови утворення риф визнано національним парком Аггтелек.

2. Життєвий цикл рифів тривав від пізнього іллірійського до ладінського віку. У РЗ встановлені сабха-фації (ангідрити і сланці), в Т1 – пісковики і мергелі, в Т1-Т2 – рифові фації (ціанобактерії, кальцимікроби і лагунні онкоїдальні вапняки). Далі подія Рейфлінга (стрімке підвищення рівня моря) відбувалась через руйнування континентальної кори. Після затоплення «карбонатної фабрики» з'явилися турбідіти, характерні для глибоководних відкладень.

3. Аналізи SEM та μ XRF карбонатних комплексів Угорщини допомогли визначити хімічний склад та умови осадження зразків. Визначено, що строматолітовий риф має загальний склад CaCO_3 , іноді присутні ооїди та інші несkeletalні зерна, а також онкоїди. Риф в процесі формування пройшов кілька карстових стадій.

4. Відклади Судакського синклінорію Кримського півострову характеризуються однорідністю свого складу, повнотою стратиграфічного розрізу, відсутністю стратиграфічних розривів і неузгодженостей всередині пластів середньо- і верхньоюрських відкладів, характерних для інших районів Нагірного Криму.

5. Структурною характеристикою Судакського синклінорію є складчастість. Основними з них є синклінальні структури Судак-Манджіл і Меганома і антикліналь Копсела.

6. На основі петрографічного аналізу вапняків Кримського півострову виокремлено такі фації: фітогенні (строматолітові вапняки та онколітові вапняки), рифи (коралові мармурові вапняки та вапняки з брекчійно-кластогенною текстурою) та пелітоморфні (вапняки).

7. Строматоліти містять у складі арагоніт, хемогенний кальцит, глинистий матеріал і органічну речовину. Деякі види характеризуються наявністю хлоритів та вуглецевої речовини органічного походження, сульфідів та гідроксидів заліза.

8. Онколітові вапняки складаються в основному з карбонатів: кальциту, доломіту, арагоніту, іноді гетиту і гідрогетиту та глинистих мінералів.

9. Коралові мармурові вапняки складаються з уламків коралів, черепашок та уламків вапняку, зцементованих речовиною карбонатного складу. Деякі види мали в своєму складі глинисті мінерали і гідроксиди заліза, аутигенний кварц, халцедон, оксиди та сульфіди заліза.

10. Вапняки з брекчійоподібною кластогенною текстурою, які утворилися в результаті розвитку процесів вилугування по тріщинах, мають на поверхні тріщин розвиток епігенетичної сульфідної мінералізації.

11. Практично всі карбонатні породи території досліджень є корисними копалинами. Переважна кількість вапняків використовуються як флюсова сировина для металургійної промисловості, в сільському господарстві, як добриво. Значна кількість мармурованих вапняків історично довготривалий термін використовується як будівельний та облицювальний матеріал.

12. В практичному відношенні з рифовими спорудами органічного походження пов'язані родовища нафти та природного газу, що знайдені в рифових тілах у вторинному заляганні.

За умовами залягання карбонатних порід та наявністю пористості вони визначені як сприятливе середовище для акумуляції в них рідких та газоподібних вуглеводнів. У межах рифових вапняків, особливо з ділянками

карсту в деяких рудних районах генетично пов'язані родовища бокситів, залізних руд, поліметалів.

13. Карбонатні метасоматити Середньопридніпровського мегаблоку можуть бути використані як індикатори зон зруденіння дорогоцінних металів.

14. Тальк-магнезитові породи, які локалізовані у межах ультрабазитових масивів Середнього Придніпров'я, за сукупністю показників відповідають кондиційним вимогам до сировини для виготовлення вогнетривів основного складу.

Не для копіювання — 103-2017

СПИСОК ДЖЕРЕЛ ІНФОРМАЦІЇ

1. Kuznetsova S., Vasylichenko N., Ruzina M. Determination of mineragenic prospects of carbonate rock complexes from Ukraine and Hungary objects. Збірник праць з 79-ї студентської науково-технічної конференції «Тиждень студентської науки», НТУ «ДП», 2024, сс. 210-213
2. Caves of Aggtelek Karst and Slovak Karst. *UNESCO World Heritage Convention site*. URL: <https://whc.unesco.org/en/list/725/> (date of access 11.03.2024)
3. Tamás Telbisz, Péter Gruber, László Mari, Margit Kőszegi, Zsolt Bottlik, Tibor Standovár (2020) Geological Heritage, Geotourism and Local Development in Aggtelek National Park (NE Hungary). *Geoheritage*. DOI: 10.1007/s12371-020-00438-7 pp. 2-5
4. "Resource Library: Encyclopedic Entry: Reef". URL: <https://education.nationalgeographic.org/resource/reef/> Washington, DC: National Geographic Society. 30 September 2011. (Retrieved 18 March 2024)
5. Pia J. (1940) Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilicei fennsík im Nordungarn. *Tisia*, 4 pp. 11-18
6. Felicitász Velledits, Csaba Péró, Joachim Blau. (2011) The oldest Triassic platform margin reef from Alpine-Carpathian region (Aggtelek, NE Hungary): platform evolution, reefal biota and biostratigraphic framework. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*. Volume 117, №2
7. Brack P & Rieber H. Towards a better definition of Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 86 pp. 6-12
8. Pia J. (1940) Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilicei fennsík im Nordungarn. *Tisia*, 4 pp. 11-18
9. Balogh K. (1940) Daten zur geologischen Kenntnis der Umgebung von Pelsőcardó. *Tisia*, 4 pp. 149-200

10. Bystřický J. (1986) Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathian Mts. Triassic. *Mineralia Slovaca*, 18 pp. 289-321
11. Sholtz G. (1972) An Anisian Wetterstein limestone reef in North Hungary. *Acta Min. – Petr.*, Szeged, 20 pp. 337-362
12. Mihály S. (1981) Az Aggteleki-karszt középső-triász Echinoideái (Mitteltriadische Echinoideen des Aggteleker Karstes – Nordungarn). *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel.*, 1979 pp. 297-331
13. Borka Zs. (1982) – Adatok az Aggteleki-fennsík triász rétegtanához (Data to the Triassic stratigraphy of the Aggtelek Plateau). Msc Thesis V. of 82 pp, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtani Tanszék, Budapest (Unpublished, in Hungarian)
14. Piros O. (2002) Anisian to Carnian carbonate platform facies and dasycladacean biostratigraphy of the Aggtelek Mts, Northeastern Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 45 pp. 119-151
15. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / [Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф., Іванік М.М., Якушин Л.М., Іщенко І.І.]. – К.: Інститут геологічних наук НАН України, 2006. - 171 с.
16. Гнитов О.Б. О структурной позиции верхнеюрских образований Горного Крыма / О.Б. Гнитов, Л.С. Борисенко. - Бюлл. МОИП, 1999. – с. 38- 51. – (отд. геол.; т. 74, вып. 6)
17. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / Муратов М.В. - М.: Гос. геол. тех. издат., 1960. - 207 с.
18. Матюшкіна О.П. Закономірності розповсюдження і речовинний склад декоративних різновидів верхньоюрських мраморизованих вапняків Криму.-Геотехнічна механіка. - 2013. - № 112. –С.186-195.
19. Муратов М.В. Среднеземноморський геосинклінальний пояс. Кримсько-Карпатська геосинклінальна область. Крим/ Муратов М.В., Снегірьова О.В., Успенська Е.А. - М.: Недра, 1972. – С. 143-154.

20. Юдин В.В. Происхождение верхнеюрских массивов Горного Крыма: материалы научно-практической конференции [«Формирование окружающей среды на урбанизированных территориях Крыма»]./– Симферополь: КИПКС., 1996. – с. 25-27.
21. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000 / Юдин В.В. – Симферополь: Крымская АН, 2009
22. Славин В.И. Современные геологические процессы в Юго-Западном Крыму / Славин В.И. - М.: 1975. - 195 с.
23. Лебедев Т.С. Особенности тектоники Горного Крыма /Т.С. Лебедев, Ю.П. Оровецкий. - К.: Наукова думка , Вип18. - 1986. - С. 34-41
24. Tamás Telbisz (2011) Large-scale relief of the Slovak Karst and Aggtelek Karst (Gömör–Torna/Gemer–Turňa Karst) – a DEM-based study. *Hungarian Geographical Bulletin* 60 (4) pp. 379–380
25. Bystřický J. (1964) Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovenský kras. V. of 204 pp. Ústredniho Ústavu Geol, Bratislava (in Slovakian with German summary)
26. Howell, J.V. (Editor) 1960: Glossary of geology and related sciences. American Geological Institute, Washington D.C., p. 325.
27. Tollman A. (1987) Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. (New directions on the Geology of the Eastern Alps and their connection to the Eastern Mediterranean). *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 80, pp. 47-113
28. Kovács S. (1997) Middle Triassic Rifting and Facies Differentiation in Northeast Hungary. In: Sinha A.K. (Ed) – Geodynamics Domains in the Alpine-Himalayan Tethys, pp. 375-397, IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., Oxford, New Delhi, Calcuta
29. Hauer F. 1853: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. *Jb. Geol. Reichsanst.* 4, 1, Wien, pp. 715–784.
30. Tollmann A. 1966: Geologie der Kalkvoralpen in Ötscherland als Beispiel alpine Deckentectonik. *Mitt. Geol. Gessell.* 58 (1965), pp.103–207.

31. Vettors H. 1904: Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Carpathen. Verh. K.-kön. *Geol. Reichsanst.* (Wien) 5, pp. 134–143.
32. Michalík J., Masaryk P., Lintnerová O., Papšová J., Jendrejáková O. & Reháková D. 1992: Sedimentology and facies of a storm dominated Middle Triassic carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians. *Geol. Carpath.* 43, pp. 213–230
33. Hips K. (2007) Facies pattern of western Tethyan Middle Triassic black carbonates: The example of Gutenstein Formation in Silica Nappe, Carpathians, Hungary, and its correlation to formations of adjoining areas. *Sedin. Geol.*, 194, pp. 99-114
34. Andrej Čerňanský, Nicole Klein, Jan Sotak, Mário Olšavský (2018) A Middle Triassic pachypleurosaur (Diapsida: Eosauropterygia) from a restricted carbonate ramp in the Western Carpathians (Gutenstein Formation, Fatric Unit): paleogeographic implications, *Geologia Carpatica*, 69, pp. 5-6, DOI: 10.1515/geoca-2018-0001
35. Lein R. (1987) Evolution of the Northern alcareous Alps during Triassic times. In: Flügel H.W. & Faupl P. (Eds) – Geodynamics of the Eastern Alps, pp. 85-102
36. Kovács S. (1997) Middle Triassic Rifting and Facies Differentiation in Northeast Hungary. In: Sinha A.K. (Ed) – Geodynamics Domains in the Alpine-Himalayan Tethys, pp. 375-397, IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., Oxford, New Delhi, Calcuta
37. Piros O., Kovács S. (1993) – Wettersteini Mészkö Formáció (Wetterstein Limestone Formation). In: Haas J. (Ed.) – Magyarország litostratigráfiai alapegységei. Triász. (Lithostratigraphic Units of Hungary. Triassic) pp. 172-175. MÁFI, MOL, Budapest (in Hungarian)
38. Popenko N. A. Mineral-petrographic application experience Mining Research in Engineering on the design and construction sites of the the objective of assessing and predicting the sustainability of the territory on karst failures and sedimentation. URL: <https://atomsro.ru/wp->

<content/uploads/file/0PORTAL/AtomStroyStandart-2017/k6/Popenko.pdf> (date of access 17.05.2024)

39. Periodic table. URL: <https://www.rsc.org/periodic-table/element/38/strontium> (date of access 17.05.2024)
40. Eric Flügel – Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application – Springer. 2nd edition. p. 217
41. Матюшкина О.П. Генетические разновидности верхнеюрских мраморизованных известняков Крыма / Матюшкина О.П. - Науковий вісник НГУ, 2012. - с. 11-15. – (№ 4).
42. Баранов П.Н., Рузина М.В., Матюшкина О.П. Морфологические типы фитогенных известняков Судакского синклиория (Крым) / Баранов П.Н., Рузина М.В., Матюшкина О.П. - ДВНЗ«НГУ», 2012. - с. 11-16. – (Збірник наукових праць НГУ;№17).
43. Sharma M. Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formation of India / M. Sharma, V.N. Sergeev. - Precambrian Res., 2004. - p. 317-347. – (V. 134)
44. Komar V.A. Classification of microstructures of the upper Precambrian stromatolites / Komar V.A. - J. Himalayan Geology, 1989. V. 13. - P. 229-238
45. Обобщение результатов геологоразведочных работ по изучению железисто-кремнистой формации Белозерской структурно-фациальной зоны и прогнозно-металлогеническая оценка её перспектив /В.М.Кравченко, В.И.Ганоцкий, Е.Е.Полякова, И.В.Ахметшина/Отчет о НИР (заключительный)/Днепропетр.горн.инт. - НГР31101911. - Днепропетровск. - 1983. - 230 с.
46. Condi K. Archaean greenstone belts. M.: Mir. – 1983. - 390 p.
47. Formational and facial composition and ore-bearing of Belozerskaya series of pre-cambrian of Ukrainian shield in green-stone structures of Middle Pridneprovie / Ruzina, M.V.,Tereshkova, O.A.,Ivanov, V.N.,Smirnov, A.Ya. – Naukovyi Visnyk Natsionalnoho Hirnychoho Universytetu. – 2013. – № 5 – P. 17–23

48. Criteria and methods for forecasting deposits of ore and non-metallic minerals / Post. commission for cooperation in the field of CMEA. - M.: CMEA Secretariat, 1981. - 363 p

Не для копіювання — 103-20-1

ДОДАТОК А

Відомість матеріалів кваліфікаційної роботи

№	Формат	Позначення	Найменування	Кількість аркушів	Примітка
			Документація		
1	A4	ТСТ.ОППМ.04.07.ПЗ	Пояснювальна записка	91	
			Графічні матеріали	50 шт.	Електронний ресурс
			Презентація Microsoft PowerPoint	20	Слайди

Не для копіювання 103-201

ДОДАТОК Б

ВІДГУК

наукового керівника на кваліфікаційну роботу бакалавра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньо-професійною програмою «Геологія» на тему «Порівняльний аналіз особливостей петрології та мінерагенії карбонатних порід України та Угорщини» Кузнецової Світлани Сергіївни

Актуальність досліджень обґрунтована необхідністю забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України у відношенні стратегічно важливих видів мінеральної сировини, необхідної для повоєнного відновлення країни. В контексті досліджень стратегічних видів сировини, практично усі карбонатні породи є корисними копалинами, - як колектори нафти та газу, добриво для агропромисловості, будівельний та облицювальний матеріал, сировина для металургійної промисловості.

Об'єкт досліджень – закономірності формування та генезису карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та мінерагенічні перспективи карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Завдання досліджень полягали в систематизації та уточненні даних щодо літолого-фаціального складу карбонатних комплексів території досліджень, визначенні їх практичного значення та обґрунтуванні формаційного типу.

Наукова новизна роботи полягає у проведенні досліджень речовинного складу карбонатних комплексів Угорщини та виконанні порівняльного аналізу з комплексами карбонатних порід України для обґрунтування мінерагенічних перспектив. В результаті виконаних досліджень визначено літолого-фаціальний склад, формаційний тип та перспективи практичного використання карбонатних комплексів порід території досліджень.

За своїм змістом, актуальністю, науковою новизною, важливістю одержаних авторкою наукових результатів, а також практичною цінністю робота повністю відповідає вимогам до змісту робіт бакалаврського рівня та заслуговує оцінки «відмінно».

Тема роботи безпосередньо пов'язана з об'єктом діяльності бакалавра за спеціальністю 103 «Науки про Землю». Результати досліджень апробовано на 79-й студентській науково-технічній конференції, 11 квітня 2024 року, НТУ «Дніпровська політехніка», м. Дніпро.

Результати кваліфікаційної роботи – правильні, обґрунтовані, осмислені. Кваліфікаційна робота характеризує вміння виявляти та розв'язувати проблеми. За період дипломування авторка роботи продемонструвала належний рівень сформованості загально навчальних умінь і навичок та високий рівень особистого ставлення до справи.

Оформлення пояснювальної записки та графічних матеріалів виконано без відхилень від стандартів. Ступінь самостійності виконання кваліфікаційної роботи відмінна.

Зміст кваліфікаційної роботи повністю відповідає вимогам освітньо-професійної програми підготовки бакалаврів спеціальності 103 Науки про Землю за напрямом підготовки «Геологія».

Кваліфікаційна робота заслуговує оцінки „відмінно” (98А), а її авторка, Кузнецова Світлана Сергіївна, заслуговує ступінь бакалавра за спеціальністю 103 «Науки про Землю» за освітньо-професійною програмою «Геологія».

Доктор геол.наук, професор,
професор кафедри геології
та розвідки родовищ корисних копалин
НТУ «Дніпровська політехніка»

Рузіна М.В.

ДОДАТОК В

РЕЦЕНЗІЯ

**на кваліфікаційну роботу бакалавра за спеціальністю
103 Науки про Землю за освітньо-професійною програмою
«Геологія» на тему «Порівняльний аналіз особливостей петрології та
мінерагенії карбонатних порід України та Угорщини»
Кузнецової Світлани Сергіївни**

Актуальність досліджень визначена необхідністю забезпечення сталого розвитку мінерально-сировинної бази України у відношенні стратегічно важливих видів мінеральної сировини, необхідної для повоєнного відновлення країни.

Об'єкт досліджень – закономірності формування та генезису карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

Предмет досліджень – формаційна приналежність, речовинний склад та мінерагенічні перспективи карбонатних комплексів порід України та Угорщини.

В роботі застосовані технологічна та проектувальна компетентності фахівця в галузі геології. В процесі досліджень продемонстровано здатність розробляти геологічні завдання, вивчати та аналізувати геологічну будову території досліджень, склад головних стратиграфічних підрозділів, речовинний склад геологічних формацій, виконувати збір та підготовку текстової, числової та графічної геологічної інформації необхідної для складання пояснювальної записки, виконувати обробку інформації в ПЕОМ з використанням математичних методів.

Застосування петрографічних, мінераграфічних, мінералогічних методів дослідження дозволило провести глибоке вивчення та аналіз речовинного складу карбонатних комплексів порід у межах території досліджень та обґрунтувати їх мінерагенічні перспективи.

В першому розділі автором проведено системний огляд стану вивченості регіонів та проблеми досліджень, охарактеризовано особливості геологічної будови, склад головних стратиграфічних підрозділів та сучасні генетичні моделі утворення карбонатних комплексів порід, що досліджувались.

В другому розділі обґрунтовано доцільність використання методів досліджень. В третьому розділі наведено результати вивчення речовинного складу, структурних особливостей карбонатних порід, обґрунтування формаційного типу, генезису та мінерагенічних перспектив геологічних формацій, що досліджувались. Особливої уваги заслуговує комплекс аналітичних методів досліджень, застосованих для виконання завдань кваліфікаційної роботи, який свідчить про високий кваліфікаційний рівень авторки роботи.

Іноваційність отриманих результатів полягає в проведенні досліджень речовинного складу карбонатних комплексів Угорщини та виконанні порівняльного аналізу з комплексами карбонатних порід України для обґрунтування їх формаційного типу та генезису.

Практичне значення полягає в обґрунтуванні мінерагенічних перспектив карбонатної сировини, одного зі стратегічно важливих видів мінеральної сировини, необхідної для повоєнного відновлення України, оскільки в контексті досліджень стратегічних видів сировини, практично усі карбонатні породи є корисними копалинами, - як колектори нафти та газу, добриво для агропромисловості, будівельний та облицювальний матеріал, сировина для металургійної промисловості.

Результати геологічних, мінералогічних, петрографічних та мінераграфічних досліджень накопичувались, оброблялись, узагальнювались, аналізувались з використанням стандартних і адаптованих комп'ютерних програм пакету MS Office (Word, Excel). Графічне оформлення роботи та оформлення фотографій проводилося за допомогою графічних пакетів CorelDRAW, Adobe Photoshop, InPaint.

Стиль та мова роботи відповідають загальним вимогам до якості кваліфікаційних робіт. Список використаних джерел інформації підтверджує поглиблене вивчення авторкою проблеми досліджень. Особливо слід відзначити грамотну постанову проблеми та завдань досліджень та оригінальну інтерпретацію отриманих результатів.

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

Рекомендована оцінка «відмінно» (98А).

Авторка кваліфікаційної роботи, Кузнецова Світлана Сергіївна, заслуговує ступінь бакалавра за спеціальністю 103 Науки про Землю за освітньо-професійною програмою «Геологія».

Кандидат геол. наук, доцент,
доцент кафедри загальної та
структурної геології
НТУ «Дніпровська політехніка»

Терешкова О.А.

Не для копіювання — 103-20-1