НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ім. С.І. СУББОТІНА

На правах рукопису

**ПОЛЯЧЕНКО ЄВГЕН БРОНІСЛАВОВИЧ**

УДК 550.384

# ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СЕРЕДНЬОПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Спеціальність 04.00.22 — геофізика

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник –
доктор геологічних наук
Бахмутов Володимир Георгійович

Київ – 2016

**ЗМІСТ**


Вступ ……..... 3
Розділ 1. Сучасний стан та проблеми геодинамічної реконструкції Східноєвропейської платформи у палеозої. Палеомагнітна вивченість осадових товщ Поділля..... 10
1.1. Сучасний стан палеомагнітних досліджень у вирішенні задач палеогеографії та геодинаміки фанерозою……..... 10
1.2. Палеомагнітна вивченість середньопалеозойських відкладів СЄП ……... 17
Розділ 2. Геолого-стратиграфічна позиція об'єктів дослідження…….. 24
2.1. Тектоно-геологічний нарис……..... 24
2.2. Стратиграфія……..... 27
2.3. Об'єкти дослідження…….……. 37
Розділ 3. Методичні аспекти палеомагнітних досліджень…… 46
3.1. Відбір колекцій палеомагнітних зразків…….. 46
3.2. Методика петромагнітних досліджень……..... 48
3.3. Методика палеомагнітних досліджень……..... 51
Розділ 4. Результати петромагнітних і мікроскопічних досліджень……. 56
4.1. Петроманетизм силурійських відкладів Поділля.....……. 56
4.2. Петромагнетизм нижньодевонських відкладів Поділля 68
Розділ 5. Палеомагнетизм силурійських та нижньодевонських відкладів Поділля…….…….. 83
5.1. Палеомагнетизм силурійських відкладів..... 83
5.2. Палеомагнетизм нижньодевонських відкладів Поділля 96
Розділ 6. Палеогеографічна інтерпретація. Надійність отриманих палеомагнітних визначень……..... 108
6.1. Палеомагнітна надійність і проблеми перемагнічування середньопалеозойських відкладів Поділля……. 108
6.2. Нові палеомагнітні визначення для палеозойського сегменту ТПМП та палеотектонічні реконструкції СЄП .....……. 113
Висновки……. 123
Список використаної літератури……... 126

# ВСТУП

З появою тектоніки плит одним з ключових питань у галузі наук про Землю є реконструкція розташування літосферних плит у минулому. З цим пов'язане розуміння біологічного різноманіття та його еволюції, кліматичних змін, процесів формування родовищ корисних копалин та ін. Головним інструментом при цьому був і залишається палеомагнетизм - дослідження давнього магнітного поля Землі, зафіксованого у залишковій намагніченості гірських порід. Давнє магнітне поле є одним з фундаментальних маркерів, який протягом останніх 50-ти років використовують для дослідження руху материків та еволюції Землі, палеогеодинамічних і палеогеографічних реконструкцій, побудови шкали геологічного часу та в інших природничих дисциплінах, у тому числі пов'язаних з дослідженнями еволюції внутрішніх геосфер і процесів у рідкому ядрі і на межі ядро-мантія.

На сьогоднішні палеотектонічні реконструкції літосферних блоків, є однією з основних завдань глобальної та регіональної тектоніки. Вирішення тектонічних завдань з використанням палеомагнітних даних припускає наявність ряду достовірних відомостей, які в свою чергу повинні задовольняти критеріям їх надійності.

За останні два десятиріччя активний розвиток апаратурної та методологічної бази привів до якісного стрибка у палеомагнітних дослідженнях, що, відповідно, відобразилося на достовірності отриманих результатів та їх надійності. Було створено базу палеомагнітних даних (http://earthref.org/MAGIC), яка на цей час містить понад 10 тис. визначень стосовно докембрійських і фанерозойських об'єктів.

Слід відзначити, що палеомагнітні дослідження відіграють пріоритетну роль при створенні палеогеодинамічних реконструкцій, оскільки дозволяють кількісно оцінювати переміщення та обертання окремих блоків земної кори. Крім того вони сприяють вирішенню геологічних задач, серед яких можна назвати основні:

- синхронізація та кореляція магматичних явищ на консолідованих ділянках платформ;

- з’ясування умов теплової історії метаморфізму гірських порід;

- дослідження динамічних аспектів тектоніки блоків земної кори та ін..

Багато дослідників розглядають палеомагнітний метод як один з інструментів комплексних палеогеографічних досліджень (поряд з палеокліматологією, палеобіогеографією та, звісно, геологією).

Обов’язковою умовою реалізації палеотектонічних реконструкцій на основі палеомагнітного методу є побудова сучасних моделей траєкторії позірної міграції полюсів (ТПМП, APWP) для різних блоків земної кори. ТПМП, які відображають дрейф тектонічних плит, є фундаментальною основою для вирішення низки найважливіших завдань геодинаміки, тектоніки, стратиграфії, палеографії та ін. За допомогою ТПМП отримують численні оцінки руху тектонічних блоків у різні періоди геологічної історії. Це дає підстави для побудови палеогеодинамічних реконструкцій, які є квінтесенцією наших знань про геодинамічну еволюцію літосфери і її найважливіших елементів. Тому побудова і уточнення ТПМП є **актуальним** і вкрай важливим для вивчення процесів, що відбуваються всередині Землі і на її поверхні.

Для СЄП існує ряд палеомагнітних побудов, які відображають її кінематику в палеозойський час [82, 14]. Слід зазначити, що надійність цих визначень різна. Палеозойські визначення ґрунтуються на невеликій кількості надійних даних. Особливо мало таких визначень для девонської та кам’яновугільної частини ТПМП для Балтики/Стабільної Європи (СЄП). Тут палеомагнітні полюси отриманні по результатам палеомагнітних досліджень у Великій Британії та Скандинавії, а також незначної кількості з платформної частини СЄП [82]. Дещо краща ситуації з силурійським фрагментом, який побудований за результатами чотирьох визначень з Шотландії та чотирьох зі Скандинавії. Невелика кількість або відсутність

надійних палеомагнітних даних з різних областей СЄП вносить неоднозначність в геодинамічну модель для палеозойського віку.

***Мета і завдання досліджень.*** Метою роботи є отримання надійних палеомагнітних даних для уточнення траєкторії позірної міграції полюса для СЄП у середньому палеозої.

При цьому вирішувались такі **завдання**:

1. На основі даних петромагнітних і палеомагнітних досліджень визначення інформативних для палеотектонічних реконструкцій осадових порід південно-західної частини Волино-Подільської плити.
2. Виконання масових палеомагнітних визначень, що відповідають сучасним критеріям надійності, виділення компонент природної залишкової намагніченості порід, визначення їх природи, палеомагнітних напрямків.
3. Розрахунок нових палеомагнітних полюсів для середнього палеозою південно-західної частини СЄП та уточнення відповідного за віком фрагмента ТПМП як надійної основи для виконання глобальних палеотектонічних і палеогеографічних реконструкцій.
4. Палеомагнітне тестування моделей відносної кінематики СЄП та Лаврентії у середньому палеозої.
5. Дослідження механізмів, які відповідають за поширення у межах СЄП перемагнічування гірських порід у пізньому палеозої та в мезозої.

***Об'єкт дослідження*** – осадові породи силуру – нижнього девону південно-західної частини Волино-Подільської плити у долині р. Дністер.

***Предмет дослідження*** – магнітно-мінералогічні, петромагнітні та палеомагнітні характеристики осадових порід.

***Фактичний матеріал і методи досліджень.*** В основу дисертаційної роботи покладено фактичний матеріал, отриманий автором у ході експедиційних робіт 2005-2013 р. Були відпрацьовані найінформативніші у стратиграфічному та структурному аспектах об'єкти, а саме опорні розрізи

силурійських і нижньодевонських відкладів Поділля, які відслонюються в долині р. Дністер та по її лівих притоках. Загалом відібрано і досліджено близько 700 орієнтованих зразків з 280 стратиграфічних рівнів.

Зразки сіроколірних силурійських відкладів (глинисті вапняки, доломіти, вапняки, алевроліти, аргіліти, мергелі) було відібрано з 8 відслонень, які представлено 72 стратиграфічними рівнями, які охоплюють три великі цикли силурійського осадоутворення в межах південно-західної окраїни СЄП (яругська, малиновецька та скальська серії). З двох відслонень було відібрано 35 стратиграфічних рівнів червоноколірних відкладів конівської світи малиновецької серії верхнього силуру (доломіти).

Сіроколірні відклади нижнього девону (тиверська серія, вапняки,аргіліти, пісковики ) у колекції представлено 52 стратиграфічними рівнями, відібраними з 5 відслонень. Червоноколірні відклади нижнього девону (дністровська серія, пісковики, алевроаргіліти) відповідають 115 стратиграфічним рівням, відібраним з 8 відслонень.

У процесі досліджень було використано практично весь арсенал методів, накопичених донині в палеомагнітології. При цьому класичний підхід до вивчення об'єктів [28] поєднувався з використанням новітніх методів і підходів [47, 113, 114].

Лабораторні палеомагнітні і магнітно-мінералогічні дослідження здійснено на сучасній високоточній магнітометричній апаратурі палеомагнітних лабораторій Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (м. Київ) та Інституту геофізики Польської академії наук (м. Варшава). Мінералогічні та мікроаналітичні дослідження проведено на геологічному факультеті Варшавського університету та Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Мікроаналітичні дослідження мінералів заліза у зразках виконано методами оптичної мікроскопії за допомогою оптичного мікроскопа Nikon, електронно-мікрозондового аналізу на довгохвильовому дисперсійному спектрометрі

(Cameca SX 10) та скануючому електронному мікроскопі з енергодисперсійним спектрометром EDS (JEOL JSM-6380LA).

***Наукова новизна отриманих результатів.***

**1.** Визначено, що верхньосилурійські й нижньодевонські стратотипи осадових товщ південно-західної України (Поділля, район р. Дністер) є палеомагнітно інформативними для палеотектонічних реконструкцій СЄП у палеозої.

**2.** У різнофаціальних осадових товщах Поділля різними методами магнітної чистки виділено компоненти природної залишкової намагніченості (ПЗН, NRM). Найстабільніша, характеристична компонента намагніченості (ChRM) є первинною і відповідає силурійсько-девонському сегменту ТПМП для Балтики/стабільної Європи.

**3.** За результатами визначення мінералів заліза – носіїв ПЗН установлено, що в сіроколірних породах ChRM-компонента зумовлена наявністю магнетиту як детритового, так і хімічного походження і є первинною, тоді як менш стабільна компонента «пермського» напрямку пов'язана з наявністю аутигенного магнетиту, що утворився в результаті перемагнічування осадових товщ в ході тектонічних подій, які супроводжували пізньопалеозойську-ранньомезозойську еволюцію південно-західної окраїни СЄП. У червоноколірних породах визначено п'ять генерацій гематиту, ChRM-компонента спричинена наявністю детритового гематиту. З іншими генераціями гематиту пов'язано формування «пізньої» хімічної намагніченості «пермського» напрямку.

**4.** ChRM-компонента ПЗН має всі ознаки первинної намагніченості, оскільки: а) її носієм є алотигенні зерна і вона виділяється винятково в шарах зі збереженою осадовою структурою; б) виділена на породах різного фаціальні складу з різними носіями намагніченості; в) на зразках сіроколірних порід її виділяють за розмагнічування змінним магнітним полем, на зразках червоноколірних - за температурного розмагнічування понад 600 °С; г) вона біполярна у породах малиновецької серії; д) за

напрямком збігається із силурійськими/нижньодевонськими полюсами палеозойського сегменту ТПМП для Балтики/стабільної Європи.

**5**. Нові палеомагнітні полюси задовольняють сучасним критеріям надійності палеомагнітних даних, що дає змогу уточнити кінематичну модель Балтики/стабільної Європи у палеозої.

***Теоретичне і практичне значення.*** Результати є вагомим внеском в Світову базу палеомагнітних даних по палеозою СЄП, вони дозволяють уточнити й деталізувати силурійський та нижньодевонський сегменти ТПМП. Їх можна залучати для дослідження процесів, які відбуваються у глибинних оболонках нашої планети і у зв'язку з найважливішими подіями геологічної історії [43], для тестування гіпотез амальгамації і деструкції суперконтинентів [85, 34], вирішення завдань глобальної і регіональної геодинаміки [53], тектоніки, стратиграфії та інших наук про Землю. Палеотектонічні реконструкції можна використовувати при побудові палеогеографічних карт, а також у навчальних курсах тектоніки і геодинаміки.

***Особистий внесок здобувача.*** Автор брав безпосередню участь в організації та проведенні експедиційних робіт (польові сезони 2005-2010, 2012-2015); особисто відбирав зразки, виконував аналітичні петромагнітні, палеомагнітні, мікроскопічні дослідження, обробку, аналіз та інтерпретацію даних. Основні наукові результати, представленні в дисертації, отриманні автором особисто та достатньою мірою висвітленні в літературі. Роботи [13, Поляченко, 2014] виконані автором самостійно, а саме були проведенні всі палеомагнітні виміри, розрахунок напрямків векторів ПЗН та побудова палетектонічної моделі положення СЄП у палеозої. У роботі [13, 11] автором був виконаний повний спектр палеомагнітних досліджень який включав у себе відбір та вимірювання зразків, розрахунок напрямків векторів ПЗН, розрахунок палеомагнітних полюсів. В сумісних публікаціях з М.Еленской, М. Кадзялко-Хофмокль, В. Бахмутовим, Л. Константиненко і П. Желковським [12, Бахмутов и др., 2013, 12, Бахмутов и др., 2014, 80] внесок

автора окрім відбору проб, вимірювання та обробки отриманих палеомагнітних даних включав побудову палеотектонічної реконструкції СЄП у палеозої. У роботі [Поляченко, 2014], здобувачем була проведена інтерпретація власних палеомагнітних даних для СЄП та визначень з міжнародної бази палеомагнітних даних по Північній Америці та Гренландії, у результаті чого була побудована модель відносної кінематики СЄП та палеоматерика Лаврентія.

***Апробація результатів дисертації.*** Результати роботи було представлено на 8 всеукраїнських та міжнародних наукових конференціях: VIII Міжнародна конференція з геоінформатики – теоретичні та практичні аспекти, 24–27 березня 2009 р., Київ; «Сучасні проблеми геологічних наук 2009», Геологічний факультет КНУ ім. Т. Шевченка, 7–8 квітня 2009 р., Київ; IX Международная конференция по геоинформатике – теоретические и практические аспекты, 11–14 мая 2010, г. Киев; Геофизический журнал. 2010. Т. 32, № 4. С. 59-60.; XI Международная конференция по геоинформатики – теоретические и практические аспекты, 14–17 мая 2012, г. Киев; «Раціональне використання та збереження природних ресурсів», 30–31 жовтня 2013 р., Донецьк; 14th Castle Meeting New trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism 31st of August to 6th of September 2014 Évora, Portugal; VI Всеукраїнська молодіжна наукова конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук».

***Публікації.*** По темі дисертації було підготовлено і опубліковано 9 публікацій 2 з яких у міжнародних реферованих виданнях.

***Структура й обсяг дисертації.*** Дисертація складається із введення, шести глав, висновків і списку літературних джерел. У дисертації міститься 52 ілюстрації, 14 таблиць; об’єм дисертаційної роботи – 138 сторінок . Список літературних джерел налічує 115 джерел, з них 82 зарубіжні.

# РОЗДІЛ 1

# СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПРОБЛЕМИ ГЕОДИНАМІЧНОЇ РЕКОНСТРУКЦІЇ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ У ПАЛЕОЗОЇ. ПАЛЕОМАГНІТНА ВИВЧЕНІСТЬ ОСАДОВИХ ТОВЩ ПОДІЛЛЯ

**1.1. Сучасний стан палеомагнітних досліджень у вирішенні задач палеогеографії та геодинаміки фанерозою.** Геотектоніка протягом свого розвитку пережила ряд концептуальних ідей і поглядів, які часто суперечать один одному. Геотектонічні гіпотези поділяються на дві великі групи 1]: гіпотеза мобілізму, яка передбачає великі горизонтальні переміщення материкових брил і окремих літосферних блоків, та гіпотеза фіксизму, що заперечує масштабні горизонтальні переміщення і виходять з уявлень про переважання вертикальних тектонічних рухів. Порівнюючи різні теоретичні моделі в геотектоніці, багато дослідників віддають перевагу мобілізму, використовуючи достовірний і надійний фактичний матеріал. При такому підході відбувається перехід від якісної до кількісної оцінки результатів спостережень і досліджень, реалізація якого можлива із застосуванням ряду геотектонічних методів з використанням даних палеогеографії, палеокліматології, структурної та історичної геології, дещо. Оцінка кінематики різних блоків земної кори за допомогою зазначених методів реалізується за результатами абсолютних або відносних переміщень мас гірських порід. Одним з основних маркерів при використанні таких побудов є горизонтальні нашарування гірських порід і оцінка трансгресивної-регресивних морських циклів, які чудово ілюструють вертикальні рухи і складкоутворення. Але коли мова йде про оцінку горизонтальних рухів і поворотів щодо географічної сітки, вищенаведені інструменти не є дієвими. Така постанова питання, щодо використання палеомагнітного методу, є ключовою у вирішенні подібних завдань. На сьогоднішній день використання даних палеомагнітного методу в комплексі з іншими методами геотектоніки, палеогеографії, палеокліматології, глобального географічного

позиціювання (GPS-методи), зоо- та фітогеографії, палеонтології та ін., є невід'ємною частиною палеотектонічних реконструкцій відносної позиції літосферних блоків протягом геологічної історії Землі.

Активний розвиток апаратурної та методологічної бази палеомагнітного методу відобразився в якісному стрибку результатів палеомагнітних досліджень та їх надійності. Водночас з цим міжнародним товариством палеомагнітологів була створена база палеомагнітних даних (http://earthref.org/MAGIC), у якій на сьогоднішній день налічується близько 10 тис. відпрацьованих докембрійських та фанерозойських об’єктів з усієї земної кулі (рис. 1.1).

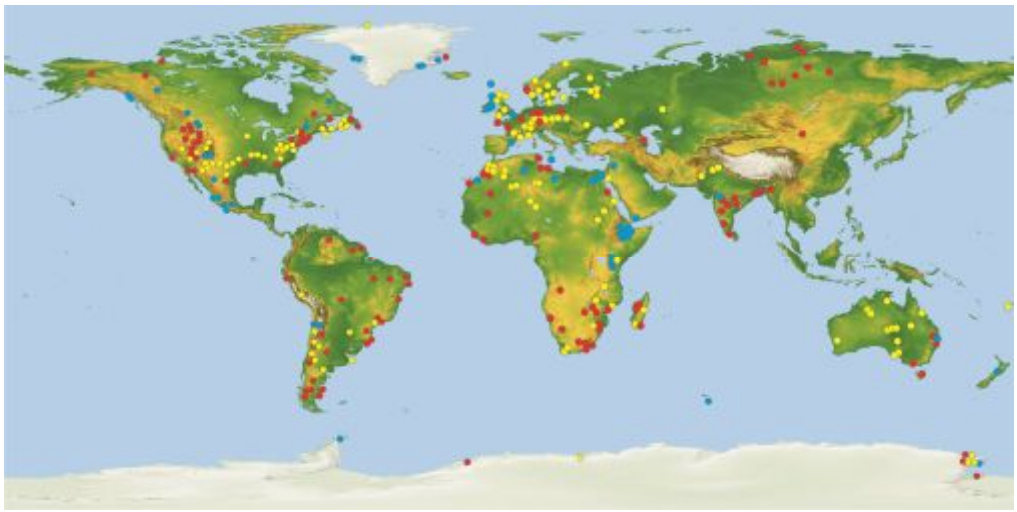


***Рис. 1.1.*** *Точки відбору палеомагнітних колекцій гірських порід фанерозойського віку. Зображенні об’єкти по яким були отриманні найнадійніші палеомагнітні дані. Жовті крапки – палеозойські об’єкти; червоні – мезозойські об’єкти; сині – кайнозойські об’єкти [82].*

Створення міжнародної бази палеомагнітних даних вплинуло на становлення сучасних уявлень про геодинаміку великих літосферних блоків. Варто зазначити, що пріоритет у розміщенні матеріалів у базі даних надається найбільш надійним визначенням, що задовольняють сучасним критеріям надійності. Для отримання достовірних палеомагнітних даних важливим є ретельний розгляд всіх можливих факторів, які впливають на

результат. Використані для побудови кривих міграції палеомагнітних полюсів палеомагнітні визначення являють собою напрямки палеомагнітного поля з кутовими характеристиками визначення їх точності з чіткою стратиграфічною (геохронологічною) прив'язкою. Важливим є селекція палеомагнітних визначень по тим чи іншим критеріям надійності та достовірності, серед яких можна виділити наступні:

- DEMAGCODE з світової палеомагнітної бази даних [83];
- критерії надійності (Qv) [110];
- індекс палеомагнітної надійності (ІПН) [16].

Кожен з цих критеріїв має свої переваги при обробці масивів палеомагнітних даних. Так, DEMAGCODE (далі DC) – число від 0 до 5, яке описує використану процедуру магнітної чистки зразків: DC = 0 – відсутність магнітної чистки; DC = 1 – «часова» чистка (витримка палеомагнітних зразків у земному полі, у положенні розвернутому на 180° відносно *in situ*); DC = 2 – чистка температурою чи змінним магнітним полем до «заданих значень»; DC = 3 – вибір режиму магнітної чистки (температурою чи змінним магнітним полем) за результатами детального розмагнічування пілотної колекції (~10% від загального об'єму колекції); DC = 4 – детальна магнітна чистка всієї колекції температурою та змінним магнітним полем; DC = 5 – детальна магнітна чистка всієї колекції з використанням різноманітних способів розмагнічуючого впливу. На рис.1.2 наведені палеомагнітні визначення з світової бази палеомагнітних даних для палеозойських відкладів Східноєвропейської платформи [83] для різних значень DC. Визначені при різних процедурах розмагнічування полюси займають практично одну й ту ж саму область, тобто неможливо віддати перевагу визначенням з DC = 4-5 відносно визначенням з малою величиною DC (наприклад 2).

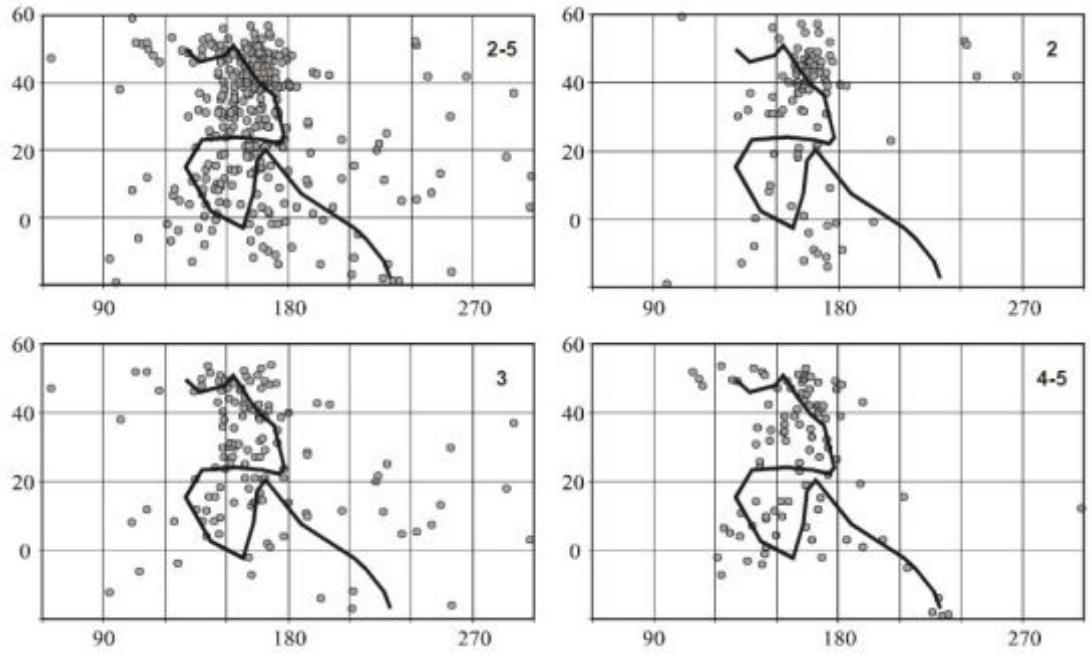



***Рис. 1.2.*** *Залежність результатів селекції палеомагнітних полюсів від процедури магнітної чистки (DC). Вихідні полюси зі світової бази палеомагнітних даних [83], крива для фанерозою СЄП (APWP) згідно [90]. Цифрами зазначені величини DC.*

Роб Ван дер Ву [110] вводить 7 умов надійності, яким приписується однакова вага. В залежності від того, виконується чи ні кожна з умов, палеомагнітному визначенню назначається індекс якості, який може приймати числові значення від 0 (жодна з умов не виконана) до 7 (всі умови виконані – найбільш надійні палеомагнітні дані):

1. Вік досліджуваних порід достатньо точно визначений.
2. Результат ґрунтується на більш ніж 24 зразках, при цьому параметр кучності (К) >10, а величина радіусу кола довіри при 95% вірогідності для середнього напрямку $\alpha_{95}$ менше 15°.
3. Повинні бути виконанні лабораторні дослідження з використанням детальних магнітних чисток та компонентного аналізу. Якість магнітної чистки визначається параметром розмагнічування «DC» [76] значення якого не повинно бути менше «2».
4. Надійність палеомагнітного визначення підтверджується позитивними результатами польових тестів.

5. Досліджувані ділянки геологічних об’єктів повинні розташовуватися в чітко тектонічно ідентифікованих зонах (належати до того чи іншого кратону, тектонічного блоку, плити чи платформи).

6. Наявність в досліджених об’єктах векторів прямої та оберненої полярності, які статистично різняться на кут, рівний 180°.

7. Отриманні палеомагнітні полюси не повинні займати схоже положення з даними по більш молодим полюсам.

Ще один підхід, запропонований у [16], використовує кількісний критерій надійності палеомагнітних визначень, який об’єднує всю інформацію про одиничне визначення (індекс палеомагнітної надійності ІПН). При цьому кожна наступна оцінка складається з попередніми [17].

1. вага 0 – визначення, яке вказує на перемагнічування, час якого невідомий;

2. вага 0,1 – відсутні дані про використання тестів, які вказують на відповідність віку стабільної компоненти ПЗН віку порід;

3. вага 0,3 – точність визначення віку порід гірша 20 млн. лет;

4. вага 0,5 – кількість незалежно орієнтованих зразків $N<25$, кучність $K<10$, радіус кута довіри $\alpha_{95} > 15°$;

5. вага 0,6 – відсутній компонентний аналіз;

6. вага 0,8 – відсутня температурна чистка;

7. вага 1,0 (вища) – в сумарний палеомагнітний напрямок входять первинні або близькі їм по віку компоненти різного генезису (наприклад, термічна та орієнтаційна), якщо отриманий палеомагнітний напрямок статистично збігається з напрямком первинних або близьких до них компонент ПЗН, точно визначений час їх набуття.

На рис. 1.3. наведенні вихідні дані (всього близько 200 палеомагнітних визначень) для палеозойських відкладів Східноєвропейської платформи з монографії [16] при різних значеннях ІПН. Отриманні висновки аналогічні висновкам, отриманим з рис. 1.2: визначення з різними індексами палеомагнітної надійності займають практично одну область в просторі

палеомагнітних полюсів. Той самий висновок можна зробити для критеріїв надійності Ван дер Ву [110]

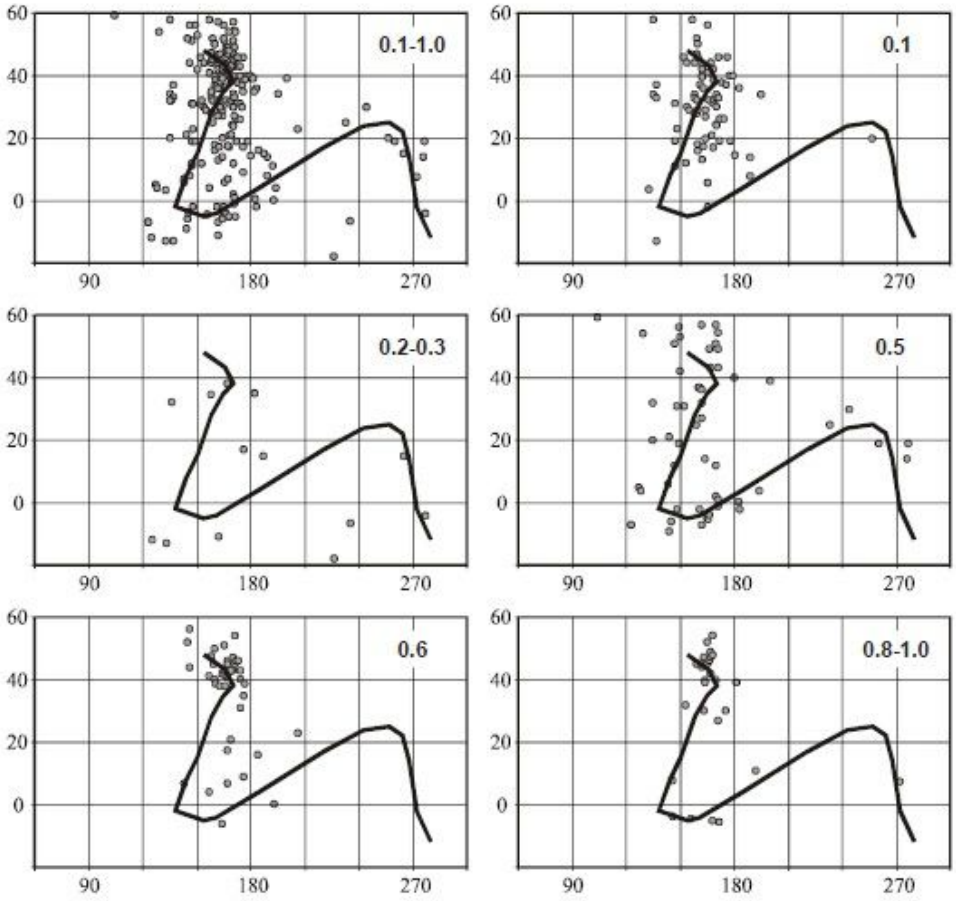



***Рис.1.3.*** *Залежність результатів селекції палеомагнітних полюсів від ІПН. Вихідні полюси та крива позірної міграції згідно з [16]. Цифрами зазначені величини ІПН.*

З вищезазначеного можна зробити висновок, що використання навіть надійних, з точки зору палеомагнітної інформативності, палеомагнітних даних для палеотектонічних реконструкцій не гарантує 100% збіжності результатів, отриманих по одновікових відкладах в рамках єдиного тектонічного блоку. В результаті будуються різні моделі кінематики блоків земної кори.

Необхідною умовою для палеотектонічних реконструкцій у палеомагнетизмі є побудова траєкторії позірної міграції полюсів (ТПМП, APWP). Остання являє собою криву, яка послідовно з'єднує положення

найбільш надійних палеомагнітних полюсів, встановлених для кожного, окремо взятого, літосферного блоку в конкретний період геологічного часу. Координати отриманих палеомагнітних полюсів істотно відрізняються від координат сучасного геомагнітного полюса, і чим древніша порода, тим більша розбіжність. Одновікові зразки, відібранні на різних континентах, вказують на різне положення полюсу. Припущення, що це може бути обумовлено недипольністю давнього магнітного поля, досі не має ґрунтовних підстав. Віртуальні геомагнітні полюси, усереднені за кілька останніх тисяч років, з високою точністю збігаються з положенням географічного полюса [60, 63, 79]. Ця теза є ключовою для гіпотези центрального осьового диполя. Але в нашому випадку мова йде не про тисячі, а про десятки і сотні мільйонів років. У 1970 році аналіз, проведений Вильсоном [113], показав, що крім дипольної компоненти, яка є результатом усереднення за кілька мільйонів років, у магнітному полі присутні недипольні члени другого порядку, сумарний внесок яких не перевищує 5% від величини дипольної складової поля. У роботах [103, 107, 67] авторами було виконано аналіз Північноамериканських та Європейських палеомагнітних даних для інтервалів часу 40-3500 млн років. Результати вказують на існування у складі сумарного геомагнітного поля зональної октупольної та квадрупольної компонент, внесок яких у різні геологічні епохи не перевищує 10% за проміжок 40-350 млн років і 25 % за період 250-3500 млн років. Важливо відзначити, що мова йде про зональний вклад недипольних компонент, який може вплинути на одиничні палеомагнітні результати, та в цілому не впливає на загальну картину, побудовану на основі надійних палеомагнітних даних.

Деякі автори [24, 67, 107, 103] для палеозойського часу вказують на вклад недипольних компонент геомагнітного поля, оцінюючи його до 20%. Вклад варіації недипольного поля на протязі голоцену у роботі [2] оцінено у 17-20%. У зв'язку з цим не виключено, що в окремі інтервали геологічного часу переважали зональні, недипольні компоненти. Однак це тільки одне з припущень, що вимагає більш ретельної перевірки.

На ряду з дослідженнями структури і динаміки геомагнітного поля, не менш важливе значення приділяється проблемі вторинного перемагнічування гірських порід, питанням генезису природної залишкової намагніченості (ПЗН), вивченню мінералів - носіїв ПЗН, часу її формування, а також питанням встановлення віку гірських порід геохронологічними та стратиграфічними методами. Автори [89, 65, 14, 11,80], які досліджували верхньосилурійські вапняки і нижньодевонські пісковики південно-західної України, виявили в більшості порід пермську компоненту намагніченості, пов'язану з перемагнічуванням. У цих роботах вказувалося на перемагнічування палеозойських осадових порід СЄП, за рахунок чого утворилися вторинні компоненти метахронної намагніченості. Ці процеси відбувалися на пізньопалеозойських-раньомезозойських етапах еволюції СЄП. Також розглядалися питання природи метахронної намагніченості і її широке розповсюдження у межах всієї СЄП.

**1.2. Палеомагнітна вивченість середньо палеозойських відкладів СЄП.** Східноєвропейська платформа (СЄП) займає центральне положення серед літосферних плит північної півкулі і є ключовим фрагментом будь-яких глобальних або регіональних палеореконструкцій. Палеомагнітні визначення для СЄП мають різний рівень палеомагнітної надійності і потребують детальної селекції та уточнення для побудови полеотектонічної моделі СЄП.

Перші результати палеомагнітних досліджень палеозойських осадових комплексів Поділля були отриманні по силур-девонським відкладам у 60-80-ті роки О.Н. Третяком [22], І.А. Погарською [18, 19] та О.Н. Храмовим [24]. За результатами цих досліджень, в основному силурійських порід Поділля, були отриманні перші палеомагнітні напрямки. У 1979 році Клессоном (Claesson) були отриманні надійні дані по силурійським вапнякам острова Готланд (Швеція) [33]. У 1980-ті роки було отримано ряд нових визначень, результати висвітленні в працях О.Н. Третяка (силурійські та девонські відклади Поділля), Дугласа (Ringerike sandstone, Norway) [46], Н.П.

Михайлової (девонські відклади зони зчленування Донбасу та Приазов'я) [9]. Частина цих даних була використанні для побудови кривої ТПМП для Балтики (СЄП). На протязі останніх 20 років, завдяки роботам Торсвіка та ін. [78, 96, 105, 89], крива ТПМП була доповнена визначеннями, які відповідають більшості з критеріїв палеомагнітної надійності.

На підставі цих та інших даних ((http://earthref.org/MAGIC) було побудовано кілька альтернативних кінематичних моделей СЄП, а також відповідних сценаріїв тектономагматичних і геодинамічних подій у протерозої – фанерозої [15, 6, 108, 109, 58, 16, 9, 42, 86, 103, 99, 100, 44, 7, 8, 71, 40, 41, 36,82].

Остання версія ТПМП для Балтики була представлена у 2012 році [82]. Для більшості дослідників вона є опорною при постанові завдань палеотектонічних реконструкцій для СЄП.

Враховуючи великий обсяг палеомагнітної інформації, отриманої у різний час, з використанням різноманітних методичних підходів, сучасний стан палеотектонічної моделі СЄП потребує перевірки та уточнення. З аналізу визначень для СЄП (рис.1.4, таблиця 1.1, 1.2) випливає, що можна побудувати різні (як мінімум дві) моделі її еволюції у середньому палеозої, у відповідності з якими ТПМП для Балтики (СЄП) має різні тренди. У першому випадку середньопалеозойська частина кривої утворює так званий силурійський касп, за рахунок чого силурійська частина кривої знаходиться у безпосередній близькості до її карбонового сегменту. У другому випадку «силурійський касп» відсутній.

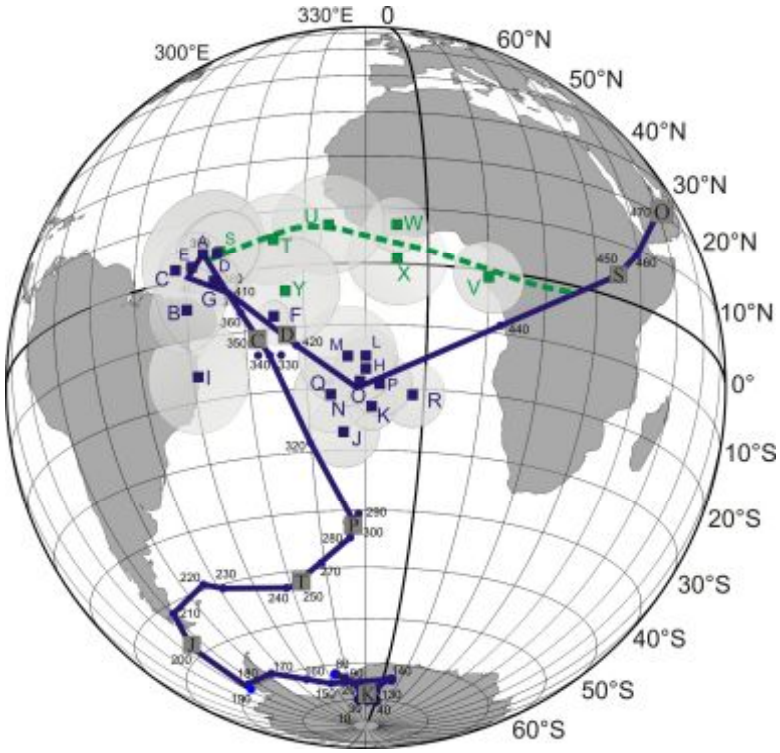



***Рис. 1.4.****Траєкторія позірної міграції полюсів для Балтики/стабільної Європи згідно з [82] (блакитна крива) та один з варіантів середньо палеозойської ТПМП (пунктирна лінія зеленого кольору) згідно з [14]. Круглими крапками позначенні раніше отриманні полюси на основі яких були розраховані певні часові ділянки ТПМП. Точками квадратної форми (з овалами довіри α95) з призначеними індексами латинських літер (див. таблицю 1.1. та 1.2.) вказані найбільш надійні полюси на основі яких була розрахована ТПМП для середньопалеозойського віку (блакитні крапки згідно [82], зелені крапки згідно з [14]). Цифрами позначенні часові прив'язки до геологічного віку (млн років). Буквами на сірому фоні зазначені початки відліку геологічних епох.*

Така розбіжність в моделях може бути обумовлена рядом факторів, насамперед пов'язаних зі складністю вивчення геологічних об'єктів з точки зору палеомагнітних досліджень, а саме:

- малі величини ПЗН осадових гірських порід;
- відсутність об'єктів для проведення польових палеомагнітних тестів (тест складки, тест конгломератів та ін.);

- проблема вторинного перемагнічування гірських порід;

- відсутність надійних вікових прив'язок досліджуваних об'єктів (геохронологічних та стратиграфічних);

Іншими факторами, які могли вплинути на таку розбіжність, є застосування ненадійних палеомагнітних визначень та похибки результатів інтерполяції існуючих палеомагнітних даних при побудові ТПМП. Також варто зазначити, що усі ключові полюси, взяті за основу побудови обох моделей ТПМП для Балтики/стабільної Європи, були отриманні по Скандинавії та Британським островам, а центральна та південно-західна частина СЄП, характеризується тільки одиночними визначеннями.

Слід також зазначити, що силурійсько-девонський фрагмент ТПМП [82] побудований шляхом сплайн-інтерполяції його окремих сегментів у проміжках між ключовими полюсами яких вочевидь не достатньо. Тому, в міру надходження нових даних, вона постійно змінюється (наприклад, якщо порівняти референтні криві у роботах [82] та [96]).

Отже приведені на рис. 1.4 траєкторії, які є основою для побудови геодинамічних моделей, вимагають тестування на основі залучення нових результатів. У цьому відношенні палеомагнітні дослідження осадових комплексів, більша частина яких до недавнього часу вважалась палеомагнітно неінформативною, а результати ранніх робіт не відповідають сучасним критеріям палеомагнітної надійності, є найбільш перспективним напрямком. З впровадженням нової апаратури та методики, з'явилася можливість отримати принципово нову інформацію для вирішення низки фундаментальних проблем стратиграфії, палеогеографії, геодинаміки, еволюції геомагнітного поля та ін.

***Таблиця 1.1.***

*Найбільш надійні палеомагнітні полюси середньо палеозойського віку на основі яких була побудована ТПМП для Балтики/стабільної Європи за даним Торсвіка [82]. Примітки:* $\boldsymbol{\alpha_{95}}$ *- радіус кола довіри при 95% вірогідності для*

*середнього напрямку (у градусах),* ***Ф; Л*** *- координати палеомагнітних полюсів.*

| **Індекс** | **Місце відбору** | **Вік, млн.р.** | **$\alpha_{95}$** | **Ф, °S** | **Л, Е** | **Посилання (№ у базі палеомагнітних даних)** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| За Торсвіком [82] | | | | | | |
| A | Cheviot Hills igneous, England | 396 | 1 | 4 | 23 | Thorning L.,1974 (190) [98] |
| B | Old Red Sandstone lavas and sediments, Scotland | 410 | 7 | -5 | 20 | Thorning L.,1974 (190) [98] |
| C | Strathmore lavas, Scotland | 410 | 3 | 2 | 18 | Torsvik,T.H., 1985 (1536) [101] |
| D | Devonian sediments, Podolia, Ukraine | 411 | 7.3 | 3.7 | 25.5 | Smethurst M.A., Khramov A.N., 1992 (2664) [89] |
| E | Lorne Plateau lavas, Scotland | 412 | 6 | 2 | 21 | Torsvik,T.H., 1985 (1536) [101] |
| F | Glenbervie ignimbrite, Scotland | 415 | 2.5 | -8 | 35 | Trench,A., Haughton,P.D.W., 1990 (2565) [104] |
| G | Lintrathen ignimbrite, Scotland | 415 | 4.3 | -1 | 25 | Trench,A., Haughton,P.D.W., 1990 (2565) [104] |
| H | Middle Silurian limestone, Dniester basin, Ukraine | 419 | 4.9 | -17 | 50 | Jelenska et al., 2005 [65] |
| I | Ringerike sandstone, Oslo, Norway | 421 | 9.1 | -16 | 21 | Douglass, 1988 (1830) [46] |
| J | Foyers granite, Scotland | 421 | 5.7 | -27 | 46 | Torsvik,T., 1984 (1530) [102] |
| K | Gotland Medby limestone | 422 | 3.8 | -23 | 51 | Claesson, 1979 (1734) [39] |
| L | Yaruga limestone and dolomite, Dniester basin, Ukraine | 424 | 4.6 | -15 | 350 | Jelenska et al., 2005 [65] |
| M | Ratagen Complex, Scotland | 425 | 7.9 | -15 | 347 | Turnell,H.B., 1985 (1200) [106] |
| N | Gotland Follingbo limestone, Sweden | 425 | 6 | -21 | 44 | Claesson, 1979 (1734) [39] |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| O | Gotland Dacker limestone, Sweden | 426 | 2 | -19 | 349 | Claesson, 1979 (1734) [39] |
| P | Gotland Visby limestone, Sweden | 427 | 5.1 | -19 | 352 | Trench,A., Torsvik,T.H., 1991 (2363) [105] |
| Q | Strontian granite, Scotland | 430 | 5 | -21 | 344 | Torsvik,T., 1984 (1530) [102] |
| R | Peterhead granite, Scotland | 432 | 5.2 | -21 | 358 | Torsvik,T.H., 1985 (1535) [101] |

***Таблиця 1.2.***

*Найбільш надійні палеомагнітні полюси середньо палеозойського віку на основі яких була побудована ТПМП для Балтики/стабільної Європи за даними Лубниної [14]. Примітки:* $\boldsymbol{\alpha_{95}}$ *- радіус кола довіри при 95% вірогідності для середнього напрямку (у градусах),* ***Ф; Л*** *- координати палеомагнітних полюсів.*

| **Індекс** | **Місце відбору** | **Вік, млн.р.** | $\alpha_{95}$ | **Ф, °S** | **Л, Е** | **Посилання (№ у базі палеомагнітних даних)** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| За Лубниною [14] | | | | | | |
| S | Dnestr sediments | 407-416 | 7 | 4 | 326 | Smethurst, Khramov, 1992 (2664) [89] |
| T | Scandinavian Caledonides | 416-428 | 8 | 5 | 335 | Torsvik et al., 1990 (2358) [78] |
| U | Honninsvag complex, Scandinavian Caledonides | 411±7 | 9 | 7 | 344 | Torsvik et al., 1992 (2482) [96] |
| V | Китайгород, Поділля | 424-428 | 6 | -1 | 10 | Iosifidi, Khramov, 2004 [62] |
| W | Китайгород, Поділля | 432 | 5 | 7 | 355 | Лубнина и др., 2007 [14] |
| X | Іванівський горизонт | 415 | 8 | 1 | 355 | Лубнина и др., 2007 [14] |
| Y | р. Дністер, Україна | 419-423 | 9 | -4 | 337 | Третяк, 1986 (2115) [83] |

У зв’язку з цим існує необхідність у детальній перевірці цих моделей, і як варіант вирішення пропонується:

- отримання нових, надійних даних та ревізія вже існуючих з використанням сучасних нових апаратурних та методичних підходів;

Отже, палеозойський фрагмент ТПМП, який є основою для будь-яких палеотектонічних реконструкцій, потребує тестування на підставі залучення нових результатів.

# РОЗДІЛ 2

# ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ПОЗИЦІЯ ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ.

**2.1. Тектоно-геологічний нарис.** Середнє Придністров'я охоплює широтну частина басейну Дністра між містами Галич і Сороки. Геологічно ця територія відповідає Подільському виступу кристалічного фундаменту південно-західній околиці Східноєвропейської платформи, внаслідок чого ерозією на значній площі розкрито широкий спектр різновікових гірських порід від нижньодокембрійських (архей-протерозойських) і верхньодокембрійських (венд), до палеозойських (кембрій, ордовік, силур, девон), мезозой-кайнозойських (юра, крейда, неоген) і четвертинних відкладів [10, 5].

Осадовий чохол чітко розділяється на ряд структурно-літологічних комплексів, які відповідають головним тектонічним циклам: байкальському (венд–кембрій), каледонському (ордовік–ранній девон), герцинському (середній девон–карбон) і альпійському (юра–неоген) (рис. 2.1.). Кути занурення структурно-літологічних комплексів істотно збільшуються від верхніх до нижніх, так що альпійський комплекс залягає практично горизонтально, а байкальський занурюється на захід і південний захід під кутом близько 2º, а в межах локальних структур (флексури) до 5º.

На нерівній поверхні кристалічних порід залягає вулканогенно-осадовий комплекс венду (в складі волинської, могилів-подільської та канилівської серій), сумарна потужність яких на заході Середнього Придністров'я досягає 350м.

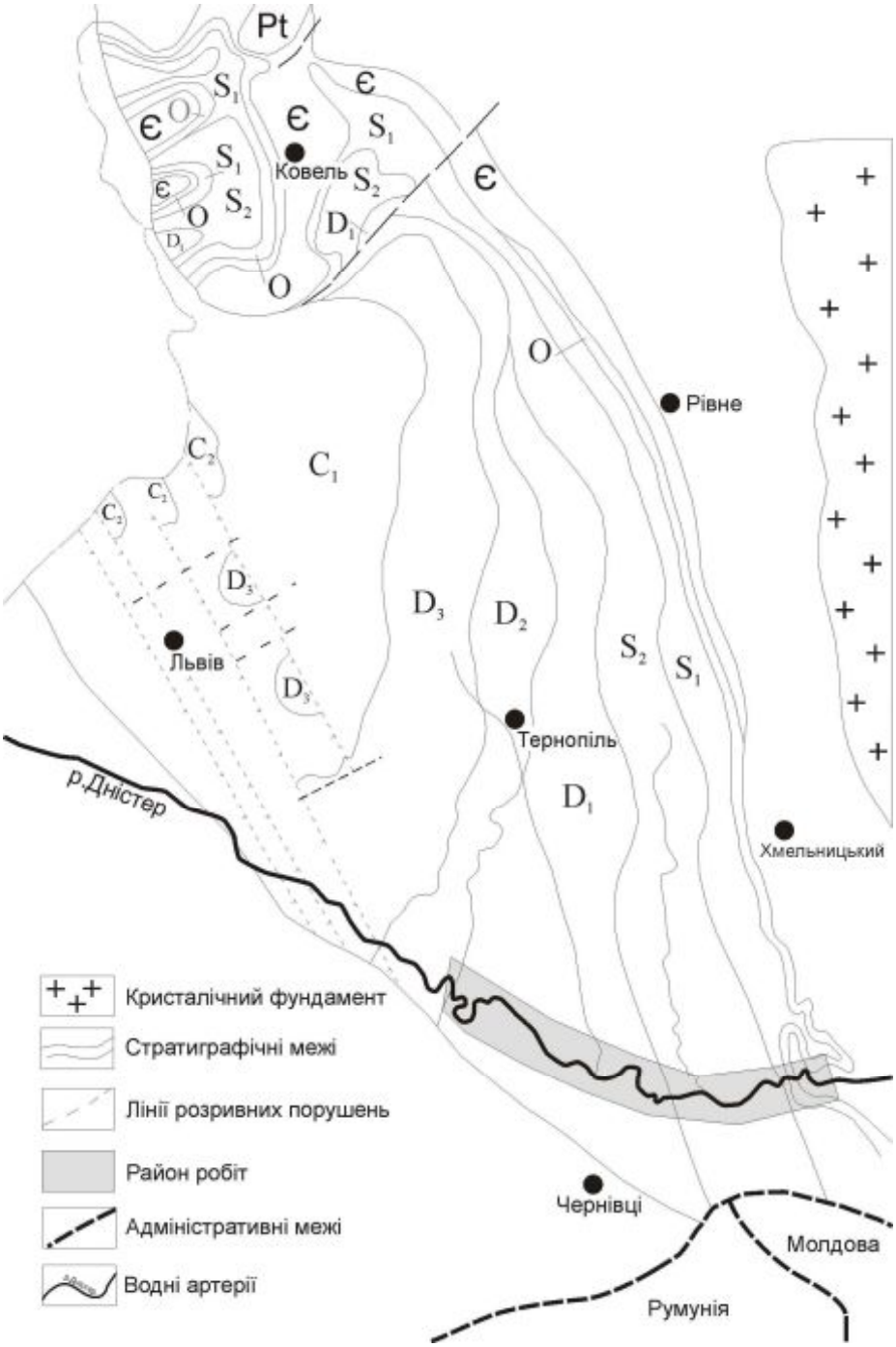



***Рис. 2.1****. Схематична геологічна карта (зі знятим мезо-кайнозойським чохлом). Латинськими літерами зазначено геологічний вік.*

Кембрійські відклади, що нарощують теригенний комплекс верхів венда, об'єднані в балтійську серію. На Придністров'ї (в районі с. Китайгород) відслонюються тільки базальні шари серії – глауконітові пісковики та алевроаргіліти (потужністю до 14 м). Повні розрізи кембрію розкриті свердловинами на заході Придністров'я (м. Бучач).

Відклади ордовіку представлені двома світами молодовської серії, що збереглися у вигляді розрізнених останців, у відслоненнях по р. Дністер (між селами Молодово і Китайгород), потужність кожної світи не перевищує кількох метрів. Нижня гораївська світа представлена пісковиками, а верхня - субіцька світа – вапняками, межа між світами – трансгресивна. За викопною фауною вони віднесені до верхнього ордовіку.

Силурійські відклади (крім лландовері) складають один з найбільш повних розрізів у світі, в основі якого виділена яругська серія загальною потужністю до 125м. У нижній частині розрізу переважають мергелі і вапняки, а для верхньої характерні лагунні фації (доломіти). Малиновецька серія загальною потужністю до 120 м складена переважно вапняками. Скальська серія (стара назва – рукшинська серія) представлена вапняками, доломітами, мергелями. Її потужність до 180 м.

Тиверська (стара назва - циганська) і дністровська серії (нижній девон) завершують каледонський седиментаційний цикл, протягом якого накопичилася потужна (до 1000 м) теригенна товща.

Описаний практично безперервний розріз силуру – нижнього девону зіставляється з інтервалом верхній лландовері - нижній емс міжнародної шкали [95]. За складом порід він поділяється на дві формації - східну (карбонатну) і західну (теригенну). Межа між формаціями співпадає з Устилуг-Рогатинською зоною розломів. Силурійський структурний план осадконакопичення практично зберігся по завершенню каледонського геотектонічного циклу в межах даної території (іванівський час).

Мезозойські (юрські) відклади відслонюються в долині Дністра, де зі стратиграфічною незгідністю залягають на відкладах середнього девону. В основі розрізу лежить шар конгломератів (середня юра), а вище - доломіти і вапняки.

Відклади крейди представлені альбським і сеноманським ярусами, що відповідають максимальному поширенню трансгресії в цьому періоді. Товща альба - сеноману поліфаціальна, потужність - до декількох десятків метрів. У

відслоненнях зустрічаються вапняки з кременями, опоки та глауконітові піски.

Неогенова система представлена різнофаціальними відкладами гельветського, тортонського і сарматського ярусів. Гельветський ярус (піски, глини, мергелі) поширений в західній частині Середнього Придністров'я. Відклади тортону поширені значно ширше і складені гіпсами, рифовими вапняками, які утворили широко відомі геологічні пам'ятники Поділля - карстові печери і Товтри. Сармат представлений вапняками, мергелями, пісками, глинами. Загальною потужністю до 100 м.

Четвертинні відклади представлені двома генетичними типами: лесовими породами і відкладами річкових терас долини Дністра. Лесові породи складають Подільське плато і прирічкову правобережну Дністровську рівнину. Руслові (заплавні) фації маркують пліоценові (надканьонні) тераси заввишки більше 150 м і плейстоценові тераси, що утворюють схили та вистилають дно каньйону середньої частини Дністра.

**2.2. Стратиграфія.** Палеозойські відклади широко розповсюджені в межах південно-західної частини України. На Поділлі вони розкриті глибоко врізаною долиною річки Дністер та по її правим притокам.

Розріз силуру Поділля має загальну потужність близько 450 м, в нижній частині представлений карбонатними відкладами, вище - карбонатно-теригенними породами. Силурійські відклади з розмивом залягають на породах ордовіку і згідно перекриваються теригенними породами тиверської серії нижнього девону. Таким чином, палеозойський розріз Поділля являє собою єдиний цикл морського седиментогенезу, початок якого можна пов'язати з ордовік - силурійською трансгресією, а кінець - з встановленням континентальних умов осадконакопичення в нижньому девоні [10].

***Силурійська система.*** Силур складає основну частину розрізу нижнього палеозою басейну Дністра. Він залягає чітко трансгресивно на розмитій поверхні венду (верхній протерозой), нижнього кембрію і верхнього ордовіку, полого занурюючись в західному і південно-західному напрямках.

Силурійські породи відслонюються по Дністру майже в хрест простягання по смузі, обмеженої с. Наддністрянка на сході та с. Дністрове на заході, де верхня частина силуру занурюються під нижній девон. Ширина цієї смуги приблизно 80 км. По простяганню силурійські породи відслонюються в долинах річок Руска, Студениця, Тернава, Мукша, Смотрич, Жванчик, Збруч та Варниця.

Майже горизонтальне залягання і незначний метаморфізм порід силуру, чудова доступність, уздовж високих і крутих схилів річок і ярів, чисельність і різноманітність залишків викопних організмів здавна привертали увагу геологів та палеонтологів. У зв'язку з цим палеонтологічна вивченість багатьох груп фауни в цілому хороша, що дозволяє обґрунтувати детальну біостратиграфічну схему силуру Поділля [10, 25-29].

Розріз силуру Поділля складений переважно карбонатними породами, загальною потужністю до 450 м. Наявність в розрізі на різних стратиграфічних рівнях доломітових, місцями червоноколірних прошарків, та німих товщ (з точки зору наявності фауністичних решток), а також тріщин усихання і хвильоприбійних знаків, вказує, що час від часу в Подільському басейні наступало досить сильне обміління з порушенням нормальних морських умов. Разом з тим виключно тісний зв'язок фауни суміжних горизонтів дозволяє стверджувати, що суттєвих перерв у накопиченні відкладів в Подільському басейні не було.

У Дністровському розрізі виділені чотири серії: болотинська, яругська, маліновецька і скальська, що відображають три великих етапи силур - ранньодевонського осадконакопичення в межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. Зазначені серії на Поділлі відокремлені перервами в седиментації, а іноді й перебудовою регіональних структурно-тектонічних планів. Вони є найважливішими стратиграфічними одиницями регіонального масштабу та ідентичні англійським (лландоверійській, венлокській, лудловській і пржидольський) як за утворенням, так і за історико-геологічним значенням (рис.2.2.).

***Рис.2.2.*** *Співставлення Міжнародної стратиграфічної схеми [95] з Регіональною стратиграфічною схемою для території Поділля.*

***Болотинська серія (лландоверійський ярус).*** Встановлена на південно-західному схилі Українського щита в межах Молдови, де залягає з великою стратиграфічною перервою на розмитій поверхні венду, нижнього венду, кембрію і верхнього ордовіку [27]. Вона поділяється на морошештску, чок-

майданську і степ-сочську світи. Потужність серії 21-32 м. По комплексу викопної фауни болотинська серія корелюється з верхнім лландовері.

У Дністровському розрізі до болотинської серії відноситься теремцівські ерозійні останці [26; 28], які розкриті двома розрізами: Теремці-19 та Студениця-8. В інших відслоненнях породи цієї серії розмиті. Ерозійні останці, загальною потужністю до 0,5 м, представлені масивними жовтувато-сірими піщанистими мергелями і сірими, зеленувато-сірими глинистими плитчастими вапняками. В основі цієї пачки у відслоненні Студениця-8 простежується дрібногалечний конгломерат потужністю до 5 см. Вапняки та мергелі містять комплекс викопної фауни пізнього лландовері.

***Яругська серія (венлок - ранній лудлов).*** Відслонюється в басейні Дністра від с. Гораївка і Молодово до меридіану р. Смотрич, де породи занурюються на захід і південний захід під малиновецьку серію. Породи представлені нормально морськими (у нижній частині) і лагунними відкладами загальною потужністю 100-120 м. Яругська серія відображає великий і завершений етап осадконакопичення, що почався з рестевської трансгресії, яка фіксується повсюди в межах південно-західної окраїни СЄП. У басейні Дністра рестевська акваторія зазнала ряд послідовних стадій обміління на шляху до повної регресії.

Трансгресивну і відносно стабільну фазу яругського етапу осадконакопичення відображає (за місцевою схемою) фурманівська та тернавська світи, а регресивну - баговицька світа.

***Фурманівська світа*** відслонюється в басейні Дністра від сіл Молодово та Гораєвка до меридіану річки Тернави. Світа простежується в межах всього західного схилу Українського щита, її потужність у дністровському розрізі складає 17-20 м. Вона представлена мергелями з прошарками вапняків (у нижній частині) і перешаруванням пачок грудкуватих вапняків і мергелів з плитчастими вапняками.

***Тернавська світа*** відслонюється в басейні Дністра на ділянці від с. Комарово до с. Велика Слобідка. Вона простежується в межах західного

схилу Українського щита, відповідно поділяється на врублевецьку і суршинську підсвіти, які представлені глинистими дрібногрудкуватими вапняками з чисельними викопними організмами, потужністю 24-26 м та переважно крупнокомковатими слабко глинистими детритовими вапняками потужністю 20-25м.

***Баговицька світа*** поширена у південно-східній частині Поділля [27]. У східній частині розповсюдження баговицької світи породи залягають з невеликою стратиграфічною перервою на тернавській світі [29]. На захід ця перерва поступово зменшується. Загальна потужність світи 37-45м. За літологією порід в ній виділено дві підсвіти: мукшинська та устівська.

***Малиновецька серія (лудлов).*** Малиновецька серія залягає з невеликою стратиграфічною перервою на яругській серії. Її нижня межа проводиться по зміні доломітів баговицької світи полідетритовими або біогермними вапняками. У басейні Дністра вона поширена від с. Велика Слобідка до с. Ісаківці, а також у долинах річок Мукша, Смотрич, Жванчик і Збруч. Породи представлені нормально-морськими, переважно грудкуватими, вапняками, і плитчастими вапняками, що накопичувалися в зоні інтенсивної дії хвиль. Потужність серії 90-140 м. За літологічними особливостями малиновецька серія поділяється на три світи: конівську, цвіклівську і рихтівську, кожна з яких відображає цілком завершені трансгресивно - регресивні ритми осадконакопичення в межах малиновецького етапу седиментації силуру Поділля.

***Конівська світа*** за обсягом дорівнює однойменному горизонту В.А.Ситової (1966) [21]. У нижній частині вона представлена дрібногрудкуватими та грубодетритовими плитчастими вапняками з біогермами, а у верхній - переважно грубоплитчатими полідетритовими вапняками. Потужність в долині Дністра досягає 24-32 м, по р. Смотрич - 48-52 м.

За літологічними особливостями порід конівської світи розділяється на дві підсвіти: голосківську і шутновску.

***Цвіклівська світа*** поширена вздовж Дністра від с. Устя до с. Гринчук, а також в нижній течії р. Смотрич до с. Пудловці. Вона згідно залягає на конівській світі. За літологічними особливостями цвіклівська світа розділяється на дві підсвіти - сокольську і берновську, породи яких представлені дрібногрудкуватими глинистими вапняками з окремими прошарками і пачками плитчастих уламково-детритових вапняків потужністю до 27-30 м та детритовими плитчастими вапняками з прошарками грудкуватих вапняків. Встановлено чотири прошарки вулканічного попелу (М5, М6, М7 і М8), які є важливими маркерами для кореляції товщ.

***Рихтівська світа*** відслонюється в долині Дністра від с. Слобідка Малиновецька до с. Пригородок, а також в нижній течії р. Збруч і р. Жванчик. Вона згідно залягає на цвіклівській світі. Її нижня межа проводиться по зміні плитчастих вапняків мергелями в 0,5-0,6 м вище прошарку метабентоніту М8 і простежується повсюдно. Рихтівська світа представлена в нижній частині перешаруванням пачок дрібнокомковатих глинистих вапняків, у верхній - доломітами з окремими прошарками доломітизованих вапняків. Потужність світи 23-25 м.

***Скальська серія (верхній силур, пржидол).*** Скальські відклади розповсюджені по річках Збруч і Дністер від м. Хотин до с. Дністрове, де вони полого занурюються в західному і південно-західному напрямку під карбонатно-теригенні утворення худиківецької світи (нижнього девону). Скальська серія залягає трансгресивно і з невеликою стратиграфічною перервою на малиновецькій серії. Її нижня межа проводиться по підошві чорних пригородокських аргілітів, що залягають на розмитій поверхні жовтувато-сірих ісаковецьких доломітів. Верхня межа скальської серії в басейні Дністра проводиться по зміні грудкуватих вапняків або мергелів темно-сірими або чорними аргілітами тіверської серії.

Скальська серія відображає завершальну стадію палеозойського карбонатного осадконакопичення в межах південно-західної окраїни СЄП.

Вона представлена в нижній частині доломітами і мілководними, переважно мікрозернистими грудкуватими вапняками і мергелями. Її загальна потужність 170-250 м. За літологічними особливостями порід серія поділяється на чотири світи: пригородокську, варницьку, трубчинську і звенигородську.

***Пригородокська світа*** поширена по Дністру від м. Хотин до с. Пригородок, а також в гирлі р. Збруч та Жванчик. Вона залягає на розмитій поверхні верхньорихтівської (ісаковецької) підсвіти. Нижня межа її проводиться по зміні ісаковецьких доломітів пригородокськими домеритами. Породи світа, представлені перешаруванням пачок тонкошаруватих, смугастих або масивних домеритів і плитчастих мікрозернистих масивних доломітів. В розрізі світи встановлено шість прошарків вулканічного попелу (С1-С8). Загальна потужність світи в межах Поділля 23-34м [20].

***Варницька світа*** поширена по Дністру від с. Атаки до с. Трубчин, а також по р. Збруч та Варниці. Нижня межа світи проводиться по зміні пригородокських доломітів чорними плитчастими вапняками. До неї приурочені прошарки вулканічного попелу С7-С8 потужністю до 35см, який простежується в усіх відслоненнях правого схилу р. Дністер, але на лівобережжі р. Дністер і по р. Збруч вони розмиті. Світа, представлена чергуванням пачок (6-12 м) плитчастих, тонкошаруватих або масивних вапняків і доломіт - домеритових пачок (6-12 м).

***Трубчинська світа*** поширена уздовж р. Дністер від с. Пригородок до с. Дністрове і залягає згідно на варницькій світі. Її нижня межа проводиться по зміні жовтувато-сірих доломітів або доломітизованних тонкошаруватих вапняків варницької світи масивними чорними вапняками. В основі світи в деяких відслоненнях (Трубчин - 94) розвинені дрібні строматопорово-корралові або коралово-водоростеві біогерми, що свідчать про зміну умов осадконакопичення. В нижній частині породи світи представлені чорними афанітовими, рідше глинистими вапняками з малопотужними прошарками мергелів і грудкуватих вапняків, а у верхній - доломітами з прошарками

домеритів, доломітизованними вапняками і різними тонкошаруватими вапняками. Встановлено два прошарки вулканічного попелу С9 і С10. Потужність світи в басейні Дністра 32-39м [20].

***Звенигородська світа*** поширена від с. Рашкова до с. Дністрового, залягаючи згідно на трубчинській світі. Нижню межу світи проводять по зміні чорних грубоплитчатих афанітових вапняків трубчинської світи жовтувато-сірими або глинистими грудкуватими мергелями. Породи звенигородської світи представлені перешаруванням мергелів, плитчастих і грудкуватих глинистих вапняків загальною потужністю 29-31 м. У нижній частині зустрічаються корралово-строматопорові біогерми потужність яких сягає 3 м. Встановлений один прошарок вулканічного попелу С11. Структурно-текстурні особливості порід і груповий склад викопних організмів показують, що звенигородська свита, утворювалася у відкрито-шельфової фаціальній зоні. Біогерми нижньої частини світи вказують на мілководні умови осадконакопичення [20].

***Девонська система.***

До девонської системи на Поділлі відносяться тиверська та дністровська серії. Ці відклади широко розповсюджені в долині Дністра - від с. Дністрове і західніше до с. Ніжнева, а також по лівих притоках Дністра - річок Нічлава, Серет, Дупа, Стрипа, Джурин, Коропець та ін.

Нижню частину розрізу складає - тиверська серія (потужністю близько 500 м) - складена морськими карбонатно-теригенними породами з багатою і різноманітною фауною, а верхню - дністровська серія, потужністю близько 450 м, яка представлена континентальними червоноколірними відкладами з залишками риб і рослин.

Границя силуру і девону проводиться по підошві тіверського надгоризонта у безперервній морській товщі. Унікальність цієї частини розрізу на Поділлі полягає в тому, що тут спільно з граптолітами зустрічається ряд інших широко відомих груп фауни - брахіоподи, ортоцератиди, трилобіти, конодонти та ін. [10].

***Тиверська серія.*** Тіверські відклади Поділля залягають безпосередньо на породах силуру. Вони представлені (знизу вгору) худиковецькою, митківською, чортківською та іванівською світами, складеними потужною товщею (близько 500 м) перешарування плитчастих вапняків, мергелів, аргілітів та алевролітів (останні зустрічаються тільки у верхній частині розрізу). Приблизно з другої (верхньої) половини розрізу тіверської серії з'являються окремі червоноколірні пачки, які збільшуються до верху у кількості та потужності. Вся товща порід охарактеризована залишками різноманітної фауни яка добре збереглася. Нижня межа тіверської серії збігається з границею скальської серії (звенигородський світа), верхня - з контактом іванівської світи і дністровської серії - червоних пісковиків із залишками риб. В цілому тиверська серія представляє завершальний етап розвитку силурійського басейну Поділля [27]. Її породи відслонюється у берегових схилах Дністра і його лівих притоках від с. Дністрового на сході, до с. Устечко на заході.

***Худиковецька світа***, поширена від с.Рашкова до с. Горошева, залягає згідно на звенигородській світі. Її нижня межа проводиться по зміні жовтувато-сірих глинистих вапняків або мергелів темно-сірими або чорними вапняковими аргілітами і мергелями. Породи світи, представлені перешаруванням аргіліт-мергельних пачок чорних мікрозернистих вапняків з прошарками мергелю. Потужність світи в басейні Дністра до 60 м.

***Митківська світа*** відслонюється в долині Дністра від с. Мельниця-Подільська на сході до с. Бродки на заході, а також на річці Нічлава від с. Давидківці на півночі до гирла. По річці Нічлава відслонюється тільки нижня частина митьковської світи, яка згідно залягає на худиківецькій світі. Нижня границя умовно проводять по підошві потужної аргіллітової товщі, яка представлена темно-сірими, майже чорними аргіллітами, з окремими лінзами глинистого вапняку. Загальна потужність світи досягає 135 м.

***Чортківська світа*** відслонюється на схилах Дністра від с. Зозулинці на сході до с. Добровляни на заході, а також в схилах річок Серет і Дупа, згідно

залягає на митківській світі. Нижня межа не має літологічних діагностичних ознак, тому її проводять умовно в середині одноманітної товщі аргіллітів з прошарками вапняків по зміні комплексів викопної фауни. Потужність світи на Дністрі досягає 138 м.

***Іванівська світа*** простягається по схилах Дністра від с. Добровляни на сході до с. Устечко на заході, а також на річці Серет. Світа залягає згідно на аргілітах чортківської світи і складена прошарками темно бурих глин, алевролітів, пісковиків (у нижній частині) та перешаруванням алевро-аргілітів і вапняків (в верхній частині). Потужність світи до 120м.

***Дністровська серія.*** На Подільському Придністров'ї теригенні червоноколірні континентальні утворення (Подільський old red), простежуються в берегових схилах Дністра від контакту їх з породами тіверської серії в районі міст Заліщики - Устечко вгору по річці до с. Нижнів. У 1963 році група співробітників УНГГРІ (К.Я. Гуревич, О.О. Зав'ялова, Г.М. Помяновський, А.В. Хижняков) запропонувала об’єднати породи під назвою дністровська серія.

Серія складається з кварцових дрібно- і середньозернистих кварцитоподібних пісковиків, грубошаруватих алевролітів, аргілітів (в основному алевритовмістних) і глин переважно червоно-бурого кольору. Рідше вони мають сіро-зелений, бурий, фіалковий або жовто-сірий колір, місцями плямисті, а пісковики бувають світло-сірі, до білих, і часто утворюють лінзи - від невеликих до декількох метрів у довжину. Породи не вапнякові, часто горизонтально- або косо шаруваті, з хвильоприбійними знаками, тріщинами усихання і слідами підводних зсувів. Всі ці ознаки не витримані у просторі і у часі, аж до повного взаємного заміщення. Потужність серії до 430 м. У її складі виділено чотири світи: устечківська, хмелівська, стрипська і смеркльовська.

***Устечківська світа*** відслонюється по Дністру від м. Заліщики до с. Устечко, а також по р. Джурин і р. Серет (середня течія). Вона складена червоноколірними мілкозернистими пісковиками, місцями косошаруватими,

рідше масивними, а також алевролітами з пачками аргілітів і червонобурих глин з чисельними залишками риб. Потужність світи до 55 м.

***Хмелівська світа*** відслонюється від с. Устечко до с. Хмельова, складена товщею перешарування червоноколірних алевролітів і аргілітів з невеликими прошарками мілкозернистих пісковиків, а місцями з пачками червоних косошаруватих кварцових пісковиків. Загальна потужність світи 150м.

***Стрипська світа*** у відслоненнях Придністров'я представлена товщею (до 170м) червоноколірних мікрозернистих кварцових пісковиків з прошарками червоноколірних алевро-аргілітів. Для пісковиків характерна коса шаруватість. Поширена вона уздовж Дністра від с. Хмельова до с. Коропець, а також в долині р. Стрипа.

***Смеркльовська світа*** поширена по Дністру від с .Коропець до с. Нижнів. Складена вона переважно червоноколірними та зелено-сірими аргілітами та алевролітами з прошарками і пачками косошаруватих масивних і плитчастих кварцових пісковиків. Потужність світи близько 60м.

**2.3. Об'єкти дослідження.** Стратотипи силуру-нижнього девону Поділля найбільш повно відображають, відповідний, проміжок геологічної історії Землі у вигляді безперервних відкладів потужних осадових товщ.

Розріз, розкритий долиною річки Дністер, являє собою відображення історії розвитку території протягом декількох десятків мільйонів років (включаючи кембрій - ордовік). Дністер розкриває ранньо-середньопалеозойські товщі вхрест простягання, відслонюючи увесь цикл осадконакопичення, що у повній мірі відображає історію розвитку палеобасейну.

Завдяки доступності і відмінній збереженості (з точки зору процесів вивітрювання) гірських порід, Подільські розрізи є унікальними об'єктами для геологічних досліджень, що також робить їх привабливими і для проведення палеомагнітних досліджень.

У виборі об'єктів осадових порід для палеомагнітних досліджень перевагу мають добре стратифіковані товщі, відсутність масштабних

вторинних процесів, а також наявність чітких меж зміни умов осадконакопичення, що впливало на зміну фаціального складу відкладів. До того ж отримання близьких палеомагнітних результатів по різнофаціальним відкладам свідчить на користь достовірності результатів досліджень.

Враховуючи це, на території Поділля було досліджено 23 відслонення з яких 10 відслонень – представлені силурійськими відкладами, а 13 – відкладами нижнього девону (рис. 2.3, 2.4).

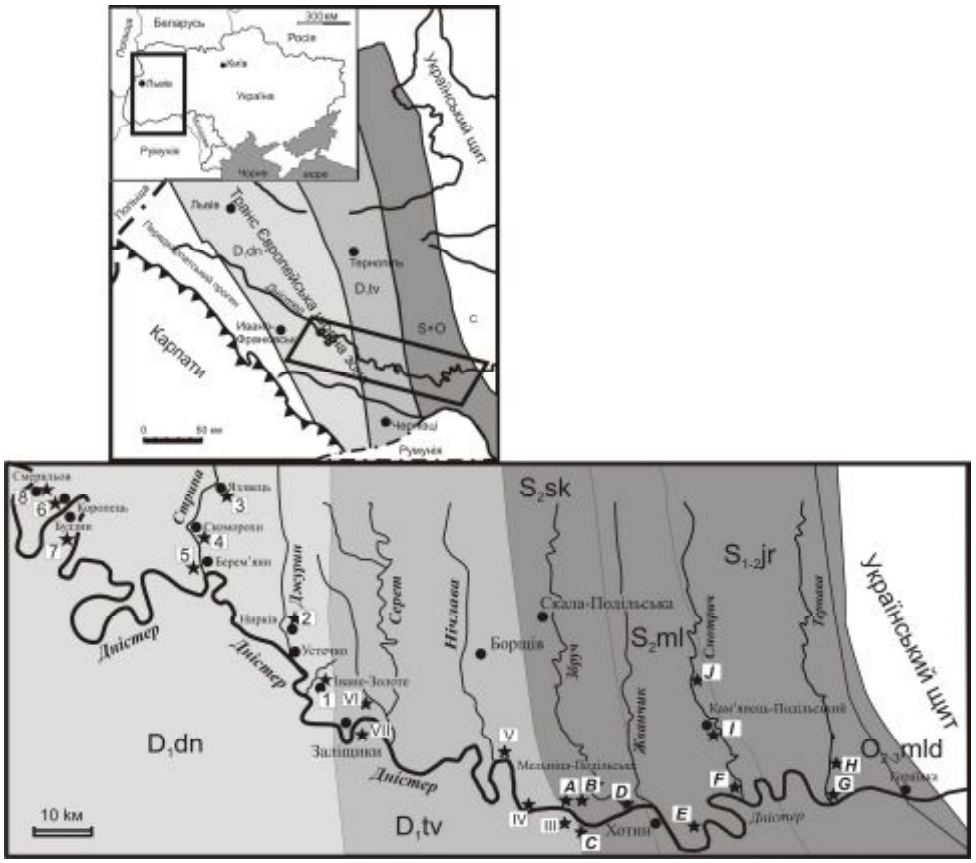



***Рис.2.3.*** *Геологічна схема палеозойських відкладів середнього Придністров'я (зі знятим мезозой-кайнозойським чохлом). Номери досліджених розрізів відкладів силуру та нижнього девону відповідають колонці розрізів на рис. 2.3. Латинськими літерами зазначенні розрізи відповідно з [65; 11], римськими цифрами зазначені розрізи у відповідності з [13], арабськими цифрами відповідно з [80].*

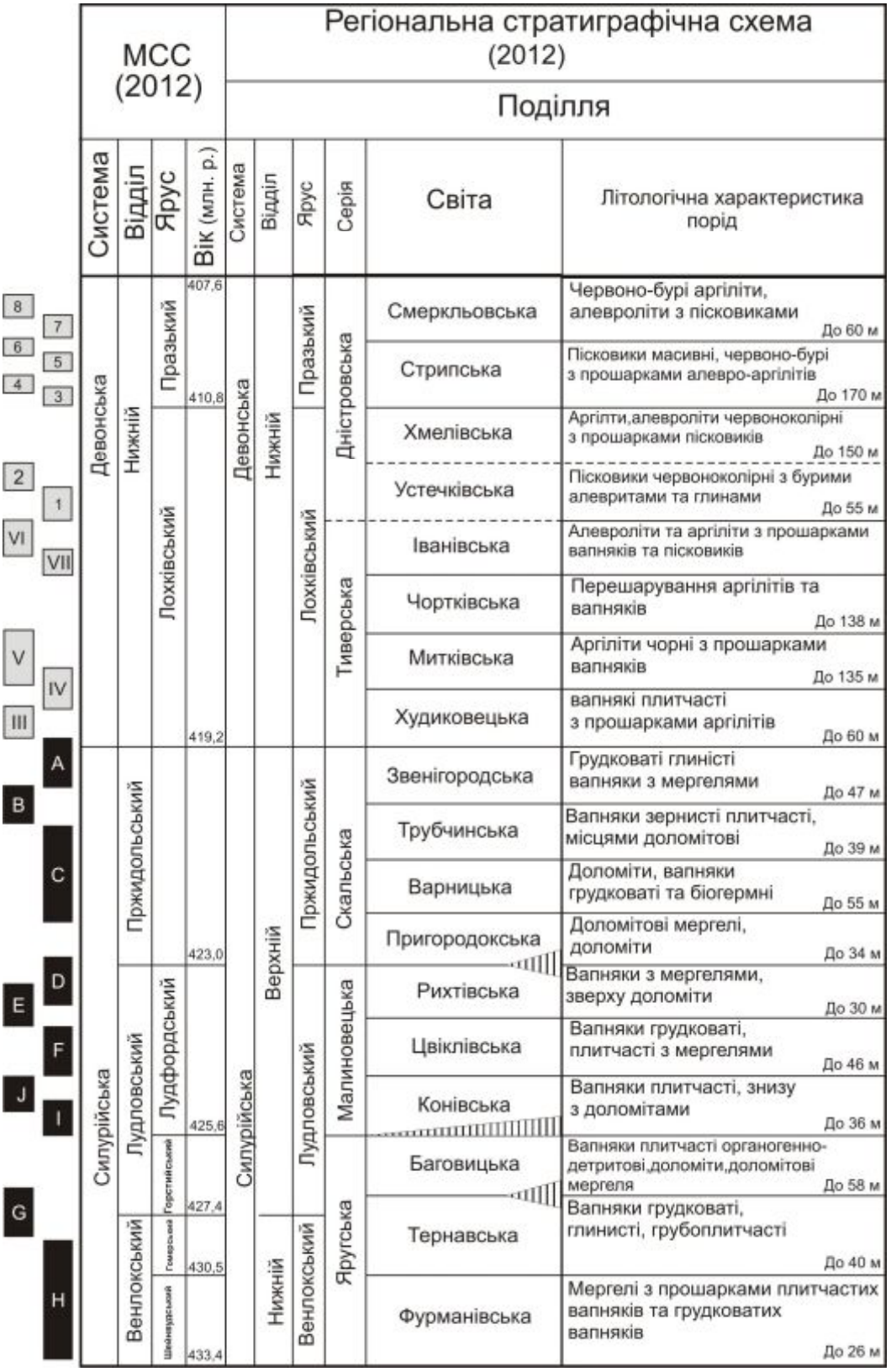



***Рис.2.4.*** *Співставлення Міжнародної стратиграфічної схеми [95] з Регіональною стратиграфічною схемою для території Поділля. У лівій частині винесені досліджені розрізи: чорні прямокутники – розрізи силуру поділля згідно з [65; 11], сірі прямокутники – розрізи нижнього девону Поділля згідно з [13; 80]*

**Характеристика силурійських об'єктів дослідження.** Відслонення силурійських відкладів для палеомагнітних досліджень розташовані уздовж річки Дністер та по її лівих притоках, на них було відібрано 97 зразків, які відповідають тій же кількості стратиграфічних рівнів.

*Точка спостереження Н.* Знаходиться в основі лівого схилу глибокої долини річки Тернава, приблизно в 1км вниз по течії від села Китайгород. На денній поверхні відслонюються відклади демшинської підсвіти фурмановської світи, які представлені (знизу вгору): темно-сірими грудкоподібними вапняками з двома шарами глинистого вапняку (потужність 1,2м); прошарками жовтувато- й зеленувато-сірих мергелів й пелітоморфних плитчастих вапняків (потужністю 1м); жовтувато- темно-сірого забарвлення, середньо- й крупно грудковими, нерівномірно-глинистими вапняками (потужністю 1,4м); прошарками жовтувато-сірих, полідетритових масивних мергелів, з окремими грудками вапняку та чорного пластинчастого вапняку (потужністю 4,9м); вапняками темно-сірими, грудковими з прошарками мергелю (потужністю 2,7м); прошарками мергелів зеленувато-сірих, горизонтально- та хвилясто-шаруватих з пластинчастими пелітоморфними вапняками (потужністю 0,9м). Відклади залягають горизонтально, загальна потужність демшинської підсвіти становить 12,1м.

*Точка спостереження G.* Знаходиться на лівому березі річки Дністер, в 200м від гирла річки Тернава верх по течії Дністра. Вище уріза води річки Дністер відслонюються породи суршинської підсвіти тернавської світи. Підсвіту складають: вапняки темно-сірі, грудковаті, з глинистими прошарками, в яких встановлено наявність трилобітів та брахіопод, потужністю 9,5м; вапняки темно-сірі, загалом крупногрудковаті, з доволі крупними ходами мулоїдів, у верхній частині пачки спостерігаються два-три прошарки пластинчастих крупнозернистих вапняків, загальна потужність даної пачки 9м. Видима потужність підсвіти становить приблизно 18-19м, відклади залягають горизонтально.

*Точка спостереження F*. Знаходиться у правому склоні пригирлової частини річки Смотрич, приблизно в 1,5км від села Цвікливці вниз по течії річки Смотрич.

Розріз складають відклади сокольської підсвіти цвіклівської світи, представлені: грудковатими глинистими вапняками, у нижній частині з прошарками пластинчастих вапняків (потужність пачки 5м); мікрозернистими пластинчастими вапняками, з шаром грудкоподібних вапняків у середній частині пачки (потужність 1,6м); грудковатими глинистими вапняками з прошарками глинястих вапняків (потужність пачки 5,2м); пелітоморфними пластинчастими вапняками з прошарками грудкоподібних вапняків у середній частині (потужність 1,8м); детритовими глинистими вапняками (потужність пачки 2,4м); перешаруванням тонкозернистих пластинчастих та грудковатих глинястих вапняків (потужність 3м);

Загальна потужність сокольської підсвіти в даному розрізі 19м, породи залягають горизонтально.

*Точка спостереження E*. Заходиться на східній околиці села Малиновці. В яру лівого схилу річки Дністер на денній поверхні відслонюються відклади верхньої частини малиновецької серії, а саме відклади берновської підсвіти цвіклівської світи, які представлені: темно-сірими товстопластинчастими детритовими вапняками (потужність 1,2м); масивними, слюдистими бентонітами (потужність 0,3м); масивними зеленувато-сірими аргілітами, з домішками туфогенної глини та стяжінями мікрозернистого вапняку (потужність 1,1м); мікрозернистими, грубопластинчастими вапняками з прошарками грудковатих глинястих вапняків у середній частині (потужність пачки складає 6,5м); детритово-глинястими тонкопластинчастими вапняками (потужністю 6,6м);

Загальна потужність даних відкладів 15,7м, товща залягає горизонтально.

*Точка спостереження D*. Знаходиться у лівому схилі річки Збруч, в 1,5км на схід від села Окопи, яке розташоване на правому березі річки Збруч. На денній поверхні відслонюються відклади гринчуцької підсвіти рихтовської світи які представлені: комкоподібними, глинистими темно-сірими вапняками, з прошарками мергелю (потужність пачки 4,1м); тонкопластинчастими вапняками (потужністю 4,5м); прошарками тонкопластинчастих вапняків та грудковатих мергелів (потужністю 5,5м); вапняками жовтувато-сірими з прошарками масивних мергелів (потужність пачки 4,7м). Відклади залягають горизонтально. Загальна потужність підсвіти 18,8м.

*Точка спостереження C*. Знаходиться у правому схилі річки Дністер, на північній околиці села Рашків. На відкладах ісаковецької підсвіти згідно залягають відклади пригородської світи, які представлені: чорними аргілітами з тріщинами усихання та окремими прошарками доломітів (потужністю 0,6м); масивними чорними та темно-сірими доломітами в нижній частині з прошарками вапняків (потужність пачки 3,4м). Відклади залягають горизонтально, видима потужність світи, складає 4м.

*Точка спостереження B*. Знаходиться в лівому схилі річки Дністер на південній окраїні села Звенігород. У кар'єрі відслонюється верхня частина рукшинської серії, вище відслонюється трубчинська світа, яку утворюють: грубопластинчасті, мікрозернисті чорні вапняки, іноді з тонкими прошарками мергелів (потужність пачки 8,4м); щільні жовтувато-сірі бентоніти (потужністю 0,05м); грубопластинчасті, чорні вапняки (потужністю 6,8м); перешарування грудковатих та пластинчастих вапняків (потужністю 2,2м). Загальна потужність товщі 17,4м, відклади залягають горизонтально.

*Точка спостереження A.* Знаходиться в лівому склоні річки Дністер, приблизно в 1км вверх по течії від попередньої точки спостереження. Вище урізу води на денну поверхню виходять відклади худиковецької світи, яку складають: тонкопластинчасті, афанітові чорні вапняки з прошарками

мергелів (потужність пачки 0,9м); тонкошаруваті, темно-сірі аргіліти (потужністю 0,6м); темно-сірі вапняки (потужність 1,8м); темно-сірі мергелі (потужність 0,9м); пелітоморфні вапняки (потужністю 0,7м); мікрозернисті, чорні вапняки (потужністю 2,4м). Відклади залягють горизонтально. Видима потужність товщі 7м.

*Точка спостереження I.* Знаходиться у кар'єрі с. Пудловці (48,71 °N; 26,55 °E). У стінках кар'єру відслонюються червоноколірні доломіти конівської світи малиновецької серії верхнього силуру. Потужність товщі по р. Смотрич складає близько 12 м., порода представлена масивними, іноді мікрошаруватими та скрито кристалічними різновидами червоноколірних доломітів, з незміненою структурою.

*Точка спостереження J.* Знаходиться на лівому березі р. Смотрич, нижче за течією від с. Велике Залісся (48,77 °N; 26,56 °E). У природному відслоненні в скриті червоноколірні скрито кристалічні та масивні доломіти, з видимою потужністю близько 10м.

Червоноколірні відклади верхнього силуру виділенні у ранзі пудловької пачки у складі косовської світи маліновецької серії і представлені перешаруванням доломітів, домеритів та вапняків. У нижній частині розрізу пачка представлена грудкуватими та грубодетритовими плитчастими вапняками з біогермами, а у верхній в основному грубо плитчастими полідетритовими вапняками та доломітами. Її потужністьу долині р. Дністер складає 24-32м, у долині р. Смотрич – 48-52м.

**Характеристика нижньодевонських об'єктів дослідження.** Зразки для палеомагнітних досліджень були відібрані з п'яти розрізів сіро колірних порід нижньодевонських відкладів тіверської серії (рис. 2.4).

Детальний опис цих розрізів з відповідними літологічними схемами і потужностями верств приведено у [10]. Три розрізи III, IV, V ( відповідно нумерації 64, 63-85, 48 згідно з [10]) загальною потужністю близько 50м відносяться до худиковецької світи, а два розрізи VI, VII (нумерація 58, 73 згідно з [10]) – до Іваневської світи (загальна потужність близько 120м).

На розрізі III Волковці (Дністрове, 48°32.4'N, 26°14'E), зразки з сірих вапняків були відібрані з шарів 7 та 11 борщівського (худиковецького) горизонту згідно схеми на рис. 23 роботи [10].

На розрізі IV Ольховці (48°33.5'N, 25°09.1'E) зразки з плитчастих сірих вапняків, розділених прошарками аргілітів, були відібрані з середньої – верхньої частини тайновських шарів на глибинах 23 м та 45 м згідно з прив'язкою до рис. 12 роботи [10].

На розрізі V Худиковці (48°36.4'N, 25°08.5'E) зразки сірих вапняків були відібрані з тайновських шарів 1 та 2 борщівського (худиковецького) горизонту, рис. 24 роботи [10].

На розрізі VI Заліщики (48°39'N, 25°44'E) зразки сірих та глинистих вапняків були відібрані з шарів 4, 6, 7, 11, 16,19, 21 та 23 іванівського горизонту, рис. 29 роботи [10].

На розрізі VII Добровляни (48°40.2'N, 25°45.2'E) зразки сірих глинистих вапняків були відібрані з шарів 1, 11, 15, 22, 23, 24, 26 та 27 іванівського горизонту згідно зі схемою на рис. 28 роботи [10].

Для дослідження відкладів червоноколірної формації (oldred) дністровської серії нижнього девону Поділля було відпрацьовано 8 розрізів.

Червоноколірна формація устечківської світи була відібрана у розрізах 1 та 2 (рис. 2.4). Розріз 1 знаходиться поблизу села Іване-Золоте (48°43,2'N, 25°37,8'E), розріз 2 - поблизу с. Нирків (48°49'N, 25°36'E), відповідно нижня та середня частина розрізу устечківської світи. Відклади представленні перешаруванням червоно-бурих пісковиків та алевроаргілітів, загальна потужність світи становить 55 м.

Зразки стрипської світи були відібрані у чотирьох відслоненнях (3-6). Світа представлена червоно-бурими масивними пісковиками з прошарками алевроарілітів, загальною потужністю до 170 м.

Розріз 3 знаходиться на лівому березі р. Стрипа на південно-східній околиці с. Язловець (48°57.411'N, 25°26.584'E). відклади представленні

перешаруванням червоноколірних пісковиків та алероаргілітів (середня частина стрипської світи).

Розріз 4 розташований на лівому березі р. Стрипа, в 0.5 км від с. Скоморохи (48°54.634'N, 25°24.166'E), уздовж дороги відслонюються червоноколірні глинисті пісковики (середня частина стрипської світи).

Розріз 5 знаходиться на південно-західній околиці с. Берем’яни (48°52.990'N, 25°25.749'E), представлений відкладами глинистих пісковиків (середня і верхня частина стрипської світи).

Розріз 6 (48°54.478'N, 25°11.204'E) знаходиться на лівому березі р. Дністер в 1 км вище за течією с. Коропець на протилежному березі від с. Будзин. Виходять червоноколірні пісковики та авлевропісковики (верхня частина стрипської світи).

Відклади смеркльовської світи дністровської серії були відібрані у двох розрізах (7, 8). Світа представлена перешаруванням червоно-бурих пісковиків , аргілітів та алевролітів, потужністю до 60 м.

Розріз 7 розташований на правому березі р. Дністер в 1 км вниз по течії від с. Будзин (48°55.164'N, 25°11.757'E). Представлений відкладами сіро колірних руслових пісковиків та перешаруванням червоноколірних пісковиків та алевропісковиків (нижня частина смеркльовської світи). Наявна потужність відслонення 20 м.

Розріз 8 знаходиться на лівому березі р. Дністер, вище за течією с. Смеркльов (48°56.594'N, 25°8.903'E). У розрізі відслонюються червоноколірні пісковики та алевроаргіліти (середня частина смеркльовської світи). Наявна потужність відслонення 22-23 м.

# РОЗДІЛ 3

# МЕТОДИЧНІ АСПЕКТИ ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

**3.1. Відбір колекцій палеомагнітних зразків.** Відбір зразків для палеомагнітних досліджень виконувався впродовж кількох польових сезонів. Відслонення по можливості відпрацьовувалися часовими верствами (у ранзі світ для зручності обробки фактичного матеріалу) і з перекриттям стратиграфічних рівнів, що в підсумку дало можливість отримати відносно безперервний стратиграфічний розріз. Відбір з перекриттям стратиграфічних рівнів проводився на відслоненнях, віддалених один від одного на десятки кілометрів, що дало можливість уникнути залежності результатів від локальних особливостей аномального магнітного поля в тому чи іншому місці, мінімізувало можливість зіткнутися з невстановленими тектонічними проявами або геохімічними процесами, які могли вплинути на мінерали заліза – носії залишкової намагніченості порід, а також виконати статистично обґрунтовану обробку палеомагнітних напрямків при представлені результатів.

Зразки відбиралися по вертикалі з мінімальними стратиграфічними інтервалами, але часто на цей факт впливав їх кондиційний стан (вивітрені), а також неможливість відбору з деяких рівнів. Відбір виконувався як вручну, у вигляді орієнтованих штуфів вагою 0,5-2 кг, так і у вигляді керну при вибурюванні немагнітною діамантовою коронкою за допомогою портативного бензинового або електричного бура з водяним охолодженням. Штуфи орієнтувалися за допомогою гірничого компасу ГК-1 - на плоску поверхню штуфа маркером наносився азимут лінії падіння зразка і вимірювався кут падіння, точність орієнтування складає ± 1°, потім зразок відбирався з корінного масиву за допомогою молотка і зубила. Переваги такого методу відбору у тому, що не потрібно поратися з буровим обладнанням та можна відбирати зразки з мікротріщинами, які неможливо

вибурити. Але у цьому способі відбору є недоліки, а саме: обмежена точність орієнтації при відсутності плоскої поверхні зразка, великий об'єм і, відповідно, вага відібраного матеріалу, а також подальша трудомістка процедура виготовлення зразків стандартного розміру для вимірів на магнітометричній апаратурі.

Відбір зразків за допомогою портативного буру є більш швидким і зручним. Основними з переваг такого способу відбору є більш висока точність орієнтування зразків, а також можливість здійснювати відбір у будь яких місцях масивів (або прошарків) монолітних порід. Після буріння блоку породи на глибину від 6 до 10 см здійснювалося орієнтування керну за допомогою спеціальних вимірювальних пристроїв інклінометра та гірничого компаса. Орієнтування зразків та елементів залягання пласта визначалася за допомогою гірничого компаса загальноприйнятими методами. Подальша обробка зводилася до виготовлення зразків кубічної форми (з ребром 20мм) для штуфів, або циліндричної форми (з висотою і діаметром циліндра 25 мм) для кернів.

З одного стратиграфічного рівня відбиралися 1-2 незалежно орієнтовані штуфи, або від 5 до 7 зразків керна, з кожного з яких виготовлювалися від 2-3 до 5-6 зразків, що у подальшому дозволило розрахувати середні напрямки для кожного стратиграфічного рівня. Подальше усереднення результатів виконувалося на рівні світи, далі на рівні серії, і фінальний напрямок розраховувався на рівні підрозділу системи стратиграфічної шкали. Географічні координати точок відбору визначалися GPS-приймачем. Паралельно з відбором зразків проводилися польові спостереження і дослідження характеру зміни басейну осадконакопичення. Вимірювалися і аналізувалися зміни магнітної сприйнятливості (за допомогою польового вимірювача КТ-6) уздовж розрізу, що враховувалося при виборі місця відбору зразків. Фіксувалася зміна характеру осадконакопичення і фаціальних обстановок, а також наявність тектонічних порушень для подальшої корекції на етапі лабораторних досліджень.

**3.2. Методика петромагнітних досліджень.** Для визначення магнітних властивостей гірських порід для подальшого палеомагнітного аналізу проводився ряд петромагнітних, магнітно-мінералогічних та мікроскопічних досліджень.

Важливою частиною будь якого палеомагнітного дослідження є встановлення природи і механізмів формування намагніченості у гірській породі, зокрема визначення мінералів - носіїв ПЗН. Визначення складу феромагнітних мінералів дає змогу продуктивніше встановлювати порядок проведення аналітичних досліджень і є основою інтерпретації результатів палеомагнітного аналізу.

Основою процедурою палеомагнітного аналізу є послідовне ступінчате розмагнічування зразків з подальшою інтерпретацією отриманих даних. Проблемою є встановлення коректних зв'язків між отриманими компонентами залишкової намагніченості та феромагнітними мінералами, з якими пов'язана кожна з компонент. Ця інформація є вирішальною для встановлення часу утворення компонент намагніченості.

Визначення магнітних мінералів виконувалося на апаратурі палеомагнітної лабораторії Інституту геофізики Польської академії наук (м. Варшава). Проводилися аналізи по визначенню спектру блокуючих температур (Тб), температур Кюрі (Тс), параметрів петлі гістерезису, параметрів кривих ізотермічної залишкової намагніченості (IRM) та ідеальної залишкової намагніченості (ARM). Також аналізувалися криві залежності магнітної сприйнятливості (МС) від температури в діапазонах від -196°С до кімнатної (низькотемпературні експерименти), та від кімнатної температури до 700°С (високотемпературні експерименти). Для деяких зразків були отриманні криві терморозмагнічування наведеної по трьох осях IRM [74].

Для визначення Тб виконувалося неперервне температурне розмагнічування у екрані до 700°С наведеної у полі 9 Тл ізотермічної

залишкової намагніченості насичення (SIRM). Для контролю мінералогічних змін виконувався повторний цикл нагрівів.

Експерименти для визначення точок Кюрі (Тс) магнітних мінералів здійснювалися на каппа-містку KLY-3S з термоприставкою для нагріву зразків. Аналізувалися криві змін МС у залежності від температури, отриманні при неперервному нагріві зразків від кімнатної температури до 700°С з подальшим охолодженням.

Результати низькотемпературних досліджень зразків по визначенню в породі присутності зерен магнетиту та гематиту за температурами фазових переходів (відповідно Моріна і Вервея) виявилися не інформативними.

Магнітна жорсткість та доменний стан магнітних мінералів оцінювалися за параметрами петлі гістерезису: намагніченість насичення та залишкова намагніченість насичення (Ms и Mrs), коерцитивна сила та залишкова коерцитивна сила (Нс и Нсr). Параметри петлі гістерезису зразків, у тому числі і після наведення IRM і ARM, вимірювалися на вібромагнітометрах VSM (Molspin, виробництва Великобританія) та MicroMag (виробництва США). Для визначення доменного стану магнітних мінералів за параметрами петлі гістерезису аналізувалися діаграми Дея-Данлопа [45; 47]

Тест Лоурі [74] для визначення мінералів, що мають близькі параметри магнітної жорсткості, але різні Тб, виконувався при наведенні в зразку IRM по трьом перпендикулярним осям відповідно у полях 3.3, 1.5 і 0.15 Тл та подальшому ступеневому терморозмагнічуванні з вимірами залишку величини IRM після кожної температури.

Встановлення природи намагніченості гірських порід має вирішальне значення при визначенні методики подальших палеомагнітних досліджень та інтерпретації отриманих результатів. Більшість зразків девонського віку, досліджених в рамках цієї роботи, представленні так званою «old red» формацією червоноколірних пісковиків. Це, у свою чергу, потребує вирішення питання про мінерали, які відповідають за магнітні властивості породи.

Червоноколірний пігмент формації «old red» обумовлений присутністю у породі гематиту, але питання про первинність або вторинність цього мінералу є основним при встановленні порядку формування різних типів намагніченості. В осадових відкладах теригенний гематит або гематит, утворений на початковому етапі діагенезу, буде «фіксувати» напрямок магнітного поля майже синхронно з утворенням осаду, тобто в породі буде притаманна первинна ПЗН. Однак, спосіб і час формування залишкової намагніченості в червоноколірних відкладах - питання досить суперечливе. Оскільки формація «old red» є одним з загальновизнаних джерел для отримання надійних палеомагнітних даних, вивчення процесів намагнічування червоноколірних порід є необхідною умовою при постановці палеомагнітних досліджень. Утворення хімічної намагніченості (CRM) може відбуватися у часі набагато пізніше осадконакопичення, і вторинна (метахронна) компонента вже буде «фіксувати» напрямок геомагнітного поля часу її формування. Наприклад, діа/аутигенне формування Fe-сульфідів і MnFe-окислів у морських відкладах може призводити до формування вторинної CRM з затримкою на мільйони років після осадження [37]. Ці процеси мають бути тісно пов’язані з кліматичними умовами зносу і осадконакопичення. Але, наприклад, при утворенні девонських червоноколірних відкладів у басейні річки Дністер, яке відбувалося в умовах жаркого та сухого клімату у водоймищах лагунного та озерного типів, утворення вторинної – хімічної компоненти намагніченості (у масштабі геологічного часу) можна бути синхронним з утворенням осаду, оскільки хімічні процеси відбувалися досить швидко на початковому етапі формування породи.

Для вирішення питання, які мінерали заліза відповідають за ПЗН червоноколірних порід, виконувався аналіз коерцитивних спектрів зразків. В основу методики покладено аналіз двох параметрів: намагніченості насичення $j$s та мікроскопічної коерцитивної сили $h$c.

Титаномагнетит має намагніченість насичення *j*s, яка досягає 480 *Гс* (4.8*105*А/м*) та мікроскопічну коерцитивну силу *h*c ≤ 3000 Э (300 *мТл*). Подібні *h*c спостерігаються для титаногематиту у діапазоні складу $0.5 \leq x \leq 0.8$, де він є феррімагнітним в умовах температури вище кімнатної. Навпроти, гематит має *j*s тільки 2-3 *Гс* (2-3*103 *А/м*), але може мати *h*c ≥ 10000 Э (1 *Тл*). Подібна висока коерцитивність також спостерігається для гетиту. Аналіз коерцитивних спектрів використовує контраст у коерцитивній силі між титаномагнетитом, гематитом та гетитом, щоб виявити гематит (або гетит), який співіснує з більш сильними феромагнітними мінералами.

***Мікроаналітичні дослідження*** мінералів заліза у зразках здійснювалися на геологічному факультеті Варшавського університету з використанням методів оптичної мікроскопії за допомогою оптичного мікроскопу Nikon, електронно-мікрозондового аналізу на довгохвильовому дисперсійному спектрометрі (Cameca SX 10) та скануючому електронному мікроскопі з енерго-дісперсійним спектрометром EDS (JEOL JSM-6380LA).

Методи оптичної мікроскопії використовувалися для визначення мінерального складу гірської породи, відсоткового співвідношення породоутворюючих та рудних компонентів, мікроструктурних та мікротекстурних особливостей будови гірської породи та для встановлення порядку утворення мінералів. Деякі визначення також були виконані в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П.Семененка НАН України.

Методи електронного мікрозондування та скануюча електронна мікроскопія використовувалася для визначення складу рудних зерен, з використанням WDS – аналізу, що дало можливість діагностувати мінерали 2-х і 3-х валентного заліза на рівні перших нанометрів, що є важливим при встановленні носіїв первинної намагніченості.

**3.3. Методика палеомагнітних досліджень.** На етапі палеомагнітних досліджень зразки піддавалися детальному ступеневому терморозмагнічуванню (Т-чистка) до повного руйнування залишкової

намагніченості, а зразки-дублі – ступеневому розмагнічуванню змінним магнітним полем (Н-чистка).

Питання досліджень осадових гірських порід Поділля для отримання надійних палеомагнітних визначень доволі складне. Застосування польових тестів (тести складки та конгломератів) для досліджуваного району не можливе зважаючи на відсутність придатних до цього геологічних об'єктів. До того ж величини залишкової намагніченості сіроколірних порід Поділля дуже малі, на фоні чого виникають труднощі навіть при вимірах на високочутливому SQUID - магнітометрі. Ситуація з червоноколірними породами дещо краща, величини залишкової намагніченості зразків на порядок вищі ніж у сіроколірних, тому труднощів з надійним виділенням компонент намагніченості в процесі магнітної чистки, як правило, не виникає.

Палеомагнітні лабораторні виміри виконувалися на апаратурі Інституту геофізики Польської Академії наук (ІГФ ПАН, м. Варшава) та Інституту геофізики Національної Академії наук України (ІГФ НАНУ, м. Київ)

Природна залишкова намагніченість (ПЗН, NRM) зразків вимірювалася на криогенному магнітометрі 2G SQUID DC (виробництво США) з приставкою для розмагнічування змінним магнітним полем (ІГФ ПАН), а також на спін-магнітометрі JR-6 (ІГФ НАНУ). Для температурного розмагнічування в обох лабораторіях використовувалися екрановані печі MMLTD (виробництво Великобританія). Як магнітометри, так і печі розміщуються у спеціальних екранованих кімнатах MMLFC, де магнітне поле на два порядки менше за сучасне магнітне поле. Виміри магнітної сприйнятливості (МС) виконувалися на каппа-містках KLY-2 та MFK-1 за кімнатної температурі після кожного ступеня термомагнітної чистки (з метою моніторингу мінералогічних змін у зразках в процесі нагрівів). Анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС) вимірювалася на KLY-2 і MFK-1, параметри АМС розраховувалися та аналізувалися за допомогою програм ANISO [66] та Anisoft 4.2. Результати Т- і Н-чистки аналізувалися

методом головних компонент [69] з використанням пакету програм PDA [73] та Remasoft 3.0 [38].

Є різні лабораторні методики, які використовуються для виділення компонент намагніченості. У роботі були задіяні дві найбільш уживані процедури.

***Розмагнічування змінним магнітним полем (H-чистка, AF)*** полягає в тому, щоб поступово піддавати зразок впливу зростаючого змінного магнітного поля з вимірами залишкової намагніченості після кожного ступеня розмагнічування (як правило 12-15 ступенів).

Розмагнічування зразка до парамагнітного стану у відсутності зовнішнього магнітного поля виконується осцилюючим змінним магнітним полем в діапазоні від кількох до 100 мТл з вимірами залишкової намагніченості після кожного ступеня розмагнічування. У зразках гірських порід, де основним феромагнітним мінералом є титаномагнетит, Н-чистка ефективно розмагнічує вторинні компоненти ПЗН і дозволяє виділити характеристичну компоненту (*ChRM*) - найстабільнішу компоненту ПЗН, яка на діаграмі Зійдервельда [115] прямує до початку координат. При розмагнічуванні змінним магнітним полем зразок не руйнується, не прогрівається (не відбуваються зміни мінералів при впливі температур) і після завершення процедури їх можна використовувати для інших аналізів.

***Процедура температурного розмагнічування (Т-чистка)*** передбачає послідовну серію нагрівів зразка до все більш високих температур аж до очікуваної температури Кюрі феромагнітних мінералів, які входять до складу породи. В основі Т-чистки є співвідношення часу релаксації і температури [15]. Загальна процедура ступеневої Т-чистки полягає в послідовному (все більш сильному) розмагнічуванні зразка під впливом зростаючих температур (порядку 15-20 ступенів розмагнічування) з вимірюванням залишкової намагніченості після охолодження після кожного кроку розмагнічування. Т-чистка ефективно видаляє вторинні компоненти, що дозволяє виділити *ChRM*.

Звичайна процедура магнітної чистки застосовує поступове розмагнічування змінним полем до одних зразків і поступове температурне розмагнічування для зразків-дублів, що дозволяє порівнювати результати, отримані різними методами. Метою досліджень є виділення характеристичної (*ChRM*), найбільш стабільної компоненти намагніченості, датування і оцінки природи якої необхідно виконати комплекс додаткових досліджень для визначити напрямку (і в деяких випадках величини) геомагнітного поля в точці досліджень, прив'язане до часу деякої геологічної події. Результати ступеневого розмагнічування представляють у вигляді векторних компонентних діаграм (ортогональних проекцій), які також називають діаграмами Зійдервельда [115].

В процесі розмагнічування зразків порід навіть результати при однокомпонентній ПЗН крок за кроком лягають з розкидом вздовж прямої, яка є істинним напрямом компоненти. Похибка кожного визначення зростає при вивченні слабомагнітних порід або порід, в яких стабільна первинна компонента становить всього кілька відсотків загальної ЕОН що, як буде показано нижче, характерно для досліджувальних зразків осадових порід. Тому методика компонентного аналізу (або аналіз головних компонент), в основі якої лежить виділення компонент шляхом визначення методом найменших квадратів апроксимуючої прямої на певній ділянці (кінцевому - в разі виділення *ChRM*) діаграми, що включає в себе як мінімум три (при підвищених вимогах не менше п'яти) ступені розмагнічування. При цьому оцінкою точності розрахунку компоненти служить кутова стандартне відхилення (Angular Standard Deviation, ASD), яке для зручності на практиці часто замінюється максимальним кутовим відхиленням (Maximum Angular Deviation, MAD). Результати магнітних чисток оброблялися по загальноприйнятій методиці з урахуванням розробок різних авторів [115, 59, 69, 15, 77, 76, 112, 49-51, 30-32].

***Анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС)*** вимірювалася для всій колекції зразків для дослідження магнітної структури породи. В процесі

седиментації через присутність феромагнітних частинок неізометричної форми основний вплив на формування магнітної структури мають наступні фактори: гравітаційне вирівнювання найбільших площин магнітних частинок паралельно дну басейну в процесі осадження; вплив придонних течій, що призводить до орієнтації довгих осей частинок паралельно течією (або перпендикулярно при дуже сильних швидкостях течій); орієнтація частинок під впливом геомагнітного поля. При цьому гідродинамічні фактори, як, наприклад, придонне протягом, впливають в першу чергу на відносно великі частки, у той час як орієнтація малих зерен відбувається під впливом геомагнітного і триває на початкових етапах седиментогенезу. До переваг методу дослідження АМС осадових відкладів слід також віднести можливість визначення деформацій мікроструктури, які часто не ідентифікується візуально, визначення порушень в однорідних товщах, а також механічних деформацій, пов'язаних з процесом відбору зразків.

Розрахунки параметрів АМС виконувались відповідно до формул, приведених у розділі 3 роботи [2]. У випадку з осадовими відкладами Поділля важливим було визначення типу седиментації, так як за фаціальним складом породи відносяться до морського, дельтового та лагунного типів. За допомогою аналізу АМС є можливість визначити тип анізотропії (лінійний або площинний) та діагностувати порушення структури породи, наявність яких може впливати на результати палеомагнітних досліджень і привести до спотворення палеомагнітних напрямків.

# РОЗДІЛ 4.

# РЕЗУЛЬТАТИ ПЕТРОМАГНІТНИХ І МІКРОСКОПІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

## 4.1. Петромагнетизм силурійських відкладів Поділля.

***Сіроколірний силур (яругська, малиновецька та скальська серії).*** Для визначення мінералів заліза у зразках проводилися дослідження шліфів під мікроскопом та дослідження методами термомагнітного аналізу.

За результатами мікроскопчних досліджень було встановлено, що гірська порода являє собою органогенно-детритові вапняки з великою кількістю органічних решток (рис 4.1. д-з). Також в породі були виявлені гідроксиди заліза, магеміт та пірит, по якому виникли вторинні окисли заліза. За даними оптичних досліджень наявність у породах піротину чи гетиту не виявлено. Характер рудної мінералізації у вапняках, їх складу, морфології та місцезнаходження показали, що:

- серед рудних мінералів мікроскопічно діагностуються пірит, магеміт по піриту, гідрогематит (рис 4.1. а-г);

- у сіроколірних породах рудні мінерали утворюють невеличкі скупчення у загальній масі, але найчастіше приурочені до органічних решток (рис. 4.1. в, г);

-більшість рудних компонентів добре морфологічно виражені у вигляді кубиків та багатогранників, що свідчить про їх аутигенне походження (рис. 4.1. а-г);

- можна вважати, що їх утворення у вигляді сульфідів відбувалося у стадію діагенезу осадку, а формування магнітних мінералів по них приурочено до епігенетичної стадії у режимі окислення, можливо в континентальних умовах з кінця девону та у мезозойський час.

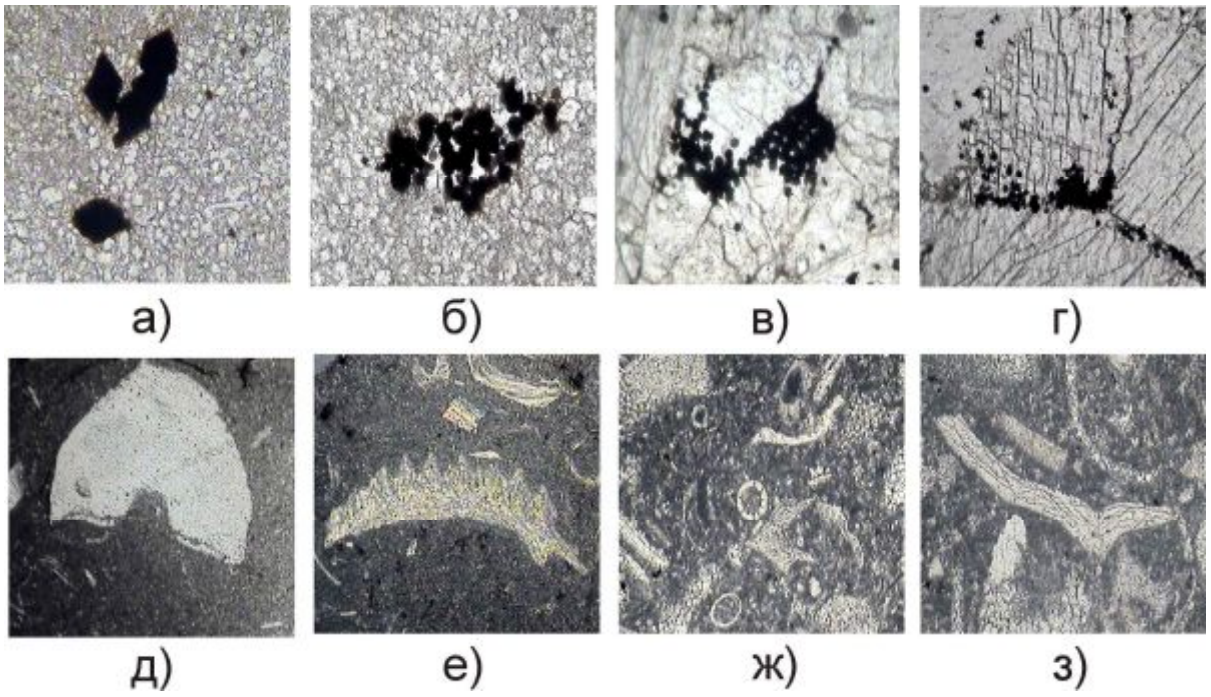



***Рис.4.1.*** *Характер рудної мінералізації у вапняках, розмір кожного кадру 0,32 х 0,32 мм (а-г). Органогенні решітки у вапняку, розмір кадру 1,0 х 1,0 мм. (д-з). д) - уламок кріноідеї; е) – брахіопода; ж) – голкошкірі та водорості; з) – уламок трилобіта;*

Для ідентифікації мінералів заліза були більш інформативними результати термомагнітного аналізу. На рис.4.2. приведено приклади кривих температурного розмагнічування ізотермічної залишкової намагніченості насичення (SIRM). У більшості зразків скальської серії деблокуючі температури SIRM ($T_{\delta,max}$), близькі до 570ºС, що вказує на наявність магнетиту (Рис.4.2а). Для зразків малиновецької та яругской серії SIRM при температурі вище за 400ºС збільшується, іноді зі зміною полярності (перехід через нуль, обертання), з досягненням максимуму при 500ºС, а $T_{\delta,max}$ також дорівнює 570ºС. На кривих повторного нагріву таке зростання (і обертання) не спостерігається і проявляється тільки магнетит з $T_{\delta,max}$ близько 570ºС.

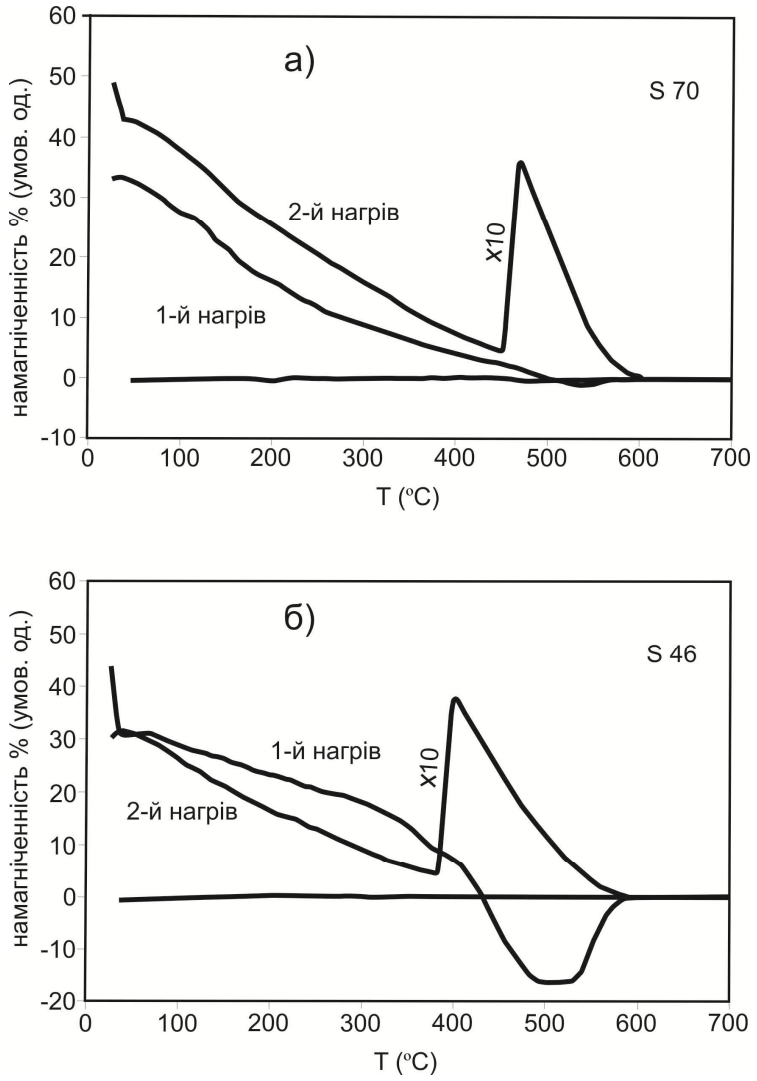



***Рис. 4.2.*** *Характеристичні криві терморозмагнічування SIRM зразків а) скальської серії; б) малиновецької серії. Перший нагрів – крива розмагнічування зразка, другий нагрів – крива повторного розмагнічування зразка після охолодження і повторного наведення SIRM. На кінці кривих другого нагріву чутливість осі ординат підвищена на порядок.*

Зміни магнітної сприйнятливості (МС) в процесі безперервного терморозмагнічування (рис. 4.3 а, б) вказують на зростання магнітної сприйнятливості після 400°С. У зразках малиновецької і яругської серій (рис. 4.3, б) МС зростає набагато вище та при більш низьких температурах ніж в зразках скальської серії (рис. 4.3, а).

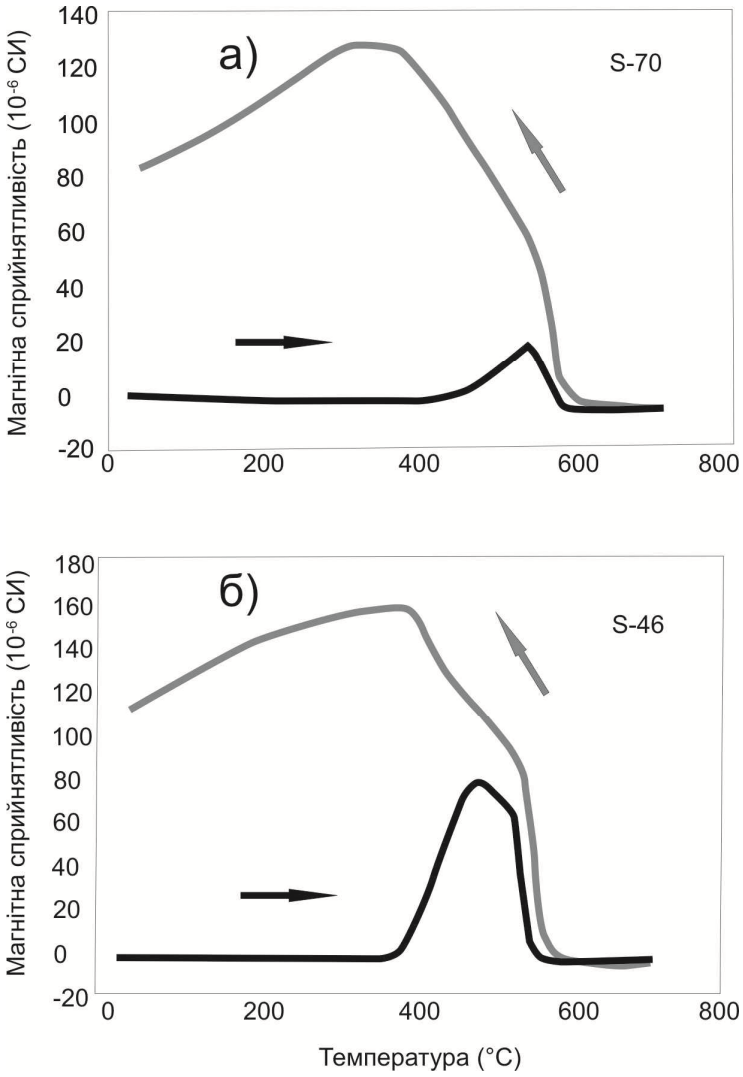
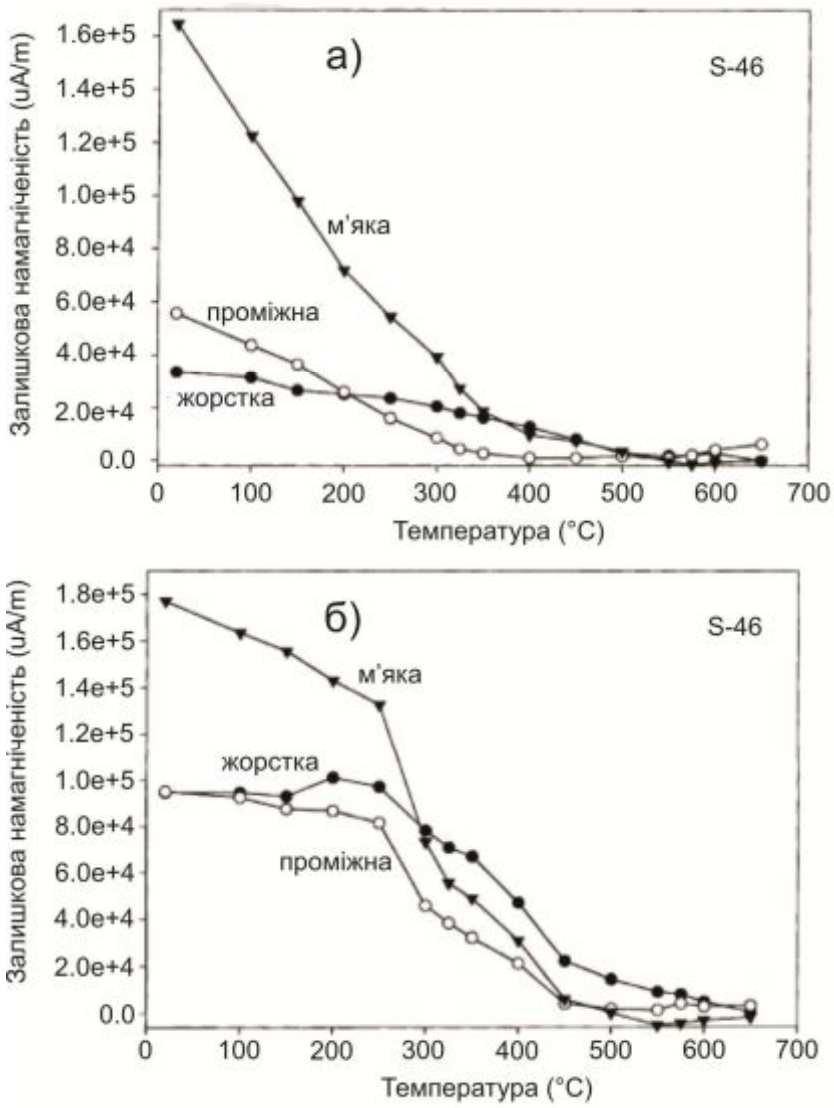



***Рис.4.3.*** *Приклади змін об'ємної магнітної сприйнятливості з температурою, вимірювання в режимі безперервного нагріву: а) скальська серія;б) малиновецька серія.*

Температурне розмагнічування трикомпонентної IRM (рис. 4.4 а, б) виявило у зразків скальської серії «жорстку» компоненту розмагнічування при температурі 550°С, проміжну компоненту при 400°С і «м'яку» компоненту між температурами 400 і 550°С. Хоча термомагнітні криві не виявили наявність піротину (рис.4.2), для зразків яругської та малиновецької серій (рис. 4.4 б) м'яка та проміжна компоненти IRM зменшуються при температурі 300-350°С, що характерно для піротину, вказуючи, що деяка кількість цього мінералу присутня у породі [74]. В зразках малиновецької і

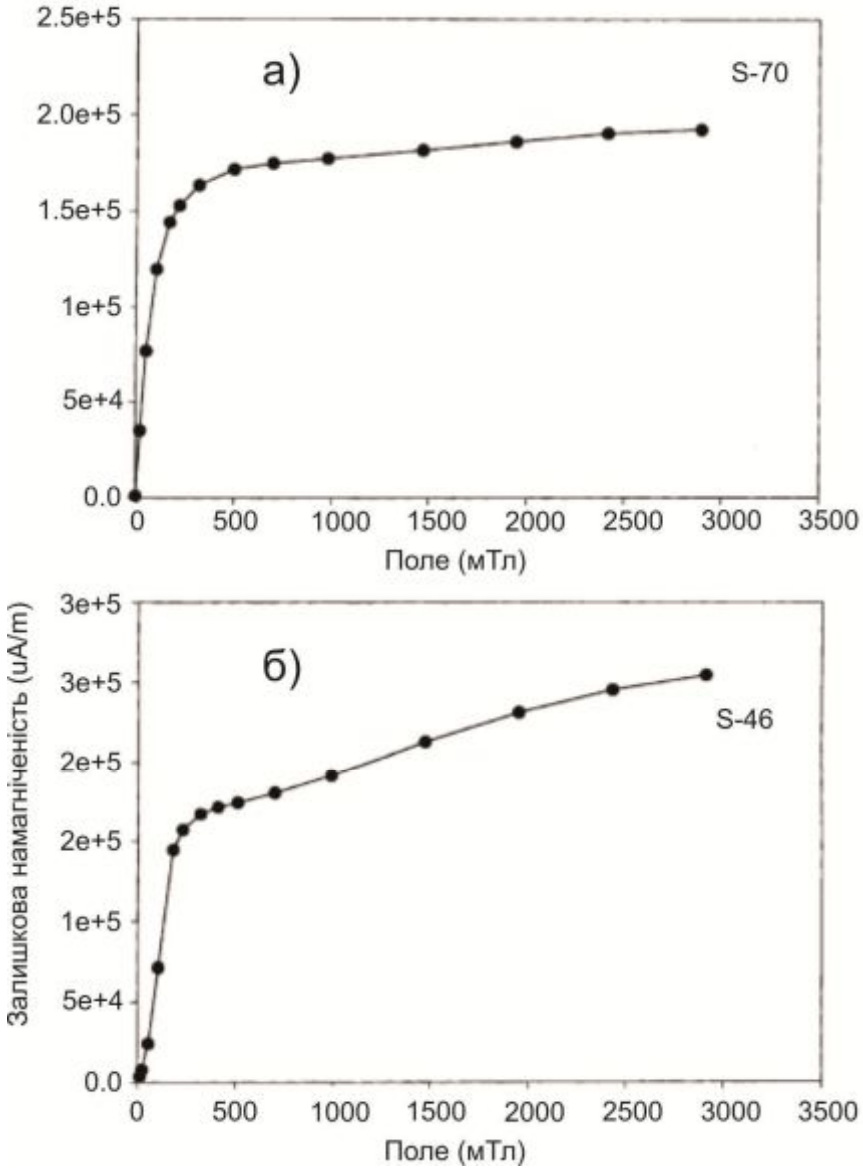
яругської серій крива для «жорсткої» компоненти вказує на наявність в незначній кількості гематиту (рис. 4.4 б).




***4.4.*** *Температурне розмагнічування трикомпонентної IRM: а) скальська серія; б) малиновецька серія. Три перпендикулярні компоненти IRM були набуті в області 0.11 Т (м'який), 0,4 Т (проміжний) і 3 Т (жорсткий).*

Криві насичення IRM (рис.4.5, а) демонструють різке зростання намагніченості у низьких полях, пов'язане з магнетитом (для порід скальської серії), у той час як IRM-криві для зразків малиновецької та яругської серії (рис. 4.5, б) мають дві компоненти з різною поведінкою набуття намагніченості. Різке збільшення IRM при низькому постійному полі (до 200

мТл) пов'язане з магнетитом, а подальше повільне зростання без досягнення насичення може бути пов'язано з гематитом, який також простежувався при температурному розмагнічуванні трикомпонентної IRM («жорстка» компонента, рис. 4.4б). Це підтверджують результати вимірів параметрів петлі гістерезису Нс та Hcr, які для зразків малиновецької серії характеризуються більш високою коерцитивністю, ніж у зразках скальської серії.




***4.5.*** *Криві набуття IRM. а) скальська серія; б) малиновецька серія.*

Збільшення залишкової намагніченості на кривих першого нагріву SIRM (Рис..4.2б) характерно для грейгіту та піротину [87]. Обертання залишкової намагніченості у процесі нагріву також характерне для піротину [35, 114]. Різкий спад «м'якої» і «проміжної» компонент в діапазоні 300-350°С може свідчити про присутність піротину. Але на термомагнітних кривих піротин не виділяється, що може бути пов'язано як мінімум з двома причинами. Збільшення залишкової намагніченості може бути пов'язане з окисленням піриту до магнетиту [111] або окислення карбонатів заліза, таких як сидерит, анкерит або залізистий доломіт [48, 33]. Останні розкладаються при температурах нижче 250ºС утворюючі оксиди заліза, такі як магеміт чи магнетит або гематит [61]. Магнітна сприйнятливість досліджуваних зразків швидко збільшувалася після їх нагріву до температури більше 300ºС, що також вказує на наявність в них карбонатів заліза, з якими і пов'язане новоутворення магнетиту (рис. 4.6.).

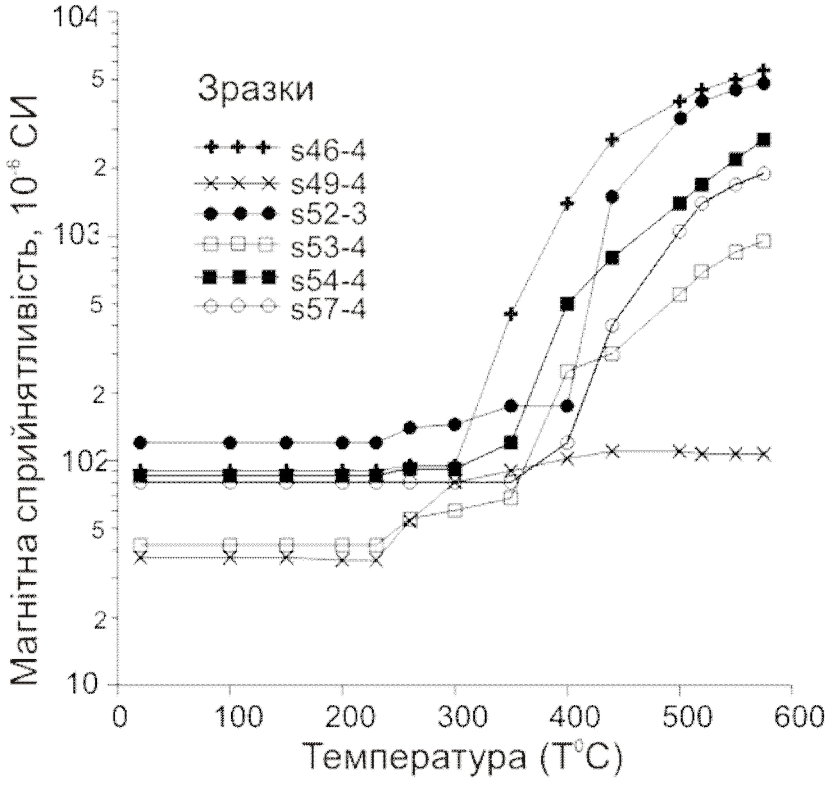



***Рис. 4.6.*** *Криві зміни величини магнітної сприйнятливості від температури у серії ступінчатих нагрівів*

Виміри АМС силурійських сіроколірних відкладів показали, що в породах малиновецької та яругской серій в основному збереглася первинна осадова структура: еліпсоїди магнітного сприйняття витягнуті вздовж площини нашарування, а напрямки короткої осі (Kmin) перпендикулярні до площини нашарування (рис. 4.7). Породи скальської серії показують виражену магнітну лінійність, але напрямки Kmin вказують на порушення осадової структури у деяких зразках (рис.4.7. а). Варто зазначити що зразки, на яких була виділена ChRM–компонента, у тому числі на декількох зразках скальської серії, характеризуються типово осадовою магнітною структурою, що опосередковано вказує на ймовірно седиментаційну природу намагніченості (рис. 4.7.б, г, е).

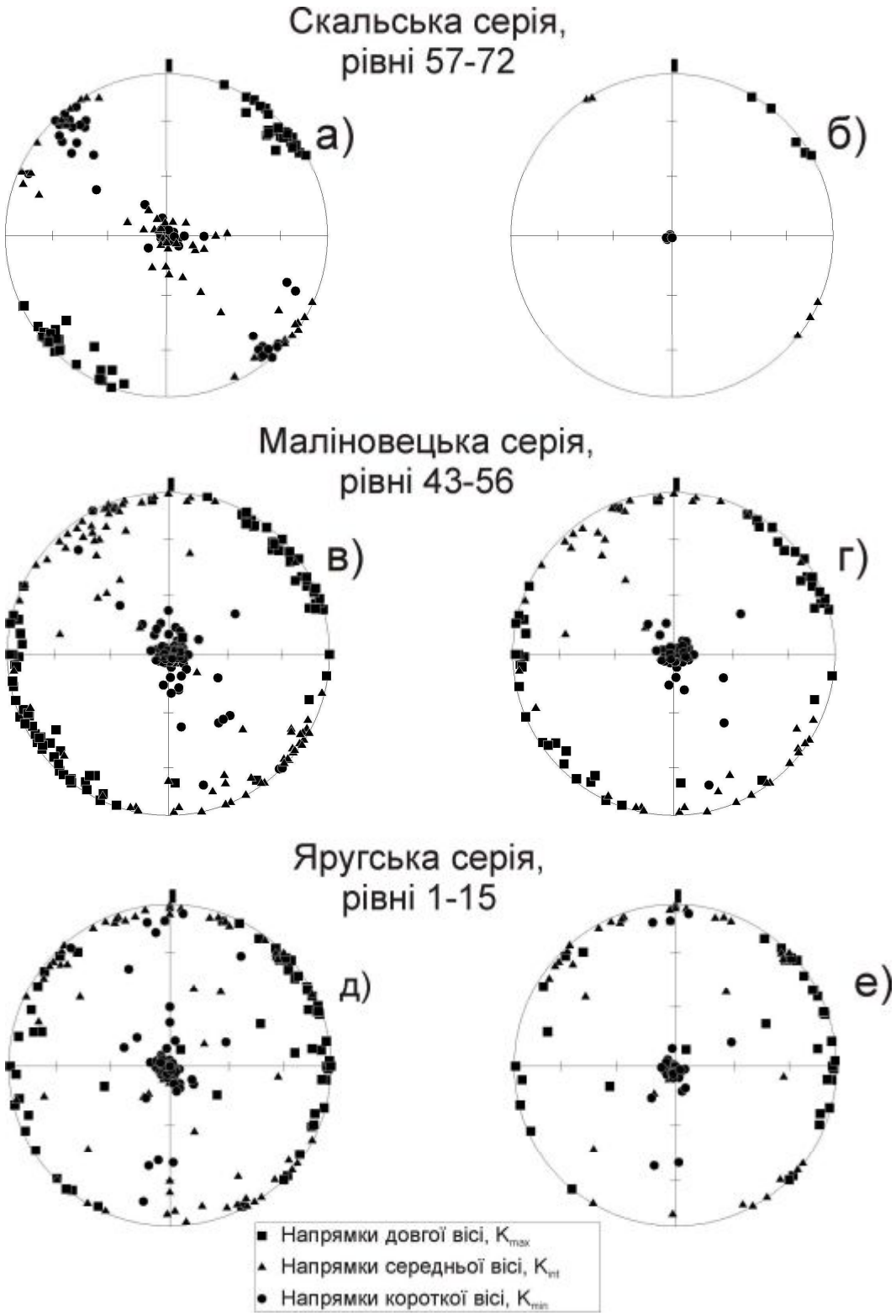



***Рис.4.7.*** *Розподіл осей еліпсоїдів анізотропії магнітної сприйнятливості усіх сіроколірних зразків силурійського віку (а, в, д) та зразків, на яких була виділена ChRM–компонента.*

***Червоноколірний силур (конівська світа малиновецької серії).*** Для визначення мінералів заліза - носіїв ПЗН червоноколірних силурійських

зразків був проведений термомагнітний аналіз (рис. 4.8.). В деяких зразках намагніченість падає при наближені до температур 500—580 °С (рис.4.8а, б; рис.4.9в). Це можна інтерпретувати як присутність у породі магнетиту, що, однак, не підтверджується результатами розмагнічування зразків-дублів змінним магнітним полем, які вказують винятково на висококоерцитивну компоненту (рис. 4.9 б). Слід зауважити, що у процесі нагріву вище 500—600 ºС в багатьох зразках суттєво збільшується величини намагніченості та магнітної сприйнятливості, що вказує на мінералогічні зміни.

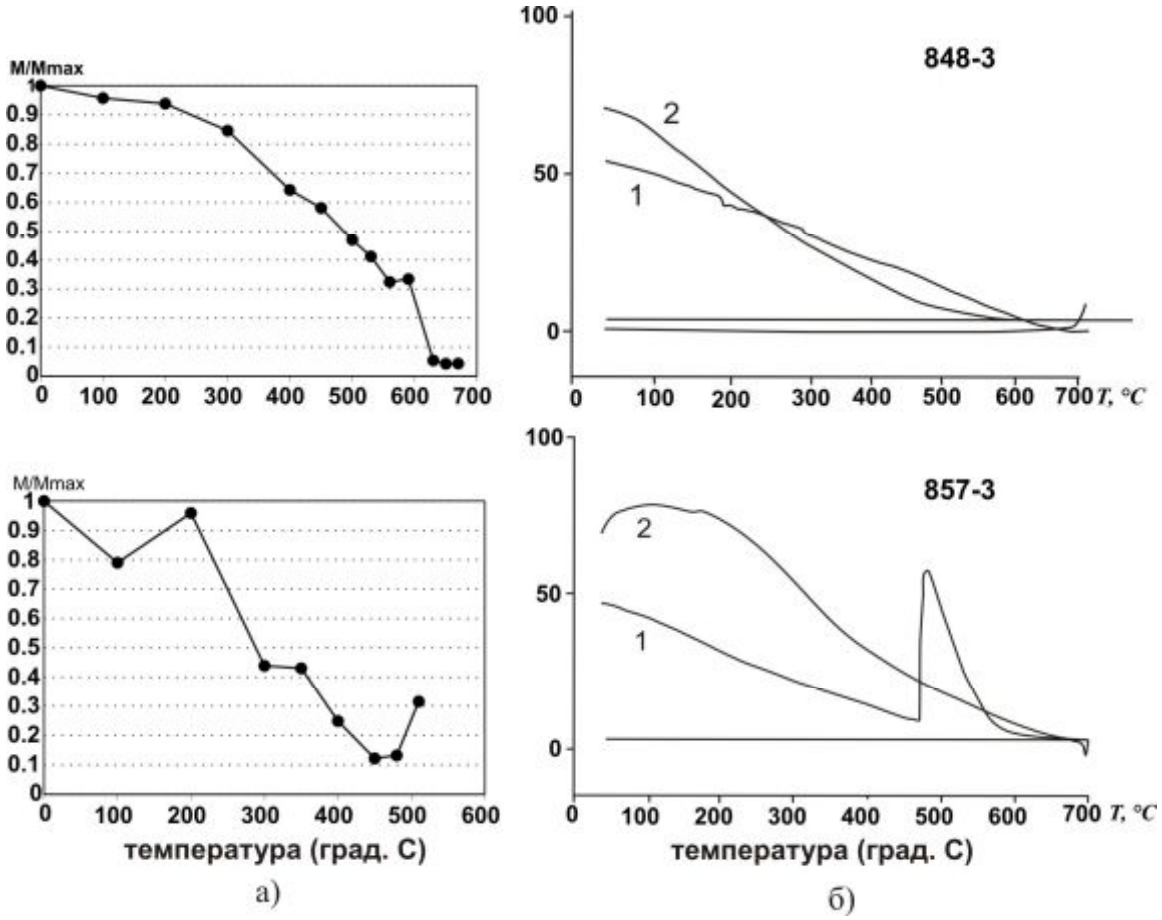



***Рис. 4.8.*** *Приклади руйнування нормованої ПЗН в процесі ступеневого терморозмагнічування (а); SIRM в процесі неперервного нагріву (1 – перший нагрів, 2 – другий нагрів) зразків конівської світи малиновецької серії (б). Mmax – первинна залишкова намагніченість.*

На інших зразках простежуються «хвости» до температур 610°—670 °С (рис. 4.8., а, 4.9., а, г), що вказує на присутність іншого магнітного мінералу, ймовірно гематиту, що очікувано для червоноколірних порід. Те ж саме

підтверджує надзвичайно висока стабільність ПЗН до змінного магнітного поля (рис. 4.9б), величини і напрямок якої практично не змінюється у процесі розмагнічування.

Результати петрологічних та магнітно-мінералогічних досліджень нижньодевонських червоноколірних відкладів з цього ж регіону (детально викладено нижче), вказують на присутність у породі гематиту у різних формах як аутигенного, так і алотигенного генезису.

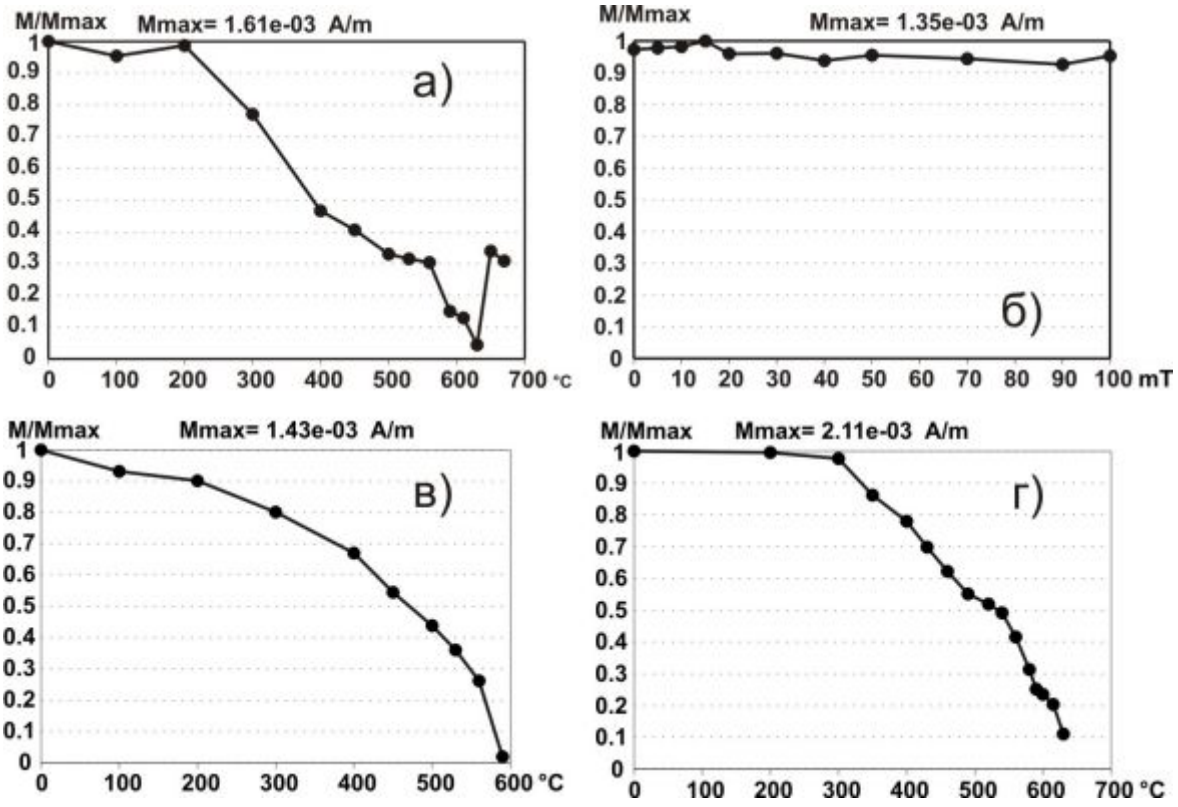



***Рис. 4.9.*** *Приклади ступеневого розмагнічування зразків відкладів конівської світи малиновецької серії температурою (а, в, г) та змінним магнітним полем (б).*

Результати аналізу АМС вказують на виключно седиментаційну магнітну структуру – напрямок мінімальних осей АМС зразків перпендикулярний площині нашарування порід, середній напрямок становить 85°, в той час як максимальні та проміжні вісі еліпсоїдів лежать практично у горизонтальній площині та не вказують на будь який

переважний напрямок (рис. 4.10 а). Результати аналізу АМС зразків, на яких була отримана характеристична компонента. Параметр Р, який характеризує ступінь анізотропії – відношення максимальної вісі еліпсоїда АМС до мінімальної – в середньому дорівнює 1.025, рис. 4.10б), еліпсоїд АМС відноситься для площинного типу (рис. 4.10в).

Таким чином теригенний гематит (з невеликим вмістом Ті) є найбільш ймовірним магнітним мінералом, з яким може бути пов’язано формування первинної ПЗН седиментаційної природи у червоноколірних породах.

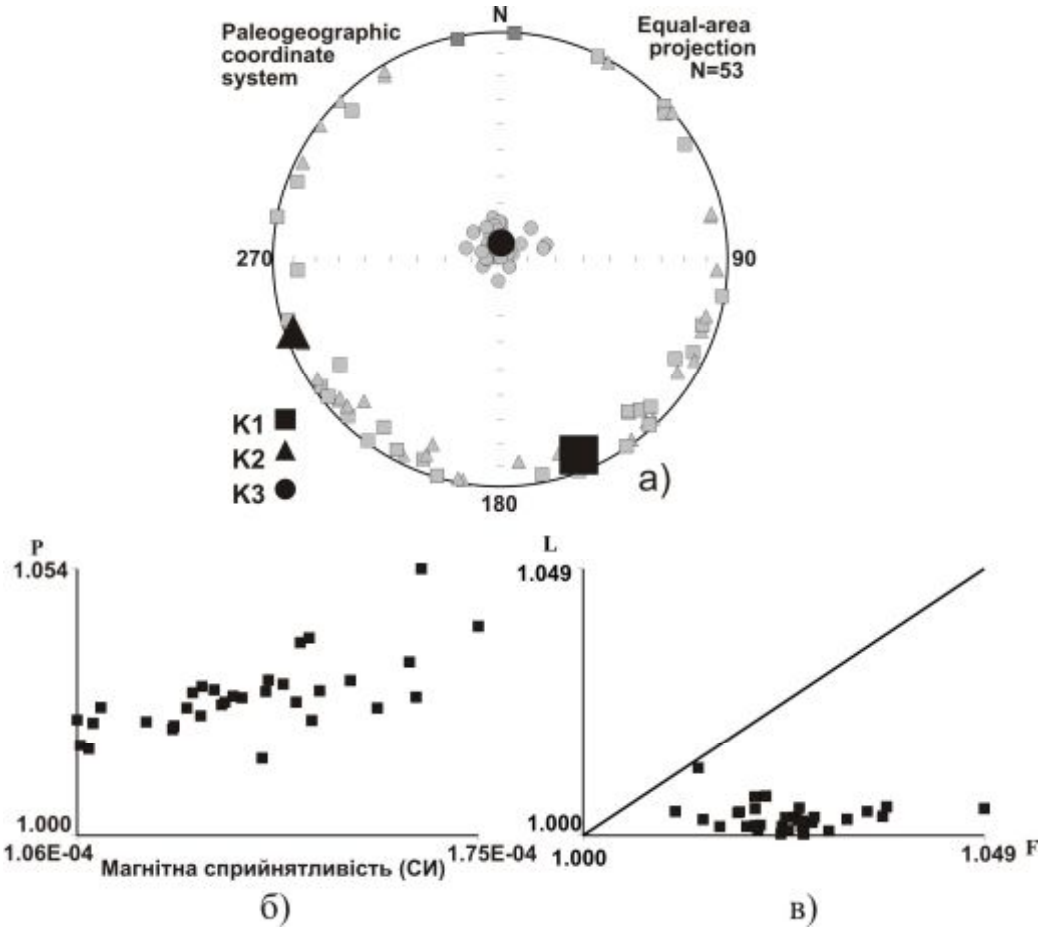
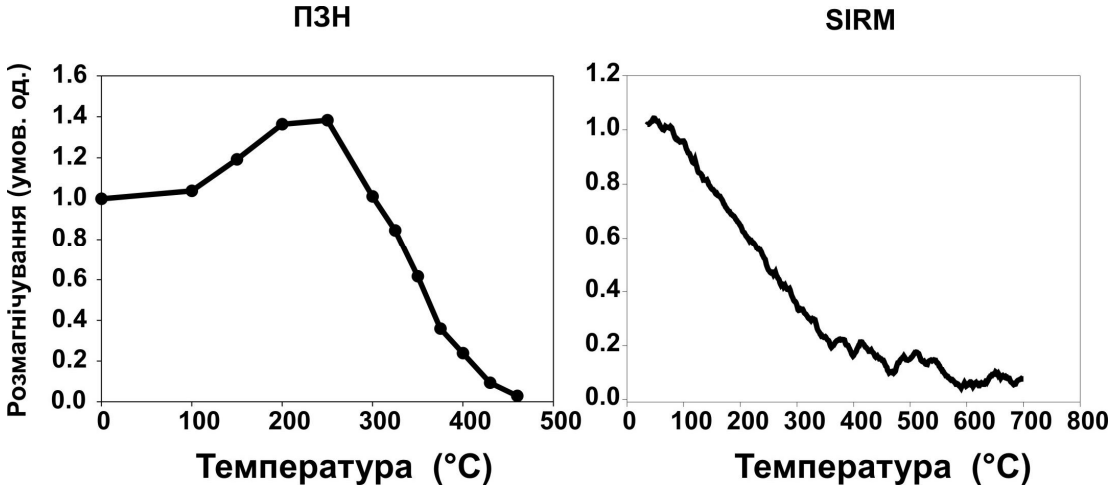



***Рис.4.10.*** *Розподіл осей еліпсоїдів АМС (К1, К2 і К3) – напрямки відповідно максимальної, середньої та мінімальної осей зразків, середні напрямки по осях приведені чорними символами (а); діаграма ступеня АМС Р=К1/К3 відносно величини магнітної сприйнятливості (б); розподіл відношення головних осей еліпсоїдів АМС на діаграмі Д.Фліна, L = K1/K2, F = K2/K3 (в).*

**4.2. Петромагнетизм девонських відкладів Поділля.** ***Сіроколірні відклади нижнього девону Поділля.*** Петромагнітні та мікроскопічні дослідження цих відкладів виконувалися за методикою, аналогічною, для сіроколірних порід силуру. Аналіз прозорих шліфів виявився не інформативним – було про діагностовано лише гідроокиси заліза та пірит. Більш інформативними виявилися результати термомагнітного аналізу, які виконувалися за стандартною методикою магнітно-мінералогічних досліджень, яка раніше була застосована для дослідження зразків силурійських сіроколірних відкладів Поділля [65]. Аналізувалися криві зміни SIRM та магнітної сприйнятливості від температури, результати терморозмагнічування IRM наведеної по трьом осям, для окремих зразків – параметри петлі гістерезису.

На рис. 4.11. приведені приклади кривих терморозмагнічування для природної залишкової намагніченості (ПЗН) і SIRM, які вказують на блокуючі температури характерні для магнетиту.




***4.11.*** *Приклади розмагнічування нормованої ПЗН температурою та крива залишкової намагніченості насичення (SIRM) під час безперервного нагріву сіроколірних зразків девону.*

На магнетит, як основний мінерал заліза в сіроколірних відкладах, вказують результати аналізів параметрів петлі гістерезису. Враховуючи

надзвичайно низьку концентрацію феромагнетику у породі, петлі гістерезису було отриманні лише для декількох зразків. На рис. 4.12а показаний загальний вигляд кривої, на рис. 4.12б - її центральна частина, яка вказує на присутність феромагнітного мінералу. Параметри петлі гістерезису приведені у таблиці 4.1 і вказують на низькокоерцитивний мінерал, ймовірно магнетит.

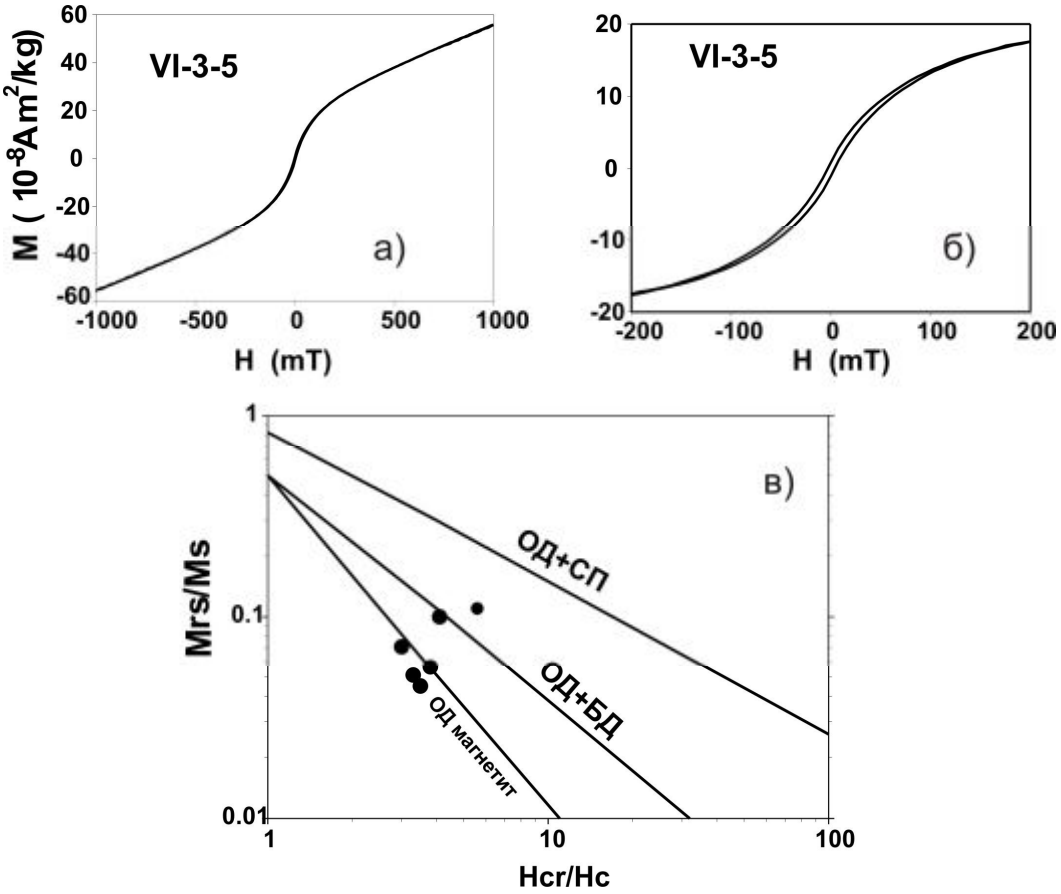



***Рис. 4.12.*** *Петлі гістерезису зразків девонських сіроколірних відкладів (а). Фрагмент (б) ілюструє збільшену середню частину. Діаграма Дея-Данлопа (в) ілюструє різні конфігурації зернових сумішей [75] з параметрами гістерезису для сірих вапняків (чорні крапки). Зерна: ОД - однодоменні; БД – багатодоменні; СП – суперпарамагнітні.*

На діаграмі Дєя-Данлопа [45, 47] параметри петлі гістерезису відповідають області багатодоменних зерен з наближенням до області псевдодоменних-однодоменних зерен (рис. 4.12 в). Тобто результати узгоджуються з висновками, отриманими по сіроколірним відкладам силуру,

які також вказують на магнетит як основний носій ПЗН. Залишається відкритим питання відносно його генезису - чи він є теригенний (алотигенний), чи вторинний – новоутворення аутигенного магнетиту може бути пов'язане як з присутністю у породі карбонатів заліза, так і обумовлено окисненням піриту до магнетиту [3].

Таким чином, можна очікувати присутність у породі як первинного, теригенного магнетиту, який може бути носієм ПЗН, так і вторинного аутигенного магнетиту, час формування якого невідомий.

***Таблиця 4.1.***

*Параметри петлі гістерезису сіро колірних порід девону*

| Відслонення | Hc (mT) | Hcr (mT) | Ms ($\mu Am^2/kg$) | Mrs ($\mu Am^2/kg$) | Mrs/Ms | Hcr/Hc |
|---|---|---|---|---|---|---|
| VII 2/1 | 4.7 | 18 | 4871 | 274 | 0.056 | 3.8 |
| VI 3/5 | 3.5 | 12.3 | 19830 | 899 | 0.045 | 3.5 |
| VI 7/2 | 7.3 | 22.1 | 4813 | 341 | 0.071 | 3 |
| V 2/4 | 9.6 | 39.5 | 2552 | 267 | 0.1 | 4.1 |
| IV 1 | 8.6 | 48.2 | 4055 | 445 | 0.11 | 5.6 |
| III 5 | 4.7 | 15.5 | 3122 | 158 | 0.051 | 3.3 |

Результати вимірів АМС всіх зразків (рис. 4.13., а) та зразків, на яких була виділена ChRM-компонента намагніченості, вказують наступне: параметр P, що характеризує ступінь анізотропії незначний, у середньому 1,01 і не перевищує 1,05; мінімальні осі еліпсоїдів АМС в основному орієнтовані перпендикулярно площині нашарування, у той час як максимальні і проміжні осі в основному спрямовані паралельно осі нашарування. Але якщо на діаграмі Д.Фліна ($L=K_1/K_2$; $F=K_2/K_3$) еліпсоїди відносяться як до лінійного, так і до площинного типу (рис. 4.13., а), то для зразків, на яких виділяється ChRM , характерний виключно площинний тип АМС, а мінімальні осі К3 чітко орієнтовані перпендикулярно площині

нашарування. Це свідчить на користь алотигенного генезису магнетиту, з яким пов'язана ChRM.

У роботі [14] по сіроколірним відкладам цього ж регіону також вказується на наявність гідроокисів заліза та на магнетит як на основний мінерал залізі - носій ПЗН.

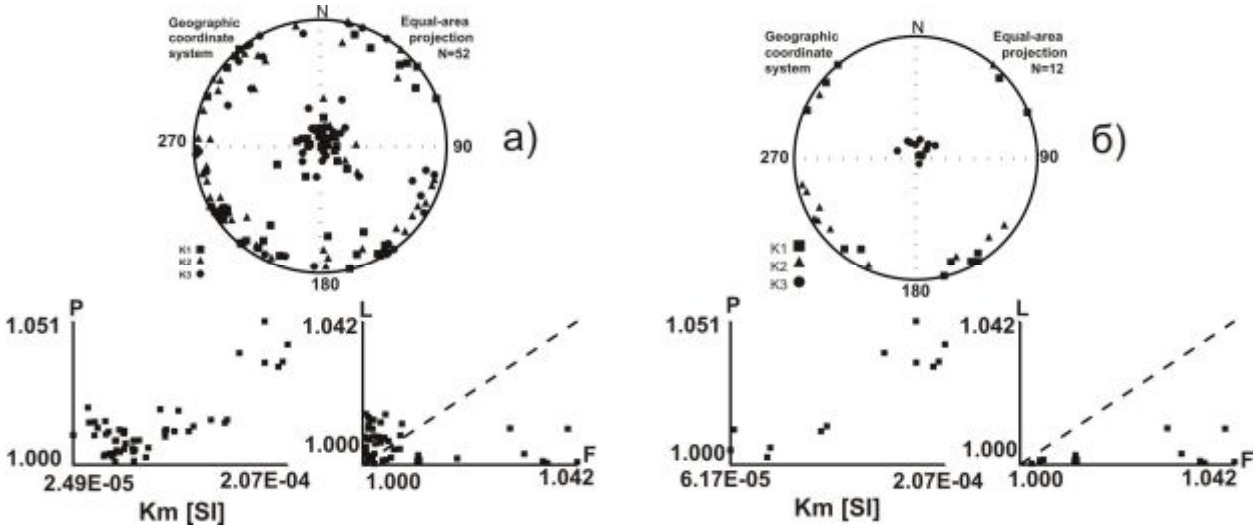



***Рис.4.13.*** *Розподіл осей еліпсоїдів анізотропії магнітної сприйнятливості (К1, К2 і К3 відповідно напрямки максимальної, середньої та мінімальної осей) і діаграми P = K1 / K3, L = K1 / K2, F = K2 / K3 всіх зразків (а) і зразків, на яких виділена ChRM (б). Km - величина магнітної сприйнятливості (од. СІ).*

***Червоноколірні відклади формації «old red» дністровської серії нижнього девону Поділля.*** Послідовне розмагнічування змінним магнітним полем зразків червоноколірних порід девону вказує на надзвичайну стабільність (магнітну «жорсткість») порід до впливу зміного магнітного поля – при максимальних полях вони втрачають не більше 10% первиної намагніченості, а іноді остання навіть трохи зростає (за рахунок видалення в'язкої компоненти намагніченості). При цьому напрям вектору ПЗН майже не змінюється (рис. 4.14., а).

Ступеневе розмагнічування при послідовно зростаючій температурі (температурна чистка) показує, що частина зразків повністю розмагнічується

при температурі 590-610°С, але в інших при цьому залишаться до 10 – 30% первинної ПЗН, як повністю розмагнічується при температурі 680-690°С (рис. 4.14., б).

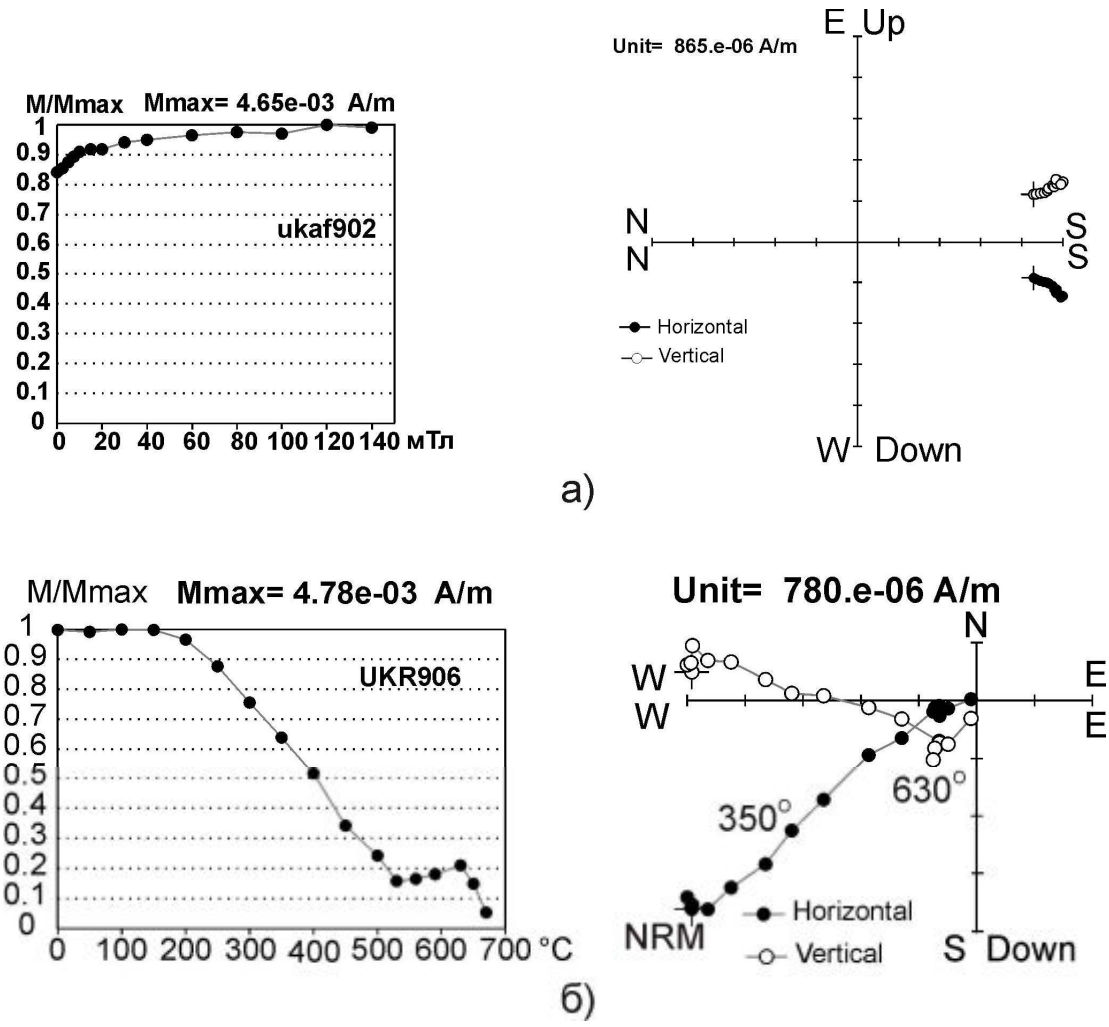
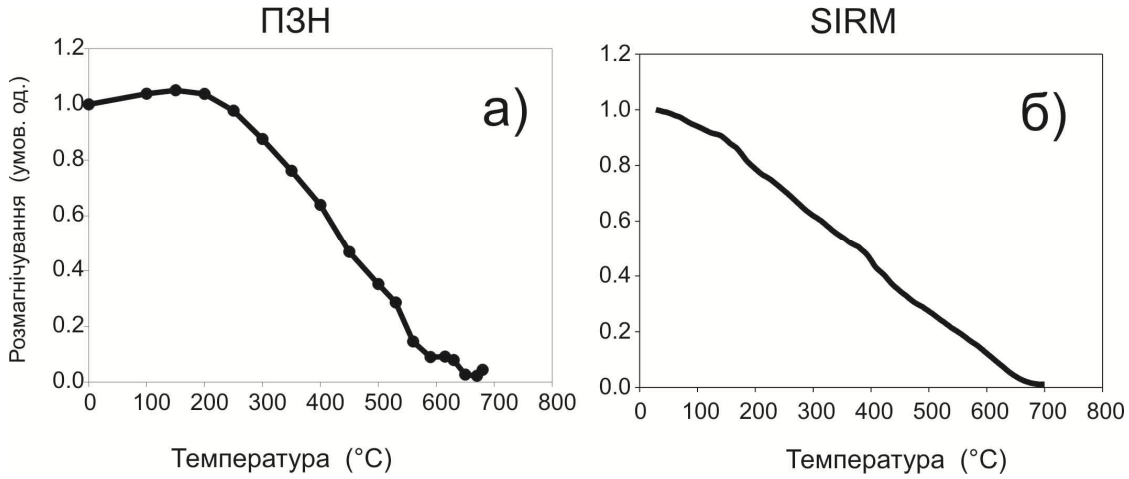



***Рис. 4.14.*** *Приклади ступеневого розмагнічування зразків червоноколірних відкладів нижнього девону Поділля змінним магнітним полем (а) та температурою (б). Наведені нормовані криві розмагнічування ПЗН, діаграми Зійдервельда (залиті/пусті кола – проекції на горизонтальну/вертикальну площини).*

Таким чином, якщо не враховувати в’язку компоненту намагніченості, результати ступеневого температурного розмагнічування вказують на дві компоненти ПЗН. Перша, відносно низькотемпературна (НТ), виділяється майже на всіх зразках, вносить основний вклад в ПЗН і характеризується максимумом Тб в основному біля 600°С (рис. 4.15., а).




***4.15.*** *Приклади розмагнічування нормованої ПЗН температурою та крива залишкової намагніченості насичення (SIRM) під час безперервного нагріву червоноколірних зразків девону.*

Друга, високотемпературна компонента (ВТ), виділяется тільки на окремих зразках на «хвостах» кривих розмагнічування у діапазоні деблокуючих температур 590-690°С, на неї також вказує результати терморозмагнічування SIRM при безперервному нагріванні зразків (рис. 4.15б). Температура деблокування біля 680°С вказує на гематит (як на найбільш ймовірний мінерал, який відповідає за формування ПЗН у червоноколірних відкладах). Блокуючи температури з максимумом близько 600°С, при яких виділяється НТ – компонента, потребують окремої інтерпретації. Така температура характерна для нестехіометричного магнетиту, слабко окисненого до магеміту. Однак крайня жорсткість ПЗН до розмагнічування змінним магнітним полем (рис. 4.16.,а) виключає магеміт та магнетит. Таким чином, питання, який магнітний носій цієї компоненти та його походження, є ключовим.

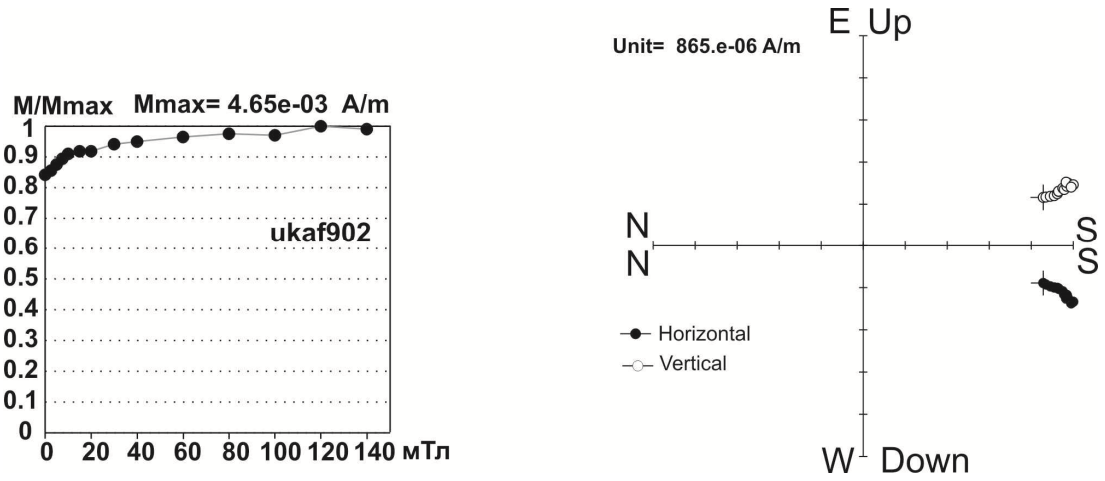



***Рис. 4.16.*** *Приклади ступеневого розмагнічування зразків червоноколірних відкладів нижнього девону Поділля змінним магнітним полем. Наведені нормована крива розмагнічування ПЗН, діаграма Зійдервельда (залиті/пусті кола – проекції на горизонтальну/вертикальну площини).*

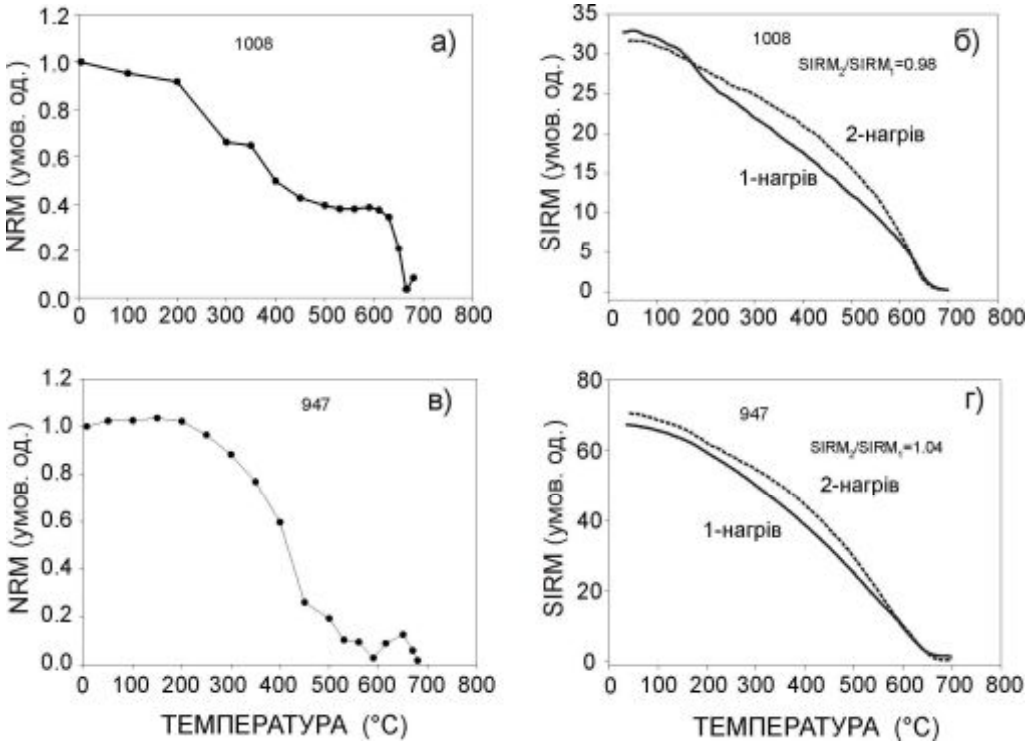



***Рис. 4.17.****Приклади температурного розмагнічування червоноколірних зразків нижньодевонських відкладів Поділля: нормованої ПЗН у процесі ступеневого розмагнічування (а, в); залишкової намагніченості насичення (SIRM)у процесі неперервного нагріву (б, г); приведені криві першого і другого нагрівів.*

Термомагнітний аналіз зразків з наведеною SIRM вказує на Тб, характерні для гематиту. Присутність інших магнітних мінералів, в тому числі з Тб близько 600°С, на цих кривих не визначається (рис. 4.17., б, г), а нагрів до 700°С майже не призводить до перетворення магнітних мінералів (див. криві повторних нагрівів). Таким чином, на обох типах кривих терморозмагнічування більша частина ПЗН має максимум блокуючих температур близько 600°С.

Для визначення типів магнітних мінералі, які є основними носіями ПЗН, були досліджені залежності зміни МС зразків від температури у процесі нагріву та охолодження Km (T). Результати дозволяють розділити зразки за двома типами кривих: 1) збільшення Km біля 600°С, температура Кюрі (Тс) близько 640 – 650°С, прояв новоутворених магнітних фаз на кривій охолодження зразку (рис. 4.18., а); 2) збільшення Km біля 530°С, Тс близько 580°С, при охолодженні спостерігається два піка – різкий при 530-500°С і більш повільний при температурах від 450 до 350°С (рис. 4.18., б). Ознаки гематиту на кривих відсутні, але це може бути обумовлено процесами відновлення, що відбувається при нагрівах при перетворенні гематиту в магнетит.

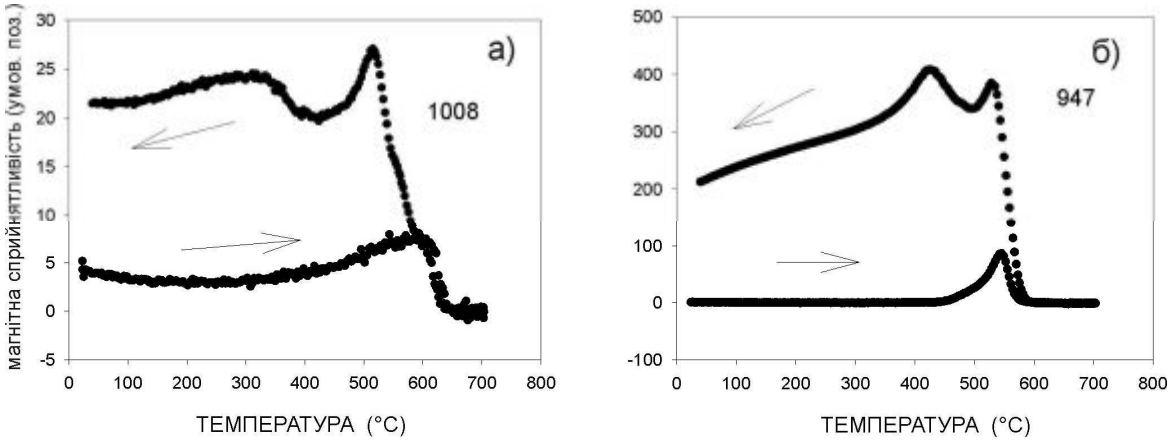



***Рис. 4.18.*** *Зміна магнітної сприйнятливості зразків червоноколірних відкладів нижнього девону в процесі неперервного нагріву та охолодження.*

Криві IRM не досягають насичення у полях до 3.5 Тл, що вказує на наявність магнітно «жорсткого» мінералу (рис. 4.19, а), наведена у полі 3.3 Тл IRM не розмагнічується, а втрачає близько 20% при розмагнічуванні змінним магнітним полем до 140 мТл (рис. 4.19, б). Два зразка були намагнічені у полі до 9 Тл, але і при цьому крива IRM не досягла насичення (рис. 4.19, а). Ці результати узгоджуються з раніше отриманими даними про надзвичайно високу стабільність ПЗН до впливу змінного магнітного поля. Результати по наведенню IRM та подальшого її розмагнічування змінним магнітним полем вказують на співвідношення кривих, характерне для багато доменного магнетиту [92], тобто вказують на можливу присутність невеликої кількості «магнітом'якого» мінералу (рис. 4.19. б, в). Криві насичення IRM були проаналізовані за методикою [88, 72], яка дозволяє розділяти магнітні мінерали, які характеризуються різною коерцитивністю, по аналізу кривої намагніченості зразка постійним магнітним полем (CLG аналіз по [72]). Результати вказують на два (іноді три) максимуми спектру магнітної жорсткості (рис. 4.19 г). У табл.4.2 наведені чисельні характеристики відповідних параметрів для деяких зразків червоноколірних порід.

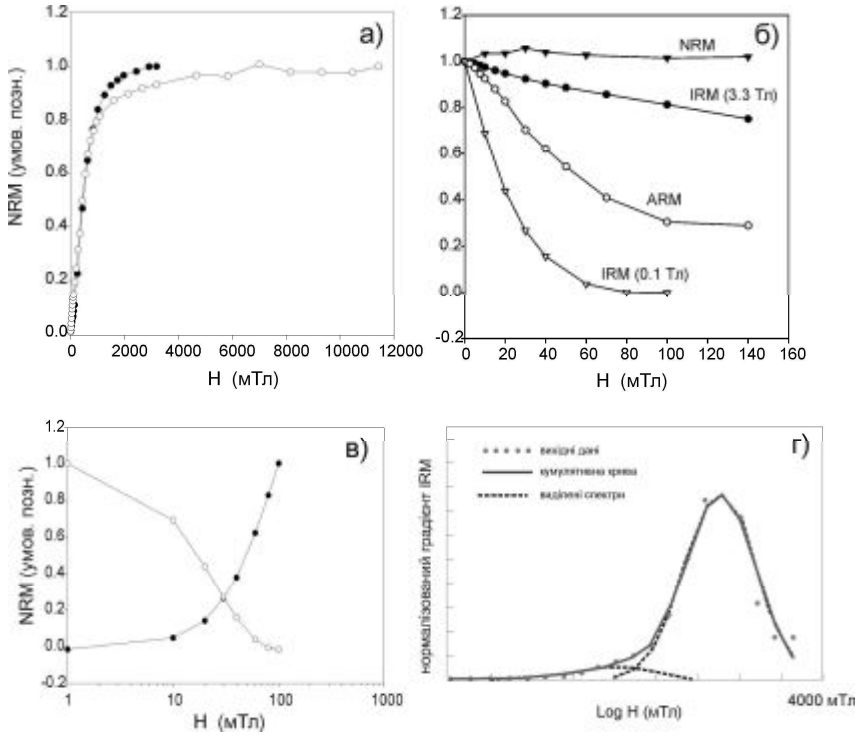


***Рис.4.19.*** *Криві насичення IRM (а); криві розмагнічування змінним магнітним полем (б): NRM (чорні трикутники), IRM наведеної у полі 3,3 Тл (чорні кола), ARM (білі кола), IRM наведеної у полі 0,1 Тл (білі трикутники); в – приклад співставлення нормалізованої кривої IRM та кривої розмагнічування IRM; точка перетину нижче 0,5 (теоретичне значення для однодомного не взаємодіючого магнетиту) і вказує на ймовірну присутність багатодоменного магнетиту поряд з гематитом [91]; г – приклад аналізу похідної кривої IRM за методикою [72]*

***Таблиця 4.2.***

*Параметри кривих насичення IRM згідно з методикою [72]. Примітка: $SIRM_{R.\,C.}$ — відносний вклад компонент у загальну IRM; $B_{1/2}$ — поле при якому компонента набуває половину своєї величини насичення SIRM; DP — параметр дисперсії; $B_{1/2} \pm DP$ — діапазон поля $B_{1/2}$ з дисперсією DP.*

| Номер зразка | Максимальне поле насичення, Тл | $SIRM_{R.\,C.}$ | $B_{1/2}$ log (мТл) / (мТл) | DP, log, мТл | $B_{1/2} \pm$ DP, мТл |
|---|---|---|---|---|---|
| 1008 | 3,2 | 0,078<br>0,922 | 1,673 / 47<br>2,695 / 495 | 0,400<br>0,349 | 19—118<br>222—1107 |
| 966 | 3,2 | 0,277<br>0,723 | 2,569 / 371<br>2,704 / 506 | 0,745<br>0,287 | 67—2061<br>261—979 |
| 1006 | 10 | 0,103<br>0,897 | 1,643 / 44<br>2,848 / 705 | 0,442<br>0,467 | 16—122<br>240—2065 |
| 965 | 10 | 0,365<br>0,635 | 2,658 / 455<br>2,664 / 461 | 0,200<br>0,795 | 287—721<br>74—2877 |

Петлі гістерезису зразків мають характерну форму «осиної талії» (wasp-waist shape, рис. 4.20а, б) та вказують на високу магнітну жорсткість,

параметри петель для деяких зразків наведені в табл.4.3. На діаграмі Дея-Данлопа співвідношення параметрів Mrs/Ms і Hcr/Hc відповідає області, яка характеризує однодоменні (ОД) та суперпарамагнітні (СП) зерна (рис. 4.20., в).

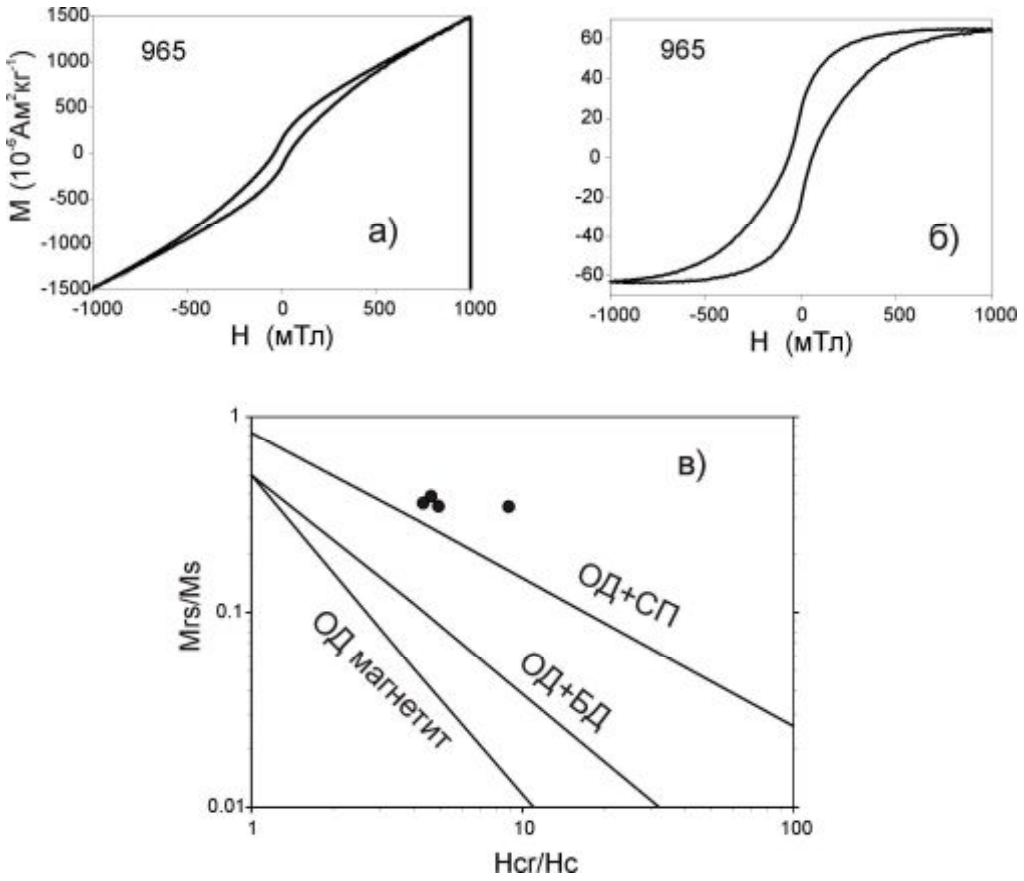



***Рис. 4.20.*** *Приклади петлі гістерезиса форми «осиної талії» (а); вона ж після видалення парамагнітного ефекту (б);співвідношення параметрів $M_{rs}$ / $M_s$ и $H_{cr}$ / $H_c$ (діаграма Дея—Данлопа) (в). Зерна: ОД – однодоменні, БД – багатодоменні, СП – суперпарамагнітні.*

Слід відмітити, що ця область асоціюється з перемагнічуванням карбонатів внаслідок утворення аутигенного магнетиту [64]. У такому випадку параметри гістерезису на діаграмі Дєя-Данлопа вказують, що в зразках домінують магнітні носії, які мають подібні характеристики з суперпарамагнітними та стабільними однодоменними зернами перемагнічених карбонатів.

***Таблиця 4.3.***

*Магнітні параметри петлі гістерезису для зразків нижньодевонських червоноколірних відкладів Поділля*

| Номер зразка | $H_c$, мТл | $H_{cr}$, мТл | $M_s$, мкАм$^2$/кг | $M_{rs}$, мкАм$^2$/кг | $M_{rs}$ / $M_s$ | $H_{cr}$ / $H_c$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1008 | 50,5 | 450,5 | 7446 | 2567 | 0,345 | 8,9 |
| 1006 | 65,6 | 321,7 | 3029 | 1198 | 0,39 | 4,6 |
| 966 | 61,1 | 263 | 4605 | 1599 | 0,347 | 4,9 |
| 965 | 91,5 | 421 | 4072 | 1468 | 0,36 | 4,3 |

Результати тесту Лоурі [74], який проводився для компонент наведеної по трьом ортогональним осям IRM, показали, що основна частина намагніченості набувається у полі 1,5 Тл та складає біля 80-90% сумарної IRM. При низьких (0.15 Тл) та високих (3.3 Тл) полях відносні величини IRM, які набувають зразки, набагато менші (рис. 4.21). Для компоненти Y, наведеної у полі 1,5 Тл, характерні такі ж блокуючі температури, як і для компонент ПЗН, які були виділені в процесі ступеневого терморозмагнічування: 530° – 580°С і 650° – 680°С. У той же час для двох інших компонент (наведених у полях 0,15 Тл і 3,3 Тл) блокуючі температури відповідають діапазону 660° – 680°С.

Петрографічні та мікроаналітичні дослідженн з використанням скануючої електронної мікроскопії (SEM), довжино хвильової дисперсійної спектроскопії (WDS – wavelength-dispersive spectroscopy) та аналізу дифракції рентгенівських промінів (XRD– x-ray diffraction) дозволили виділити у червоноколірних відкладах п’ять генерацій гематиту (рис. 4.22): 1) детритові зерна первинного гематиту зі зростками ільменіту (або ільменіт-гематитове проростання типу "tiger striped", розмір зерен від декількох до 100 мкм); 2) зерна мартиту (псевдоморфози гематиту по магнетиту); 3) кристали

дзеркального гематиту у зернах хлориту (розміром до 10 мкм); 4) мікрокристалічний аутигенний гематит (розмір 1-2 мкм); 5) ультрадисперсний пігмент (типу «кольорової капусти» розміром ~ 100 нм).

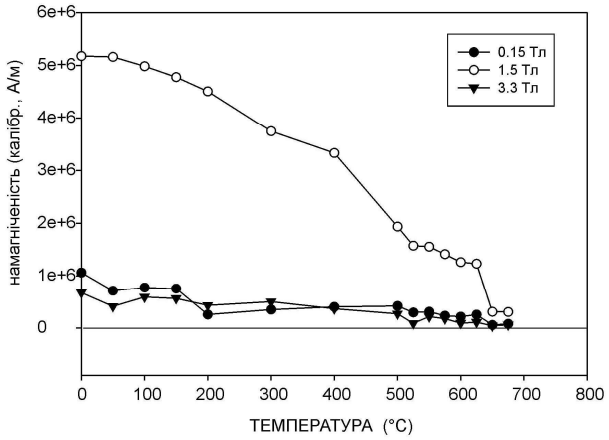



***Рис. 4.21.*** *Приклад терморозмагнічування наведеної IRM по трьом осям Z, Y та X у полях відповідно 3,3; 1,5 и 0,15 Тл.*

Аналіз АМС червоноколірних відкладів дністровської серії вказує на перевагу в більшій частині зразків типових осадових структур (рис. 4.23), які можуть формуватися за рахунок седиментації дрібного теригенного матеріалу, а також при наступній літіфікації та ущільнення відкладів. Середні напрямки мінімальних осей еліпсоїда АМС ($K_{min}$ = 346,2° / 89,4°) близькі до вертикального та перпендикулярні до площин середньої та максимальної осей. Ступінь анізотропії (параметр *P*) низька і не перевищує 1,048, а параметри *L* і *F* вказують на переважно площинний тип АМС. Напрямки максимальних осей еліпсоїдів КЗ згруповані у північно-північно-західному напрямку, що вказує на можливий вплив деяких зовнішніх факторів, наприклад помірної течії при осадженні теригенного матеріалу. Такий характер розподілу осей АМС для червоноколірних порід є аргументом на користь седиментаційної природи намагніченості, хоч однозначно це стверджувати не можна (див. наприклад [37, 70])

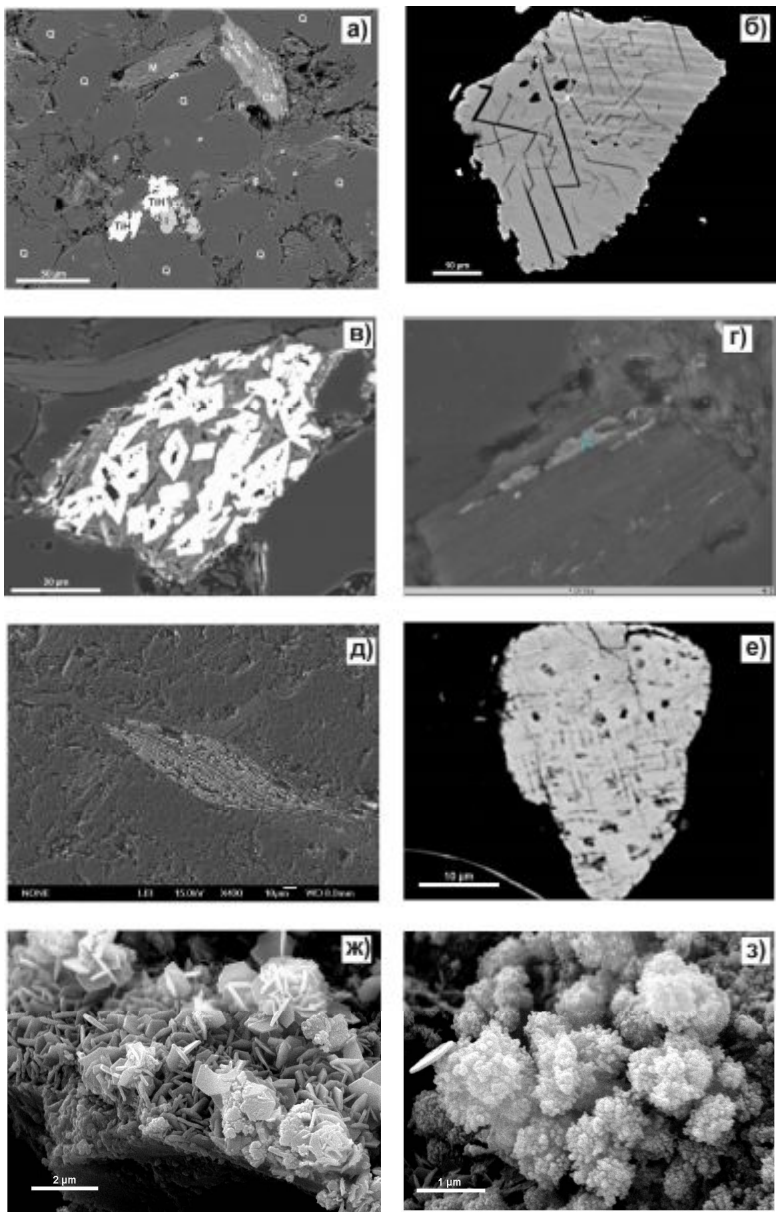



***Рис. 4.22.*** *Мінерали заліза – носії ПЗН у нижньодевонських червоноколірних відкладах Поділля: а - BSE (back-scattered electron detector) зображення червоноколірного пісковика; Q — кварц, F — польовий шпат, M — мусковіт, Ch — хлорит, TiH — титаногематит, I — ільменит; б — BSE — зображення детритового зерна первинного гематиту з темними прошарками ільменіту (тигрово-смугасте «tiger striped» ільменіт-гематитове проростання); в – д - BSE — зображення кристалів дзеркального гематиту в пост-біотит хлоритових агрегатах; е – BSE – зображення зерна мартиту; ж — SEM — зображення гексагональних зерен аутигенного гематиту; з — SEM — зображення зрощених агрегатів зерен гематиту типу «кольорової капусти».*

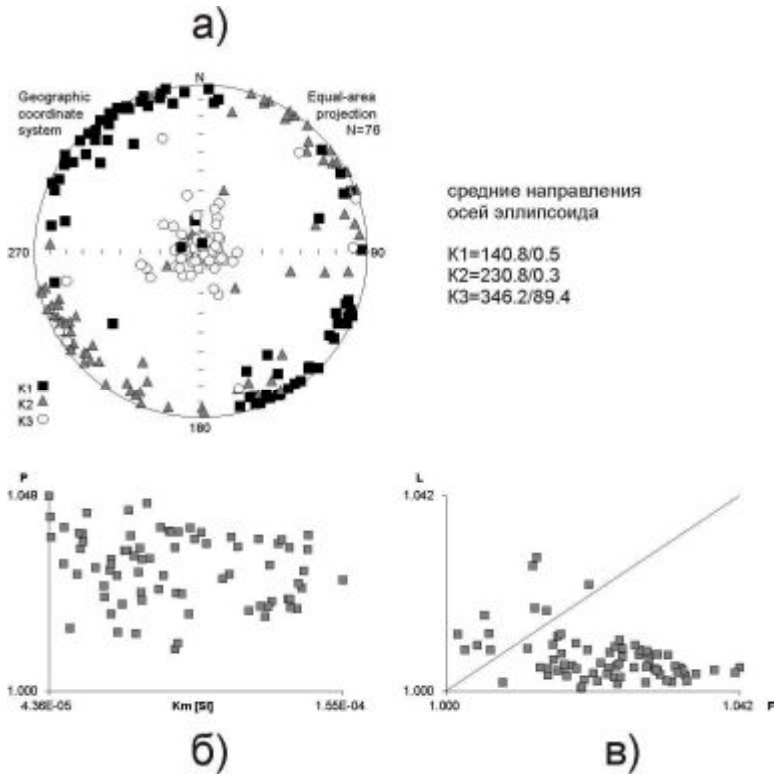



***Рис. 4.23.*** *Розподіл осей еліпсоїда АМС (К1, К2 и К3 відповідно напрямки максимальної, середньої та мінімальної осей (а)); діаграми ступня анізотропії магнітної сприйнятливості P = K1/K3 відносно величини магнітної сприйнятливості Km (од. СИ) (б); розподіл відношення головних осей еліпсоїда АМС на діаграмі Д. Фліна, L = K1/K2, F = K2/K3 (в).*

Таким чином проаналізувавши петромагнітну та мікроскопічну інформацію, отриману по сіроколірним і червоноколірним силурійським і девонським відкладам Поділля, можна зробити висновок, що механізм набуття седиментаційної намагніченості в цих породах тотожній, але за її формування відповідають різні мінерали - носії намагніченості. Так, у сіроколірних породах за формування ПЗН відповідає магнетит (як алотигенний, так і аутигенний), а в червоноколірних породах основним носієм намагніченості є гематит (як алотигенний, так і аутигенний), який присутній у породі у кількох генераціях. Виходячи з цього, палеомагнітні результати для сіроколірних та червоноколірних відкладів доцільно розглядати окремо, враховуючи отримані петромагнітні та мікроскопічні дані.

# РОЗДІЛ 5

# ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СИЛУРІЙСЬКИХ ТА НИЖНЬОДЕВОНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПОДІЛЛЯ

**5.1. Силурійські відклади Поділля.** ***Сіроколірні відклади.*** Величина природної залишкової намагніченості (ПЗН) сіроколірних порід силуру Поділля змінюється у межах від 0.1 до 2.5 $mAm^{-1}$. Найбільш високі значення характерні для порід скальської серії, для відкладів малиновецької та яругської серій величина ПЗН у середньому дорівнює 0.5 $mAm^{-1}$. Величини магнітної сприйнятливості (МС) коливаються у більш широких межах: від $2\times10^{-6}$ до $170\times10^{-6}$ (рис.5.1.).

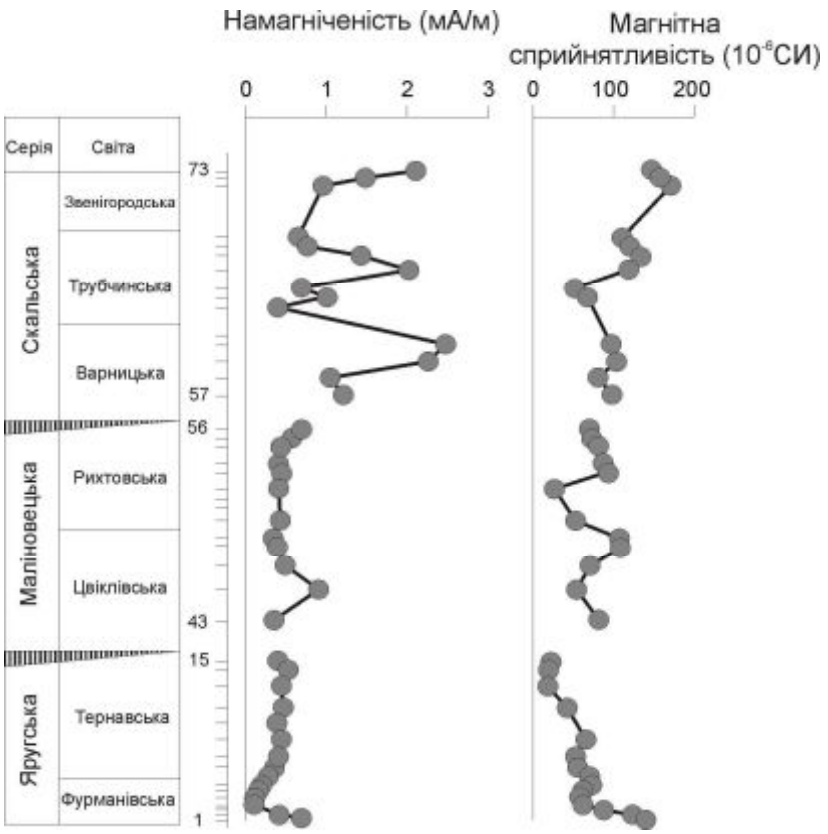



***Рис. 5.1.*** *Зміни величин намагніченості та магнітної сприйнятливості сіро колірних відкладів Поділля вздовж відпрацьованого профілю досліджених розрізів. Приведені середні значення по рівнях відбору зразків.*

Температурна чистка виявилася найбільш прийнятна для порід скальської серії (рис.5.2 а). Інші породи при нагріванні до температур вище 350°С зазнавали значних мінералогічних змін з різкими зростаннями величин намагніченості та магнітної сприйнятливості (див., наприклад, рис. 5.2 в).

Результати температурного розмагнічування показали, що ПЗН сіроколірних відкладів повністю руйнується при температурах близько 470°С. В'язка компонента видалялася при температурах 100-150°С, після чого можна було виділити дві компоненти намагніченості з різними блокуючими температурами: одна північного схилення і близького до сучасного нахилення, позначена далі як R-компонента з Тбmax = 200-250°С, та інша, південно-південно західного схилення і від'ємного нахилення, далі позначена як Р-компонента (Тбmax = 450–470 °С).

Чисткою змінним магнітним полем (Н- чистка) до 150 мТл не завжди вдавалося повного розмагнічування зразка – залишок складав близько 10% ПЗН (рис.5.2 б). На початковому (нижче 20 мТл) та на кінцевому проміжках діаграм R- і Р- компоненти (з аналогічними напрямками отриманими при Т - чистці) легко ідентифікувалися за лінійними сегментами (як правило не менш як п'ять ступенів розмагнічування). Однак, як видно з рис. 5.2 б, коерцитивні спектри цих компонент доволі часто перекриваються. Для розрахунку напрямків таких компонент була спроба застосувати метод Холла [59]. Аналіз отриманих результатів показав, що перетин великих кіл перемагнічування дає загальний напрямок, який є сумою R- и Р – компонент. Таким чином для подальших розрахунків були залученні результати, отриманні надійно виділеними лінійним сегментам індивідуально для кожного зразка.

Сіроколірні зразки малиновецької серії в більшості були розмагнічені змінним магнітним полем (Н- чистка). Температурне розмагнічування до температури 350°С дозволило виділити тільки в'язку або близьку до сучасної компоненти намагніченості. При більш високих температурах величини намагніченості та магнітної сприйнятливості різко зростали (рис.5.2 в).

В процесі Н-чистки виділялися два або три напрямки намагніченості (рис.5.2 г). Перший напрямок (в полях від 5 до 20 мТл) був подібний напрямку R-компоненти, що виділяється в зразках скальської серії. Інший напрямок, що виділяється в полях між 20-30 мТл і 100-160 мТл і близький до напрямку Р-компоненти, було виявлено в багатьох, але не у всіх зразках. Крім того, у більш ніж половині зразків при середніх і високих полях розмагнічування було виділено новий напрямок південно-західного схилення та додатного нахилення, далі позначений як S-компонента. Іноді цей напрямок виділявся як напрямок стабільної вторинної компоненти після видалення R-компоненти (рис.5.2 д), іноді як напрямок компоненти проміжної стабільності, яка руйнувалася при зростаючих змінних полях. Висока коерцитивність окремих зразків малиновецької серії не дозволяла повністю розмагнітити такі зразки навіть в полях близько 160 мТл. Таким чином, близько 20% зразків показали присутність високо стабільної компоненти (позначеної далі як RH-компонента), яка мала північне схилення і відносно високе додатне нахилення, для якої також було визначено середній напрямок близький до сучасного геомагнітного поля.

Зразки порід яругської серії характеризувалися аналогічною з породами малиновецької серії поведінкою при Т- и Н - чистках. Їх температурна чистка виявилася малоінформативною, а при Н – чистці були виділені R- , S- и Р-компоненти з відповідно низької, середньої та високої коерцитивності (рис.5.2 д, е). Приблизно в 10% зразках також була виділена високостабільна RH-компонента.

Основні напрямки компонент намагніченості, виділені на зразках скальської, малиновецької та яругської серій, наведені в таблицях 5.1 - 5.4 і на малюнках 5.3., 5.4. Середні напрямки з 95% довірчими інтервалами, обчислені для кожної з серій, наведені на рис.5.5.

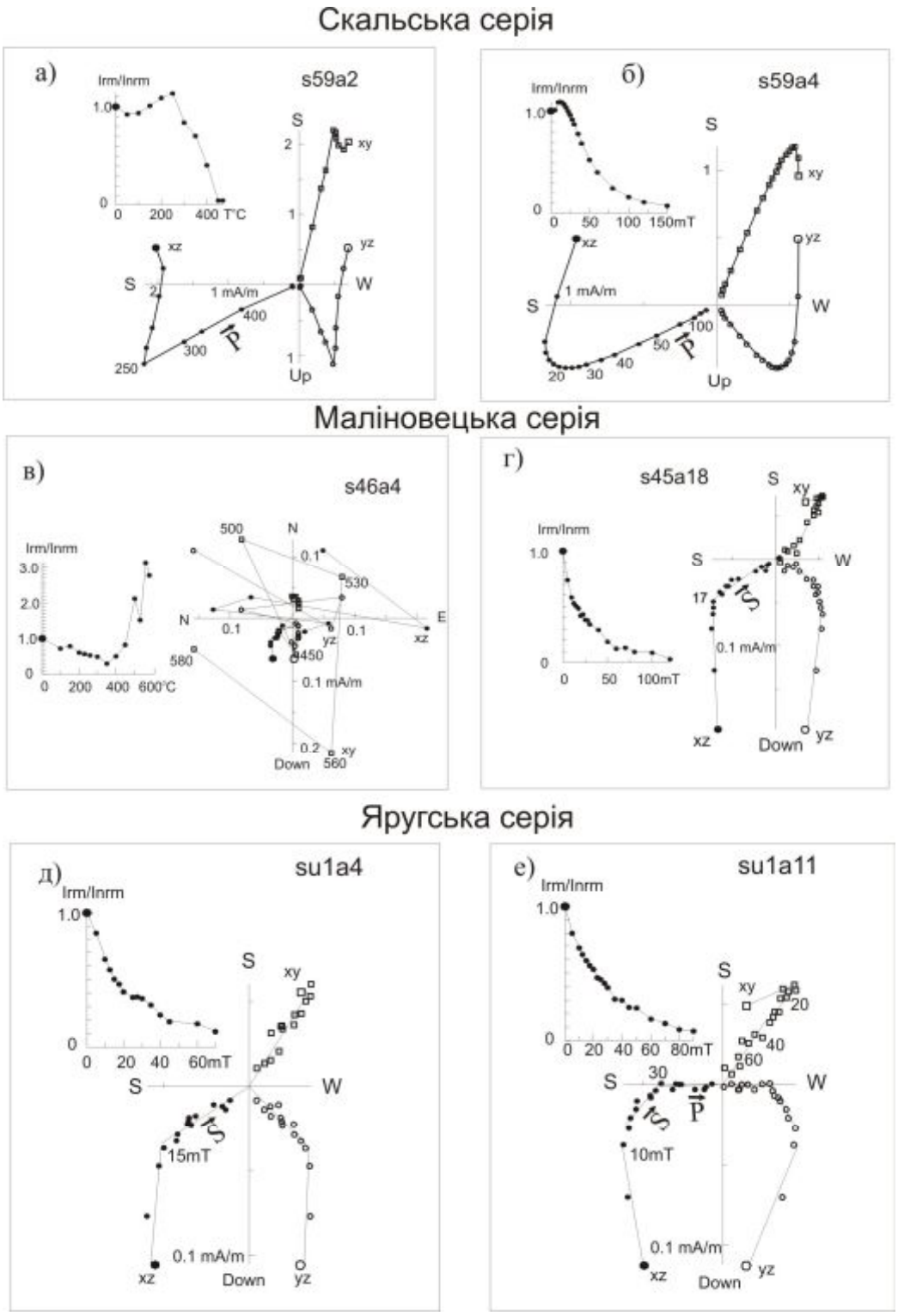



***Рис. 5.2.*** *Приклади температурної (Т) та магнітної (Н) чистки (криві розмагнічування ПЗН і діаграми Зійдервельда) зразків скальської (а, б), малиновецької (в, г), яругської (д, е) серій. Стрілками з літерними позначками вказані виділені компоненти намагніченості. Розрахунки виконані з використанням пакету програм PDA [73].*

Низько стабільна (R) і високо стабільна (RH) компоненти мають близькі напрямки, які не відповідають ніякому з відомих напрямків давнього геомагнітного полюса (рис.5.3, таб. 5.1, 5.2) і відповідають напрямку низькостабільної "L"- компоненти, виділеної на породах девонського віку з цього ж регіону [89]. Вони обумовлені в'язкою намагніченістю, час утворення якої істотно молодше часу утворення породи (недавнє геологічне минуле, і далі ці компоненти не розглядаються.

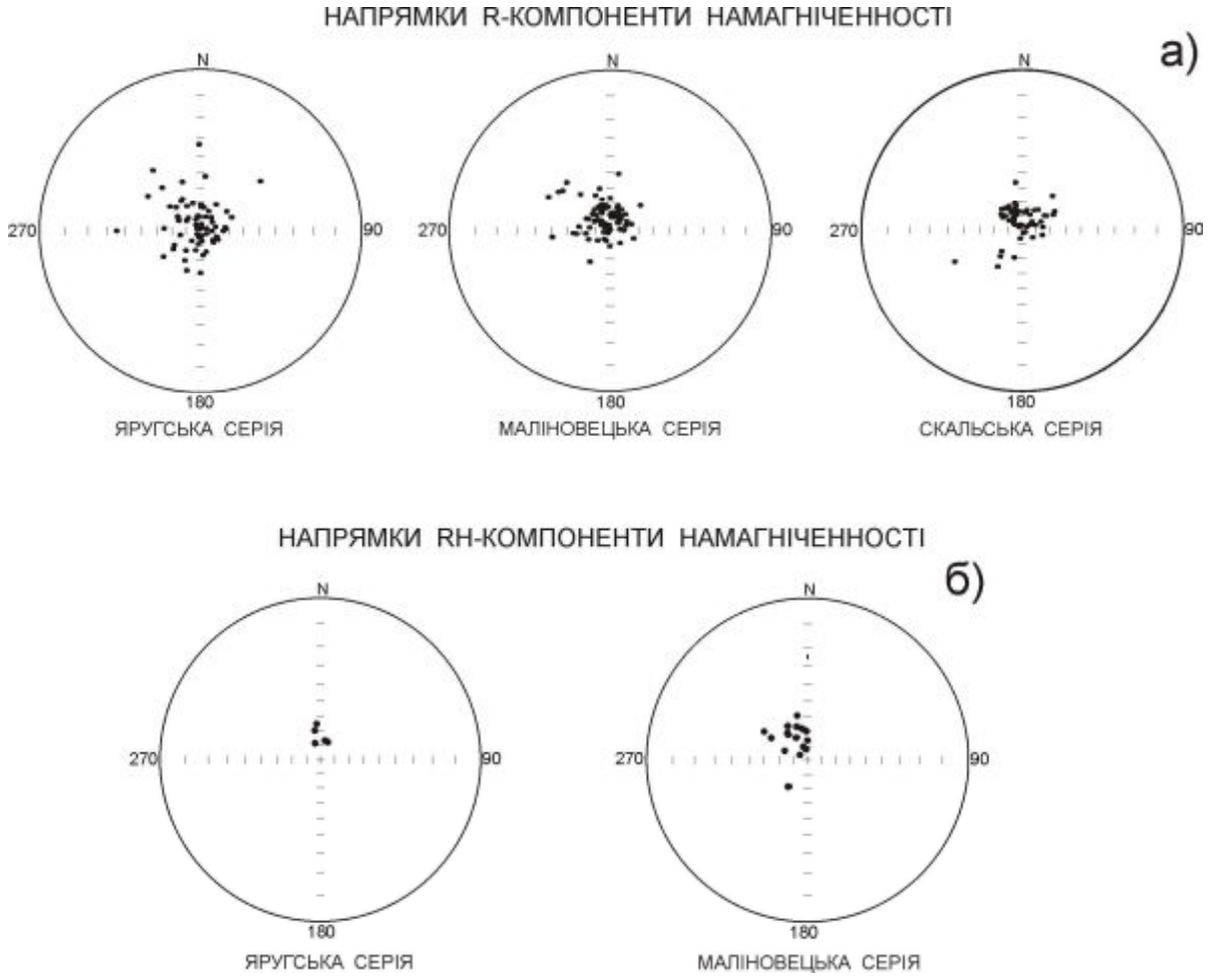



***Рис. 5.3.*** *Стереографічні проекції середніх напрямків низько стабільної R-компоненті (а) та високо стабільної RH- компоненти (б) для відкладів різних серій.*

Р - компонента, що виділяється у всіх світах сіроколірних відкладів силуру, зумовлена наявністю псевдооднодоменних зерен магнетиту з

відносно високою коерцитивністю. Вона з високою точністю визначена в породах скальської серії і менш точно в породах яругської серії (рис.5.4).

Середні напрямки компоненти для порід скальської (виділена у 16 зразках з 6 стратиграфічних рівнів), малиновецької (у 52 зразках з 11 рівнів) та яругської (у 42 зразках з 8 рівнів) серій відповідно D = 199°, J = -26°; D = 200°, J = -19°; D = 204°, J = -19°. Координати середнього палеомагнітного полюса Ф =47°S, Λ =352°E, що близько до ймовірно пермського напрямку (46 °S, 348 °E), виділеного раніше на девонських і силурійських відкладах Поділля («I» – компонента в роботі [89]). Нова оцінка дещо зміщена відносно напрямків для карбону Руської плити [68]. Зроблено висновок, що магнетит, з яким пов'язана Р-компонента, є аутигенним, і ця метахронна компонента є хімічною залишковою намагніченістю (CRM).

S- компонента виділяється, головним чином, у сіроколірних зразках малиновецької та яругської серій. У породах скальської серії S-компонента була виділена тільки у 16 зразках з 6 рівнів. У породах малиновецької серії вона виявлена у 52 зразках з 11 рівнів, а в яругській серії - у 42 зразках з 8 рівнів (табл.5.4). Ця компонента проміжної стабільності виділяється тільки при розмагнічуванні змінним магнітним полем. Іноді вона віддаляється в низьких полях, близько 20 мТл, іноді в полях 50-60 мТл. Якщо, як показують результати термомагнітного аналізу, в досліджуваних породах основним магнітним носієм є магнетит, то S-компонента обумовлена магнетитом проміжної коерцитивності, і з ним пов’язана седиментаційна (постседиментаційна) намагніченість, яка має всі ознаки первинної.

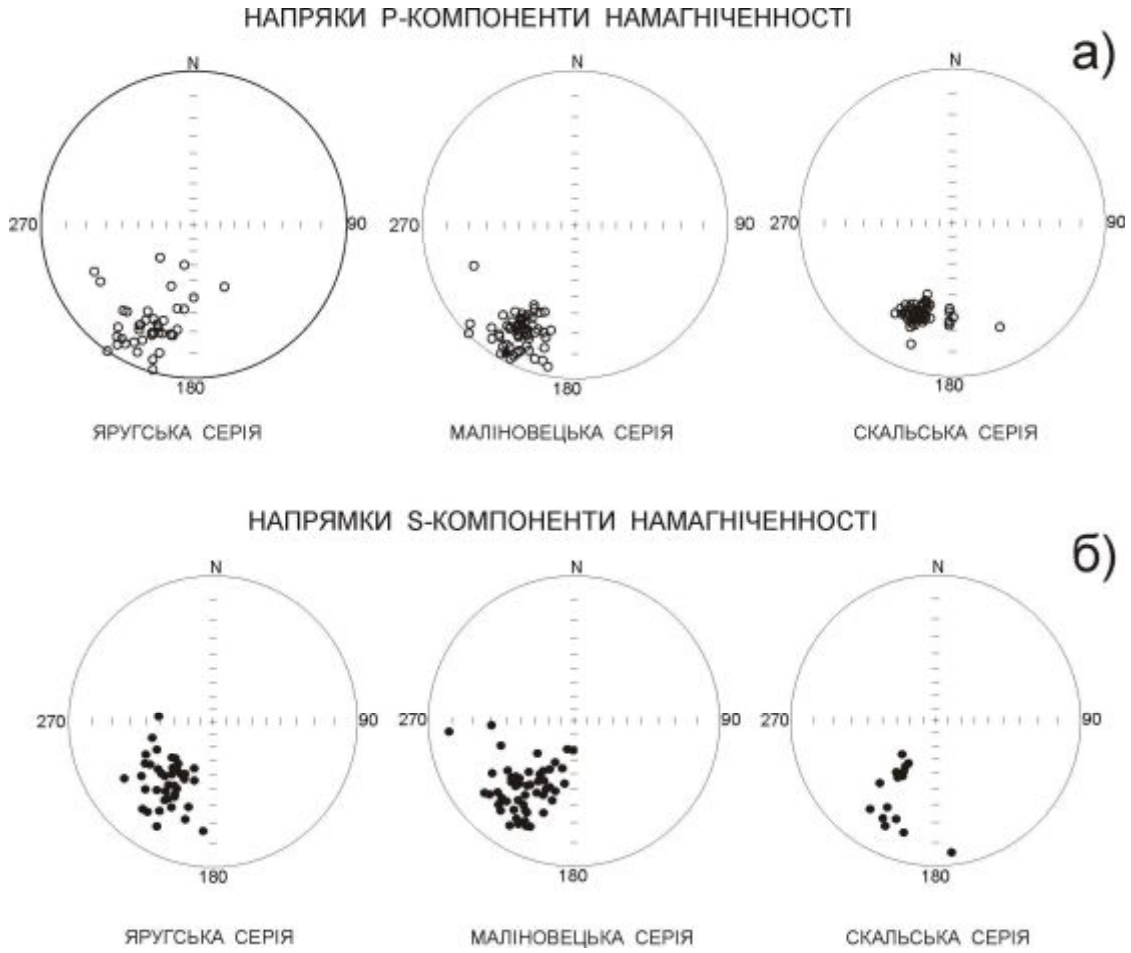



***Рис. 5.4.*** *Стереографічні проекції напрямків Р-компоненти (а) та S - компоненти (б) для сіроколірних відкладів різних серій.*

Середній напрямок S - компоненти близький до силурійського напрямку, який слід очікувати для району Подолії відповідно до кривої міграції віртуального геомагнітного полюса (APWP) для Балтики/Стабільною Європи [82]. Палеомагнітний полюс (18.7°S, 351°E), розрахований для всіх трьох серій сіроколірних відкладів силуру, потрапляє на силурійську частину ТПМП для Балтики/стабільної Європи.

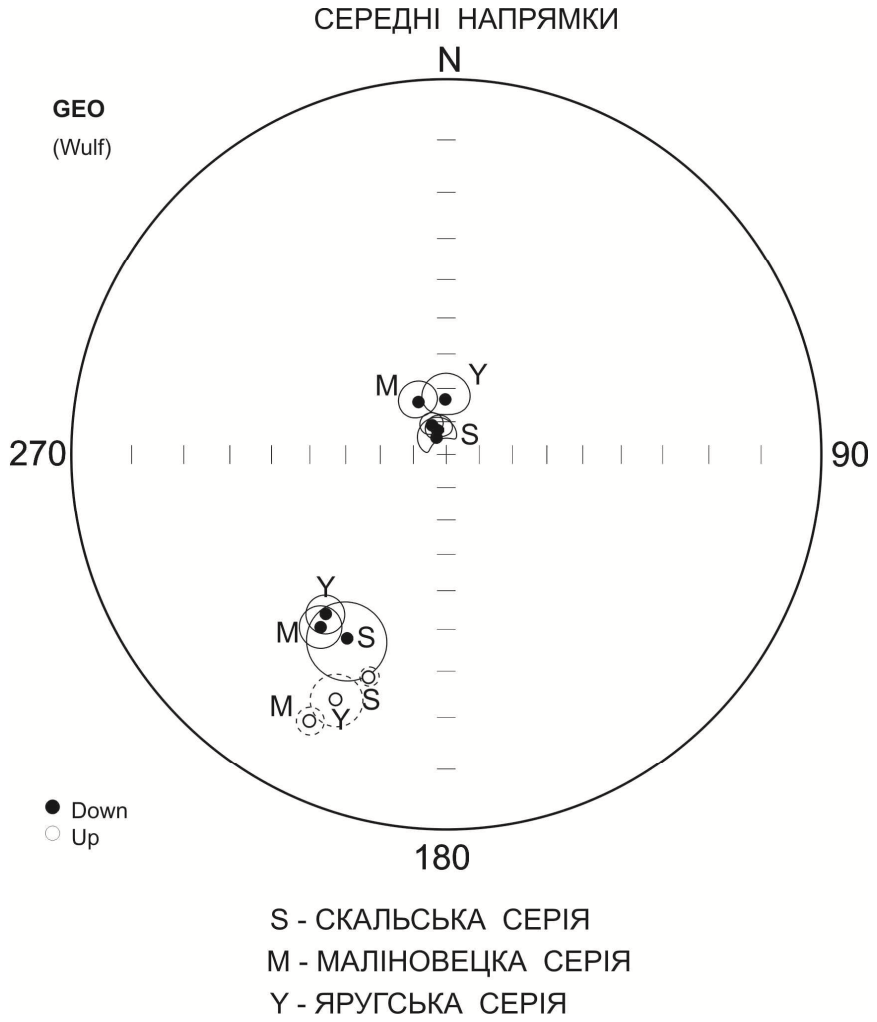



***Рис. 5.5.*** *Розподіл середніх напрямків компонент намагніченості для кожної серії сіроколірних силурійських відкладів з 95% інтервалами довіри. Залиті/пусті кола відповідають проекціям на нижню/верхню півсферу.*

***Таблиця 5.1.***

*Низькостабільна компонента залишкової намагніченості (R – компонента). Пояснення до таблиці:* ***$N/N_0$*** *– кількість зразків на яких була виділена компонента/до загальної кількості досліджених зразків;* ***D/I*** *– схилення/нахилення (у градусах);* ***k*** *– кучність розподілу векторів [54];* ***$\alpha_{95}$*** *– радіус кола довіри (у градусах) для середнього напрямку компоненті з 95% вірогідністю.*

| **Серія** | **Світа** | **$N/N_0$** | **D/I** | **k** | **$\alpha_{95}$** |
|---|---|---|---|---|---|
| Скальська | Звенігородсь | 12/12 | 2/79 | 22,9 | 9,3 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Трубчинська | 24/29 | 348/82 | 30,7 | 5,4 |
| | Варницька | 19/20 | 325/83 | 22,2 | 7,3 |
| Малиновецька | Рихтівська | 43/53 | 329/81 | 27,7 | 4,2 |
| | Цвіклівська | 33/44 | 342/78 | 19,6 | 5,8 |
| Яругська | Тернавська | 33/44 | 318/76 | 14,3 | 7,0 |
| | Фурманівська | 33/39 | 76/86 | 16,5 | 6,3 |

**Таблиця 5.2.**

*Високостабільна компонента залишкової намагніченості (RH – компонента).*

| **Серія** | **Світа** | **$N/N_0$** | **D/I** | **k** | **$\alpha_{95}$** |
|---|---|---|---|---|---|
| Малиновецька | Рихтівська | 12/53 | 339/74 | 37,2 | 7,2 |
| | Цвіклівська | 8/44 | 325/70 | 28 | 11,6 |
| Яругська | Тернавська | 5/44 | 360/73 | 132 | 6,7 |

***Таблиця 5.3.***

*Високостабільна Р – компонента залишкової намагніченості зразків сіроколірних відкладів.*

| **Серія** | **Світа** | **$N/N_0$** | **D/I** | **k** | **$\alpha_{95}$** |
|---|---|---|---|---|---|
| Скальська | Звенігородська | 12/12 | 202/-25 | 100 | 4,4, |
| | Трубчинська | 29/29 | 196/-26 | 43,7 | 3,9 |
| | Варницька | 20/20 | 201/-25 | 277 | 2,0 |
| Малиновецька | Рихтівська | 37/53 | 205/-15 | 75 | 2,7 |
| | Цвіклівська | 23/44 | 211/-10 | 42 | 4,7 |
| Яругська | Тернавська | 24/44 | 206/-13 | 47 | 4,4 |
| | Фурманівська | 16/39 | 199/-32 | 14,2 | 10,1 |

***Таблиця 5.4.***

*Компонента проміжної стабільності (S –компонента) зразків сіроколірних відкладів.*

| **Серія** | **Світа** | **$N/N_0$** | **D/I** | **k** | **$\alpha_{95}$** |
|---|---|---|---|---|---|
| Скальська | Трубчинська | 11/29 | 212/34 | 25 | 9,3 |
| | Варницька | 5/20 | 203/27 | 11 | 23,8 |
| Малиновецька | Рихтівська | 21/53 | 213/27 | 39,6 | 5,9 |
| | Цвіклівська | 31/44 | 218/33 | 13,4 | 7,3 |
| Яругська | Тернавська | 22/44 | 219/31 | 15,8 | 8,0 |
| | Фурманівська | 20/39 | 214/37 | 64,5 | 4,1 |

***Червоноколірні відклади.*** Величини ПЗН і МС червоноколірних відкладів верхнього силуру коливаються в діапазоні (0,03-10)×10-3 А/м і (110-200)×10-6 од. СИ відповідно (рис.5.6.). Зразки (від одного до трьох з кожного рівня відбору) піддавалися ступінчастому розмагнічуванню до температури 590-670°С, надалі статистична обробка палеомагнітних напрямків виконувалась з усередненням на кожному рівні відбору зразків. При цьому контроль над мінералогічними змінами здійснювався вимірюванням МС після кожного ступеня нагріву. Це дозволило встановити верхню межу температур, до якої результати терморозмагнічування можна було приймати як надійні, без вторинних змін магнітної фракції в зразках. Наприклад, на рис. 5.7, а і г це температури 620 і 590 °С відповідно.

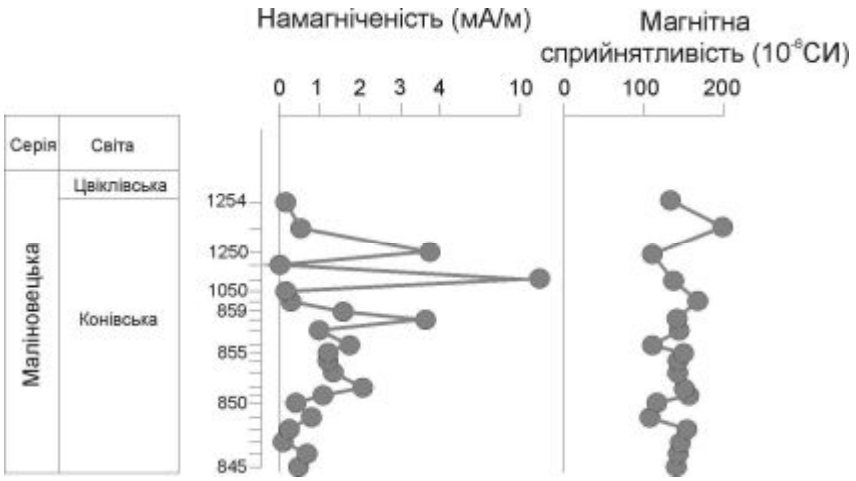



***Рис.5.6.*** *Зміни величин намагніченості та магнітної сприйнятливості червоно колірних відкладів конівської світи малиновецької серії Поділля. Приведені середні значення по рівнях відбору зразків.*

Паралельно з Т-чисткою виконувалася Н-чистка зразків-дублів при максимальних значеннях поля до 100 мТл. Отриманні результати вказують виключно на присутність висококоерцитивного магнітного мінералу, у всіх діапазонах полів виділяється компонента одного напрямку північно-східного схилення і від'ємного нахилення (рис. 5.7).

За результатами компонентного аналізу результатів терморозмагнічування було виділено три напрямки компонент намагніченості (S1, S2, S3). Високотемпературна компонента S1 (північно-східне схилення і від'ємне нахилення) була виділена в переважній більшості зразків починаючи з 300-400 °С і до повного розмагнічування при температурах від 580 до 670 °С (рис. 5.7., а, б, г) . Її середній напрямок (усереднення виконано по стратиграфічних рівнях) D = 44,1°, I = - 19,0° з радіусом кола довіри при 95% ймовірності $\alpha_{95}$ = 5,4°. Розраховані координати палеомагнітного полюса Ф = 19,9 °S, Λ = 339,8 °E. Середньотемпературна компонента S2 східно-південно-східного схилення і від'ємного нахилення виділяється на окремих зразках в діапазоні 200-400 °С, її середнє напрямок D = 110,4°, I = - 50,3° α95 = 14,5°, координати палеомагнітного полюса Ф = 35,7 °S, Λ = 124,8 °E. Компонента S3 південно-південно-західного схилення і

від'ємного нахилення виділяється на окремих зразках в діапазоні температур 200-350 °С, її середнє напрямок D = 192,5°, I = - 25,8°, α95 = 5,9°, координати полюса Ф = 53,4 °S, Λ = 5,9 °E (рис. 5.7 б).

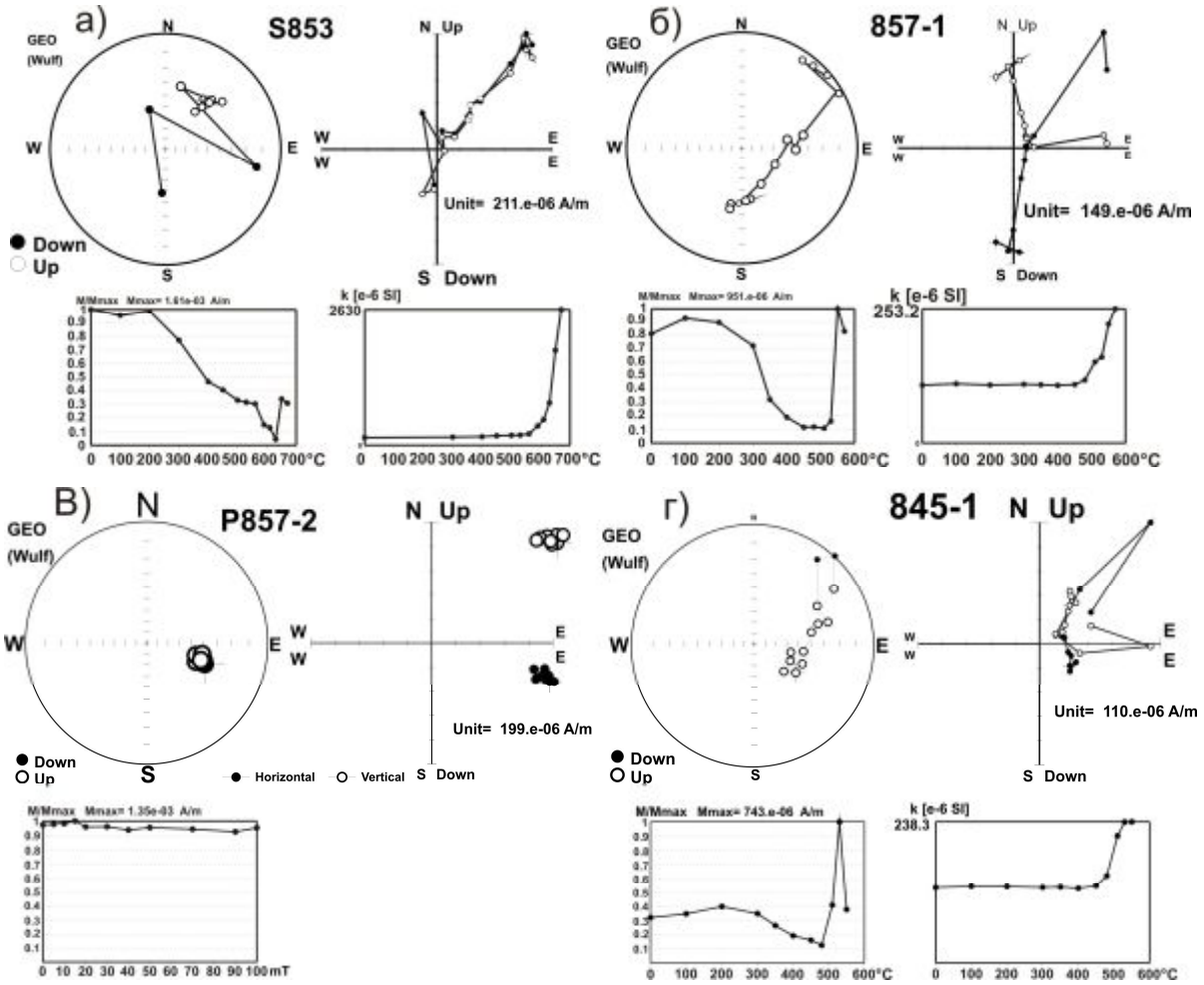



***Рис.5.7.*** *Приклади ступеневого розмагнічування зразків порід конівської світи верхнього силуру змінним магнітним полем (в) і температурою (а, б, г). Наведено стереографічні проекції зміни напрямку вектора залишкової намагніченості в процесі розмагнічування (порожні (залиті) кола - проекції векторів на верхню (нижню) півсферу), нормовані криві розмагнічування ПЗН, діаграми Зійдервельда (залиті і порожні кола - проекції відповідно на горизонтальну і вертикальну площину) і зміна магнітної сприйнятливості в процесі нагрівів. Розрахунки виконані по програмі Remasoft 3.0 [38].*

Найбільш стабільна високотемпературна компонента S1 (виділена на 46 зразках з 12 рівнів) є характеристичною компонентою намагніченості (ChRM), її напрямок близький до напрямку S-компоненти, який був отриманий на зразках сіроколірних порід малиновецької серії (D=215°, I=30°). Слід зазначити, що спектри блокуючих температур усіх трьох компонент, виділених на червоноколірних зразках, перекриваються у діапазоні температур 200–400 °С. Однак за детального аналізу у більшості зразків, на яких виділяється ChRM-компонента, діапазон блокуючих температур вищій за діапазон спектрів перекриття.

***Таблиця 5.5.***

*Компонента високої стабільності S1 для червоноколірних зразків конівської світи малиновецької серії. Пояснення див. у табл. 5.1.*

| Серія | Світа | $N/N_0$ | D/I | k | $\alpha_{95}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Малиновецька | Конівська | 46/80 | 46/-24,6 | 39,76 | 7,0 |

***Рис. 5.8.*** *Стереографічні проекції напрямків отриманих по червоноколірним відкладам конівської світи малиновецької серії.*

Виділені середні палеомагнітні напрямки показані на рис. 5.9. Слід зазначити, що напрямок компоненти S1 було виділено на більшості зразків, після чого проводилося усереднення по стратиграфічних рівнів (не менше

трьох зразків з рівня), а напрямки компонент S2 і S3 - лише на окремих зразках (усереднення за рівнями не проводилося через невелику кількості даних, на рис. 5.9. напрямки для цих компонент представлені з окремим зразкам).

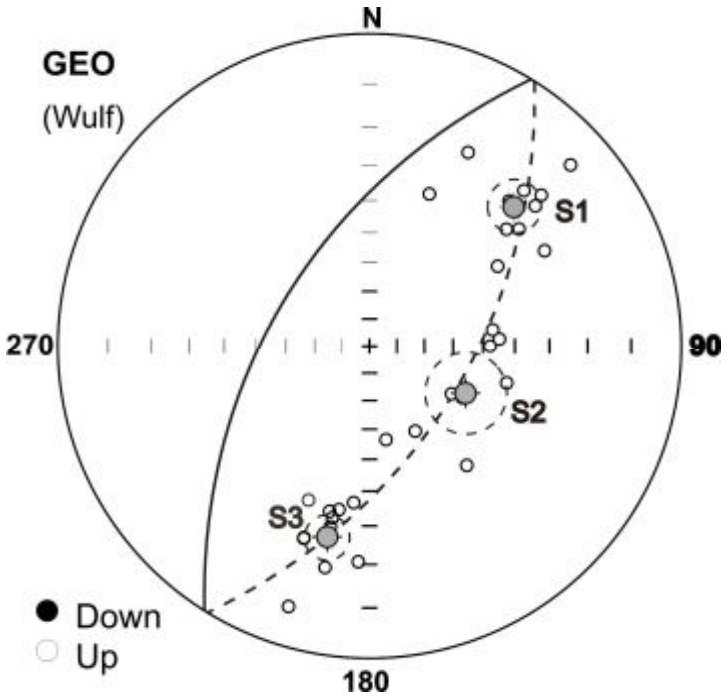



***Рис. 5.9.*** *Стереографічна проекція середніх напрямків компонент S1, S2, S3 для порід Коновського свити верхнього силуру. Наведено положення великого кола перемагнічування щодо отриманих напрямків.*

Середні всіх трьох компонент лежать на дузі великого кола перемагнічування. При цьому деякі поодинокі визначення для S2 складно віднести до тієї чи іншої групи, але очевидно, що вони також тяжіють до дуги великого кола. Беручи до уваги діапазони температур, при яких були виділені компоненти, можна зробити висновок, що компонента S2 є проміжною між S3 і S1 що, імовірно, обумовлено перекриттям спектрів блокуючих температур.

**5.2. Нижньодевонські відклади Поділля. *Сіроколірні відклади*.** Складність палеомагнітних досліджень сіроколірних відкладів тиверської серії нижнього девону Поділля (як і сіроколірних відкладів силуру Поділля)

обумовлена рядом факторів, які ставили під сумнів спроможність виділення палеомагнітно інформативної (первинної) компоненти намагніченості.

Для проведення класичних польових тестів (складки, конгломератів) відповідні об'єкти відсутні, а величини ПЗН зразків у верхній частині тиверської серії настільки малі, що виникають труднощі навіть при вимірах на криогенному магнітометри. На рис. 5.10. наведені величини ПЗН та МС, які змінюються в межах від 0.1 до 2.0 $mAm^{-1}$ та від $40\times10^{-6}$ до $200\times10^{-6}$СІ. Ці величини можна порівняти з даними по сіроколірному силуру, розглянуті вище та у роботі [65]. Найвищими значеннями ПЗН характеризуються породи худиковецької світи тиверської сері нижнього девону.

Зразки (по одному з кожного штуфа) були піддані серії послідовних нагрівів при 10-12 ступенях розмагнічування до температури 420-460 °С (при яких ПЗН падала майже до нуля і (або) відбувалися мінералогічні зміни в зразках, на що вказувало різке зростання магнітної сприйнятливості). Зразки - дублі розмагнічувалися змінним магнітним полем (15-20 ступенів розмагнічування) при максимальних значеннях поля 150 мТл Найбільш характерний приклад розмагнічування зразків наведено на рис. 5.11. Очевидно наявність двох компонент намагніченості, при цьому більш стабільна компонента південно-західного схилення і від'ємного нахилення (далі В-компонента) чітко виділяється різними методами магнітної чистки, йде до початку координат, і з її виділенням не виникає проблем. Поряд з нею при низьких температурах (до 200-250 °С) і змінних магнітних полях до 15-20 мТл виділяється інша, низькостабільна компонента (далі А-компонента) середнього напрямку, близького до сучасного геомагнітного поля, яка далі не розглядається.

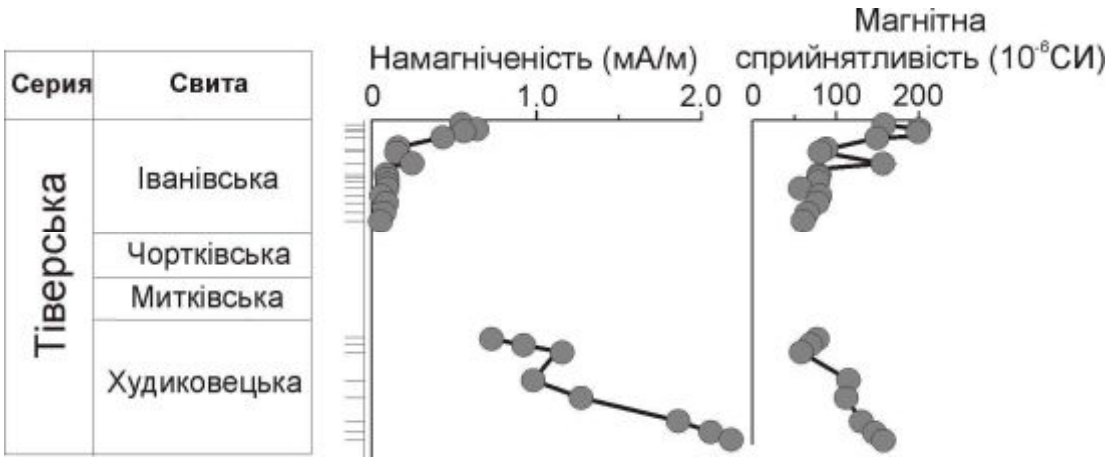



***Рис. 5.10.*** *Природна залишкова намагніченість та магнітна сприйнятливість сіро колірних відкладів тиверської серії.*

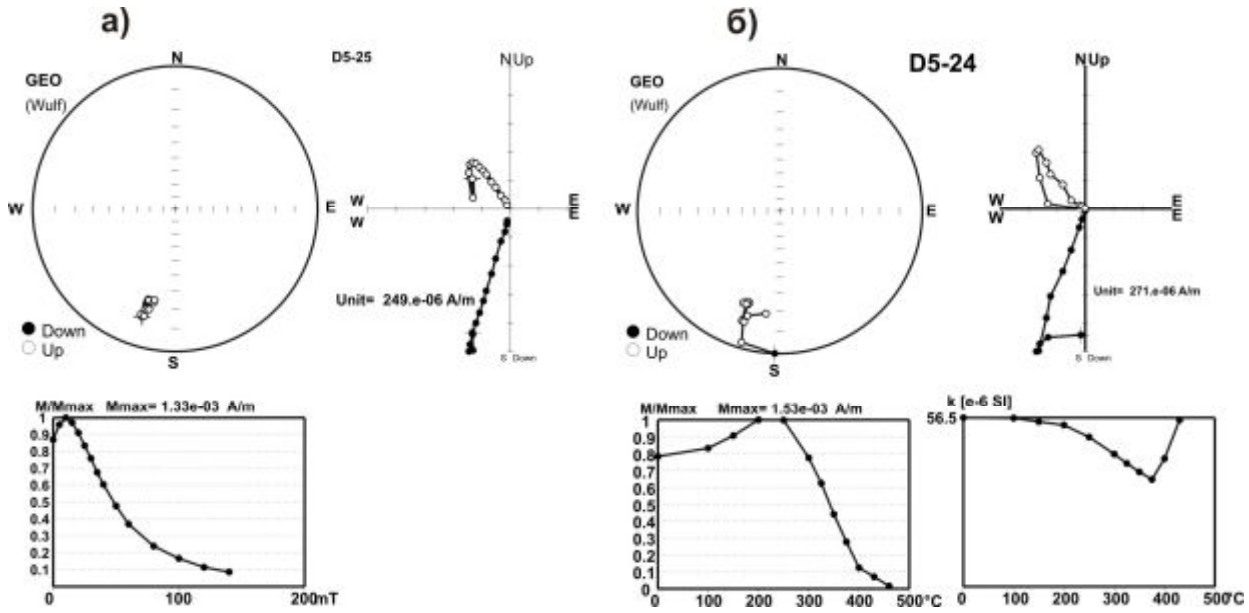



***Рис. 5.11.*** *Приклади ступеневого розмагнічування зразків сіроколірних порід змінним магнітним полем (а) та температурою (б), на яких виділяється В-компонента намагніченості. Пояснення на рис. 5.7.*

Однак деякі зразки характеризуються іншим характером кривих ступеневого розмагнічування (рис. 5.12). Після видалення низько стабільної А-компоненти, незважаючи на низьке значення залишкової намагніченості,

на зразках  надійно виділяється С-компонента південно-західного схилення і додатного нахилення.

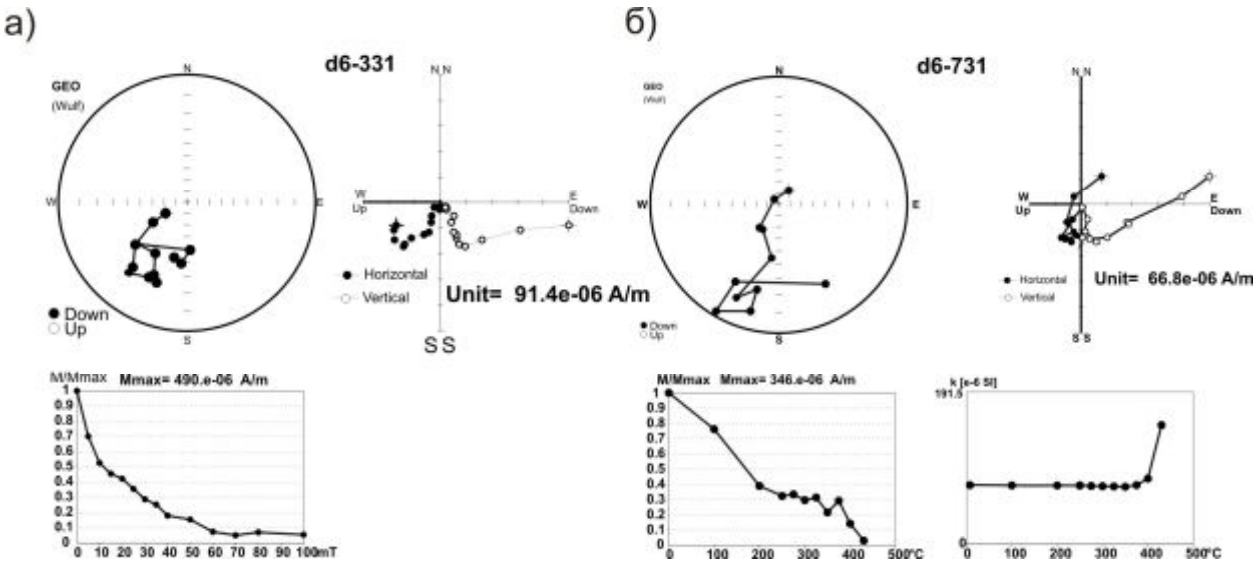



***Рис. 5.12.*** *Приклади ступеневого розмагнічування зразків сіро колірних відкладів змінним магнітним полем (а) та температурою (б), на яких була виділена С – компонента намагніченості. Пояснення на рис. 5.7.*

Результати компонентного аналізу наведені в таблиці 5.6, палеомагнітні напрямки представлені на рис. 5.13. Слід зазначити, що А- і В- компоненти виділяються на більшій частині зразків як за результатами температурної чистки, так і за результатами Н-чистки, у той час як С-компонента була впевнено виділена всього на 14 зразках (переважно при розмагнічуванні змінним магнітним полем в діапазоні 30-70 мТл і при температурному розмагнічуванні в діапазоні 300-460 °С), відібраних на розрізах Заліщики і Добровляни.

***Таблиця 5.6.***

*Компоненти ПЗН сіро колірних відкладів тиверської серії нижнього девону Поділля. Пояснення див. у табл. 5.1.*

| Компонента | Серія | $N/N_0$ | D | K | $\alpha_{95}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| A | Тиверська | 45/63 | 5/70 | 8 | 7.9 |
| B | | 38/63 | 211/-22 | 32 | 4.2 |
| C | | 14/63 | 244/37 | 8 | 14.8 |

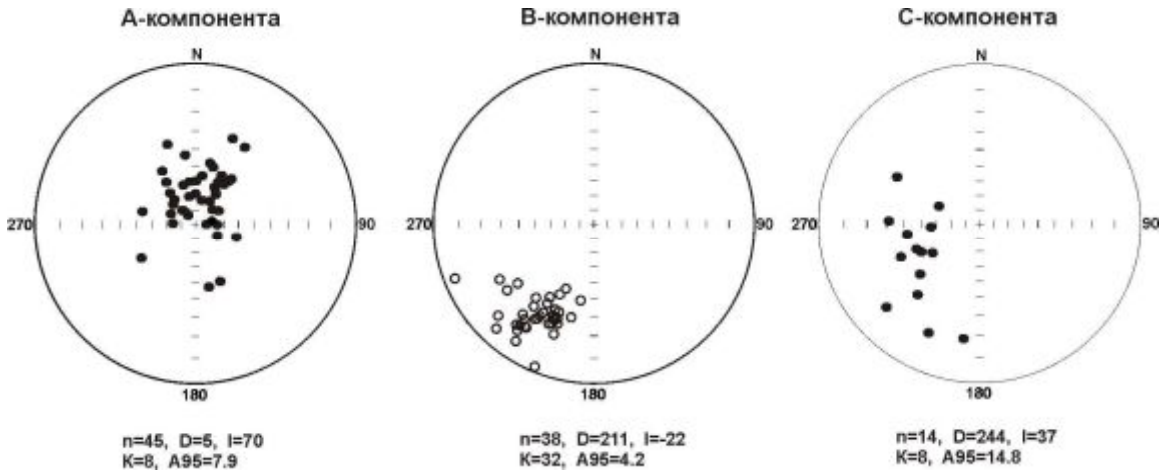



***Рис. 5.13.*** *Стереографічні проекції виділених палеомагнітних напрямків на зразках сіро колірних відкладів тиверської серії. Пусті/залиті кола - проекції на верхню/нижню півсфери.*

Напрямок низькотемпературної А-компоненти намагніченості близький до напрямку нізькостабільної компоненти, виділеної на силурійских і девонських породах з цього ж району раніше [89, 65, 14] та близький до напрямку сучасного магнітного поля і, швидше за все, є в'язкою компонентою намагніченості.

Напрямок більш стабільної В-компоненти, яка виділяється в більшій частині зразків як при розмагнічуванні змінним магнітним полем, так і температурою, близький до напрямків, отриманих раніше по силурійським і нижньодевонським породам Поділля [89, 65, 14]. У цих роботах зазначалося перемагнічування палеозойських осадових порід СЄП в результаті

тектонічних подій, що супроводжували пізньопалеозойську - ранньомезозойську еволюцію Східно-Європейського кратону. В роботі [14] вказується на ймовірну термов'язку природу цієї намагніченості, а також на поширення цього типу перемагнічування в межах СЄП. Ця компонента пов'язана з аутигенним магнетитом, що утворився під впливом флюїдів різного складу протягом тривалого проміжку часу (ймовірно, десятків млн. років). Палеомагнітний полюс (Ф = 45°S, Λ = 340°E) близький до пізньопалеозойських напрямків для СЄП близько 270 млн. Років тому і відповідає імовірно пермським «ключовим» полюсам СЄП [7]. Слід зазначити, що розраховані полюса по раніше отриманим результатам по силурійським та нижньодевонським відкладам Поділля "I" - компонента по [89] та середньотемпературна B-компонента згідно [14] (відповідно Ф = 46°S, Λ = 348°E і Ф = 44°S, Λ = 352°E) зміщені на схід відносно референтної кривої. Для отриманого нами полюса таке зміщення не спостерігається навіть якщо ми вводимо поправку за загальний нахил осадових товщ в цих розрізах на північний захід (азимут / кут падіння 340° / 4°).

Напрямок С-компоненти (D = 244°, I = 37°) умовно можна назвати біполярним - тільки на одному зразку була виділена зворотна полярність. Основним носієм цієї компоненти є алотигенний магнетит, природа намагніченості (згідно результатів вимірювання АМС) – седиментаційна (постседиментаційна). Розрахований палеомагнітний полюс (Ф = 0°S, Λ = 329°E) добре узгоджується з нижньодевонських фрагментом ТПМП для СЄП.

***Червоноколірні відклади.*** Що стосується червоноколірних відкладів дністровської серії нижнього девону Поділля, то з точки зору палеомагнітних визначень ситуація значно краща. Показники величин намагніченості зразків на порядок вищі, ніж у сіроколірних породах, і проблем з надійним виділенням компонент намагніченості, у першу ChRM, не виникає.

Середні величини ПЗН та МС знаходяться відповідно в діапазоні від 1 до 10 мА/м і від $50\times10^{-6}$СІ до $170\times10^{-6}$СІ. На рис.5.14 проілюстрована зміна

магнітних властивостей вздовж розрізу устечківської світи дністровської серії. Їх аналіз показує, що зміни величин залежить від фракційного складу - розміру і процентного співвідношення пелітової (глинистої) та уламкової складової в породі. Величини ПЗН та МС вище в зразках аргілітів та алевроаргілітів, а в пісковиках вони нижчі (що також спостерігається у відкладах стрипської та смеркльовської світ дністровської серії).

Розмагнічування пілотної колекції змінним магнітним полем, як і очікувалося для червоноколірних порід, виявилося не ефективним - зразки характеризуються підвищеною магнітною «жорсткістю» (рис. 5.15 а). При розмагнічуванні змінним полем 100-140 мТл вони втрачають не більше 10% ПЗН, а вектор залишкової намагніченості практично не змінює початкового напряму.

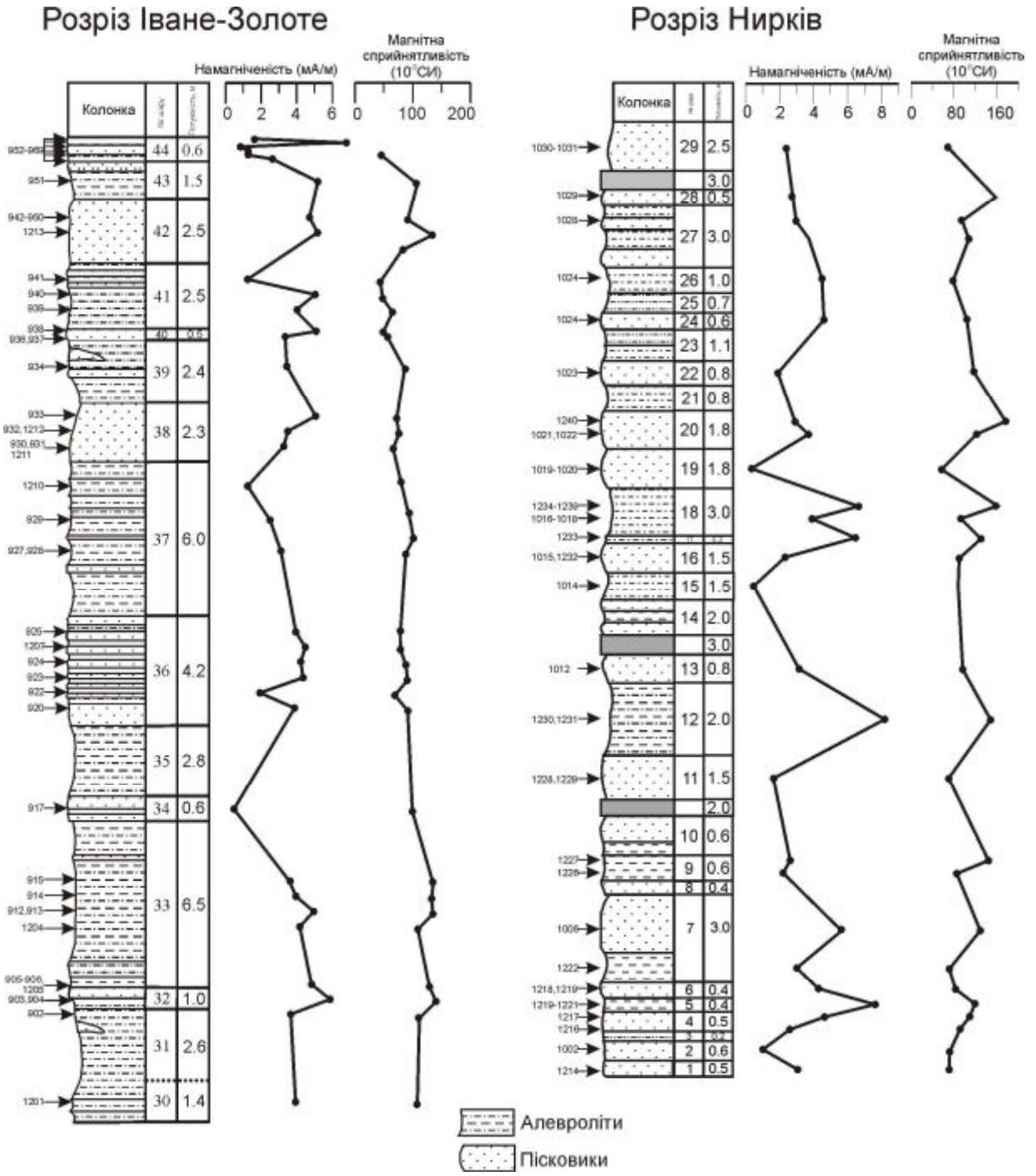



***Рис. 5.14.*** *Палеомагнітні характеристики досліджених розрізів устечківської світи дністровської серії нижнього девону Поділля. Стрілками вказані рівні відбору зразків. Нумерація шарів приведена відповідно до [10].*

Розмагнічування серією послідовних нагрівів (Т-чистка) показало, що частина зразків повністю розмагнічується при температурах 590 - 610 ° С (рис. 5.15 б), але в деяких зразках при цьому залишається від 10 до 30% первинної ПЗН, а повне розмагнічування досягається при температурах 680-

690 °С (рис.5.15., в-е). Т-чистка була виконана для всієї колекції. В результаті, крім в'язкої (лабораторної) компоненти намагніченості, що розмагнічується при температурах нагріву до 200 °С, було виділено від однієї до двох стабільних компонент ПЗН. Перша, відносно низькотемпературна (НТ), в діапазоні блокуючих температур від 150-200 °С до 530- 630°С, була виділена практично на всіх зразках (усього 228 визначень). Друга, відносно високотемпературна (ВТ), виділяється у діапазоні від 590-610 °С до 680-690 °С, була визначена на 69 зразках (рис. 5.15 в-е), на кількох останніх високотемпературних ступенях розмагнічування. Вона прямує до початку координат діаграм Зійдервельда і є характеристичною компонентою намагніченості (ChRM), (рис. 5.15 д-е). В деяких зразках (рис. 5.15 б, в) вище температур 450-500 °С величини МС різко зростають, що вказує на мінералогічні зміни, але при цьому зростання величини залишкової намагніченості не спостерігається.

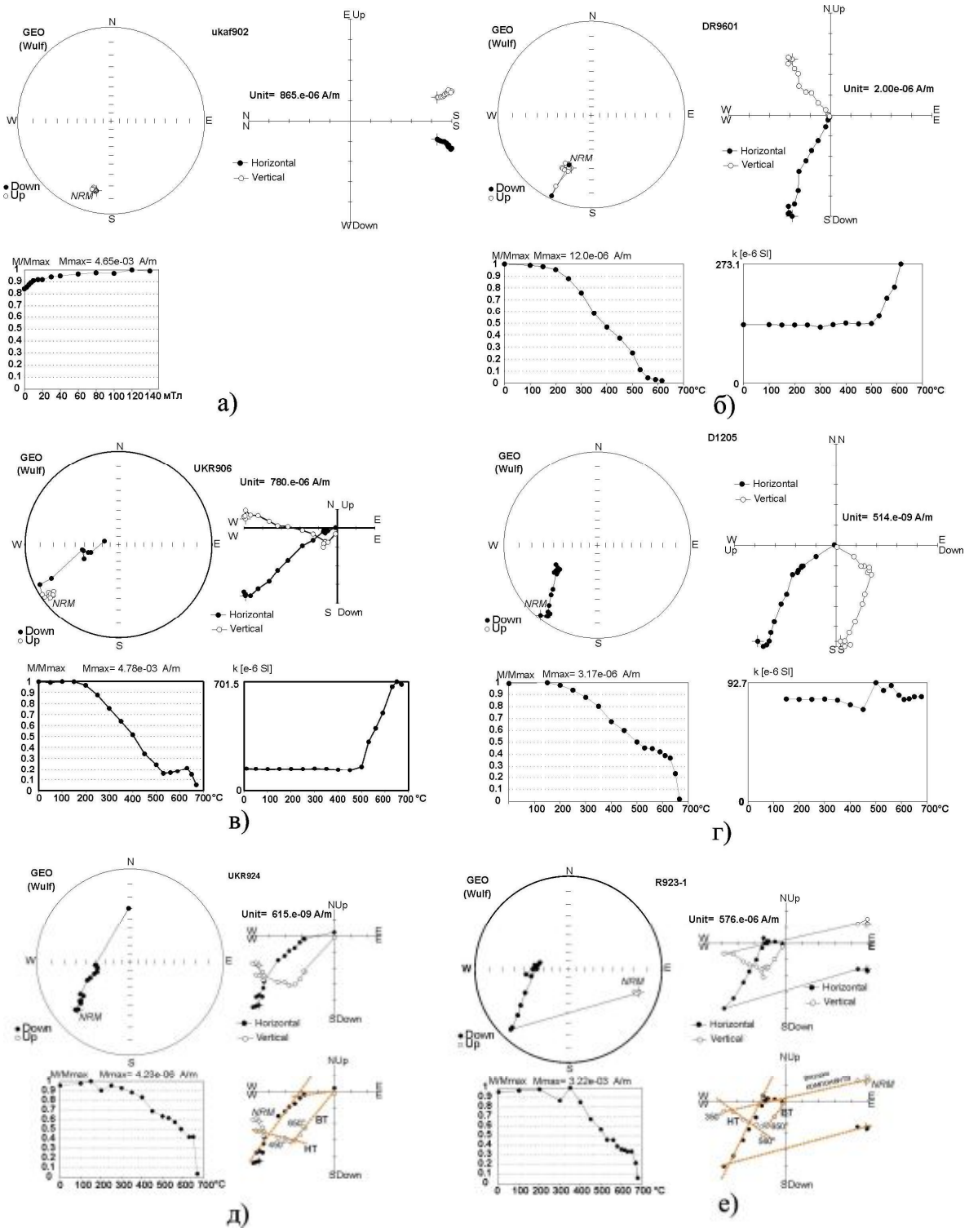



***Рис. 5.15.*** *Приклади ступеневого розмагнічування червоноколірних зразків дністровської серії змінним магнітним полем (а) і температурою, на яких виділяється тільки «пермська» компонента (б), «пермська» і «девонська» компоненти намагніченості (в, г, д, е). На рис. д), е) наведено приклади виділення компонент намагніченості по лінійних сегментах діаграм Зійдервельда. Інші пояснення на рис. 5.7.*

Розрахований напрямок НТ–компоненти має південно-південно-західне схилення та від'ємне нахилення (рис. 5.16 а), у той час як напрямок ВТ–компоненти – південно-західне схилення та додатне нахилення, що близько до напрямку С-компоненти, визначеному для сіроколірних відкладів тиверської серії (рис. 5.16., б). В таблиці 5.7 наведені статистичні параметри для напрямків, отриманих для червоноколірних відкладів дністровської серії.

На основі отриманих даних по зразкам нижньодевонських відкладів були розраховані палеомагнітні полюси для імовірних «пермських» та «нижньодевонських» напрямків, відповідно низькотемпературної та високотемпературної компонент ПЗН.

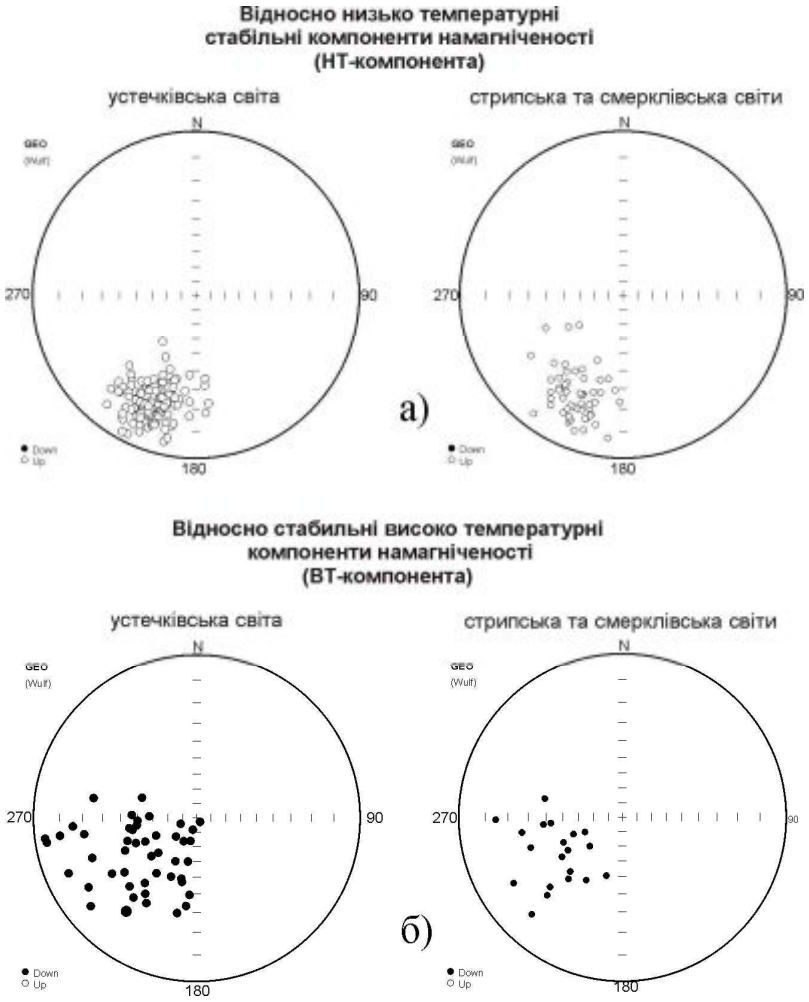



***Рис. 5.16.*** *Стереографічні проекції виділених палеомагнітних напрямків на червоноколірних зразках дністровської серії.*

***Таблиця 5.7.***

*Компоненти ЗПН червоно колірних відкладів дністровської серії нижнього девону Поділля. Пояснення див. у табл. 5.1.*

| **Компонента** | **Серія** | **Світа** | **n** | ***D/I*** | **k** | **$\alpha_{95}$** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| НТ | дністровська | устечківська | 172/222 | 202.7/-19.2 | 56 | 1.4 |
| ВТ | | | 49/222 | 233.7/43.0 | 8 | 7.6 |
| НТ | | стрипська, смерклівська | 56/90 | 206/-21.9 | 27.95 | 3.7 |
| ВТ | | | 20/90 | 240.7/39.4 | 13.22 | 9.3 |

Середні напрямки для обох компонент близькі до раніше отриманих для цього регіону [89, 14, 12, 13, 80] та узгоджуються з відповідними часовими сегментами кривої ТПМП для Балтики/Стабільної Європи. Середній палеомагнітний полюс, розрахований по НТ-компоненті, має координати Ф=46.6°S, Λ=346.7°E (попадає на «пермський» сегмент). Полюс розрахований по ВТ-компоненті (ChRM-компонента намагніченості) має координати Ф=1.2°S, Λ=332.4°E попадає на «девонський» сегмент. Більш детально аналіз отриманих палеомагнітних полюсів буде розглянутий у наступному розділі.

# РОЗДІЛ 6

# ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ. НАДІЙНІСТЬ ОТРИМАНИХ ПАЛЕОМАГНІТНИХ ВИЗНАЧЕНЬ

**6.1. Палеомагнітна надійність і проблеми перемагнічування середньопалеозойських відкладів Поділля.** Оцінка надійності палеомагнітних даних, на основі яких виконувався палеотектонічний аналіз, є одним з ключових питань. На сьогоднішній день існує кілька формальних схем оцінювання надійності палеомагнітних даних [110, 16, 83], які в цілому використовують схожі критерії (див. розділ 1). Найбільш популярною є схема, запропонована Р. Ван дер Ву [110] згідно з якою якість палеомагнітних даних тестується за сьома пунктами з подальшим призначенням результуючої оцінки Qv (чим вище оцінка, тим якісніше визначення).

Стосовно параметру розмагнічування («DC» - demagnetization code), то він характеризує якість магнітної чистки палеомагнітної колекції, та приймає значення від 0 до 5, де «0» - дані тільки о ПЗН (магнітні чистки відсутні); «1» - дані тільки о ПЗН (магнітні читки проводилися тільки для пілотної колекції); «2» - виконане розмагнічування всіх зразків одним ступенем розмагнічування (не наведені діаграми розмагнічування); «3» - діаграми розмагнічування підтверджують проведену магнітну чистку; «4» - компоненти намагнічування виділені з використанням компонентного аналізу (PCA) діаграм Зійдервельда; «5» - компоненти намагнічування виділені з використанням двох або більше методів магнітних чисток (температурне розмагнічування та розмагнічування змінним магнітним полем).

Для оцінки надійності отриманих палеомагнітних результатів було прийнято рішення використовувати саме критерії надійності по схемі Ван дер Ву. Основною причиною вибору цього критерію оцінювання слугувало

те, що під надійністю цієї схеми розуміється ступінь вірогідності, що отриманні напрямки векторів ChRM є напрямками первинної намагніченості.

Результати оцінки отриманих даних (по серіям осадових відкладів Поділля) наведенні в таблиці 6.1

***Таблиця 6.1.***

*Оцінка надійності отриманих палеомагнітних полюсів средньопалеозойських відкладів Поділля згідно критеріям Ван дер Ву [110], див. розділ.1.*

| Система | Серія | Критерії палеомагнітної надійності [110] | | | | | | | Qv |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
| Нижній Девон | Дністровська | + | + | + | | + | | + | 5 |
| | Тиверська | + | | + | | + | | + | 4 |
| Силур | Скальська | + | | + | | + | | + | 4 |
| | Малиновецька | + | + | + | + | + | + | + | 7 |
| | Яругська | + | + | + | | + | | + | 5 |

Аналізуючи кожний з пунктів оцінки критеріїв палеомагнітної надійності, доцільним є прокоментувати кожен з них стосовно отриманих в цій роботі даних:

1. По першому пункту важно дати чітку оцінку віку осадових товщ Поділля, на яких були виконанні дослідження. Опорні розрізи середнього палеозою Поділля є одними з найбільш повних розрізів палеозою у світі, а також мають чіткі стратиграфічні та палеонтологічні прив’язки до стратотипових відкладів Британії. Тобто перший пункт критеріїв палеомагнітної надійності в даному випадку можна приймати як позитивний.Але відсутність геохронологічних даних накладає певні обмеження, тому, спираючись на чітку стратиграфічну позицію досліджених

розрізів, значення цього пункту оцінки надійності приймаються як умовно позитивні.

2. Другий пункт не виконується для двох розрахованих полюсів з п’яти. Для тиверської серії нижнього девону та скальської серії верхнього силуру було отримано 14 та 16 визначень ChRM відповідно. Про труднощі отримання результатів для цих стратиграфічних одиниць було викладено вище.

3. Третій пункт був виконаний у повному об’ємі для всіх досліджених зразків з дотриманням відповідних методик та детальними магнітними чистками.

4. Четвертий пункт був виконаний лише для полюсів конівської та цвіклівської світ маліновецької серії верхнього силуру. Напрямки компонент прямої та оберненої полярності проходять тест обернення з результатом $\gamma/\gamma cr = 11/12$.

5. П’ятий критерій виконується повністю.

6. Зони прямої та оберненої полярності виявленні у відкладах малиновецької серії верхнього силуру.

7. Розраховані палеомагнітні полюси для серій силуру та нижнього девону віддалені від областей розташування більш молодих полюсів Балтики/Стабільної Європи, що відповідає сьомому критерію надійності.

Доповнюючи зазначенні критерії надійності слід підкреслити, що результати отриманні на різнофаціальних відкладах, а за формування компонент ПЗН відповідають різні мінерали заліза. Для сіроколірних відкладів це магнетит різного генезису, а для червоноколірних це гематит різного генезису, який, в свою чергу, відповідає за формування первинних та вторинних компонент намагнічування.

Наступне важливе питання стосується природи формування вторинних компонентів намагніченості, напрямки яких у всіх зразках вказують на «пермське» перемагнічування. На сьогодні проблема перемагнічування гірських порід є ключовою у палеомагнетизмі. Для більш кращого розуміння

механізмів та причин перемагнічування важливе комплексне вивчення процесів геодинамічної та геотермальної еволюції регіону досліджень [110, 82]. За час неодноразових досліджень осадових відкладів Поділля, дослідники постійно зіштовхувалися з цією проблемою. Усі досліджені стратиграфічні комплекси були перемагнічені у пермський час, на що вказують пермські полюси, отриманні на різнофаціальних гірських породах [14, 22, 89, 65, 13, 11, 80]. У сіроколірних вапняках та пісковиках силурійського і нижньодевонського віку намагніченість була сформована за рахунок зерен аутигенного магнетиту, у зразках у переважаючій більшості виділяється однокомпонентна намагніченість пермського напрямку. Тільки в окремих зразках була виділена «девонська» ChR-компонента, носіями якої є зерна детритового магнетиту, з якими пов'язане формування DRM (PDRM). Тут зроблено висновок про два (або більше) генетичних типу магнетиту, що відповідають за різні компоненти намагніченості.

У червоноколірних відкладах дністровської серії девонські напрямки виділяються при більш високих температурах, у той час як пермські напрямки (перемагнічування) - в діапазоні більш низьких температур. Кристали аутигенного гематиту (розміром 1-2 мкм) присутні в породі у вигляді цементу, вносять основний внесок у SIRM з деблокуючою температурою близько 680 °С. У той же час температурне розмагнічування ПЗН визначає спектр блокуючих температур в діапазоні 530-630 °С і поблизу Тс гематиту. Результати тесту Лоурі також вказують на два діапазони блокуючих температур, а криві насичення IRM - на присутність двох (іноді трьох) компонент залишкової намагніченості, які пов'язані з різними за коерцитивністю мінералами.

Незважаючи на те, що Тб НТ-компоненти (близько 600 °С) близька до Тс магнетиту, висока коерцитивність виключає магнетит або магеміт. Тоді найбільш вірогідним кандидатом є вторинний дрібнодисперсний гематит, присутній у породі у вигляді пігменту червоного кольору. Крім присутності у червоноколірних відкладах кількох генетичних форм

гематиту з різними блокуючими температурами, аналіз кривих наведення в зразках IRM та її подальшого розмагнічування змінним магнітним полем вказує на присутність невеликої кількості магнітно-м'якого мінералу. Це може бути не ідентифікований оксид заліза в змінених зернах хлориту, що формується при вторинних процесах в червоноколірних породах, і з ним може бути пов'язана найменш стабільна компонента намагніченості, яка не має значення для подальшої інтерпретації палеомагнітних даних.

У червоноколірних породах, де виділено кілька генетичних форм гематиту з різними магнітними властивостями, механізм утворення різних видів намагніченості можна уявити таким. З надходженням у водойму дрібних теригенних зерен гематиту формувалася DRM/PDRM, «первинна» залишкова намагніченість. Далі, в процесі літогенезу, відбувалися мартитизація і осадження залізистого цементу між зернами. При цьому новостворені магнітні мінерали ставали носіями вторинної, «ранньої» хімічної намагніченості (CRM), що сформувалася ненабагато пізніше DRM/PDRM (у геологічному масштабі часу) і фіксували такий самий палеомагнітний напрямок, як і «первинна» залишкова намагніченість. Подальші процеси формування «пізньої» CRM могли тривати доволі довго. Вони зазнавали впливу окислювальних флюїдів і $Fe^{3+}$, що спричинювало тривале формування дрібних зерен гематиту. Протягом пермського періоду регіон, імовірно, зазнав впливу флюїдів, що прискорило формування дрібнозернистого гематиту і ультратонкого пігменту, одночасно почалися (або активізувалися) процеси хлоритизації біотиту. В результаті з'явилися новостворені магнітні мінерали, зокрема дзеркальний гематит всередині хлоритових зерен, з яким пов'язана вторинна, метахронна, намагніченість, або «пізня» CRM.

Така послідовність процесів перемагнічування узгоджується з термальною історією палеозойських порід Поділля, представленої в роботі [97]. На основі даних по дифракції рентгенівських променів, K-Ar датування, трекового аналізу апатиту (AFT) і процентного вмісту смектиту в системі

«ілліт-смектит» автори дійшли висновку, що силурійські та нижньодевонські відклади Поділля при зануренні піддавалися процесам діагенезу з максимальними температурами до 200 °С (були підняті з глибини 5-10 км до поверхні між 300 і 100 млн. років тому з можливим діапазоном геотермальних градієнтів від 40 до 20 °С/км). Процеси діагенезу палеозойських теригенних та карбонових осадових товщ Поділля, які полого занурюються під Карпати, були пов'язані з варисційським орогенезом і тектонотермальними подіями, що ініціювали підвищення температури і приплив флюїдів на суміжній території уздовж зони Тейссейре-Торнквіста. Вік максимальних палеотемператур (за даними K-Ar методу) ставитися близько 300 млн. років тому [97], що добре узгоджується з положенням полюсу, розрахованого за напрямками характеристичних компонент поблизу фрагмента ТКМП цього ж віку (див. нижче). Таким чином, з пізньої пермі розглянута територія піддавалася впливу глибинних процесів тектономагматичної активізації. Відбувалися локальні магматичні впровадження в нижню і середню частину кори з утворенням магматичних куполів на глибинах близько 5-10 км, над якими розташовувалися гідротермальні системи [4]. Активізація флюїдних процесів сприяла термальному і хімічному перетворенню осадових товщ і, як результат, утворення вторинних мінералів заліза - носіїв ПЗН, з якими пов'язана вторинна, «пермська» компонента намагніченості.

### 6.2. Нові палеомагнітні визначення для палеозойського сегменту ТПМП та палеотектонічні реконструкції СЄП.

На підставі аналізу визначень палеомагнітних напрямків по сіроколірним породам яругської, малиновецької та скальської серій силуру та тиверської серії нижнього девону, а також по червоноколірним відкладам дністровської серії нижнього девону та конівської світи верхнього силуру, були визначені напрямки характеристичних компонент намагніченості і відповідні до них розраховані палеомагнітні полюси (таблиця 6.2).

***Таблиця 6.2.***

*Палеомагнітні напрямки в полюси для компонент намагніченості силурійських – нижньодевонських осадових відкладів Поділля. Примітки:* ***полюс –*** *у відповідності з рис. 6.1;* ***N –*** *кількість незалежно орієнтованих зразків (відповідає кількості стратиграфічних рівнів);* ***n –*** *кількість зразків, на яких була виділена компонента намагніченості;* ***D/I*** *- схилення/нахилення середніх палеомагнітних напрямків (у градусах);* ***k –*** *кучність розподілу векторів;* $\alpha_{95}$ *– радіус кола довіри при 95% вірогідності для середнього напрямку (у градусах);* ***Ф/Λ –*** *широта/довгота палеомагнітного полюса (у градусах);*

| **Полюс** | **Стратиграфія** | **Вік згідно з ТПМП [82]** | **N/n** | **D** | **I** | **$\alpha_{95}$°** | **k** | **Ф (S°)** | **Λ (E°)** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| YP | Яругська серія ($S_1$) | Пермь | 15/11 | 206 | -19 | 9 | 27 | 45 | 348 |
| MP | Малиновецька серія ($S_2$) | Пермь | 14/13 | 208 | 16 | 4.2 | 99 | 43 | 347 |
| KP | Конівська світа ($S_2$) | Пермь | 33/10 | 192 | -26 | 5,9 | 67 | 53.4 | 5.9 |
| SP | Скальська серія ($S_2$) | Пермь | 15/15 | 198 | -26 | 4 | 91 | 52 | 356 |
| TP | Тиверська серія ($D_1$) | Пермь | 74/38 | 211 | -22 | 4,2 | 32 | 45 | 340 |
| DP | Дністровська серія ($D_1$) | Пермь | 201/174 | 201 | -19 | 1,4 | 56 | 47 | 351.5 |
| SC | Скальська серія ($S_2$) | Карбон | 15/4 | 207 | 21 | 6,3 | 211 | 26 | 356 |
| DD | Дністровська серія ($D_1$) | Девон | 201/49 | 233, 7 | 43 | 7,6 | 8 | 2,3 | 338.4 |
| TD | Тиверська серія ($D_1$) | Девон | 74/14 | 244 | 37 | 14,8 | 8 | 0 | 329 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SS | Скальська серія($S_2$) | Силур | 15/2 | 219 | 42 | 4,4 | - | 9 | 350 |
| MS | Малиновецька серія ($S_2$) | Силур | 14/11 | 215 | 30 | 8,1 | 33 | 18 | 350 |
| KS | Конівська світа ($S_2$) | Силур | 33/22 | 44,1 | -19 | 5,4 | 33,9 | 19.9 | 339.8 |
| YS | Яругська серія ($S_1$) | Силур | 15/8 | 219 | 32 | 9,2 | 37 | 16 | 348 |

На рис.6.1. відповідно до палеозойсько-мезезойського фрагменту ТПМП для СЄП, наведені результати, отримані по средньопалеозойським об'єктам Поділля (таблиця 6.2.). Нові результати по сіро- та червоноколірним відкладам силуру і нижнього девону Поділля в цілому добре узгоджуються з моделлю, представленою в [82].Слід зазначити, що полюси на «пермській» частини ТПМП дещо зміщені на схід від референтної кривої. Така сама тенденція простежується за іншими визначенням на Поділлі [89, 14], які також зміщені на схід відносно референтної кривої. В роботі [81] за трахітовим дайковим комплексом у західній частині Українського щита (вік 282 млн. років тому) було визначено координати пермського полюсу (Ф=49,4 °S, Λ = 0,3 °E), які близькі до координат полюсів перемагнічування.

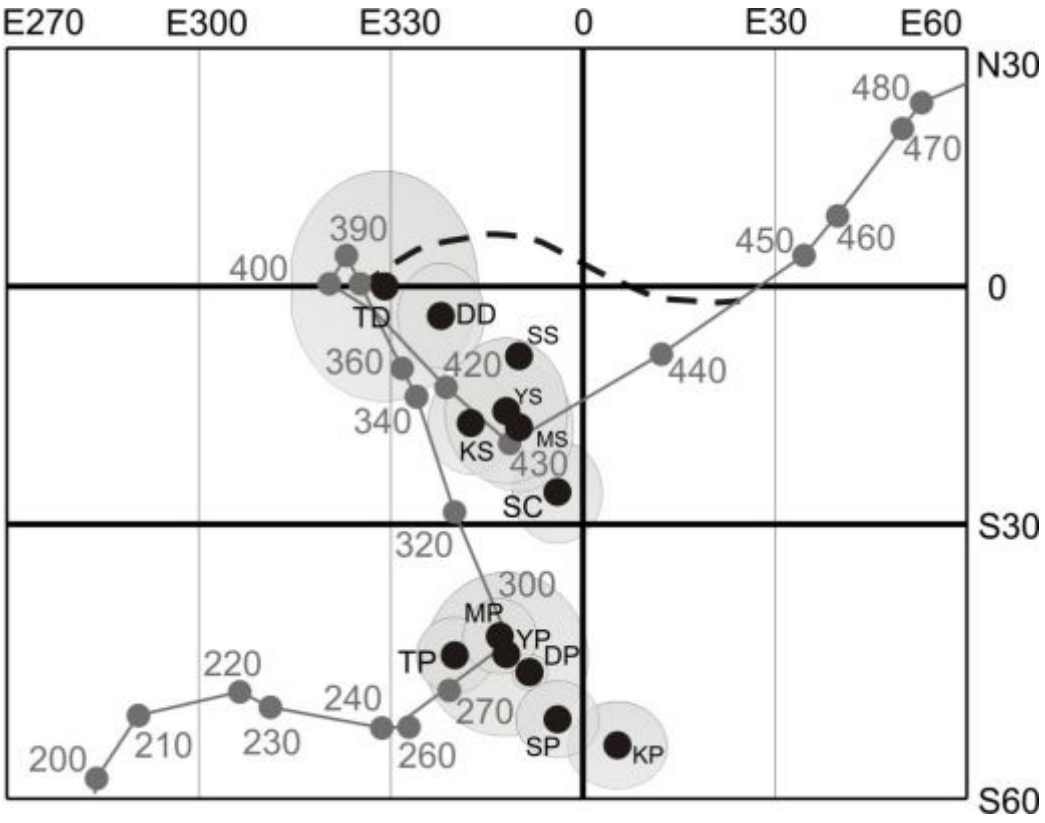



***Рис. 6.1.*** *Референтна палеозойська крива ТПМП для Балтики/Стабільної Європи [82]; цифрами вказані вікові оцінки (млн. років тому). Нові визначення палеомагнітних полюсів представлені чорними залитими колами(з овалами довіри $\alpha_{95}$) та позначені у відповідності з таблицею 6.2.*

На рис. 6.2 показано дрейф СЄП відповідно до моделей [82], [14] і з урахуванням нових результатів щодо Поділля. Згідно з останніми, у лудлові СЄП розташовувалася в приекваторіальних широтах Південної півкулі і переміщалася на північ до екваторіальних широт Південної півкулі у пржидольский час. Далі характер дрейфу змінюється - відбувається переміщення у південному напрямку, у лохківський час її положення стабілізується в приекваторіальних широтах Південної півкулі. Характер дрейфу платформи можна описати поворотом проти годинникової стрілки на 16º навколо полюса Ейлера з координатами: φ = 34 °S, λ=247 °E. Швидкість широтного переміщення (мінімальна, оскільки довготне переміщення

залишається невідомим) становила не менше 3 см/рік, що близько до оцінок у роботі [82].

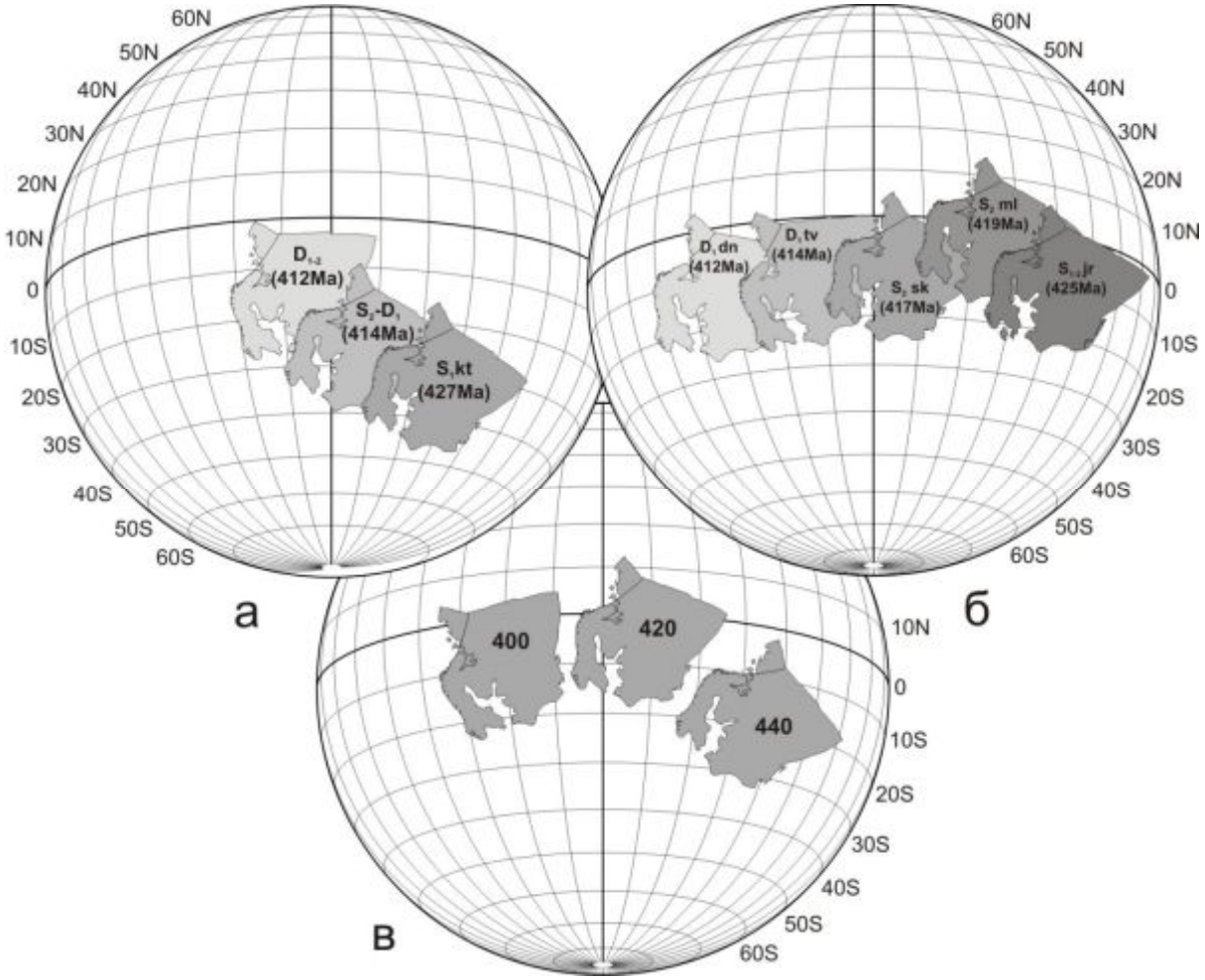



***Рис.6.2.*** *Палеотектонічні реконструкції СЄП у середньому палеозої: а) за даними [14]; б) за матеріалами отриманими автором; в) згідно даних [82]. Маркування згідно стратиграфічної належності (наприклад $S_2$m – малиновецька серія верхнього силуру), цифрами наведено приблизний геологічний вік (млн років тому).*

Аналіз матеріалів різних авторів, у тому числі альтернативної моделі дрейфу СЄП [14] в середньому палеозої, і зіставлення їх з новими визначеннями цієї роботи вказують на відповідність отриманих результатів класичним уявленням кінематики СЄП в силурійський - нижньодевонський час [82].

Палеомагнітні дані, отримані різними авторами в результаті дослідження силур-девонських відкладів, розрізняються і поділяються на дві групи, кожна з яких пропонує свій варіант ТПМП. Сформована ситуація спонукала до більш детального аналізу наявних даних, в основі яких лежать результати отримані рядом дослідників [13, 14, 65, 82] для СЄП та Лаврентії (Північна Америка - Гренландія) (рис.6.3). Були побудовані і зіставлені криві ТПМП Балтики (СЄП) і Лаврентії, аналіз яких дав доволі чітке уявлення про міграцію палеомагнітних полюсів у фанерозої. На малюнку 6.3, видно, що починаючи з 430 млн. років одновікові полюса Балтики і Лаврентії (блакитна та червона лінії відповідно) набувають тенденцію до паралельної міграції, яка збереглася до рубежів 130-180 млн. Років. Альтернативна модель ТПМП для Балтики [14] відсуває полюса 410-430 млн. років північніше, тим самим ліквідовуючи силурійсько-кам'яновугільний "касп", згідно з яким силурійські полюси «тяжіють» до кам'яновугільних полюсів (зелена лінія на рис. 6.3). Результатом є більш пізнє сходження при міграції одновікових полюсів Балтики і Лаврентії. Подібна модель має право на існування, але важливо відзначити, що кількість ключових визначень, на підставі яких була побудована альтернативна крива, дуже мала. Дані використані для даної моделі, в основному отримані виключно на осадових породах, ймовірність помилки заниження магнітного нахилення яких при літіфікації могла позначитися на кінцевому результаті.

На підставі цих даних та відповідно до моделі [82] можна виконати палеотектонічну реконструкцію та дати оцінку кінематичним параметрам руху Лаврентії та СЄП у силурі та ранньому девоні (рис.6.4). Близько 440 млн років тому Лаврентія знаходилася в екваторіальних широтах, а СЄП в приекваторіальних широтах Південної півкулі, материки були розділені палеоокеаном Япетус, який вже у той час мав тенденцію до закриття. На рубежі 430 млн років Япетус закривається і відбувається колізія Лаврентії та СЄП з утворенням материка Лаврусія. Обидва материки знаходилися у екваторіальних широтах. В інтервалі 430–400 млн років Лаврусія

переміщається в екваторіальні широти Південної півкулі з одночасним поворотом проти годинникової стрілки на 24º. Швидкість широтного дрейфу (мінімальна) становила 3,5 см/рік.

Проаналізовано альтернативний варіант [14], рис.6.4, який описує інший характер дрейфу СЄП і, відповідно, її інше розташування щодо Лаврентії. У венлоці (близько 430 млн років тому) СЄП знаходилася у помірних широтах Південної півкулі. З венлока по емс (близько 430–400 млн років тому) вона дрейфувала у північному напрямку до колізії з Лаврентією на рубежі 400 млн років з одночасним поворотом на 30º проти годинникової стрілки. З огляду на достатньо велику амплітуду переміщення, з мінімальною швидкістю широтного дрейфу не менше як 10,5 см/рік за відносно короткий проміжок часу (в геологічному розумінні), такий характер руху СЄП уявляється доволі складним і малоймовірним.

Як відомо, при палеотектонічних реконструкціях за даними палеомагнітного методу визначається широтне розташування континентальних блоків, але при цьому залишається довготна невизначеність. Спроба вирішення цієї проблеми можлива з використанням підходу запропонованого Евансом та Пісаревським [52], суть якого полягає в зіставленні кутових відстаней між парами одновікових полюсів. Збіг кутових відстаней свідчить про переміщення ділянок земної кори в складі єдиного блоку. Зіставлення кутових відстаней полюсів Лаврентії та СЄП, у розглянутий проміжок часу, дає збіг в межах ± 2.5° для даних цієї роботи та даних використаних у роботі [82], що свідчить про їх дрейф у складі єдиного материка (Лаврусія). Результати, представлені в роботі [14], дають різницю кутових відстаней близько 10.5°, що в даному контексті є істотною розбіжністю. Такий підхід при порівнянні двох моделей дрейфу СЄП в силурі-девоні дає підставу зробити логічний висновок на користь моделі, запропонованої в роботі [82], яка підтверджується новими результатами, отриманими по відкладах Поділля.

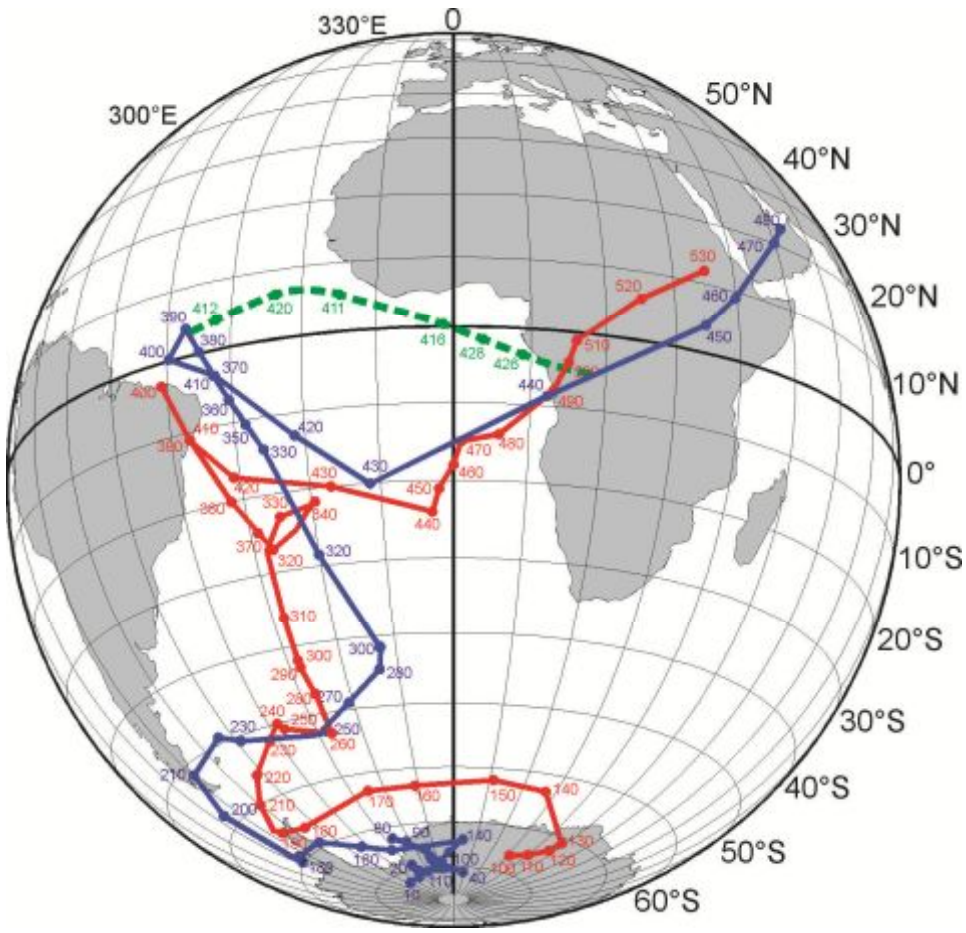



***Рис.6.3.*** *ТПМП для Балтики/Стабільної Європи (блакитна крива) та Лаврентії (червона крива) згідно з [82], та ділянка ТПМП для Балтики/Стабільної Європи (зелена крива) побудована на основі даних [14]. Цифрами вказаний геологічний вік (млн. років).*

Аналіз, проведений в рамках цієї роботи, демонструє можливості палеомагнітного методу. Результати досліджень тектонічної еволюції материкових блоків присутні у різних геологічних дослідженнях в яких виявлено сумісні риси структурно-речовинних ознак північноатлантичних каледонських комплексів (Скандинавські фіорди, східна Гренландія, Шпіцберген, північна Британія) [23, 55-57]. В приведених роботах наводяться результати досліджень тектонічних структур, виникнення яких пов’язується з масштабними колізійними процесами. Також приводяться певні маркери структурно-речовинних спільних ознак для північноатлантичних

каледонських споруд, таким чином вказуючи на їх синхронне виникнення і еволюцію в єдиній системі.

Аналіз альтернативних точок зору є необхідною рушійною силою в пошуку відповідей на поставлені запитання. У зв'язку з цим є необхідність у більш ретельній перевірці подібних моделей, і як варіант рішення - залучення нових, надійних, і не тільки палеомагнітних, але і геологічних, геофізичних, палеогеографічних, структурно-речовинних та інших даних.

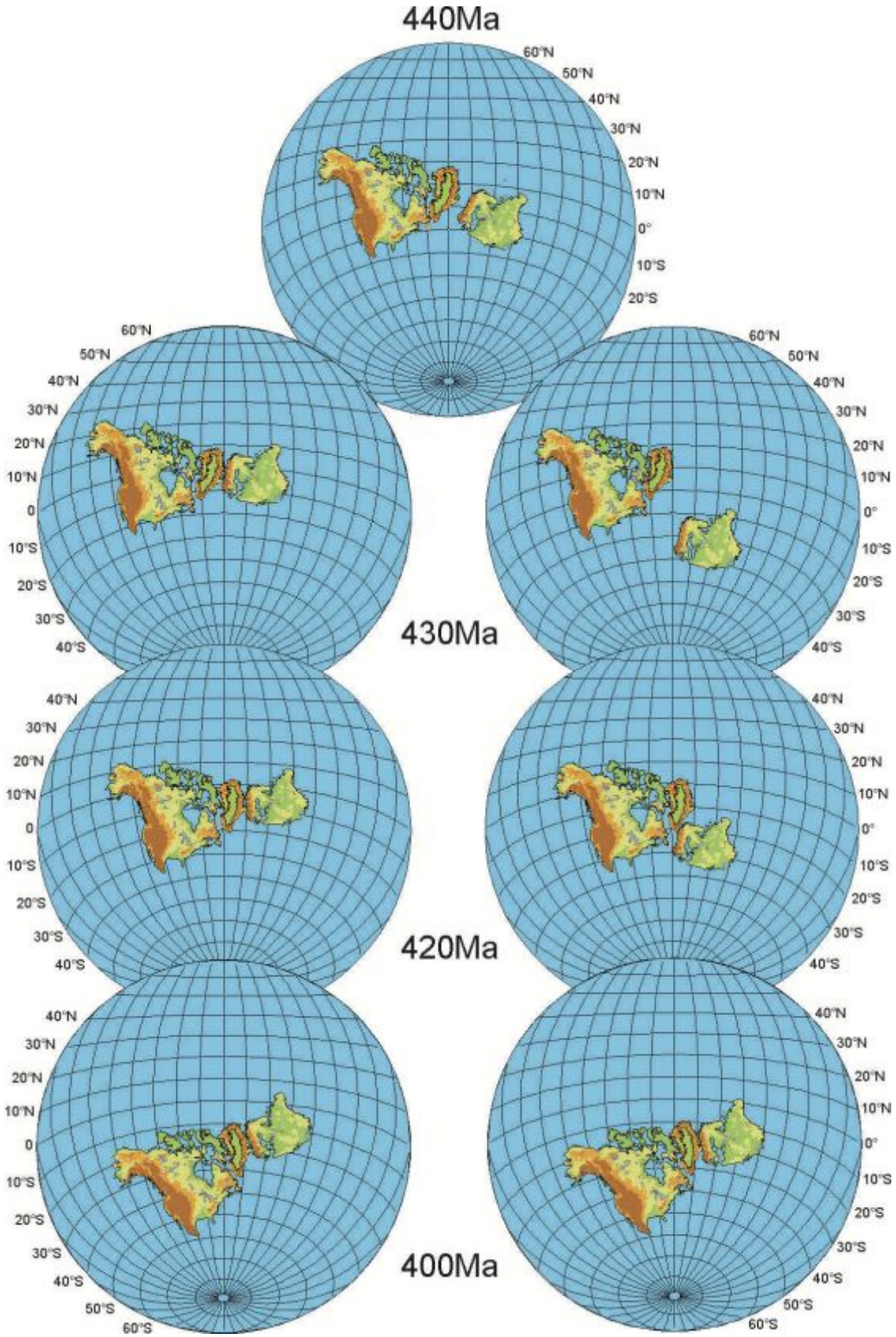



***Рис.6.4.*** *Моделі відносного розташування Лаврентії та СЄП з прив'язкою до геологічного часу (Ма – млн. років). Ліва частина – відповідно даних по Поділлю та моделі у [82] ; права частина у відповідності до моделі [14].*

# ВИСНОВКИ

Результати проведених досліджень дають змогу зробити такі висновки:

1. Стратотипові розрізи середнього палеозою південного заходу України (Поділля, долина р. Дністер), які представлені сіроколірними і червоноколірними осадовими породами, є палеомагнітно інформативними, незважаючи на складності у виділенні первинної компоненти намагніченості. Їх можна розглядати як новий об'єкт для проведення палеомагнітних досліджень.

2. У силурійських і нижньодевонських сіроколірних і червоноколірних осадових товщах Поділля, за результатами різних методів магнітної чистки, виділено, крім в’язкої, ще дві компоненти ПЗН. Перша виділена на більшості зразків при Н- і Т-чистках, має південно-південно-західне схилення і від’ємне нахилення. Відповідний їй палеомагнітний полюс близький до пермського сегменту ТПМП для Балтики/стабільної Європи [82]. Друга компонента, яку виділено на деяких зразках червоноколірних порід (у діапазоні температур 590–690 °С) і на окремих зразках сіроколірних порід (у змінних полях 20–70 мТл), має південно-південно-західне (північно-північно східне) схилення і додатне (від’ємне) нахилення, є первинною характеристичною компонентою намагніченості, інформативною для палеотектонічних реконструкцій СЄП.

3. У сіроколірних породах компонента «пермського» напрямку зумовлена наявністю зерен аутигенного магнетиту, що утворився в результаті перемагнічування у ході тектонічних подій (імовірно глибинних процесів тектономагматичної активізації), які супроводжували пізньопалеозойську – ранньомезозойську еволюцію окраїни СЄП. Водночас у червоноколірних породах ця компонента зумовлена утворенням аутигенного дрібнозернистого гематиту, з яким пов'язано формування «пізньої» хімічної

намагніченості. Характеристична первинна компонента намагніченості (ChRM) зумовлена наявністю у сіроколірних породах детритових зерен магнетиту. У червоноколірних породах її носієм є зерна детритового гематиту, хоча тут не можна виключати і механізм формування «ранньої» хімічної намагніченості. Ця компонента має всі ознаки первинної оскільки: а) її носієм є алотигенні зерна, тобто природа намагніченості седиментаційна/постседиментаційна; б) вона виділена на породах різного фаціального складу, з різними носіями намагніченості; в) має пряму і обернену полярність; г) її напрямок збігається з силурийскими/нижньодевонськими полюсами палеозойського сегменту ТПМП для Балтики/стабільної Європи.

4. За новими палеомагнітними напрямками розраховано координати палеомагнітних полюсів, які узгоджуються з палеозойським сегментом референтної кривої ТПМП для Балтики/стабільної Європи і суттєво його доповнюють у частині, найменш обґрунтованій фактичним матеріалом.

5. Аналіз палеомагнітних даних щодо СЄП у середньому палеозої вказує на відповідність отриманих даних моделі, наведеної у [82], і суттєво її уточнює. Згідно останньої, у лудлові СЄП розташовувалася в приекваторіальних широтах Південної півкулі і переміщувалася на північ до екваторіальних широт Південної півкулі у пржидольский час. Далі характер дрейфу змінюється – платформа переміщується у південному напрямку, у лохківський час її положення стабілізується в приекваторіальних широтах Південної півкулі. Характер дрейфу платформи можна описати поворотом проти годинникової стрілки на 16$^{o}$ навколо полюса Ейлера з координатами: $\varphi$ = 34 °S, $\lambda$=247 °E. Швидкість широтного переміщення (мінімальна, оскільки довготне переміщення залишається невідомим) становила не менше 3 см/рік.

6. З урахуванням нових даних виконано палеотектонічні реконструкції взаємного розташування СЕП і Лаврентії. Показано, що нові дані вносять певні обмеження на взаємне розташування цих кратонів у середньому палеозої і свідчать на користь моделей, наведених у публікації [82].

# СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Арган Э. Тектоника Азии / Э. Арган. – Москва, 1935. – 192 с.

2. Бахмутов В. Г. Палеовековые геомагнитные вариации / В. Г. Бахмутов. – Киев: Наук. Думка, 2006. – 296 с.

3. Бахмутов В. Новые результаты палеомагнитных исследований силурийских отложений бассейна р. Днестр, Украина / В. Бахмутов, М. Еленська, Л. Константиненко. // Геофизический журнал. – 2001. – №6. – С. 57–67.

4. Волыно-Подольская плита: геофизика, глубинные процессы / [В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя та ін.]. – Киев: Наук. думка, 2012. – 198 с.

5. Дрыгант Д. М. Корреляция и конодонты силурийских-нижнедевонских отложений Волыно-Подолии / Д. М. Дрыгант. – Киев: Наук. думка, 1984. – 191 с.

6. Зоненшайн Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – Москва: Недра, 1990. – Т.2. – 336 с.

7. Иосифиди А. Г. Палеомагнетизм верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Восточно-Европейской платформы: ключевой палеомагнитный полюс и кинематика коллизии с Уралом / А. Г. Иосифиди, А. Н. Храмов. // Физика Земли. – 2002. – №5. – С. 42–56.

8. Иосифиди А. Г. Средне- и позднепалеозойские этапы горизонтальных движений в Баренцево-Печорском регионе и эволюция их взаимоотношений с Русской платформой и Уралом по палеомагнитным данным / А. Г. Иосифиди, А. Н. Храмов // Международная геофизическая конференция. 300 лет горно-геологической службе России / А. Г. Иосифиди, А. Н. Храмов. – Санкт-Петербург, 2000. – С. 22–23.

9. Михайлова Н. П. Девонский палеомагнитный полюс и его значение для тектонической интерпретации (Донбасс) / Н. П. Михайлова, М. И. Орлова. // Геофизический журнал. – 1996. – Т.18, №6. – С. 45–58.

10. Никифорова О. И. Стратиграфія / О. И. Никифорова, Н. Н. Предтеченский // Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии / О. И. Никифорова, Н. Н. Предтеченский. – Л.: Наука, 1972. – С. 26–127.

11. Новые результаты палеомагнитных исследований красноцветных силурийских отложений Подолии / [Е. Б. Поляченко, В. Г. Бахмутов, Л. И. Константиненко та ін.]. // Геофизический журнал. – 2014. – Т. 36, №3. – С. 34–47.

12. Палеомагнитные и петромагнитные исследования нижнедевонских красноцветов Подолии: проблемы перемагничивания / [В. Бахмутов, М. Еленська, М. Кадзялко-Хофмокль та ін.]. // Геофизический журнал – 2015. – №1. – С. 62–82.

13. Палеомагнитные исследования нижнедевонских сероцветных отложений Подолии / [В. Бахмутов, М. Тейсер-Еленская, М. Кадзялко-Хофмокль та ін.]. // Геофизический журнал. – 2012. – Т 34. №6. – С. 57–67.

14. Палеомагнитные исследования силурийских и девонских отложений Подолии / [Н. В. Лубнина, А. Г. Иосифиди, А. Н. Храмов та ін.] // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии / [Н. В. Лубнина, А. Г. Иосифиди, А. Н. Храмов та ін.]. – Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2007. – С. 105–125.

15. Палеомагнитология / [А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова та ін.]. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

16. Печерский Д. М. Палеоазиатский океан / Д. М. Печерский, А. Н. Диденко. – М.: ИФЗРАН, 1995. – 298 с.

17. Печерский Д. М. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности / Д. М. Печерский. – М.: ИФЗ, 2006. – 123 с.

18. Погарская И. А. Палеомагнетизм девона Русской платформы / И. А. Погарская // Палеомагнитные методы в стратиграфии / И. А. Погарская. – Л.: ВНИГРИ, 1984. – С. 42–55.

19. Погарская И. А. Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена / И. А. Погарская, Е. Л. Гуревич // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / И. А. Погарская, Е. Л. Гуревич. – Л.: ВНИГРИ, 1988. – С. 6–18.

20. Силур Подолии: Путеводитель экскурсии / [П. Д. Цегельнюк, В. П. Гриценко, Л. И. Константиненко та ін.]. – Киев: Наук. Думка, 1983. – 224 с.

21. Сытова В. А. Биогермы малиновецкого горизонта (силур) Подолии / В. А. Сытова. // Бюлл. МОИП. Отд.геол.. – 1966. – 41, №6. – С. 130–131.

22. Третяк А. Н. Палеомагнетизм среднего и верхнего палеозоя УССР / А. Н. Третяк. – Киев: Наукова думка, 1965. – 131 с.

23. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов / В. Е. Хаин. – М.: Научный Мир, 2001. – 606 с.

24. Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных) / А. Н. Храмов. // Физика Земли. – 1967. – №1. – С. 86–108.

25. Цегельнюк П. Д. Волино-Подільска окраіна Східно-Европейскоі платформи. Тиверьска серія стратотипового розрізу / П. Д. Цегельнюк // Стратиграфія УРСР / П. Д. Цегельнюк. Т. IV. Ч. 2. Девон – Київ: Наук. Думка, 1974. – С. 42–54.

26. Цегельнюк П. Д. Останці нижньоландоверських відкладів Поділля (нижній силур) / П. Д. Цегельнюк. // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1971. – №11. – С. 982–985.

27. Цегельнюк П. Д. Південно-західний схил українського щита / П. Д. Цегельнюк, П. Д. Букатчук // Стратиграфія УРСР. Т.4. Ч.1 Силур / П. Д. Цегельнюк, П. Д. Букатчук. – Киев: Наук. Думка, 1974. – С. 156–173.

28. Цегельнюк П. Д. Хитинозои силура Подолии / П. Д. Цегельнюк. – Киев: Наук. Думка, 1982. – 160 с.

29. Цегельнюк П. Д. Яругская и малиновецкая серии (нижний-верхний силур) Подолии и Волыни / П. Д. Цегельнюк. – Киев: Препринт ИГН АН УССР 80-2, 1980. – 53 с.

30. Шипунов С. В. Вопросы палеомагнитного анализа / С. В. Шипунов, М. В. Алексютин, Н. М. Левашова. – М.: Геологический институт РАН, 1996. – 62 с. – (Труды ГИН РАН Вып.504).

31. Шипунов С. В. Критерии значимости в палеомагнетизме / С. В. Шипунов. // Физика Земли. – 1999. – №6. – С. 89–92.

32. Шипунов С. В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) / С. В. Шипунов. // Физика Земли. – 1995. – №4. – С. 67–74.

33. Are the Iron Carbonate minerals, Ankerite and Ferroan Dolomite, Like Siderite, Important in Paleomagnetism? / [B. B. Ellwood, B. Burkart, K. Rajeshwa et al.]. // J.Geophys. Res.. – 1989. – №94, B6. – P. 7321–7331.

34. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis / [Z. X. Li, S. V. Bogdanova, A. S. Collins та ін.]. // Precambrian Res.. – 2008. – №160. – P. 179–210.

35. Bina M. Mineralogical change and self-reversed magnetizations in pyrrhotite resulting from partial oxidation; geophysical implications / M. Bina, L. Daly. // Phys. Earth Planet. Inter. – 1994. – №85. – P. 83–99.

36. Buiter S. J. Horizontal movements in the eastern Barents Sea constrained by numerical models and plate reconstructions / S. J. Buiter, T. H. Torsvik. // Geophys. J. Int.. – 2007. – №171. – P. 1376–1389.

37. Butler R. F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes / R. F. Butler, R. F. Butler. // Boston: Blackwell Scientific Publications. – 1992. – №319.

38. Chadima M. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer / M. Chadima, F. Hrouda. // Travaux Geophysiques XXVII. – 2006. – P. 20–21.

39. Claesson C. Early Palaeozoic geomagnetism of Gotland / C. Claesson. // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. – 1979. – №101. – P. 149–155.

40. Cocks L. R. Baltica from the late Precambrian to mid Palaeozoic: the gain and loss of a terranes\'s identity / L. R. Cocks, T. H. Torsvik. // Earth Science Reviews. – 2005. – №72. – P. 39–66.

41. Cocks L. R. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic / L. R. Cocks, T. H. Torsvik. // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. – 2006. – №32. – P. 83–95.

42. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic:A tale of Baltica and Laurentia / [T. H. Torsvik, M. A. Smethurst, J. G. Meert et al.]. // Earth Science Reviews. – 1996. – №40. – P. 229–258.

43. Courtillot V. Mantle Plumes Link Magnetic Superchrons to Phanerozoic Mass Depletion Events / V. Courtillot, P. Olson. // Earth and Planetary Science Letters. – 2007. – №260. – P. 495–504.

44. Dalziel I. W. Neoproterozoic –Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental specu- lation / I. W.D. Dalziel. // Bull. Geol. Soc. Am.. – 1997. – №109. – P. 16–42.

45. Day R. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence / R. Day, M. Fuller, V. A. Schmidt. // Phys. Earth Planet. Int.. – 1977. – №13. – P. 260–267.

46. Douglass D. N. Paleomagnetics of Ringerike Old Red Sandstone and related rocks, southern Norway: implications for pre-Carboniferous separation of Baltica and British terranes / D. N. Douglass. // Tectonophysics. – 1988. – №148. – P. 11–27.

47. Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils / D. J. Dunlop. // J. Geophys. Res.. – 2002. – №107. – P. 1582.

48. Ellwood B. B. Anomaluos magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: paleomagnetic implication / B. B. Ellwood, W. Balsam, B. Burkart. // J.Geophys. Res.. – 1986. – №12. – P. 12779–12790.

49. Enkin R. J. Formation et Deformation de l'Asie depuis la Fin de l'Ere Primaire : дис. докт. / Enkin R. J. – Paris, 1990. – 120 pp.

50. Enkin R. J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies / R. J. Enkin. // Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – №212. – P. 151–166.

51. Enkin R. J. Three dimensional micromagnetic analysis of stability in fine magnetic grains / R. J. Enkin, W. Williams. // J.Geophys. Res.. – 1994. – №99. – P. 611–618.

52. Evans D. A. Plate tectonics on early Earth? Weighing thepaleomagnetic evidence / D. A. Evans, S. A. Pisarevsky. // Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.. – 2008. – №440. – P. 249–263.

53. Evans D. A. Reconstructing pre-Pangean supercontinents / D. A.D. Evans. // Geological Society of America Bulletin. – 2013. – №125. – C. 1735–1751.

54. Fisher R. A. Dispersion on a sphere / R. A. Fisher. // Proceedings of the RoyalSociety of London. – 1953. – №217. – P. 295–305.

55. Fossen H. Age constraints on the late Caledonian deformation in the Major Bergen Arc, SW Norway / H. Fossen, W. J. Dunlap. // Norwegian Journal of Geology. – 2006. – №86. – P. 59–70.

56. Fossen H. Extensional tectonics in the Caledonides: synorogenic or postorogenic? / H. Fossen. // Tectonics. – 2000. – №19. – P. 213–224.

57. From the early paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide orogen of Scandinavia and Greenland / D. G.Gee, H. Fossen, N. Henriksen, A. K. Higgins. // Episodes. – 2008. – №31. – P. 44–51.

58. Golonka J. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. Pangea: Global environment and resources / J. Golonka, M. Ross, C. Scotese. // Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. – 1994. – №17. – P. 1–47.

59. Halls H. C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles / H. C. Halls. // Geophys. J. R. Astron. Sot. – 1976. – №45. – P. 297–304.

60. Hospers J. Rock magnetism and polar wandering / J. Hospers. // Nature. – 1954. – №173. – P. 1183–1184.

61. Hus J. J. The magnetic properties of siderite concretions and CRM of their oxidation products / J. J. Hus. // Phys. Earth Planet. Inter.. – 1990. – №63. – P. 41–57.

62. Iosifidi A. G. Paleomagnetic study of the Early Silurian sequence of the Ukraine, v. Kitaygorod / A. G. Iosifidi, A. N. Khramov. // Conference “Problems of Geocosmos”, book of Abstracts. – 2004. – P. 172–173.

63. Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems / E. Irving. – New York: Wiley, 1964.

64. Jackson M. Rock magnetism of remagnetized carbonate rocks: another look / M. Jackson, N. L. Swanson-Hysell. // Geol. Soc. London, Special publications. – 2012. – №371.

65. Jeleńska M. Paleomagnetic and rock magnetic data from the Silurian succession of the Dniester basin, Ukraine / M. Jeleńska, V. Bakhmutov, L. Bakhmutov. // Phys. Earth Planet. Int.. – 2005. – №149. – P. 307–320.

66. Jelinek V. The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility and its application / V. Jelinek. // Geophysica Brno. – 1977. – P. 5–88.

67. Kent D. V. Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoicand Precambrian / D. V. Kent, M. A. Smethurst. // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – №160. – P. 391–402.

68. Khramov A. N. Paleomagnetism of the Soviet Union, in Palaeoreconstruction of the Continents / A. N. Khramov, G. N. Petrova, D. M. Pechersky. // American Geophysical Union, Geodynamic Series. – 1981. – №2. – P. 177–194.

69. Kirschvink J. L. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data / J. L. Kirschvink. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.. – 1980. – №62. – P. 699—718.

70. Kodama K. P. Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation / K. P. Kodama., 2012. – 157 pp.

71. Krs M. Tectonic and paleogeographic interpretation of the paleomagnetism of Variscan and pre-Variscan formations of the Bohemian Massif, with special reference to the Barrandian terrane / M. Krs, P. Pruner, O. Man. // Tectonophysics. – 2001. – №332. – C. 93–114.

72. Kruiver P. P. Quantification of magnetic coercivity components by analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization / P. P. Kruiver, M. J. Dekkers, D. Heslop. // Earth Planet. Sci. Lett.. – 2001. – №189. – P. 269–276.

73. Lewandowski M. PDA – a package of FORTRAN programs for paleomagnetic data analysis / M. Lewandowski, T. Werner, K. Nowożyński. // Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript. – 1997. – P. 1–17.

74. Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties / W. Lowrie. // Geophys. Res. Lett.. – 1990. – №17. – P. 159–162.

75. McCabe C. Late Paleozoic remagnetization in limestones of the Craven Basin (northern England) and the rock magnetic fingerprint of remagnetized sedimentary carbonates / C. McCabe, J. E. Channell. // Journal of Geophysical Research. – 1994. – №99. – P. 4603– 4612.

76. McFadden P. L. Classification of the reversal test in palaeomagnetism / P. L. McFadden, M. W. McElhinny. // Geophys. J. Int.. – 1990. – №103. – P. 725–729.

77. McFadden P. L. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism / P. L. McFadden, M. V. McElhinny. // Earth Planet. Sci. Lett.. – 1988. – №87. – P. 161–172.

78. On the palaeogeography of Baltica during the Palaeozoic: New palaeomagnetic data from the Scandinavian Caledonides / T. H.Torsvik, O. Olesen, P. D. Ryan, A. Trench. // Geophys. J. Int.. – 1990. – №103. – P. 261–279.

79. Opdyke N. D. A test of the Dipole Hypothesis / N. D. Opdyke, K. W. Henry. // Earth Planet // Sci. Lett.. – 1969. – №6. – P. 139–151.

80. Paleomagnetic and rock magnetic study of Lower Devonian sediments from Podolia, SW Ukraine: remagnetization problems / [M. Jeleńska, M. Kadzialko-Hofmokl, V. Bakhmutov et al.]. // Geophys. J. Int.. – 2015. – №200. – P. 557–573.

81. Permian and Triassic Paleolatitudes of the Ukrainian Shield with Implications for Pangea Reconstructions / [K. Yuan, R. Van der Voo, M. L. Bazhenov et al.]. // Geophys. J. Int.. – 2011. – №184. – P. 595–610.

82. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics / [T. H. Torsvik, R. Van Der Voo, U. Preeden et al.]. // Earth. Sci. Rev.. – 2012. – №114. – P. 325–368.

83. Pisarevsky S. A. Global Paleomagnetic visual data base developed into its visual form / S. A. Pisarevsky, M. E. McElhinny. // EOS. – 2003. – №84.

84. Pisarevsky S. A. New edition of the global paleomagnetic database: Eos / S. A. Pisarevsky. // American Geophysical Union. – 2005. – №17. – C. 170.

85. Pisarevsky S. A. Siberia and Rodinia / S. A. Pisarevsky, L. M. Natapov. // Tectonophysics. – 2003. – №375. – P. 221–245.

86. Reconstructions of the Continents Around the North Atlantic at About the 60th Parallel / T. H.Torsvik, R. Van Der Voo, J. G. Meert, H. J. Walderhaug. // Earth and Planetary Science Letters. – 2001. – №187. – P. 55–69.

87. Roberts A. O. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand / A. O. Roberts, G. M. Turner. // Earth Planet. Sci. Lett.. – 1993. – №115. – P. 257–273.

88. Robertson D. J. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves / D. J. Robertson, D. E. France. // Phys. Earth planet. Inter.. – 1994. – №82. – P. 223–234.

89. Smethurst M. A. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander / M. A. Smethurst, A. N. Khramov. // Geophys. J. Int.. – 1992. – №108. – P. 179–192.

90. Smethurst M. A. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaezoic / M. A. Smethurst, A. N. Khramov, S. Pisarevsky. // Geophys. J. Int.. – 1998. – №133. – P. 44–56.

91. Symons D. T. Conodont CAI and magnetic mineral unblocking temperature: implications for the Western Canada Sedimentary Basin / D. T. Symons, M. T. Cioppa. // Physics and Chemistry of the Earth. – 2002. – №27. – P. 1189–1193.

92. Symons D. T. Crossover plots: a useful method for displaying SIRM data in paleomagnetism / D. T. Symons, M. T. Cioppa. // Geophysical Research Letters. – 2000. – №27. – P. 1779–1782.

93. Tauxe L. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? // Timescales of the paleomagnetic Field / Eds. J.E.T. Channell / L. Tauxe, D. V. Kent // AGU Geophys. Monogr. / L. Tauxe, D. V. Kent., 2004. – P. 101–116.

94. Tauxe L. Paleosecular variation models for ancient times: clues from Keweenawan lava flows / L. Tauxe, K. P. Kodama. // Phys. Earth Planet. Inter.. – 2009. – №177. – P. 31–45.

95. The Geological Time Scale 2012, 2-Vol. / F. M.Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. – Amsterdam, Boston: Elsevier, 2012.

96. The Geophysical Signature of the Honningsvåg Gabbro, Northern Norway / [T. H. Torsvik, O. Olesen, A. Trench et al.]. // Journal Geological Society London. – 1992. – №149. – P. 373–381.

97. Thermal history of Lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist Margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and AFT data / [J. Środoń, M. Paszkowski, D. Drygant et al.]. // Clays and Clay Minerals. – 2013. – №61. – P. 107–132.

98. Thorning. Palaeomagnetic results from the Lower Devonian rocks of the Cheviot Hills, Northern England / Thorning. // Geophys. J. R. astr. Soc.. – 1974. – №36. – P. 487–496.

99. Torsvik T. H. Antarctica and Global Paleogeography: From Rodinia, through Gondwanaland and Pangea, to the birth of the Southern Ocean and the opening of gateways / T. H. Torsvik, C. Gaina, T. F. Redfield // Antarctica: A Keystone in a Changing World / T. H. Torsvik, C. Gaina, T. F. Redfield. – Washington, DC: The National Academies Press, 2008. – P. 125–140.

100. Torsvik T. H. Earth geography from 400 to 250 million years: a palaeomagnetic, faunal and facies review / T. H. Torsvik, L. R. Cocks. // Journal Geol. Soc. Lond.. – 2004. – №161. – P. 555–572.

101. Torsvik T. H. Magnetic properties of the Lower Old Red Sandstone Lavas in the Midland Valley, Scotland; palaeomagnetic and tectonic considerations / T. H. Torsvik. // Phys. Earth Planet. Int.. – 1985. – №39. – P. 194–207.

102. Torsvik T. H. Palaeomagnetism of the Foyers and Strontian Granites, Scotland / T. H. Torsvik. // Phys. Earth Planet. Int.. – 1984. – №36. – P. 163–177.

103. Torsvik T. H. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography;estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields / T. H. Torsvik, R. Van Der Voo. // Geophys. J. Int.. – 2002. – №151. – P. 771–794.

104. Trench A. Palaeomagnetic and geochemical evaluation of a terrane-linking ignimbrite: evidence for the relative position of the Grampian and Midland Valley terranes in late Silurian time / A. Trench, P. D. Haughton. // Geological Magazine. – 1990. – №127. – P. 241–257.

105. Trench A. The Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Baltica: palaeomagnetic data from Silurian limestones of Gotland, Sweden / A. Trench, T. H. Torsvik. // Geophys. J. Int.. – 1991. – №107. – P. 373–379.

106. Turnell H. B. Palaeomagnetism and Rb-Sr ages of the Ratagen and Comne intrusions / H. B. Turnell. // Geophys. J. R. astr. Soc.. – 1985. – №83. – P. 363–378.

107. Van der Voo R. Evidence for Permian and Mesozoic non-dipolefields provides an explanation for Pangea reconstruction problems / R. Van der Voo, T. H. Torsvik. // Earth and Planetary Science Letters. – 2001. – №187. – P. 71–81.

108. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans / R. Van der Voo. – Cambridge: Cambridge University Press, 1993. – 411 p.

109. Van der Voo R. The quality of the European Permo -Triassic paleopoles and its impact on Pangea reconstructions / R. Van der Voo, T. H. Torsvik // AGU Monograph on Timescales of the paleomagnetic field, J. E. T. Channell / R. Van der Voo, T. H. Torsvik., 2004. – P. 29–42.

110. Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data / R. Van der Voo. // Tectonophysics. – 1990. – №184. – P. 1–9.

111. Ward J. C. The structure and properties of some iron sulphides / J. C. Ward. // Rev.Pure Appl. Chem.. – 1970. – №20. – P. 175–206.

112. Watson G. S. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem / G. S. Watson, R. J. Enkin. // Geophys. Res. Lett.. – 1993. – №20. – P. 2135–2137.

113. Wilson R. L. Permanent Aspects of the Earth\'s Non-dipole Magnetic Field over Upper Tertiary Times / R. L. Wilson. // Geophys. J. R. Astr. Soc.. – 1970. – №19. – P. 417–437.

114. Zapletal K. Effect of intergrowths of the ferrimagnetic and antiferrimagnetic phases on the rock magnetic properties of natural pyrrhotites / K. Zapletal. // Phys. Earth Planet. Inter.. – 1993. – №76. – P. 151–162.

115. Zijderveld K. Demagnetization of Rocks: analysis of results / K. Zijderveld // Methods in paleomagnetism / K. Zijderveld. – Amsterdam: Elsevier, 1967. – P. 254–286.