

ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

(повне найменування вищого навчального закладу)

Географічний факультет

(повне найменування інституту, назва факультету (відділення))

Кафедра геоморфології і палеогеографії

(повна назва кафедри (предметної, циклової комісії))

Пояснювальна записка

до бакалаврського проекту (роботи)

бакалавр

(освітньо-кваліфікаційний рівень)

на тему РОЗРІЗИ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ САМБІРСЬКО-ХИРІВСЬКОЇ
ВИСОЧИНИ ЯК РЕЄСТРИ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН ДОВКІЛЛЯ

Виконала: студентка IV курсу, групи ГРФ-41

Спеціальності 106 Географія (ОПІ Географія)

(шифр і назва напрямку підготовки, спеціальності)

Шкорба А. В.

(прізвище та ініціали)

Керівник

Яцишин А. М.

(прізвище та ініціали)

Рецензент

Кирильчук А. А.

(прізвище та ініціали)

ЛЬВІВ – 2025 року

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка
Географічний факультет
Кафедра геоморфології та палеогеографії

Допущено до захисту

Завідувачка кафедри

проф. Лідія ДУБІС

“ ____ ” _____ 2025 р.

Шкорба Анна Василівна

**РОЗРІЗИ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ САМБІРСЬКО-ХИРІВСЬКОЇ
ВИСОЧИНИ ЯК РЕЄСТРИ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН ДОВКІЛЛЯ**

Дипломна робота

Науковий керівник –
кандидат географічних наук,
доцент Яцишин Андрій Михайлович

(підпис студента)

(підпис)

Львів 2025

Інститут, факультет, відділення Географічний
Кафедра, циклова комісія Геоморфології і палеогеографії
Освітньо-кваліфікаційний рівень Бакалавр

Освітня програма _____
(шифр і назва)

Спеціальність 106Географія (ОПП Географія)
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри проф. Дубіс Л. Ф.

“ _____ ” _____ 20__ року

З А В Д А Н Н Я НА БАКАЛАВРСЬКИЙ ПРОЕКТ (РОБОТУ) СТУДЕНТУ

Шкорба Анна Василівна

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема проекту (роботи) Розрізичетвертинних відкладів Самбірсько-Хирівської височини як реєстри глобальних змін довкілля

керівник проекту (роботи) Яцишин Андрій Михайлович, к.г.н., доцент

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затвержені наказом вищого навчального закладу від “___” _____ 2025 р. № _____

2. Строк подання студентом проекту (роботи) до _____ 2025 р.

3. Вихідні дані до проекту (роботи) літературні джерела, фондові матеріали, результати власних польових і камеральних досліджень

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити схарактеризувати фізико-географічні риси території досліджень, проаналізувати історію вивчення рельєфу і відкладів Самбір-Хирівської височини, схарактеризувати льодовикові, алювіальні і лесово-грунтові відклади Самбір-Хирівської височини як відображення глобальних змін природних умов в антропогені, розкрити прикладні аспекти вивчення розрізів пухких нагромаджень Самбір-Хирівської височини

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) морфометричні карти: експозиції схилів, горизонтального розчленування, глибини розчленування, ухилів поверхні; карта терас Стривігору; схеми літофаціальних комплексів відкладів, розкритих в розрізах Слохині, Дубрівка, Кружики, Торгановичі 1

6. Консультанти розділів проекту (роботи)

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання _____ 2025 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерського проекту (роботи)	Строк виконання етапів проекту(роботи)	Примітка
1	Фізико-географічна характеристика території досліджень	Лютий 2025 р.	Виконано
2	Аналіз історії геолого-геоморфологічних досліджень Самбір-Хирівської височини	Березень 2025 р.	Виконано
3	Характеристика відклади Самбір-Хирівської височини як відображення глобальних змін природних умов в антропогені	Квітень 2025 р.	Виконано
4	Характеристика прикладних аспектів вивчення розрізів пухких нагромаджень Самбір-Хирівської височини	Травень 2025 р.	Виконано
5	Оформлення висновків	Травень-червень 2025 р.	Виконано

Студент _____ Шкорба А. В.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник проекту (роботи) _____ Яцишин А.М.
(підпис) (прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

Вступ	4
Розділ 1. Природні умови території досліджень	6
1.1. Орографія.....	6
1.2. Геологічна будова.....	13
1.2.1. Дочетвертинні відклади.....	13
1.2.2. Четвертинний покрив.....	17
1.3. Геоморфологічна будова.....	19
Розділ 2. Історія геолого-геоморфологічних досліджень Самбір-Хирівської височини	24
Розділ 3. Відклади Самбір-Хирівської височини як відображення глобальних змін природних умов в антропогені	30
3.1. Льодовикові відклади	33
3.2. Алювіальні нагромадження.....	37
3.3. Лесово-грунтові товщі.....	39
Розділ 4. Прикладні аспекти вивчення розрізів пухких нагромаджень Самбір-Хирівської височини	40
Висновки	42
Список використаних джерел	44

ВСТУП

Розрізи четвертинних відкладів є унікальними геоморфологічними об'єктами, які зберігають інформацію про глобальні зміни довкілля протягом антропогену. Вони відображають складні природні процеси, такі як континентальні зледеніння і потепління, зміни розташування рівнів Світового океану чи інші явища, що формували ландшафт протягом тисячоліть.

Відклади, які формувались в цих умовах, слугують не лише джерелом наукових даних для вивчення палеогеографічних умов, а й важливим інструментом для розуміння впливу кліматичних змін на сучасне середовище. Вони надають можливість оцінити взаємодію природних і антропогенних факторів, що є ключовим для прогнозування майбутніх екологічних трансформацій.

Мета – дослідити розрізи четвертинних відкладів Самбірсько-Хирівської височини як реєстри глобальних змін довкілля, визначити їхню наукову та практичну цінність й обґрунтувати перспективи їх використання.

Завдання – на основі аналізу наявних даних оцінити геологічну, геоморфологічну та палеогеографічну значущість льодовикових, алювіальних і лесово-грунтових відкладів височини для науки.

Об'єкт – розрізи четвертинних відкладів Самбірсько-Хирівської височини (Львівська область).

Актуальність дослідження розрізів четвертинних відкладів височини обумовлена їхньою роллю у реконструкції кліматичної історії регіону, збереженні геологічної спадщини та вирішенні прикладних завдань, таких як моніторинг ерозійно-аккумулятивних процесів, планування з використанням абіотичних ресурсів височини. Вивчення цих відкладів сприяє заповненню прогалин у знаннях про антропогенні процеси досліджуваної території та підтримує сталий розвиток території.

Структура дипломної роботи. Дипломна робота складається з вступу, чотирьох основних розділів, висновків, переліку використаних джерел (23 найменування). Робота проілюстрована 1 таблицею та 13 рисунками. Загальний обсяг роботи – 46 сторінок.

РОЗДІЛ 1. ПРИРОДНІ УМОВИ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕНЬ

1.1. Орографія.

Самбірсько-Хирівське терасове передгір'я простягається у південно-західній частині Львівської області і розташоване між гірськими масивами Українських Карпат і височинами та рівнинами Передкарпаття. На заході територія межує з чітко окресленим уступом Карпат, який досягає висоти 100–150 м і вирізняється мальовничими краєвидами. Інші межі височини менш чіткі: північна і південна проходять вздовж височин межиріччя Вирви–Болозівки–Бухти–Січни і Дністра–Бистриці, відповідно, а східна – фіксована невисокими схилами височини, які відділяють її від Верхньодністерської рівнини.

Самбірсько-Хирівське терасове передгір'я охоплює передкарпатські ділянки долин Болозівки, Стривігора і Дністра, а також міжрічкові височини, що їх розділяють (Геренчук, Демедюк, Зденюк, 1966). Йому притаманне поєднання терасованих поверхонь межиріччя і глибоких долин, врізаних у Передкарпатську височину на глибину до 60–90 м, і створених ерозійною діяльністю річок, які належать басейну Дністра.

Домінантною формою рельєфу межиріччя Стривігор–Болозівка–Вирва є гора Радич (519 м) – найвища вершина Прибескидського Передкарпаття, що підноситься на 190–195 м над Стривігором і на 245–250 м над Вирвою (рис. 1).



Рис. 1. Гора Радич (519 м)

По міжріччях Дністра й Сяну (зокрема Болозівки–Вирви, Болозівки–Бухти та Болозівки–Січни) проходить відрізок Головного європейського вододілу [13].

Аби наочно оцінити і пояснити причину виникнення даної висотності ми скористались модулем QGIS Desktop 3.22.16. Використовуючи як основу цифрову модель висот SRTM на територію України, було побудовано такі карти: експозиції схилів, горизонтального розчленування, глибини розчленування та карту кутів ухилу поверхні (рис. 2–5).

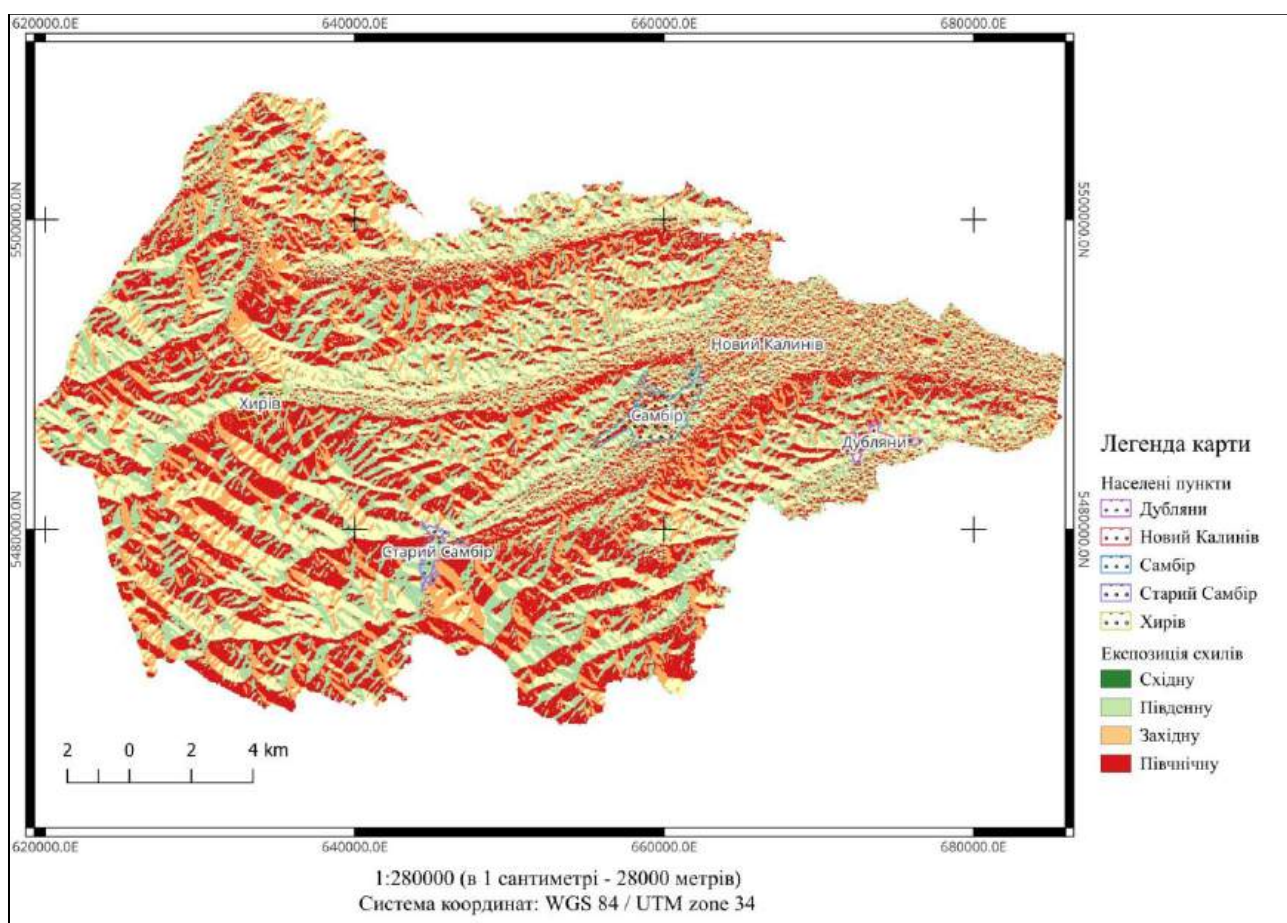


Рис. 2. Карта експозиції схилів.

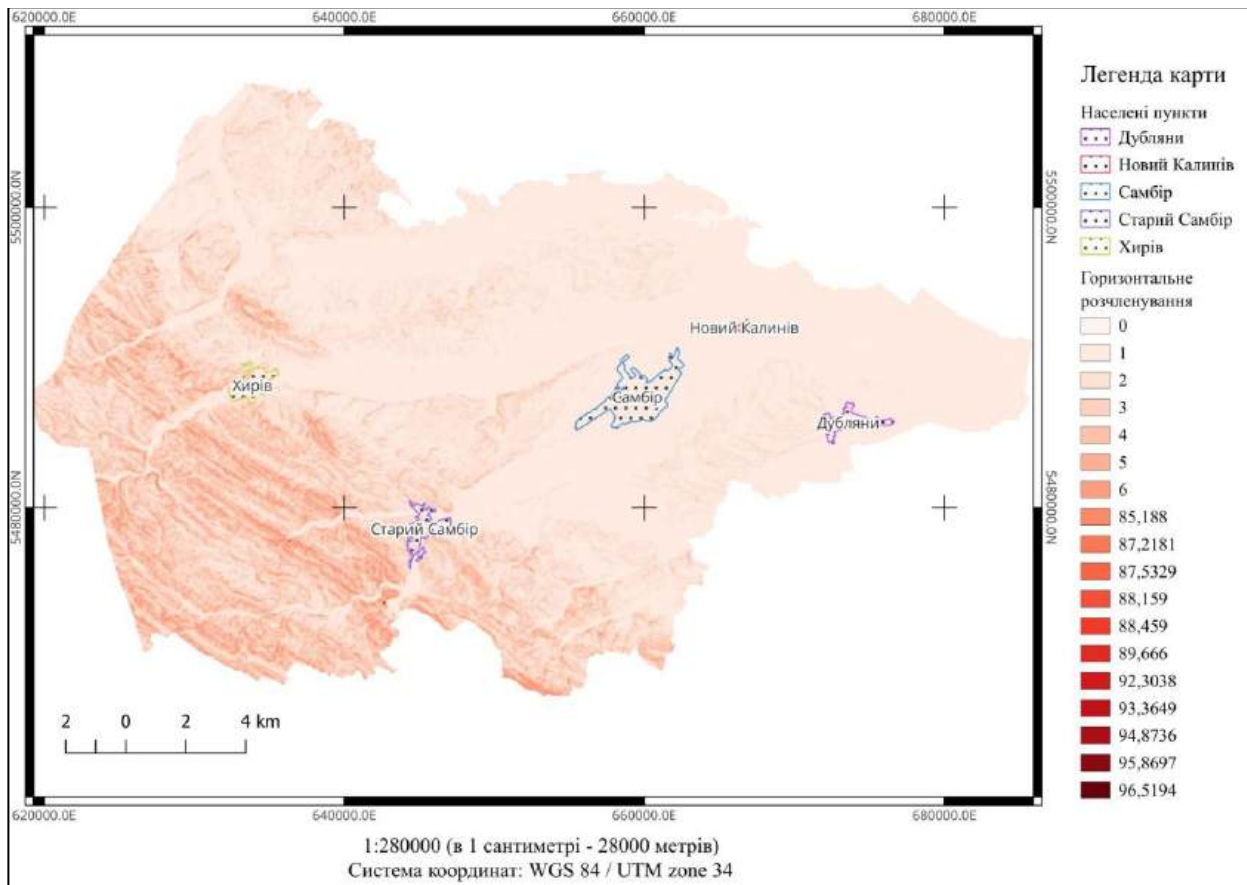


Рис. 3. Карта горизонтального розчленування

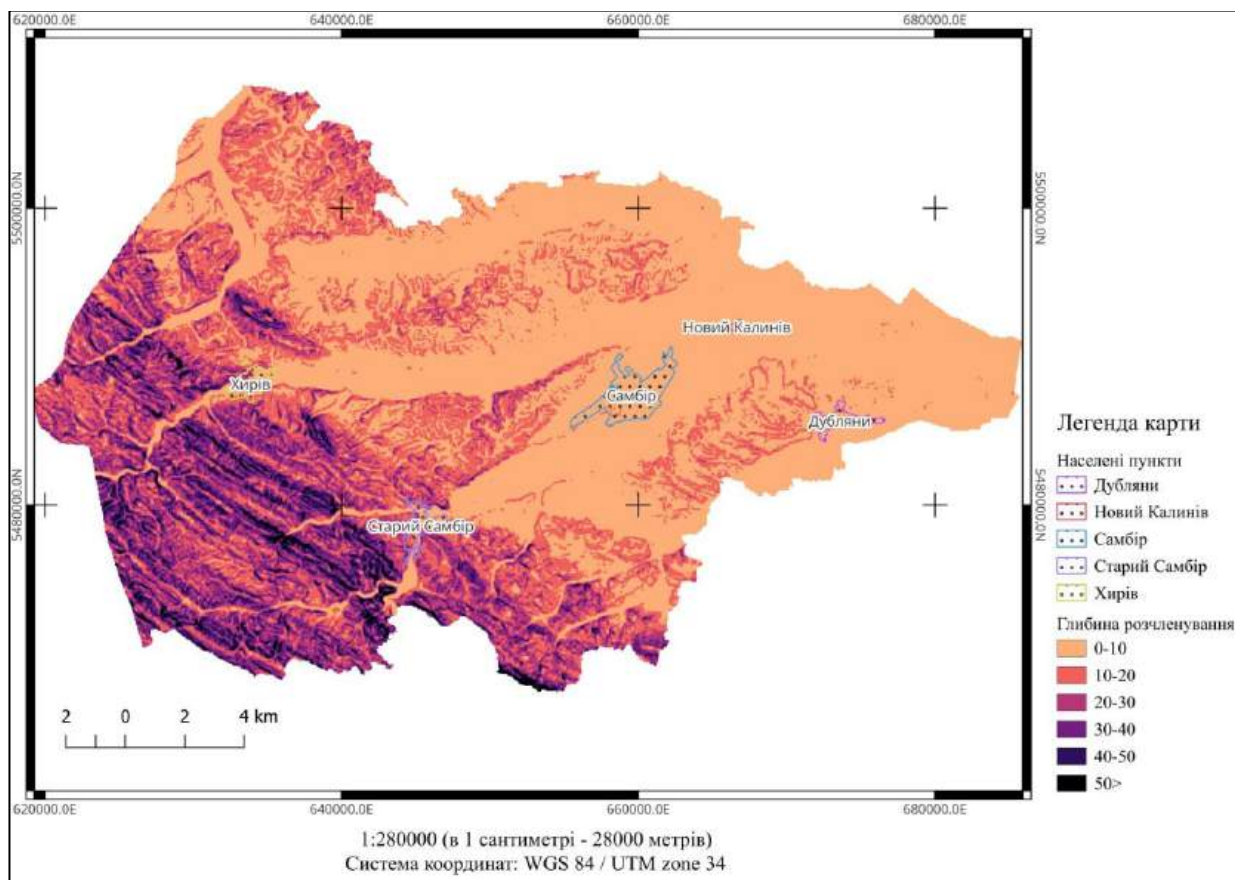


Рис. 4. Карта глибини розчленування

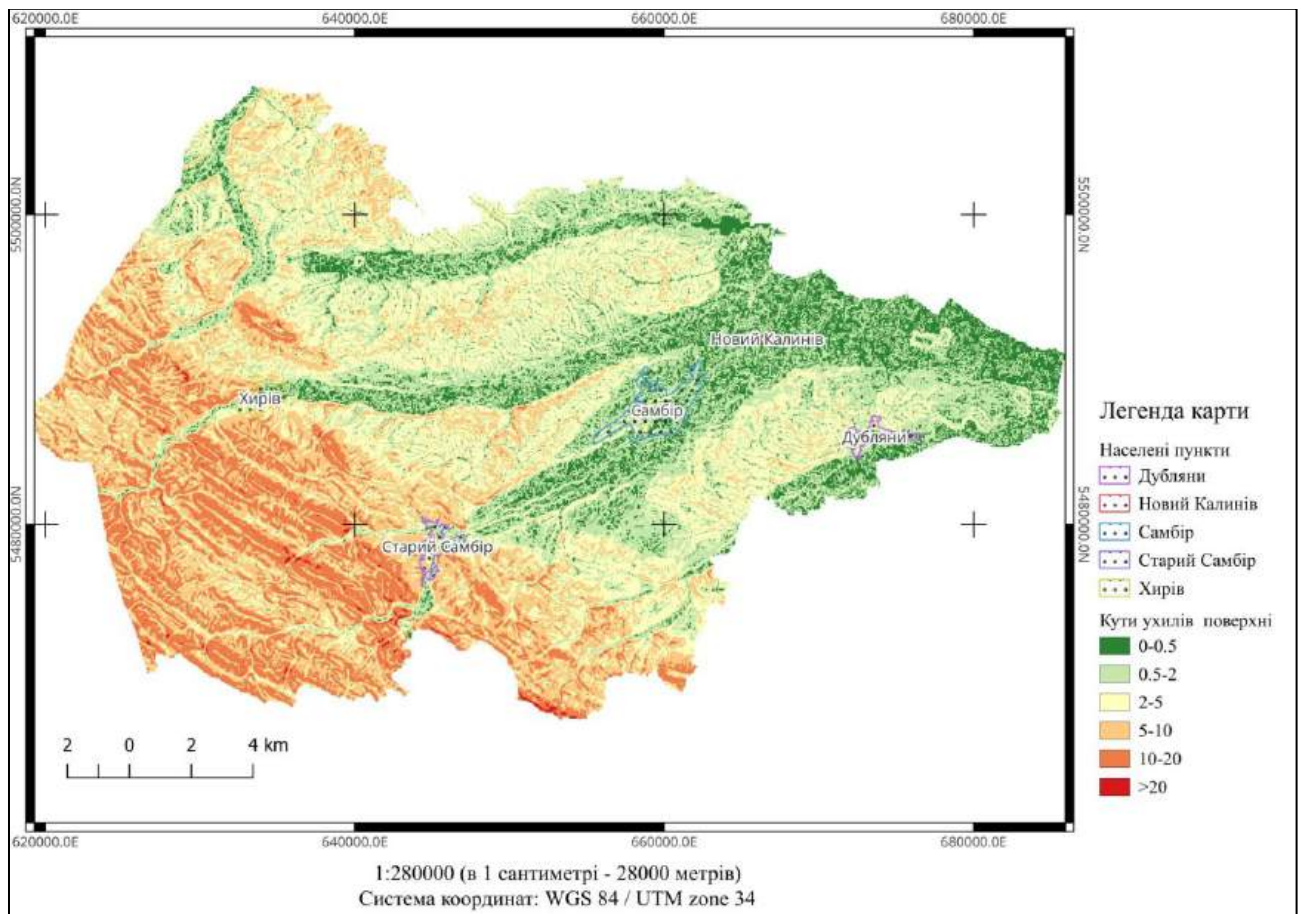


Рис. 5. Карта ухилів поверхні

Експозиція схилів Самбірсько-Хирівського терасового передгір'я формується складною системою рельєфу, де домінує поєднання майже паралельно закладених між собою річкових долин, розділених височинами їхніх межиріч. Річкові долини, зокрема Болозівки, Стривігору та Дністра, орієнтовані переважно з північного заходу на південний схід, із незначним відхиленням долини Дністра в бік південного сходу через тектонічні особливості регіону. Таке розташування зумовлює експозицію схилів, де переважають південно-західні та північно-східні напрямки. Схили, звернені на південний захід, отримують більше сонячного тепла, тоді як північно-східні схили, які частіше перебувають у затінку, менш схильні до ерозії.

Межирічні височини, що розділяють долини, мають пологіші схили з переважно південною орієнтацією, утворюючи хвилястий рельєф із терасами та гребенями.

Особливу увагу привертає ділянка гори Радич, яка є однією з найвищих вершин Передкарпаття в межах цього регіону. З висотою 519 метрів над рівнем моря, гора Радич вирізняється серед навколишнього ландшафту, створюючи помітний орографічний акцент. Ця ділянка є унікальною не лише через висоту, а й через те, що тут проходить Головний європейський вододіл, який розділяє басейни річок, що течуть до Балтійського моря (через Дністер і Віслу), і тих, що належать до Чорноморського басейну (через Дністер). Схили гори Радич мають різноманітну експозицію: північні та північно-західні схили є крутими, із кутом нахилу до 30 градусів, що сприяє активній ерозії та утворенню невеликих ярів. Південні схили навпаки більш пологі, що забезпечує стабільність рельєфу та сприяє розвитку трав'яного покриву. Розташування вододілу на цій височині підкреслює її географічну значущість, формуючи природний бар'єр, який впливає на напрямки стоку вод і розподіл опадів у регіоні.

Височини вододілів, зокрема гора Радич, значно перевищують відмітки днищ річкових долин, створюючи контрастний рельєф. Вододільні гребені підносяться на 150–250 метрів над днищами долин Болозівки та Стривігору, які розташовані на висотах 250–300 метрів над рівнем моря. Долина Дністра, як головної водної артерії, лежить нижче, на висоті 200–250 метрів, що дає перепад між вододілом і долиною до 250–300 метрів, враховуючи висоту Радич. Схили вододілів, звернені до долин, мають південно-західну та північно-східну орієнтацію.

Щодо ширини річкових долин, долина Болозівки в верхів'ях має ширину близько 1,5 км, але поступово розширюється вниз за течією до 2 км, особливо в районі впадіння у Стривігор, де сформована заплава шириною близько 2 км.

Долина Стривігору в верхній частині сягає 1,0–1,5 км, а нижче за течією розширюється також до 2,0 км, що пов'язано з меншим кутом нахилу схилів і накопиченням осадів.

Долина Дністра є значно ширшою: у верхів'ях, поблизу Старого Самбора, її ширина становить 2–3 км, але нижче за течією, ближче до Самбора, вона суттєво розширюється до 5–7 км, утворюючи широку заплаву.

Таке розширення долин вниз за течією відображає зменшення крутизни схилів і зростання акумулятивних процесів.

Перейдемо до горизонтального розчленування. Горизонтальне розчленування Самбірсько-Хирівського терасового передгір'я відображає щільність ерозійної мережі та її вплив на рельєф. Цей регіон характеризується чергуванням річкових долин і межирічних височин, що створює контрастні умови для формування ярів, балок і водотоків. Горизонтальне розчленування варіюється залежно від висоти рельєфу, геологічної будови та ерозійної активності, що особливо помітно в районах із різкими перепадами висот.

Найбільша глибина горизонтального розчленування спостерігається в районі гори Радич та її околиць, а також вздовж вододілів межиріч Болозівки–Стривігору і Стривігору–Дністра.

Гора Радичі її схили, особливо північні та північно-західні, зазнають інтенсивної ерозії через крутизну (до 20–25 градусів). Це призводить до формування густої мережі ярів і балок, із показниками горизонтального розчленування на рівні 1,5–2,0 км/км². У таких умовах водотоки, що стікають із Радича, активно розмивають поверхню, утворюючи глибокі яри, які розчленовують рельєф. Аналогічна ситуація спостерігається на вододілах між Болозівкою і Стривігором, а також між Стривігором і Дністром. У цих межиріччях, де висоти сягають 350–400 метрів над рівнем моря, ерозійна мережа також є щільною, із показниками розчленування від 1,0 до 1,5 км/км². Тут значні перепади висот (150–200 метрів між вододільними гребенями та долинами) сприяють активному формуванню ярів, особливо в періоди рясних опадів, коли поверхневий стік посилюється.

На відміну від вододілів, днища долин Болозівки, Стривігору та Дністра є слабкорозчленованими, що пов'язано з акумулятивними процесами та меншою крутизною схилів. У нижній частині долини Болозівки горизонтальне розчленування становить лише 0,1–0,2 км/км². Тут переважають плоскі заплави, збудовані алювіальними відкладами (рис. 6).



Рис. 6. Долина р. Стривігор в районі сіл Гуманець і Язи

Долина Стривігору, що розширюється до 2–3 км у нижній течії, також має низькі показники розчленування, на рівні 0,2–0,3 км/км².

Долина Дністра демонструє нам ще меншу щільність ерозійної мережі, до 0,1 км/км², оскільки її днище сформоване широкими заплавами, де ерозія поступається акумуляції.

Дрібні урізноманітнення горизонтального розчленування спостерігаються на окремих ділянках, особливо на терасах і пологих схилах межиріч. Наприклад, у районі Самбора та Старого Самбора, де висоти становлять 300–350 метрів, присутні невеликі яри та балки, утворені тимчасовими водотоками, із показниками розчленування 0,3–0,5 км/км².

Кути нахилу поверхні демонструють значну варіабельність рельєфу. У західній частині, ближче до Хирова, переважають схили з кутом нахилу від 10 до 20 градусів, що свідчить про стрімкіші схили передгір'я, де ерозія активно формує яри та балки. Найбільші значення, понад 50 градусів, спостерігаються на окремих схилах поблизу Хирова, де рельєф наближається до передгірських кряжів.

Біля Самбора і Старого Самбора кути зменшуються до 5–10 градусів, вказуючи на більш пологі терасові поверхні.

Отже, можемо зробити такі висновки: орографія передгір'я формується складною взаємодією схилів височин межиріч і долин та відображає перехідний характер цієї території між рівнинним Придністров'ям і Українськими Карпатами. Західна частина, зокрема район Хирова, вирізняється стрімкими схилами з південно-західною та західною експозицією, значною крутизною та глибоким горизонтальним розчленуванням, що підкреслює передгірський рельєф із густою мережею ярів. У районі Самбора рельєф стає м'якшим завдяки меншій ерозійній розчленованості, пологих поверхонь межиріч.

Особливе місце займає гора Радич, яка є частиною Головного європейського вододілу, із крутими північними схилами та пологими південними, додаючи рельєфу контрастності.

1.2. Геологічна будова

1.2.1. Дочетвертинні відклади

Дочетвертинні відклади Самбірсько-Хирівського терасного передгір'я представлені кількома стратиграфічними світами, що сформувалися внаслідок тектонічних і седиментаційних процесів у Передкарпатському прогині, який є частиною Карпатської геосинклінальної області [9]. Ці відклади належать до неогенового періоду і відображають складну геологічну історію регіону, пов'язану з осадконакопиченням, тектонічними рухами та ерозією (рис. 7).

Вони представлені чотирма основними світами: балицькою, стебницькою, воротиченською та дашавською, кожна з яких має свої літологічні особливості та поширення [17].

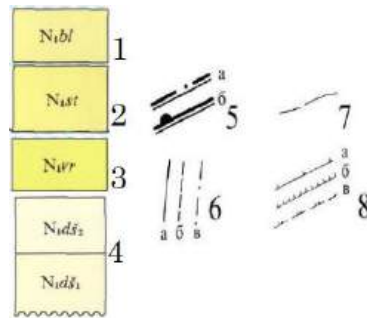
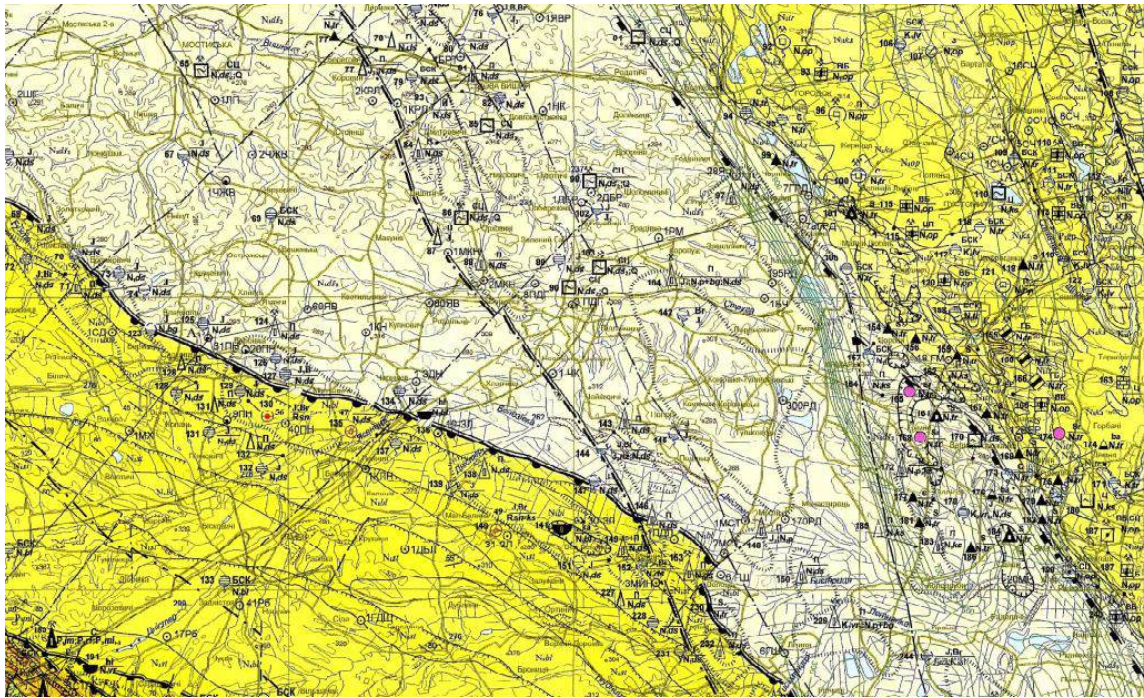


Рис. 7. Дочетвертинні відклади території досліджень [10].

Дочетвертинні відклади: 1 – балицька світа. Глини засолені, сірі, карбонатні, аргіліти, пісковики, прошарки гіпсів, конгломерати, у покрівлі «радицькі» конгломерати (до 1200 м); 2 – стебницька світа. Чергування строкатих (сірих, зеленкуватих, бурочервоних) карбонатних глин, аргілітів, мергелів, сірих алевролітів, пісковиків, конгломератів (500–1200 м); 3 – воротищенська світа. Перешарування сірих глин і пісковиків, аргілітів, прошарки гіпсів, лінзи конгломератів (до 1200 м); 4 – дашавська світа. Глини, алевроліти, туфи, пісковики (до 1500 м).

Розривні порушення: 5 – головні розломи (тектонічні шви), що розділяють структурно-фаціальні зони: а – поховані під вищезалягаючими утвореннями, б – фронтальні насуви; 6 – головні: а – достовірні, б – ймовірні, в – достовірні, поховані під вищезалягаючими утвореннями; 7 – другорядні, достовірні; 8 – насуви: а – скиб, б – лусок, в – ймовірні лусок.

Воротищенська світа характеризується більш одноманітним складом, із перешаруванням сірих глин і пісковиків, які перемежуються з аргілітами [10]. У відкладах також трапляються прошарки гіпсів і лінзи конгломератів, що вказує на періодичні епізоди випаровування та уламкового накопичення. Ця світа сформувалася в умовах відносно спокійного морського басейну, де чергувалися періоди осадження тонкозернистих глин і грубозернистих пісковиків, принесених із карпатських схилів. Воротищенська світа, ймовірно, займає нижні горизонти дочетвертинних відкладів у районі Самбора та Хирова, формуючи перехідний шар між стебницькою та глибшими відкладами.

Стебницька світа залягає вище воротищенської, вирізняється чергуванням строкатих порід, які додають геологічному розрізу яскравої мозаїчності. Вона представлена карбонатними глинами сірого, зеленкуватого та бурочервоного кольорів, що перемежуються з аргілітами, мергелями, сірими алевролітами, пісковиками та конгломератами [10]. Такий склад відкладів світи свідчить про нестабільні умови осадконакопичення, ймовірно, пов'язані з коливаннями рівня моря та змінами клімату в неогеновий період. Відклади стебницької світи виходять на денну поверхню в околицях сіл Сусідовичі, Дубрівка, де їх можна знайти в розрізах кар'єрів і на схилах пагорбів, а також на підчетвертинній поверхні в районі Городовичів і Скелівки.

Балицька світа займає значну частину дочетвертинних відкладів регіону. Характеризується різноманітним складом порід, що свідчить про мінливі умови осадконакопичення [10]. Відклади цієї світи виходять на денну поверхню в околицях сіл Бісковичіта на північно-західних схилах Крукеницької височини, а також на підчетвертинній поверхні в районі Старої Солі та Шумини. Вона складається переважно із засолених сірих карбонатних глин, які перемежуються з аргілітами та пісковиками. У відкладах також присутні прошарки гіпсів і конгломератів, що вказує на періодичні зміни середовища седиментації, зокрема на епізоди випаровування в умовах солоних басейнів. Особливістю балицької світи є наявність у її покрівлі так званих “радицьких” конгломератів, які, ймовірно, пов'язані з ерозією прилеглих височин. Ці

конгломерати складаються з уламків порід, що були транспортовані з карпатських схилів і відклалися в передгір'ї, формуючи потужні шари. Балицька світа, завдяки своїй потужності та літологічній різноманітності, є важливим маркером геологічної історії регіону, відображаючи перехід від морських до континентальних умов.

Дашавська світа є представником неогенових нагромаджень і характеризується значною потужністю та різноманітністю порід. Вона складається з глин, алевролітів, туфів і пісковиків, що вказує на складні умови осадконакопичення, пов'язані з вулканічною активністю та ерозією[10]. Наявність туфів свідчить про епізоди вивержень у сусідніх регіонах, ймовірно, у Карпатах, коли вулканічний попел осідав у басейні Передкарпатського прогину. Глини та алевроліти формувалися в спокійних умовах, тоді як пісковики вказують на періоди активного транспортування уламкового матеріалу.

Геологічну будову регіону ускладнюють розривні порушення, які вплинули на розміщення та деформацію дочетвертинних відкладів. Головні розломи, що розділяють структурно-фаціальні зони, є ключовими тектонічними елементами [10]. Деякі з них поховані під вищезалягаючими утвореннями, що свідчить про давність їхнього формування, тоді як інші проявляються як фронтальні насуви, особливо в західній частині регіону, ближче до Хирова, де карпатські складки насунуті на передгір'я. Головні розломи, як достовірні, так і ймовірні, простежуються в районі Самбора та Старого Самбора, де вони розділяють блоки з різним складом порід, наприклад, між балицькою та стебницькою світами.

Другорядні достовірні розломи, менш масштабні, також впливають на структуру відкладів, створюючи локальні зсуви та тріщини, особливо на межиріччі Болозівки та Стривігору. Насуви, зокрема скибові та лускові, є характерними для району Хирова, де карпатські породи насунуті на дочетвертинні відклади, формуючи складну тектонічну структуру.

1.2.2. Четвертинний покрив

Четвертинні породи широко поширені на досліджуваній території і перекривають більш давні відклади майже суцільним шаром. Відклади четвертинного віку представлені алювіальними, еоловими (вітровими), льодовиковими (власне льодовиковими і флювіогляціальними), елювіальними, делювіальними та біогенними утвореннями, а також іншими типами відкладів (рис. 8) [8, 9].

Алювіальні відклади русел і заплав – найпоширеніший тип на досліджуваній території, вони формуються в долинах річок, зокрема Дністра, Болозівки та Стривігору. Ці відклади складаються з пісків, гравію та гальки, принесених водними потоками під час повеней і поступово відкладених у межах заплав [8, 9].

Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси і давніших надзаплавних терас, складаються з пісків, гравію, гальки та валунів, але залягають вище сучасних заплав, на схилах річкових долин і поверхнях височин межиріч.

Біогенні відклади, представлені торфом і заторфованими ґрунтами, утворилися в заболочених ділянках, таких як заплавні низини чи западини, де накопичувалися органічні рештки в умовах підвищеної вологості [8], [9]. Ці відклади вказують на давні водно-болотні угіддя, що могли існувати в межиріччях чи на терасах.

Еолові відклади, сформовані вітровою діяльністю, включають піски, супіски та суглинки, які розподілені переважно на відкритих ділянках, таких як вододіли чи підвищені тераси [8, 9]. Вони свідчать про періоди сухого клімату, коли пил і дрібні частинки переносилися вітром і осідали на поверхні.

Делювіальні відклади, утворені змиванням з схилів, складаються з супісків, пісків із жорствою та щебенем, що накопичувалися в підніжжях височин, наприклад, біля гори Радич [8, 9]. Ці відклади відображають ерозійну активність, особливо в районах із крутими схилами.

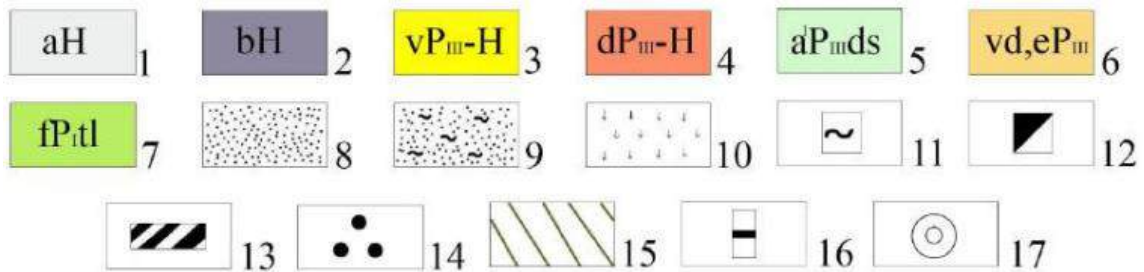
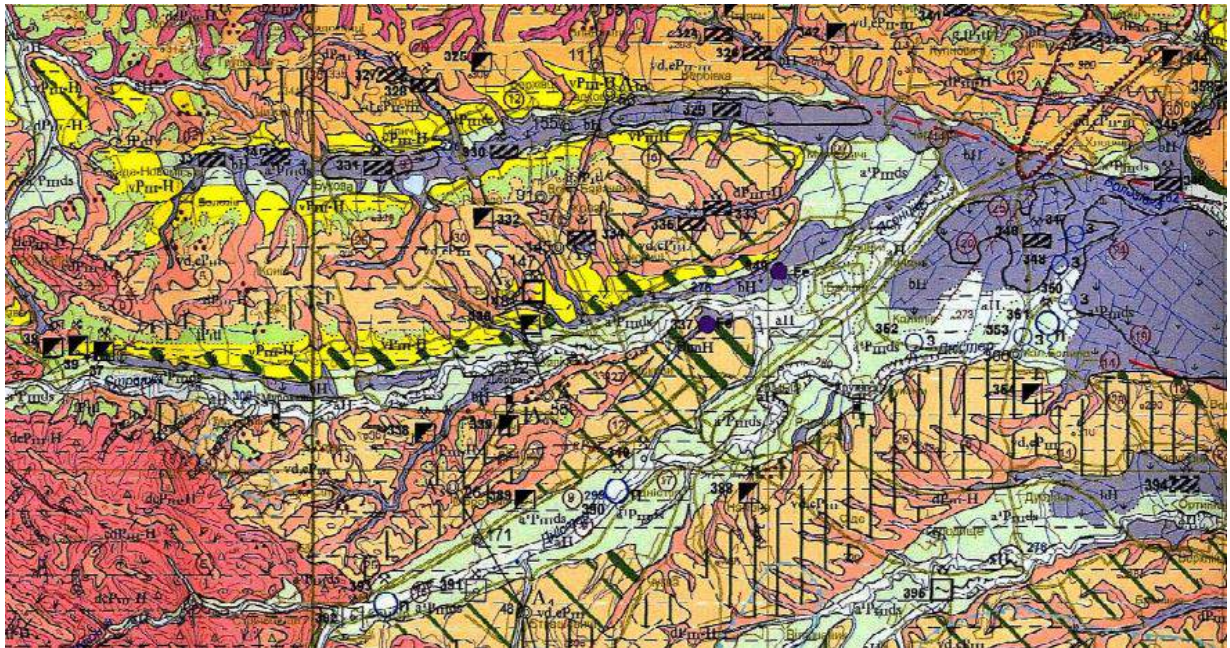


Рис. 8. Четвертинні відклади території досліджень [9].

Стратиграфо-генетичні типи відкладів: 1 – алювіальні відклади русел і заплав. Піски, гравій, галька; 2 – біогенні відклади. Торф, заторфовані ґрунти; 3 – еолові відклади. Піски, супіски, суглинки; 4 – делювіальні відклади. Супіски, піски, часто із жорствою, щебенем; 5 – алювіальні відклади першої надзаплавної тераси; 6 – нерозчленовані еолово-делювіальні та елювіальні відклади. Супіски та суглинки; 7 – тилігульський кліматоліт, флювіогляціальні відклади.

Літологічний склад відкладів: 8 – піски; 9 – супіски; 10 – торф, заторфовані ґрунти; 11 – глина.

Інше: 12 – родовища пісків, суглинків; 13 – родовища торфу; 14 – місця знахідок ератичних (льодовикових) валунів; 15 – алювіальні нагромадження перекриті субаеральними відкладами; 16 – відслонення опорних розрізів; 17 – бурові свердловини.

Льодовикові відклади включають власне льодовикові та флювіогляціальні утворення, пов'язані з окським зледенінням. Основна морена – невідсортована суміш від глини до валунів, переважно сіра, поширена на Крукеницькій височині та Стривігорсько-Болозівському межиріччі. У Бісковичах на п'ятій терасі морена (до 1 м) перекриває змішані галечники, а в Слохині залягає на рівні 345–350 м. Флювіогляціальні відклади (піски, гравій) накопичувалися талими водами, наприклад, у Корналовичах (потужність 4–6 м), формуючи алювіально-зандрові долини в районі Торгановичів. Разом вони утворюють дністерський льодовиковий комплекс [13].

1.3. Геоморфологічна будова

Самбірсько-Хирівське терасове передгір'я, розташоване в південно-західній частині Львівської області, є перехідною зоною між височинами Передкарпаття і Українськими Карпатами. Геоморфологічна будова регіону сформована складною взаємодією тектонічних рухів, ерозійно-акумулятивною діяльністю рік басейнів Дністра і Сяну, що відбувалися від верхнього пліоцену до голоцену, а також льодовикової діяльності в ранньому плейстоцені. Рельєф характеризується чергуванням річкових долин і межирічних височин, серед яких виділяються долини Стривігору, Болозівки та Дністра, а також гора Радич, що є важливою геоморфологічною домінантою.

Долини річок Стривігору, Болозівки та Дністра є ключовими елементами геоморфологічної будови регіону. Їхній розвиток тісно пов'язаний, що відображає спільну історію формування Передкарпаття.

Долина Стривігору має складну будову, зумовлену багатоепізодною історією розвитку. Початок її формування пов'язаний із верхньопліоценовим континентальним етапом, коли на межиріччі Стривігору–Болозівки утворився ерозійно-акумулятивний рівень Красної [5]. Цей рівень зберігся на східних і південно-східних схилах гори Радич (рис. 9)

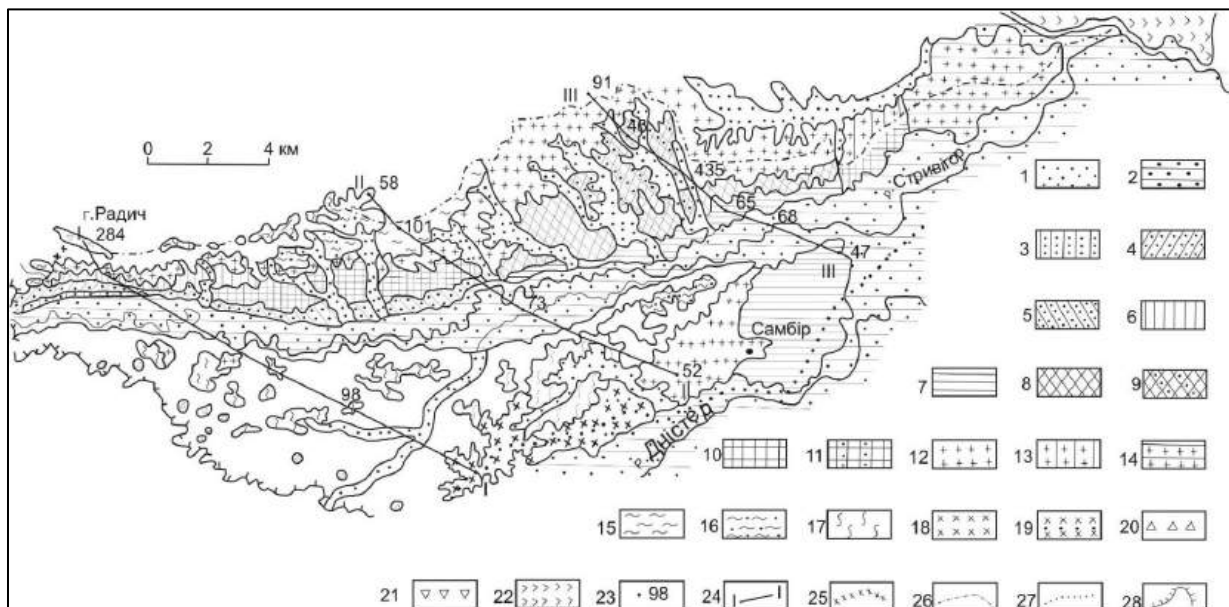


Рис 9. Тераси Стривігору [16].

Поверхні вирівнювання і тераси р. Стривігор: 1 – днища долин потоків; 2 – голоценова перша тераса (висока заплава) з серією різновисоких заплавних рівнів; 3 – верхньоплейстоценова II тустанська тераса; 4 – середньоплейстоценова III колодіївська тераса; 5 – нерозчленовані середньо-верхньоплейстоценові II тустансько-III колодіївська тераси; 6 – середньоплейстоценова IV езупільська тераса; 7 – нерозчленовані середньо-верхньоплейстоценові IV езупільсько-II тустанська тераси; 8 – інтерстадіальна тераса Стривігору; 9 – нерозчленовані нижньоплейстоценові інтергляціальна VI галицька та інтерстадіальна тераси; 10 – нерозчленовані нижньоплейстоценова інтерстадіальна і середньоплейстоценова V маріямпільська тераса; 11 – райони ймовірного поширення нерозчленованих нижньоплейстоценової інтерстадіальної і середньоплейстоценової V маріямпільської терас; 12 – нижньоплейстоценова VI галицька тераса; 13 – райони ймовірного поширення нижньоплейстоценової VI галицької тераси; 14 – райони поширення нерозчленованих, ймовірно інтерстадіальних, терас Болозівки і Дністра; 15–18 – еоплейстоценова шоста надзаплавна тераса (рівень Лоевої)*; 19 – райони поширення нерозчленованих еоплейстоцен–нижньоплейстоценових терас; 20 – райони розвитку еоплейстоценової

Старосільської поверхні вирівнювання; 21 – верхньопліоценова поверхня вирівнювання Красної; 22 – хвилясто-горбкувата флювіогляціальна рівнина. *Інше*: 23 – лінія Головного Європейського вододілу; 24 – лінія Стривігорсько-Болотівського вододілу; 25 – лінія Стривігорсько-Дністерського вододілу; 26 – орографічна межа Карпат.

На межиріччі Стривігору–Дністра виявлено ланцюг ізольованих вершин із висотами, близькими до рівня Красної, що простягаються від Торгановичів через Стару Сіль, Шумину, Березів до Поляни. Ці вершини, ймовірно, є залишками верхньопліоценової Старосільської поверхні вирівнювання, розчленованої ярами та потоками [16].

Тектонічні рухи, що відбувалися протягом плейстоцену, значно вплинули на геоморфологічну будову регіону. Вони розбили поверхню Лоевої на окремі блоки, змістивши їх у напрямках захід–схід і північ–південь, що ускладнює її інтерпретацію як єдиної тераси. Ці рухи також сприяли розчленуванню межиріч і формуванню сучасної гідромережі, коли Стривігорсько-Дністерська система втратила притоки пра-Сяну та пра-Вирву.

В еоплейстоцені–нижньому плейстоцені сформувалася поверхня Лоевої (шоста тераса), яка тепер розділена на кілька гіпсометрично близьких терас [17]. Ці тераси простежуються на всіх межиріччях території досліджень, але найліпше вони збереглися на межиріччях Стривігору–Дністра та Стривігору–Болотівки. Зокрема вони поширені в районах сіл Торчиновичі, Торгановичі, Дубрівка, Хирів і Бісковичі, формуючи вододільні поверхні межиріч. У районі Хирова ці тераси перетинають Головний європейський вододіл.

Найвища з поміж терас поверхні Лоевої тераса – Х торгановицька, розташована на заході межиріччя Стривігору–Дністра, в районі Торчиновичів і Торгановичів [17]. Тераса формує вузький вододіл Стривігору–Дністра.

Нижчі тераси поверхні Лоевої простежуються східніше, в районах Дубрівки, Бісковичів і Самбора. В розрізі нагромаджень розкриті алювіальні, гляціальні і лесово-ґрунтові нагромадження [17].

IX дубрівська тераса найліпше збереглась у північної-східній частині межиріччя Стривігору–Дністра, в районі с. Дубрівка. В кар'єрі, розташованому північніше с. Дубрівка, розкриті алювіальні, гляціальні і лесово-грунтові нагромадження. Алювій збудований карпатським і місцевим матеріалом. Гляціальні відклади представлені власне гляціальними (морена) нагромадженнями [17].

Молодші – VIII і VII тераси розвинені на двох межиріччях Стривігору–Дністра та Стривігору–Болозівки. Ними охоплені як вододільні ділянки межиріч, так і їхні схили.

У нижньому плейстоцені, до вторгнення льодовиків тилігульського віку у межі території досліджень, розпочався процес формування п'ятої тераси, в розрізі нагромаджень якої трапляються гляціальні відклади: морена, змішані галечники, перигляціальний алювій.

П'ята тераса, алювій якої сформувався в лубенський час, найліпше розвинена на межиріччі Стривігору–Болозівки між Сусідовичами і Лановичами. Тут тераса формує широку вододільну поверхню вкриту лесовими відкладами.

В долині Дністра п'ята тераса збереглась фрагментарно, зокрема в районі Самбора, Мурованого, Засадок і Бісковичів. Алювій тераси перекритий потужними четвертинними відкладами: гляціальними і еолово-делювіальними (лесама).

Долина Болозівки, хоча й менш досліджена, має подібну історію розвитку, що тісно пов'язана зі Стривігором. На межиріччі Болозівки–Стривігору добре розвинена п'ята надзаплавна тераса, яка сформувалася в лубенський час. Ця тераса простежується між селами Воютичі, Лановичі, Баранівці та Ракова, де вона утворює вододільні ділянки. Західніше, у районі Сусідовичів і Скелівки, тераса переходить у вузькі східцеподібні майданчики, а біля Слохинь перетинає Головний європейський вододіл, виходячи в басейн річки Вирви. П'ята тераса на цьому межиріччі є важливим маркером палеогеографічних подій, зокрема пов'язаних із льодовиковими процесами, про що свідчать знахідки морен та перигляціального алювію [6].

Середньо-верхньоплейстоценовий етап розвитку території досліджень супроводжувався розчленуванням п'ятої тераси та формуванням четвертої–другої терас, а голоценовий етап завершився утворенням першої надзаплавної тераси та сучасних заплав.

РОЗДІЛ 2. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ САМБІР-ХИРІВСЬКОЇ ВИСОЧИНИ.

Дослідження геолого-геоморфологічних особливостей Самбірсько-Хирівської височини мають тривалу історію, що розпочалася ще у другій половині XIX століття. Тогочасні дослідження концентрувались на вирішенні проблем флювіального і гляціального морфолітогенезу. Перші дані про зледеніння в долині Дністра були зібрані австро-угорськими дослідниками, які звернули увагу на поширення фено-скандинавського матеріалу в північно-західній частині Передкарпаття. Вони пов'язували принесення цього матеріалу з діяльністю льодовика.

Пізніше польські геологи під час складання „Геологічного атласу Галичини” систематизували ці дані (Atlas Geologiczny Galicyi) у період з 1887 по 1911 роки [20]. Геологічну зйомку в межах північно-західного Передкарпаття проводили А. Ломницький у 1897, 1898 та 1900 роках, В. Фрідберг у 1906 році та Т. Вішньовський у 1908 році.

У рамках складання „Геологічного атласу Галичини” проводився детальний геолого-геоморфологічний опис території, з особливою увагою до будови четвертинного покриву. Антропогенова товща поділялася за генетичним принципом на дилювіум (леси, алювіальні галечники, піски) та алювіум (травертини, елювіально-делювіальні накопичення). Т. Вішньовський і В. Фрідберг визначали льодовикові утворення як домінуючі в дилювіальній групі відкладів північно-західного Передкарпаття.

Проблема локалізації межі зледеніння. Особливо значущими були роботи А. Ломницького, який приділяв велику увагу діяльності льодовика, ретельно картографуючи льодовикові відклади. Він провів межу зледеніння, спираючись на розповсюдження валунів, через населені пункти Рудки – Городок – Шкло, і ця межа досі не зазнала значних змін.

Систематизацію та критичний огляд матеріалів також здійснили А. Ломницький, В. Фрідберг і Т. Вішньовський, які виявили розбіжності в

інтерпретації походження ератичного матеріалу. Деякі дослідники, зокрема Р. Бляховський, С. Павловський, А. Ломницький, В. Фрідберг і Г. Тессейре, вважали, що ареали поширення валунів кристалічних порід збігаються з межею зледеніння, оскільки ератичний матеріал і змішані галечники транспортувалися льодовиком. Оскільки ці відклади виявлені на правому березі Дністра в районі Самбора, межа зледеніння, на їхню думку, мала проходити по правому березі річки.

Інші дослідники, такі як Е. Ромер, В. Покорний і С. Рудницький, припускали, що валуни в долині Дністра транспортувалися не льодом, а флювіогляціальними водами, що скидалися долиною Дністра на південь, тому межа зледеніння мала бути північніше.

Враховуючи виявлені відмінності в інтерпретації ератиків С. Павловський і Е.Ромер проводили межу зледеніння по Болозівсько-Стривігорському межиріччю, а Р. Бляховський, М. Клісашевський і С. Павловський – по Дністерсько-Бистрицькому межиріччю, перетинаючи Дністер у районі Самбора.

С. Павловський, Е. Ромер, В. Покорний і С. Рудницький, також вивчали напрямки розвантаження талих льодовикових вод і генезис долин Болозівки та Стривігору [1].

В. Фрідберг вважав крупноуламковий матеріал льодовикового походження найстаршими відкладами регіону і провів межу зледеніння вздовж долини Стривігору через гору Радич, Сусідовичі, Чаплі та Дубрівку, відзначаючи слабку діяльність льодовика боковими язиками. Головний напрям просування льодовика на південь проходив східніше.

Згідно з висновками В. Фрідберга і Т. Вішньовського, льодовик перегородив долину Сяну, перекривши стік карпатських вод на північ, і скерував їх разом із талими льодовиковими водами в дністерську річкову систему через притоки Стривігор і Болозівку. В. Фрідберг також вказував на використання водами В'яру долини Болозівки.

С. Рудницький описував зледеніння долини Дністра, згадуючи язик льодовика між долинами Стривігору та Дністра у формі клину, що звужувався

на північний схід, із межею по лінії Фельштин – Торгановичі. Територія південніше цієї лінії належить до області карпатського міоцену. Язик мав асиметричну будову: біля Дубрівки та Бісковичів горби з відмітками 383–322 м різко спадали до долини Стривігору, а до Дністра – лагідніше. Міоценові глеї та пісковики вкриті прошарками глини і лесу, де виявлено змішані галечники з гляціальним матеріалом, які вперше описав В. Фрідберг, а згодом підтвердив С. Рудницький у розрізі Дубрівки та біля джерел потоку з двома терасами.

Е. Ромер, досліджуючи ератичний матеріал, дійшов висновку, що під час зледеніння вододіл між Дністром і Сяном не існував, а талі води стікали долинами Болозівки та Стривігору в Дністер.

У міжвоєнний період дослідження зледеніння долини Дністра активізувалися. Зокрема, у 1928 році Я. Чижевський виявив два валуни кристалічних порід у алювії Дністра нижче села Журавно на 25–30-метровій терасі. У 1932 році А. Ціргоффер знайшов ератичний матеріал серед карпатських галечників на 18-метровій терасі правого берега Дністра південніше села Ралівка.

Значний внесок у розв'язання проблем гляціального морфолітогенезу зробив Г. Тессейре, який описав льодовикові відклади на Болозівсько-Стривігорському та Стривігорсько-Дністерському межиріччях, зокрема на 60–70-метровій терасі, де морена й ератичний матеріал перекривають алювіальні відклади, а також рідше на 40–50-метровій терасі [18]. Він зазначив морену біля села Ракова та поодинокий ератичний матеріал у районі Бісковичів.

У 1935 році Г. Тессейре опублікував статтю про четвертинні відклади околиць Старого Самбора, додавши карту із межами поширення змішаних галечників від Старої Солі через Торгановичі [23]. Найбільше галечників він виявив на 18–20-метровій терасі, вважаючи, що межа зледеніння збігається з їх поширенням.

У іншій статті Г. Тессейре детально описав четвертинні відклади Дністерсько-Сянського межиріччя, надавши карти з моренними відкладами та ератичними валунами, підтвердивши свої попередні висновки. Потужні

скупчення галечників, на його думку, накопичувалися в застійних озерах перед краєм льодовика під час його відступання [6].

У 1938 році Г. Тессейре закартографував терасові рівні в басейнах Дністра та Сяну, виділивши на Крукеницькій височині групу терас в1–в4, які займають значні площі і не мають ухилу, формуючи горизонтальну поверхню. Первинний ухил цих терас на схід був втрачений через опускання західної частини території. Різниця відміток між рівнями становить 6–15 м, а загальна – близько 40 м. Тераси складені карпатськими галечниками, що залягають на високих корінних цоколях і перекриті відкладами дністерського льодовикового комплексу, переважно мореною. В. Пшепюрський у 1938 році уточнив положення межі зледеніння між Хировом і Львовом, досліджуючи фазовість зледеніння та стік талих вод. На Хировсько-Львівському горбогір'ї язик льодовика досяг максимуму просування в районі Самбора, а стік талих вод здійснювався через пониження біля сіл Чижки, Крукениці, Судковичі, Рудки та долинами рік Болозівки, Верещиці, Ставчанки, Щирки.

Розв'язання проблеми віку зледеніння. Ранні дослідження, зокрема А. Ломницького, С. Рудницького, Е. Ромера, Г. Тессейре та В. Пшепюрського, співставляли зледеніння долини Дністра з міндельським (краківським) зледенінням за альпійською шкалою [18].

Г. Тессейре визначав вік через розташування льодовикових відкладів у розрізах терас верхньої групи, зазначаючи, що вони перекривають алювій 60–70-метрової тераси, а також присутні на 40–50-метровій терасі. У розрізі в Сусідовичах він описав морену потужністю 0,6 м, що перекрита лесоподібними суглинками, під якими залягає пачка суглинків із прошарками пісків, глини і торфу, що нагадують старичні відклади. В. Пшепюрський виділив дві фази зледеніння, описавши розріз у Крукеничах із двома шарами морени [23].

Аналіз співвідношення льодовикових та алювіальних відкладів. Льодовикові відклади в північно-західній частині долини Дністра беруть участь у будові покривних товщ високих терас разом із лесами та лесоподібними суглинками. Морена та флювіогляціальний матеріал є маркуючими горизонтами

для картографування терас. За даними Г. Тессейре та В. Пшепюрського, льодовикові відклади присутні у складі шостої та п'ятої терас на Болозівсько-Стривігорському та Стривігорсько-Дністерському межиріччях, зокрема в районах Конева, Сусідовичів, Слохинь, Березова, Старої Солі, а також на схилах гори Радич [21]

Радянський етап дослідження проблем материкового зледеніння в долині Дністра. Після Другої світової війни дослідження зледеніння долини Дністра активізувалися. Зокрема, Г.І. Раскатов у 1947 році скоригував межі поширення льодовикових відкладів, вважаючи їх менш масштабними, і співставив краківське зледеніння з дніпровським (риським), виділивши дві фази на основі розрізу в Дубаневичах.

Проблема встановлення віку зледеніння. М.І. Дмитрієв у 1951–1954 роках припускав наявність одного горизонту дніпровської морени на Сянсько-Дністерському межиріччі [7].

П. М. Цись і К. І. Геренчук вважали зледеніння дніпровським із двома фазами: крукеницькою (донською) та самбірською (максимальною) [4].

У 1966 році К.І. Геренчук, М. Зденюк і М. Демедюк, дослідивши шар торфу в Крукеничах, довели, що зледеніння було окським, а не дніпровським, на основі ліхвінського характеру рослинності [4]. М.В. Зденюк у районі Гусакова та Дубаневичів дослідив старичні фації алювію, які вказують на міжльодовиковий період. М.С. Демедюк і Ю.М. Демедюк підтвердили наявність лише одного окського льодовикового комплексу на Крукеницькій височині [7]. А Гайгалас у 1973 році дослідив літологію льодовикових відкладів у Крукеничах і Гусакові, вивчаючи петрографічний склад і орієнтацію гальок.

Встановлення межі зледеніння. К.І. Геренчук уточнив межу максимального зледеніння, проведену В. Пшепюрським, скоригувавши її між Рудками та Великим Любенем.

У 1995 році М.С. Демедюк і Ю.М. Демедюк описали моренні відклади в Ралівці та Корналовичах, провівши межу окського зледеніння вздовж правого берега Дністра південніше Самбора. М.С. Демедюк і Ю.М. Демедюк

запропонували термін „дністерський льодовиковий комплекс” для відкладів регіону.

Питання співвідношення льодовикових і флювіальних відкладів залишається складним. М.С. Демедюк і О.Р. Стельмах вважають, що п’ята тераса сформувалася під час танення окського льодовика, тоді як А. Яцишин, спираючись на розрізи в Корналовичах і Кружиках, стверджує, що вона частково сформувалася до зледеніння.

Сучасний етап досліджень проблеми материкового зледеніння в долині Дністра. Сучасний етап досліджень Самбір-Хирівської височини характеризується комплексним підходом: ґрунтовні морфологічні дослідження рельєфу доповнюються даними з літології і стратиграфії четвертинних відкладів, застосуванням методів абсолютних датувань, палінологічних досліджень тощо. Першість в цих досліджень належить українсько-польському колективу науковців з Львівського і Люблінського університетів.

РОЗДІЛ 3. ВІДКЛАДИ САМБІР-ХИРІВСЬКОЇ ВИСОЧИНИ ЯК ВІДОБРАЖЕННЯ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН ПРИРОДНИХ УМОВ В АНТРОПОГЕНІ.

Пухкі відклади території Самбір-Хирівської височини надають широкі можливості для реконструкції змін фізико-географічних умов минулих геологічних епох у межах Передкарпаття, прилеглої частини Поділля і Розточчя. Це обумовлено тим, що тут добре збереглися лесово-грунтові товщі ранньо-пізньоплейстоценового віку, унікальні для території Українського Передкарпаття відклади гляціального походження, гумідні і перигляціальні алювіальні відклади (табл. 1).

Таблиця 1

Відображення глобальних змін природних умов в антропогені у відкладах
Самбірсько-Хирівської височини

Загальна стратиграфічна шкала	Стратиграфічні горизонти	Палеомагнітні епохи й епізоди	Палеогеографічні події
ГОЛО- ЦЕН	Сучасний (Н)	БРЮНЕС	Формується сучасний ґрунт, нагромаджується алювій першої надзапlavної тераси (високої заплави) і запlavних рівнів Дністра, Стривігору
ПЛЕЙСТОЦЕН Верхня (верхній плейстоце)	Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів		Нагромаджувались леси в розрізі відкладів п'ятої тераси Стривіогру Муроване, десятої тераси Дністра Торгановичі 2
	Дубнівський (витахівський, vt)		Формувався дубнівський викопний ґрунт в розрізі нагромаджень п'ятої тераси Стривіогру Муроване

ПЛЕЙСТОЦЕН	Верхня (верхній плейстоце)	Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів (удайський, ud)	БРЮНЕС	Нагромаджувались леси в розрізі нагромаджень п'ятої тераси Стривіогру Муроване, десятої тераси Дністра в розрізі Торгановичі 2
		Горохівський (прилуцький, pl)		Формувався горохівський викопний ґрунт в розрізах нагромаджень п'ятої тераси Стривіогру Муроване, Слохині 5 і 6, дев'ятої тераси Дубрівка
	Середня (середній плейстоце)	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів (тясминський, ts)		Нагромаджувались леси в розрізах нагромаджень п'ятої тераси Стривіогру Муроване і Слохині 5, дев'ятої тераси Дубрівка, десятої тераси Дністра Торгановичі 2
		Коршівський (кайдацький, kd)		Формувався коршівський викопний ґрунт в розрізах нагромаджень п'ятої тераси Стривіогру Слохині 5 і Муроване, дев'ятої тераси Дубрівка. Нагромаджувався гумідний алювій четвертої тераси.
		Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів (дніпровський, dn)		Нагромаджувались леси в розрізі нагромаджень шостої тераси Стривіогру Слохині 6, десятої тераси Дністра в розрізах Торгановичі 1 і 2.
	Нижня (нижній плейстоцен)	Луцький (потягайлівський, pt)		Формувався луцький викопний ґрунт в розрізі нагромаджень шостої тераси Стривіогру Слохині 6. Нагромаджувався гумідний алювій п'ятої тераси, розкритий в розрізі Слохині 5
		Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів (орельський, or)		Нагромаджувались леси в розрізі нагромаджень десятої тераси Дністра Торгановичі 1

ПЛЕЙСТОЦЕН	Нижня (нижній плейстоцен)	Сокальський (завадівський, zv)	БРЮНЕС	<p>Формувався сокальський викопний ґрунт в розрізі нагромаджень шостої і дев'ятої тераси Стривіюгру Слохині 6 і Дубрівка, шостої тераси Дністра Кружики, десятої тераси Дністра Торгановичі 1 і 2. Нагромаджувався гумідний алювій п'ятої тераси, розкритий в розрізі Слохині 5</p>
		Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів (тилігульський, tl)	<p>У межі сучасного басейну р. Дністер вторгся льодовик тилігульського віку. У зоні його поширення сформувався комплекс льодовикових відкладів:</p> <p>власне гляціальних (основна і абляційна морена), які розкриті в розрізах Слохині 6, Торгановичі 2, Кружики, Дубрівка;</p> <p>водно-льодовикових (річково-льодовикові, озерно-льодовикові) у розрізах Кружики, Дубрівка, Торгановичі 1 і 2.</p> <p>Інтенсивно розвивалися соліфлюкційні процеси (розріз Торгановичі 1).</p> <p>Льодовиковий щит деградував, талі льодовикові води осаджували в долині р. Болозівка змішані галечники</p>	
		Солотвинський (лубенський, lb)	<p>Нагромаджувався “теплий” алювій шостої тераси в розрізі Кружики</p>	
		Сульський (sl)	?	

ПЛЕЙСТОЦЕН	Нижня (нижній плейстоцен)	Мартоносський (mr)	МАГУЯМА	У розрізі Дубрівка нагромаджувався гумідний алювій дев'ятої тераси Стривігору В розрізі Торгановичі 1 формувався викопний ґрунт типу мартоноша і, можливо, нагромаджувався гумідний алювій десятої тераси Дністра в розрізах Торгановичі 1 та 2
------------	---------------------------	--------------------	---------	--

3.1. Льодовикові відклади

Крім форм рельєфу гляціального походження у межах Самбірсько-Хирівської височини також сформувався відповідний комплекс відкладів: власне льодовикової (основна морена), перехідної (абляційно-потокова морена) і водно-льодовикової (флювіогляціальні, лімногляціальні товщі) субформацій [1, 2, 3, 4, 6].

Основна морена поширена на Стривігорсько-Болозівському межиріччі, де вона розвинена на поверхнях дольодовикових терас. У розрізі Слохині вона супіщана, суглинста і піщана, із значною кількістю уламкового матеріалу (рис. 10).

У складі морени домінують уламки місцевих порід – пісковики і силіцити, але є й ератики: граніти, гнейси, кварцити; наповненість уламками сягає 10–20 %, а колір переважно зеленкувато-сірий.

Абляційна (перемита і перевідкладена) морена має ширше поширення. У розрізі Кружики потоково-абляційна морена складається з різнозернистих, іноді глинистих, безкарбонатних, жовтувато-бурих пісків зі складнодеформованою верствуватістю, що свідчить про динамічну дію льоду (рис. 11).

Серед грубозернистих включень переважає карпатський матеріал (пісковики, алевроліти, силіцити), а північний ератичний – гнейси, граніти, кварцити.

Озерно-льодовикові нагромадження, розкриті в розрізах Торгановичі 1, 2 та Дубрівка (рис. 12).

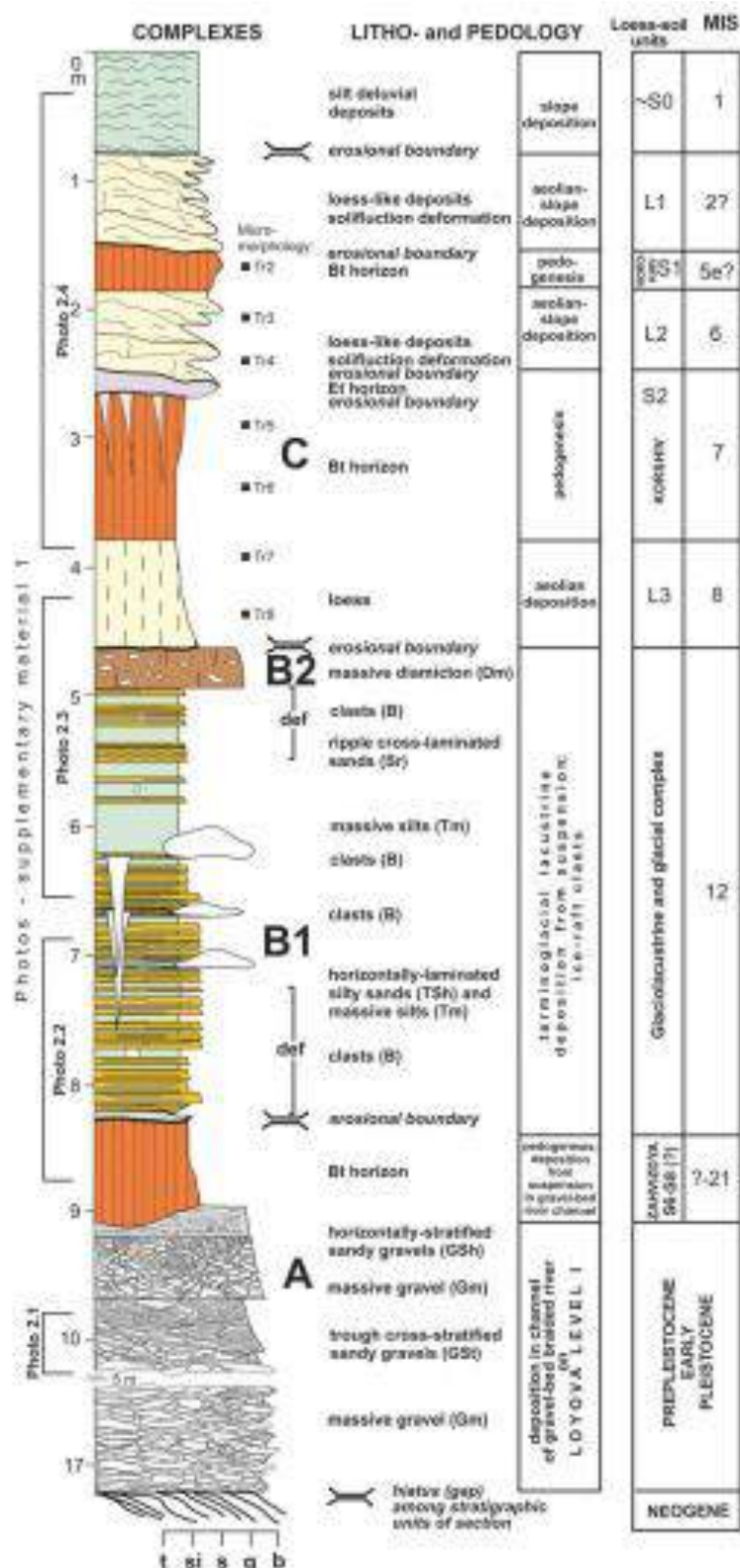


Рис. 12. Літофасціальний комплекс відкладів, який розкритий в розрізі в розрізі Торгановичі 1 [22].

Вони складаються з жовтих, сизих шаруватих супісків, коричневих глинистих пісків із грубозернистим ератичним матеріалом, переважно кварцитами, у приповерхневій частині [2, 3].

Власне флювіогляціальні відклади представлені змішаними галечниками і пісками карпатського (пісковики, силіцити), північного (граніти, сієніти, кварцити, гнейси) та місцевого (кремені, опоки) походження, поширені в долинах Болозівки та Стривігору.

Співвідношення гляціальних і алювіальних відкладів у розрізах терас Дністра допомагає зрозуміти роль кліматичних змін у їх формуванні. У розрізі Кружики шостої тераси відклади формувалися від гумідних умов лубенського інтергляціалу (MIS 13–15) до перигляціальних і гляціальних умов тилігульського зледеніння (MIS 12): “теплий” алювій (гравійно-гальковий русловий і піщаний заплавний) перекритий 5–6-метровою товщею перигляціального алювію з прошарками еолових і соліфлюкційних відкладів, а зверху – абляційною мореною [2, 3]. Це свідчить про дольодовиковий час нагромадження гумідного алювію (лубенський час, MIS 13–15) та двофазовість формування тераси (лубенський і тилігульський етапи, MIS 13–15 і MIS 12) [14].

3.2. Алювіальні нагромадження

Алювіальні відклади розрізу Кружики на Самбірсько-Хирівській височині є важливим свідченням еволюції кліматичних і гідрологічних умов регіону. Алювіальні відклади збудовано з унікального в межах усього українського Передкарпаття поєднання гумідного і перигляціального алювію. Максимальна потужність цих відкладів у правій частині відслонення сягає до 17 метрів, із подошвою, де залягає гумідний алювій товщиною близько 1,7 метра, сформований у русловій і заплавній фаціях [14]. Цей шар відображає гумідні умови лубенського інтергляціалу (MIS 13–15) і слугує основою для подальшого аналізу палеогеографічних процесів.

У центральній зоні відслонення зберігається лінза старичного алювію (рис.13), представлена сірими та темно-сірими суглинками з прошарками торфу, що утворилася в умовах холодного клімату з нестабільним рослинним покривом.



Рис. 13. Лінза старичного алювію

Палеоботанічні дослідження органічного матеріалу лінзи підтверджують її зв'язок із перигляціальними фазами, що вказує на значні кліматичні коливання. Ця особливість робить відклади цінним джерелом для реконструкції екологічних умов тилігульського зледеніння (MIS 12).

Заплавна фація гумідного алювію, без ознак розмиву, перекривається 10-метровим шаром перигляціального алювію, а поверх нього залягає морена у лінзах до 1,4 метра, утворюючи загальний гляціальний комплекс товщиною 11,5 метра. Субаеральний покрив тераси, потужністю до 3,7 метра, включає викопні ґрунти (сокальський – MIS 11, луцький/потягайлівський – MIS 9, горохівський/прилуцький – MIS 5) та лесові горизонти, завершуючись сучасним антропогенним ґрунтом. Ці відклади відображають двофазовість формування терас і є ключовими для вивчення кліматичних змін та геоекологічного моніторингу.

3.3. Лесово-грунтові товщі

Лесово-грунтові товщі є визначальною рисою розрізів у Торгановичах, Слохинях, Кружиках і Дубрівці на Самбірсько-Хирівській височині, відображаючи перигляціальні та посушливі фази плейстоцену в регіоні. Ці товщі, з потужністю до 15 метрів, складаються з лесових суглинків, які містять прошарки еолових і соліфлюкційних відкладів, сформованих після зледеніння, зокрема в період тилігульського зледеніння (MIS 12) та пізніших етапів. Їхня наявність у всіх чотирьох розрізах свідчить про регіональну поширеність еолових процесів, а палеогеографічні дані вказують на їхню роль як індикаторів кліматичних коливань і трансформації ландшафту.

У розрізах, зокрема Кружики, лесові горизонти відіграють ключову роль, розділяючи викопні ґрунти, такі як сокальський (MIS 11), луцький/потягайлівський (MIS 9) і горохівський/прилуцький (MIS 5), що відображають циклічність ґрунтоутворення та змін клімату. Ці товщі зберігають поховані ґрунтові комплекси, які містять інформацію про давні палеопедологічні умови, рослинний покрив і ерозійні процеси, що робить їх важливим джерелом для реконструкції історії регіону. У Торгановичах і Слохинях лесові відклади також асоціюються з ератичним матеріалом льодовикового походження, що підкреслює їхній зв'язок із гляціальними подіями.

Верхній шар лесово-грунтових товщ у всіх розрізах завершений сучасним ґрунтом, який зазнав значного антропогенного впливу, що додає актуальності їхньому вивченню для оцінки сучасних екологічних змін. Ці відклади слугують основою для геоекологічного моніторингу, допомагаючи прогнозувати ерозію та деградацію ґрунтів у контексті зростаючого впливу людської діяльності. Їхня багат шарова структура, що включає лесові горизонти й викопні ґрунти, робить їх неоцінним об'єктом для наукових досліджень.

РОЗДІЛ 4. ПРИКЛАДНІ АСПЕКТИ ВИВЧЕННЯ РОЗРІЗІВ ПУХКИХ НАГРОМАДЖЕНЬ САМБІР-ХИРІВСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Прикладне вивчення розрізів пухких нагромаджень Самбірсько-Хирівської височини, зокрема Слохині, Торгановичів 1 і 2 та Кружиків, має ключове значення для науки, освіти й туризму, сприяючи реконструкції палеогеографічних умов, популяризації геологічної спадщини та сталому розвитку території.

У наукових дослідженнях ці розрізи є об'єктами міжнародних семінарів, де вивчалися гляціальні та перигляціальні процеси, еволюція рельєфу під впливом тектонічних піднять, флювіальні процеси, а також стратиграфія четвертинних відкладів. Вони дозволяють реконструювати палеокліматичні умови, досліджувати циклічність формування терас, лесових горизонтів і викопних ґрунтів, а також датувати ерозійно-акумулятивні цикли за допомогою стратифікованих лесово-ґрунтових товщ. Наприклад, розріз Слохині, завдяки відслоненню основної морени, є ключовим для аналізу текстурних і структурних особливостей гляціальних нагромаджень, тоді як Торгановичі 1 і 2 уточнюють стратиграфічні межі алювіальних відкладів найдавнішої тераси прав-Дністра, пов'язаної з окським зледенінням.

У геоосвітній діяльності розрізи активно використовуються для практичних і лекційних занять зі студентами-геоморфологами, палеогеографами та геологами. Розріз Торгановичі 1 вирізняється легкою доступністю та чудовою оглядовістю, що робить його ідеальним для демонстрації літолого-седиментологічних особливостей флювіогляціальних і алювіальних відкладів.

Розріз Торгановичі 2, попри обмежену оглядовість через заростання чагарниками, залишається важливим для палеопедологічних досліджень і класифікації ґрунтів за генетичними типами та підтипами. Для підвищення геоосвітнього потенціалу необхідне облаштування інформаційних стендів, розчищення від рослинності (особливо для Торгановичі 2 і Кружиків) та

ознакування стежок до всіх розрізів, що сприятиме їхньому використанню в освітніх програмах вищих навчальних закладів і популяризації геологічної науки серед молоді.

У туризмі та популяризації науки розрізи мають значний потенціал для інтеграції в туристичні маршрути Львівської області, зокрема завдяки мальовничості Кружиків, звідки відкривається панорама на долину Дністра, яка охоплена Верхньодністерською улоговиною.

Досліджені розрізи сприяють екологічній освіті, популяризації геологічної науки та формуванню бережливого ставлення до природи. Наприклад, розріз Кружики приваблює туристів завдяки відносній доступності (2 км стежкою), але стежка потребує догляду через заростання верболозом і борщівником, що ускладнює огляд відслонення.

Торгановичі 1 і Слохині можуть бути включені до маршрутів як об'єкти, що ілюструють геологічну історію Передкарпаття, зокрема формування річкових терас і гляціальних нагромаджень. Для реалізації туристичного потенціалу необхідні заходи з облаштування стежок із відповідним маркуванням та інформаційними табличками, які пояснюють геологічне значення об'єктів. Розрізи можуть стати частиною національної мережі туристичних шляхів України (Яремчишин, 2018), підтримуючи локальне та регіональне планування, а також сталий розвиток Самбірсько-Хирівського регіону шляхом залучення туристів і популяризації природної спадщини.

Висока наукова цінність розрізів підтверджується їхньою роллю в дослідженні пухких нагромаджень, реконструкції палеогеографічних умов, стратиграфії та морфолітогенетичних процесів. Вони є ключовими для розуміння тектонічної еволюції Передкарпаття, формування річкових терас і екзогенних форм рельєфу, а також для популяризації геологічної спадщини. Інтеграція розрізів у наукові, освітні та туристичні ініціативи сприяє сталому розвитку регіону, підвищенню екологічної свідомості, збереженню природних пам'яток і залученню громадськості до вивчення геологічної історії Самбірсько-Хирівської височини [12].

ВИСНОВКИ

1. Самбірсько-Хирівське терасове передгір'я розташоване у південно-західній частині Львівської області і простягається між гірським масивом Українських Карпат та Подільською височиною. Територія охоплює передкарпатські ділянки терасованих долин Болозівки, Стривігора і Дністра, а також міжрічкові височини, що їх розділяють.
2. В геологічній будові Самбірсько-Хирівського терасового передгір'я беруть участь дочетвертинні відклади, які представлені балицькою, стебницькою, воротищенською та дашавською світами, кожна з яких має унікальні літологічні особливості та потужність до 1500 м. Зверху корінні відклади перекриті практично суцільним плащем нагромаджень антропогену.
3. Четвертинні відклади представлені алювіальними, еоловими, льодовиковими, елювіальними, делювіальними та біогенними утвореннями.
4. Геоморфологія передгір'я вирізняється розвиненою системою річкових терас і поверхонь вирівнювання, що відображають складну історію морфолітогенезу. В річкових долинах і височинах межиріч, що їх розділяють, розвинені десять ерозійно-аккумулятивних терас плейстоцен-голоценового віку і дві денудаційні поверхні пліоценового віку.
5. Історія геолого-геоморфологічних досліджень Самбір-Хирівської височини бере початок з другої половини ХІХ століття. У ХХ столітті публікації Г. Тессейре, колективні праці К. Геренчука, М. Демедюка та М. Зденюка, а також І. Гофштейна заклали основу для розуміння історії формування рельєфу регіону. Новіші дослідження українсько-польського колективу очолюваного Богуцьким А. і Ланчонт М. деталізували стратиграфію четвертинних відкладів, їхню літологію і генезис, деталізували історію формування річкових долин.
6. В розрізах четвертинних відкладів Самбірсько-Хирівської височини відслонені льодовикові, алювіальні та лесово-грунтові товщі, які є

ключовим джерелом інформації для реконструкції палеогеографічних умов плейстоцену в Українському Передкарпатті, відтворення глобальних змін довкілля.

7. Унікальні відслонення основної морени в розрізі Слохині та абляційно-поточної морени в Кружиках ілюструють гляціальні процеси тилігульського зледеніння, відображають динаміку льодовикового впливу, межу зледеніння.
8. Алювіальні відклади в розрізі Кружики поєднують гумідний і перигляціальний алювій, що свідчать про еволюцію гідрологічних умов лубенського інтергляціалу (MIS 13–15) і тилігульського гляціалу (MIS 12).
9. Найповніше глобальні зміни довкілля зафіксовані в лесово-грунтовій товщі, яка розкрита в розрізах Торгановичі 1 і 2, Слохині, Кружики та Дубрівка. Лесово-грунтові нагромадження зафіксували практично всі палеокліматичні цикли антропогену.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Богуцький А., Дослідження льодовикового морфо- і літогенезу Передкарпаття у повоєнні роки / А. Богуцький, Я. Кравчук, А. Яцишин // Seminarsum. - Lublin, 2000. – С. 18 – 27.
2. Богуцький А., Ланчонт М., Яцишин А., Дмитрук Р., Зелінський П., Терпіловський С., Кусяк Я., Мрочек П., Годлевська А. Опорний розріз Торгановичі 1: рівень Лоевої, озерно-льодовикові відклади, морена, леси // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). Львів, 2011. С. 62–68.
3. Богуцький А., Ланчонт М., Яцишин А., Дмитрук Р., Зелінський П., Терпіловський С., Кусяк Я., Мрочек П., Годлевська А. Опорний розріз Торгановичі 2: рівень Лоевої, лесові покриви, поховані ґрунти // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). Львів, 2011. С. 69–78.
4. Геренчук К.І. Геоморфологічні спостереження на Сансько-Дністровському межиріччі // Геогр. зб. - 1956. - Вип. 1. - С. 14-22.
5. Гофштейн І.Д. Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров'я. – К.: Вид-во АН УРСР, 1962. – 131 с.
6. Демедюк М.С. Водно-льодовикові долини Передкарпаття // Доп. АН УРСР. – Серія Б. – 1969. – № 8. – С. 681–685.
7. Демедюк М.С. Гляціодислокації у північно-західній частині Передкарпаття // Доп. АН УРСР. – 1964. - №12. – С. 1629-1631.
8. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–XXIII (Пшемисль), М–34–XXIV (Дрогобич). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ : Державний комітет природних ресурсів України, НАК “Надра України”, ДП “Західукргеологія”, “Львівська геологорозвідувальна експедиція”, 2005. 113 с.

9. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–ХХІІІ (Пшемисль), М–34–ХХІV (Дрогобич). Карпатська серія. Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів, 2005.
10. Державна геологічна карта України, масштабу 1 : 200 000, аркуші М–34–ХХІІІ (Пшемисль), М–34–ХХІV (Дрогобич). Карпатська серія. Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень, 2005.
11. Природа Львівської області / За ред. К.І. Геренчука. — Львів: Вища школа. Вид-во при Львів. ун-ті, 1972. — 151 с.
12. Яцишин А. Геотуристичні об'єкти і шляхи Надсянської рівнини / А. Яцишин, Р. Дмитрук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. – 2024. – Вип. 1 (16).
13. Яцишин А. Про кількість та вік зледеніння північно-західного Передкарпаття // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2006. – Вип. 33. – С. 458–465.
14. Яцишин А., Богуцький А., Дмитрук Р., Ланчонт М. Рельєф та пухкі відклади Самбірсько-Хирівської височини як архіви палеокліматичних змін в антропогені.
15. Яцишин А., Богуцький А., Дмитрук Р., Малію Я. Геотуристичні об'єкти і маршрути на території Самбірсько-Хирівського терасового передгір'я // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. 2022. Вип. 01(14). С. 33–61.
16. Яцишин А., Богуцький А., Плотніков А. Етапи формування та геоморфологічна будова долини р. Стривігор у межах Передкарпаття // Вісник Львівського університету. Серія географ. 2008. Вип 36. С. 348-360.
17. Яцишин А., Плотніков А. Палеогеоморфологія долини Болозівки // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2004. – Вип. 30. – С. 322–330. Яцишин А. Про кількість та вік зледеніння північно-західного Передкарпаття // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2006. – Вип. 33. – С. 458–465.
18. Błachowski R. W sprawie granicy lodowca dyluwialnego w okolicach Sambora // Kosmos. - 1938. – t. LXIII - S. 451-455.

19. Friedberg W. Atlas Geologiczny Galicyi, Z/ 19. Kraków, 1905.
20. Friedberg W. Atlas Geologiczny Galicyi. - Krakow, 1905. – Z. 19. ; Lomnicki A. Atlas Geologiczny Galicyi. - Krakow, 1905. - Z. 18.
21. Romer E. Kilka przyczynkow do historii doliny Dniestru // Kosmos. - 1906. - t. XXXI. - S. 363-386.
22. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians / M.Łanczont, A.Bogucki, A.Yatsyshyn, S.Terpiłowski, P.Mroczek, A.Orłowska, B.Hołub, P.Zieliński, M.Komar, B.Woronko, P.Kulesza, R.Dmytruk, O.Tomeniuk // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 530, 15 September 2019.
23. Teisseyre H. Czwartorzec na predgorgu arkuszy Stary Sambor // Roczn. Pol. Geol. - 1935. - t.VIII. - S. 67-81.