

Міністерство освіти і науки України
Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича
Географічний факультет
Кафедра фізичної географії, геоморфології та палеогеографії

**Енергія рельєфу та денудаційний потенціал окремих частин Українських
Карпат**

Кваліфікаційна робота
Рівень вищої освіти – перший (бакалаврський)

Виконала:

Студентка IV курсу 401 групи
спеціальності 106 Географія

Галина БІЛОЗОР

Науковий керівник:

к.геогр.н., доц. Сергій КИРИЛЮК

Рецензент:

До захисту допущено:

Протокол засідання кафедри № _____

від «_____» _____ 2025 р.

зав. кафедри проф. Тарас РІДУШ

Чернівці – 2025

АНОТАЦІЯ

Дослідження присвячене фізико-географічному районуванню та морфометричному аналізу рельєфу Українських Карпат і Хотинської височини. Використано ізолінійне моделювання для виявлення децєпієнтних властивостей рельєфу та розрахунку його енергії з урахуванням денудаційного потенціалу. Результати сприяють покращенню геоморфологічного картографування, оптимізації ландшафтного планування та оцінці ерозійних ризиків. Запропоновано нові методи інтегрованого аналізу з використанням ГІС та дієвосферологічної концепції.

Ключові слова: фізико-географічне районування, морфометричний аналіз, ізолінійне моделювання, енергія рельєфу, денудаційний потенціал, дієвий прошарок, Українські Карпати, Хотинська височина, геоморфологічне картографування, ГІС-технології.

The study focuses on physical-geographical zoning and morphometric analysis of the relief in the Ukrainian Carpathians and the Khotyn Upland. Isoline modeling was applied to reveal the decipient properties of the relief and calculate its energy considering denudation potential. The results contribute to improved geomorphological mapping, optimized landscape planning, and erosion risk assessment. New methods of integrated analysis using GIS and the dievsferological concept are proposed.

Keywords: physical-geographical zoning, morphometric analysis, isoline modeling, relief energy, denudation potential, active layer, Ukrainian Carpathians, Khotyn Upland, geomorphological mapping, GIS technologies.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
РОЗДІЛ 1. МЕТОДИКА МОРФОМЕТРИЧНОГО АНАЛІЗУ В МЕЖАХ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ ОДИНИЦЬ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ЕНЕРГІЇ РЕЛЬЄФУ ХОТИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ	7
1.1 Фізико-географічне районування Українських Карпат	7
1.2 Методика морфометричного аналізу в межах фізико-географічних одиниць Українських Карпат	14
1.3 Методика визначення енергії рельєфу в межах Хотинської височини	22
РОЗДІЛ 2. УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ	26
2.1. Природа Українських Карпат	26
2.1.1. Тектоніка, геологічна будова та рельєф Українських Карпат	26
2.1.2. Гідрокліматичні умови Українських Карпат	40
2.1.3. Органічний світ Українських Карпат	46
2.2. Морфометричні характеристики фізико-географічних одиниць Українських Карпат	49
РОЗДІЛ 3. ХОТИНСЬКА ВИСОЧИНА	56
3.1. Природа Хотинської височини	56
3.1.1. Тектоніка, геологічна будова та рельєф Хотинської височини	56
3.1.2. Гідрокліматичні умови Хотинської височини	66
3.1.3. Органічний світ Хотинської височини	70
3.2. Максимальні та мінімальні поверхні Хотинської височини	77
ВИСНОВКИ	87
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	90

ВСТУП

Дослідження рельєфу територій набуває дедалі більшої актуальності у зв'язку з необхідністю оцінки геоморфологічної динаміки та прогнозування змін у ландшафтній структурі. Сучасні морфометричні методи аналізу рельєфу, зокрема ізолінійне моделювання та розрахунок енергії рельєфу, відкривають нові можливості для поглибленого вивчення геоморфологічних процесів. Важливе значення в цьому контексті має поєднання фізико-географічного районування з кількісним аналізом морфометричних показників.

Актуальність теми: фізико-географічне районування та морфометричний аналіз є важливою основою для оцінки просторової структури рельєфу та його денудаційного потенціалу. Використання підрахунку довжин ізоліній в межах фізико-географічних одиниць Українських Карпат дозволяє розкрити приховані (децепієнтні) властивості рельєфу та уточнити його морфологічні особливості. Водночас моделювання дієвого прошарку Хотинської височини сприяє глибшому розумінню потенційних змін рельєфу під дією екзогенних процесів, що є актуальним для удосконалення фізико-географічного районування та оцінки сучасного морфогенезу територій.

Метою дослідження є проаналізувати довжини ізоліній в межах конкретних щодо розкриття прихованих (децепієнтних) властивостей рельєфу і визначити енергію рельєфу Хотинської височини з урахуванням її денудаційного потенціалу.

Для досягнення поставленої мети необхідно виконати наступні **завдання**:

- 1) розглянути характеристику основних компонентів Українських Карпат та Хотинської височини;
- 2) ознайомитись з фізико-географічним районуванням Українських Карпат;
- 3) розробити ізолінійну модель Українських Карпат;

- 4) підрахувати загальна довжину ізоліній та на площу фізико-географічних областей Українських Карпат;
- 5) створити карту довжин ізоліній Українських Карпат по сітці 5x5 км;
- 6) Визначити мінімальні та максимальні висоти Хотинської височини;
- 7) Розрахувати потужність дієвого прошарку Хотинської височини.

Об'єктом дослідження є Українські Карпати та Хотинська височина. **Предметом дослідження** виступає фізико-географічне районування та морфометричні характеристики рельєфу зазначених регіонів.

Методи дослідження включають аналіз літературних джерел, вивчення геологічної структури регіону, фізико-географічний аналіз, топографічне картографування, геоморфологічний і морфометричний аналіз, використання ГІС-технологій, а також чисельне моделювання дієвого прошарку та денудаційного потенціалу. топографічне картування.

Наукова новизна: у роботі вперше здійснено кількісний аналіз довжин ізоліній у межах фізико-географічних одиниць Українських Карпат з метою виявлення децелієвувальних властивостей рельєфу. Запропоновано нову методику інтегрованого морфометричного аналізу з використанням дієвосферологічної концепції та інструментів ГІС. Вперше змодельовано дієвий прошарок рельєфоутворення для Хотинської височини, що дозволило деталізувати оцінку денудаційного потенціалу території та розкрити особливості її морфогенезу.

Практичне значення дослідження полягає у тому, що результати аналізу енергії рельєфу та денудаційного потенціалу можуть бути використані для оптимізації ландшафтного планування, зниження ризиків ерозійних процесів та формування ефективної природоохоронної стратегії. Отримані дані сприятимуть удосконаленню геоморфологічного картографування територій та уточненню меж фізико-географічних одиниць, що є важливим для регіонального екологічного моніторингу та раціонального використання природних ресурсів.

Структура роботи складається з трьох основних розділів, кожен із яких включає кілька підрозділів, що послідовно розкривають тему дослідження.

Перший розділ присвячений методології дослідження. У ньому розглядається фізико-географічне районування Українських Карпат, методика проведення морфометричного аналізу в межах їхніх фізико-географічних одиниць, а також спосіб визначення енергії рельєфу на прикладі Хотинської височини.

Другий розділ описує природні умови Українських Карпат. Тут досліджуються тектонічна та геологічна будова, рельєф, гідрокліматичні умови, а також органічний світ регіону. У підрозділах також наведені морфометричні характеристики фізико-географічних одиниць Карпат.

Третій розділ присвячений Хотинській височині. Він містить опис її природи, включно з тектонікою, геологією, рельєфом, гідрокліматом і органічним світом. Окремо розглядаються максимальні та мінімальні поверхні цієї території.

РОЗДІЛ 1

МЕТОДИКА МОРФОМЕТРИЧНОГО АНАЛІЗУ В МЕЖАХ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ ОДИНИЦЬ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ЕНЕРГІЇ РЕЛЬЄФУ ХОТИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

1.1 Фізико-географічне районування Українських Карпат

Фізико-географічне районування є одним із ключових напрямів географічної науки, який спрямований на вивчення, систематизацію та класифікацію природних територій за подібністю їхніх фізико-географічних ознак. Це дає змогу виділяти однорідні природні комплекси, що полегшує розуміння просторової організації природного середовища. Районування виступає основою для аналізу геосистем, виявлення закономірностей їх формування, розвитку та функціонування (Коржик, В., Чорней, І., Токарюк, А., & Скільський, І., 2024).

Одним з найважливіших аспектів фізико-географічного районування є його практичне значення. Воно широко використовується у природокористуванні, екологічному плануванні, організації територій природно-заповідного фонду, рекреації, сільському і лісовому господарстві. Районування також сприяє моніторингу стану довкілля та формуванню стратегії сталого розвитку регіонів. Наукова цінність фізико-географічного районування полягає в інтеграції знань з різних галузей природничих наук - геоморфології, геології, кліматології, гідрології, ґрунтознавства, біогеографії.

У першій половині ХХ століття важливий внесок у розвиток фізико-географічного районування зробив видатний український географ Степан Рудницький, який одним з перших почав застосовувати комплексний підхід до аналізу природних територій. Він розглядав Карпати як цілісну гірську систему і пропонував їх поділ на окремі морфоструктурні одиниці (Маринич, О. М., & Пащенко, В. І., 1985).

У другій половині XX століття фізико-географічне районування набуло нового рівня завдяки розвитку геосистемного підходу. Провідні географи того часу - Олександр Маринич та ін.,- здійснили комплексне районування території України, зокрема Українських Карпат, у межах загальнодержавної схеми фізико-географічного поділу. Ці дослідження базувалися на детальному аналізі природних компонентів і їх взаємодії, а також враховували природно-ресурсний потенціал території. Було виділено Карпатську фізико-географічну країну з поділом на області, підобласті та локальні природні райони (Маринич, О. М., & Пащенко, В. І.,1985).

На початку XXI століття вітчизняні географи НАН України здійснили уточнення існуючих схем фізико-географічного районування. Було враховано нові дані з геоінформаційних систем, дистанційного зондування Землі та ландшафтного картування. З'явилася потреба деталізації меж між природними районами з урахуванням не лише природних, але й антропогенних факторів. У сучасному підході важлива роль належить інтеграції природничих і соціально-економічних даних, що дозволяє використовувати результати районування в контексті сталого розвитку, охорони довкілля та просторового планування.

Фізико-географічне районування базується на системному підході до вивчення природи, що передбачає аналіз взаємозв'язку та просторової організації різних природних компонентів. Методика районування включає як теоретичні принципи, так і практичні прийоми, що дозволяють виділяти й класифікувати однорідні за природними ознаками території (Кілінська, К. Й., & Кіщук, З.,2011).

Одним із головних принципів є комплексність, що передбачає врахування всіх елементів природного середовища: рельєфу, клімату, вод, ґрунтів, біоти тощо. Ієрархічність районування означає поділ території за рівнями: від найбільших макрорегіонів до локальних природних районів. Зональність враховує широтну структуру природи, особливо важливу для рівнинних регіонів, тоді як у гірських умовах провідну роль відіграє азональність, тобто переважання

вертикальної (висотної) поясності та специфічних місцевих умов. Поєднання цих принципів дозволяє описати і відобразити природну мозаїчність Українських Карпат (Кілінська, К. Й.).

Геологічна будова та морфоструктурні характеристики (тип складчастості, тектонічні межі, форми рельєфу) є базовими при формуванні меж регіонів. Вони визначають не лише зовнішній вигляд ландшафтів, а й характер інших компонентів – зокрема ґрунтів та гідрологічної мережі.

Клімат є одним із найважливіших чинників формування природних комплексів. У Карпатах особливе значення має вертикальна кліматична зональність, яка впливає на температурний режим, кількість опадів і тривалість вегетаційного періоду, що, у свою чергу, зумовлює структуру рослинного покриву. Розгалужена мережа річок і потоків, типи живлення, стік та морфологія водозборів слугують важливими індикаторами для визначення меж природних регіонів. Особливості гідрологічної системи тісно пов'язані з рельєфом, кліматом і рослинністю (Воропай, О. І., & Куниця, П. М. 1966).

Ґрунти відображають тривалий вплив кліматичних, геолого-геоморфологічних і біологічних процесів. Їх розподіл свідчить про тривалість формування ландшафтів, рівень зволоження, ступінь ерозії та інші важливі екологічні характеристики. Флора і фауна виступають біологічними індикаторами природного середовища, відображаючи як зональні, так і аazonальні риси. У Карпатах висотна поясність лісів (букові, хвойні, субальпійські, альпійські екосистеми) є ключовим чинником при районуванні. Видовий склад фауни також змінюється залежно від висоти та експозиції схилів (Воропай, О. І., & Куниця, П. М., 1966).

Фізико-географічна країна Українські Карпати є складовою частиною Карпатської фізико-географічної країни, яка у свою чергу входить до складу Центральноєвропейської фізико-географічної підсистеми в межах Європейсько-

Азійського фізико-географічного макрорегіону (Гілецький, Й. Р., & Тимофійчук, Н. М., 2019).

Українські Карпати простягаються на південному заході країни, охоплюючи території Львівської, Івано-Франківської, Чернівецької та Закарпатської областей. Загальна площа фізико-географічної країни становить понад 24 тис. км². За структурою вона поділяється на три основні частини: Власне Карпати (гірська область), Передкарпаття (височинна передгірна область) та Закарпатська низовина (частина Середньодунайської низовини) (Геренчук, К. І. 1976).

У межах України виділяють такі фізико-географічні області Карпатських гір:

Передкарпатська підвищена рівнина розташована в межах Львівської, Івано-Франківської і Чернівецької областей. Вона простягається на 300 км вузькою (до 30-45 км) смугою вздовж північно-східної частини Зовнішніх Карпат. Фундамент рівнини створює Передкарпатський прогин -проміжна ланка між Волино-Поділлям і Карпатською складчастою структурою. Передкарпатська підвищена рівнина має висоти від 200 до 700 м. Рельєф її розчленований ерозією. Видовжені межиріччя чергуються з широкими долинами і улоговинами (Геренчук, К. І, 1968).

Передкарпатську підвищену рівнину прорізають численні річки і потоки, що впадають у Дністер (Стрий, Свіча, Лімниця, Бистриця Надвірнянська, Бистриця Солотвинська та ін.). Далі на південний схід тече Прут, який бере початок поблизу Говерли і впадає в Дунай. Найбільшою правою притокою Пруту є Черемош, який на значній відстані розмежовує Івано-Франківську і Чернівецьку області (Маринич, Пащенко 1985).

Зовнішні Карпати займають крайню північно-східну частину Українських Карпат. Вони складаються з трьох послідовно витягнутих з північного заходу на південний схід гірських пасом. Це Східні Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати, що знаходяться в межах Львівської, Івано-Франківської і

Чернівецької областей. Зовнішні Карпати - невисокі і середні гори, які простягаються смугою завдовжки 280 км і 30-40 км завширшки. На північному сході ці гори межують з рівнинним Передкарпаттям. На південному заході - з Вододільно-Верховинськими Карпатами. Висота гір поступово зростає в південно-західному напрямі (Геренчук, 1976).

Зовнішні Карпати називають також Скибовими Карпатами, оскільки вони складаються з паралельних «скиб», які, як і скиби при оранці, послідовно накладаються одна на одну. Між скибами проходять порівняно неглибокі витягнуті міжскибові зниження. На південний захід від Зовнішніх Карпат і паралельно їм простягається неширока (до 30 км), звужена на південному сході низькогірна смуга Вододільно-Верховинських Карпат (Геренчук, К. І., 1973).

У знижених частинах Вододільно-Верховинських Карпат знаходяться Ужоцький (889 м), Верецький (841 м), Торунський (930,6 м), Яблуницький (Ясінський) (931 м) перевали. Через перевали прокладено залізниці, автомобільні шляхи, трубопроводи та лінії електропередачі, що зв'язують країну з Європою. Гори цього регіону характеризуються пологими схилами, придатними для сільськогосподарського використання. Висота гір тут зростає з північного заходу на південний схід. Відповідно на північному заході вища освоєність земель (Геренчук, 1973).

Полонинсько-Чорногірські Карпати розміщені на південний захід від Вододільно-Верховинських, є найвищими в Україні горами: усі вершини понад 2000 м заввишки знаходяться саме тут. На південному сході вони межують з найстарішими в Карпатах Рахівсько-Чивчинськими горами; на південному заході паралельно простягається Вигорлат-Гутинський хребет - єдині в Українських Карпатах гори вулканічного походження. Саме в Полонинсько-Чорногорських Карпатах зафіксовано найнижчі річні температури повітря і найтриваліший морозний період (Гілецький, Й. Р., & Тимофійчук, Н. М., 2019).

Полонинсько-Чорногірські Карпати починаються на крайньому північному заході від державного кордону з Словаччиною, охоплюючи Полонинський хребет, гірський масив Свидовець і Чорногору на південному сході. Крайню південну частину Карпатських гір, що з півдня прилягають до річок Біла Тиса і Чорний Черемош, займають Рахівсько-Чивчинські гори. Це один з найменш доступних і слабоосвоєних гірських районів України. Гори тут дуже розчленовані притоками Білої Тиси, Чорного і Білого Черемошу.

Рахівсько-Чивчинські гори - нетипові для Карпат. Вони дуже давні, утворились в палеозойську еру. Складаються з метаморфізованих кристалічних порід - сланців, гнейсів та ін. Високі із стрімкими схилами гори і глибокі вузькі долини нагадують альпійські ландшафти. Найвищі вершини перевищують 1900 м. Тут протікають швидкоплинні порожисті потоки (Божук, Т. І. 2004). Дві складові частини масиву - Рахівські і Чивчинські гори - генетично пов'язані; вони близькі за формами рельєфу і є північним продовженням розміщеного в Румунії великого Мармароського масиву.

Низькогірна частина Рахівських і Чивчинських гір вкрита буковими і смерековими лісами; вище ростуть смерека і ялиця. Верхні ділянки гірських хребтів вкриті криволіссям і субальпійською лучною рослинністю (Воропай, Куниця 1966).

На південний захід від Полонинського хребта і паралельно до нього проходить Вулканічний (Вигорлат-Гутинський) хребет, що разом з улоговинами і долинами утворює фізико-географічну область Вулканічні Карпати. Хребет починається за кордоном у Словаччині і простягається у південно-східному напрямі до долини р. Ріка. У районі м. Хуста повертає на південь і закінчується в Румунії. Загальна довжина його в межах України становить 125 км, ширина - 8-20 км. Хребет складається з вулканічних туфів і твердих кристалічних порід (андезити, базальти), флішових відкладів. Він розділений на окремі масиви (Маковиця, Синяк, Великий Діл та ін.) поперечними долинами правих приток

Тиси. Цей хребет - наймолодше гірське геологічне утворення в Карпатах: його вік - антропогеновий період.

Між річками Боржава і Ріка Вулканічний хребет знижується. Від нього на південний захід відходить відоме в Україні своїм розвинутим виноградарством Берегівське вулканічне горбогір'я, островні підвищення якого на півдні Закарпатської низовини (райони Виноградова, Берегового) мають вигляд окремих горбів.

На північному заході Вулканічний хребет відокремлений від Полонинського хребта системою великих улоговин і широких витягнутих долин та міжгір'їв, винятково сприятливих для розвитку сільського господарства (щорічно випадає 700-1000 мм опадів, родючі ґрунти, літо тепле, сонячне, зими помірно холодні) (Завставний, 1994).

Вулканічні Карпати складаються з окремих неоднакових за природно-географічними ознаками частин. Це низькогірний хребет, на південь від якого знаходиться Закарпатське передгір'я, на північ - досить широка (5-7 км) густозаселена Березне-Ліпшанська долина, а також Іршавська і Солотвинська улоговини. У межах Вулканічного хребта трапляються цікаві поєднання залишкових форм вулканічної та людської діяльності (кратери вулканів, Мукачівський і Хустський замки, що знаходяться на вершинах вулканічних конусів) (Геренчук, 1981).

Закарпатська низовина - східна частина Середньодунайської рівнини. Вона лежить на південний захід від Карпатських гір. Північно-західна її межа проходить державним кордоном України зі Словаччиною, південна - з Румунією, південно-західна - з Угорщиною. Природними межами Закарпатської низовини є південно-західні підніжжя схилів гірського масиву Вигорлат (Вулканічний хребет), край західних відрогів Вулканічного хребта і північно-східна частина Середньодунайської рівнини. Територія Закарпаття видовжена з північного заходу на південний схід на 80-90 км при ширині 22-35 км (Геренчук, К. І., 1981).

Закарпатська низовина збігається із закарпатським прогином, який, як і Передкарпаття, також складається із зім'ятих у складки осадових товщ неогенового періоду, де зосереджені основні корисні копалини (Завставний, 1994).

1.2 Методика морфометричного аналізу в межах фізико-географічних одиниць Українських Карпат

Морфометричний аналіз є важливою складовою сучасних наукових досліджень рельєфу, що дозволяє кількісно охарактеризувати морфологічні особливості поверхні землі. У контексті Українських Карпат застосування морфометричних методик забезпечує комплексне розуміння геоморфологічної структури, виявлення просторових закономірностей вертикальної та горизонтальної розчленованості рельєфу та наукове обґрунтування фізико-географічного районування (Іванік, О., & Тустановська, Л., 2011).

Географічне охоплення дослідження в цьому випадку базується на фізико-географічному районуванні Українських Карпат, яке включає поділ на фізико-географічні області, зокрема: Закарпатську низовинну, Передкарпатську низовинну, Вододільно-Верховинську, Полонинсько-Чорногірську, Зовнішньокарпатську, Рахівсько-Чивчинську та Вулканічну міжгірно-улоговинну (Гілецький, Й. Р., & Тимофійчук, Н. М., 2019). Такий підхід дозволяє не лише фіксувати абсолютні морфометричні показники, а й співставляти їх у межах однорідних географічних одиниць, що є принциповим у ландшафтознавчих дослідженнях.

Завдяки чіткому виділенню меж кожної області стає можливим проведення порівняльного аналізу щільності ізоліній, амплітуд висот, крутизни, експозицій, розчленованості рельєфу та інших показників. Крім того, це дозволяє враховувати специфіку внутрішньої структури кожної області, зокрема наявність гірських хребтів, улоговин, вододілів та річкових долин, що впливають на

просторову змінність морфометричних характеристик (Іванік, О. М., Андрієць, Т. В., & Муравко, С. В., 2013).

Масштабність дослідження є не менш важливим аспектом. У випадку Карпат, адекватний морфометричний аналіз неможливий без поєднання різних масштабних рівнів:

- регіонального рівня (1:100 000 - 1:250 000) - для загальної характеристики морфометричних типів рельєфу;
- локального рівня (1:25 000 - 1:50 000) - для аналізу окремих фізико-географічних областей і виявлення детальної внутрішньої морфоструктури;
- детального рівня (1:5 000 - 1:10 000 або DEM із просторовою роздільністю 10 - 30 м і менше) - для моделювання дрібних форм рельєфу, аналізу водозборів, схилів, геодинамічних процесів (Марчак, А., 2012).

Побудова ізоліній або горизонталей - один із ключових етапів морфометричного аналізу рельєфу, що забезпечує наочне відображення змін висот на топографічних і цифрових моделях місцевості. Горизонталі дозволяють якісно та кількісно оцінити складність, розчленованість і морфологічні особливості рельєфу, зокрема гірських територій, таких як Українські Карпати.

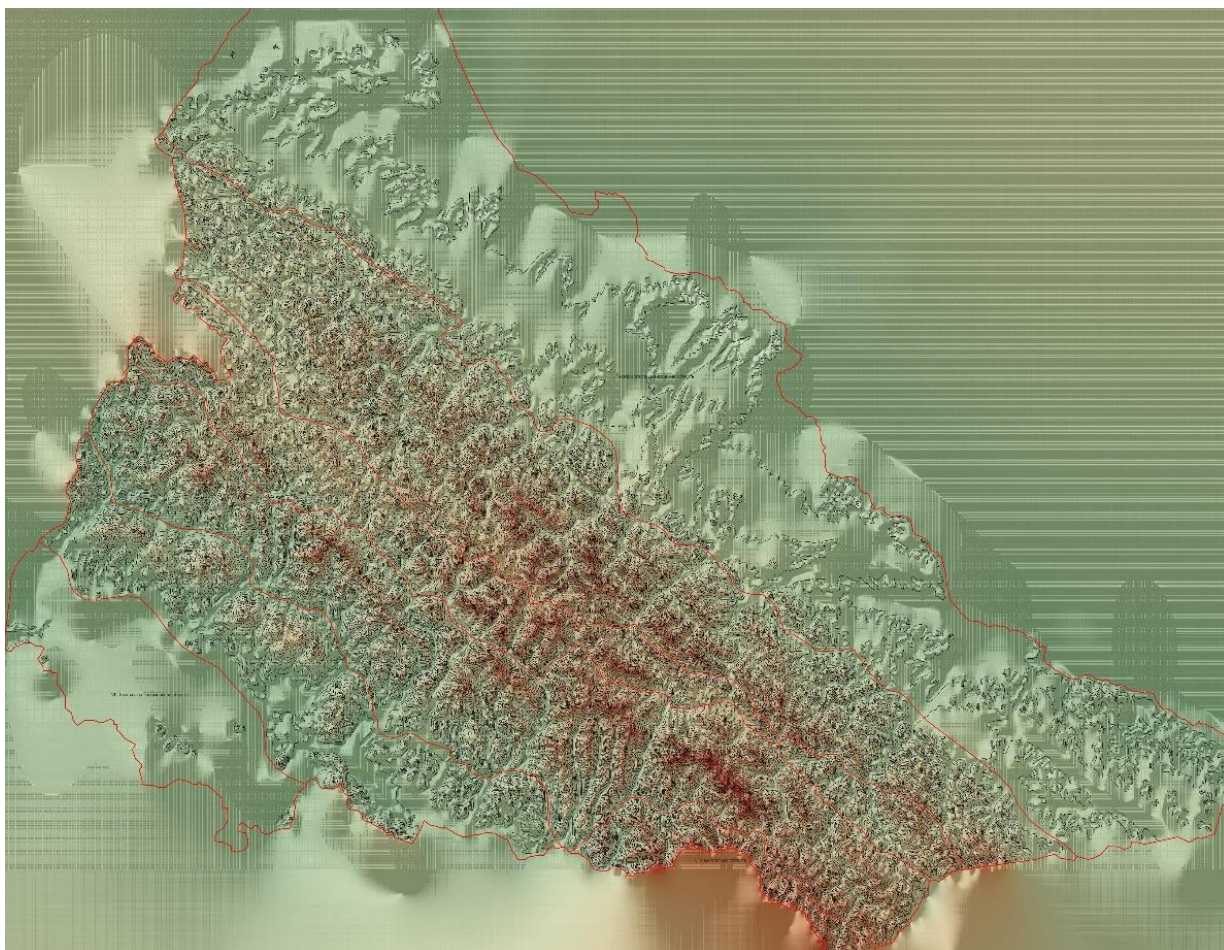


Рис.1.2.1 Ізолінійна модель Українських Карпат через 100 м (у масштабі 1:500000)

Ізолінії являють собою лінії однакових значень абсолютної висоти, що проходять через точки з однаковим значенням. Їх густота й форма безпосередньо залежать від крутизни схилу: чим стрімкіший рельєф, тим щільніше розташовані горизонталі. Це дає змогу оцінити морфометричну складність тієї чи іншої ділянки.

Для побудови горизонталей у межах Українських Карпат було обрано інтервал висот у 100 м, що є достатнім для регіонального аналізу, дозволяючи уникнути надмірного згущення ліній у високогірних районах і збереження деталізації у низькогірних та передгірних частинах. Такий інтервал забезпечує оптимальний баланс між інформативністю та зручністю візуального аналізу, а також дозволяє стандартизовано порівнювати морфометричні параметри між різними фізико-географічними областями.

Процес побудови горизонталей здійснювався за допомогою ГІС-програмного забезпечення, зокрема QGIS, де за допомогою функції *Contour Tool* було здійснено механічне генерування ізоліній з растрових топографічних карт.

Крім того, побудовані горизонталі було класифіковано за висотними зонами:

- до 400 м - низовинні ділянки,
- 400–800 м - передгір'я та височинні частини,
- 800–1400 м - середньогір'я,
- понад 1400 м - високогір'я.

Ця класифікація дала змогу не лише побудувати аналітичні карти рельєфу, а й провести подальші розрахунки щільності горизонталей (тобто їх довжини на 1 км² площі), що виступає як кількісний показник розчленованості та складності рельєфу. Візуалізація картосхем здійснювалася за допомогою топографічних карт, що дозволяє краще оцінити геоморфологічні межі фізико-географічних одиниць.

Сумарна довжина ізоліній (горизонталей) є одним із базових кількісних показників морфометричного аналізу рельєфу. Вона дозволяє оцінити ступінь розчленованості поверхні в межах окремих фізико-географічних одиниць, а також порівнювати морфологічну складність різних регіонів Українських Карпат між собою. Цей параметр відображає щільність змін висот на одиницю площі, а отже, опосередковано характеризує інтенсивність денудаційних процесів, різноманітність гіпсометричних рівнів і структурно-геологічну будову території.

Для кожної фізико-географічної області було здійснено обчислення сумарної довжини ізоліній, побудованих з інтервалом 100 метрів на основі топографічних карт масштабу 1:000000. У межах кожної області виконувалося відсічення горизонталей за допомогою функції *Clip* у ГІС-середовищі QGIS, що забезпечувало точне зонування без накладання суміжних одиниць.

Загальна довжина ізоліній визначалася автоматично з використанням інструменту *Calculate Geometry* (довжина лінійних об'єктів у кілометрах). У результаті вдалося виявити просторові відмінності:

Закарпатська низовинна область демонструє найменшу сумарну довжину ізоліній, що є закономірним через її переважно рівнинний рельєф. Вулканічна міжгірно-улоговинна область характеризується дещо вищими показниками, що пов'язано з чергуванням вулканічних масивів і улоговинних структур. Рахівсько-Чивчинська, Полонинсько-Чорногірська, Зовнішньокарпатська та Вододільно-Верховинська області мають найвищі сумарні значення, що свідчить про складну, розгалужену вертикальну членованість рельєфу, яка є характерною для високогірних і середньогірних масивів.

Після первинного визначення сумарної довжини ізоліній у межах фізико-географічних областей Українських Карпат постало завдання об'єктивного порівняння морфометричних характеристик між територіями різної площі. Адже абсолютні значення (загальна довжина горизонталей) значною мірою залежать від розмірів самої області, а не виключно від складності її рельєфу. Це унеможливорює адекватну порівняльну оцінку.

Для усунення цього обмеження застосовано нормування - розрахунок питомого показника, тобто довжини горизонталей (ізоліній) у кілометрах, що припадає на 1 км² площі відповідної фізико-географічної області. Такий підхід дозволяє виявити щільність горизонталей, що, у свою чергу, є індикатором рівня розчленованості рельєфу, незалежно від розміру території.

Розрахунок здійснювався за формулою:

$$P = \frac{L}{S}$$

P - питомий показник (км ізоліній на 1 км² площі),

L - сумарна довжина ізоліній (км),

S - площа фізико-географічної області (км²).

Такий коефіцієнт дозволяє проводити більш точну диференціацію природних одиниць за ступенем їхньої геоморфологічної складності. Наприклад, невелика за площею Рахівсько-Чивчинська область, хоч і має меншу абсолютну довжину горизонталей, після нормування демонструє найвищу щільність - свідчення екстремальної вертикальної розчленованості гірського середовища. Натомість Закарпатська низовинна область, попри більші просторові розміри, має незначну щільність горизонталей, що логічно впливає з її плоского рельєфу.

Переваги використання питомого показника:

- Уніфікація дозволяє співставляти морфометричні показники в межах неоднакових за площею регіонів.
- Аналітична точність забезпечує чистішу інтерпретацію рельєфу як природної ознаки, мінімізуючи вплив масштабу території.
- Картографічна адаптивність показник легко лягає в основу тематичного картографування (градієнтів щільності ізоліній).
- Можливість класифікації за питомою довжиною можна класифікувати регіони на зони низької, середньої, високої та надвисокої розчленованості.
- Глибше просторове узагальнення показник виступає хорошою базою для подальшого моделювання зв'язку між рельєфом і кліматичними, гідрологічними чи ерозійними процесами.

Для детального просторового аналізу морфометричних характеристик рельєфу Українських Карпат застосовано методику сіткового аналізу, що полягає у розбитті досліджуваної території на рівномірні квадратні ділянки розміром 5×5 км. Цей підхід дозволяє перейти від суто регіонального (обласного) узагальнення до більш локального, територіального масштабу, що забезпечує глибше розуміння просторової варіабельності рельєфу.

Методика побудови сітки базується на накладанні регулярної прямокутної сітки на картографічну основу. Кожен квадрат сітки охоплює 25 км², що дає

оптимальний баланс між деталізацією і зручністю подальшої обробки даних. Для кожної комірки сітки було автоматично розраховано сумарну довжину ізоліній. Просторове зіставлення морфометричних показників у межах кожної фізико-географічної області дозволило визначити внутрішню неоднорідність рельєфу. Завдяки сітковому розбиттю стало можливим виявити локальні кластери з підвищеними або зниженими значеннями морфометричних показників, що часто співпадало з геоморфологічними особливостями, такими як відмінності в геологічній будові, процесах еволюції рельєфу або ступенем заліснення.

У результаті аналізу просторових закономірностей було ідентифіковано кілька аномальних зон - територій, де морфометричні характеристики значно відрізняються від загального фонового рівня області. Наприклад, у межах Вододільноверховинської області зафіксовано південний схід із підвищеною щільністю ізоліній, що свідчить про більш крутий і розчленований рельєф, тоді як північна частина області демонструє більш згладжені форми. Аналогічно, у Полонинсько-Чорногірській області на північному сході спостерігаються зони з низькою щільністю ізоліній, що відповідає Полонинській частині, а на північному заході - з підвищеною, пов'язаною з Чорногірським масивом.

Виявлення зон внутрішньої неоднорідності важливим для розуміння природного ландшафтного розмаїття та практичних цілей - планування територій, оцінки природних ризиків, рекреаційного розвитку та охорони навколишнього середовища. Сітковий аналіз забезпечує деталізовану просторову інформацію, необхідну для розробки адаптивних моделей взаємодії природних компонентів у гірських регіонах.

Після проведення морфометричного аналізу в межах фізико-географічних одиниць Українських Карпат важливо здійснити їхню якісну географічну інтерпретацію, що базується на зіставленні отриманих кількісних даних з уже існуючими уявленнями про фізико-географічне районування регіону.

По-перше, зіставлення морфометричних показників із межами фізико-географічних областей дозволяє виявити ступінь їхньої відповідності природним ландшафтним комплексам. Так, у межах Закарпатської низовинної області спостерігається найнижча середня довжина ізоліній на одиницю площі, що корелює з її переважно рівнинним рельєфом та невеликою вертикальною розчленованістю. На противагу цьому, високі значення морфометричних показників у Зовнішньокарпатській, Полонинсько-Чорногірській та Рахівсько-Чивчинській областях свідчать про більш складний і розчленований гірський рельєф, який є характерним для цих високогірних ділянок.

Друге важливе значення морфометричних характеристик полягає в їхній ролі як інструменту для глибшого розуміння ландшафтної структури регіону. Вони дозволяють кількісно оцінити ступінь розчленованості поверхні, крутизну схилів, і тим самим - просторову неоднорідність фізико-географічних одиниць. Це дає можливість більш точно визначати межі між різними типами ландшафтів, оцінювати ступінь їхньої морфологічної диференціації, а також прогнозувати природні процеси, такі як ерозія, селі та інші.

Зокрема, на основі розрахованих морфометричних показників здійснено визначення меж низькогірних, середньогірних та високогірних районів у межах Українських Карпат. Низькогірні райони характеризуються відносно низькою довжиною ізоліній на одиницю площі, меншою середньою висотою та невеликим ухилом схилів, що відповідає, наприклад, Передкарпаттю та Закарпатській низовині. Середньогірні території (наприклад, Зовнішні Карпати) відзначаються помірною складністю рельєфу та середніми значеннями морфометричних параметрів. Високогірні райони, зокрема Полонинсько-Чорногірська та Рахівсько-Чивчинська області, відрізняються значно більшою вертикальною розчленованістю, високими значеннями довжини ізоліній на км² та крутим ухилом схилів.

Запропонована нами методика морфометричного аналізу в межах фізико-географічних одиниць Українських Карпат виступає теоретично і методологічно

обґрунтованим інструментом кількісної оцінки рельєфу. Поєднання багаторівневої масштабної диференціації, використання сучасних ГІС-технологій, застосування нормування за площею та сіткового моделювання забезпечує всебічне вивчення геоморфологічної структури території. Отримані результати сприяють глибшому розумінню просторової організації рельєфу, дозволяють ідентифікувати внутрішньорегіональні відмінності та слугують основою для подальших фундаментальних і прикладних географічних досліджень, просторового планування і прогнозування природних процесів.

1.3 Методика визначення енергії рельєфу в межах Хотинської височини

У геоморфологічних дослідженнях поняття денудаційного потенціалу посідає одне з ключових місць, оскільки воно дозволяє оцінити здатність ландшафту до вертикальних змін, спричинених зовнішніми процесами, такими як ерозія, зсуви, вивітрювання тощо. Найчастіше денудаційний потенціал ототожнюють із так званою енергією рельєфу - показником, який відображає гіпотетичну можливість гірських порід до переміщення під впливом сили тяжіння. Ця здатність виявляється в тенденції до вирівнювання рельєфу - зменшення його вертикальної розчленованості в напрямку умовної ідеальної сферичної поверхні.

У традиційному трактуванні енергія рельєфу розглядається як різниця висот між найбільш піднятими та найнижчими точками певної території. Вона не враховує морфологічної структури рельєфу, таких як схили, тераси, уступи, чи форма долин, а лише фіксує максимальний можливий вертикальний перепад. Згідно з цим підходом, обчислення здійснюється за простою формулою:

$$E = H_{max} - H_{min}$$

де, E – енергія рельєфу, H_{max} - найвища відмітка, H_{min} - найнижча відмітка.

Цей показник є відносним і залежить від розміру ділянки, у межах якої проводяться обчислення. На великих площах він може значно зростати навіть за відносно пологого рельєфу, тоді як на малих ділянках з крутим схилом значення буде нижчим через обмеження за просторовим охопленням. Саме тому геоморфологи вважають його лише індикатором загального денудаційного потенціалу, що потребує уточнення іншими показниками.

Недоліком такого визначення є те, що воно є точковим і не відображає повної картини морфоструктурної складності території. Наприклад, однакова амплітуда висот може фіксуватися як на ділянці з крутими схилами, так і на території з плавними переходами між елементами рельєфу, хоча динаміка екзогенних процесів на них буде суттєво відрізнятися. Попри це, поняття енергії рельєфу широко використовується у практиці геоморфологічного аналізу для оцінки ерозійної небезпеки, прогнозування інтенсивності поверхневого стоку, потенціалу розвитку ярів, а також для моделювання змін ґрунтового покриву.

Зокрема, в регіонах зі складним висотним профілем - наприклад, у межах Хотинської височини - поєднання високої енергії рельєфу та густої гідрографічної сітки створює умови для активного прояву екзогенних процесів. Тут вертикальний градієнт у поєднанні з інтенсивною денудацією визначає морфогенез, спричиняючи глибоке врізання водотоків і формування складної системи балок, ярів та схилових форм.

Для картографування енергії рельєфу використовують два класичні методи: метод квадратної сітки та метод ліній рівної енергії. Перший передбачає поділ території на рівновеликі осередки (квадрати або пікселі) з подальшим обчисленням різниці між найвищою та найнижчою точками в кожному осередку. Це дозволяє швидко автоматизувати аналіз і створити карти зон вертикальної розчленованості. Проте такий підхід ігнорує просторову логіку форм рельєфу, оскільки сітка накладається механічно, без урахування природної морфології.

Метод ліній рівної енергії базується на принципі обчислення висотної амплітуди між морфологічно значущими точками, наприклад, від гребеня вододілу до днища балки або від схилу до днища річкової долини. Такий метод краще відображає просторову організацію рельєфу, проте є трудомістким, вимагає великої кількості вхідних даних і має суб'єктивну складову, оскільки відбір пар точок потребує експертного аналізу.

У протипагу цим методам, дієвостерологічна концепція пропонує принципово новий, площинний підхід до визначення денудаційного потенціалу, заснований на введенні поняття дієвого прошарку рельєфоутворення. Цей прошарок є тривимірною морфологічною конструкцією, що охоплює простір між верхньою (максимальною) і нижньою (мінімальною) межами рельєфу на певній території. Він створюється шляхом інтерполяції між паралельними профілями, що проходять через характерні точки рельєфу, та дозволяє врахувати як гіпсометричні показники, так і структуру взаємодії елементів рельєфоутворення.

Особливістю дієвого прошарку є його просторова безперервність і часова змінність. Він охоплює всю поверхню досліджуваної території, незалежно від геологічної природи форм, і водночас змінюється у часі під впливом геодинамічних процесів - ерозії, акумуляції, обвалів, зсувів тощо. Вертикальна товщина (розмах) прошарку, тобто різниця між верхньою і нижньою поверхнями, розглядається як кількісна міра денудаційного потенціалу. Чим більшою є ця потужність, тим вищою є здатність території до втрати маси матеріалу, а отже - і до змін рельєфу.

У межах концепції розрізняють три основні компоненти дієвого прошарку:

- Активний прошарок - обсяг матеріалу, який уже перебуває в процесі переміщення або руйнування.
- Пасивний прошарок - об'єм, з якого матеріал уже було вилучено, тобто це «відпрацьована» частина прошарку.

- Потенційний прошарок - частина, яка ще не зазнала впливу денудаційних процесів, але має потенціал до майбутньої активізації.

Моделювання дієвих прошарків здійснювалося з використанням геоінформаційної системи QGIS, зокрема методом Multilevel B-Spline Interpolation, який забезпечує згладжене моделювання поверхонь на основі вхідних висотних даних. Для побудови верхньої та нижньої поверхонь використовувалися відповідно дані про максимальні та мінімальні висотні позначки. Отримані поверхні не є абсолютними, вони мають характер математичних абстракцій, що збігаються з реальною топографією лише в точках дотику.

Потужність прошарку в кожному осередку розраховувалася як різниця між висотами верхньої та нижньої поверхонь, а об'єм матеріалу, що має потенціал до переміщення, визначався за допомогою методу чисельного інтегрування прямокутниками, що дозволяє врахувати варіативність поверхні на обмежених ділянках. Цей підхід забезпечує більш точне відображення просторової структури рельєфу та дає змогу не лише оцінювати денудаційний потенціал, а й моделювати його зміни в часі.

У першому розділі розглянуто фізико-географічне районування Українських Карпат, методику морфометричного аналізу та визначення енергії рельєфу на прикладі Хотинської височини. Обґрунтовано доцільність використання ізолінійного моделювання та сіткового аналізу для просторової оцінки складності рельєфу, що дозволяє ідентифікувати ділянки з підвищеним денудаційним потенціалом. Рекомендується ширше застосовувати дієвосферологічний підхід у геоморфологічних дослідженнях, нормувати морфометричні показники для міжрегіонального порівняння та використовувати сітковий аналіз у ландшафтному плануванні.

РОЗДІЛ 2

УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ

2.1. Природа Українських Карпат

2.1.1. Тектоніка, геологічна будова та рельєф Українських Карпат

Українські Карпати є північно-східною частиною великої складчастої гірської системи Альпійсько-Гімалайського орогену, що сформувалася внаслідок альпійського етапу тектонічної еволюції Землі протягом кайнозойської ери. Цей орогенічний пояс простягається від Іберійського півострова через Середземномор'я, Малу Азію, Кавказ, Іран, Гіндукуш, Гімалаї до Південно-Східної Азії (Круглов С.С., 2021).

Українські Карпати розташовані на межі між Європейською платформою та рухомими структурами Середземноморського геосинклінального пояса. Їх формування пов'язане з колізійними процесами між Євразійською плитою та мікроплитами внутрішньої частини Тетісу. Унаслідок конвергентного руху літосферних плит виникли інтенсивні складчасті та покривні структури, що зумовили сучасну тектонічну будову та рельєф регіону (Кравчук Я. С., 2005).

Геологічно Українські Карпати поділяються на кілька тектонічних зон, які є частиною карпатського сегменту Альпійської складчастої системи, включаючи зовнішню флішеву зону, внутрішні зони та Передкарпатський прогин. Саме в межах цієї складної структури простежується безперервний зв'язок між геотектонічною еволюцією Карпат та загальною динамікою Альпійсько-Гімалайського орогенезу (Bucur, J., 1971).

Карпатський тектонічний сегмент є частиною Зовнішніх Східних Альп і Східних Карпат у межах Альпійсько-Карпато-Балканського орогену та охоплює гірську систему, що простягається від Австрії до межі з Східноєвропейською платформою в Україні. Українські Карпати формують північно-східний сектор цієї структури, що має дугоподібну конфігурацію, вигнуту на північний схід.

Північно-східна межа Карпатського сегменту збігається з контактом Зовнішньої Карпатської складчастої системи та Передкарпатського прогину, що розташований на північному заході України та є частиною платформи. Цей регіон репрезентує перехідну зону між активними геосинклінальними структурами Карпат і стабільними докембрійськими утвореннями Східноєвропейської платформи (Назаревич, А., Назаревич, Л., & Байрак, Г.)

Південно-західна межа визначається контактом із Паннонською западиною, яка є епірогенічною структурою, що зазнала значного розтягування земної кори внаслідок посторогенних процесів у неогеновий час. Ця зона представлена зонами глибокого тектонічного дислокаційного контакту та різких змін у товщі порід (Божук, Т. І., 2004).

На заході та південному заході Карпатський сегмент межує з внутрішніми структурами Внутрішніх Карпат, включно з Мармароським масивом і Трансільванською зоною. Тут відзначаються докембрійські та палеозойські метаморфічні утворення, що виступають у вигляді тектонічних вікон. На південному сході Карпатська система переходить у Східні Карпати Румунії, де геологічна структура значно ускладнюється, а тектонічні зони зазнають суттєвих змін напрямку та характеру розлому (Круглов С.С, 2021).

Суміжні тектонічні структури включають:

1. Східноєвропейську платформу (стабільна докембрійська основа);
2. Молдавську платформу, що виступає як південно-східне продовження Східноєвропейської платформи;
3. Паннонську западину – молоді післяорогенні структури на заході;
4. Трансільванську зону – складчасто-блокову структуру, пов'язану з рухами мезозою та кайнозою

Формування Українських Карпат є результатом складних геодинамічних процесів, пов'язаних із конвергентною взаємодією літосферних плит у межах Альпійсько-Карпато-Балканського орогену. Основні етапи розвитку цієї області

відображають еволюцію стародавнього океанічного простору - океану Нео-Тетіс та його подальшого закриття в результаті субдукції та колізії мікроплит з Євразійською платформою. (Naczewski, G.,1989).

У мезозої (переважно юра - крейда) в межах майбутніх Карпат формувалася пасивний континентальний край з розвиненою флішевою седиментацією, що свідчить про поступове занурення краю Євразійської плити. У пізньому крейдяному - палеогеновому періоді відбувалась субдукція океанічної кори внутрішнього басейну Тетісу під карпатську маргінальну зону, що зумовило формування глибинних покривно-складчастих структур. (Danysh, V. and al,2007), (Лещух, Р. Й.1982).

Починаючи з палеогену, інтенсивна колізія між Адріатичною мікроплитою та Євразійською плитою призвела до розвитку значного покривного насування. У результаті цих рухів сформувалися потужні структурні покриви, зокрема Скибовий, Кросненський та інші, які насунулися з південного заходу на північний схід. У неогені домінували процеси орогенезу, підняття та активізації вертикальних тектонічних рухів, що завершило формування Карпат як гірської системи. Одночасно із цим у зоні Передкарпатського прогину накопичувались потужні товщі моласових осадів, що свідчать про розвиток крайового прогину перед фронтом насувів (Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М. та ін.,2009).

Передкарпатський прогин є внутрішньою тектонічною зоною Українських Карпат, що простягається вздовж північно-східного краю гірської системи і є морфоструктурним і геологічним переділом між складчастою областю Карпат та докембрійською основою Східноєвропейської платформи. Це моласовий крайовий прогин, який виник у результаті навантаження насувів Карпатської покривно-складчастої системи на передову частину платформи в період альпійського орогенезу (Ващенко, В. О., Гнилко, О. М.,2003).

Прогин має дугоподібну форму, повторюючи контури Карпатської дуги, і простягається від кордону з Польщею на заході до межі з Молдово-Подільською плитою на сході. Його ширина становить у середньому 25–40 км, а максимальна потужність осадового чохла - до 7–10 км (Палієнко, В. П., 2006).

Структурно Передкарпатський прогин складається з трьох основних зон:

1. Власне прогинна частина (синекліза) - характеризується потужним розвитком неогенових моласових відкладів, які накопичувалися в умовах прогресивного опускання.
2. Зона насувів (крайовий прогин) - зона інтенсивної дислокації, де спостерігається насування флішевих і моласових товщ на платформенну основу.
3. Маргінальна зона платформи - зона занурення докембрійського фундаменту під моласові відклади (Ващенко, В. О., Гнилко, О. М. 2003).

Літологічно прогин заповнений відкладами олігоцену - міоцену, представленими переважно моласами (піски, пісковики, глини, конгломерати), що накопичувались у передорогенному басейні в умовах активного прогинання земної кори. Передкарпатський прогин відіграє важливу роль не лише як геотектонічна межа, але й як ресурсна база - тут розташовані значні родовища нафти й газу, а також озокериту, сірки та мінеральних вод (Мацьків, Б. В., 2006).

З геодинамічної точки зору прогин є результатом гнучкого згинання краю платформи внаслідок колізії Карпатських структур з її переднім краєм. Цей процес супроводжувався активацією глибинних розломів, інтенсивною складчастістю та формуванням сейсмоактивних зон.

Скибова зона є однією з найвиразніших тектонічних одиниць Українських Карпат, що формує основну частину Зовнішніх Карпат. Вона простягається вузькою смугою дугоподібної форми із заходу на схід від польсько-українського кордону до межі з Румунією, займаючи центральне положення між

Передкарпатським прогином на північному сході та Внутрішніми Карпатами на південному заході (Кравчук Я. С., 2007).

Зона утворена внаслідок альпійського орогенезу як результат інтенсивного покривного насування морських флішевих товщ, що накопичувалися в геосинклінальному басейні впродовж крейдового - палеогенового періодів. Основними геодинамічними чинниками її формування були субдукція та колізія мікроплит Тетісу з Євразійською платформою, що спричинили розвиток складчасто-насувних структур (Bucur, J., 1971).

Скибова зона характеризується:

- Переважанням флішевих товщ - ритмічне чергування пісковиків, аргілітів, алевролітів, іноді із вкрапленнями вапняків.
- Наявністю численних скиб (покривів) - тектонічних пластів, що насунуті один на одного у напрямку північного сходу. Кожна скиба є структурно автономною, з власною будовою, і включає декілька тисяч метрів флішевих відкладів.
- Чіткою зональністю насувів - від молодших на південному заході до більш старих, що насунуті далі на північний схід.

Структурно Скибова зона поділяється на декілька локальних структурних покривів, таких як: Рахівський, Бичківський, Підгірський та інші. Ці покриви часто розділені глибинними розломами, які відіграють важливу роль у локалізації сейсмічних і метаморфічних процесів (Bucur, J., 1971).

Скибова зона - найтипівіший приклад складчасто-насувної структури альпійського типу в межах Східної Європи, що активно вивчається як модель для розуміння орогенезу в цілому. Її морфоструктурний прояв у рельєфі - це середньо- та низькогірні хребти з асиметричними схилами та широкими долинами, які відповідають синклінальним і антиклінальним формам флішевих складок. З точки зору природокористування, зона характеризується лісоносністю, рекреаційним потенціалом, а також певними запасами корисних

копалин, зокрема нафти, газу, озокериту, які приурочені до структурних пасток у флішеві товщі (Мацьків, Б. В., 2006).

Покривно-складчасті структури є домінуючим типом тектонічної будови в межах Українських Карпат і становлять результат складних процесів горизонтального стискання земної кори в умовах колізії плит. Вони формувалися під час альпійського орогенезу, коли осадові породи геосинклінального типу (головним чином флішеві товщі) були зім'яті у складки та насунуті у вигляді покривів (скиб) на платформну область (Jankowski, L and al., 2004).

У межах Українських Карпат виділяють декілька основних покривно-складчастих зон, серед яких:

1. Скибова зона - класичний приклад покривно-складчастої структури, де флішеві породи крейдового та палеогенового віку зім'яті в асиметричні складки та насунуті північно-східним напрямком;
2. Кросненська зона - характеризується меншою інтенсивністю дислокацій, але також є частиною покривної системи;
3. Внутрішня флішева зона - зона більш глибоководного флішу, що формувалась раніше та зазнала складної тектонічної деформації;
4. Мармароський масив і Внутрішні Карпати - область з метаморфізованими породами, що включає залишки корневих частин покривів.

Кожен покрив складається із кількох скиб - великих пластів порід, що зберігають відносну структурну цілісність і відокремлені тектонічними поверхнями ковзання. Ці покриви зазнали складної деформації - ізоклінального та насувного типу, що свідчить про потужні горизонтальні зусилля під час формування орогену. (Кравчук Я. С., 2005)

Рельєф Українських Карпат є результатом складної взаємодії ендегенних та екзогенних процесів, що зумовили формування гірського масиву з чіткою морфоструктурною зональністю та виразною морфометрією. Геологічна будова, переважно флішева, обумовила розвиток лінійно-витягнутих хребтів, крутих

схилів та численних глибоких долин, що формують характерний для регіону орографічний малюнок.

Морфоструктурно Українські Карпати поділяються на декілька зон: Передкарпатський передгірський прогин, зовнішні Карпати (Бескиди, Горгани, Покутсько-Буковинські Карпати), внутрішні Карпати (Чорногора, Свидовець, Мармароський кристалічний масив) і Закарпатська внутрішня западина. Кожна з цих зон має свої специфічні морфоструктурні риси, зумовлені як тектонічною історією, так і відмінностями у літологічному складі гірських порід (Кравчук Я. С., 2005).

Основу орографічного каркасу становлять лінійно витягнуті хребти, що простягаються у широтному та субширотному напрямках. Високогірні масиви, зокрема Чорногора, характеризуються наявністю порівняно широких плоских хребтів, які часто мають сліди давнього зледеніння у вигляді цирків, трогів і моренних форм. Максимальні висоти у межах Українських Карпат сягають понад 2000 м (г. Говерла – 2061 м).

У структурі рельєфу чітко виражені долини річок, які утворюють густу гідрографічну сітку. Найбільш глибокі та вузькі долини спостерігаються у межах середньо- та високогірних районів, де ерозійна діяльність річок значно посилена. Особливістю долин є їх асиметричність, що зумовлена неоднорідністю порід і відмінностями у стійкості до денудаційних процесів.

Рельєф Українських Карпат є складною й динамічною системою, сформованою внаслідок довготривалих тектонічних процесів і впливу зовнішніх чинників, зокрема ерозії, денудації та зледеніння. Він відзначається чітко вираженою зональністю, складною морфоструктурною будовою та значною морфометричною різноманітністю. Морфоструктурно Українські Карпати поділяються на декілька зон, що відображають як геологічну будову, так і морфологічні особливості рельєфу:

Східно-Бескидську морфоструктурну зону, що охоплює частину Зовнішніх Карпат із переважно середньогірним рельєфом. Тут домінують складчасто-брилові хребти з округлими вершинами, витягнуті в субширотному напрямку. Висоти досягають 1100–1300 м. Схили зазнають інтенсивної ерозії та зсувних процесів (Палієнко, В. П., 2006).

Верховинсько-Покутську зону, що є частиною Зовнішніх Скибових Карпат. Вона представлена глибоко розчленованими хребтами з асиметричними долинами, розташованими на флішевих відкладах. Рельєф тут складений чергуванням хребтів і міжгірських улоговин, що утворюють так звану "карпатську клітчасту структуру" (Shlapinskyi, V. E. 2018).

Полонинсько-Чорногірську морфоструктурну зону, що охоплює Вододільно-Верховинські Карпати, масиви Чорногори, Свидовця і частково Полонинського хребта. Це зона найбільш підвищених частин Карпат, де зосереджені найвищі вершини - Говерла (2061 м), Петрос (2020 м), Бребенескул (2036 м). Характерною рисою є наявність полонин - широких плоскогір'їв, залишків давніх вирівняних поверхонь, які використовуються як літні пасовища (Кравчук Я. С., 2005).

Мармароську зону, що має кристалічну будову і належить до Внутрішніх Карпат. Рельєф тут набуває альпійських рис: круті схили, загострені вершини, скельні виступи. У межах Мармароського масиву переважають метаморфічні породи, а форма рельєфу зумовлена високою тектонічною активністю (Божук, Т. І., 2004).

Закарпатську внутрішню зону, представлено передгірськими та низькогірними формами рельєфу з широкими долинами річок (Тиса, Боржава), вулканічними хребтами (вулканічний хребет Маковиця), а також денудаційно-аккумулятивними формами. Ця зона є своєрідним геоморфологічним бар'єром між Центральними Карпатами та Закарпатською низовиною (Маринич, О. М., & Пащенко, В. І., 1985).

Рельєф Українських Карпат представлений широкою різноманітністю типів і форм, що сформувалися в результаті поєднання тектонічних, кліматичних, гідрографічних і антропогенних факторів. Залежно від провідного морфогенетичного чинника, на території Карпат виділяють три основні типи рельєфу: структурно-денудаційний, ерозійно-денудаційний і акумулятивний.

1. Структурно-денудаційний рельєф

Цей тип рельєфу найхарактерніший для Зовнішніх Скибових Карпат, де геологічна будова (переважно флішеві товщі, чергування пісковиків, сланців та аргілітів) має вирішальне значення у формуванні рельєфу. Структурно-денудаційні форми виникають внаслідок руйнування складчастих структур під дією денудаційних процесів при збереженні елементів первинної геологічної будови (Воропай, О. І., & Куниця, П. М., 1966). Типовими формами є:

- витягнуті хребти антиклінального або моноклінального типу;
- синклінальні долини;
- брилові виступи, що відповідають більш стійким до вивітрювання породам;
- схили з асиметрією, зумовленою нахилом шарів.

2. Ерозійно-денудаційний рельєф

Цей тип сформувався внаслідок тривалої дії водної ерозії, денудації й площинного змиву на породах із різною стійкістю до руйнування. Особливо яскраво ерозійно-денудаційні форми виражені в: середньогір'ї Східно-Бескидської та Покутської зон; районах з розчленованим схиловим рельєфом і глибокими долинами річок; ділянках, де активізуються зсувні процеси, байрачні форми та ерозійні врізи (Круль, В., & Рідуш, Б., 2007).

До характерних форм належать:

- V-подібні долини гірських річок;
- ерозійні яри, балки, глибокі гірські ущелини;

- круті схили з явищами зсувів, осипів, лавинних лійок;
- денудаційні плато й залишки старих рівнин вивітрювання (наприклад, полонини).

Така морфологія властива також Вододільно-Верховинським Карпатам, де річкова сітка надзвичайно густа, а ерозійні процеси активно моделюють рельєф.

3. Акумулятивний рельєф

Акумулятивні форми рельєфу формуються внаслідок накопичення уламкового матеріалу, винесеного з гір, а також в результаті діяльності льодовиків та річкових процесів. У Карпатах цей тип рельєфу зустрічається переважно: у долинних заплавах річок (Тиса, Прут, Черемош); на передгірних рівнинах (Закарпатська низовина, Передкарпатська височина); у місцях льодовикового накопичення у високогір'ї (морени, кам'яні розсипи, конуси виносу) (Воропай, О. І., & Куниця, П. М., 1966).

До типових акумулятивних форм відносяться:

- річищні й заплавні тераси;
- делювіальні та пролювіальні шлейфи;
- моренні вали та осипища;
- конуси виносу у підніжжя схилів;
- заболочені акумулятивні рівнини у тектонічних западинах.

Українські Карпати є геодинамічно активною зоною, де продовжується прояв пізньоальпійських тектонічних процесів. Сучасна тектонічна активність регіону виражається у вертикальних і горизонтальних рухах земної кори, локальній сейсмічності, а також постійній деформації тектонічних структур, що мають безпосередній вплив на формування та трансформацію сучасного рельєфу (Shlapinskiy, V. E., 2018).

Геодезичні та супутникові вимірювання (GPS, інтерферометрія) засвідчують, що в Українських Карпатах переважають підняття земної кори з

амплітудою від 1 до 6 мм/рік. Найактивнішими зонами вертикальних рухів є Полонинсько-Чорногірська область, Верховинський масив і частково Мармароський кристалічний блок. Ці рухи пов'язані з триваючими післяальпійськими орогенетичними процесами, які продовжують "омолоджувати" рельєф, зумовлюючи посилення ерозійної розчленованості, зсувну активність і формування нових денудаційних форм (Палієнко, В. П., 2006).

У межах Карпатського регіону фіксуються напруження стиснення, орієнтовані у напрямі північний схід - південний захід. Вони спричиняють повільне зрушення блоків земної кори й можуть провокувати виникнення розломів і зон розуцільнення, що, в свою чергу, створює умови для ослаблення схилів, розвитку зсувів і гравітаційних процесів. Активізація таких явищ відбувається в межах зон глибоких тектонічних ліній, зокрема вздовж Стрийсько-Сянської та Вишківсько-Боржавської ліній (Назаревич, А. та ін.)

Хоча Українські Карпати не є регіоном з високою сейсмічністю, тут спостерігається помірна тектонічна сейсмічність, пов'язана переважно з глибинними розломами та сучасними тектонічними рухами. Найвідомішою є Закарпатська сейсмічна зона, де реєструються землетруси магнітудою до 4,5–5,0 балів. Джерелами сейсмічності слугують активні глибинні розломи, зокрема Вигорлат-Гутинський та Лужанський (Shlapinskyi, V. E., 2018).

Сейсмічні події, навіть помірної сили, здатні активізувати гравітаційні процеси, викликати обвали, зсуви, осипи, особливо у зонах з глибоко розчленованим рельєфом та нестійкими геологічними структурами. Зони, які поєднують високу розчленованість рельєфу, інтенсивні опади та тектонічну нестабільність, мають найбільший ризик розвитку небезпечних геодинамічних процесів (Палієнко, В. П., 2006).

Сучасні тектонічні процеси безпосередньо впливають на геоморфологічну динаміку регіону. У районах тектонічного підняття посилюється денудація, у

зонах опускання - акумуляція осадів. Крім того, рухи блоків спричиняють перенапруження гідрографічної мережі, зміну річкових русел, утворення озерних западин, формування схилів зі зростаючою нестабільністю. Усе це призводить до постійної трансформації форм рельєфу, що часто носить локальний, але швидкий і небезпечний характер.

Активізація тектонічних процесів у межах Українських Карпат має низку чітко виражених геоморфологічних наслідків, які виявляються на різних морфогенетичних рівнях - від макро- до мікрорельєфу. Ці наслідки не лише змінюють морфологію гірських масивів, а й створюють передумови для розвитку небезпечних природних процесів, впливаючи на геоекологічну ситуацію регіону.

Одним з головних наслідків активної неотектоніки є поява молодих підняття і прогинів, які зумовлюють формування локальних морфоструктур: брилових підняття, тектонічних уступів, схилів дислокаційного походження. У багатьох випадках фіксуються тектонічно обумовлені лінійні форми рельєфу, що повторюють розломи - зокрема, у вигляді лінійних долин, грабеноподібних понижень або асиметричних хребтів.[\(Назаревич, А., Назаревич, Л., & Байрак, Г.\)](#).

Вертикальні рухи земної кори сприяють розбалансуванню схилів, особливо в зонах молодого підняття, де наростає крутизна схилів і змінюється їх стійкість. У таких умовах значно активізуються зсуви, осипи, обвали, що є типовими для Сколівських Бескидів, Чорногірського хребта, Верховинського району. Особливу небезпеку становлять комплексні схилі процеси, що поєднують тектонічну нестабільність і зволоження [\(Палієнко, В. П., 2006\)](#).

Сучасні тектонічні рухи призводять до деформацій гідрографічної мережі. У результаті змін у тектонічному режимі можливе підняття вододілів, опускання долин, утворення структурних терас. У Карпатах простежуються приклади річкових меандрів, обвалів, перекриттів русел у місцях активних розломів (напр., верхів'я Тересви, Ріки, Опору). Це створює сприятливі умови для утворення озер тектоніко-обвального типу [\(Назаревич, А. та ін.\)](#).

В умовах тектонічного підняття відбувається інверсія схилів і долин, тобто річки змінюють свій напрямок або розчленовують нові ділянки піднятої поверхні. Такі явища спостерігаються в зоні розломів на межі Внутрішніх і Зовнішніх Карпат. Унаслідок цього відбувається перенапруження дренажної системи, що призводить до локального розмиву схилів і швидкої перебудови рельєфу. У районах неотектонічного підняття (напр., Чорногора, Свидовець) активізуються денудаційні процеси, особливо в зоні вершини. Це сприяє розвитку форм високогірного альпійського рельєфу - скельних гребенів, цирків, карів. Крім того, неотектоніка впливає на збереження або руйнування давньольодовикових форм, прискорюючи деградацію збережених морен і карових систем (Круглов С.С.,2021).

Унаслідок активізації розломної тектоніки відбувається мозаїчна сегментація рельєфу, що виражається в різновисотності хребтів і долин на обмеженій території. Це чітко простежується у Бескидах, де спостерігаються різкі перепади висот між сусідніми морфоструктурами, обумовлені диференційованими вертикальними рухами земної кори (Палієнко, В. П.,2006).

Одним із найбільш інформативних проявів сучасної геоморфологічної динаміки Українських Карпат є активізація небезпечних геологічних процесів, зокрема зсувів, обвалів та карсту. Ці явища виступають чутливими індикаторами неотектонічних рухів, змін гідрогеологічних умов і антропогенних впливів, а їх просторово-часова динаміка тісно корелює з інтенсивністю сучасних тектонічних процесів (Рідуш, Б. Т. 2010).

Зсуви є наймасовішим типом небезпечних процесів у межах Зовнішніх Карпат, особливо в межах флішової зони, де переважають чергування глинистих і піщаних порід. Активні тектонічні рухи, навіть з малою амплітудою, сприяють порушенню рівноваги схилів, зростанню гідростатичного тиску в ґрунтах і порушенню структури водовідведення. Значна кількість зсувів реєструється на схилах Стрийсько-Сянської, Боржавської і Сколівської структурних зон. Особливо активні процеси спостерігаються після землетрусів або в період

інтенсивних опадів, які підсилюють вплив ендегенних чинників. (Назаревич, А. та ін.)

Обвали, переважно у високогірних районах (Чорногора, Мармароси, Свидовець), тісно пов'язані з різким тектонічним розчленуванням гірських масивів, розломами, зонами підвищеної тріщинуватості. Ці явища формуються в умовах крутих схилів, часто поблизу розломних зон, де порушена цілісність порід. Тектонічна активність сприяє формуванню нових зон нестійкості, що з часом перетворюються на місця обвалів. Обвали ускладнюють інфраструктурний розвиток, особливо у транзитних перевальних районах, і становлять реальну загрозу для населених пунктів та комунікацій (Палієнко, В. П., 2006).

У районах поширення вапняків, зокрема в межах Товтрів, Мармароського кристалічного масиву, а також частково в Східних Бескидах, розвиваються карстові процеси - формування порожнин, провалів, лійок, карстових долин. Їх інтенсивність значною мірою залежить від тріщинуватості та порушеності порід, яка є прямим результатом сучасної тектонічної активності. Тектонічні розломи слугують провідниками для інфільтрації вод, що пришвидшує розчинення карбонатних порід. Активізація карсту супроводжується просіданням поверхні, зниженням несучої здатності порід, що призводить до небезпечних геотехнічних ситуацій, особливо при інженерному освоєнні територій (Рідуш, Б. Т. 2010).

Формування сучасного рельєфу Українських Карпат є результатом складної взаємодії ендегенних (внутрішніх) та екзогенних (зовнішніх) факторів, які впродовж геологічного часу доповнювали і трансформували один одного, надаючи гірській системі сучасного вигляду. До ендегенних факторів, які відіграли визначальну роль у структурному закладанні рельєфу Карпат, відносяться насамперед тектонічні рухи, магматизм, сейсмотектоніка та неотектонічні підняття. Основним рушієм розвитку гірської системи була альпійська орогенія, унаслідок якої сформувалися складчасто-насувні структури,

брилово-блокові морфоструктури, глибокі тектонічні розломи (Палієнко, В. П., 2006).

Післяальпійські неотектонічні процеси, зокрема диференційовані вертикальні рухи земної кори, зумовили сучасну висотну диференціацію території, активізацію зсувів, обвалів та карстових процесів. Ендогенна динаміка визначає морфоструктуру Карпат - орієнтацію хребтів, глибину міжгірських улоговин, будову схилів і характер розломної сітки (Назаревич, А., Назаревич, Л., & Байрак, Г). На базі морфоструктурного «каркаса», закладеного ендогенними процесами, екзогенні фактори сформували морфоскульптурні особливості рельєфу. Основними з них є ерозія, денудація, акумуляція, гравітаційні процеси, кліматичні впливи, діяльність вод, вітру та льодовиків.

В умовах помірного клімату домінує лінійна ерозія (переважно річкова), що формує глибоко врізані долини, тераси, каньйоноподібні ущелини. На крутих схилах активно розвиваються денудаційні та зсувні процеси, які особливо інтенсивні в районах з нестабільними флішовими породами. На вершинах збереглися денудаційні поверхні вирівнювання, залишки яких свідчать про давні геоморфологічні етапи (Кузовенко, В. В., Шлапінський, В. Є., Мачальський, Д. В., 2001)

Під час плейстоценового зледеніння відбувалося формування льодовиково-карового рельєфу у найвищих частинах масивів (Чорногора, Свидовець, Мармароси). Карстові процеси найбільш активно виявлені у вапнякових товщах південно-східної частини (Тячівський, Рахівський райони), утворюючи понори, шахти, лійки та карстові печери (Рідуш, Б. Т. 2010).

2.1.2. Гідрокліматичні умови Українських Карпат

Клімат Українських Карпат належить до помірно-континентального типу з переважним впливом атлантичних повітряних мас. Для регіону характерні відносно м'яка зима, тепле літо та значні річні суми опадів. У межах Карпат

спостерігається поступовий перехід від м'якішого, вологішого клімату на заході до більш континентального на сході (Холявчук, Д.І,2023).

Однією з характерних рис клімату Карпат є чітко виражена сезонна контрастність температурного режиму. Зима, особливо в низинних і передгірних районах, зазвичай м'яка з частими відлигами, тоді як літо - помірно тепле. У гірських районах зима триває довше, супроводжується значним сніговим покривом і нижчими температурами. Літній період характеризується нестійкою погодою з частими грозовими дощами.

Особливістю клімату Українських Карпат є виражена вертикальна кліматична зональність, яка проявляється у зміні температури, кількості опадів, тривалості безморозного періоду та інших кліматичних параметрів залежно від висоти над рівнем моря. З підняттям на кожні 100 м середньорічна температура знижується в середньому на 0,6 °C, а кількість опадів зростає. Така зональність обумовлює існування різних кліматичних поясів - від передгірного до високогірного - з відповідними відмінностями у погодних умовах та природних процесах.

Температурний режим Українських Карпат визначається як широтною зональністю, так і вертикальною поясністю, що зумовлює значні просторові відмінності температурних умов. Середньорічна температура повітря коливається в межах від +9 °C на передгір'ях до 0 °C і нижче у високогірних районах. З підняттям на кожні 100 м температура знижується в середньому на 0,5–0,6 °C, що є характерним показником для гірських регіонів помірного кліматичного поясу (Гілецький, Й., & Копчак, Л.,2013).

Найтеплішим місяцем є липень, коли середньомісячна температура повітря становить:

- на передгір'ях - +17...+19 °C;
- у середньогір'ї - +14...+16 °C;
- у високогір'ї - +8...+12 °C.

Найхолоднішим місяцем є січень, із середніми температурами:

- на передгір'ях - $-3...-5^{\circ}\text{C}$;
- у середньогір'ї - $-6...-8^{\circ}\text{C}$;
- у високогір'ї - -10°C і нижче.

Значна частина території Карпат протягом року має тривалий період із від'ємними температурами, особливо у високогір'ї, де спостерігається стійкий сніговий покрив і сильні морози. Натомість у міжгірних улоговинах узимку нерідко спостерігаються температурні інверсії, коли холодне повітря накопичується внизу, а на схилах і вершинах утримуються відносно вищі температури (Киналь, О.,2018).

Українські Карпати вирізняються однією з найбільших сумарних кількостей опадів серед природних регіонів України. Основним джерелом зволоження є атлантичні повітряні маси, які, натрапляючи на бар'єрну систему гір, інтенсивно конденсуються, особливо на навітряних (західних і південно-західних) схилах. Річна сума опадів коливається від 800-1000 мм у передгірських районах до 1200-1400 мм у середньогір'ї й понад 1600 мм у високогір'ї Чорногірського хребта (Геренчук, К. І.,1981).

Розподіл опадів має виражену сезонну нерівномірність: найбільша їх кількість випадає в теплий період року, особливо у травні–липні, коли переважають зливи грозового типу. На цей час припадає до 60–70 % річної норми. Зимовий період характеризується меншою кількістю опадів, здебільшого у вигляді снігу. Стійкий сніговий покрив утворюється переважно в грудні й зберігається до березня-квітня, особливо у високогір'ї (Холявчук, Д. І.,2019).

Кліматична особливість Карпат полягає також у великій просторовій мінливості кількості опадів навіть на коротких відстанях, що пов'язано з орографією місцевості, експозицією схилів і локальними циркуляційними умовами. Навітряні схили отримують значно більше вологи, ніж підвітряні (наприклад, південні схили - більше за північні). У міжгірних улоговинах та

долинах спостерігається явище «опадової тіні», де кількість атмосферних опадів суттєво зменшується.

Вітровий режим Українських Карпат формується під впливом загальної циркуляції атмосфери та складного орографічного рельєфу. Переважаючими напрямками вітрів у регіоні є західний і північно-західний, що зумовлено активним впливом повітряних мас, які надходять з Атлантичного океану. Ці повітряні потоки сприяють перенесенню вологи, формуванню хмарності та випадінню значної кількості опадів на навітряних схилах гір.

На формування вітрового режиму також суттєво впливають місцеві умови рельєфу, які зумовлюють локальні вітрові циркуляції, зокрема фенові явища. Фени - це теплі, сухі й сильні вітри, що виникають при переході повітряних мас через гірські хребти. Вони спостерігаються переважно у вузьких долинах і улоговинах, де повітря стискається, нагрівається та втрачає вологу. Такі вітри особливо поширені в долинах річок Тиса, Прут і Черемош і можуть суттєво впливати на мікроклімат, викликаючи різке підвищення температури та зниження вологості (Киналь, О., 2018).

Фенові вітри часто супроводжуються посиленням швидкості вітру до 15–25 м/с, що може викликати зниження врожайності, передчасне скидання листя, збільшення небезпеки лісових пожеж, а також ускладнювати господарську діяльність та погіршувати умови для туризму й транспорту.

Карпати, завдяки високому рівню зволоження, характеризуються густою та розгалуженою річковою мережею, особливо це помітно на добре зволжених південно-західних схилах. Центральною частиною гірського масиву проходить Головний Карпатський вододіл, який у північно-західній та центральній зонах тягнеться уздовж Вододільно-Верховинського хребта. Саме тут беруть початок численні водотоки північно-східного схилу Карпат. До них належать річка Сян, що є притокою Вісли, а також Дністер з його численними правими притоками:

Тисмениця, Стрий, Свіча, Лімниця, Бистриця Солотвинська та Бистриця Надвірнянська (Геренчук, К. І. (1976)).

На південний схід від Івано-Франківська води Карпат уже не потрапляють у басейн Дністра, а прямують у Прут, який впадає у Дунай. Прут у районі Дністровського межиріччя перехоплює більшість карпатських річок цієї частини регіону; найзначнішою серед них є права притока Черемош, утворена злиттям Білого та Чорного Черемошу. Праві притоки Дністра та Пруту прорізають Зовнішній Карпатський хребет і далі течуть через рівнинні території Передкарпаття. Найбільшими правими притоками Тиси є річки Уж, Латориця, Тересля, Біла Тиса й Чорна Тиса. У крайньому південно-східному секторі Карпат свій початок беруть також такі притоки Дунаю, як Сірет і Малий Сірет (Геренчук, К. І. (1976)).

За типом живлення річки Карпат належать до змішаного типу з переважанням дощового та снігового живлення. У весняний період, за рахунок танення снігу, спостерігається різке підвищення рівня води та формування паводків. Влітку та восени, особливо після сильних злив, часто виникають раптові паводки, що мають катастрофічний характер, зокрема у високогірних та середньогірних районах.

Режим стоку річок Українських Карпат має чітко виражену сезонну динаміку, зумовлену переважно кліматичними особливостями гірського регіону та типом живлення водотоків. Основними джерелами живлення є атмосферні опади (у вигляді дощу та снігу), що зумовлює характерні коливання рівня води протягом року. (Холявчук, Д., 2023).

Найбільш інтенсивне підняття рівня води спостерігається у весняний період (березень–травень), коли відбувається танення снігу в поєднанні з дощовими опадами. Цей період характеризується весняною повінню, яка може тривати декілька тижнів і охоплювати значну частину басейнів гірських річок.

У літній період, особливо в червні–серпні, річки зазнають раптових паводків, викликаних локальними зливами. Такі паводки короточасні, але можуть мати надзвичайно інтенсивний і руйнівний характер, з різким підняттям рівня води та значною швидкістю течії. Їхня небезпека полягає у раптовості виникнення та великій ерозійній силі.

У зимовий період (грудень–лютий) гідрологічна ситуація стабілізується: в умовах низьких температур переважає мінімальна водність, оскільки більшість опадів випадає у вигляді снігу, а річковий стік різко зменшується.

Через гірський характер рельєфу та високу швидкість поверхневого стоку Карпати є зоною високої селевої активності. Селі та швидкоплинні паводки становлять серйозну загрозу для населених пунктів, транспортної інфраструктури й об'єктів господарювання. Їхня інтенсивність значно посилюється у разі надмірного вирубування лісів, деградації ґрунтового покриву та зміни водного балансу території.

Інтенсивні зливові опади, характерні для літнього періоду в Українських Карпатах, є головним тригером активізації водної ерозії. Короточасні, але потужні опади створюють умови для формування поверхневого стоку з великою кінетичною енергією, що змиває ґрунти, руйнує схили та активізує яротворення. Найбільш уразливими до ерозійних процесів є сільськогосподарські угіддя, вирубані лісові площі та урбанізовані ділянки на схилах (Холявчук, Д. І., 2019).

Гідрокліматичні умови Карпат сприяють формуванню складного паводкового режиму. Висока кількість опадів у поєднанні зі стрімкими схилами, щільною річковою мережею та неглибокими ґрунтами призводить до швидкого формування та проходження паводків. Особливо небезпечними є зливові паводки, що виникають раптово й досягають пікових значень рівня води за лічені години. Це створює загрози для населених пунктів, об'єктів інфраструктури та природного середовища (Завставний, Ф. Ю., 1994).

Вологість є критичним чинником для збереження та розвитку лісового покриву Карпат. Надмірне зволоження забезпечує сприятливі умови для росту букових, ялицево-смерекових та мішаних лісів, особливо в середньогір'ї та верхньому передгір'ї. Проте зміна гідрокліматичних параметрів, зокрема зменшення кількості опадів чи підвищення температур, може призвести до деградації певних лісових екосистем, зниження продуктивності деревостанів і поширення шкідників та хвороб (Воропай, О. І., & Куниця, П. М., 1966).

Нестабільні гідрокліматичні умови створюють значні виклики для господарського освоєння Карпат. Часті паводки, зсуви, селі та підтоплення ускладнюють експлуатацію автомобільних доріг, залізниць та інших інженерних споруд. Будівництво в гірських умовах вимагає ретельного врахування гідрокліматичних ризиків, застосування інженерних захистів, дренажних систем та матеріалів, стійких до вологості й зсувів. Через складні кліматичні умови в багатьох районах Карпат обмежені можливості ведення інтенсивного сільського господарства, що також впливає на соціально-економічний розвиток регіону.

2.1.3. Органічний світ Українських Карпат

Органічний світ Українських Карпат є надзвичайно різноманітним і репрезентує складну екосистему, що сформувалася під впливом специфічних природно-кліматичних умов, геоморфологічних особливостей та багатовікової взаємодії з антропогенними факторами. Його основу становлять флористичні та фауністичні комплекси, що належать до кількох біогеографічних регіонів Європи та демонструють високий рівень біорізноманіття.

Флора Карпатського регіону є однією з найбагатших в Україні та охоплює близько 2000 видів вищих судинних рослин. У структурі флори переважають представники центральноєвропейських широколистяних лісів, які становлять приблизно 35% усіх видів. Найхарактернішими деревними породами є бук лісовий (*Fagus sylvatica*), граб звичайний (*Carpinus betulus*), дуб звичайний (*Quercus robur*) та дуб скельний (*Quercus petraea*), липа серцелиста (*Tilia*

cordata), явір (*Acer pseudoplatanus*) і клен-явір (*Acer platanoides*). Трав'янистий ярус репрезентований такими видами, як переліска багаторічна (*Anemone nemorosa*), арум плямистий (*Arum maculatum*), астранція велика (*Astrantia major*), білоцвіт весняний (*Leucojum vernal*). (Завставний, Ф. Ю., 1994).

Понад 30% видового складу припадає на тайгові євросибірські елементи: ялина європейська (*Picea abies*), ялина гірська (*Picea excelsa*), смерека біла (*Abies alba*), яловець сибірський (*Juniperus sibirica*). Значну частку флори (близько 18%) становлять арктоальпійські високогірні види: верба трав'яниста (*Salix herbacea*), дріада восьмипелюсткова (*Dryas octopetala*), гірчак живородний (*Polygonum viviparum*), осока волосовидна (*Carex capillaris*), анемона нарцисоцвіта (*Anemone narcissiflora*), нечуйвітер альпійський (*Leontodon alpinus*) (Голубець, М., 2003).

У рідкісних гірських біотопах трапляються реліктові та ендемічні види, зокрема едельвейс альпійський (*Leontopodium alpinum*). Також присутні представники понтичної флори: ковила волосиста (*Stipa capillata*), костриця борозниста (*Festuca sulcata*), півники угорські (*Iris variegata*). Поширені також балканські та кримсько-кавказькі елементи: гвоздика скупчена (*Dianthus compactus*), шафран Гейфеля (*Crocus heuffelianus*), омег банатський (*Astragalus banaticus*), шафран банатський (*Crocus banaticus*) (Онищенко, В. А., 2004).

Понад 2% рослинного складу становлять ендеміки Східних Карпат: рододендрон карпатський (*Rhododendron kotschyi*), медунка Філярського (*Pulmonaria filarszkyana*), молочай карпатський (*Euphorbia carpatica*), щавель карпатський (*Rumex carpatica*). Збереглися й релікти третинного періоду: тис ягідний (*Taxus baccata*), кедр європейський (*Cedrus libani* ssp. *europaea*), модрина польська (*Larix polonica*), бруслина карликова (*Euonymus nanus*), вудсія ельбська (*Woodsia alpina*) (Онищенко, В. А., 2004).

Домінуючими в рослинному покриві є лісові угруповання. Лугові екосистеми, зокрема субальпійські та альпійські полонини, займають менші площі. Болота, чагарники й степові ділянки трапляються локально.

На висотах понад 1600 м виділяються субальпійський та альпійський пояси. У субальпійському поясі переважають зарості сосни гірської жерепової (*Pinus mugo*), вільхи зеленої (*Alnus viridis*), а також угруповання вільхи та сосни. Трапляються також ялівець сибірський (*Juniperus sibirica*) та верба карликова (*Salix retusa*). В альпійському поясі домінують низькорослі трави, мохи та лишайники: біловусово-щучникові (*Nardus stricta*, *Deschampsia cespitosa*), осоково-ситникові (*Carex firma*, *Juncus trifidus*), лежачокостричні (*Festuca supina*). З квіткових рослин характерні тирлич жовтий (*Gentiana lutea*), первоцвіт Галлера (*Primula halleri*), дзвоники альпійські (*Campanula alpina*) (Голубець, М., 2003).

Верхня межа лісу, яка проходить на висоті 1650–1700 м на південних та західних схилах і на 1500–1550 м на північних та східних, має здебільшого антропогенне походження. Вона зазнала змін унаслідок вирубки, випасу худоби та підпалів, що призвело до формування строкатих вторинних лук – царинок (Онищенко, В. А., 2004).

Фауна Українських Карпат охоплює близько 435 видів хребетних тварин. Переважають представники мезофільної фауни центральноєвропейських лісів: олень благородний (*Cervus elaphus*), козуля європейська (*Capreolus capreolus*), черепаха болотна (*Emys orbicularis*), вугор європейський (*Anguilla anguilla*). Також поширені види з середземноморським та тайговим ареалами: саламандра плямиста (*Salamandra salamandra*), жаба зелена (*Pelophylax kl. esculentus*), тетерук (*Lyrurus tetrix*), глухар (*Tetrao urogallus*), снігур (*Pyrrhula pyrrhula*), рись (*Lynx lynx*) (Геренчук, К. І., 1968).

Особливо цінними є ендеміки: білка карпатська (*Sciurus vulgaris carpathicus*), тритон карпатський (*Lissotriton montandoni*). До фауни були штучно

введені або акліматизовані види: ондатра (*Ondatra zibethicus*), єнотовидний собака (*Nyctereutes procyonoides*), паля американська (*Salvelinus fontinalis*), омуль байкальський (*Coregonus migratorius*).

Фауна має мозаїчну структуру розселення. Деякі види трапляються від передгір'їв до субальпійських висот – бурий ведмідь (*Ursus arctos*), куниця (*Martes martes*), рись (*Lynx lynx*). Інші, як-от білозубки (*Crocidura suaveolens*), тхір степовий (*Mustela eversmanii*), ондатра (*Ondatra zibethicus*) – переважно на низьких висотах. Високогір'я населяють лише окремі види: бурозубка альпійська (*Sorex alpinus*), полівка снігова (*Chionomys nivalis*) (Герчак, О. О., 2015).

До фауни земноводних налічують: тритон альпійський (*Ichthyosaura alpestris*), жаба очеретяна (*Pelophylax ridibundus*), джерелянка жовтобрюха (*Bombina variegata*), квакша звичайна (*Hyla arborea*). Орнітофауна нараховує понад 280 видів, зокрема дятел строкатий великий (*Dendrocopos major*), сова вухата (*Asio otus*), рябчик (*Bonasa bonasia*), орел-карлик (*Hieraaetus pennatus*) (Герчак, О. О., 2015).

2.2. Морфометричні характеристики фізико-географічних одиниць Українських Карпат

Морфометричний аналіз є одним із ключових напрямів фізико-географічного дослідження, що дозволяє не лише кількісно охарактеризувати рельєф, а й глибше зрозуміти просторову організацію гірської системи. Першим етапом нашого дослідження стало визначення загальної довжини ізоліній рельєфу з інтервалом 100 метрів у межах кожної з фізико-географічних областей Українських Карпат. Цей підхід дав змогу встановити початкову градацію складності рельєфу на основі просторового поширення ізоліній (Іванік, О. М., Андрієць, Т. В., & Муравко, С. В., 2013).

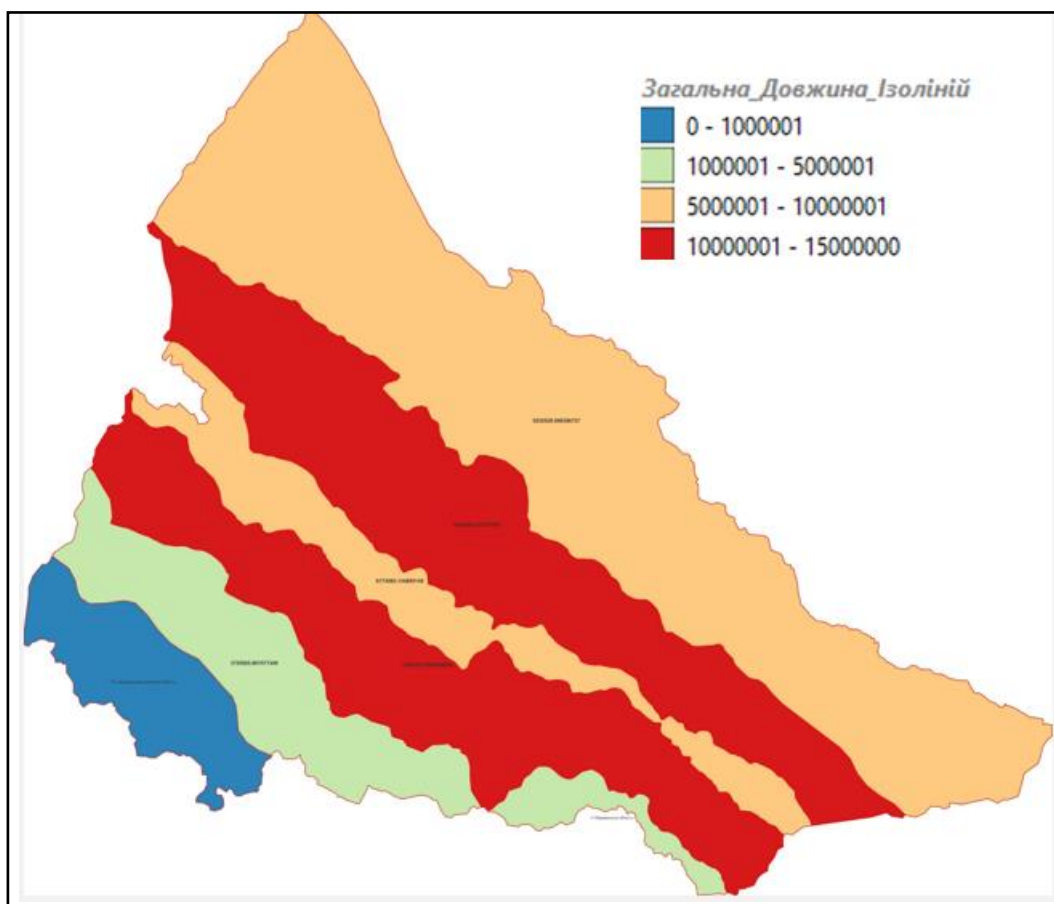


Рис.2.2.1 Загальна довжина ізолій

У результаті аналізу виявлено закономірності: найменша сумарна довжина горизонталей спостерігалася в межах Закарпатської низовинної області, що зумовлено її рівнинним характером і мінімальними висотними коливаннями. Дещо вищі показники спостерігалися у Вулканічній міжгірно-улоговинній та Рахівсько-Чивчинській фізико-географічних областях, де рельєф характеризується більш розчленованою структурою. Передкарпатська височинна та Вододільноверховинська області продемонстрували ще вищу щільність горизонталей, що свідчить про інтенсивні висотні контрасти. Максимальні значення були зафіксовані у Зовнішньокарпатській області та в Полонинсько-Чорногірській - регіонах з найбільш розвиненим гірським рельєфом та глибоким розчленуванням.

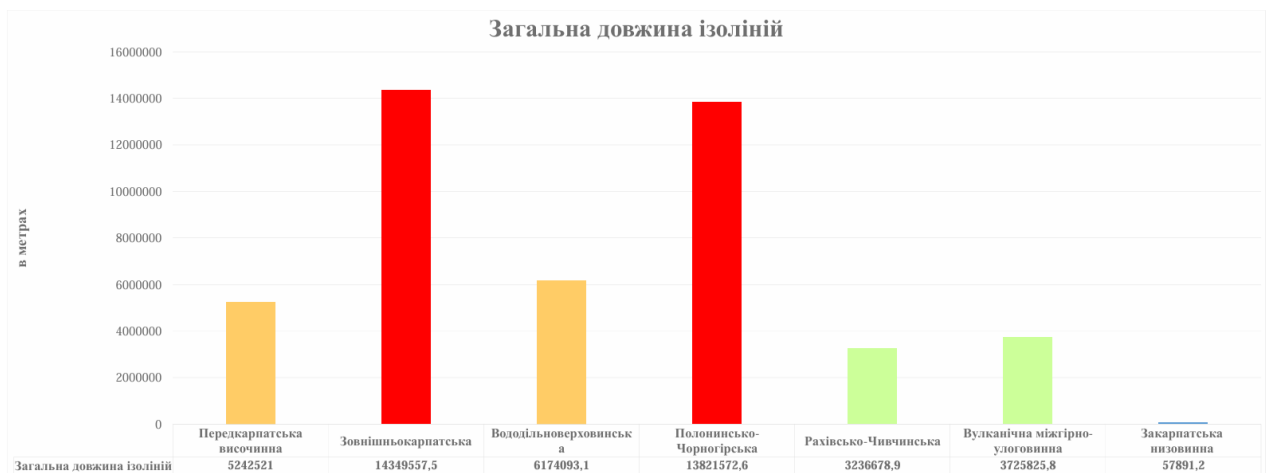


Рис.2.2.2 Порівняльна діаграма загальних довжин ізоліній фізико-географічних областей Українських Карпат

Проте такий загальний підрахунок довжини горизонталей не дав достатньо об'єктивного уявлення щодо реального ступеня складності рельєфу. Він не враховує площу області, тому не дозволяє коректно оцінити щільність розчленування рельєфу в розрахунку на одиницю площі. Тому наступним кроком стало обчислення питомої довжини горизонталей - тобто кількості ізоліній у кілометрах, що припадають на один квадратний кілометр території кожної фізико-географічної одиниці. Це дозволило уникнути спотворень, пов'язаних з абсолютними площами аналізованих областей.

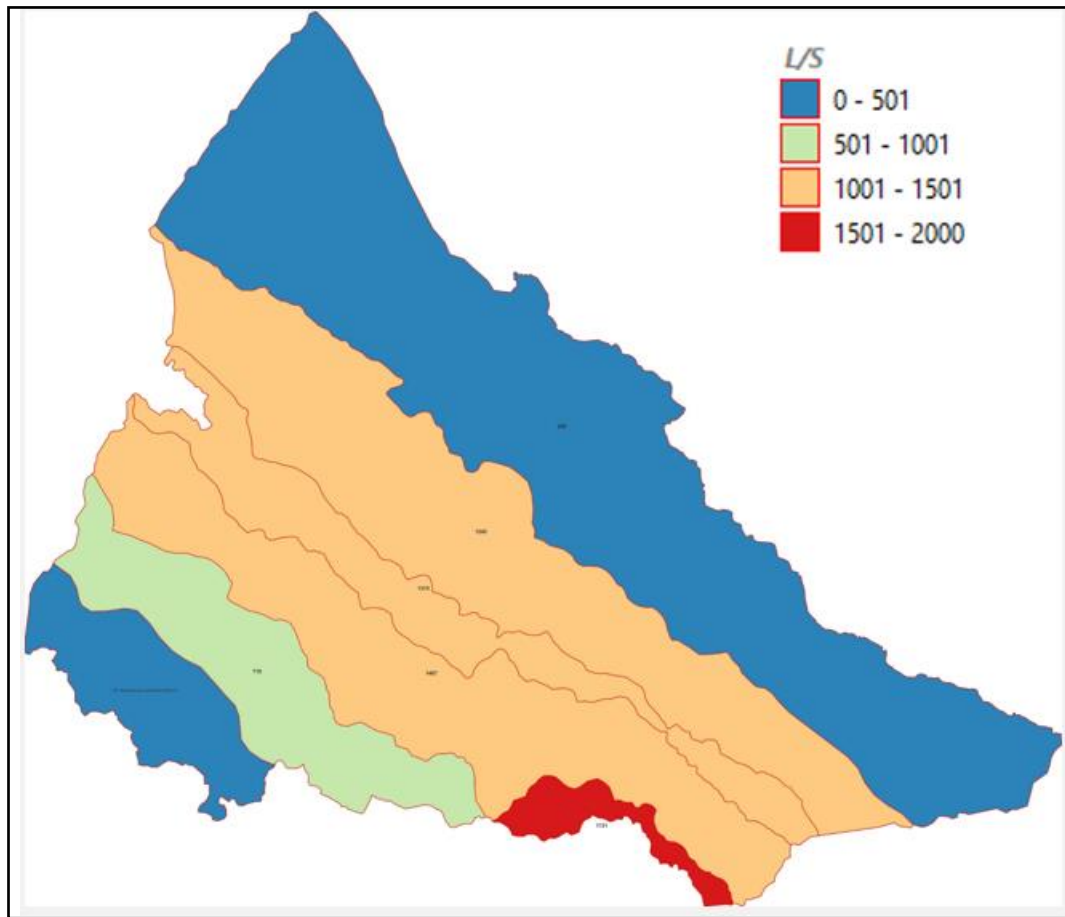


Рис.2.2.3 Довжина ізоліній на площу фізико-географічних областей

Згідно з цим показником, найменшу щільність горизонталей мають знову ж таки Закарпатська низовинна область і Передкарпатська низовинна область, що підтверджує їхній рівнинний характер. Показники середнього рівня (тобто помірної морфометричної складності) виявлені у Вулканічній міжгірно-улоговинній області. Значно вища щільність горизонталей зафіксована в Зовнішньокарпатській, Вододільноверховинській і Полонинсько-Чорногірській областях, де рельєф відзначається складною системою гірських пасом, улоговин і розгалуженої річкової сітки. Найвищі ж значення спостерігалися в межах Рахівсько-Чивчинської області - одному з найбільш високогірних та розчленованих регіонів Українських Карпат.

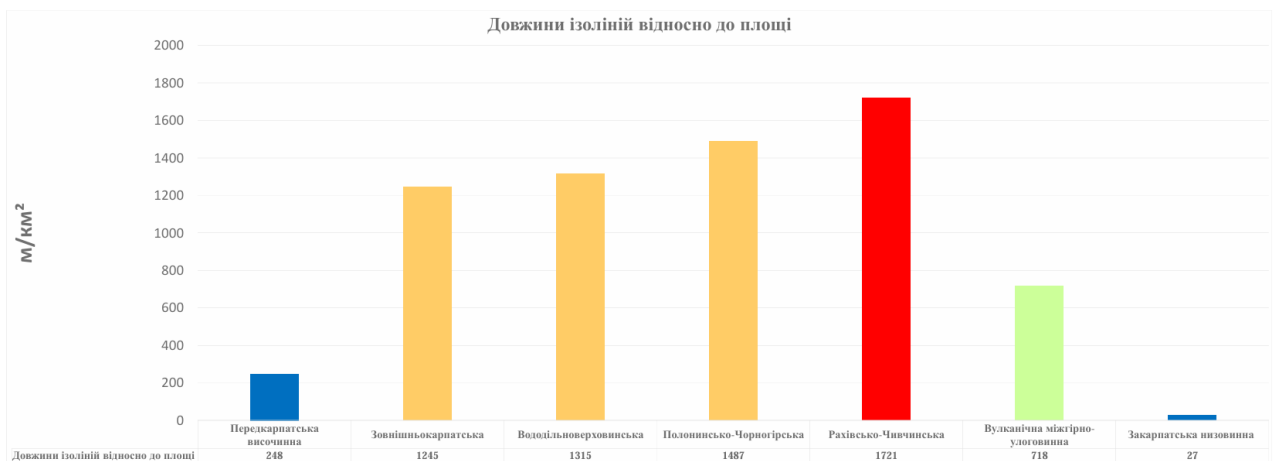


Рис.2.2.4 Порівняльна діаграма довжин ізоліній відносно до площі фізико-географічних областей Українських Карпат

Для більш детального аналізу просторового розподілу морфометричних характеристик було здійснено сіткове зонування території з кроком 5×5 км. Це дало можливість виявити внутрішню неоднорідність рельєфу в межах навіть відносно однорідних фізико-географічних одиниць.

Так, Закарпатська і Передкарпатська області виявилися переважно однорідними за показниками, хоча на окремих ділянках, переважно в зонах переходу до передгір'їв або поблизу русел річок, відмічено дещо вищу щільність ізоліній. У Зовнішньокарпатській області простежується закономірне зростання щільності ізоліній у центральній частині, що відповідає найбільш розчленованим пасмам, з поступовим зменшенням у напрямку до меж області. У Вододільноверховинській області спостерігається яскрава градація: північні частини мають відносно менший ступінь розчленування рельєфу, тоді як у південно-східному напрямку показники зростають, що відображає збільшення абсолютних висот і складності орографії.

Полонинсько-Чорногірська область також демонструє внутрішню зональність: у північно-східній частині - де домінує полонинний тип рельєфу - горизонталі менш щільні, натомість у південно-західному секторі - що охоплює Чорногору, найвищу частину Українських Карпат - щільність ізоліній

максимальна. Рахівсько-Чивчинська область характеризується високими показниками на заході, тоді як східна частина демонструє поступове зменшення розчленованості рельєфу. У Вулканічній міжгірно-улоговинній області показники розподілені відносно рівномірно, однак центральна частина виділяється дещо вищими значеннями.

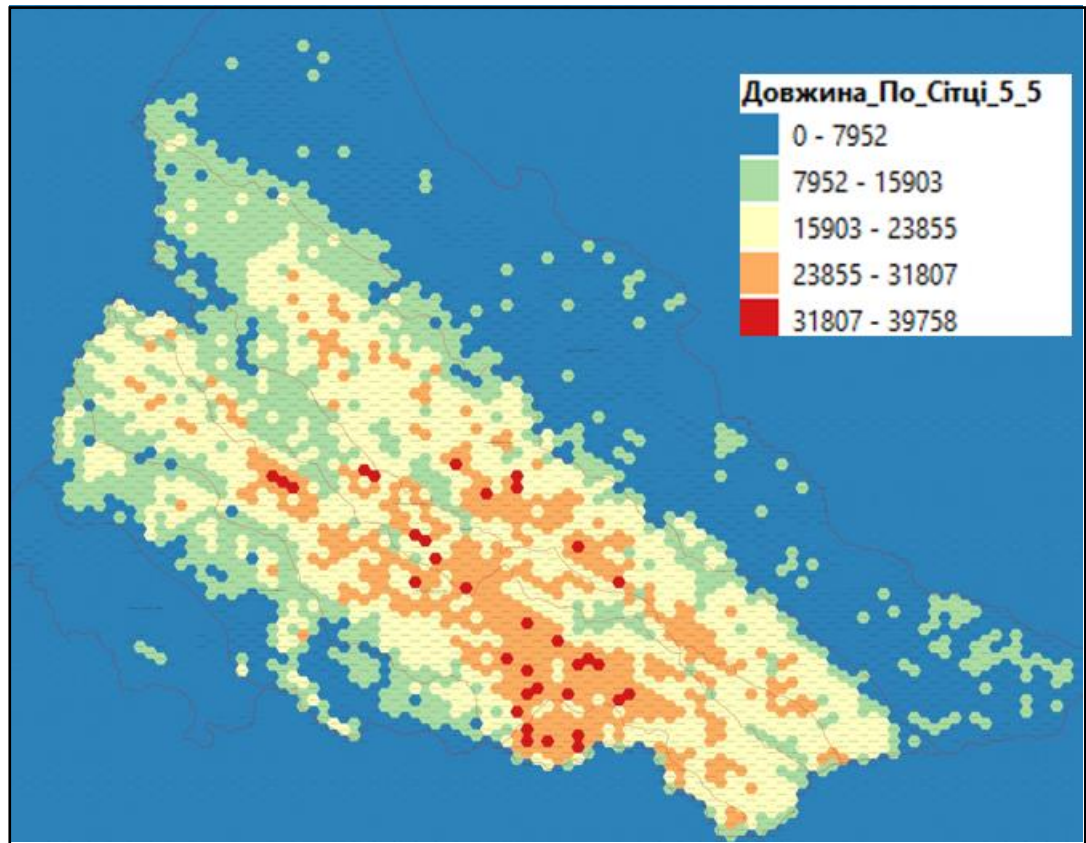


Рис.2.2.5 Довжина ізоліній по сітці 5х5 км

Проведений морфометричний аналіз підтверджує складну і мозаїчну будову рельєфу Українських Карпат. Виявлені відмінності в щільності ізоліній, як у межах цілих фізико-географічних областей, так і на рівні окремих ділянок, свідчать про значну різномірність орографічної структури. Це, своєю чергою, визначає характер ґрунтового покриву, кліматичних умов, гідрографії та інших компонентів географічного середовища, що мають вирішальне значення для природокористування та просторового планування.

У другому розділі проаналізовано природні умови та морфометричні особливості Українських Карпат, зокрема фізико-географічні області, що

демонструють велику морфологічну варіативність рельєфу. Доведено, що високі значення довжини ізоліній і вертикальної розчленованості характерні для високогірних масивів (Полонинсько-Чорногірська, Рахівсько-Чивчинська області), що свідчить про інтенсивний морфогенез. Рекомендується враховувати ці особливості при оцінці ерозійної небезпеки, плануванні інфраструктури та природоохоронних заходів, а також інтегрувати морфометричні дані в моделі просторового розвитку територій.

РОЗДІЛ 3

ХОТИНСЬКА ВИСОЧИНА

3.1. Природа Хотинської височини

3.1.1. Тектоніка, геологічна будова та рельєф Хотинської височини

Хотинська височина розташована в межах південно-західної частини Східноєвропейської платформи, у межах її південно-західного структурного елемента - Подільської плити. Ця геотектонічна одиниця є частиною давнього континентального кратона, який протягом геологічної історії залишався відносно стабільним з погляду інтенсивних тектонічних рухів. Подільська плита характеризується слабкою дислокованістю осадового чохла, незначними амплітудами вертикальних тектонічних рухів та малоактивною сейсмічністю (Кілінська, К. Й., 2011).

Формування геоструктури височини розпочалося ще в архей-протерозої, коли закладався кристалічний фундамент Східноєвропейської платформи. У палеозойську еру (особливо в ордовіку, силурі та девоні) в межах платформи накопичувалися морські осади, що згодом стали складовими осадового чохла. У мезозої та кайнозої регіон зазнавав переважно вертикальних рухів, що сприяли формуванню терасового рельєфу та ерозійного розчленування (Геренчук, К. І., 1973).

У неогеновий період відбулося чергове підняття платформи, що призвело до активізації денудаційних процесів і формування сучасного рельєфу. У антропогені цей процес посилюється за рахунок чергування кліматичних фаз та флювіальних, гляціальних і делювіальних процесів, які значно вплинули на геоморфологічну структуру Хотинської височини.

У докембрії (архей і протерозой) сформувався фундамент Східноєвропейської платформи, представлений інтенсивно метаморфізованими магматичними й осадовими породами. Ці гірські породи утворили жорстку

основу, яка надалі відігравала роль стабілізуючого блоку. В межах сучасної Хотинської височини кристалічний фундамент залягає на значній глибині (до 500-1000 м) і не виходить на денну поверхню, проте саме він визначає основні морфоструктурні особливості регіону (Геренчук, К. І., 1973).

Протягом палеозойської ери відбувалося накопичення морських теригенних і карбонатних осадів у платформних умовах. Цей період характеризувався переважно спокійною тектонічною обстановкою з епізодичними опусканнями ділянок платформи та осадконакопиченням у прибережно-морських басейнах. У кінці девону - початку карбону спостерігалися слабкі регіональні тектонічні рухи, пов'язані з герцинською орогенезою, які не призвели до значної деструкції платформи (Геренчук, К. І., 1973).

У мезозої (особливо в юрському та крейдовому періодах) в межах Подільської плити знову переважали умови повільного прогинання та формування малопотужних морських і лагунних товщ. Тектонічна активність залишалася низькою, з переважанням горизонтальних тектонічних рухів.

Кайнозойська ера, особливо її неогеновий та антропогеновий етапи, відіграли ключову роль у формуванні сучасного вигляду рельєфу Хотинської височини. Повільні тектонічні підняття супроводжувалися активізацією ерозійних процесів, формуванням терасових систем річок та розчленуванням поверхні. Зростання тектонічної активності наприкінці неогену і в антропогені зумовило формування характерних денудаційно-ерозійних форм.

Хотинська височина зберігає чітко виражену структурну спадковість, що простежується від докембрійського фундаменту до сучасного рельєфу. Платформенна будова з моноклінальним нахилом шарів у південно-західному напрямку зумовлює відсутність інтенсивних складчастих чи розломних структур. Палеоструктури, сформовані в давні геологічні епохи, значною мірою

контролюють сучасну морфологію території - розташування вододілів, ерозійних долин і схилових форм (Томенюк, О. М., 2011).

Сучасна тектонічна ситуація регіону оцінюється як стабільна. У межах Хотинської височини не зафіксовано активних розломів чи сейсмічних зон. Тектонічні рухи мають переважно вертикальний характер з дуже низькими амплітудами (декілька міліметрів на рік), що підтверджується сучасними геодезичними та геофізичними дослідженнями.

Кристалічний фундамент Хотинської височини є частиною Подільської плити Східноєвропейської платформи та представлений переважно архейськими й протерозойськими породами. До його складу входять переважно граніти, гнейси та кристалічні сланці. Ці породи є результатом глибоких метаморфічних і магматичних процесів, які відбувалися в ранньому докембрії. Вони характеризуються високою щільністю, низькою пористістю та значною стійкістю до зовнішніх чинників, що забезпечує геологічну стабільність підстилаючої основи (Кирилюк, С., 2005).

У межах Хотинської височини кристалічний фундамент залягає на значній глибині - від 300-500 м до понад 1000 м, залежно від морфоструктурної зони. Він перекритий потужною товщею осадових відкладів палеозойського, мезозойського та кайнозойського віку. Товщина осадового чохла збільшується в напрямку до південно-західної околиці височини, що відображає тектонічну спадковість та вплив глибинних блокових структур.

Попри те, що кристалічні породи не виходять на денну поверхню, вони чинять значний вплив на морфоструктуру території. Їхня нерівномірна тектонічна диференціація обумовлює підняття та прогинання окремих блоків, які контролюють загальну конфігурацію вододілів, глибину ерозійних долин, характер схилів. Саме кристалічний фундамент є основою, на якій формувалися як платформні осадові комплекси, так і сучасні денудаційно-аккумулятивні рельєфні форми.

Завдяки високій жорсткості та структурній цілісності, фундамент виступає як стійка основа, що визначає морфоструктурну стабільність регіону, обмежуючи інтенсивність прояву неотектонічних процесів у межах Хотинської височини.

Осадочний чохол Хотинської височини представлений комплексом порід різного геологічного віку - від силуру до антропогену. Найдавнішими є силурійські і девонські морські карбонатно-теригенні відклади, зокрема вапняки, доломіти та аргіліти, які формувалися в умовах мілководних морських басейнів. Ці породи нерідко розкриті глибокими ерозійними врізами річкових долин.

Вище залягають неогенові відклади, що сформувалися переважно в умовах континентального та лагунно-морського осадконакопичення. Вони представлені пісками, суглинками, піщаниками, мергелями та лінзовидними прошарками вапняків. Неогенові товщі є однією з найбільш поширених у геологічному розрізі регіону.

Наймолодші утворення - антропогенові - охоплюють переважно лесові та лесовидні суглинки, які формувалися в умовах сухого клімату впродовж плейстоцену. Ці породи мають високу пористість і потужність до 20–30 м. Вони відіграють важливу роль у формуванні сучасного рельєфу, зокрема сприяючи розвитку схилових процесів, зсувів та яружної ерозії.

Загальна потужність осадового чохла в межах Хотинської височини варіює в широкому діапазоні - від кількох сотень до понад 1 км, залежно від морфоструктурного положення ділянки. Осадочні товщі залягають горизонтально або зі слабким зануренням на південь і південний захід, відображаючи платформний тип тектоніки. Вони характеризуються добре вираженою стратиграфічною послідовністю та наявністю стратифікованих комплексів, що мають важливе значення для гідрогеології та ґрунтоутворення ([Brushnivs'ka, L. V., & Fedoriak, M. M., 2009](#)).

Лесові та лесовидні породи мають ключове геоморфологічне значення в межах височини. Їхня легка розмивність, висока пухкість і карбонатність сприяють розвитку яружно-балкової сітки, а також зсувів, особливо на схилах зі значним ухилом. Лесові покриви формують згладжені межирічні плато та є основою для розвитку глибоко розчленованого ерозійного рельєфу. Вони також обумовлюють високу родючість ґрунтів, що створює сприятливі умови для сільськогосподарського освоєння території, проте водночас сприяє підвищеній ерозійній небезпеці при порушенні природного рослинного покриву (Завставний, Ф. Ю.,1994).

Основною тектонічною структурою Хотинської височини є Подільська монокліналь - складчасто-насувна формація, що характеризується одностороннім похилом осадового чохла у бік Подільської западини. Монокліналь формує лінійну підвищену тектонічну зону, яка контролює загальну морфологію регіону. Похил осадових порід у межах монокліналі становить у середньому 5-15°, що визначає нахил схилів та експозицію поверхні (Томенюк, О. М.,2011).

В межах височини виділяється низка локальних тектонічних дислокацій - розломів, тріщинних зон, що розділяють територію на окремі блоки з різними рівнями підняття чи опускання. Ці структурні елементи мають різну орієнтацію, переважно простягаються у північно-західному і північно-східному напрямках. Розломи контролюють розвиток ерозійних форм рельєфу - утворюють лінійні долини, скельні виходи, зони зрушень земної кори (Кілінська, К. Й.,2011).

Блоково-розломна будова надає височині характерну мозаїчність, що відображається в неоднорідності висотних відміток, нерівномірності схилів та формуванні окремих морфологічних підодиноць. Такі дислокації часто стають зонами підвищеної сейсмічної активності та впливають на гідрогеологічні умови регіону.

Провідними напрямками тектонічних рухів в історії розвитку Хотинської височини були вертикальні підняття і пониження, а також зсуви вздовж розломів. Вертикальні рухи призвели до формування підвищених ділянок та відносних западин, що істотно вплинуло на загальний рельєф і гідрографію території.

Зсувні рухи по локальних розломах обумовлюють наявність зсувних схилів, урвищ і розсічених долин. Вони визначають розвиток дислокаційної морфології, що супроводжується виникненням структурних ям, антиклінальних виступів, компенсаторних прогинів.

Хотинська височина розташована у межах Покутсько-Бессарабської хвилястої рівнини, проте за своїми морфологічними особливостями утворює окремий район ерозійно-тектонічного рельєфу. В її межах можна виділити кілька підрайонів, кожен з яких має власну геоморфологічну специфіку. Серед них: ерозійне горбогір'я північно-західної частини, структурно-денудаційні гряди, терасовані котловини, куполоподібні підняття, асиметричні схили та долини прориву (Кілінська, К. Й., 2011).

Однією з ключових особливостей височини є наявність поверхонь вирівнювання, що формують розчленоване плато. Ці поверхні збереглися завдяки стійким породам - вапняковистим пісковикам і вапнякам нижнього сармату, які бронюють рельєф. Особливо добре вони виражені у східній частині, тоді як у західній збереглися фрагментарно на окремих вершинах, таких як Берда, Городище, Жорнище, Коцюба.

Важливим показником морфодинаміки регіону є кути нахилу поверхні. Вони впливають на швидкість переміщення осадових матеріалів, розвиток водної ерозії та зсувних процесів. Середня висота району складає близько 356 м. Найбільш круті схили ($>11^\circ$) спостерігаються на висотах 400-500 м, де розташовані фрагменти поверхонь вирівнювання, тоді як нижчі ділянки характеризуються меншими ухілами (Томенюк, О. М., 2011).

Питання генезису поверхонь вирівнювання є дискусійним. Частина дослідників пов'язувала їх із плейстоценовим вирівнюванням, проте результати польових спостережень свідчать, що на вершинах, зокрема на г. Бердо, відсутні природні відклади галькових алювіальних утворень. Знахідки гравію у багатьох випадках зумовлені вивітрюванням місцевих порід (Коржик, В. П. та ін., 2012). Додатковим аргументом на користь складної тектонічної історії регіону є варіація висот поверхонь вирівнювання відносно сучасного рівня річкової мережі. У західній частині перевищення над руслом Дністра сягає 360–380 м, у східній - лише 130-170 м, що вказує на нерівномірні тектонічні рухи і горстовий характер структури височини.

Північно-західна частина височини представлена ерозійним горбогір'ям, сформованим у зоні інтенсивної тектонічної подрібненості. Тут спостерігаються численні мальовничі горби, розчленовані ярами і долинами. Найвищі вершини сягають понад 400 м, деякі мають плоскі вершини, вкриті слідами давнього кар'єрного видобутку.

Бердо-Городищенська гряда - найвища частина височини, де збереглася поверхня вирівнювання на висотах до 515 м. Західні схили гряди ускладнені потужними зсувами, а східні - сильно розчленовані ерозійними формами. У середній частині гряди спостерігаються найбільші перевищення у межах усієї височини (Коржик, В. П. та ін., 2012).

Коцюбо-Цантівська гряда являє собою монолітний масив з фрагментами поверхні вирівнювання, які збереглися завдяки бронюючій ролі пісковиків та вапняків. Північний схил гряди крутий і глибоко розчленований, південний - більш протяжний і також складно розчленований. Східна периферія гряди відокремлюється глибокою долиною (Коржик, В. П. та ін., 2012).

Топорівсько-Малинецько-Блищадський масив - найбільший за площею підрайон. Тут у найкращому стані збереглася плосковершинна давня поверхня вирівнювання з висотами 350–450 м. Західна частина представлена грядою, яка

обрамлює ерозійний амфітеатр численних витоків р. Рокитна, зі значними залишковими вершинами (Кирилюк, С.,2005).

Клішковецько-Шировецькі структурно-денудаційні гряди мають асиметричний характер і представлені плоско вершиновими останцями. Вони розташовані у східній частині Хотинської височини і складаються з трьох гряд, орієнтованих із південного сходу на північний захід. На цій території переважають поверхні вирівнювання з висотами від 300 до 350 метрів, причому лише у західній зоні місцями висоти перевищують 350 метрів. Спостерігається загальне пониження рівня поверхонь у північному напрямку вздовж відрогів (Кирилюк, С.,2005).

Західна гряда, відома також як Клішковецько-Полянська, складається з двох пасом із різною висотою. У найвищій частині, що знаходиться на заході, висоти сягають 350-355 метрів і за формою нагадують плато. Східне пасмо має тригорбистий рельєф з домінуючими висотами 335–345 метрів, і містить один безіменний горб висотою 358 метрів. Середня, коротка гряда виникла внаслідок ерозійного розчленування плато двома притоками Молотківського потоку і має вузький, згладжений денудацією гребінь з висотами 320–336 метрів (Кирилюк, С.,2005).

Східна, або Шировецько-Рашківська, гряда добре простежується лише у своїй північній, звуженій частині з максимальними висотами до 345,5 метрів. Вона обривається до Дністерського макросхилу пологим ерозійним уступом, ускладненим ерозійно-зсувними амфітеатрами потоків Гордівецького та Чепоносівського. Основна частина гряди - це слабкогорбисте плато з переважними висотами 332, 318 і 309 метрів. На фоні плато виділяються великі карстові депресії в вапняках і вапняковистих пісковиках з пологими схилами, зайняті природними озерами і штучною водоймою на місці колишнього торфовища (Коржик, В. П. та ін.,2012).

Витоки Млинківського і Молотківського потоків підходять близько до південного уступу височини. Долини цих потоків у верхній частині широкі і неглибокі, а далі значно поглиблюються та звужуються, зі схилами, які місцями терасовані, але ускладнені численними ярами і зсувами.

Правобережний сектор терасованої долини Дністра тісно пов'язаний із формуванням самої долини. Комплекс терас зберігається переважно на опуклих ділянках біля сіл Гордівці та Рашків. Виділяють заплави різного рівня, нижні тераси першого і другого порядків, середні – третього і четвертого, а також високі п'яту, шосту і сьому тераси. Надвисокі тераси, восьма і дев'ята, у межах височини знівельовані пізнішими процесами і не чітко простежуються (Круль, В., & Рідуш, Б., 2007).

Каньйоноподібна долина Дністра з її стрімкими схилами визначає розміщення перших трьох терас – вони локалізовані на опуклих ділянках меандрів у вигляді вузьких, знівельованих смуг. Четверта тераса ширша і вважається внутріканьйонною, зустрічається також на опуклих частинах долини. Високі п'ята, шоста і сьома тераси розташовані над каньйоном і формують покаті схили відрогів височини, сильно розчленовані ярами і долинами приток (Круль, В., & Рідуш, Б., 2007).

Колінковецько-Недобоївський денудаційний макросхил є унікальним об'єктом, який не має аналогів на Східно-Європейській рівнині. Він утворений фронтальним наступом верхів'їв лівих приток Прута та структурною системою тектонічних скидів. Цей макросхил простягається на 24 кілометри між селами Недобоївці і Топорівці, з перепадом висот до 150–200 метрів. Верхня частина схилу формує урвища у вапняках і пісковиках, а нижні схили вкриті делювіальними відкладеннями. Стрімкість схилів змінюється від 5 до понад 25 градусів, залежно від геологічних умов і активності геодинамічних процесів. В межах макросхилу сформовані ерозійно-зсувні амфітеатри, розділені пологими відрогами. Ця зона щільно населена, утворюючи суцільну сільську агломерацію з 10 сіл. На заході макросхил розширюється і схили тут більш пологі. Унікальні

гідрологічні явища, такі як поява теплої води у криницях, «дихаючі» криниці і активні грязьові «вулкани», пов'язані з активністю тектонічних зсувів (Коржик, В. П. та ін.,2012).

Чорнівська терасована котловина сформувалася внаслідок відносного опускання тектоблоку і подальшої водно-ерозійної обробки рельєфу. Орієнтація північного борту котловини підтверджує продовження флексури Бердо-Нароль у межах височини. Котловина drenується двома основними річками – Мошків і Гуків, які створили систему терас. За результатами бурінь, котловина містить п'ять терас різної висоти і складових, які свідчать про існування колишнього озера, що було здреноване річкою Мошків (Kyryljuk, O. V.,2009).

Мошківсько-Топорівська долина прориву - це реліктова долина, що відокремлює від масиву куполоподібне підняття Садгірської височини. Довжина долини сягає 5 кілометрів, ширина - 2 км, з відносним врізанням до 150 метрів. Вона виникла під час формування високих терас Прута і деякий час слугувала північним рукавом річки, що підтверджується знахідками типового карпатського алювію (Kyryljuk, O. V.,2009).

Куполоподібне підняття Садгірської височини, або Козацька гора, є найпівденнішим фрагментом височини. Воно піднімається на 190 метрів над рівнем долини Прута і звужує дно річкової долини. Вершина Козацької гори майже плоска і широка. Східний схил поступово переходить у стрімкі, ярами розчленовані схили з численними зсувами. Північна безіменна гора висотою 359,3 метра має вузьку вершину і переходить у горбисту грядку, що зливається з масивом гори Кожушна. Північний макросхил має коротку протяжність, є стрімким і розчленованим.

На території Хотинської височини активні сучасні геодинамічні процеси, що формують сучасний геоморфогенез. Переважання слабо зв'язаних і шаруватих відкладів у помірно континентальному кліматі з достатньою

кількістю опадів сприяє посиленню водної ерозії, зсувів, руслових процесів і карстових явищ (Кирилюк, С., 2005).

Площинна водна ерозія присутня повсюдно, але під лісовим покривом її розвиток значно пригнічений. Глибинна ерозія на схилах є більш вираженою, що пов'язано з сучасним неотектонічним підняттям височини. Під час сильних злив у річкових руслах можливе формування селевих хвиль. У нижніх частинах ярів накопичуються пролювіальні відклади, іноді призводячи до засипання земель (Геренчук, О. М., 1976).

Зсувні процеси виникають разом із розвитком ярів, особливо в нижніх частинах схилів, де постійний підмив сприяє руху пухких відкладів. Вони ускладнюють використання території і поширені переважно на південних, східних і західних схилах височини. Разом з ярами зсуви формують великі ерозійно-зсувні амфітеатри.

Обвальні процеси локалізовані на крутих схилах каньйонів та урвищах, де оголюються тверді породи. Руслові процеси відбуваються у днищах річкових долин, сприяючи формуванню терас і заплав із різнофракційними алювіальними відкладеннями, на яких росте волога рослинність. Ці ділянки важко доступні й є природними бар'єрами для господарської діяльності.

Карстові явища зосереджені в районах із розчинними породами, зокрема вапняками та гіпсами. Вони формують різні типи природних порожнин, що визначаються геологічною і тектонічною будовою регіону.

3.1.2. Гідрокліматичні умови Хотинської височини

Кліматичні умови Хотинської височини формуються під впливом її географічного розташування в середніх широтах та специфіки рельєфу, зокрема близькості до гірської системи Карпат. Унаслідок цього клімат регіону відноситься до помірно континентального типу з вираженим сезонним перебігом

метеорологічних показників, а також з помітною орографічною модифікацією кліматичних процесів. Загалом спостерігається відносно м'який температурний режим, що поєднується з достатнім рівнем вологозабезпеченості (Кирилюк, С., 2006).

Одним із важливих кліматичних показників є радіаційний баланс, середнє річне значення якого в межах Чернівецької області становить близько 40 ккал/см². Протягом більшості місяців року переважають позитивні значення, а від'ємні величини спостерігаються лише у зимовий період - з другої половини листопада до початку лютого. Загальна сума сумарної сонячної радіації коливається в межах від 1,6 ккал/см² у грудні до 15,2 ккал/см² у червні, досягаючи середнього річного показника на рівні 107,2 ккал/см². Це забезпечує сприятливі умови для росту рослинності, характерної для зони лісостепу (Кирилюк, С., 2006).

Термальний режим визначається як інтенсивністю радіаційного обігріву, так і циркуляційними особливостями атмосфери. У таблицях середньомісячних температур видно, що найнижчі температури припадають на січень (до -5 °С), однак завдяки частим відлигам взимку сніговий покрив утворюється не завжди і має нестійкий характер. У відносно теплі зими він може повністю не формуватися. У зимовий період можливі короточасні сильні морози до -20 °С, які настають переважно з приходом арктичних мас повітря. Водночас у періоди сонячної погоди температура повітря вдень може підніматися до +10 °С. Протягом зими можливе кількаразове зникнення та повторне утворення снігового покриву (Кирилюк, С., 2006).

Весна настає поступово, й уже наприкінці березня сніг повністю тоне, особливо швидко - на південних схилах. Одним із ключових показників клімату є дати стійкого переходу температури повітря через певні температурні межі (0, +5, +10 °С), які мають важливе значення для розвитку рослинності. Залежно від висоти місцевості, ці переходи зміщуються на кілька днів.

Літо зазвичай тепле, з найвищими температурами в липні, коли середньомісячні значення сягають до $+20,5^{\circ}\text{C}$, а максимальні - до $+39^{\circ}\text{C}$. Це пояснюється інтенсивним надходженням теплих повітряних мас із півдня, зокрема з території Молдови та Балкан. Водночас, завдяки вітровій циркуляції та значній кількості опадів, літній період сприймається як досить комфортний.

За останні десятиліття в атмосферному зволоженні спостерігаються істотні коливання - від тривалих періодів посухи до інтенсивних злив, що часто набувають характеру природних катаклізмів. У Чернівцях зафіксовані випадки, коли добовий максимум опадів досягав 222 мм, що перевищує середню місячну норму втричі. У річному розрізі опади переважають у теплий сезон, а їхній максимум припадає на липень. Середньорічна сума опадів варіюється залежно від регіону: у Чернівцях - 652 мм, у Хотині - 621 мм, у Новоселиці - 599 мм. Кількість днів з опадами становить 145-150 на рік (Коржик, В. П. та ін., 2012).

Осінь починається плавно, часто з тривалим періодом теплої погоди. У другій половині листопада можливі перші снігопади. Грудень зазвичай м'який, часто з відлигами, що перешкоджають утворенню постійного снігового покриву. Стійке похолодання може початися лише наприкінці грудня або в січні.

Характерною рисою атмосферної циркуляції є переважання західного переносу, що зумовлює домінування північно-західних і західних вітрів, особливо взимку та влітку. Вони сприяють зволоженню регіону. Водночас у зимовий період значну роль відіграють східні вітри, які приносять різке зниження температур. У весняний та літній періоди можливі суховії - особливо часто навесні, коли вони становлять до 75 % випадків. Вологість повітря в ці періоди падає до 30 % і менше (Кирилюк, С., 2005).

Окрім атмосферних опадів, джерелом вологи є тумани та низька хмарність, завдяки яким у літній період екосистеми можуть додатково отримати до 20–40 мм вологи у вигляді конденсату, що осідає на рослинності. Однак при малій

інтенсивності опадів ця волога може випаровуватись, не потрапляючи в ґрунт (Шевчук, Ю. Ф., 2019).

Велике значення мають мікрокліматичні умови, які залежать від складного рельєфу височини. Бердо-Городищенська гряда, наприклад, створює орографічний бар'єр, що сприяє підвищеному випадінню опадів на західних схилах (до 700-800 мм). У східній частині, навпаки, через орографічну тінь спостерігається певний дефіцит вологи (600–650 мм), що зумовлює більш континентальний тип клімату (Кирилюк, С., 2006).

Хотинська височина займає ключову гідрографічну позицію в межах Буковини, відіграючи роль вододільної межі між двома великими річковими системами - Дністром і Прутом. Це зумовлює специфіку гідромережі регіону: тут переважно розташовані витoki, верхів'я та невеликі притоки основних річок. Водозбірна сітка виявляє високу варіативність густоти - від повної її відсутності на плато до 5,2 км/км² у сильно еродованих ділянках (Кирилюк, С., & Кирилюк, О., 2007), (Kyryljuk, O. V., 2009).

Рельєф височини, розчленований ерозійними процесами, сприяє утворенню складної мережі яружно-балкових систем із високим падінням поздовжнього профілю. У багатьох випадках, після 1–1,5 км течії, русло стабілізується на терасах із більш уповільненим потоком, де формуються заплавно-терасові геосистеми. Західна частина північного макросхилу представлена витокami річки Онут та її притоками - Чорним і Білим потоками, що демонструють ущелиноподібну морфологію. Онут біля села Ржавинці має ширину до 2 м, глибину до 0,5 м, а середньорічні витрати води становлять 0,03–0,04 м³/с (Кирилюк, С., 2005).

Окремі потоки, такі як Гриняцький, у середній течії повністю поглинаються карстовими структурами й формують виходи у вигляді джерел у каньйоні Дністра. Подібні гідродинамічні явища спостерігаються і в інших водозбірних системах, наприклад, у басейнах Рухотинського, Млинківського,

Чепоносівського потоків. Усі вони мають високу ерозійну активність та вузькі, глибокі долини (Коржик, В. П. та ін.,2012).

В межах Прутського басейну найрозвинутішою є система річки Мошків - вона формується з трьох потоків, які drenують схили гір Коцюба та Бердо. У Чорнівській котловині Мошків формує добре окреслене русло завширшки до 3 м, глибиною 0,1–0,5 м. Тут спостерігається активне водорегулювання завдяки системі ставків рибогосподарського призначення. Річка Гуків, що бере початок на схилах Коцюбсько-Цантівської гряди, також демонструє подібну морфологію з формуванням терасованих долин (Кирилюк, С., & Кирилюк, О.,2007).

На півдні височини систему дренажу утворюють річки Рокитна, Рингач, Рит та Черлена. Вони прорізають глибокі (до 100 м) долини в уступах макросхилу, мають вузькі, швидкоплинні русла зі значними ухилами. Найцікавішою з гідрологічного погляду є долина струмка Станигора, яка відокремлює крайній південний виступ височини від середньотерасної смуги річки Прут (Кирилюк, С., & Кирилюк, О.,2007).

В цілому басейн Дністра охоплює 46,5% території височини, а басейн Прута - 53,5%. У межах кожного з них спостерігається активна гідродинамічна діяльність, з формуванням складних ерозійних систем (Коржик, В. П. та ін.,2012).

3.1.3. Органічний світ Хотинської височини

Рослинний покрив Хотинської височини вирізняється серед навколишніх територій Прутсько-Дністровського межиріччя своєю відносною збереженістю та високим ступенем природності. Це пояснюється менш інтенсивним антропогенним впливом, що зумовлено як історичними факторами освоєння, так і морфологічними особливостями території - переважанням земель, малопридатних для сільськогосподарського використання (Kryliuk, S.,2019).

Висока лісистість регіону (близько 65 % загальної площі) є однією з ключових відмінних рис, що виокремлюють Хотинську височину серед інших районів України. Для порівняння, середній рівень лісистості по країні складає лише 15,6 %, у Лісостепу - 12,2 %, на Поліссі - 26,1 %, у Гірському Криму - 32 %, а в Карпатському регіоні - 40,5 %. Навіть у безпосередньо прилеглих районах Прут-Дністровського межиріччя площа лісів становить не більше ніж 12 %, через що вони істотно змінені внаслідок господарської діяльності. Навіть у відносно збережених природних районах Буковини, таких як Герцаївський та Красноільський, показники лісистості значно нижчі - від 10,2 % до 28,4 % відповідно. У зв'язку з цим Хотинську височину часто метафорично називають «лісовим островом» у структурі лісостепоного ландшафту (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Флора регіону має перехідний характер, що проявляється у зміні видового складу та типів рослинних угруповань уздовж географічної осі з півдня на північ. У південних та південно-західних районах, які відкриті до впливу вологих повітряних мас, що надходять із заходу, домінують букові ліси. За своїм складом вони наближаються до передкарпатських типових бучин і характеризуються значною участю бореальних і гірських (монтанних) флористичних елементів. Ці ліси є також північно-східною межею поширення ялиці білої, що свідчить про флористичну спорідненість із карпатськими лісами. У складі деревостану тут також широко представлені дуб звичайний (*Quercus robur*) та граб звичайний (*Carpinus betulus*), які формують мішані ліси різного типу (Poznyak, S., Papish, I., Ivaniuk, H., & Yamelynets, T., 2019).

У центральній частині височини ландшафт набуває більшого ступеня континентальності, що відображається у зміні структури лісів. Тут значно поширені дубові та змішані буково-дубові й дубово-букові угруповання. Частка бука зменшується, а зростає домінування дуба звичайного. Флористична композиція поступово втрачає бореальні риси, натомість зростає представництво

субсередземноморських та неморальних географічних елементів (Холявчук, Д.,2013).

У північній, придністровській частині Хотинської височини флора ще більше змінюється: тут панують дубові та грабово-дубові ліси. Вони є типовими для зон лісостепу з більш континентальним кліматом. У таких лісах зменшується участь гірських видів, натомість домінують широколистяні породи з високою адаптивністю до змін у гідротермічному режимі (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін,2012).

Органічний світ Хотинської височини формувався під впливом складної орографії, помірно-континентального клімату, різноманітного ґрунтового покриву та багатовікового антропогенного тиску. Біогеоценози регіону демонструють значну різноманітність та просторову мозаїчність, зумовлену поєднанням лісових, лучно-степових та агрокультурних ландшафтів. Сучасна структура органічного світу представлена мозаїкою залишкових ділянок природної рослинності, вторинних заростей та агрофітоценозів, що чергуються залежно від висоти, експозиції схилів та типу ґрунтів (Poznyak, S.and al.,2019).

На південних і південно-західних експозиціях, де інсоляція максимальна, формуються угруповання, близькі до лучно-степових. Тут домінують ксерофітні види, здатні витримувати підвищену температуру та нестачу вологи: ковила, тонконіг, осока низька. Ці території мають підвищену активність біологічних процесів через прогрівання ґрунтів і кращі умови для фотосинтезу, що сприяє збереженню фітобіоти, типової для південного заходу Поділля (Рябоконт, О. В.,2012).

У долинах річок, ярах і на північних схилах переважають грабово-дубові ліси, де основними породами є дуб звичайний (*Quercus robur*), граб звичайний (*Carpinus betulus*), а також домішка липи серцелистої (*Tilia cordata*) та клена польового (*Acer campestre*). Тут спостерігається підвищена вологість і менша

амплітуда температур, що зумовлює сприятливі умови для розвитку мезофітної флори (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

У межах височини, незважаючи на незначний абсолютний перепад висот (в межах 300–400 м), вертикальна диференціація ландшафтів впливає на розміщення фітоценозів. Так, на нижніх терасах долин сформувалися вологолюбні угруповання з участю верба біла (*Salix alba*), вільха чорна (*Alnus glutinosa*), очерет звичайний (*Phragmites australis*), лепешняк великий (*Glyceria maxima*). Водночас на вершинах плато або стінках Товтр поширені ксерофітні елементи, включаючи рідкісні та реліктові види, адаптовані до кам'янистих і вапнякових субстратів (Kuryliuk, S., 2019).

Рослинний покрив Хотинської височини вирізняється високим рівнем флористичного різноманіття та мозаїчністю структури. Територія представлена залишками природних широколистяних лісів, вторинними лучними екосистемами, а також реліктовими степовими фрагментами, що збереглися на найбільш ксеротермічних ділянках.

Широколистяні ліси є домінуючим типом природної рослинності. Вони займають північні та північно-східні схили, зниження між плато, а також ділянки з глибокими гумусованими ґрунтами. У флористичному складі переважають граб звичайний (*Carpinus betulus*), дуб звичайний (*Quercus robur*), клен польовий (*Acer campestre*), липа серцелиста (*Tilia cordata*) та ясен звичайний (*Fraxinus excelsior*). Підлісок представлений ліщиною (*Corylus avellana*), бруслиною (*Euonymus europaea*) та кизилом (*Cornus mas*). У трав'янистому ярусі домінують тіневитривалі види: зірочник лісовий (*Stellaria nemorum*), копитняк європейський (*Asarum europaeum*), медунка темна (*Pulmonaria obscura*) (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Лучні угруповання поширені переважно на заплавах річок, на територіях із високим ступенем антропогенного навантаження (колишні вирубки, пасовища) та на місці розораних ділянок, що поступово зазнають природної

сукцесії. До складу таких ценозів входять типові мезофітні трави: тимофіївка лучна (*Phleum pratense*), костриця червона (*Festuca rubra*), конюшина лучна (*Trifolium pratense*), мітлиця (*Agrostis tenuis*). На вологих луках зберігаються елементи справжньої заплавної флори - щавель конячий (*Rumex confertus*), ситник (*Juncus spp.*), осоки (*Carex spp.*) (Brushnivs'ka, L. V., & Fedoriak, M. M., 2009).

Степові фрагменти збереглися на найбільш інсоляційних ділянках - південних та південно-західних схилах, переважно у межах Товтрового кряжу. Тут поширені ксерофітні та ксеромезофітні види: ковила пірчаста (*Stipa pennata*), тонконіг пісковий (*Poa sabulosa*), осока низька (*Carex humilis*), полин гіркий (*Artemisia campestris*). Часто в таких фітоценозах зустрічаються рідкісні або реліктові види, занесені до Червоної книги України, зокрема ковила волосиста (*Stipa capillata*) та сон чорніючий (*Pulsatilla pratensis*) (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Унаслідок антропогенного впливу, зокрема лісомеліоративних робіт, заліснення та біологічної меліорації, на території Хотинської височини поширилися інтродуковані деревні види, які проявляють агресивний характер росту. До таких належить насамперед робінія звичайна (*Robinia pseudoacacia*) або акація біла (*Robinia pseudoacacia*). Цей північноамериканський вид відзначається швидким ростом, стійкістю до бідних ґрунтів і здатністю до активної вегетативної репродукції. Він витісняє місцеву флору, пригнічуючи розвиток підліску завдяки алелопатичним властивостям (Скільський, І. В., & Мелешук, Л. І.)

Ще одним агресивним видом є клен ясенелистий (*Acer negundo*), також родом із Північної Америки. Він швидко поширюється на відкритих ділянках, у лісосмугах і вздовж доріг, витісняючи місцеві трав'янисті угруповання і пригнічуючи ріст аборигенних деревних порід. Обидва ці види становлять загрозу для збереження природного рослинного покриву регіону й потребують контролю за поширенням (Kyryliuk, S., 2019).

Тваринний світ Хотинської височини є типовим для природної зони широколистяних лісів й відзначається відносно високим фауністичним різноманіттям. На це впливають багатство ландшафтних умов, наявність лісових масивів, відкритих луків, степових фрагментів, а також водних об'єктів і балкової системи (Завставний, Ф. Ю., 1994).

Серед наземних ссавців домінують види, добре пристосовані до мозаїчного ландшафту з чергуванням лісів і відкритих просторів. До найбільш поширених належать кабан дикий (*Sus scrofa*), який трапляється в густих лісах та на узліссях, і сарна європейська (*Capreolus capreolus*), що надає перевагу узліссям та лучним ділянкам. У хижацькій ніші панує лисиця звичайна (*Vulpes vulpes*), всеїдний вид із широким ареалом. Крім того, у фауні часто зустрічаються заєць сірий (*Lepus europaeus*) та борсук європейський (*Meles meles*), що мешкає в лісових урочищах і на схилах з глибокими норами (Скільський, І. В., & Мелешук, Л. І.)

Орнітофауна Хотинської височини надзвичайно різноманітна, що пояснюється строкатістю ландшафтів і наявністю численних кормових баз. У лісах трапляється жовна зелена (*Picus viridis*), сіра сова (*Strix aluco*), а також велика синиця (*Parus major*), яка добре адаптується до змінених середовищ. У відкритих місцевостях і на узліссях часто спостерігається канюк звичайний (*Buteo buteo*) - денний хижий птах, що гніздиться на деревах і полює на гризунів. (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

На території височини реєструються також рідкісні види, що мають охоронний статус на національному й міжнародному рівнях. Серед птахів це насамперед шуліка рудий (*Milvus milvus*) - вразливий вид, занесений до Червоної книги України, який потребує наявності відкритих ландшафтів і старих дерев для гніздування. Іншим рідкісним хижакom є орел-карлик (*Hieraaetus pennatus*), що виявляє тенденцію до зниження чисельності через втрату середовища проживання. Серед ссавців особливу увагу привертає видра річкова (*Lutra lutra*), популяції якої збереглися вздовж малих річок і струмків. Цей вид є індикатором чистоти водного середовища (Скільський, І. В., & Мелешук, Л. І.)

Фауна Хотинської височини демонструє виражену сезонну динаміку, що характерна для помірного клімату. Навесні активізується репродуктивна поведінка більшості ссавців і птахів. У цей період відбувається інтенсивне розмноження, зокрема в зайця сірого, лисиці та борсука. Улітку фауна досягає найбільшої видової активності. Восени спостерігаються міграційні явища - перелітні птахи (зокрема канюки (*Buteo* spp.), жовни (*Picus* spp. та *Dryocopus* spp.), зозулі (*Cuculus canorus*). залишають регіон. Зимом наземні ссавці, як-от борсук (*Meles meles*), їжак (*Erinaceus europaeus*), впадають у сплячку, інші пристосовуються до обмеженого доступу до їжі й холодів (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Екологічна структура ландшафтів Хотинської височини є складною системою взаємопов'язаних природних компонентів, яка включає як антропогенно трансформовані, так і природоохоронні території. Цей регіон вирізняється поєднанням елементів лісостепової, степової та водно-балкової морфосистем, що формують сприятливі умови для збереження біологічного різноманіття (Kyryliuk, S., 2019).

Лісові масиви відіграють надзвичайно важливу роль у стабілізації екологічного балансу регіону. Вони виступають як буферні зони, що знижують вплив ерозійних процесів, регулюють водний баланс і створюють умови для існування численних видів флори та фауни. У широколистяних лісах із домінуванням *Quercus robur*, *Carpinus betulus*, *Tilia cordata* формується багаторусна структура рослинності, що забезпечує високу ступінь біоценотичної стабільності. Саме ці масиви часто слугують осередками збереження рідкісних видів, занесених до Червоної книги України, й виконують функцію біологічних резерватів (Скільський, І. В., & Мелешук, Л. І.)

Незважаючи на високу природну цінність, органічний світ Хотинської височини зазнає серйозного антропогенного тиску. Це призводить до деградації екосистем, втрати біорізноманіття та спрощення структури природних біоценозів. Основними екологічними проблемами регіону є зменшення

лісистості, фрагментація середовищ існування, аграрне навантаження та поширення інвазивних видів (Kyryliuk, S., 2019).

Однією з ключових проблем Хотинської височини є скорочення площі природних лісових масивів, зокрема дубово-грабових угруповань. Вирубка лісів для потреб господарства та вирощування монокультур призводить до фрагментації біотопів - розриву безперервного середовища існування для численних видів флори й фауни. Цей процес особливо небезпечний для тварин із низькою мобільністю, які не можуть адаптуватися до змінених умов. Лісові островці в агроландшафтах втрачають свою екологічну функціональність, зменшується їх буферна роль, а популяції рідкісних видів стають ізольованими й генетично збідненими.

Інтенсивне сільськогосподарське використання земель на Хотинській височині зумовлює порушення природної рівноваги. Розорювання степових і лучних угруповань спричиняє втрату природних біоценозів та деградацію ґрунтового покриву. Меліоративні заходи (осушення, випрямлення річок) знищують вологолюбні екосистеми, зокрема оселища видри річкової (*Lutra lutra*) та багатьох видів земноводних (Присакар, В. Б., 2011).

Крім того, застосування пестицидів, гербіцидів і мінеральних добрив негативно впливає на трофічні ланцюги: зменшується чисельність комах-запилювачів (джмелі (*Bombus spp.*), махаон (*Papilio machaon*), отруюються дрібні гризуни й птахи, що мешкають на полях і луках. Хімізація викликає кумулятивні ефекти у вищих трофічних рівнях, зокрема серед хижих птахів (Присакар, В. Б., 2011).

3.2. Максимальні та мінімальні поверхні Хотинської височини

Для забезпечення максимальної об'єктивності в оцінці енергії рельєфу Хотинської височини було обрано характерні найвищі та найнижчі відмітки, що дають змогу порівняти рівень денудаційного розчленування та потенціал

подальшого розвитку цих процесів. Для побудови моделі дієвого прошарку рельєфу були обрані реперні точки, що найбільш об'єктивно відображають морфологічні особливості Хотинської височини. Максимальні поверхні визначалися замкнутими ізолініями: вершинами останців, скелястих відрогів, платоподібних підвищень, які зберегли давні морфологічні ознаки і є залишками первинного рельєфу. Мінімальні поверхні формувалися за найнижчими точками водоерозійної мережі - переважно руслами річок, які сьогодні не піддаються активним денудаційним процесам.

Максимальні відмітки сягають понад 500 м, локалізуються здебільшого в західній частині території. Спостерігається домінування платоподібних форм та грядових підвищень, що свідчить про стійкість до ерозійно-денудаційних процесів. Гіпсометрична структура максимальної поверхні чітко фіксує межі давніх структурних елементів рельєфу.

Найнижчі точки мають позначки близько 100-150 м і розташовані в основному у долинах річок у південній частині регіону. Ці зони функціонують як акумулятивні області, де відкладення переважають над процесами розмиву. Морфологічно, мінімальні поверхні демонструють меншу структурність, що свідчить про активну роль водної ерозії у вирівнюванні рельєфу.

Ізолінії обох поверхонь мають характерні відмінності: Максимальні - більш фрагментовані, локалізовані, часто ізольовані один від одного, мінімальні - витягнуті уздовж долин, мають плавні переходи, що відображає стабільні ерозійні процеси. Обидві поверхні частково повторюють загальні гіпсометричні особливості території, хоча детально фіксують різні геодинамічні етапи її формування. Визначення обох меж дозволяє обчислити потужність енергії рельєфу, яка є головною складовою у моделюванні потенціалу денудаційної трансформації.

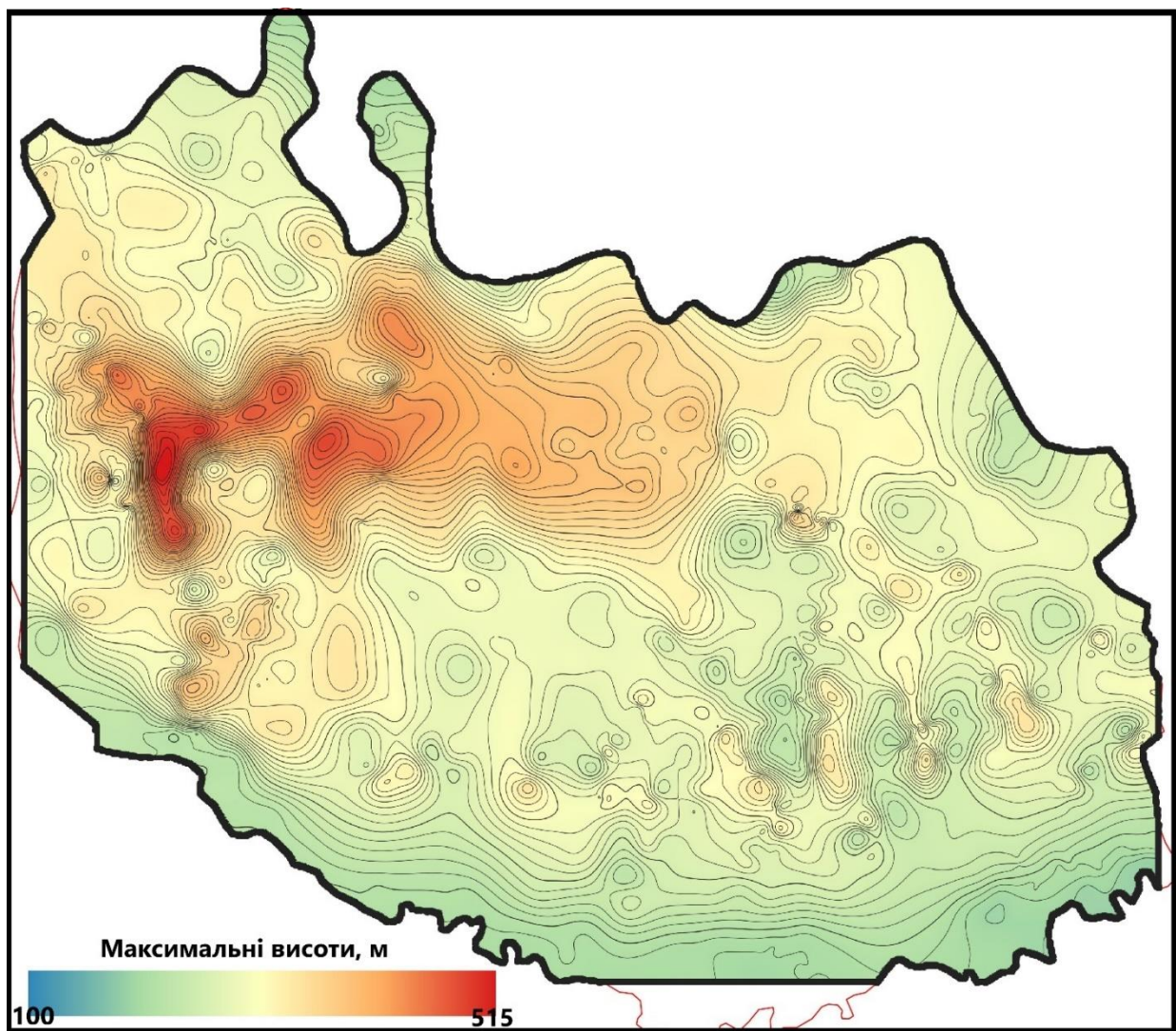


Рис.3.2.2 Максимальні висоти Хотинської височини

Максимальна поверхня в межах Хотинської височини відображає умовну верхню межу сучасного рельєфу, яка формувалася під впливом складної взаємодії ендегенних і екзогенних процесів. У її структурі збереглися фрагменти давніх акумулятивних або структурно-денудаційних форм, що мають найвищі абсолютні відмітки на території дослідження.

Основу цієї поверхні становлять останці, центральні вершини та вододіли, які утворилися внаслідок тривалого морфогенезу та відзначаються високою стійкістю до вивітрювання й ерозії. Геоморфологічно ці елементи відрізняються чітко вираженим рельєфом, крутизною схилів, а подекуди - скелястими

формами. Їхня присутність свідчить про те, що ці ділянки зберігають сліди стародавніх денудаційних поверхонь, які в окремих місцях залишилися практично недоторканими.

Важливо зазначити, що максимальна поверхня має переважно фрагментарний характер. Вона не є суцільною - окремі її ділянки розміщені ізольовано, що пов'язано як з різною ерозійною стійкістю порід, так і з історією тектонічних рухів. Найвищі відмітки сконцентровані в північно-західній частині височини, де переважають кристалічні та щільні осадові породи.

Максимальна поверхня є важливим маркером давньої геоморфологічної стабільності. Саме по ній можна оцінити інтенсивність денудаційного зрізу на окремих ділянках, а також здійснити реконструкцію початкового (довготривалого) стану рельєфу. У моделюванні дієвого прошарку рельєфу ця поверхня відіграє роль верхньої межі, від якої ведуться розрахунки потужності енергії рельєфу.

Гора Берда є абсолютною домінантою не лише Хотинської височини, а й усієї території України. Вона розташована в північно-західній частині височини, на межі Чернівецької та Хмельницької областей. Морфологічно вершина має куполоподібну форму з чітко окресленим платоподібним гребенем. Її схили асиметричні: північні більш пологі, а південні - круті, з численними короткими балками. Геологічно гора складена з щільних вапняків, пісковиків і мергелів неогенового та палеогенового віку, що пояснює її стійкість до денудаційних процесів (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Берда виконує роль «морфоструктурного маркера» давньої піднятої поверхні вирівнювання, збереженої у вигляді останця. В її околицях спостерігається зниження інтенсивності сучасної ерозії, що робить її ідеальним об'єктом для аналізу залишкових форм рельєфу.

Гора Стінка розташована на північному заході Хотинської височини, недалеко від гори Берда. Її назва пов'язана з крутим схилом, що в окремих

ділянках утворює майже прямовисні скелясті урвища. Геоморфологічно Стінка має асиметричну будову: одна сторона сильно денудована, тоді як інша зберігає структурні сходинки, притаманні для пластово-шаруватих гірських порід. Висота близько 490 м дозволяє їй входити до переліку найвищих точок регіону. Переважаючі породи - карбонатні відклади з включеннями флішевих шарів, що створюють контрастну стійкість до вивітрювання. Це сприяє формуванню характерного зубчастого мікрорельєфу на її схилах (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Гора Лиса розміщена ближче до центральної частини височини, однак її форма та висота (480 м) дають змогу віднести її до максимальних морфоструктур. Назва «Лиса» зумовлена відсутністю лісового покриву на вершині, що робить її виразним орієнтиром у ландшафті. Геоморфологічно - це плоска вершина з пологими схилами, яка складається переважно з вапняків, пісковиків і глин. Відсутність рослинного покриву сприяє розвитку площинної ерозії, проте її вплив на саму вершину залишається обмеженим. Ця вершина зберігає фрагмент стародавньої поверхні вирівнювання, який не був суттєво змінений ані тектонічними, ані сучасними екзогенними процесами (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

Гора Кам'яна отримала свою назву через значну кількість виходів скельних порід на поверхню. Її висота становить близько 470 м, що робить її помітним елементом південно-західного краю Хотинської височини. Схили гори круті, з добре вираженими ерозійними уступами. Верхня частина представлена масивними блоками вапняку, які місцями утворюють останцеві форми. Завдяки своїй геологічній будові Кам'яна гора є прикладом стійкої морфологічної структури, яка зазнала мінімальних змін протягом пізнього кайнозою. Це робить її важливим геоморфологічним свідченням про високу початкову потужність рельєфу та тривалий період його редукції (Коржик, В. П., Чорней, І. І. та ін, 2012).

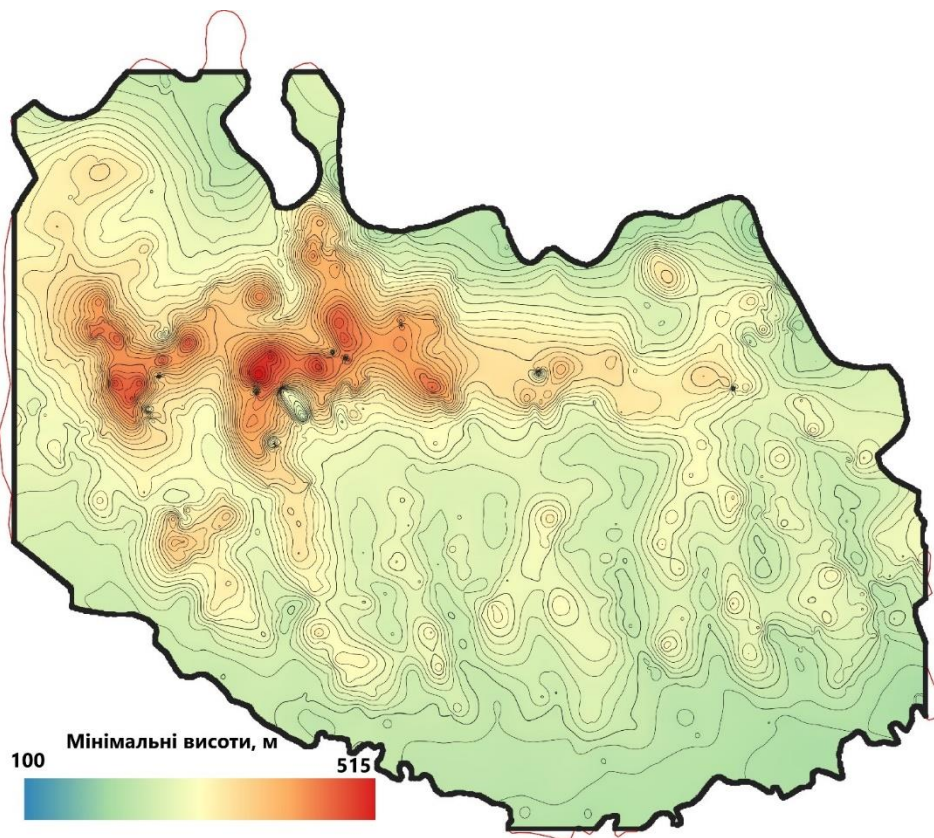


Рис.3.2.1 Мінімальні висоти Хотинської височини

Мінімальна поверхня в межах Хотинської височини відображає умовну нижню межу сучасного рельєфу, що сформувалася під активним впливом флювіальних та гравітаційних процесів (Рис.3.2.1). Вона репрезентує найглибше врізані елементи сучасного ландшафту, які в процесі морфогенезу виконували роль природних акумуляторів денудаційного матеріалу.

До структури мінімальної поверхні входять, насамперед, днища річкових долин - Дністер, Прут, Онут, Чорний потік, Білий потік (Раменець), Гриняцький потік, Рухотинський потік, Млинки, Молотківський потік, Чепоносівський потік, Задубрівка (Кучур), Мошків, Гуків, Рокитна, Рингач, Совиця-Заставнівська (Капилівка), Шубранець, Рит, Черлена, Станигора. У межах цих долин мінімальні відмітки сягають 100–130 м, що чітко простежується на відповідній карті (Рис.3.2.1). Саме річища та їхні прилеглі заплавні тераси формують найнижчі абсолютні рівні рельєфу. У результаті багатовікової глибокої врізки, Дністер сформував потужну ерозійну долину з різким перепадом висот на

відносно короткій відстані, що створює виразну енергетичну асиметрію в межах височини.

Крім річкових долин, до мінімальних форм належать також ерозійно-аккумулятивні западини, дна балок, днища зсувних та обвальних цирків, а також зниження на дні колишніх карстових улоговин. Особливо цікаві у цьому контексті є глибокі зсувні депресії, де локально фіксуються мінімальні відмітки, іноді нижчі за загальний рівень річкової мережі. У подібних мікроформ рельєфу можливе тимчасове або постійне накопичення делювіального і пролювіального матеріалу, що робить їх природними пастками денудаційної речовини.

Просторова організація мінімальної поверхні є більш зв'язною, ніж у максимального рівня, і демонструє більшу морфометричну цілісність. Усі основні зниження чітко тяжіють до річкової мережі, формуючи тісно взаємопов'язану систему негативних форм рельєфу, яка є активною і динамічно змінюваною в умовах сучасного клімату та гідрологічного режиму.

Порівняльне картографічне вивчення максимальних і мінімальних поверхонь Хотинської височини за допомогою ізоліній дає змогу виявити структурні, морфометричні та генетичні особливості форм рельєфу, а також оцінити просторову організацію дієвого прошарку як геоморфологічної одиниці.

Ізолінії максимальних поверхонь мають фрагментарний характер, часто формують замкнені або дугоподібні контури, які тяжіють до індивідуальних підвищень – останців, хребтів і платоподібних вершин. Їх просторове розміщення є нерівномірним і характеризується «острівною» морфологією. Це відображає дискретність збережених елементів давнього рельєфу, що мають підвищену стійкість до денудації. Максимальні ізолінії найчіткіше простежуються у північно-західній частині височини, де зосереджені найвищі вершини, зокрема гора Берда (515 м), Стінка (490 м), Лиса (480 м) та Кам'яна (470 м).

Натомість ізоляції мінімальних поверхонь мають значно вищий ступінь структурної впорядкованості. Вони утворюють витягнуті, добре окреслені контури вздовж долин основних водотоків – передусім Дністра і Прута, а також його приток. Ці лінії мають загальний меридіональний або субмеридіональний напрямок і формують неперервну систему, яка охоплює територію височини з півночі на південь. Подібна конфігурація зумовлена гідрографічною організацією рельєфу, де денудація працює на формування чітких ерозійних вимоїн і терасових рівнів.

Максимальні ізоляції розміщені значно рідше, що відображає обмежену кількість збережених фрагментів первинного підняття. Водночас мінімальні поверхні мають більшу щільність ізоляцій, особливо в районах активного врізання русел. Це свідчить про посилення ерозійної активності в сучасних умовах, зокрема в межах річкових і схилових систем.

Амплітуда між максимальними і мінімальними поверхнями становить до 200 м., що є однією з найбільших на Поділлі. Саме ця амплітуда є основою для розрахунку потужності дієвого прошарку, який досягає найвищих значень у межах північного і північно-західного макросхилів височини.

Аналіз конфігурації ізоляцій дозволяє судити не лише про сучасний стан рельєфу, а й про етапи його розвитку. Максимальні поверхні вказують на зони збереження давніх елементів рельєфу, мінімальні поверхні, своєю чергою, є активними зонами акумуляції й ерозії, де найінтенсивніше відбуваються сучасні рельєфоутворювальні процеси.

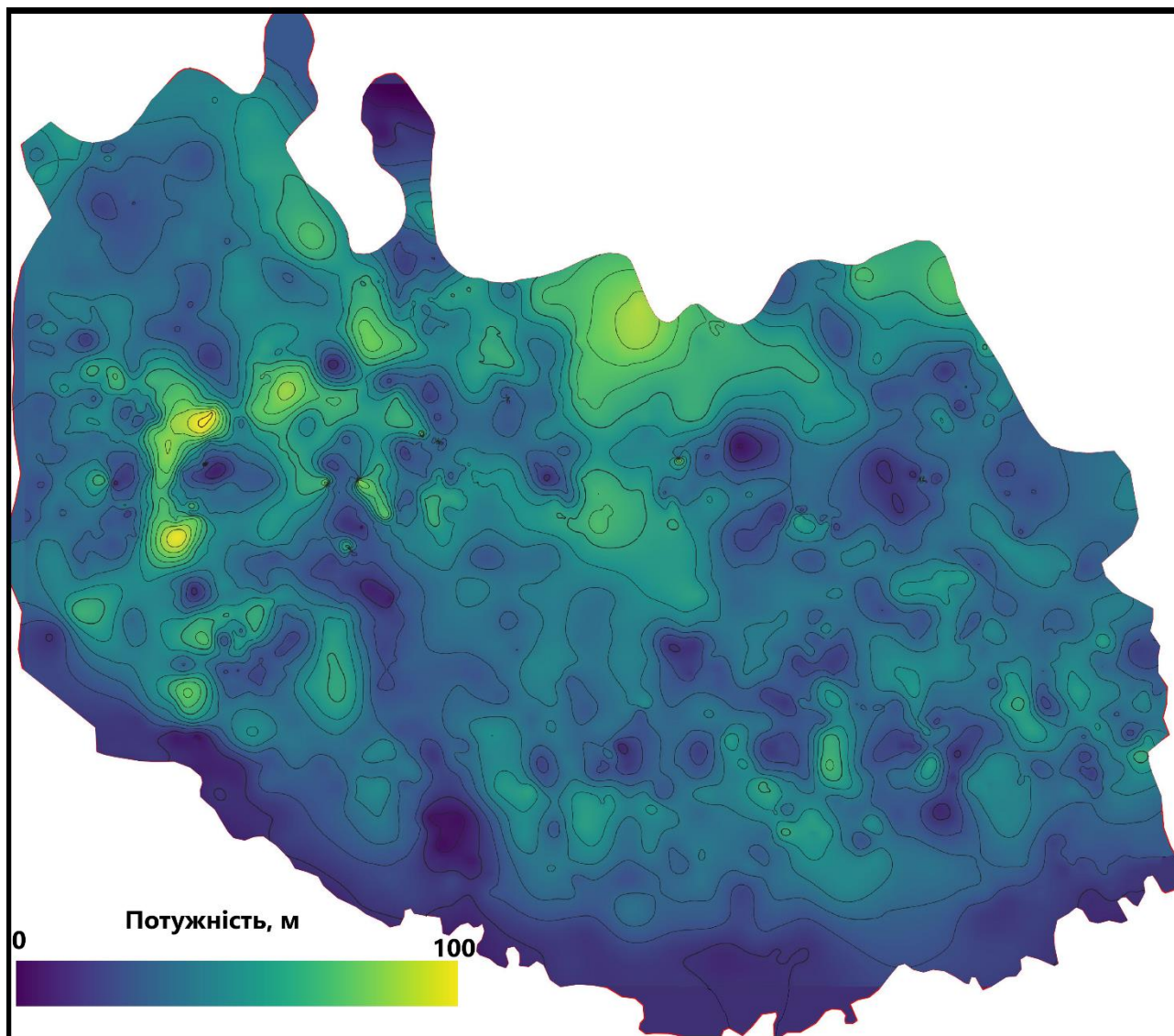


Рис.3.2.3 Потужність дієвого прошарку

У межах Хотинської височини товщина дієвого прошарку коливається від 0 до 100 м. засвідчує значну вертикальну диференціацію. Максимальні значення потужності прошарку фіксуються в районах з найвищими вершинами (гора Берда, гора Стінка) та глибоко врізаними долинами Дністра та Прута з притоками. Мінімальні – на вододілах або у вирівняних ділянках плато, де збереглися елементи давньої морфології.

У третьому розділі висвітлено геологічну та рельєфну структуру Хотинської височини, а також моделювання її максимальних і мінімальних поверхонь та дієвого прошарку. Встановлено, що енергія рельєфу і денудаційний потенціал мають виразну просторову неоднорідність, що зумовлена як

геоструктурними умовами, так і сучасними екзогенними процесами. Рекомендується застосовувати методи моделювання дієвого прошарку для моніторингу активних схилових процесів, уточнення зон ерозійного ризику та створення карт потенційної нестійкості рельєфу, що може стати основою для управління землекористуванням.

ВИСНОВКИ

У межах виконаної дипломної роботи проведено комплексний аналіз морфометричних характеристик рельєфу Українських Карпат і Хотинської височини з урахуванням їх денудаційного потенціалу. Дослідження ґрунтувалося на сучасних підходах до морфометричного моделювання рельєфу з використанням ГІС-технологій, ізолінійного моделювання та дієвосферологічної концепції. Отримані результати дозволяють не лише розширити наукові уявлення про морфологічну структуру зазначених регіонів, але й мають прикладне значення для ландшафтного планування та оцінки природних ризиків.

У процесі роботи було здійснено ґрунтовний аналіз природних компонентів Українських Карпат і Хотинської височини. Рельєф, геологічна структура, гідрокліматичні умови та біота цих регіонів демонструють значну різноманітність та морфогенетичну складність. Українські Карпати характеризуються переважанням складчастих гірських структур, що обумовлює формування різнотипного гірського рельєфу з розвиненою вертикальною поясністю. Хотинська височина є ерозійно-денудаційною височиною з виразними структурно-денудаційними формами рельєфу та значними висотними амплітудами на відносно невеликих площах.

Окрему увагу було приділено фізико-географічному районуванню Українських Карпат. У роботі представлено актуалізовану схему районування з виділенням фізико-географічних областей і підобластей. Встановлено, що межі основних природних районів добре корелюють із морфоструктурними особливостями, а також із морфометричними показниками рельєфу. Інтеграція фізико-географічного та морфометричного підходів дозволила уточнити просторову структуру досліджуваної території та визначити регіональні відмінності у ступені морфогенетичної активності.

У межах морфометричного аналізу було побудовано ізолінійну модель Українських Карпат з інтервалом 100 м. Розрахунок довжин ізоліній в межах

фізико-географічних одиниць продемонстрував, що найбільшу щільність горизонталей (а отже, найскладнішу морфометричну структуру) мають Полонинсько-Чорногірська, Рахівсько-Чивчинська та Вододільно-Верховинська області. Натомість Закарпатська низовинна область та Передкарпатська підвищена рівнина мають мінімальні значення цього показника, що відповідає їх переважно рівнинному та слабо розчленованому рельєфу. Створена карта довжин ізоліній у сітці 5×5 км дозволила деталізувати просторові закономірності розчленованості рельєфу та виявити внутрішню морфологічну неоднорідність фізико-географічних областей.

Особливе значення у дослідженні мав аналіз рельєфу Хотинської височини. Визначено мінімальні та максимальні абсолютні висоти території, а також розраховано енергію рельєфу, яка становить від 0 до 100 м. Крім того, для цього регіону було змодельовано дієвий прошарок рельєфу, що дало змогу оцінити потенціал території до вертикальних геоморфологічних змін під дією екзогенних процесів. Встановлено, що денудаційний потенціал Хотинської височини є високим, що зумовлює значну активність ерозійних процесів і потребує врахування при плануванні землекористування та заходів проти деградації ґрунтового покриву.

Загалом результати дослідження підтвердили ефективність застосування ізолінійного моделювання у поєднанні з кількісним морфометричним аналізом для виявлення децепієнтних властивостей рельєфу. Запропонована методика дозволила глибше зрозуміти морфологічну будову досліджуваних регіонів та розкрити нові аспекти їх морфогенезу.

Практичне значення отриманих результатів полягає у можливості їх використання для оптимізації ландшафтного планування, прогнозування розвитку ерозійних процесів, уточнення меж фізико-географічних одиниць та підвищення ефективності геоморфологічного картографування. Отримані дані можуть слугувати науковою основою для формування регіональної політики

сталого природокористування та заходів із захисту природного середовища в умовах гірських та височинних територій Західної України.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Божук, Т. І. (2004). *Український Мармарош у системі Карпатських ландшафтів*.
2. Ващенко, В. О., & Гнилко, О. М. (2003). *Про стратиграфію соленосних молас Українського Прикарпаття*. Збірник наукових праць УкрНДГРІ, 2, 71–78.
3. Воропай, О. І., & Куниця, П. М. (1966). *Фізико-географічні умови Карпатського регіону*. Київ: Наукова думка.
4. Геренчук, К. І. (1968). *Природа Українських Карпат*. Львів: Вид-во Львів. ун-ту.
5. Геренчук, К. І. (1973). *Фізична географія Української РСР. Карпатський економічний район*. Львів: Вища школа.
6. Геренчук, К. І. (1976). *Природні умови і природні ресурси Українських Карпат*. Київ: Наукова думка.
7. Геренчук, К. І. (1981). *Природа Карпат*. Львів: Вища школа.
8. Геренчук, О. М. (1976). *Основи ландшафтознавства*. Київ: Вища школа.
9. Герчак О. О. (2015). *Рослинний покрив та тваринний світ України. Охорона й відтворення*.
10. Гілецький, Й., & Копчак, Л. (2013). *Природо-географічні особливості Українських Карпат*. Гірська школа Українських Карпат, 10, 169–170.
11. Гілецький, Й. Р., & Тимофійчук, Н. М. (2019). *Фізико-географічне районування Українських Карпат для цілей пізнавального туризму*. Географія та туризм, 53, 103–109.
12. Голубець, М. (2003). *Геоботанічне районування Українських Карпат - основа раціонального природокористування*. Праці наукового товариства ім. Шевченка.
13. Денисика, Г. І. (2010). *Природні і антропогенні ландшафти у сфері природокористування*. Наукові записки, 1, 55.
14. Завставний, Ф. Ю. (1994). *Фізична географія України*. Львів: Світ.

- 15.Іванік, О., & Тустановська, Л. (2011). *Застосування класичних методик структурно-морфометричного аналізу для реконструкції новітнього тектогенезу на основі ГІС*. Вісник КНУ імені Тараса Шевченка. Геологія, 53, 4–7.
- 16.Іванік, О. М., Андрієць, Т. В., & Муравко, С. В. (2013). *Структурно-морфометричний аналіз в середовищі ГІС для картографування гірського рельєфу*. Геоінформатика, 4, 85–95.
- 17.Киналь, О. (2018). *Особливості взаємовпливу рельєфу та клімату в Українських Карпатах*.
- 18.Кілінська, К. Й. (2011). *Фізична географія Карпато-Подільського регіону України*: Навчально-методичний посібник.
- 19.Кілінська, К. Й., & Кіщук, З. (2011). *Методичні підходи до оцінки компонентної структури природно-рекреаційних умов*. Наукові записки ТНПУ. Серія: Географія, 2, 213–221.
- 20.Кирилюк, С. (2005). *Геоморфологічні умови Хотинського району для цілей садівництва*. Науковий вісник ЧНУ. Географія, 105–121.
- 21.Кирилюк, С. (2006). *Мікроклімати Хотинської височини та їх вплив на розвиток садівництва*.
- 22.Кирилюк, С., & Кирилюк, О. (2007). *Ландшафтні комплекси річкових долин Хотинської височини*. Річкові долини. Природа–ландшафти–людина, 136–145.
- 23.Кирилюк С.М. (2019). *Ландшафтно-екологічна оцінка Хотинської височини для садівництва*.
- 24.Коржик, В., Чорней, І., Токарюк, А., & Скільський, І. (2024). *Фізико-географічне районування Чернівецької області*. Науковий вісник ЧНУ. Географія, 847, 55–72.
- 25.Коржик, В. П. та ін. (2012). *Хотинська височина*. Чернівці: ДрукАрт.
- 26.Кравчук, Я. С. (2005). *Геоморфологія Скибових Карпат*. Львів: Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка.

27. **Круглов, С. С.** (2021). *Тектоніка та геодинаміка Українських Карпат*. Геологія і географія.
28. **Круль, В., & Рідуш, Б.** (2007). Річкові долини. Круль, В., & Рідуш, Б. (Ред.). (2010). *Річкові долини: Природа - ландшафти - людина*. Чернівці: Рута. (с. 115–129).
29. **Кузовенко, В. В., Шлапінський, В. Є., & Мачальський, Д. В.** (2001). *Деталізація геологічної будови північно-західної частини Внутрішніх флішових покривів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів перспективних на нафту і газ*. Львів: Фонди ДП «Західукргеологія».
30. **Лещух, Р. Й.** (1982). *Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат*. Київ: Наукова думка.
31. **Маринич, О. М., & Пашенко, В. І.** (1985). *Природні зони і фізико-географічне районування України*. Київ: Рад. школа.
32. **Марчак, А.** (2012). *Методика морфометричного аналізу рельєфу*. Вісник ЛНУ. Серія географічна, 40(2), 68–90.
33. **Мацьків, Б. В.** (2006). *Геологічна будова та корисні копалини басейнів верхньої течії рік Тиса, Прут та Черемош*. Звіт: Геологічне довивчення площ масштабу. Київ.
34. **Мацьків, Б. В., Ковальов, Ю. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М. та ін.** (2003). *Державна геологічна карта України*. Масштаб 1:200 000. Карпатська серія. Київ.
35. **Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М. та ін.** (2009). *Державна геологічна карта України*. Масштаб 1:200 000. Карпатська серія. Київ.
36. **Назаревич, А., Назаревич, Л., & Байрак, Г.** (2021). *Особливості геодинаміки і сейсмотектоніки Українських Карпат*. Матеріали науково-практичного семінару. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка.
37. **Онищенко, В. А.** (2004). *Лісова рослинність Українських Карпат в аспекті флористичної класифікації*. Український ботанічний журнал, 61(6), 22–31.

- 38.Палієнко, В. (2016). *Особливості геоморфогенезу та неотектогенезу Українських Карпат. Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій*, 1, 185–193. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 199-204.
- 39.Палієнко, В. П. (2006). *Морфотектоніка та геоморфологічні режими Українських Карпат. Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій* 1, 199–204. Львів.
- 40.Позняк, С. П., Папіш, І. Я., Іванюк, Г. С., & Ямелинець, Т. С. (2019). *Грунтово-географічне районування широколистяно-лісової ґрунтово-біокліматичної зони України*. Наукові записки ТНПУ. Серія: Географія, 1, 26–39.
- 41.Присакар, В. Б. (2011). *Ландшафтно-геохімічна характеристика рекреаційних зон Чернівецької області*. Науковий вісник Чернівецького університету. Географія, (553-554), 52-54.
- 42.Рідуш, Б. Т. (2010). *Динаміка карстових масивів Українських Карпат. Геополітика і екогеодинаміка регіонів*, 6(1–2), 21–31.
- 43.Рябоконт, О. В. (2012). *Основні природні чинники формування ландшафтів Поділля*. Географія та туризм, 21, 249–255.
- 44.Скільський, І. В., & Мелешук, Л. І. *Сучасний стан фауни хребетних НПП «Хотинський»*.
- 45.Томенюк, О. М. (2011). *Юрій Полянський про роль тектоніки у формуванні рельєфу Поділля*.
- 46.Холявчук, Д. (2013). *Ландшафтна неоднорідність долини Середнього Дністра*. Науковий вісник ЧНУ. Географія, 672–673, 60–63.
- 47.Холявчук, Д. (2023). *Типи клімату Карпат: столітні зміни та проєкції на майбутнє*.
48. Холявчук, Д. І. (2019). *Регіональна кліматологія*, Чернівці.
- 49.Шевчук, Ю. Ф. (2019). *Аналіз водних ресурсів Чернівецької області та оцінка їх якості*.

50. **Brushnivs'ka, L. V., & Fedoriak, M. M.** (2009). *To the question of the structure of spiders communities (Araneae) use in the biomonitoring of urboecosystems state*. Journal of the Chernivtsi National University, 39.
51. **Bucur, J.** (1971). *Observatii privind nomenclatura tectonică în flischul cretacic și paleogen din Carpatii Orientali*. Dări de seamă ale sedintelor. Inst. geol., 57(5), 23–32.
52. **Danysh, V., Hnylko, O., Pavlyuk, M., Tsarnenko, P., Jankowski, L., Kopciowski, R., Rylko, W., Anastasiu, N., Dragan, E., Popa, M., & Roban, R.** (2007). *Geological map of the Outer Carpathians: Borderland of Ukraine and Romania* (1:200,000). Warsaw: Polish Geological Institute.
53. **Haczewski, G.** (1989). *Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza*. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59(3–4), 435–523.
54. **Jankowski, L., Kopciowski, R., Rylko, W., Danysh, V., Tsarnenko, P., Janocko, J., & Jacko, S.** (2004). *Geological map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia* (1:200,000). Warsaw: Polish Geological Institute.
55. **Kyryljuk, O. V.** (2009). *Антропогенні зміни гідроморфологічних умов басейну річки Гуків*. Journal of Geology, Geography and Geoecology, 17(3/2), 136–140.
56. **Poznyak, S., Papish, I., Ivaniuk, H., & Yamelynets, T.** (2019). *Ґрунтово-географічне районування широколистяно-лісової ґрунтово-біокліматичної зони України*. Наукові записки ТНПУ. Серія: Географія, 1, 26–39.
57. **Shlapinskyi, V. E.** (2018). *Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians*. Geodynamics, 2(25), 53–69.