

Радослав Сливка

ГЕОМОРФОЛОГІЯ
ВОДОДІЛЬНО-ВЕРХОВИНСЬКИХ
КАРПАТ



Видавничий центр
Львівського національного університету імені Івана Франка
2001

ББК 26.823

К 77
С 47

Сливка Р.О. Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат. – Львів, 2001. – 152 с.

У монографії розглядаються проблеми геоморфологічної будови та сучасного морфогенезу Вододільно-Верховинської геоморфологічної області Східних Карпат. Проведено морфоструктурний і морфоскульптурний аналіз. Висвітлено особливості історії розвитку рельєфу та динаміки сучасних екзогенних процесів. Подано детальне геоморфологічне районування.

Іл. 33. Табл. 6. Бібліогр.: 141 назв.

Slyvka R.O. Geomorphology of the Vododil'no-Verkhovynski Carpathians. – Lviv, 2001. – 152 p.

The issues of geomorphological structure and modern morphogenesis of Vododil'no-Verkhovyns'ka geomorphological region of Eastern Carpathians are examined in the monography. The morphostructural and morphosculptural analysis has been worked out. The specific features of landscape development history and present day exogenetic processes dynamics are showed. The detailed geomorphological area division is given.

Fig. 33. Tables 6. Literature: 141 titles.

Рецензенти:

канд. геогр. наук, доц. О.М.Федірко,
д-р геол.-мінералог. наук, проф. В.В.Шевчук

ISBN 966-7563-06-5

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2001
© Меркатор, 2001

ПЕРЕДМОВА

Комплексне вивчення природних ресурсів України вимагає розширення науково-дослідних робіт, у тому числі і геоморфологічних.

Запропонована робота присвячена геоморфології Вододільно-Верховинських Карпат – одного з найцікавіших і поряд з цим слабо вивчених регіонів. Геоморфологічні дослідження викликають певне зацікавлення не тільки для промисловості (досліджувана територія є перспективною на нафту, бітумінозні сланці, рідкісні елементи), але й для ведення сільського і лісового господарства.

Упродовж історичного періоду в природному середовищі Вододільно-Верховинських Карпат відбулися істотні і не завжди сприятливі кількісні та якісні зміни, викликані, з одного боку, давнім заселенням легко доступних верховин, з іншого – посиленням використання природних ресурсів. У післявоєнні часи великих збитків народному господарству завдали паводки 1947, 1948, 1955, 1959, 1964, 1969, 1970, 1980, 1990, 1995 і 1998 років. Спостерігається інтенсифікація ерозійних, сільових та обвальних осипних явищ. Виникла потреба в проведенні детального обстеження та вивченні долин карпатських річок з метою виявлення водної ерозії, селів, обвалів, зсувів і розробки конкретних заходів у боротьбі з ними.

Відсутність загальноприйнятої схеми тектонічного районування Українських Карпат, різні погляди на тектоніку Серединної флішової зони і стратиграфію олігоценових відкладів – усе це становить певні труднощі при зіставленні гео-

морфологічних районів і структурно-фаціальних зон. Тектонічні одиниці, поширені в басейні Ужа (Кросненська, Дуклянська, Магурська), вважаються продовженням відповідних зон Польських і Словацьких Карпат. Залишається дискусійним питання взаємозв'язку зовнішніх тектонічних елементів Дуклянської і Кросненської зон – з одного боку і Чорногірської – з іншого. Усе ще дискусійною є проблема стратиграфічного розташування кросненської і менілітової світ. Згідно з новими даними Кросненська зона виклинюється в районі витоків р. Тересви.

Незважаючи на певну вивченість геоморфології окремих районів Вододільно-Верховинських Карпат, суто геоморфологічного зведеного опису цього регіону до теперішнього часу не було виконано. Немає загальноприйнятої геоморфологічної інтерпретації тектонічних зон центральної частини Українських Карпат, де, за словами дослідників, знаходиться найважливіша для вирішення тектонічного районування і поряд з тим найбільш складно побудована територія. Усе ще дискусійною залишається проблема реконструкції давньої річкової мережі Вододільно-Верховинських Карпат, особливо їх південно-східної частини.

На закінчення автор висловлює подяку завідувачу кафедри геоморфології професору Кравчукові Я.С. за надану методологічну допомогу і суттєві зауваження при написанні роботи, а також працівникам кафедри Леонідові Рудковському, Володимирі Шушняку, Ірині Борелко, аспірантам Євгенію Іванову і Роману Сливці за її підготовку до друку.

До раннього періоду вивчення Карпат відноситься праця М.Вацека (1881), в якій виділено великий структурний елемент під назвою Центральна Карпатська депресія.

З 1898 по 1903 рік північно-західну частину Кросненської зони вивчав Ю.Гжибовський. Він вперше поділив кросненські відклади за текстурно-літологічними ознаками. Дещо пізніше вивчається стратиграфія відкладів Кросненської зони (Р.Зубер, 1918; С.Яскульський і З.Опольський, 1925-1939), тектонічна будова Сможевського підняття (С.Краєвський, З.Опольський, Г.Свідзінський, 1934) та антикліналі Погар (Я.Обтулович і Я.Вишинський, 1933).

Флішеві відклади в басейнах рік Латориці і Вічі вивчала група чеських геологів під керівництвом А.Матейко і Д.Андрусова (1937).

З ранніх геоморфологічних праць виділяються дослідження А.Ремана (1893), який за гіпсометричними даними і зовнішніми обрисами рельєфу поділив Українські Карпати на три регіони: Бескиди, Горгани і Чорногору. Цей автор також детально описує морфологію, клімат і рослинність верхів'їв Дністра (1895). Є.Ромер, аналізуючи морфометрію Горган (1904-1909), пробує відтворити історію розвитку гірських хребтів і річкової мережі в льодовиковий період.

Питання морфології, генезису і розвитку рельєфу Карпат розглядаються в праці С.Рудницького (1905). Формування рельєфу С.Рудницький пов'язує із структурно-літологічною зональністю, він описує такий важливий елемент в морфології Стрийсько-Сянської верховини, як постійність гребневих висот. Долини рік Опору, Сукелі, Мізунки, Свічі, Лімниці й обох Бистриць він відносить до типу антицедентних.

В.Лозинський (1905, 1921) багато уваги приділяв розвитку річкової мережі Карпат. На його думку, великі річки північно-східного мегасхилу Карпат за характером формування належать до полігенетичних, а поздовжня річкова мережа зароджувалась раніше від поперечної.

Л.Савицький (1909), вивчаючи вплив найновіших горотворчих рухів на формування сучасного рельєфу, поділив Карпати на п'ять орографічних одиниць: Західні флішеві Карпати, Західні Центральні Карпати, Східні Карпати, Південні Карпати і Залізні Ворота.

Г.Тейсейр (1928) встановлює залежність вершинної поверхні від геологічної структури, вивчає терасові комплекси. В 1931, 1932, 1935, 1938 рр. він вивчав також давні поверхні вирівнювання північно-східного мегасхилу. Виділені ним поперечні дислокації (флексури, скиди) часто знаходять пряме відображення у вершинній поверхні гір.

С.Павловському (1928) належить поділ Українських Карпат на вулканічні, кристалічні і флішеві. В Горганах він виділив три поздовжні пояси: крайовий, середній і межовий.

А.Токарський (1935) робить спробу відтворити палеогеографічну обстановку Карпат у докрейдяний, крейдяний і палеогеновий періоди. Він помилково вважав, що перебудова всієї гідромережі відбувалася в олігоцені.

У післявоєнний період почалися дослідження Карпатської геологічної експедиції Московського геологорозвідувального інституту під керівництвом А.Богданова (1946), роботи Українського науководослідного геологорозвідувального інституту (В.Шакін, В.Забелін, А.Жураковський).

З'являються праці М.В.Муратова (1947, 1949, 1950), в яких автор зображає розвиток гірської споруди Карпат як поступове зростання геоантикліналі від вузької кордільєри в нижній крейді до мегаантикліналі, ускладненої розломами.

Основні риси тектоніки Кросненської (Центральної синклінальної) зони наводяться в роботі А.Богданова і Ю.Пушаровського (1950).

У працях О.Вялова (1949, 1953, 1965, 1969, 1970) багато уваги приділяється питанням вивчення палеогенового флішу, історії розвитку Карпат, створенню стратиграфічних і тектонічних схем.

У 50-х роках на території Кросненської зони проводили дослідження Ф.Темнюк та Г.Іванова (1951), Горганські складки вивчали С.Кліщ, Р.Трушкевич (1953).

На початку 60-х років з'являється ряд цінних праць із тектоніки та стратиграфії Українських Карпат. Слід згадати праці В.Бондарчука (1959, 1962), В.Глушко (1959, 1964), І.Гофштейна (1964), Г.Доленко (1961, 1962, 1966), Я.Кульчицького (1965, 1966), М.Ладиженського (1965), К.Лазько і Д.Резвого (1966), Ф.Темнюка (1959, 1966), С.Суботіна (1959).

Дещо новіші відомості й узагальнення зі стратиграфії і тектоніки Українських Карпат наводяться в працях О.Вялова (1968, 1970), В.Глушко (1968), С.Круглова (1969), М.Ладиженського і С.Гавури (1968).

Більшість дослідників відмовилися від попереднього уявлення про нормальну антиклінальну структуру Українських Карпат і дотримуються думки про існування в Карпатах великих насувів.

Тектонічні зони, поширені в басейні Ужа (Кросненська, Дуклянська, Магурська), вважаються продовженням відповідних структур Польських і Словацьких Карпат.

Залишається дискусійним питання зв'язку зовнішніх тектонічних елементів Дуклянської і Кросненської зон, з одного боку, і Чорногірської – з іншого. Усе ще дискусійною залишається проблема стратиграфічного положення кросненської і менілітової світ.

У світлі нових даних Кросненська зона не продовжується до румунського кордону, а вклинюється біля витоків р.Тересви. У межах цієї зони в районі с.Голятинки вперше виділено горстоподібне підняття, складене нижньокрейдовими відкладами. М.Ладиженський і С.Гавура (1968) на північний захід від басейну Ріки в смузі поширення олігоцену Сілезької

зони передбачають наявність останців Чорногірського насуву.

У радянський час з'явилися перші узагальнюючі праці з проблем геоморфогенезу всього регіону Українських Карпат (Г.Алфер'єв, 1948; В.Бондарчук, 1956; А.Спірідонов, 1962; П.Цись, 1954, 1957).

Серед геоморфологічних досліджень післявоєнного періоду виділяється робота В.Буцури (1946), який на основі аналізу терас р.Тиси подає історію розвитку рельєфу Карпат.

Г.Алфер'єв (1948) вивчав вплив найновіших тектонічних рухів на формування рельєфу.

М.Єрмаков (1948) запропонував схему геоморфологічного поділу Карпат і відзначив наявність широких давніх поздовжніх долин: Давньосянської, Верховинської, Ясіня-Черемоської і Цирок-Боржавської.

На думку цього вченого, спочатку формувались поздовжні ріки (пліоцен і плейстоцен), а потім у верхньоплейстоценовий час почали розвиватись поперечні ріки.

У працях П.Цися (1951, 1962, 1964, 1965, 1966) висвітлені питання геоморфологічного районування, проблеми морфогенетичного і морфоструктурного аналізів, а також неотектоніки та історії розвитку рельєфу Українських Карпат.

Вивчаючи давні та сучасні долинні системи Карпат, П.Цись (1962, 1963) доходить висновку, що Вододільно-Верховинські Карпати були "найбільш сприятливими для розвитку в їх межах переважно поздовжніх долин".

Дещо пізніше (1968, 1969, 1970) він виділяє головні типи морфоструктури і морфоскульптури, розвиває проблему взаємодії морфоструктурних і морфоскульптурних елементів.

Питання геоморфогенезу річкових систем Стрия і Опору висвітлені в працях О.Скварчевської (1956, 1962). Вивчаючи денудаційні і терасові рівні, вона наводить основні етапи розвитку долин цих рік.

М.Койнов (1954, 1964) виконав ландшафтно-типологічний опис Горган і Стрийсько-Сянської верховини.

Геоморфологічну характеристику долин Чорного та Білого Черемошу знаходимо в праці Н.Красуської (1957). Автор подає схему перетворення давньої і сучасної річкової мережі в межах Ворохта-Путильського низькогір'я впродовж плейстоценового часу.

К.Геренчуку (1947, 1956, 1957, 1959, 1966) належить ціла низка праць із питань неотектоніки й асиметрії річкових долин Передкарпаття, морфологічної структури географічних ландшафтів, ландшафтного районування і висотної структури ландшафтів Українських Карпат. Особлива увага в працях К.Геренчука відводиться питанням взаємозв'язку рельєфу з тектонікою, відношенню структури до розміщення річкових долин.

Основні етапи формування рельєфу тектоніки Українських Карпат висвітлені в роботі Г.Раскатова (1957). Згідно з цим автором, глибоке ерозійне розчленування впродовж пліоцену призвело до утворення широких поздовжніх долин. Після завершення пенепленізації долини заглибились на 200 м, а потім сформувався VII давньотерасовий рівень.

Проблемам неотектоніки та геоморфології Карпат присвячені праці І.Гофштейна (1960, 1962, 1970, 1973, 1975, 1984, 1995). У нових роботах він встановлює швидкості денудаційного вирівнювання і вертикальних коливальних рухів земної кори, висвітлює питання морфоструктурних особливостей і проблему поверхонь вирівнювання Українських Карпат. Центральна флішева зона розглядається І.Гофштейном як перехідна між північним і південним поясами складчастості.

Великий матеріал із геоморфології Привододільних Горган, а також історія розвитку та перебудови гідрографічної мережі цього району подається в роботах Д.Стадницького (1958, 1964).

Проблемі геоморфології Буковинських Карпат, зокрема Путильського низькогір'я, присвячені праці М.Кожуріної та М.Куниці (1958, 1968).

Питання співвідношень рельєфу з тектонічними структурами на прикладі Покутсько-Буковинських Карпат розглядає у своїх дослідженнях Б.Ляшук (1964, 1965).

У роботі С.Трохимчука (1967) описується структура ландшафтів Стрийсько-Сянської верховини, наводиться їх розвиток в історичному аспекті.

Починаючи з 1965 року і до останнього періоду кафедрою геоморфології Львівського університету проводяться детальні дослідження несприятливих геоморфологічних процесів і явищ в Українських Карпатах (зсувів, обвалів, селів, процесів лінійної та площинної ерозії), розробляються наукові методи боротьби з ними.

Починається вивчення сучасних геоморфологічних процесів на ерозійних стаціонарах (Я.Кравчук, І.Ковальчук, Я.Хомин, 1987). Вивчається також залежність сучасних геоморфологічних процесів від типологічних особливостей рельєфу, їх динаміка (Я.Кравчук, 1982), вплив селів і селенебезпечних потоків на розвиток річкових систем (Я.Кравчук, І.Ковальчук, Р.Сливка, 1983, 1994).

Розробляється схема протиерозійних заходів для басейнів головних рік Карпат (Р.Сливка, Б.Голояд, 1995).

Для збереження оптимальних природних умов пропонується еколого-географічний моніторинг малих річок Карпатського регіону (І.Ковальчук, 1991, 1996).

Обґрунтування основи та методики ландшафтних досліджень і екологічних проблем на території Українських Карпат подано в новій роботі А.Мельника (1999).

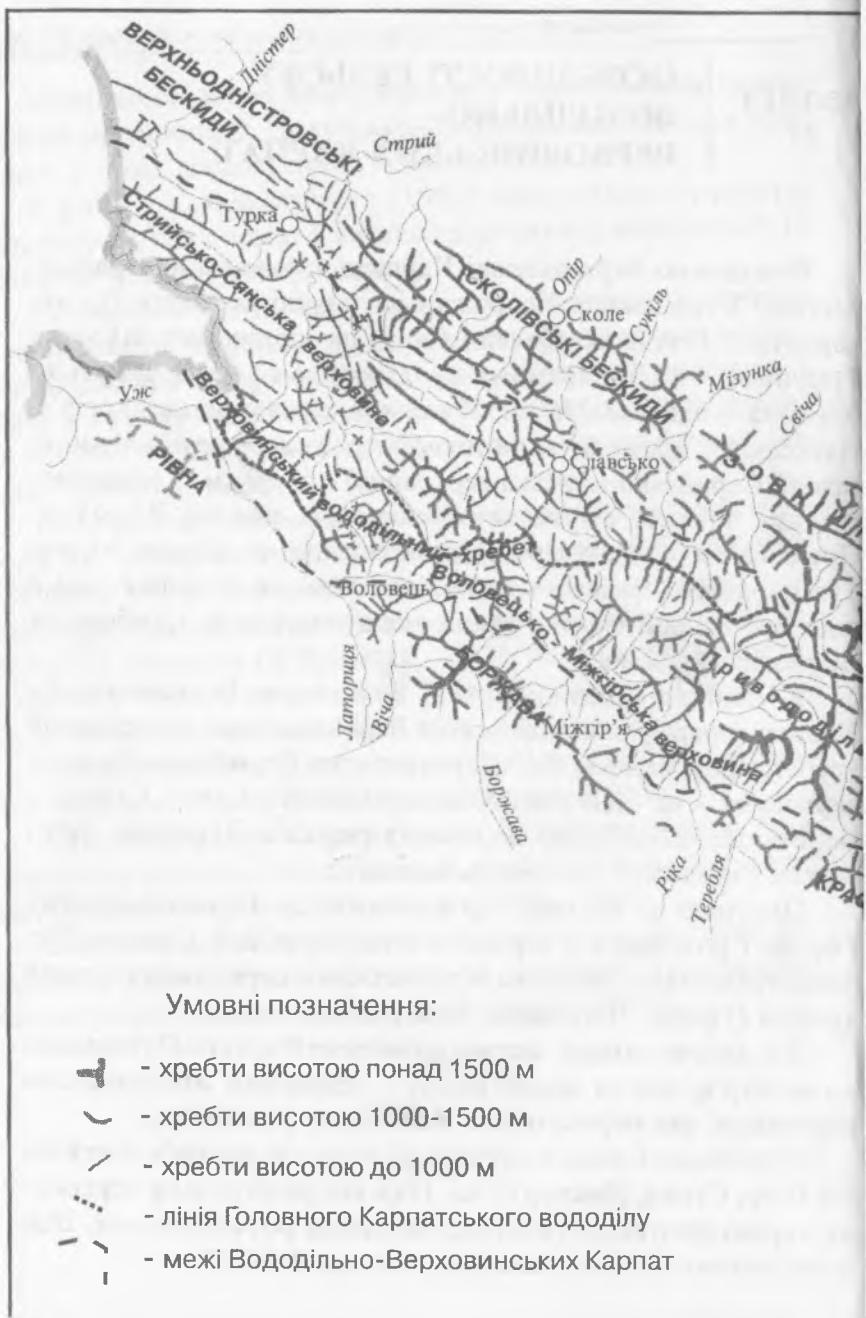
Вододільно-Верховинські Карпати займають центральну частину Українських Карпат і приурочені до смуги гір від кордону з Польщею (басейн Сяну) на північному заході, з Румунією – на південному сході кордону. Їхня загальна довжина – близько 235 км. У рельєфі переважає низькогір'я. Найбільшої ширини смуга низькогір'їв сягає на північному заході (Стрийсько-Сянська верховина) – до 30 км. У південно-східній частині смуга звужується і в районі Ворохта-Путильського низькогір'я її ширина сягає не більше 3-6 км. Тут проходить звивиста лінія Карпатського вододілу, яка в південно-східній частині також поширюється на Скибову та Чорногірську зони.

У північно-західній частині Вододільно-Верховинських Карпат орографічно виділяється Верховинський вододільний хребет, який поділяє цю частину гір на Стрийсько-Сянську верховину – на північ від вододілу (верхів'я Сяну і Стрия), і Воловецько-Міжгірську верховину (верхів'я Латориці, Вічі і басейн Ришинки) – на південь від нього.

Центральна частина гір належить до Привододільних Горган і розміщена в верхів'ях Ріки, Терєблі й Терєсви. Тут спостерігається декілька крутосхилих середньовисотних хребтів (Грофа, Нєгровець, Братківська та ін.).

У південно-східній частині розміщене Ворохта-Путильське низькогір'я, яке на заході межує з невисоким Яблуницьким перевалом, що переходить в Ясінянську улоговину.

Стрийсько-Сянська верховина охоплює верхів'я басейнів рік Опір, Стрий, Дністер і Сян. Низькогірний рельєф верховини характеризується решітчастим типом розчленування. Відносні висоти тут коливаються в межах 200-250 м.





Орографічна та морфологічна межа між низькогір'ям Стрийсько-Сянської верховини і середньогірним рельєфом Бескидів проходить через Розлуцький хребет.

Починаючи від г. Магура Кросненська простягається хребет Гострий у бік польського кордону і слугує вододілом між ріками Яблунькою і Рікою на півдні, а також Дністром і Лопушанкою – на півночі.

Південніше хребта Гострого і паралельно йому простягається хребет Отрит. Він розміщений між долиною Сяну на півдні та Яблуньки, Ріки й Стрия – на півночі. Абсолютні висоти хребта на окремих ділянках перевищують 800 м (г. Ясеновець – 863 м).

Біля витоків Орави та Завадки простягаються два паралельні хребти – Довжки і Дзвінів. Обидва вони добре витримують загальний карпатський напрямок і простягаються на віддаль до 15 км. Відносні перевищення хребтів – 200-250 м.

На південь від хребта Довжки, на межиріччі рік Стрия, Сможенки та Головчанки, розміщений своєрідний масив Сможе, який характеризується радіальним типом розчленування. Схили хребтів круті (особливо північно-східні) і розчленовані глибокими долинами гірських потоків.

Глибина врізу цих потоків сягає 370-390 м. На схід від с. Тухольки розміщений короткий, але порівняно високий хребет Близнець із трьома конусоподібними вершинами, максимальні позначки яких становлять 1222 м.

У верхів'ях Стрия, на правобережжі спостерігається декілька коротких хребтів з радіальним типом розчленування. Відносні перевищення гребеневої лінії сягають 300-350 м. Верховинський вододільний хребет простягається від Ужоцького перевалу (889 м) на північному заході до Вишківського (Торунського) перевалу (941 м) – на південному сході, сягаючи загальної довжини близько 70 км. На ділянці від Ужоцького перевалу до г. Пікуй хребет служить природною межею між Стрийсько-Сянською і Воловецькою верховинами.

Крутіший південно-західний схил опускається до долин поздовжніх рік Полонини та Звіняцької. Північно-східний схил хребта розчленований верхів'ями приток Стрия. Він поступово переходить у низькогір'я Стрийсько-Сянської верховини. Хребет характеризується перистим (поперечним) типом розчленування. Його відносні перевищення на ділянці Ужок-Пікуй поступово зростають із північного заходу на південний схід від 407 м (г.Дрогобицький Камінь) до 759 і 798 м (гори Великий Верх, Пікуй); потім відносні висоти знижуються до 205-297 м (гори Стара Кичера та Яворник), сягаючи 350-400 м в районі Вишківського перевалу. У межах хребта розміщені зручні перевали: Ужоцький, Ворітський, Бескидський і Вишківський.

Воловецько-Міжгірська верховина охоплює верхів'я Латориці, Вічі, басейн Рипинки аж до верхів'їв Ріки. На півночі район межує з Верховинським вододільним хребтом; на південному заході та півдні – з Полонинським хребтом.

У верхів'ях р.Латориці спостерігається декілька полого-схилих хребтів – відрогів Вододільного хребта. Вони сильно розчленовані дрібними притоками Латориці, Славки та Вічі. Декілька таких коротких хребтів на лівобережжі верхньої Латориці сходяться біля г.Великий Верх (901 м), сягаючи тут максимальних висот.

Низка невисоких, полого-виположених відрогів, що нагадують ували, опускаються в бік долини р.Славки. Відносні перевищення хребтів – 150-200 м.

На північ від Воловця південні відрogi Вододільного хребта сягають 250-300 м відносної висоти і характеризуються великою крутістю схилів. Декілька таких коротких крутосхилих хребтів відходять від г.Яворник. Короткі розгалужені хребти спостерігаються на межиріччі Голятинки та Ріки. На захід від с.Торунь абсолютні відмітки їхніх гребенів сягають 1092 м.

Привододільні Горгани характеризується переважанням коротких асиметричних хребтів. Головний вододіл дуже

зміщений на північ і утворює звивисту лінію. Починаючи від Вишківського перевалу, Вододільний хребет простежується такими вершинами: Магура (1107,8 м), Залом (1291 м), Вишківський Горган (1443 м), Гечка (1161 м), Кругла Млака (1261 м), Струнга (1180 м), Попадя (1742 м). Від вершини Попадя вододіл різко повертає на південь і проходить хребтом Дарів до вершини Прелука (1527 м). Тут, біля витоків Лімниці, утворюючи дугоподібний вигін, він повертає на південний схід і хребтом Буштул (1643 м) доходить до вершин Копула (1608 м) і Берта (1670 м).

Від вершини Берта вододіл простежується на південний схід до вершини Кінець Горгану (1580 м). В околицях г. Сивулі він знову різко повертає на південь і через вершини Таупширка (1503 м) і Пантир (1213 м) переходить на хребет Братківський.

Від вершини Чорна Клева (1723 м) Головний вододіл простежується на межиріччі Бистриці Надвірнянської і потоку Досіна (притока Чорної Тиси), а від вершини Плоска (1355 м) повертає на південний схід в бік Яблуницького перевалу. Від Яблуницького перевалу вододіл продовжується в південно-східному напрямку вже в межах масиву Чорногори. Південно-західні та південні відроги вододілу простягаються на декілька кілометрів і утворюють вододіли другого порядку – між Озерянкою і Теремлю, Озерянкою і Мокрянкою, Янівцем і Брустурянкою, Бертянкою і Плайським, а також Чорною Тисою і потоком Турбатським. Це відгалуження відходить від вершини Велика Братківська (1792 м) у південному напрямку до вершини Трояска (1707 м) у гірській групі Свидовець.

Декілька гірських хребтів, видовжених у субширотному напрямку, спостерігаються у верхів'ях Ріки і Теремлю.

Усі гірські хребти Горган так розчленовані, що губиться їхній основний “карпатський” напрямок. Величина відносного розчленування – 700-800 м.

Головні хребти Горган розчленовані поперечними ріками на окремі гірські групи-межиріччя, які, у свою чергу,

поділяються на дрібніші хребти-відроги меридіального простягання. У цілому для Горган властивий ґратчастий тип розчленування.

Ворохта-Путильське низькогір'я простягається від верхів'їв р.Бистриці Надвірнянської (басейн потоку Салатрук) на північному заході до верхів'їв р.Сучави на південному сході. Загальна довжина району – близько 100 км.

На північному заході, у верхів'ях р.Бистриці Надвірнянської, виділяється декілька виположених хребтів-увалів, які є північно-східними відрогами хребта Чорна Полонина. Вони розчленовані долинами дрібних приток р.Бистриці Надвірнянської – Рафайлівця, Дурнинця, Річки. Відносні перевищення сягають 250-300 м.

На правобережжі потоку Довжиця від масивного хребта Довбушанки в південно-західному напрямку відходить декілька паралельних коротких відрогів, сильно розчленованих численними дрібними притоками Довжинця.

Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я має переважаючі абсолютні висоти 800-1100 м, а відносні – 100-400 м. Максимальні абсолютні висоти спостерігаються на вододілі рік Довжина, Довжинець і Прутець – г.Плоска (1353 м), г.Довга (1371 м).

На ділянці Ворохта-Путила максимальні висоти фіксуються біля перевалу на Ворохту (хребет Малий Діл, 1233 м). Далі в південно-східному напрямку простягаються вершини Погар Великий (1314 м) і Погар Малий (1124 м), Магура (1050 м) і Магурка (1024 м), Біла Кобила, Грець-Буковець і низка інших вершин із висотами 1000-1100 м.

На межиріччі рік Білий Черемош і Путила спостерігається декілька коротких розгалужених хребтів – Хеніори (931 м), Дихтинець (915 м), Гробище (946,7 м), Рижа (1027,8 м).

На правобережжі Путили низка паралельних виположених хребтів відходить від хребта Раково з абсолютними відмітками від 890 до 1000 м. Далі на південний схід простежуються хребти Тіснейка (1106,8 м), Красний Діл (1058 м) і Плоска (1062 м).

Ясінянська улоговина з півдня межує з високими хребтами і відрогами Чорногірської і Свидовецької гірських груп, на північному заході – з Привододільними Горганями, а з північного сходу її замикає невисокий Вододільний хребет. В улоговині переважають м'які форми рельєфу з виположеними схилами і вододілами. Абсолютні позначки коливаються в межах 650-850 м, а відносні – 200-300 м. Ширина улоговини – 8-9 км. Положиті східчасті схили терас ускладнені зсувами і на окремих ділянках розчленовані ярами та балками.

ГОЛОВНІ РИСИ МОРФОСТРУКТУРИ І МОРФОСКУЛЬПТУРИ

Ерозійно-структурний рельєф Українських Карпат є наслідком протилежно спрямованої діяльності внутрішніх і зовнішніх чинників рельєфотворення.

С.Проходський (1968) під морфоструктурою розуміє структурно-геоморфологічну форму, створену тектонічними рухами структур, що зумовили деформацію земної поверхні. Головна роль у формуванні морфоструктур належить ендогенному чиннику (геолого-тектонічній історії гір).

Морфоскульптурні форми рельєфу утворюються під впливом екзогенних чинників. Як ендогенні, так і екзогенні чинники, діючи одночасно, відображають суттєвий взаємозв'язок явищ у природі, при цьому морфоструктурні елементи відіграють переважаючу роль у вертикальному розчленуванні поверхні, тоді як морфоскульптурні – у горизонтальному.

Морфоструктури Вододільно-Верховинських Карпат пов'язані з альпійськими тектонічними зонами будовою глибинного фундаменту та розломами.

На думку С.Круглова, С.Смірнова, А.Хижнякова (1985), В.Палієнко (1992) Східно-Карпатська морфоструктура I порядку поділяється на 7 морфоструктур II порядку:

- 1) Мармаросько-Стрімчакову;
- 2) Внутрішньокарпатську;
- 3) Центральнокарпатську;
- 4) Зовнішньокарпатську;
- 5) Вигорлат-Гутинську;
- 6) Закарпатську;
- 7) Передкарпатську.

У складі Центральнокарпатської морфоструктури I порядку виділяються такі морфоструктури II порядку:

- 1) Стрийсько-Сянська;
- 2) Верховинська;
- 3) Внутрішньогорганська;
- 4) Ворохтянська.

Центральнокарпатська морфоструктура належить до зони переривчасто-неперервних піднять та інтенсивних горизонтальних рухів. На північ від Вододільно-Верховинського хребта територія належить до підзони складчасто-брилових рухів в умовах дуже інтенсивного горизонтального стискання і відповідних інтенсивних піднять, а територія, що розміщена на південь від Головного Карпатського вододілу належить до підзони складчасто-брилових рухів в умовах менш інтенсивного горизонтального стискання.

Згідно з роботою В.Палієнко (1992) у формуванні рельєфу Центральнокарпатської морфоструктури, окрім переривчасто-неперервних піднять, важлива роль належить процесам розтягнення, що споріднено виникали при підняттях Внутрішньокарпатської і Зовнішньокарпатської морфоструктур. Результатом дії цих процесів стало формування в рельєфі великого пониження в осьовій зоні Українських Карпат, менш активна тектонічна позиція якого на початку новітнього етапу зафіксована накопиченням потужної товщі кросненської світи (пізній олігоцен – ранній міоцен), і, як наслідок, формування переважно низькогірного рельєфу.

Загалом у межах Вододільно-Верховинських Карпат переважають складчасто-брилові низькогір'я та середньогір'я (морфоструктури II порядку). Морфоструктури відображають особливості поздовжньо-зональної будови і літологічної центральної частини Українських Карпат.

Низькогірному синклінорію Верховинських Карпат відповідає п'ять морфоструктур III порядку (рис. 3):

- а) Стрийсько-Сянська верховина (Турківська тектонічна підзона);

Умовні позначення

Передкарпатський крайовий прогин

Складчаста область Карпат

- Скিবова зона
- Зовнішня зона
- Горганські складки
- Верховинська (Жабська) західна частина
- Суботівська зона
- Сілецька зона
- Кросенський (Яселський) синклінал
- Дуклянська зона
- Магурська зона
- Виходи меліштових і маловисыахных піщів (ойлішесі)
- Чорногірська зона
- Рахівська зона
- Мармароська зона
- Печівська зона
- Область розвинутого Півгальського флішу
- Область неогенових ефузівів
- Область молодих лісів (Судно-Слованська, Мукачівська та Солотвинська западнини)

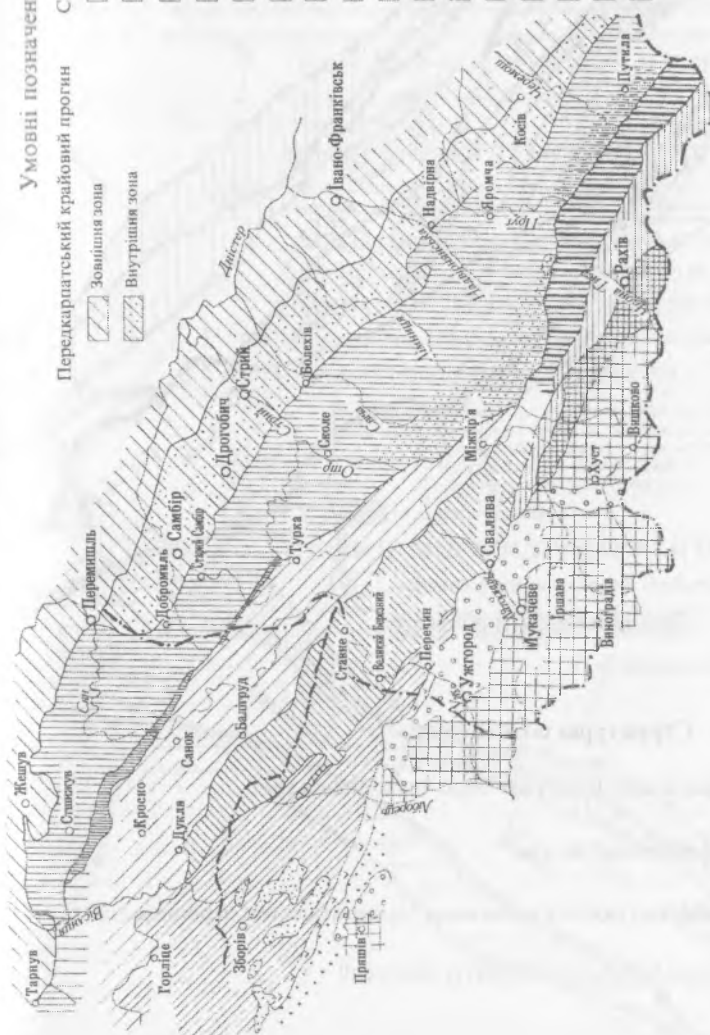


Рис. 2. Схема тектонічного районування Східних Карпат (за В.В.Глушком, Я.О.Кульчицьким, В.А.Шакнім, 1965).

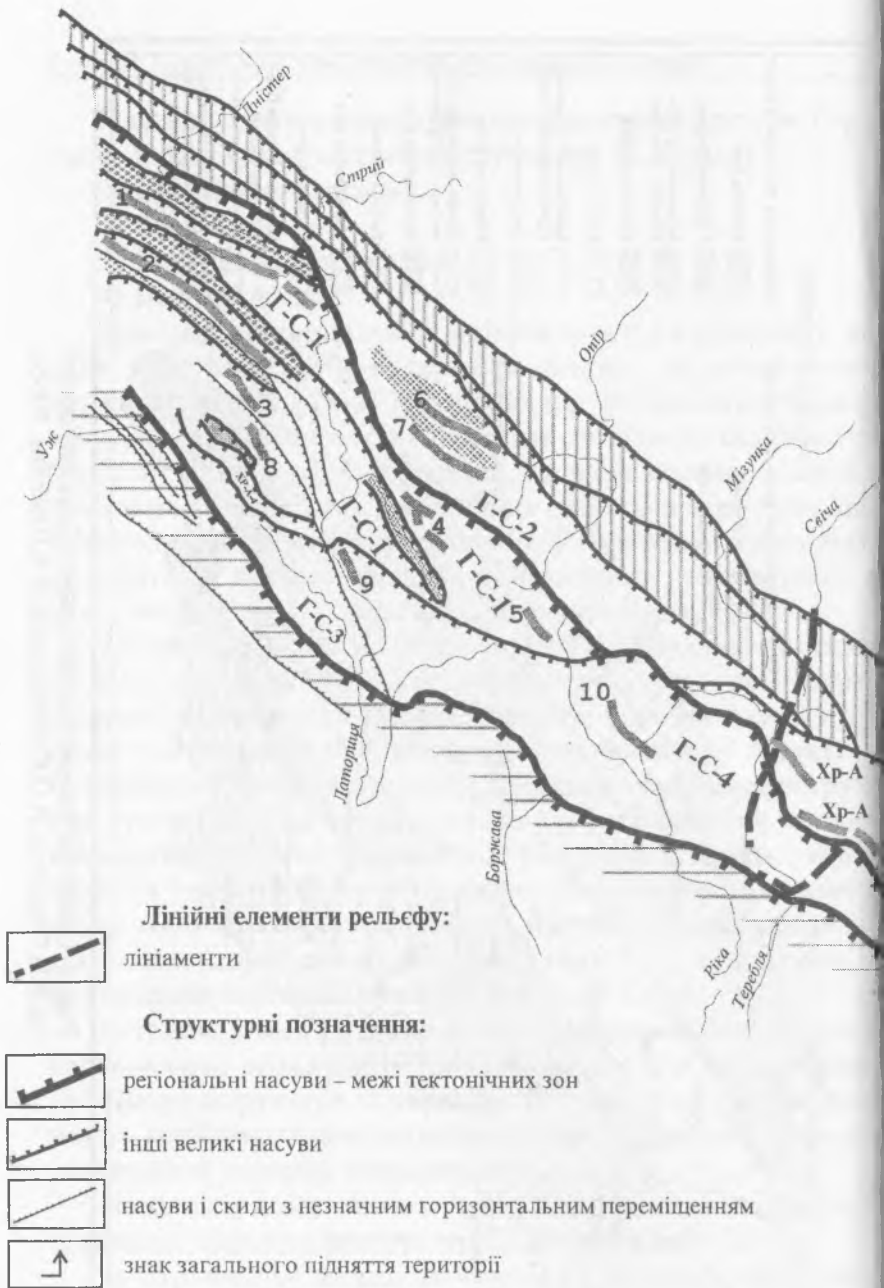


Рис. 3. Картосхема морфостро

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

МОРФОСТРУКТУРИ ДРУГОГО ПОРЯДКУ

низькогірний синклінорій Вододільно-Верховинських Карпат

ПРЯМІ МОРФОСТРУКТУРИ Ш ПОРЯДКУ

- Г-С-1 Турківська верховина (Турківська тектонічна підзона)
- Г-С-2 Славська верховина (Славська западина)
- Г-С-3 Ворітська верховина (Ворітська тектонічна підзона)
- Хр-А-4 Верховинський Вододільний середньовисотний ерозійно-антиклінальний хребет
- Г-С-5 Воловецько-Міжгірська верховина (Сойменська тектонічна підзона)

ПРЯМІ МОРФОСТРУКТУРИ II ПОРЯДКУ

- Г-С-Г середньовисотне горстоподібне підняття Привододільних (Внутрішніх) Горган (Горганські складки)

ПРЯМІ МОРФОСТРУКТУРИ III ПОРЯДКУ



середньовисотні ерозійно-антиклінальні хребти:
Горганський (Хр-А); Пішкonia (Хр-А); Братківський (Хр-А)

ЗМІШАНІ МОРФОСТРУКТУРИ II ПОРЯДКУ

Ясіня-Путильське низькогір'я (Верховинська западина)

ЗМІШАНІ МОРФОСТРУКТУРИ III ПОРЯДКУ

- Г-зп-1 Ворохта-Путильське низькогір'я; Г-зп-2 Ясінянська улоговина

ЕЛЕМЕНТИ МОРФОСТРУКТУРИ IV ПОРЯДКУ



ерозійно-антиклінальні низькогірні хребти:
1 – Гострий; 2 – Отрит; 3 – Ботельський; 4 – Сможевський;
5 – Опорецький; 6 – Дзвінів; 7 – Довжки; 8 – Бутлянський;
9 – Великий Верх; 10 – Голятинський; 11 – Ворохтянський;
12 – Дихтинецький; 13 – Красний Діл



синклінальні долини

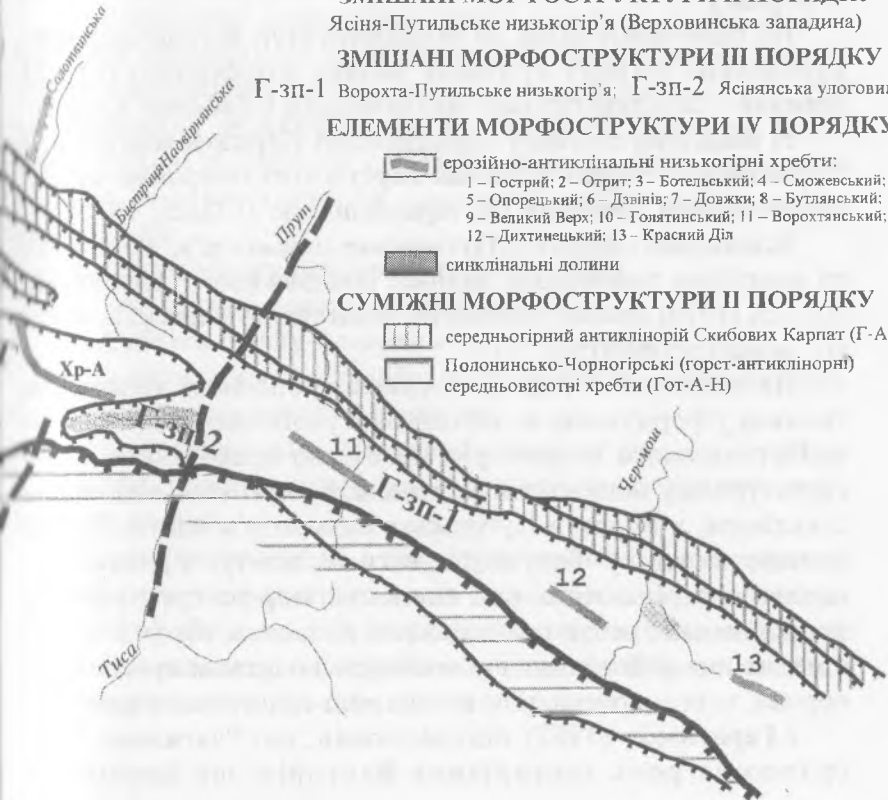
СУМІЖНІ МОРФОСТРУКТУРИ II ПОРЯДКУ



середньогірний антиклінорій Скибових Карпат (Г-А)



Полонинсько-Чорногірські (горст-антиклінорні)
середньовисотні хребти (Гот-А-Н)



- б) Славська верховина (Славська западина);
- в) Ворітська верховина (Ворітська тектонічна підзона);
- г) Верховинський Вододільний середньовисотний ерозійно-тектонічний хребет;
- д) Воловецько-Міжгірська верховина (Сойменська тектонічна підзона).

У Привододільних Горганах до морфоструктур IV порядку належать середньовисотні ерозійно-антиклінальні хребти – Горганський, Пішконя та Братківський. До морфоструктур IV порядку віднесені також низькогірні ерозійно-антиклінальні хребти і синклінальні долини.

Насувні та скидові уступи – це елементи морфоструктури V порядку.

На північному сході до морфоструктур Вододільно-Верховинських Карпат прилягає велика морфоструктура II порядку – середньогірський антиклінорій Скибових Карпат.

Із південного заходу Верховинські Карпати межують із Полонинсько-Чорногірськими горст-антиклінорними середньовисотними хребтами (за термінологією П.Цися, 1970).

Ясінянське і Ворохта-Путильське низькогір'я, які виникли внаслідок перебудови давньої поздовжньої гідромережі, П.Цись (1970) вважає можливим віднести до елементів великої морфоскульптури.

Не зменшуючи ролі екзогенних процесів як головного чинника у формуванні як Ясінянської улоговини, так і Ворохта-Путильського низькогір'я, необхідно враховувати, що в структурному відношенні Ясінянській улоговині відповідає синкліналь, а Ворохта-Путильське низькогір'я займає Верховинську западину. Беручи до уваги те, що тут у деяких випадках зустрічаються такі елементи морфоструктури, як антиклінальні хребти і синклінальні долини, а також і те, що в межах цих районів значно поширені податливі кросненські породи, то стане очевидною велика роль ендегенного чинника.

І.Герасимов (1967) підкреслював, що “загальна контролююча роль тектонічних факторів, що формують

морфоскульптури, стосовно напрямків стоку й умов формування річкових долин не викликає сумніву”.

Для великих форм, в утворенні яких помітну роль відіграли як екзогенні процеси, так і тектонічні рухи, Ю.Мещеряков (1965) пропонує назву морфоструктур змішаного типу (за походженням).

Враховуючи те, що у формуванні Ясіня-Путильського низькогір'я брали участь як ендегенні, так і екзогенні чинники, а окремі контури рельєфу утворені різними деструктивними процесами, цей район ми розглядаємо як велику морфоструктуру змішаного типу або як морфоструктуру-морфоскульптуру (за термінологією Д.Борисевича, 1970).

Із точки зору морфокліматичної зональності Українські Карпати належать до зони поширення успадкованої флювіальній (ерозійній та акумулятивній) морфоскульптури. До успадкованих великих морфоскульптурних елементів належать річкові долини. У межах Вододільно-Верховинських Карпат можна виділити елементи реліктової морфоскульптури:

- а) Полонинську поверхню вирівнювання;
- б) Бескидську поверхню вирівнювання;
- в) Суббескидську поверхню вирівнювання;
- г) льодовиково-денудаційні та льодовиково-акумулятивні форми плейстоценового зледеніння;
- д) екстрагляціальні утворення – кам'яні розсипи і осипи;
- е) долинно-терасові форми (реліктів перехоплених поздовжніх долин).

Наслідком взаємодії морфоструктурних і морфоскульптурних елементів є вертикальна морфологічна зональність (ярусність). До сучасних морфоскульптур належать форми ерозійного генезису – яри, улоговини; гравітаційного – осипи, обвали, зсуви.

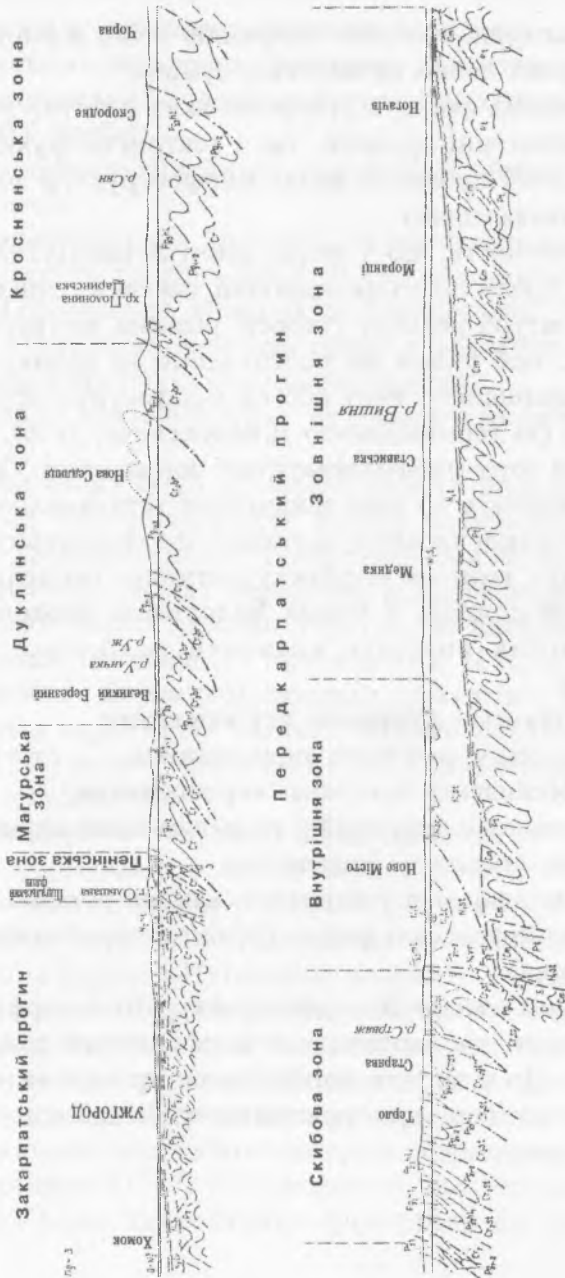


Рис. 4. Схематичний геологічний профіль Українських Карпат по лінії Ужгород-Великий Березний-Старява-Новачів (за В. О. Шакиним).

Характеристика морфоструктурних елементів

Головні великі морфоструктури Вододільно-Верховинських Карпат сформувались на рубежі олігоцену та міоцену, коли Карпатська флішева геосинкліналь вступила в ерогенний етап розвитку. Із цим періодом геологічної історії пов'язаний прояв інтенсивних тектонічних рухів, які призвели до утворення складок і загального підняття регіону.

У межах морфоструктури першого порядку – Вододільно-Верховинських Карпат, які належать до Центральної флішевої зони, виділяються морфоструктури II порядку.

Низькогірний синклінорій Верховинських Карпат (Кросненська тектонічна зона)

Стрийсько-Сянська верховина (морфоструктура III порядку) (ГС-1)

Пряма морфоструктура III порядку приурочена до найпониженішої Турківської підзони Кросненської (Сілезької) зони. Морфоструктура характеризується існуванням вузьких, гребеневидних або близьких до кілевидних антикліналей і широких плоских синкліналей. Склепіння антикліналей складені інтенсивно перем'ятими кросненськими, рідше – нижньоменілітовими відкладами. Ядра таких антикліналей зазвичай перекинені на північний схід і часто ускладнені поздовжніми розривами, через які відбувалося переміщення товщ на північний схід. Із глибиною залягання порід значно виположується, антиклінальні структури набувають спокійніших, плавніших обрисів. Синкліналі ширші від антикліналей, вони виповнені наймолодшими породами олігоцену з пологим заляганням.

Північно-східна межа Верховинської морфоструктури простежується вздовж регіонального насуву, вираженого у

вигляді перегину схилу Розлуцького хребта; південно-західну межу проводять уздовж насуву, що відділяє її від Ворітської тектонічної підзони. Характерна особливість морфоструктури – наявність вузьких видовжених ерозійно-антиклинальних хребтів і синклінальних долин, що розділяють їх (елементи морфоструктури IV порядку).

Між верхів'ями Сяну та Дністра простягаються два видовжені паралельні хребти. Перший із них приурочений до Яблунівської антиклиналі й простягається вздовж правобережжя Сяну. Фіксується він вершинами Гостра, Щовб, Каменець із абсолютними позначками 700-800 м. Схили хребта розчленовані численними гірськими потоками.

Другий хребет простягається вздовж лівобережжя верхнього Дністра і характеризується слабо вираженою гребеневою лінією та висотами, які подекуди мають понад 700 м. Він приурочений до Хащівської антиклиналі. Далі простягається на південний схід у межиріччі Яблуньки і Стрия, де приурочений до Турківської антиклиналі, що є південно-східним продовженням Хащівської.

На південний схід від м.Турки знаходиться найбільш піднята частина структури. Майже по всій довжині ця складка має круте північно-східне крило з кутами падіння до 70°. Південно-західне крило Турківської структури дещо пологіше. Структура складена відкладами піщаної товщі кросненського типу.

Починаючи від околиць сіл Кривка і Верхне Гусине в північно-західному напрямку простягається хребет Бичок. Хребет вузький, схили його асиметричні, східні – круті. У його будові беруть участь порівняно міцніші породи середньо-кросненських відкладів. Абсолютні позначки коливаються в межах 900-1000 м (г.Бичок – 915 м, г.Щавинка – 952 м, г.Магура Яворівська – 1013 м).

Біля витоків Стрия, Сможенки та Головчанки знаходиться своєрідний масив Сможе, розчленований радіально розміщеними верхів'ями цих рік. Сможевська структура – це

брахіантикліналь, західне крило якої пологіше, а східне – крутіше, частково зрізане розривом. Саме підняття в поперечному напрямку розбите скидами на три невеликі блоки.

Круті, різко розчленовані північні відроги Сможевського масиву з боку долини р.Сможенки створюють враження крутосхилого середньогір'я. Абсолютні висоти вершинної поверхні сягають 1041-1197 м (вершини Добіє, Клименець, Вердо). Гребенева і вершинна частини хребта вирівняні, зайняті полонинами.

До прямих морфоструктур четвертого порядку належать синклінальні долини. Ці долини приурочені до широких (3-4 км) плоских синклінальних прогинів, складених кросненськими відкладами. Синклінальні долини використала для свого формування річкова мережа, причому як давня (пра-Синьська, Боринська і Турківська долини), так і сучасна (ріки Дністер, Стрий, Завадка, Яблунька та ін.).

На думку П.М.Цися (1963), у процесі ранньочетвертинного морфогенезу поздовжні синклінальні долини Турківська та Боринська були перехоплені верхів'ями Опора, Орави, пра-Стрия і пра-Дністра. Сучасні поздовжні відрізки цих рік та їх субсеквентних приток використали днища давніх Турківської і Боринської поздовжніх долин, які в наш час спостерігаються у вигляді розчленованого давньотерасового низькогір'я. До числа давніх синклінальних долин належить і Верхньосянська.

Серед елементів морфоструктури V порядку є тектонічний уступ, який спостерігається у вигляді орографічної сходинки вздовж південно-західного схилу Розлуцького хребта.

Славська верховина (ГС-2)

Ця морфоструктура відповідає Славській синклінальній западині. Славська западина – це глибоко прогнута структура, складена в основному кросненською товщею. В її межах поряд зі синклінальними складками встановлено декілька

невеликих антикліналей (Поташнянська, Багновецька, Козівська та ін.).

Основними морфоструктурними елементами (IV порядку) Славської верховини є середньовисотні хребти Дзвінів, Довжки, розміщені паралельно один одному в трикутник Завадка-Орава-Тухолька.

Верхів'я Завадки, Оравчика, Орави та Сможенки обтікають антиклінальні структури, а ділянки русел рік, що розміщені нижче ніби підкреслюють їхню лінійну видовженість.

Численні дрібні бічні притоки рік не порушують загальної прямолінійності гребеневої лінії, що свідчить про чіткий прояв тектонічних структур в орогідрографічному плані території.

Середньовисотний хребет Дзвінів простягається по лінії Завадка-Криве-Орава і є найвищим у межах Славської верховини (г.Тростян – 1232 м, г.Чорна Ріпа – 1288 м).

Складка хребта Дзвінів – це вузька сильно видовжена антикліналь, у склепінчастій частині якої між селами Орава-Довжки відшаровується перехідна серія відкладів – від менілітових до кросненських. Складка розбита поперечними розломами на чотири блоки – Погара, Кривого, Довжків та Орави. Витоки Завадки, Орави й Оравчика сильно розчленували схили хребта, утворюючи численні короткі, але крутосхилі відроги.

Північно-східні схили хребта дуже круті (35-40°), порослі густими ялиново-ялицевими лісами.

Південно-західніше хребта Дзвінів, на ділянці Тухолька-Завадка, простягається хребет Довжки. Загальна його довжина близько 15 км. Хребет сягає максимальних позначок в околицях с.Довжки (1041-1086 м).

Антиклінальна складка, до якої приурочений хребет, має північно-західний напрямок. На окремих ділянках вона перекинена на північний схід. Ядро її складене пісковиками нижньокросненського віку, а крила – середньокросненськими відкладами.

Морфоструктура Ворітської верховини (ГС-3)

Займає Ворітську тектонічну підзону, дещо підняту щодо Турківської підзони. Північно-східна межа морфоструктури проходить уздовж розриву, який простежується від с.Солодики через Битлю на Матків до Ворітського перевалу. Тут виділяють Битлянську та Либохорську антиклінальні складки.

Олігоценові відклади в межах цієї підзони виявлені тонкоритмічним чергуванням чорних або темно-сірих аргілітів і темно-сірих вапнистих алевролітів. Південно-західна межа морфоструктури окреслюється регіональним насувом Ужок-Дуклянської зони на Кросненську. У рельєфі переважає пологісто-схилове низькогір'я, розчленоване поздовжніми відрізками рік Ужа і Жданівки.

Верховинський середньовисотний ерозійно-тектонічний хребет – пряма морфоструктура III порядку (ХР-А-У)

Із моменту становлення Карпатської гірської країни (з верхньоолігоценово-нижньоміоценового часу), коли формувалась давня гідромережа гір, почався процес інтенсивного розчленування вододілу поперечними притоками давніх поздовжніх долин. Цей процес посилювався в середньочетвертинний час (рис-вюрм), коли відбувалась перебудова річкової мережі.

Унаслідок тривалої боротьби притоків Дністра і Тиси за вододіл утворився дуже звивистий хребет. Отже, початок утворення цієї морфоструктури належить до нижнього міоцену, а її остаточне формування – до середньочетвертинного часу.

Гребенева лінія хребта з північного заходу на південний схід фіксується вершинами Перейба (1020 м), Дрогобицький Камінь (1185 м), Старостиня (1226 м), Жаровка (1237 м), Великий Верх (1316 м), Пікуй (1409 м).

На ділянці від Ужоцького перевалу до гори Пікуй хребет має назву Буковська Полонина і приурочений до антикліналі, що являє собою довгу симетричну складку, північно-східне

крило якої зрізане насувом, південно-західне ускладнене вторинною складчастістю. Склепіння складки кілевидне часто порушене поздовжніми розломами.

Характерна особливість хребта – чітко виражена асиметричність будови: його південно-західні схили круті (30°) місцями обривисті і стрімкі, з кам'яними розсипами; північно-східні – пологі. Тут спостерігаються численні короткі відрогі розчленовані долинами Гнилого, Либохори і Гусиного.

Морфоструктура Воловецько-Міжгірської верховини, розташована на місці Сойменської тектонічної підзони (ГС-5)

Сойменська підзона вирізняється деякою піднятістю порівняно з Турківською.

В ядрах антиклінальних складок тут на денну поверхню виходять еоцен-палеоценові і, зрідка, верхньокрейдові відклади. Ці складки переважно вирізняються широкими склепіннями і порівняно крутими крилами (антикліналі Сойменська, Голятинська). Північні крила складок нерідко зрізані розривними деформаціями. Загалом Воловецько-Міжгірська морфоструктура характеризується низькогірним рельєфом. Значне місце в її морфології належить давньотерасовим комплексам системи пра-Ріки.

У південно-східній частині морфоструктури в зв'язку із значною піднятістю антиклінальних складок (Голятинської Сойменської) рельєф відрізняється великою розчленованістю і переважанням середньогір'я.

Морфоструктури IV порядку виражені ерозійно-антиклінальними хребтами. На межиріччі Латориці і Славки від Вододільного хребта в південно-західному напрямку відходить хребет Великий Верх, який складається із кількох коротких звивистих відрогів, розчленованих на дрібніші сегменти витоками Латориці. Абсолютні висоти коливаються в межах від 814 до 901 м (г. Великий Верх), відносні – не перевищують 150-200 м. Найбільш піднята гребенева частина

хребта приурочена до антиклінальної складки, в ядрі якої знаходиться перехідна серія – від менілітової до кросненської.

На правобережжі р.Голятинки вузький, дугоподібно висунутий хребет разом із бічними відрогами створює перистий тип розчленування території. У його південній частині від головного гребеня кулісоподібно відходить декілька відрогів. Починаючись західніше с.Лісковець, хребет простягається в південно-західному напрямку, потім північніше с.Обліски – різко повертає на південний схід, утворюючи широку дугу. Хребет приурочений до Голятинської антиклінали, яка, на думку Я.Кульчицького (1966), являє собою різке горстоподібне підняття, слабо похилене на північний схід. Ядро антиклінали, складене крейдяними породами, окреслене з північного сходу та південного заходу розривними деформаціями.

На північний захід від долини р.Голятинки і південно-східніше долини р.Ріки спостерігається поступове занурення підняття під олігоценові відклади. Загальне підняття рельєфу спостерігається на південно-східному продовженні Голятинської антиклінали, на межиріччі Голятинки і Ріки, де максимальні абсолютні висоти фіксуються на північний захід від с.Торунь – 1092, 1376, 1422 м.

Враховуючи те, що в нижньому пліоцені вже існувала Підбескидська поверхня вирівнювання, вік морфоструктур північно-західної низькогірної частини досліджуваної території слід пов'язувати з більш раннім періодом – з кінцем міоцену-початком пліоцену.

Середньовисотне горстоподібне підняття Привододільних (Внутрішніх) Горган (Г-С-Г)

Привододільні Горгани тектонічно приурочені до Горганських складок. У північно-західному напрямку Горганські складки поступово занурюються в межі зони Кросно, на

південному сході вони поступово перекриваються Чорногірсько-Шипотьським насувом. Горганські складки зі всьох сторін оточені породами олігоцену кросненського типу, приурочені до великого поперечного підняття на зразок блоку. Амплітуда горизонтального переміщення Горганських складок у центральній частині становить 6-8 км. На північний захід від Озерянської структури амплітуда насуву поступово зменшується, тому насув набуває прямолінійного характеру (В.Глушко, 1968). Горганські складки приурочені до піднятого блоку фундаменту. Вісь найбільш занурених ділянок глибинного фундаменту проходить по лінії Делятин-Яремча-Яблуницький перевал-селище Ясіня-с.Свидовець (С.Суботін, 1960).

Північно-західна поперечна зона опускання охоплює межиріччя Ріки-Тереблі на півдні (М.Жуков, 1961) і Лімницького Опору – на півночі (Г.Доленко, 1962).

Вісь піднятого блоку давнього фундаменту Горган проходить на межиріччі Лімниці-Бистриці Солотвинської. Це таке зване Майдан-Івано-Франківське поперечне підняття (Г.Доленко, 1962).

Східчасті нерівності піднятого блоку фундаменту завульвовані зверху флішевими породами і їх наявність можна простежити лише за наявністю флексуроподібних перегинів або за збільшенням потужності окремих світ. Сформовані поперечні “перегини” загалом були використані ріками. Підняття блоку фундаменту викликало утворення своєрідних брахіантиклінальних складок на території Привододільних Горган (Д.Стадницький, 1962). У Привододільних Горганах головні морфоструктурні елементи IV порядку – це середньовисотні ерозійно-антиклінальні хребти: Канч (Горганський), Пішконя і Братківська.

Хребет Канч разом зі своїми відрогами створює окрему гірську групу в кільці рік Озерянки, Тереблі і Ростоків. Прогребеневі схили, складені міцними еоценовими пісковиками, дуже круті, деколи обривисті. Крутість схилів збільшується

від підніжжя до пригребеневої лінії. Витоки потоків часто губляться серед кам'яних осипів і брил.

На висоті 1400 м спостерігаються вирівняні поверхні-половини. Місцями (на північ від с.Синевирська Поляна) кам'яні розсипи утворюють суцільний покрив.

Особливо чітко морфологічно виражений антиклінальний хребет Пішконя. Хребет видовжений у загальнокарпатському напрямку згідно з виходами на поверхню крейдяних і еоценових відкладів (стрийська, манявська і вигодська світи). Над високою вирівняною поверхнею хребта піднімаються окремі куполоподібні вершини – Пішконя, Негровець, які сягають абсолютних висот 1800 м. На північному сході схили хребта дуже розчленовані притоками рік Озерянки і Терєблі. У бік долини потоку Сухор хребет обривається крутими схилами.

Антикліналь Братківської – це склепінчаста складка з виходами строкатих відкладів еоцену в ядрі. У районі потоку Турбат вона сягає 3 км ширини. Гребенева частина хребта – це пологовипукла вирівняна поверхня з окремими куполоподібними вершинами – Чорна Клева, Братківська, Гропа, Дурня. Хребет асиметричний. Його круті північно-східні схили сильно розчленовані верхів'ями р.Бистриці Надвірнянської. Кут нахилу пологістих (15-20°) південно-західних схилів збігається з кутом нахилу існуючих тут ямненських пісковиків.

Утворення морфоструктур Привододільних Горган належить до кінця верхнього сармату, коли рухи блоку давнього фундаменту між Ріка-Терєблянською зоною розломів на заході і зоною Прутсько-Тисенських розломів на сході призвели до підняття території і нового врізу водотоків.

Змішані морфоструктури (Г-3н)

У межах великої змішаної морфоструктури II порядку – Ясіня-Путильського низькогір'я виділяються дві змішані морфоструктури III порядку: Ворохта-Путильське низькогір'я та Ясінянська улоговина.

Ворохта-Путильське низькогір'я (Г-3п-1)

Ворохта-Путильське низькогір'я займає Верховинську западину – тектонічну одиницю Скибової зони, що знаходиться на продовженні скиби Зелем'янки. Западина вивпннена потужною товщею (до 3000 м) олігоценових відкладів. На півдні вона межує з насувом Чорногірсько-Шипотської зони, а на північному сході – зі скибою Парашки. У межах западини виділяються антиклінальні складки: Бертянська, Ворохтянська, Дихтинецька, Конятинська і Фошкінська. Бертянська складка є північно-західною межею Верховинської западини. Згідно з поглядами Н.Єрмакова (1948) та П.Цися (1951, 1954), виникнення низькогір'я тісно пов'язане з перебудовою давньої Ясіня-Черемоської долини річковими перехватами.

Отже, в морфології Ворохта-Путильського низькогір'я виділяються як елементи морфоструктури (антиклінальні хребти і синклінальні долини), так і морфоскульптури (успадкованої і сучасної).

До елементів морфоструктури IV порядку належить хребет Красний Діл, який відповідає Сучаво-Путильській антиклінальній структурі. Максимальні висоти – 1150-1170 м, відносні перевищення – 350-375 м. Над гребенем піднімаються на 25-50 м окремі вершини з м'якими обрисами та округлою або злегка видовженою формою. Гребенева поверхня хребта дуже часто змінює свою ширину (від 5-6 до 100-150 м). Пригребеневі схили пологі, нерозчленовані, з переважанням процесів площинного змиву. Від хребта відходять численні відроги, схили яких вирізняються чітко вираженим східчастим профілем.

Ворохтянській антикліналі на ділянці Ворохта-Верховина в рельєфі відповідають декілька виположених із пологісто-випуклими схилами хребтів, розчленованих притоками Пруту. Ця антикліналь – вузька, майже симетрична складка, слабо похилена на північний схід. Схили хребтів, приурочених

но неї, сформовані в глинистому фліші кросненської світи і відносно пологісті (10-15°), тут переважають процеси змиву та сувні явища.

До прямих морфоструктур IV порядку належить синклінальна долина р.Путили на ділянці між с.Тараки та селищем Путилою. Ріка використала широке зниження в межах Порубен-Месівської синкліналі, складеної верхньокросненською і частково менлітовою світами.

Враховуючи молодший вік підняття і складчастості Покутської частини Карпат, остаточне завершення формування елементів морфоструктури відносимо до початку нижнього пліоцену.

До елементів морфоскульптури відносяться річкові долини та реліктові поверхні давніх терас Ясіня-Черемоської долини, на характеристиці яких ми детально зупинимося далі.

Ясінянська улоговина (Г-3п-2)

Належить до морфоструктур змішаного типу, в якій тектонічна зумовленість загального зниження рельєфу доповнюється елементами реліктової (давньотерасові рівні) та сучасної (комплекс низьких і середніх терас рік Чорної Тиси і Давещини) морфоскульптури. Тектонічно улоговина збігається з Ясінянською синкліналлю, яка розділяє Аншинецьку і Довжинську антикліналі. Ця синкліналь простягається від району селища Ясіня, де вона сягає максимальної ширини, на північ – в північно-східному напрямку, вздовж русла Чорної Тиси. Ядро Ясінянської синкліналі складене середньокросненськими відкладами.

Елементи успадкованої морфоскульптури

Річкові долини. Річкові долини є важливою складовою частиною рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат. Оскільки більшість великих рік досліджуваної території перетинають різні структурні елементи, в яких змінюється морфологія долин, кожен річкову долину ми розглядаємо як систему форм. Звертає на себе увагу поперечний напрямок сучасної гідромережі відносно поздовжньо-зонального плану гір. Великі ріки мають північно-східний (Стрий, Опір, Мізунка, Свіча, Лімниця, Бистриця Солотвинська і Надвірна, нянська, Прут, Білий і Чорний Черемош) або південно-західний (Уж, Латориця, Ріка, Тересва, Чорна Тиса) напрямки.

Однак наявність добре виражених і терасованих давніх долин, що простягаються, як і хребти, в загальнокарпатському напрямку, вказує на те, що первинне ерозійне розчленування низькогір'я здійснювалося одночасно в поздовжньому та поперечному напрямках. Зародження цих давніх долин відбувалося вздовж синклінальних прогинів.

Унаслідок перехватів частина сучасних рік успадкувала відрізки поздовжніх долин. Такими є: долина р.Стрий на ділянці Верхнє Висоцьке–Бориня, її лівої притоки Бориньки і правобережного потоку Шум'яч, а також долина Дністра на ділянці сіл Середи–Лімни. У межах Воловецько-Міжгірської верховини поздовжні ділянки давніх долин успадкували ріки Жданівка і Славка, Рипинка, а далі на південному сході – р.Тересва, верхів'я Чорної Тиси і Пруту.

П.Цись (1963) підкреслює, що в "сучасному низькогірному рельєфі Стрийсько-Сянської, Воловецько-Міжгірської і Ворохта-Путильської верховин давні поздовжні

долини простежуються дуже добре, однак вони позбавлені однобічного стоку, оскільки після перехватів їх відрізки були включені в систему поперечних долин”.



Рис. 5. Меандри р.Рипинки біля с. Репіно.

Загальний рисунок річкової мережі низькогір'я відноситься до ґратчастого типу. Довші відрізки рік займають поздовжні, переважно синклінальні долини, а короткі – перетинають вузькими ущелинами антиклінальні хребти.

Поперечні долини Стрия і Опору в період міоценового (Паскидський рівень) вирівнювання мали вигляд рівнинних рік з широким розвитком меандр. Ці долини впродовж наступних етапів розвитку рельєфу врізались у раніше вирівняну поверхню і в наш час набули вигляду епігенетичних.

Окрім поздовжніх синклінальних та епігенетичних, у межах досліджуваної території слід виділити ерозійно-тектонічний тип долин. Сюди належить частина більших і маленьких рік, які використали тектонічні розломи і порушення (Стрий, Завадка, Орава, притоки Опору і Головчанки, поперечні ділянки Мокрянки, Брустурянки, верхів'я Бистриці Надвірнянської, Чорної Тиси, Пруту і Білого Черемошу). Активні диференційовані неотектонічні підняття сприяли розвиткові перехватів на ділянках Теремле-Ріцької та Чорна Тиса-Прутської зон подрібнення.

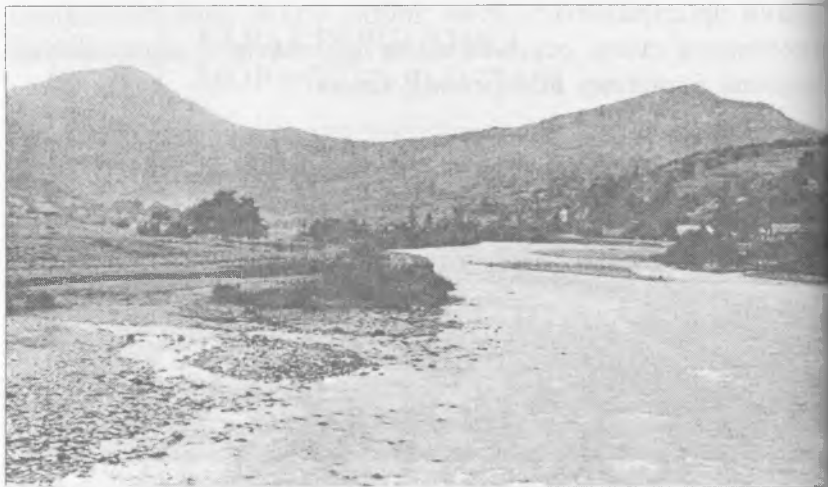


Рис. 6. Вигляд на Міжгірську улоговину.

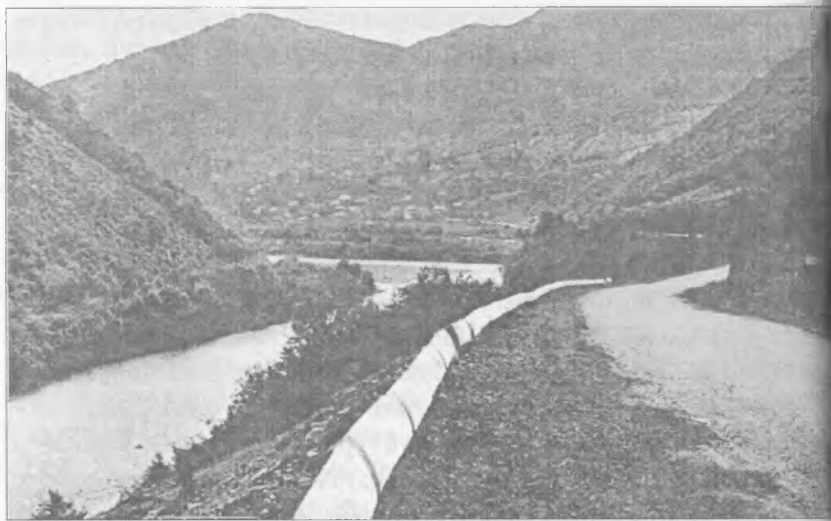


Рис. 7. V – подібна долина Ріки південніше селища Міжгір'я.

У межах кожної великої морфоструктури річкові долини характеризуються певною морфологічною будовою, що зумовлено характером літологічного субстрату й особливостями тектонічної структури. Так, у межах низькогір'їв Верховинських Карпат переважають широкі долини з положисто-ввігнутих, місцями коритоподібним поперечним профілем. Особливо вони розширюються на ділянках укладених давніх поздовжніх долин. У долинах добре розвинений комплекс нижніх і середніх терас (аккумулятивних і цокольних). Високі тераси у вигляді хвилястих, переважно слабо морфологічно виражених рівнів місцями зливаються з ширівняною вершинною поверхнею низькогір'я.

У місцях перетину антикліналей долини помітно звужуються, переважають цокольні тераси, нерідко спостерігаються деформації терасових рівнів.

Долини поперечних рік (Мізунки, верхів'я Бистриці Надірянської, Мокрянки, Озерянки, Брустурянки) відносно вузькі та глибокі, місцями ущелиноподібні (у місцях виходів масивних ямненських і вигодських пісковиків), з переважанням низьких і середніх цокольних та ерозійних терас. Схили долин або прямі, обривисті, або східчасті, ускладнені майданчиками структурних терас. Круті схили долин покриті тут вапняними розсипами, русла рік порожисті, зустрічаються водоспади.

На ділянках перетину менш стійких порід манявської, менілітової і кросненської світ спостерігаються улоговиноподібні розширення з повним комплексом низьких і середніх терас, а також фрагментами високих VI, VII, VIII-го давньотерасових рівнів.

Отже, морфологія річкових долин Горган знаходиться в тісній залежності від структурно-літологічних особливостей. Долини головних поперечних рік – це ділянки улоговиноподібних розширень, які чергуються з ущелиноподібними ділянками. Порівняно з верховинськими ріками, долини горганських рік відрізняються прямолінійністю, відсутністю великих меандр і слідів перебудови річкової мережі.

Вузькі ущелиноподібні долини і наявність в їхньому поздовжньому профілі ділянок різного характеру: глибоких вузьких, крутосхилових, позбавлених терас, з одного боку, розширених, плоскодонних, заповнених алювієм з м'якими невисокими схилами, – з іншого, підкреслюють активні тектонічні рухи різних знаків.

Південно-східна ділянка досліджуваної території характеризується значною неотектонічною активністю, про що свідчать численні деформації поздовжніх профілів терас, також днищ давніх поздовжніх долин, добра терасованість долин Чорного і Білого Черемошу.

Велика кількість терас у долині Путили (X-XII), їх значні відносні перевищення свідчать про переривчасті диференційовані підняття із значною частотою ритму, які досягли максимальної амплітуди в четвертинний період. Історія формування річкової мережі цього району пов'язана з процесом перебудови давньої Ясіня-Черемоської долини.

Для повнішої характеристики річкових долин далі наводимо аналіз поздовжніх профілів основних рік. За даними І.Гофштейна (1964), у профілі Дністра відзначається прогин на місці перехвату біля с.Ломни, де ріка змінює напрямок течії з північно-західного на північно-східний. Декілька деформацій є на профілі Стрия: вони викликані як окремими рухами (с.Сможе), так і літологією (сіл Нижнє Висоцьке, Ропавське). На профілі Мокрянки відзначається різке підняття (на 35 м) на межі з Негровецькою антикліналлю. Дуже велика деформація русла Чорної Тиси (на 50 м відносно умовного профілю рівноваги) спостерігається на ущелиноподібній ділянці долини між хребтами Свидовець і Черногора. На поздовжньому профілі Черемошу виділяється ділянка Усть-Ріки-Кути, де деформації найпомітніші. Особливою контрастністю відрізняється перехід від Верховинської улоговини до Скибових Карпат. Цікаво зазначити, що власне тут відбувся перехват давньої поздовжньої долини. Р.Бойко і В.Нагірний (1968) на поздовжній ділянці Путили фіксують

Шквівську, Сергієвсько-Путильську і Тараки-Дихтинську формації; на Білому Черемоші – Яловець-Голошинську і Бушницько-Конятинську.

Спостереження за поздовжніми профілями русел рік показують, що найновіші тектонічні рухи вирізняються значною диференційованістю.

Річкові тераси

Терасовий комплекс Вододільно-Верховинських Карпат враховує до восьми терас. Вони бувають акумулятивні, ерозійні та ерозійні.

Враховуючи своєрідність гідрологічного режиму карпатських рік, коли в періоди паводків затоплюються перші, а іноді й другі надзаплавні тераси, рахунок терасових рівнів проводимо знизу вгору. Для вікового поділу терас використані палеологічні дані (О.Скварчевська, 1954; Н.Красівська, 1956; М.Демедюк, 1969; М.Фельдбарг, 1970), а також відомості про палеонтологічні й археологічні знахідки (Атанасіу, 1915; Р.Роголя, 1935; Г.Алфер'єв, 1948; М.Крігер, 1951; Г.Раскатов, 1953, 1966).

Однак через відсутність чітко виражених палеологічних маркерів, які б характеризували ту або іншу епоху четвертинного періоду, автор переважно користувався геоморфологічними даними, вивченням будови алювію терас, а також міркуваннями палеогеографічного характеру. За віком тераси поділяються на голоценові (I-II), неоплейстоценові (III-V), мезоплейстоценові (V), еоплейстоценові (VI) і пліоценові (VII-VIII).

Голоценові тераси. До сучасних належать перші (заплавні) та другі тераси. Перші тераси простежуються у вигляді неширокої смуги в долинах усіх рік. Їхня висота в середньому не перевищує 0,3-0,8 м, але в долинах більших рік (Дністра, Сяну, Ріки, Тересви, Пруту, Черемошу та ін.) спостерігається вищий рівень – 1-1,5 м. Ширина заплавних терас коливається від декількох метрів до 100-150 м, тераси

Висоти терасованих рівнів головних рік Вододільно-Верховинського басейну
Ю.Єрмоленка, С.Трохим

Ріки	Вік	ГОЛОЦЕН				НЕОПЛЕИСТ	
		I		II		III	
		висота	потужність алювію	висота	потужність алювію	висота	потужність алювію
Дніпро		1-1,5	1,5	3-5	3-5	10-12	8-10
Сян		0,8-1,5	1,0	2,5-3	2,5-3	7-8	7-8
Стрий		0,5-0,8	0,8	1,5-2	1,5-2	7-12	8-10
Опір		0,5-0,7	0,5-0,7	4-5	4-5	10-12	5-6
Латориця		0,8-1,0	1,0	3-4	3-4	7-8	7-8
Віча		1-5,2	1,5-2,0	3-4	2-3	8-10	3-5
Ришинка		1-1,5	1-1,5	2,5-3	1,5-2	6-7	3-4
Ріка		0,5-1,0	0,5-1,0	2,5-3	2,5-3	6-7	4-5
Теребля		0,4-0,8	0,4-0,8	3-3,5	3,5	8-9	4-5
Тересва		0,5-1,5	0,5-1,5	3-6	3-4	8-10	6-7
Мізунка		0,5-0,8	0,5-0,8	2,5-3	1-2	8-10	3-4
Лімниця		0,5-0,6	0,5-0,6	3-3,2	1-2	6-7	2-3
Мокрянка		0,4-0,7	0,4-0,5	2,5-3	1-1,5	8-10	3-5
Чорна Тиса		1-1,5	1-1,5	4-5	3-4	10-12	3-4
Бистриця Надвірнянська		0,6-0,8	0,6-0,8	1,8-2,5	0,5-0,7	6	1,5-2
Прут		0,6-1,0	0,6-0,8	2-2,5	0,6-1,0	7	2,5-3
Чорний Черемош		0,5-1,3	0,5-1,3	2,2-2	1-1,5	5,5-6	2,5-5
Білий Черемош		1-1,5	1-1,5	3,5-4	2-3	8-11	4-6
Середнє:		0,84		3,14		8,23	

Таблиця 1

з даними П.Цися, О.Скварчевської, Д.Стадницького,
П.Гуської, Н.Куниці та автора

Мезоплейстоцен		Еоплейстоцен		Пліоцен			
V		VI		VII		VIII	
висота	потужність алювію	висота	потужність алювію	висота	потужність алювію	висота	потужність алювію
50	1,8	60-80	1,5-2	100-110	-	150-160	-
40-46	-	66-80	-	120-150	-	200-230	-
45-50	1,5-2	60-36	сліди	90-100	-	150-200	-
50-55	-	71-83	-	95	-	200	-
40	-	75-80	-	-	-	-	-
46	3	60	-	100-120	-	200	-
45-50	1,5-2	68-70	-	150	-	220	-
40-42	-	58-60	-	150	-	190	-
40-50	3-5	69-70	3-4	100-150	сліди	200-220	-
40	2,5	60-74	1,5	100-110	-	172-230	-
34-37	-	72-75	-	87-90	-	-	-
35-40	-	65	1,5	130	-	160	-
35-40	-	60	-	--	-	-	-
40-42	2,5-3	66-78	сліди	110-120	сліди	150-200	сліди
40	-	70	-	-	-	-	-
40	-	65-70	сліди	90-110	-	150-200	-
40-50	3-5	100	сліди	110-165	сліди	200-220	-
50-55	3-5	100	сліди	150-170	сліди	175	-
42-40		73-50		100.60		173.60	

Таблиця 2

Характеристика річкових терас Верхньої Тиси

За С. Рудницьким (1925)	За В. Шавером (1929)	За Г. Алфер'євим (1948)	За Г. Раскатовим (1949)
Заплава } Q ₃ Тераси < 40 м } 40 м } Q ₂ 60-80 м } 120 м Q ₁	Заплава } post W ₂ 2-5 м } 10-20 м } W ₁ W ₂ W ₂ 30 м } RW ₁ R 50-60 м } MR M 80-90 м } G-M M 100-130 м } G N ₂ 220-260 м } N ₁	-- 0,7-1,0 м 1,5-2,0 м 5-6 м 10-15 м 25-30 м 50-60 м 80-90 м 150-200 м	1-5 м Q ₄ 6-8 м } Q ₃ 16-20 м } 30-40 м Q ₂ 60-80 м Q ₁ 120-180 м } N ₂ 200-250 м }

Таблиця 3

Характеристика річкових терас Верхнього Дністра

	Г. Гейсейр (1933-1937)	Г. П. Алфер'єв (1948)	Г. І. Раскатов (1949)	Індекси
1-2 2-6	Голоцен	0,75 м 2,0 м	1-2 м } 4-6 м }	Q ₄
10-12 14-16	Верхній плейстоцен	5,0 м 12-25 м	8-12 м } 15-16 м }	Q ₃
20-22 40-50 60-70	Дольодовиковий період	30-40 м 50-60 м 70-100 м 150 м 180-200 м	20-25 м 30-50 м 70-90 м	Q ₂ Q ₁ N ₂

Таблиця 4

Схема віку основних терас Вододільно-Верховинських Карпат

Тераса	Висота, м	Вік
IX терасовидний майданчик (південно-східна частина території)	220-230	Верхній пліоцен
VIII	150-200	Верхній пліоцен
VII	87-140	Верхній пліоцен
VI	60-100	Ранньочетвертинний
V	40-500	Середньочетвертинний
IV	15-34	Верхньочетвертинний
III	6-12	
II	1,5-5	
I (заплава)	0,4-1,0	Сучасний

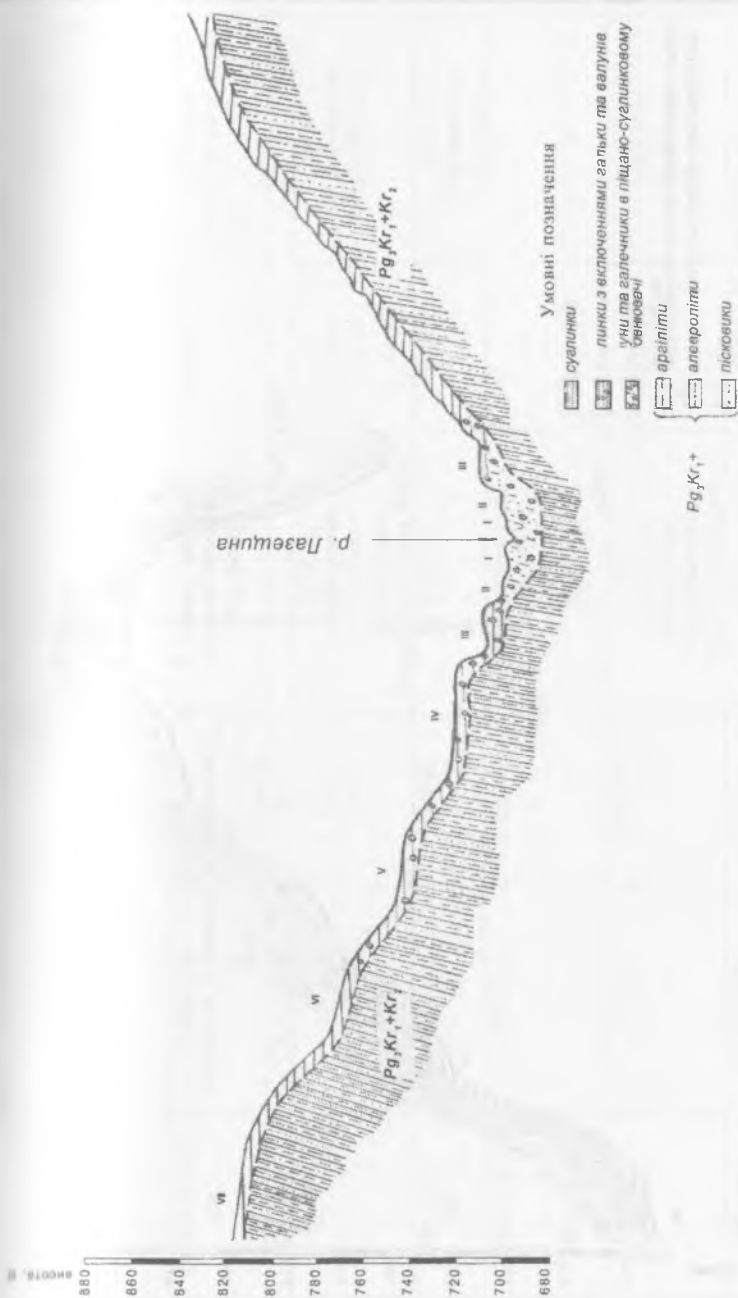


Рис.8. Поперечний геоморфологічний профіль терас р.Лазецька (с.Лазецька).

Схема синхронізації річкових долин Українських Карпат

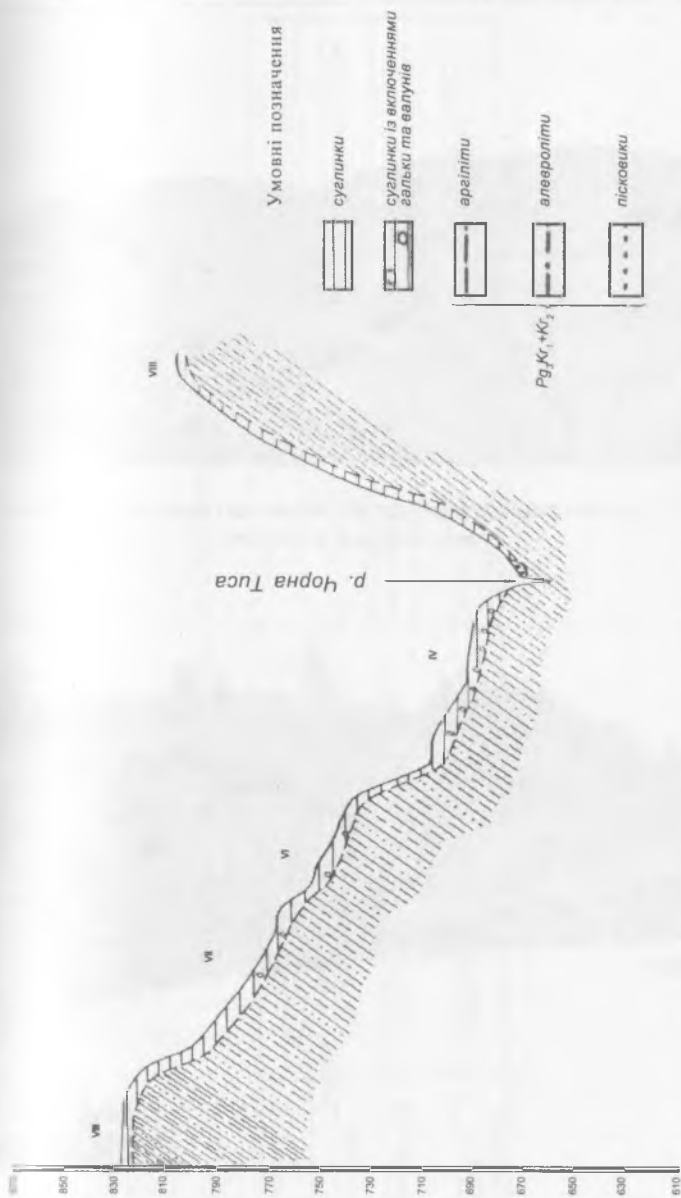
Геологічний вік	Р. Дністер (Алфер'єв, Тейсейр)	Р. Прут (Павловський, Савицький, Тейсейр)	Р. Арджен (верхній) (Вальсан, Маргонн, Атанасіу)	Р. Верхня Тиса	Р. Мареш (Вайна, Фореру, Лоці)
Голоцен	0,75-2,0 м	2,0 м	?	?	?
Вюрм	5 м 12-25 м El. primigenius 30-40 м	6 м 15 м 23 м	10-15 м El. primigenius 35-40 м El. primigenius Megaceras "Cekka Rossa"	?	20 м El. primigenius Ursus spelaeus (?)
Рис-вюрм Рис	50-60 м	30-50 м	55-60 м	60-70 м	40-60 м El. primigenius E. prissus
Міндель-рис	70-100 м	100 м	Elaphas antiquus, Machai Rodus Latidens 85-90 м		
Міндель				120-140 м	?
Верхній пліоцен	150 м	100-150 м	150 м Mastodon Akvernensis El. makidionalis Macacus flokentinus	180-200 м	180-190 м Mastodon Akvernensis
Міоцен	180-200 м	220 м	?	300 м	?

в основному акумулятивні і складені валунно-галечниковими відкладами. У долинах горганських рік алювіальні галечники тераси деколи перекривають невисокий цоколь із корінним порід. Поверхня заплавних терас виліжена в сторону русла місцями вона плавна, без жодного уступу з'єднується з рулом. У мікрорельєфі зустрічаються видовжені дрібні зниження – сліди блукання русла, а також конуси виносу дрібних потоків і ярів у вигляді нагромаджень валунів, брил і щебенку.

Друга тераса добре виражена в долинах більшості рік. Її висота коливається від 1,5-2,0 м (ріки Стрий, Завадка, Ріка Прут) до 4-5 м (ріки Дністер, Опір, Латориця, Теремля, Теремва, Чорна Тиса, Білий і Чорний Черемош, Путила).

Тераса переважно тягнеться смугою від кількох метрів до 1,5-2,0 км (шириною до 500-600 м на вигинах рік). Чітко морфологічно виражена бровка і тильний шов. До русла часто підходить обривистий уступ тераси. Тераса акумулятивна алювіальні галечники зверху перекриті незначним шаром (0,7-1,0 м) суглинків заплавної фації. У долині р.Бистриці Надвірнянської тераса цокольна. Корінний цоколь заввишки 1,5 м покритий малопотужним (0,5-0,7 м) шаром галечників і суглинків. На розширених ділянках тераси частково розміщені села. Г.І.Раскатов (1966) наголошує на знахідках молюсків у відкладах сучасних терас.

Неоплейстоценові тераси. Третя тераса спостерігається в долинах головних рік у вигляді рівних, чітко морфологічно виражених майданчиків, які зустрічаються фрагментами. Висота її 7-12 м, подекуди зменшується до 6-7 м (ріки Завадка, Яблунька, Рипинка, Бистриця Надвірнянська, Прут). Тераса сягає ширини від кількох метрів до 700-800 м (на р.Прут). У долині р.Чорної Тиси тильний шов терас зруйнований зсувами нечітко виражений. При перетині рікою Стрий структура Сможе спостерігаються деформації цього рівня. Тераса в основному цокольна. Потужність алювію коливається від 1,5 до 4-5 м (на р.Тереблї) і 5-6 м (на р.Білий Черемош). На алювіальних галечниках зазвичай залягає пласт бурі



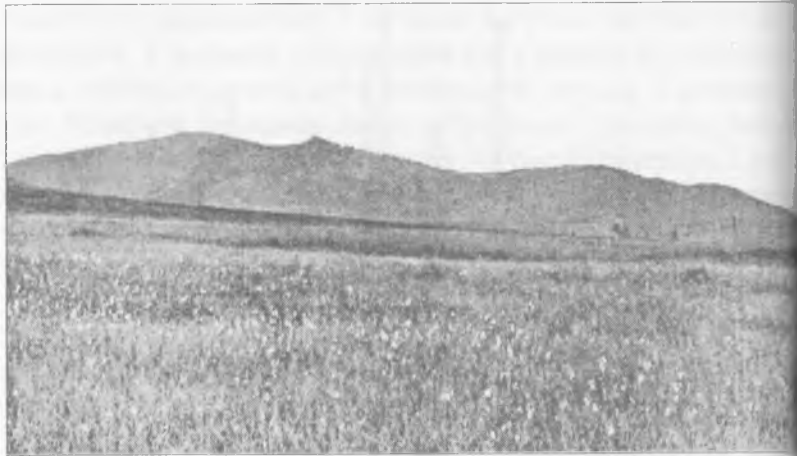


Рис. 11. Сьомий давньотерасовий рівень на правобережжі пра-Р південніше с.Келечин.



Рис.12. П'ята тераса р.Чорний Черемош біля селища Верховин

Таблиця 6

Поверхні вирівнювання Карпат (за І.Гофштейном)

Рівень	Висота, м		Вік	Рівень	Висота, м		Вік
	абсолютна	відносна			абсолютна	відносна	
	південно-західні схили Карпат			північно-східні схили Карпат			
Кичерський	500-750	250-400	ранній паннон	Підбескидський (лише на заході)	700-750	170-220	пізній пліоцен
Підполовинський	900-1000	500-600	пізній баден (перша половина)	Бескидський (лише на заході)	800-1000	250-400	пізній баден
Урду (лише на сході)	1300-1450	750-900	ранній міоцен	Карматурський (лише на сході)	700-1000	200-300	пізній пліоцен

суглинків потужністю 1,8-2,0 м, у нижній частині як Г.Алфер'єв (1948) місцями зустрічав болотні відклади.

IV тераса особливо добре виражена в улоговиноподібних розширеннях рік біля селищ Воловець, Міжгір'я, Ясіня, Верховина. Висота її від 17-18 м (ріки Віча, Теребля, Черемош) до 20-30 м (ріки Стрий, Опір, Ріка, Тересва, Чорна Тиса, Бистриця Надвірнянська, Білий Черемош, Путила). Поверхня тераси похила, бровка і тильний шов, як правило, простежуються добре.

Тераса цокольна, але в окремих випадках акумулює (р.Рипинка в пригирловій частині). Потужність алювію змінюється від 1,5-2,0 м (рр.Теребля, Бистриця Надвірнянська) до 5-8 м (рр.Стрий, Дністер, Сян, Путила). Будова алювію двочленна – з поверхні залягає 1,5-2 метрова товща бурі суглинків.

Слабоводопрониклі алювіальні суглинки сприяють заболоченню широкої (до 1,5 км) IV тераси в межах Верховинської улоговини. У відкладах неоплейстоценової тераси в долині Стрия біля с.Тишківчів Г.Раскатовим (1966) знайдено кістки та зуби мамонта (*elephas primigenius*).

До мезоплейстоцену належать відклади V тераси. Тераса відома в основних річкових долинах. Зустрічається смугами довжиною 0,5-1,0 км і шириною до 300-400 м. Висота коливається в межах 40-50 м, хоча в окремих долинах зустрічаються то нижчі (35-38 м – ріки Мізунка, Прут), то вищі (35-56 м – ріки Білий Черемош, Путила) рівні. Переважно тераса чітко морфологічно виражена у вигляді пологілого похилого майданчика, місцями ускладненого ерозійними вибоїнами, а біля тильного шову – зсувами та конусами вносу дрібних потоків. Тераса в основному цокольна, на окремих ділянках (ріки Мізунка, Брустуриянка, Прут) ерозійні. Потужність алювіальних відкладів не перевищує 1,5-3,5 м.

Еоплейстоценова тераса. VI тераса добре збереглася на ділянках долинних вододілів у межах Кросненської зони (Стрийсько-Сянська і Воловецько-Міжгірська верховини), д

ширина її сягає 600-700 м, а висота коливається в межах 60-100 м. На цих ділянках рівень VI тераси служив ареною для будови річкової мережі. VI тераса є днищем давньої Турківської долини, морфологічні особливості якої найчіткіше виражені на вододільних ділянках рік Стрий-Дністер (біля с. Середи) і рік Дністер-Мшанець (біля с. Лопушанка).



Рис. 13. Восьмий давньотерасовий рівень у долині р. Чорної Тиси (селище Ясіня).

Тут у товщі делювіально-алювіальних суглинків, що прикривають корінний цоколь, зустрічаються включення гальки. Алювіальні галечники зустрічаються на поверхні VI тераси в околицях с. Бориня. Багато галечникового матеріалу зустрічається на межиріччі Мшанця і Лихнівки. На схилах Турківського хребта (правобережжя р. Сян) рівень VI тераси сягає висоти 66-80 м. Цей рівень добре простежується на схилах долини річки Сян у межах с. Латориці, Славки, Вічі, Мшанки і Ріки. У долинах горганських рік VI тераса зустрічається фрагментарно у вигляді вузьких положисто-

похилих майданчиків ерозійного типу. У долинах рік Чорної Тиси і Лазещени VI тераса сягає висот 66-78 м і спостерігається смугами до 3 км довжиною. Найчастіше тераса зруйнована зсувами. У делювіально-алювіальних суглинках, які перекидають корінний цоколь, зустрічається поодинокі галька. VI тераса добре простежується на межиріччі потоків Рафайлівця і Салатрука (долина р.Бистриці Надвірнянської). Вузкою смугою тераса простягається вздовж сучасної долини ріки. Її висота тут – 60-68 м. У розширеній улоговині біля с.Гірський Ясенів (р.Чорний Черемош) VI тераса сягає висоти близько 100 м і характеризується значним нахилом поверхні та плавним окресленням бровки. Фрагменти VI тераси спостерігаються біля с.Довгопілля (р.Білий Черемош). Н.Красуська (1959) описує в алювіальних суглинках тераси (біля селища Верховина) прошарок темних, сильно гумусованих суглинків в інтервалі 1,5-2,0 м. За даними спорово-пилкового аналізу, відібраного з цих суглинків, у верхній частині перетину до глибини 1,0 м переважають спори папороті, а нижче – спори деревних і трав'яних рослин вологого й теплого клімату (наявність болотного кипарису, болотної мірти). У лісових асоціаціях домінували широколистяні породи з дуба, каштана та липи. У верхній частині перетину знижується вміст пилку широколистяних порід, випадає із спектру пилок дуба і збільшується вміст пилку ялини, зникає болотний кипарис. Вище глибини 1,0 м до поверхні переважають спори папороті із значною домішкою плавунівих. Дані спорово-пилкового аналізу вказують на похолодання, яке настало при формуванні відкладів верхньої частини перетину VI тераси.

Пліоценові тераси. До пліоценових належать рівні високих VII і VIII терас. Г.Алфер'єв (1948), Г.Раскатов (1953), П.Заморій (1961) зіставляють за віком VII-ий давньотерасовий рівень із нижньочетвертинним часом.

Рівень VII тераси зустрічається у верхніх частинах схилів давніх поздовжніх долин, а також там, де сучасні долини

використали днища давніх річок (Дністер, Стрий, Завадка, Мбулунька, Латориця, Славка, Віча, Рипинка, Ріка, Тересля, Тересва, Чорна Тиса, Прут, Черемош, Путила). Морфологічні межі тераси переважно слабо виражені – бровка виположена, сильні шви завуальовані делювіальним матеріалом. Рівень VII тераси часто вгадується за переломом крутості пригребневих схилів річкових долин. Добре цей рівень простежується вздовж південно-західного схилу Розлуцького хребта, в околицях с.Бориня, на схилах широкої долини Вічі в околицях Воловця (біля підніжжя схилів хребта Томнатик). Сьома тераса чітко простежується в долині Рипинки біля Ріки, де сягає 160 м висоти. В околицях с.Колочава рівень VII тераси збігається з висотою вододілу між басейнами Тереслі й Тересви, що підтверджує висновки П.М.Цися (1963) про те, що сучасні долини Тереслі й Тересви входили в єдину систему пра-Тересви. Накопичення галечників потужністю 1,5-2,0 м спостерігалось на VII терасі в околицях с.Колочава Лати. У Ясінській улоговині VII тераса піднімається на 110-120 м, ширина її коливається від 50 до 700 м. Поверхня дуже розширена, ускладнена зсувами. Рівні VII тераси висотою 90-110 м збігаються з невисокими, виположеними гребенями в межах Ворохтянської улоговини. У долині Чорного Черемошу рівень VII тераси у вигляді окремих ізольованих останців найчастіше простежується в переломах схилів (гори Пушкар, Підмагура, Швейкова та ін.). Фрагменти VII тераси зафіксовані між селами Конятин і Довгопілля (р.Білий Черемош).

Характерною особливістю терас є те, що чим вона вища, тим більше скорочується перетин алювіальних відкладів, галька зустрічається рідше, зменшується її відшліфованість, збільшується потужність верхньої вивітреної зони корінних порід.

Вік VIII тераси визначається приблизно середньо-пліоценовим часом. Вона так само, як і сьома, фіксує сліди давньої поздовжньої гідромережі. Обриси тераси розчленовані. Місцями вона спостерігається у вигляді різно-

висотних (160-200 м) полого-випуклих увалів, що поступово з'єднуються з відрогами низькогір'я. Уздовж південно-західного схилу Розлуцького хребта (села Шум'яч, Середи) цей рівень зустрічається на висотах 160-170 м. Слабо похилі поверхні цієї тераси простежуються на схилах до долини р.Славки, біля підніжжя схилів г.Томнатик (висота 220 м)

Лівобережна широка частина долини р.Тереблі на ділянці Синевир–Колочава – це зона активної діяльності давньої пліоценової ріки.

На межиріччях потоків Негровець, Герсовець, Сухар і Брадуловець спостерігається єдиний слабо хвилястий рівень на відносних висотах 200-250 м.

Якщо спостерігати з вододілу між потоками Сухор і Брадуловець, то цей рівень простежується від південно-західних відрогів хребта Пішконя на північ, до південно-західних відрогів г.Стримби на південному сході.

В Ясінській улоговині VIII тераса – це слабо похилий майданчик заввишки 170-200 м. Ширина її змінюється від 0,2 до 1,0 км. Поверхня тераси слабо хвиляста, поросла ялиновими лісами. У верхній частині шурфом виявлені бурі суглинки з домішкою щебеню пісковика. Зрідка зустрічаються слабо відшліфовані уламки типу гальки. Рівню VIII тераси відповідають вирівняні вододільні ділянки на межиріччі Зіміра та Лазешини (180-200 м).

Довкола хутора Буковин (межиріччя Пруту й Черемошу) на положисто-вирівняному гребені, що простягається з північного заходу на південний схід, спостерігаються два широкі майданчики VII і VIII терас, підняті над Кривопільським перевалом відповідно на 50 і 75 м. У Верховинській улоговині ці рівні збереглися у вигляді окремих ізольованих останців.

У долині Путили до пліоценових належать рівні заввишки 155-160 і 180 м. Типових галечників на поверхні VIII тераси не виявлено. Очевидно, що вони розмиті або поховані під товщею делювію. Одиначна галька в межах цього рівня зустрічається в околицях селища Ясіня, окремі знахідки від-

начуються Н.Красуською (1959) в околицях с.Верховина, а також В.Лебедевим (1957) та М.Куницею (1968) – в межах Буковинських Карпат.

Здебільшого можна говорити про високі терасоподібні рівні ерозійного типу. Г.Алфер'єв (1948), зіставляючи 150-метровий рівень рік Арджен і Марош у Румунії, де знайдені рештки фауни, з 180-200-метровими рівнями Верхньої Тиси, датував останні верхнім пліоценом.

М.Фельдбарг (1970) разом з Г.Раскатовим (1966) обґрунтовують виділення двох комплексів пліоценових терас (нижньо- і верхньопліоценових) на основі зіставлення з відповідними ерозійними рівнями Передкарпаття. Вони також наголошують на тому, що в пухких відкладах верхніх терас містяться спори та пилок, які Н.Рибакова датує верхнім пліоценом.

Реліктові елементи морфоскульптури

Релікти Полонинської поверхні вирівнювання

Про існування регіонального пенеplену в Українських Карпатах писали Г.Алфер'єв (1948), М.Єрмаков (1948), Г.Раскатов (1957), О.Спиридонов (1952), П.Цись (1952, 1954, 1959, 1964), дотримуючись при цьому різних поглядів про його шк і поширення.

За даними геоморфологічного знімання, залишки нижньогарматської поверхні вирівнювання в межах Вододільно-Верховинської ділянки збереглися слабо, що пов'язано з особливостями тектоніки і невеликою стійкістю олігоценових порід.

У Привододільних Горганах, незважаючи на значну тектонічну активність цього району, релікти вирівняної поверхні збереглися на гребневих ділянках хребтів Канч, Пішконя, Братківська на абсолютних позначках 1300-1500 м.

Виходи лобових частин пісковиків палеоцену й еоцену на південно-західних схилах і на гребенях цих хребтів свід-

чать про те, що молодші олігоценові відклади були знесені денудаційними процесами, які вплинули і на давні породи.

За даними геоморфологічного знімання, вузькі майданчики вирівняних ділянок у межах хребтів Канч, Пішкочья Братківська зрізають пригребеневі пласти антикліналей, на полого спадають.

Бескидська і Підбескидська поверхні вирівнювання

Враховуючи дослідження С.Рудницького (1905, 1926) і польських учених Л.Савицького (1909), М.Клімашевського (1956) та І.Гофштейна (1995), у межах північно-східної частини нашої області можна виділити дві поверхні вирівнювання – Бескидську (абсолютні позначки 800-1000 м, відносні 250-400 м) і Підбескидську (абсолютні позначки 700-750 м, відносні – 170-220 м).

На захід від долини Стрия С.Рудницький (1905) виявив ознаки денудаційного вирівнювання: меандри рік Стрия, Сян і частково Дністра, постійність висот і вершин, порівняно менша висота гір (700-900 м). Цей район він називав “Карпатським пенепленом”.

Льодовиково-денудаційні форми плейстоценового зледеніння

Форми плейстоценового зледеніння спостерігаються на північно-східних схилах вершин Ясновець, Стримба, Негровець і, головним чином, хребта Братківської. Проблема плейстоценового зледеніння Горган остаточно не з'ясована. Згідно з поглядами Є.Ромера (1909), в плейстоценовий час у Горгані переважало фірнове зледеніння, а його головними причинами були: значна висота гір (не нижче 1700 м), масивність гірських хребтів і кліматичні умови. Б.Іванов (1950) вважає можливе існування долинних льодовиків у цьому районі. П.Цись (1955) припускає наявність окремих невеликих карових льодовиків.

Оскільки в Чорногорі вік зледеніння визначався шляхом кореляції моренних відкладів із неоплейстоценовими терасами

Пругу, то за аналогією зледеніння Горган можна також віднести до верхньочетвертинного періоду.

Добре зберігся кар на північно-східних схилах г. Ясновець. Це овальна циркоподібна заглибина з крутими скелястими стінками. Із північно-східної сторони кар відкритий, тут зберігся крутий поріг-ригель висотою до 7,0 м. Дно кару вкрите щербенистим матеріалом, ширина – 300-350 м. Подібний кар спостерігається на північних схилах гори Негро-вощ, але він менший за розмірами і нечітко морфологічно виражений. На схилах гори Стримба льодовиковий кар має розміри 100-150 м. Він сформувався в податливих дрібно-ритмічних сланцях стрийської серії. Стінки його значно шпильовані, а дно вкрите уламковим матеріалом. Такі кари Д. Стадницький (1959) описує на північних схилах вершин Буштул і Прибуй.

На північних схилах гори Братківської розміщені три карі – центральний і два бічні: східний і західний. Центральний кар сягає в поперечнику приблизно 500 м. Крутість його північної стінки – близько 40°, бічних – 30-33°. Стінки ускладнені кам'яними розсипами. У днищі спостерігається скелястий поріг (ригель) висотою до 50 м. На абсолютних позначках близько 1400 м центральний кар з'єднується із західним. У місці їх з'єднання знаходиться ригель висотою до 60 м. Вузька V-подібна долина перетинає днище кару, в бортах якої відшаровуюються відклади донної морени з уламкового матеріалу – брил, валунів, щербенистих і піщаних наносів. Бічні карі є видовженими у профілі. На абсолютних позначках 1160-1170 м з'єднуються потоки, що витікають із центрального та східного карів. Вони обтікають видовжене підняття серединної морени з уламкового матеріалу.

Екстрагляціальні форми

До екстрагляціальних належать кам'яні розсипи, розміщені на схилах найвищих хребтів Привододільних Горган – Канчу (1678 м), Пішконі (1707 м), Братківської (1788 м).

Є.Ромер (1909), а потім і С.Рудницький (1925) підкресливали, що найсприятливіші умови для утворення кам'яних розсипів були в період плейстоценового зледеніння, коли різкі коливання температур у прильодовиковій смузі сприяли інтенсивному вивітрюванню ямненських і вигодських пісковиків. У Горганах на ділянках виходів ямненських пісковиків кам'яні розсипи складені уламковим матеріалом із переважанням великих брил і уламків. Гірські хребти асиметричні – південно-західні схили відносно пологі, північно-східні – круті.

Пологіші південно-західні схили вкриті розсипами крупноуламкового матеріалу діаметром 1-2 м і більше. Ці розсипи повільно рухаються вниз по схилах і створюють у нижніх частинах конуси, кам'яні потоки. На північно-східних схилах кам'яні розсипи закріплені у верхній частині схилів гірською сосною, в нижній – смерековими лісами. У місцях, де вирубані ліси та знищені зарості гірської сосни, кам'яні розсипи починають рухатися вниз.

Отже, можлива активізація кам'яних розсипищ – істотно серйозна потенційна небезпека для Горган. Площа кам'яних розсипищ становить близько 15,0 км².

Долинно-терасові форми (реліктів перехоплених поздовжніх долин)

Сюди належать давні поздовжні долини Вододільної Верховинської області, які входять до басейнів Сяну, Тисю, Пруту. Думка М.Єрмакова (1948) про існування єдиної поздовжньої ріки в межах Стрийсько-Сянської верховини підтверджується дослідженнями П.Цися (1957, 1960), а також нашими спостереженнями. Тут окрім поздовжньої ділянки верхнього Сяну спостерігаються сліди трьох давніх поздовжніх долин. При цьому найбільш далеким витоком системи притоки Сяну була долина, яка включала верхню течію сучасної Стрия (вище села Бориня). Ця долина простягається далі через села Бориню, Яблуньку Нижню, і далі через Яблуньку Верхню, Шандровець, Боберку на с.Лютовисько.

Друга давня поздовжня долина фіксується в сучасному рельєфі в напрямку від м. Турка на північний захід у сторону с. Лімна (верхів'я Дністра) і далі через Хашів, Міхновець, Горну. На південний схід від м. Турка ця долина простягається вдовж р. Стрия до с. Ільник, а далі – долиною правої притоки Стрия – Завадки.

Третя долина фіксується П. Цисем у верхів'ях ріки Стривігор (Польські Карпати) у напрямку сіл Рябе, Рівне, Усть-Нова.

Ці долини своїми низів'ями підходять до ріки Сян. Їхня ширина не відповідає сучасним руслам субсеквентних гірських потоків. Вони були перехоплені верхів'ями Стривігору, Дністра і Стрия на рівні VI тераси.

Наявність перехватів підтверджується коліноподібними поворотами сучасних верхів'їв Стривігору, Дністра, Яблуньки, Стрия і Завадки.

І. Гофштейн (1961) вважав, що одна з поздовжніх долин Ювінішніх Карпат (села Слобода–Розлуч–Дністрик–Головешський–Мшанець–Нижні Устрики) була верхів'ям пра-Сяну на північному заході (у даний момент долина Стрия). Однак цим погодитись не можна, оскільки сучасна долина Стрия увійшла в днища давніх поздовжніх долин – Турківської, Боринської – і в наш час перетинає їх. Одна з них – Боринська – захоплювала сучасне верхів'я Стрия і була верхів'ям пра-Сяну.

Верхньосянська долина починається біля с. Бутля і далі продовжується через села Нижне і Верхне на північний захід. Біля с. Соколики вона з'єднується з сучасною долиною Сяну.

На захід від с. Соколики долина значно розширюється (до 1,5-2,0 км), добре терасована, з похилими поверхнями VI тераси на правобережжі (на схилах Сянського хребта).

На ділянці Тарнава–Дзвіняч на правобережжі зустрічаються фрагменти високої VII тераси. Біля с. Дидява на лівобережжі ця тераса сягає ширини 500 м. Сама долина добре морфологічно виражена і зберігає напрямок усієї долини верхнього Сяну. Ширина долини на рівні високих терас (VI-VII) –

1,5-2,0 км, а на прикордонній ділянці – близько 3-3,5 км. Рис-вюрмський період притоки Стрия перехопили верхів'я притоки Сяну.

Боринська поздовжня долина займає верхів'я сучасної долини Стрия від с.Верхнячка до с.Бориня, далі вона простягається долинами рік Бориньки і Яблуньки. До села Матків ширина долини 1-1,3 км, а нижче – 2-2,5 км. На ділянці від с.Верхнячка до с.Матків давня долина прямолінійна і проходить уздовж синклінального прогину. На правобережжі простежуються рівні VI тераси.

Біля с.Матків спостерігається коліноподібний поворот долини в північно-західному напрямку – тут ріка обходить тектонічну структуру-луску Комарник. Долина значно розширюється і на ділянці Верхнє Висоцьке–Нижнє Висоцьке по обидва боки є фрагменти VI-VII терас. Висота VI терасового рівня на правобережжі біля с.Матків – 85-90 м.

В околицях с.Бориня давня долина сформована в межах широкого плоского синклінального прогину, виповненого потужною товщею верхньокросненського флішу. Ріка Боринька успадкувала давню долину й утворилась внаслідок перехвату давньої долини рікою Стрий. Схили долини терасовані. На лівобережжі тераси значно розмиті й зустрічаються фрагментами в вигляді вузьких смуг. Відносна висота VII тераси – 140-150 м. Поверхня і схили терас перекриті алювіально-делювіальними відкладами. На рівні VI тераси (г.Гомнята) на розораних ділянках зустрічається галька із пісковика. В шурфі, закладеному на цій терасі, виявлена товща суглинків (1,5 м), у нижній частині якої зустрічаються поодинокі включення гальки.

На північний захід від с.Верхня Яблунька спостерігається поперечне підняття днища Боринської долини. Воно слугує місцевим вододілом між потоком Шандровець і рікою Яблунькою, які на цій ділянці успадкували давню долину і течуть в протилежних напрямках. Про позитивні неотектонічні

рухи на цій ділянці свідчить наявність молодих ярів, які розчленовують давні терасові рівні, а також різкі уступи молодих голоценових терас.

Біля с.Нижня Яблунька ріка Яблунька майже під прямим кутом приймає лівобережну притоку – р.Сороку – і різко повертає в північно-східному напрямку. На цій ділянці відбувся перехват Боринської долини лівобережною притокою Стрия. У долині прориву 40-метрова V тераса підходить безпосередньо до русла ріки у вигляді крутого уступу. Оскільки з високих терас лише цей рівень простягається в межах поздовжньої ділянки долини, можна припустити, що перехват відбувся під час формування уступу від VI до V тераси.

Турківська давня поздовжня долина. Долина добре виражена в рельєфі і простягається верхньою течією Дністра (на ділянці Середя–Жукотин–Лімна) і далі на північний захід через Хащів на територію Польщі (Міхновець–Чорна–Дашувка–Лобозів). Від села Середя в південно-східному напрямку давня долина добре простежується в рельєфі через с.Шум'яч до м.Турка; далі сліди її зафіксовані поздовжнім відтинком р.Стрий до с.Ільник, а потім – правою притокою Стрия – рікою Завадкою. Біля с.Завадка до головної долини приєднуються дві давні долини- притоки.

Права долина починається біля с.Козева і прямує через села Оравчик і Мита до головної долини. Ліва долина починається біля с.Домнівці й простягається через села Сможе і Красне до с.Завадки. Вона, мабуть, у нижньочетвертинний час була перехоплена рікою Сможенкою. Унаслідок перебудови річкової мережі, на ділянці між селами Сможе, Красне і Мохнате утворилася широка улоговина. Про наявність тут давньої долини свідчить добре виражена в рельєфі VII тераса на південно-західних схилах хребта Довжки (від с.Домнівці до с.Завадка, на абсолютних позначках 870-900 м).

До Турківської долини приурочені поздовжні ділянки рік Славки, Головчанки, Орави, Завадки, Лопушанки і верхів'їв

Дністра. Ширина Турківської долини від витоків до с.Завалка – 1-1,5 км, нижче вона розширюється до 2,5 км. Уздовж бортів Турківської поздовжньої долини на ділянці Турка–Вовч простежуються давньотерасові рівні. Зокрема VIII терасовий рівень фіксується на схилах Розлуцького хребта у вигляді різновисотних полого-випуклих піднять.

Широкі вирівняні ділянки утворюють VII і VI тераси зазвичай вкриті значною товщею жовто-бурих суглинків. В околицях с.Середа долина помітно розширюється (до 3,0 км) дніше її (VI терасовий рівень) дещо підняте. Тут на вузькій ділянці відбувається боротьба витоків Дністра і Шум'яча з вододіл. Йде тенденція до перехвату витоків Шум'яча глибше врізаною і сильно розгалуженою системою Дністра. Наприкінці рис-вюрмського часу відбувся перехват давньої долини верхів'ями Дністра – на північ від с.Лімна, де ріка різко повертає в ущелиноподібну долину з VI терасовим рівнем спільним із давньою долиною.

Долина пра-Ріки. Широка поздовжня долина пра-Ріки межує на південному заході з Воловецько-Міжгірським низькогір'ям.

На схемі М.Єрмакова (1948) на південь від Вододільного хребта виділяється Верховинська поздовжня долина, яка простягається від селища Усть-Чорна на р.Тересві в північно-західному напрямку через Колочаву, Синевир, Міжгір'я, Воловець, Нижні Ворота. Звідси долина продовжується вздовж притоку Латориці Зденяцької на р.Уж. Далі на північному заході вона перетинає Карпатський вододіл і в межах Польщі з'єднується з однією з приток Сяну – верхів'ями річки Солинки, можливо, і з верхів'ями Ослави. Прародичами південно-східної ділянки Верховинської долини М.Єрмаков вважав пра-Тереблю або пра-Тересву. Проблема Верховинської поздовжньої долини все ще є дискусійною.

Б.Висоцький (1961) заперечує можливість стоку в пра-Тересву і вважає, що доцільніше говорити про пра-Ріку. Він звертає увагу на велику різницю глибин врізу Ріки і Тереблі.

вона сягає в гірській частині 140-250 м. Виділена Б.Висоцьким поперечна структура “Тереблянський поперечний перегин” розглядається як зона прояву поперечного глибинного розлому. Він простежується в Чорногірській і Скибовій зонах і очевидно, продовжується в крайовому прогині. На думку Б.Висоцького, р.Ріка сформувалась на західному схилі “Тереблянського перегину” та із самого початку знаходилась в сприятливіших умовах живлення, ніж Теребля. У зв’язку з цим вона раніше перерізала Полонинський хребет і наприкінці плиоцену-на початку пліоцену її басейн різко збільшився. Існує твердження, що верхів’я Тереблі належало до басейну Ріки. Доказом цього учений вважає наявність сідловини на хребті Мерша, яку він називав реліктом лівої притоки Ріки і яка потім стала верхів’ями Тереблі. У середині або наприкінці плиоцену р.Теребля, також перерізала хребти і перехопила велику ліву притоку Ріки, яка потім стала верхів’ям Тереблі.

Такої ж думки дотримується А.Кожевников (1965). Залишки давньої гідромережі на вододілі Тереблі та Ріки він вважає молодшими – нижньоплейстоценовими.

П.Цись (1963) заперечує можливість перехвату пра-Тереблею лівої притоки Ріки, наголошуючи, що менш активна ріка навіть унаслідок тектонічних рухів не могла перехопити притоку більш розвиненого басейну.

Згідно з нашими спостереженнями, від витоків Латориці в напрямку через Нижні Ворота, Воловець, Пилипець, Сойми до селища Міжгір’я в рельєфі добре простежується давня поздовжня долина. У переломах її схилів знайдено сліди високих терас, а днище долини перерізане терасованою долиною р.Вічі на дві гілки. Відтинок поздовжньої долини Нижні Ворота–Воловець успадкований рікою Славкою, яка спадає в р.Латорицю і тече в протилежному напрямку. Діючий вододіл між р.Славкою і р.Вічею є днищем давньої долини і знаходиться на абсолютних висотах 600-620 м. У районі селища Воловець давня долина має південно-східний напір. На південно-східних схилах г.Томнатик добре

простежуються рівні VII і VIII терас. Такі ж давньотерасні рівні прилягають до схилів полонини Боржави. Річка Рипин використала напрямок давньої поздовжньої долини.

Вивчення геоморфологічної будови долини Ріки на ділянці Сойми–Вучково, а також долини Терєблі на ділянці Синевир–Колочава, показало відсутність слідів перехвату. Вододіл між глибоко врізаною долиною Ріки і долиною Терєблі високий і крутими схилами.

Сідловиноподібне зниження в хребті Мерша не можна вважати “покинутою” долиною, оскільки жодних слідів річкової акумуляції тут не виявлено. На думку І.Гофштейна (1964), сідловина на вододілі Ріка–Терєбля створена інтенсивною регресивною ерозією потоку Мохнатого.

Слід також враховувати резонне зауваження П.Цися, що перехват притоки глибоко врізаної Ріки менш активної “полонинською” Терєблею не можна пояснити лише тектонічним “відрізанням”.

Поздовжньою ділянкою Терєблі, від Синевиру до Колочави, спостерігаються чітко виражені високі тераси, які простягаються і далі на південний схід у напрямку долини Терєсви. Вони свідчать про самостійний розвиток долини впродовж пліоцен-плейстоценового часу.

На високій VII терасі давньої долини (правобережжя потоку Брадулівця) в околицях села Колочава виявлені нагромадження галечників. Останнє дозволяє припустити існування пра-Терєсви, верхів'ям якої були витoki Терєблі “Полонинська” Терєбля пізніше перехопила цю поздовжню долину.

Перехват пра-Ріки, мабуть, відбувся у районі Нижній Воріт, де, на думку П.Цися, “Полонинський хребет (можливо вздовж лінії тектонічних порушень) був прорізаний притокою Зденяцької – нижньої Латориці”. Він перетворив колишні верхів'я пра-Ріки у витoki сучасної Латориці. На місці перехвату – глибока ущелина, яка має вигляд “долини прориву”.

Долина пра-Тересви. Зародження пра-Тересви належить до нижньопліоценового часу. Її верхів'я розміщувались у районі витоків сучасної Терєблі (П.Цись, 1963; Д.Стадницький, 1964). Використавши тектонічний розлом уздовж північно-східного краю Чорногірської зони, ріка протікала в південно-східному напрямку, про це свідчать галечники у верхів'ях потоку Брадулівця, а також високі тераси поздовжніми ділянками сучасної Мокрянки.

Наприкінці плейстоценового періоду Терєбля перерізала Полонинський хребет і перехопила пра-Тересву, що призвело до поділу долини на два розгалуження. Перше з них увійшло до басейну Терєблі, а друге – в систему сучасної Тересви. Перехват Терєблею пра-Тересви відбувся в районі Мерешерської ущелини, де глибока долина Терєблі утворює коліно-подібний поворот. Перехват, мабуть, відбувся на рівні V тераси. Про напрямок давньої поздовжньої долини свідчать рівні високих терас (VI, VII, VIII), добре збережених на південно-західних схилах хребта Пішконя, а також уздовж схилів сучасних долин Брадулівця і Мокрянки.

VI і VII давньотерасові рівні простежуються вздовж лівого берега на прямолінійній ділянці Синевир–Колочава–Лазі. Наявність добре вираженого терасового комплексу на лівобережжі і відсутність терас на правобережжі пояснюється тектонічною активністю Терєбле-Ріцького вододілу.

Із моменту зародження давньої долини, ріка постійно підмивала високий правий берег з тенденцією до підняття; в той же час на лівобережжі відбувалась акумуляція давнього алювію і формування терасових майданчиків.

Історія розвитку давньої Ясіня-Черемоської поздовжньої долини висвітлювалась у роботах Є.Ромера (1906), В.Буцури (1930), М.Єрмакова (1948), П.Цися (1951, 1934), Г.Раскатова (1957) та І.Гофштейна (1964). Однак усе ще немає єдиної думки стосовно генезису цієї долини. Більшість дослідників вважали, що первинний стік відбувався в південно-східному напрямку. У процесі перебудови річкової мережі в пліоцен-

плейстоценовий час витіки Бистриці Надвірнянської, Чорної Тиси, Пруту і Черемошу поділили давню долину на поперечні ділянки. Днище долини простягається у вигляді розчленованого плоско-вершинного низькогір'я від селища Ясіня на Ворохту, Верховину, Путилу до Селятина.

І.Гофштейн (1964) вважає, що напрямок течії давньої ріки міг бути північно-західним і що ця ріка була верхів'ям Пруту.

Вивчення матеріалів геоморфологічного знімання, а також топооснови великого масштабу і матеріалів П.Цися (1951, 1954), В.Лебедева (1957), Н.Красуської (1958), І.Гофштейна (1964), М.Куниці (1968) та власні дослідження дали змогу отримати такі результати:

а) середні позначки днища давньої долини на вододілах сучасних рік коливаються в межах 930-950 м. Так, на вододілі Чорна Тиса-Прут вони змінюються в межах 870-951 м, сягаючи мінімальних позначок на вододілі потоків Зіміра і Пародчина.

На вододілі Прут-Черемош (район с.Кривопілля) абсолютні позначки сягають 950-960 м; на вододілі Чорний Черемош – 931-957м. На вододілі Білого Черемошу з Путилою абсолютні позначки становлять 950 м, а на вододілі Путили і Сучави – 935 м (верхів'я потоку Лустун). Загалом у долині не встановлено нахилу в північно-західному напрямку;

б) вирівняні реліктові поверхні давньої долини зафіксовані геоморфологічним зніманням на всій ділянці від селища Ясіня до Селятина. Відносні перевищення цієї поверхні – 220-300 м;

в) давня долина на ділянці сучасного Білого Черемошу має два розгалуження – пра-Путильське і пра-Яблуницьке. Днища цих долин мають слабкий нахил в бік сучасної долини Білого Черемошу (М.Куниця, 1968);

г) І.Гофштейн (1964) зазначає, що в межах Покутського відтинку Черемошу потужний алювій вкривав високі тераси і це свідчить про те, що пра-Черемош був потужною рікою, здатною переносити великі товщі алювію;

г) поверхня 120-метрової VII тераси в долині прориву Черемошу біля г.Синиця (околиці Верховини) збігається з рівнем давньої Багненської долини на ділянці між Вижницею і с.Жадовим (згідно із порівняннями В.Лебедева, 1957). В алювіальних відкладах І.Гофштейн (1964) знаходить гальку кристалічних порід із Чивчинського масиву. Ще раніше на знахідки чивчинських кристалічних порід в алювії високих терас покутського Черемошу наголошував А.Токарський (1931). У зв'язку з цим важко погодитися з думкою, що стік давньої ріки відбувався в бік сучасного Пруту, в алювії якого галька кристалічних порід не зустрічається;

д) аналіз морфології долини прориву Пруту показує, що на 2 км на північний схід від смт Ворохта ширина ущелино-подібної долини Пруту не перевищує 1 км, а ширина давньої долини на рівні найвищої тераси в районі Ворохти сягає 5,0 км.

Враховуючи ці дані, доходимо висновку, що первинний стік (початок пліоцену) в Ясіня-Черемоській долині відбувався в південно-східному напрямку, до сучасної Сучави. Наприкінці верхнього пліоцену, у зв'язку з активними переміщеннями вздовж тектонічного розлому, на північний схід від селища Верховина відбувся перехват на рівні VIII тераси, що підтверджується нахилом днищ давньо-Путильської і давньо-Яблуницької долин до сучасної долини Черемошу. Загалом внаслідок перехвату в районі селища Дихтинець (в ранньочетвертинний період) Путила успадкувала нахил давньої долини. Потужний пра-Черемош виносив крупноуламковий алювій до Багненської долини.

До верхньопліоценового часу належить перехват верхів'їв Чорної Тиси. Дещо пізніше (очевидно, у рис-вюрмський час) із системи давньої долини внаслідок перехвату в районі Ворохти вибув Прут.

На початку міоцену фаза складчастості охопила всі Карпати. Про висхідні нижньоміоценові рухи в межах Вододільно-Верховинських Карпат свідчать сліди висихання лагун на південному сході, де верхньокросненська світа закінчується гіпсоносними глинистими відкладами нижньоміоценового віку – у Сілезькій (Кросненській) зоні. І.Гофштейн (1995) наголошує на прояви ранньоміоценової фази складчастості (етенбурзької і найновішої савської). У середньоміоценовий час у Верховинських Карпатах посилились процеси підняття і складкоутворень, які призвели до утворення перших насувів-лусок. Характерною особливістю ранньотортонського часу є зародження систем регіональних розломів, яке збіглося з інтенсивним вулканізмом у Внутрішньокарпатській області. І.Гофштейн (1962) з верхньотортонським часом формування глинистих відкладів косівської світи пов'язує найбільше вирівнювання Карпат і виникнення Бескидів.

В.Буров і М.Петрашкевич (1969) стверджують, що головним джерелом виносу теригенного матеріалу в цей період була Карпатська гірська країна. Власне тому вздовж південно-західного краю тортонського косівського басейну значно поширені піщані відклади. У синхронних тортонських відкладах Закарпаття на різних рівнях з'являються горизонти конгломератів, що свідчить про періодичні інтенсивніші підняття ділянки розмиву. Кінець тортонського часу в межах Вододільно-Верховинських Карпат відповідає новій фазі активізації тектонічних рухів (В.Буров, М.Петрашкевич, 1969).

Тангенціальні рухи в межах Чорногірської зони відбилися на структурі Вододільно-Верховинської області. Відбувалось витискування крейдяних ядер лусок та антиклінальних складок і наповзання південно-західних лусок на

північно-східні. Унаслідок тангенціальних рухів палеогенові відклади виявились зім'ятими в антиклінальні складки.

Сарматський етап. Оскільки впродовж нижнього та середнього міоцену констатується мобільність Карпат, яка не сприяла вирівнюванню, а в нижньо- та середньосарматський час також відбувались підняття, найімовірнішим віком Полонинської поверхні вирівнювання слід вважати нижній сармат. Ці уявлення збігаються з висновками М.Клімашевського (1956) про нижньо- та середньосарматський вік внутрішньогірського денудаційного рівня Західних Карпат. Підняття і розмив Карпат у середньо- та верхньосарматський час підтверджується потужною товщею карпатської гальки в балтській дельтовій світі. Пра-Дністер виносив у район Балти карпатську гальку і вже в той час включив у свою систему низку поперечних рік північно-східного схилу Карпат.

Меотично-пліоценовий етап. У меотисі відбувалось інтенсивне розмивання Українських Карпат. Про це свідчать карпатські галечники в меотичних відкладах району Тирасполю. Вони приносились сюди пра-Дністром, праві притоки якого інтенсивно розчленовували раніше вирівняні Карпати. У внутрішній частині гір у цей час відбувались великі нереривчасті тектонічні рухи, які супроводжувались ефузивними процесами на Закарпатті.

За І.Гофштейном (1995) верхній баден – час утворення Бескидської денудаційної поверхні на північно-східному схилі Карпат, а також час утворення Підполонинської поверхні на протилежному схилі. До Бескидської поверхні вирівнювання в межах Стрийсько-Сянської верховини можна віднести вирівняні гребені та вершини хребта Дзвінів і масиву Сможе на абсолютних позначках 1030-1100 м (відносних – 250-400 м).

Вивчення поверхонь вирівнювання в цій частині Українських Карпат проводилося з урахуванням поглядів С.Рудницького (1926), польських учених Л.Савицького (1909), М.Клімашевського (1956) та І.Гофштейна (1995).

Із нижньопліоценовим часом ми пов'язуємо виникнення Підбескидської поверхні вирівнювання, яка спостерігається у вигляді плосковершинних рівновисотних гребенів розміщених на абсолютних висотах 700-750 м (відносних – 180-220 м) у межах низькогір'їв Верховинських Карпат.

Такого висновку доходимо на основі вивчення найдавніших терас цього району, які за віком належать до верхнього пліоцену. У пліоценовий час визначились головні риси рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат, які в плейстоценовий і сучасний етапи остаточно сформувались.

На початку зародження долинних систем одночасно розвивались як поздовжні, так і поперечні ріки, хоча перші користувались переважаючим розвитком. У північно-західній частині Горган М.Єрмаков (1948) виділяв витоки давньо-Сянської поздовжньої долини. Однак слідів існування такої широкої долини не виявлено.

Д.Стадницький (1963) припускає існування вужчої долини, яка мала вихід до Опору через потік Сопог і нижню течію сучасної Рожанки. Ця давня ріка протікала в північно-східному напрямку, між сучасним Головним Карпатським вододілом на півдні і хребтом Розтока на півночі. Її верхів'я знаходились у районі витоків сучасної Мізунки. Це підтверджується наявністю VIII тераси на лівому березі Мізунки біля с.Семечів, уздовж потоку Сопог і нижньої ділянки долини Рожанки. До пліоценового часу належить зародження поздовжніх долин пра-Сяну:

- а) поздовжньої ділянки Сяну від верхів'їв до міста Сянок (Польща);
- б) поздовжньої Боринської долини, яка включала верхню течію сучасного Стрия (на південь від с.Бориня);
- в) Турківської поздовжньої долини;
- г) поздовжньої долини у верхів'ях р.Стривігор (Польща).

На південь від Вододільного хребта існувала поздовжня долина пра-Ріки, верхів'я якої включало сучасне верхів'я Латориці вище с.Нижніх Воріт. Долина мала стік у півден-

по-східному напрямку через Воловець, Пилипець, Сойми, Міжгір'я і далі на південь через сучасну долину Ріки (П.Цись, 1963).



Рис. 14. Схема сучасних і давніх долин Стрийсько-Сянської Верховини та Бескид (за П.Цисем).

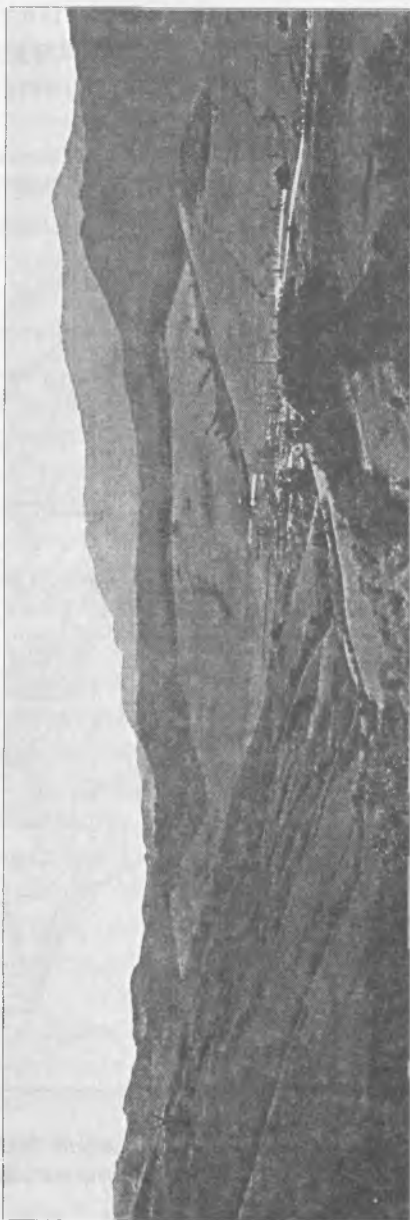


Рис. 15. Давньотерасові рівні пра-Ріки в околицях селища Воловець.

Давні поздовжні долини використали для свого формування тектонічні розломи і порушення. Підняття верхньосарматського-нижньопліоценового часу інтенсивно проявились уздовж поперечної Теремле-Ріцької скидової зони і спричинились до формування пра-Ріки на південь від смт Міжгір'я поперек Полонинського хребта. До нижньопліоценового часу належить зародження пра-Тересви, верхів'я якої розміщувалися в районі витоків сучасної Теремлі.

Формування найвищого (VIII) терасового рівня належить до верхнього пліоцену. У пліоценовий час річкова мережа Горган мала конфігурацію схожу до сучасної. Поздовжній стік відбувався на південному заході Горган – вздовж пра-Ріки і пра-Тересви. Решта рік Горган мала поперечний напрямок. Унаслідок верхньосарматських і нижньопліоценових рухів відбувалось поступове підняття Горган, яке призвело до врізу гідрографічної мережі, яка пристосувалась до тих тектонічних порушень, що виникли ще в перші фази підняття і складкоутворення Карпат.

Існування поперечних розломів підтверджується регіональними дослідженнями Г.Тейсейре і К.Толвінського (1921), С.Суботіна (1955), Я.Кульчицького (1958), П.Бондарчука (1959), Ф.Темнюка (1960), М.Жукова (1961), Є.Лазько і Д.Резвого (1962), В.Славіна і В.Хаїна (1965) та ін.

Уздовж поперечних розломів формувались долини Свічі, Дімниці, Мокрянки, Тересви, Чорної Тиси, Бистриці Надвірнянської і Пруту. М.Жуков (1961) виділяє поперечний розлом планетарного значення вздовж долини Ріки (по пододілах Ріки і Теремлі та Мізунки й Опору).

У межах Теремле-Ріцького вододілу амплітуда скидового зміщення західного блоку фундаменту становить 200-250 м. Вік цих поперечних дислокацій визначається М.Жуковим у межах від верхнього олігоцену до нижньочетвертинного періоду. Значні ділянки долин рік Пруту і Бистриці Надвірнянської в межах Горган приурочені до Прутської зони



Рис. 16. Вигляд на Яблунницьку давню поздовжню долину у верхів'ях потоку Сторонець
(Путильське низькогір'я).

поперечних розломів (Я.Кульчицький, 1958; С.Суботін, 1961). У зв'язку з підняттям Горганського блоку фундаменту (кінець верхнього сармату-початок пліоцену) в південно-східній, південній і південно-західній частинах Горган утворились подовжні Ясіня–Черемоська, Тересвянська і Ріцька давні долини. Наприкінці сармату-на початку пліоцену почався стік давньою Ясіня–Черемоською долиною, яка охоплювала верхів'я сучасних Чорної Тиси, Бистриці Надвірнянської і простежувалась далі в південно-східному напрямку через Ворохту й Верховину аж до Селятина.

На базі детального аналізу рельєфу та гіпсометрії долини доходимо висновку, що в південно-східній частині Вододільно-Верховинських Карпат можна виділити декілька (до 4) верхньопліоценових давньотерасових рівнів. Така своєрідність геоморфології цього району пояснюється підвищеною тектонічною активністю Покутсько-Буковинських Карпат (І.Гофштейн, 1995).

Первинний стік до долини Сучави здійснювався на рівні верхньої пліоценової тераси, розміщеної на відносних позначках 250-300 м. Абсолютні висоти цієї поверхні становлять на вододілі Чорного та Білого Черемошу 931-957 м, а на вододілі Путили і Сучави найнижчі позначки – у межах 930-940 м (за 1,8 км на північ від г.Плоска на вузькому вододілі потоку Лустун і безіменної притоки Сучави).

Вивчення гіпсометрії на вододілах Чорна Тиса–Прут, Прут–Черемош, Черемош–Путила і Путила–Сучава виявило, що поверхня найвищого рівня на всій ділянці давньої долини знаходиться приблизно на абсолютних позначках 900-960 м. Згального нахилу в північно-західному напрямку, як вважав І.Гофштейн (1964), не виявлено.

Можна вважати, що в умовах низькогірного рельєфу Верховини, складеного м'якими кросненськими породами і відмежованого із південного заходу та південного сходу монолітними хребтами Внутрішніх і Зовнішніх Карпат, початок первинного стоку відбувався в південно-східному

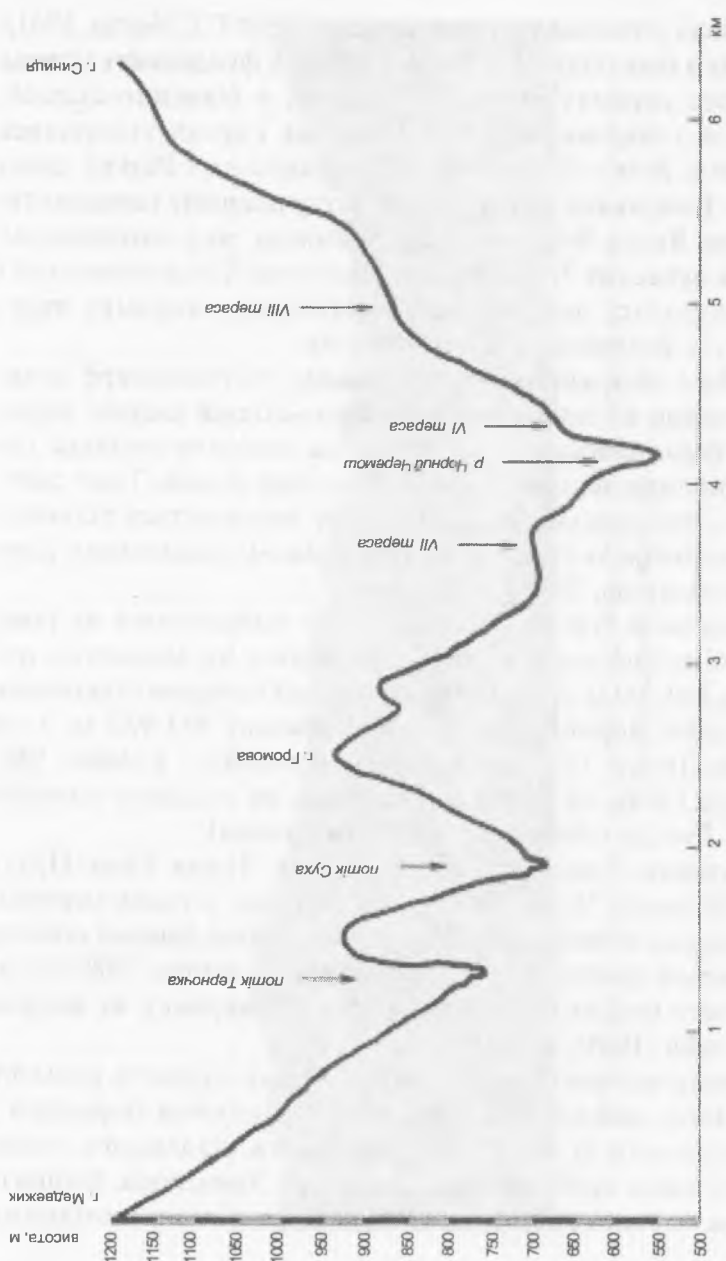


Рис. 17. Схематичний поперечний профіль долини р. Чорний Чермош на ділянці верхньопліоценового перехвату (за 3,5 км на схід від с. Верховина)

напрямку до відкритої долини Сучави. Це підтверджується даними геоморфологічного знімання реліктових поверхонь давньої долини на межиріччі Путили і Сучави, а також уздовж сучасної Сучави на північний схід від Селятина. Цікаво зазначити, що на геоморфологічній карті Румунії Сучава разом із головною рікою Сіретом і притоками зберігають характерний поздовжній південно-східний напрямок; за 1 км на північний схід від м. Путили в долині Сучави виділено тип Пітешти – давньотерасові положисто-похилі поверхні пліоцен-четвертинного віку.

Отже, найвищий IX терасовидний рівень, виділений ще П. Лебедевим (1957), є поверхнею найдавнішого стоку Ясіня-Черемоської долини.

У роботі М. Фельдбарга (1970) наголошується, що “комплекси верхньопліоценових терас добре зіставляються з одно-рівневими ерозійними рівнями Передкарпаття, а пухкі відкладди, що перекривають їх, містять пилок і спори, які М. Рибаківа датує верхнім пліоценом”.

У верхньому пліоцені почався процес корінної остаточної перебудови давньої Ясіня-Черемоської долини. Оскільки нижній пліоценовий рівень висотою 190-200 м в долині Путили знаходиться нижче вододілу Путила-Сучава, який відповідає IX терасовидному уступу, можна припускати, що наприкінці пліоцену напрямок стоку в давній долині різко змінився. Це підтверджується спостереженнями М. Куниці (1968), який на основі аналізу гіпсометричних і морфологічних даних дійшов висновку, що днища давніх Яблунницької і Путильської долин, які відповідають рівневі VIII тераси, мають нахил до долини Білого Черемошу. Обидві долини північніше Білого Черемошу з'єднувались з широкою Ясіня-Черемоською долиною. М. Куниця приєднується до думки І. Гофштейна, що давня долина мала стік до сучасного Пруту в районі Ворохти.

Детально вивчивши морфологію долин прориву Бистриці Надвірнянської, Пруту, Чорного і Білого Черемошів, а також



Рис. 18. Схематичні поперечні та поздовжні профілі через давні й сучасні долини Буковинських Карпат (за М.Куницею, 1968).
Унизу – поздовжній розріз Яблуницької долини.

Нутину, доходимо висновку, що найімовірнішим місцем верхньопліоценового стоку давньої долини є долина Чорного Черемошу на північний схід від селища Верховина. Це підтверджується як морфологічними даними (долина прориву має близько 3 км ширини, тут зустрічаються фрагменти VII і VIII терас), так і великою потужністю алювію в терасах покутського Черемошу, наявністю в складі алювію високих терас гальки кристалічних порід.

Цікаво зазначити, що на геоморфологічній карті Н.Красуської (1959) високі VIII і VII терасові рівні як на правобережжі, так і на лівобережжі орієнтовані до долини прориву. Перехват, мабуть, відбувся під час формування уступу від VIII до VII тераси, що підтверджується наявністю рівня VII тераси в долині прориву на північний схід від селища Верховина. Він був здійснений за допомогою регресивно зростаючого пра-Черемошу по лінії тектонічного розлому, де інтенсифікації ерозії сприяла зона підвищеної тріщинності і незначної стійкості гірських порід.

Підтвердженням верхньопліоценового віку долини Черемошу служить наявність гальки кристалічних порід у давньоалювіальних відкладах Багненської долини, яка є південно-східним продовженням пра-Черемошу в Передкарпатті й досить детально описана в роботах К.Геренчука (1947), В.Лебедева (1957), С.Проходського та М.Кожуріної (1957), І.Гофштейна (1964). На думку К.Геренчука (1947), пра-Черемош при виході з Карпат різко повертав на схід і проходив сучасною Багненською долиною, приймаючи як притоку ріку Сірет. Пізніше пра-Рибниця перехопила Черемош (рис-вюрм) на повороті біля м.Вижниці і спрямувала його в Прут.

У давньоалювіальних відкладах II надбагненської тераси, що відповідає VIII терасі Черемошу, І.Гофштейн (1964) наголошує на наявності гальки метаморфічних порід (слюдисті, хлоритові та графітові сланці, кварцити, яшми та ін.). Отже, давній Черемош міг виносити кристалічні породи

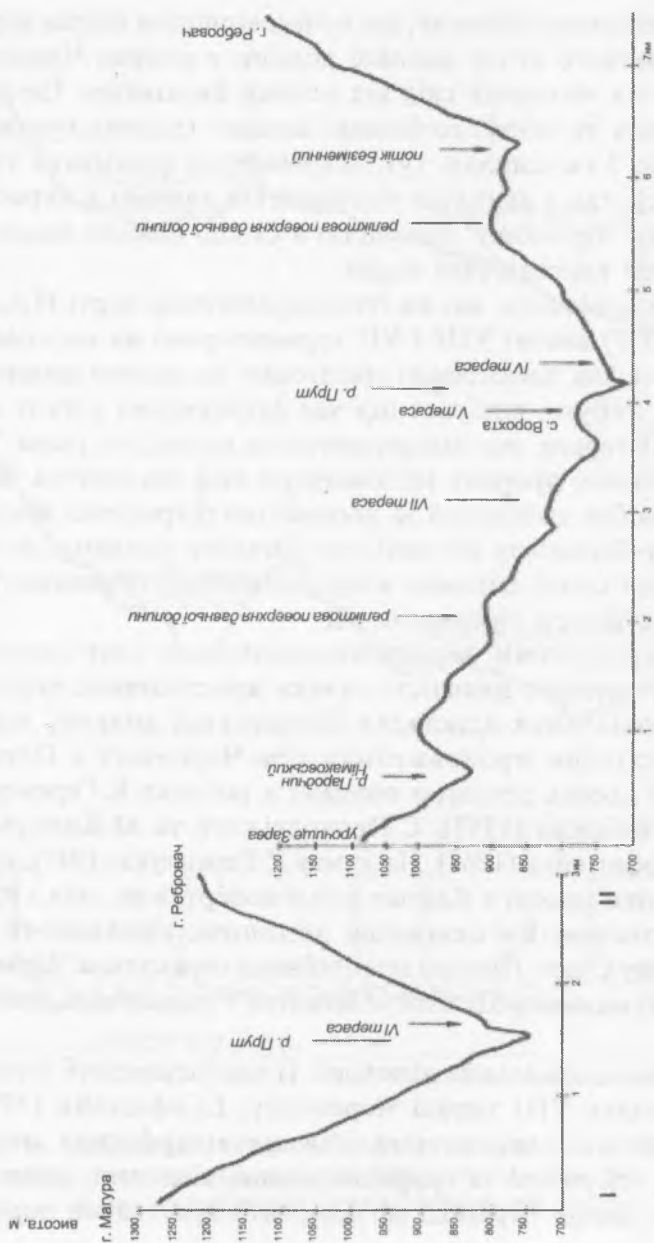


Рис. 19. Схематичні поперечні розрізи через долину р.Прут.

I — у долині прориву (2 км на північний схід від ст. Борокта); II — у межах Вороняцької улоговини.

Чивчинських гір у межі Багненської долини. Цим також пояснюється характерне північно-західне простягання верховин Білого і Чорного Черемошів, орієнтованих не до долини р.Прут, а до давньої долини пра-Черемошу. Порівняльний аналіз давньотерасових рівнів у Ясінянській улоговині виявив, що у верхньому пліоцені від давньої Ясіня-Черемоської долини відійшла її крайня західна частина внаслідок перехвату в районі Свидовецької ущелини.

У цей час завершується формування сучасної структури Пододільно-Верховинських Карпат. Попередні фази горотворення лише намітили загальний план розчленування молоді гірської країни, тоді як верхньопліоценовий етап був кінцевим періодом формування річкової мережі, загальні контури якої збереглися до теперішнього часу.

У рельєфі переважали широкі, поздовжні, структурно зумовлені долини з короткими розгалуженнями поперечних. Верхньопліоценові підняття найактивніше проявились у південно-східній частині досліджуваної території; вони й були причиною перебудови давньої Ясіня-Черемоської долини. Нерівномірні диференційовані тектонічні рухи зафіксовані кількома (до 4) давньотерасовими пліоценовими рівнями в долині р.Путили (140-145, 155-160, 170-180 і 200-220 м).

Плейстоценовий етап. Починаючи з кінця пліоцену й упродовж плейстоценового періоду Пододільно-Верховинські Карпати піддавались нерівномірним, стрибкоподібним, переривчастим підняттям. Вони призвели до утворення цілої низки терасових рівнів (III-VI) у долинах головних рік. Величина підняття становила близько 100 м. Сумарна величина пліоценових і плейстоценових підняття (до 500 м) зумовила перенесення найвищої частини Привододільних Горган у зону нівального клімату. На думку Б.Іванова (1956), розташування нижньоплейстоценової снігової межі береться до уваги згідно з поширенням нижнього рівня карових льодовиків на північних і північно-східних схилах найвищих хребтів. Висота цієї снігової межі – близько 1400-1450 м.

Користуючись геоморфологічними даними, а також міркуваннями палеогеографічного характеру, одержуємо таку схему підняття Вододільно-Верховинських Карпат:

– сарматські та верхньопліоценові підняття Карпат були дуже інтенсивними і загалом становили 60%;

– у четвертинний період найбільші амплітуди підняття спостерігалися в міндельський час (13%) і порівняно незначні – наприкінці вюрму (1,3%);

– у голоцені починаються нові висхідні рухи Карпат, які становили близько 0,7% від загальних підняття;

– нижньочетвертинний період характеризувався куполоподібним підняттям Горган.

Різке підняття Горган відхилило течії Стрия, Сяну та Вислоку на захід, унаслідок чого всі три ріки набули концентричного, дугоподібного вигину. При загальному піднятті Карпат ці ріки врізались у своє ложе і утворили епігенетичні долини (І.Гофштейн, 1964).

На північно-західній частині території продовжують існувати давні поздовжні ріки – Турківська, Боринська і Сянська. Формується уступ від VII до VI тераси. У Привододільних Горганах ріки в основному успадкували конфігурацію верхньопліоценової гідромережі і представлені як поздовжніми, так і поперечними долинами.

Нижньоплейстоценові рухи спричинили перехоплення Мізункою приток пра-Опору і включення його верхів'їв у свою систему. У долині пра-Тересви і верхів'ях Мізунки місцеві підняття зумовили утворення широких терасових майданчиків на ділянці Синевир–Колочава (в долині пра-Тересви) і між селами Вишків і Семачів (у долині Мізунки).

Початок міндельського часу характеризується подальшим зниженням температури і встановленням арктичного кліматичного режиму. У міндельський час поверхня терас вирівнюється і заноситься алювіальними галечниками. Продовжується стік у межах пра-Тересвянської та Ясіня-Черемоської долин. На початку міндельського часу повністю

припиняється стік уздовж правої притоки Опору – пра-Мітунки.

Спорово-пилковий аналіз, взятий В.Гричуком (1950) з озерно-болотних відкладів поблизу с.Гамарня (долина р.Любачівки – притоки Сяну), міндель-риську міжльодовикову епоху характеризує такими даними: нижні пласти озерно-болотних відкладів містять пилок сосни, ялини, вільхи; у середніх горизонтах з'являється пилок широколистяних лісів (дуб, граб, ільм, липа) та насіння бразенії, альдрованди, наяд водяної лілії. У верхах пластів переважає пилок сосни, ялиці та ялини. Отже, у Карпатах переважали ялиново-ялицеві ліси.

У середньочетвертинний період відбувається нове підняття всього регіону Карпат і врізання річкової мережі. Формується уступ від VI до V тераси. Величина відносного врізання для Вододільно-Верховинських Карпат становила 50-60 м. Клімат визначався значною кількістю опадів і впливом холодних повітряних мас. Встановлюється арктичний тип клімату. На гірських схилах ростуть альпійський мох, карникові верба та береза. На піднятих гребенях Чорногори, Мармароського масиву і Горган з'явилися невеликі улоговини – вершинні льодовики. З екзогенних процесів у середньогір'ї переважає нівальна денудація сніжників, морозне виштрювання, соліфлюкція; у межах низькогір'я – денудація схилів і ерозійний розмив.

Верхньочетвертинний період був вирішальним етапом в остаточній перебудові долинної мережі Вододільно-Верховинської області внаслідок нових переривчастих рухів. Ці нерівномірні підняття призвели до утворення двох (II, III) терасових майданчиків, а величина загального ерозійного різку становила приблизно 50 м.

Оскільки міжльодовикові періоди у зв'язку з підвищеною вологістю і таненням льодовиків збігаються з епохами врізання долин (К.Марков, 1938; М.Думітрашко, 1960), рисюрмський період був найвирішальнішим у докорінній перебудові долинної мережі.

Детальні дослідження В.Шафера (1933, 1939) для Польщі порівняно з даними В.Гричука (1950) дали можливість І.Іванову (1956) намітити основні фази зміни рослинності Карпат у рис-вюрмський час у зв'язку із зміною кліматичних умов.

1. Лісова тундра із залишками кущової тундри (модрина, береза, сосна, вільха, злакові та осокові луки).

2. Сосново-дубові ліси, заплавні ліси, низинні болота, клімат – сухий, холодний.

3. Змішані ліси (граб, сосна, лісовий горіх, клен), у водах – водяний горіх, клімат – субатлантичний, вологий.

4. Широколистяні ліси (клен, ясен, лісовий горіх, граб, липа, зрідка сосна). У водах – бразенія, водяний горіх, аїдрованда, роголистик. Кліматичний оптимум був теплішим і вологішим, аніж тепер. До цього часу, ймовірно, належить пилок, який проник по долинах змішаних лісів (бук, ялиця), і був виявлений Г.Козієм (1932) у найнижчих гориточках торфовища в долині потоку Пожижевського біля Черногори.

5. Змішані ліси (бук, ялиця, тис, сосна, граб, клен). Клімат – субатлантичний теплий.

6. Хвойні бореальні ліси (ялина, сосна, модрина, вільха, липа, граб). Верхові болота. Клімат – вологий, лісовий.

7. Хвойні субарктичні ліси (сосна, модрина, береза). Клімат – субарктичний, лісовий.

Найінтенсивніше розмивання і вивітрювання, розвиток глибинної ерозії та зсувних форм характерні для фаз 3 і 4 субатлантичного вологого клімату. Із цим періодом пов'язана стадія великої перебудови річкової мережі Вододільно-Верховинських Карпат (М.Костенко, 1970).

Процес загального підняття і розмивання зумовив виникнення перехватів у районі с.Ломна (р.Дністер), м.Турка і с.Бориня (р.Стрий), с.Бистриця (р.Бистриця Надвірнянська) і селища Ворохта (р.Прут) та утворення вузьких долин прориву. Як свідчать спостереження і дані досліджень попередніх

років (П.Цись, 1962, 1963; Л.Скварчевська, 1956, 1966; Д.Стадницький, 1963; Ю.Єрмоленко, 1965), а також матеріали інструментального знімання (Н.Красуська, В.Тиханич, Л.Скварчевська, Я.Кудлик), перехвати давніх поздовжніх долин – Турківської, Боринської і крайньої північно-західної частини Ясіня–Черемоської долини відбулися на рівні VI тераси.

На південному заході відбувається поділ давньої поздовжньої долини Ріки й утворення вузьких прохідних долин в околицях с.Підполоззя і селища Воловець. У районі Воловиці в долині прориву на лівобережжі чітко простежується фрагмент VI тераси. До цього часу, мабуть, відноситься утворення ущелиноподібних долин прориву Путили (на північ від с.Дихтинець) і Білого Черемошу (на південь від с.Устеріки). Це пов'язується з різким зниженням (на 150-200 м) базису ерозії давнього Черемошу у зв'язку з його перехватом у районі м.Вижниця правобережною притокою Пруту (К.Геренчук, 1947; М.Кожуріна, 1957). Перехвату в районі с.Устеріки сприяла наявність тектонічного розлому вздовж нижньої течії ріки. Давня Путила, яка раніше була спрямована до Верховинської улоговини, різко змінила свій напрямок, утворивши на північ від с.Дихтинець вузьку епігенетичну долину прориву.

Численні перехвати рік призвели до суттєвих змін первинних напрямків стоку в поздовжніх долинах і утворення нового типу розчленування. Перетворені долини складаються з окремих ділянок: нових, тих що перетинають і давніх – поздовжніх. Унаслідок перехватів утворилися “мертві”, позбавлені стоку ділянки долин (Турківська – на ділянці Турка-Шум'яч, Боринська – південніше Хашева, Ясіня–Черемоська – в околицях Красноілова), молоді поздовжні долини з успадкованим розвитком (верхів'я Дністра, Стрия, Яблуньки, ріки Латориця, Рипинка, потоки Салатрук, Довжинець, Прутець, поздовжні ділянки Пруту та Путили), а також прохідні долини. Отже, у межах нових складних долин

випливаються ділянки: з успадкованим розвитком, перехідні, "мертві" або покинуті й прохідні. Долини з успадкованим типом розвитку представлені молодшими вузькими і глибокими врізаннями в широкі днища давніх поздовжніх долин.

Початок вюрмського часу в Українських Карпатах, згідно зі спорово-пилковим аналізом (Г.Козій, 1932) ґрунту, взятого з озерно-болотних відкладень карового цирку на Чорногорі, характеризується рідколіссям, при цьому внизу поретину зустрічається пилوک ялини та ялиці, вище – спостерігаються німі відклади, які відповідають кліматичній депресії (за Г.Козієм – вюрм II) і ще вище – знову зустрічається пилوک ялини та ялиці, що свідчить про перехідні умови до голоценового кліматичного оптимуму (фаза відступання).

Зі субарктичним і арктичним кліматом початку вюрмського зледеніння пов'язане виникнення на високих хребтах Горган і Чорногори невеликих льодовиків і сніжників на заболочених днищах карових цирків, сформованих ще в період риського зледеніння. Зв'язок моренних відкладів Чорногори з III і IV терасами Пруту свідчить про їх вюрмський вік. Сліди риського зледеніння збереглися слабо.

Існування терасових рівнів (III і IV) уздовж сучасного Брадулівця свідчить про те, що стік давньо-Тересвянською долиною існував до початку середнього плейстоцену.

На початку риського часу Тересвянська перерізала Полонинський хребет уздовж розлому біля с.Лази. Це підтверджується тим, що п'яті тераси сучасних Тересвлі, Сухори та Брадулівця орієнтовані до Мерешорської долини прориву, тоді як VI тераса простягається в напрямку давньої долини пра-Тересви.

Цей перехват призвів до розчленування долини пра-Тересви на два розгалуження – північно-західне і південно-східне, які з початку вюрму розвивались як самостійні ріки. У цей період відбувся також поділ нижньої частини Боринської долини, коли поздовжня ділянка р.Яблуньки біля с.Нижня Яблунька була перехоплена на рівні V тераси регресивно

зростаючою притокою Стрия. Перехват підтверджується наявністю різкого коліноподібного повороту біля с. Нижні Яблунька. Унаслідок перебудов поздовжніх рік хребти, що межують з Верховиною, були перерізані поперечними долинами.

В умовах швидкого підняття впродовж плейстоцену добре розвивались поперечні притоки поздовжніх долин. Ці притоки глибоко врізались у схили поздовжніх хребтів і руйнували їх. Перебудова поверхневого стоку розвивалась унаслідок послідовного перехоплення і спуску рік із розміщених вище поздовжніх долин Вододільно-Верховинських Карпат в нижчі поперечні долини Зовнішніх і Внутрішніх Карпат. Для формування прохідних ущелин регресивна ерозія часто використовувала менш стійкі ділянки хребтів, пов'язані з тектонічними порушеннями (розломами, насувами). Складне поєднання давніх поздовжніх долин і молодших поперечних визначили в кінці плейстоценового періоду гратчасту будову сучасної гідрографічної мережі регіону.

Отже, впродовж пліоцен-четвертинного часу розвивались різні типи різновікових долин, серед яких виділяються такі:

а) відмерлі поздовжні долини переважно пліоценового віку в сучасному рельєфі виражені розчленованими ерозією долиноподібними зниженнями (Турківська, Боринська, Сянська, пра-Ріцька, пра-Тересвянська, Ясіня-Черемоська);

б) поздовжні долини з успадкованим типом розвитку (верхів'я Дністра, Стрия, Сяну, Завадки, Рипинки, верхів'я Чорної Тиси, поздовжня ділянка Пруту, долина Путили);

в) поперечні (прохідні) долини, сформовані в прирозломових зонах, пліоценові і четвертинні (Ріка, Теремля, Бистриця Надвірнянська, Чорна Тиса);

г) складні полігенетичні долини з поєднанням згаданих раніше долин (Стрий, Опір, Чорний Черемощ).

Сучасний (голоценовий) етап. Повільні висхідні рухи впродовж сучасного етапу розвитку рельєфу призвели до нової активізації ерозії і утворення двох (I і II) терасових рівнів

у долинах рік. Загальна амплітуда цих піднять – 3-5 м. Нерівномірні сучасні підняття викликали нові врізи рік у корінні породи і в алювіальні відклади, інтенсивне розмивання і денудацію нижніх частин гірських схилів, деформацію позовжніх профілів русел і низьких терас. Загальна амплітуда цих піднять не перевищує 3-5 м. Сучасні деформації позовжніх профілів русел спостерігаються в долинах Дністра, Стрия, Тересви, Чорної Тиси, Чорного і Білого Черемошу, Путиши. Деформації позовжнього профілю II тераси виявлені дослідженнями в долинах Стрия, Опору, Мізунки, Свічі, Івстриці Надвірнянської, Пруту.

Певну роль у зміні сучасного рельєфу відіграє сейсмічність. За даними С.Євсєєва (1966), значні землетруси відбувалися в селищі Усть-Чорна (8.VIII. 1938 р. і 15.X. 1934 р.), в селі Колочава (26.1.1904), а також у басейнах Ріки і Терєблї, внаслідок чого в Соймах виникли джерела мінеральних вод. У межах Східних Карпат землетруси пов'язані із зонами глибинних розломів у земній корі (Панонського і Закарпатського). Сильні локальні (до 7 балів) землетруси спостерігались у районі Сваляви (1908, 1924, 1935 рр.). Активний сейсмічний район знаходиться на стику Східних і Південних Карпат у місці крутого вигину (гори Вранча). Тут знаходиться епіцентр глибокофокусних землетрусів інтенсивністю до 8...9 балів. Найбільш руйнівні землетруси в цьому районі відбулись 10 листопада 1940 року і 4 березня 1977 року. Сейсмічне ехо останнього силою в 4 бали дійшло до Передкарпаття. Про молоді диференційовані рухи свідчать деформації каналу-водоспуску на Терєбле-Ріцькій ГЕС, яка відбулася на лівому схилі долини Ріки в 1957-1958 рр.

На сучасному етапі головними чинниками розвитку рельєфу є ерозійно-аккумулятивна робота рік, площинний змив, циркулярна ерозія, зсуви, обвали, а в Горганах – також і фізичне інвітряння.

Розвиток ерозійно-денудаційних процесів у гірських і передгірських районах Українських Карпат залежить від специфіки геоморфологічних і геолого-структурних умов. Поздовжньо-зональне розміщення головних структурно-фаціальних зон і геоморфологічних районів впливає на перерозподіл бічної і глибинної ерозії, а також на розвиток зсувних та обвальних процесів.

Для Верховинських низькогірних денудаційно-тектонічних хребтів характерне переважання піщано-глинистого дрібноритмічного олігоценового флішу. Положисто-випуклі схили, перекриті делювіальними суглинками, знаходяться під впливом площинного змиву різної інтенсивності. Схили нерідко деформовані зсувами і розчленовані долинами потоків і зворів.

У Горганах до виходів масивних яменських і вигодських пісковиків приурочені кам'яні розсипи, які на крутіших ділянках чергуються з обвальними схилами. Значна кількість уламкового матеріалу потрапляє в русла потоків, створюючи загрозу сільових паводків.

Ясіня-Путильський низькогірний район із м'якими обрисами рельєфу і широким розвитком податливих кросненських відкладів характеризується переважанням зсувних процесів, площинного змиву та лінійної ерозії.

Переважає глинистого кросненського флішу на непокритих лісом пологих схилах міжгірських улоговин (Воловецької, Міжгірської, Ясінянської та Верховинської) створили умови для збереження реліктових і сучасних зсувів.

Прояви сучасних геоморфологічних процесів також залежать від інтенсивності неотектонічних рухів, які зумовлюють міру вертикального і горизонтального розчле-

ування рельєфу; вони зумовлені також морфологічними особливостями гірських схилів і літологією порід, породним складом лісів, а також господарською діяльністю.

Процеси ерозійного розмивання

Процеси ерозійного розмивання поширені в межах Володільно-Верховинських Карпат. У періоди паводків унаслідок значного підвищення рівня вод річкові потоки заповнюють усе русло і розливаються на заплави, власне це і є періоди значного підняття рівня води, зростання витрат і збільшення швидкості течії; набуває максимального розвитку бічна ерозія.

На вигинах русел центробіжні сили утворюють поперечний нахил, унаслідок цього в площині живого перетину потоку виникають поперечні течії, спрямовані від випуклих берегів до ввігнутих, а вздовж дна – у зворотному напрямку. Рух у потоках внаслідок накладки поздовжньої і поперечної течії стає гвинтоподібним, близьким до турбулентного і впливає на формування русла ріки. Струмені води, набігаючи на ввігнутий берег і опускаючись до дна, розмивають берег і дно ріки, переносючи продукти розмивання до протилежного берега. Бічне розмивання фіксуються в долинах більшості потоків і рік. Розмивання берегів активно проявляється в долині Стрия (на лівому березі біля сіл Жупани, Климець, Ільник), Опору (біля сіл Опорець, Лавочне, нижче гирла річки Лавочанки), в долині Латориці (біля с. Нижні Ворота), р. Вічі біля селища Воловець, на р. Рипинці біля с. Пилипець, у долині р. Ріки біля с. Сойми. У долинах рік Чорної Тиси, Лазещини, Лопушанки і потоків Апшинецького, Студеного, Зіміра і Станіславського розмивання берегів особливо активно проявляється на вигинах рік. У деяких місцях біля с. Лазещина розмиваються друга і третя тераси, якими прокладена шосейна дорога. Інтенсивне розмивання нижніх терас спостерігається також у долинах рік Бистриці Надвірнянської, Прута, Чорного і Білого Черемошу.

Лінійне розмивання

До форм лінійної ерозії належать ерозійні вибоїни, яри і балки. Ерозійні вибоїни зустрічаються найчастіше на схилах головних рік. Це молоді сучасні форми, що знаходяться в стадії активного розвитку. Їхня глибина не перевищує 1-1,5 м, ширина – 1,5-2,0 м, довжина – від декількох метрів до декількох десятків метрів.

У межах Стрийсько-Сянської верховини явища ярково-балкової ерозії спостерігаються:

а) на обидвох схилах р.Сян (берегові яри); яри короткі, неглибокі;

б) на межиріччі Дністра та Яблуньки переважають задерновані гірські яри-звори;

в) яри також спостерігаються в районі с.Середа та на схилах потоку Бориньки (лівобережна притока Стрия).

Схили задернованих ярів у долині потоку Бориньки тепер не розорюються через значну крутість, однак із допомогою штучного терасування схили крутістю до 20° в минулому розорювались, а на окремих ділянках використовувались під сади та городи (Бориня Верхня, Середа). Схиліві яри розвинені в басейнах Вічі, Ріки, потоку Студеного, Голятинки і Прислупу. Яри найчастіше виникають на схилах річкових долин, рідше – на пригребневих схилах низькогірних хребтів. Зазвичай вони розчленовують низькі і середні тераси рік, складені алювіальними відкладами. Потужність алювіальної товщі зумовлює глибину ярів, а її площинне поширення – довжину і міру розгалуженості. Довжина ярів найчастіше коливається в межах 250-300 м, а глибина – 3-6 м. Від верхів'їв до низу яри стають ширшими і глибшими. Стінки їх круті, часто незадерновані. Яри не мають постійного стоку, і лише під час зливових дощів і танення снігу по днищах течуть бурхливі потоки, що сприяють подальшому поглибленню і зростанню їх. У районі селища Нижні Ворота спостерігаються молоді яри вершинного типу, врізані в днища широких балок.



Рис. 21. Придорожна ерозія.



Рис. 22. Ерозійні вибоїни на схилах р.Вічі в районі селища Воловець.

У Привододільних Горганах спостерігаються схилі яри в басейнах рік Теремлі, Брустуранки, Тересви, Чорної Тиси, Бистриці Надвірнянської і Пруту. Одна з основних причин їх виникнення – трелювання деревини по схилах під час експлуатації лісосік.

Активний розвиток ярів також спостерігається у водозбірних воронках гірських потоків, розміщених у приполонинській зоні. Особливо значне лінійне розмивання проявляється під час зливових дощів на тих ділянках, де схили гірських хребтів складені податливими до розмивання породами. У приполонинській зоні розвиток ярів також викликається знищенням жерепняків для розширення гірських пасовищ. В Ясінянській улоговині зростання ярів тісно пов'язане з розвитком зсувних процесів. Переважають схилі яри (верхів'я потоків Апшинецького і Тростянця).

Балки зустрічаються в основному на схилах давніх поздовжніх долин. Початок їх формування належить до кінця плейстоцену-початку голоцену, оскільки виходять вони в днища давніх долин на рівнях II і III терас.

Для боротьби із збільшенням ярів рекомендуються такі заходи:

- а) заліснення прияркових ділянок швидкозростаючими деревними породами і кущами;
- б) заліснення днищ і крутих осипних схилів ярів;
- в) побудова земляних водостримуючих валів;
- г) побудова, де це потрібно, фашичних і бетонних загат, перепадів, лотків, бистротоків та інших інженерно-технічних споруд на днищах ярів.

Процеси площинного змиву

Процеси площинного змиву поширені в басейнах Стрия, Сяну, Латориці, Вічі, Рипинки, Ріки й особливо активізуються на лісовирубках і на розораних схилах. У Привододільних Горганах на випуклих південно-західних схилах інтенсивний площинний змив спостерігається у нижній найкрутішій

частині. Вище він змінюється на слабкий поверхневий змив, а на пригребених ділянках – процесами площинного стоку. Ці закономірності порушуються лише під впливом людини.

Ділянки з інтенсивним площинним змивом займають значні площі в басейнах Довжинця, Мокрянки, Брустурянки, Турбату і Чорної Тиси. У басейні Чорної Тиси процеси площинного змиву поширені в долинах потоків Довжина, Апшинець і Станіславчик, де схили сягають крутості до 25-30°. Інтенсивний змив спостерігається в басейні р.Лазещини (урочище Тиховець), на схилах річки Студеної.

Згідно з дослідженнями (Й.Пасулько, 1963, 1966, 1971), густина ерозійного розчленування західної частини Стрийсько-Сянської Верховини становить 2,8 км/км², східної – 3,2-3,5 км/км²; розподіл схилів за крутістю такий: схили з похилом 0-3° займають 11%; 3-5° – 17%; 5-10° – 21,6%; 10-15° – 28,4%; 15-20° – 18%; 20° і більше – 4%. Глибина ерозійного розчленування в західній частині 150-200 м, у східній частині – 250-500 м.

Відносно висока атмосферна зволоженість території сприяє інтенсифікації поверхневого стоку. Середньорічний модуль стоку 19,8-29,0 для східної частини та 18,1-19,3 – для західної. Переважаючий тип ерозії – площинний змив.

За даними досліджень С.Трохимчука (1965), які базуються на аналізі ґрунтово-типологічних досліджень, сильноеродовані ґрунти займають 21% території, середньоеродовані – 36,8%, слабоеродовані – 18% (угіддя сільськогосподарського користування).

За ступенем ерозійного розчленування виділяються два райони.

1. Яблунський слаборозчленований, горбогірний, слабо вкритий лісом з інтенсивним розвитком площинної ерозії. Тут необхідно застосовувати комплекс протиерозійних заходів.

2. Верховинський сильнорозчленований, середньовкритий лісом низькогірний район з інтенсивним розвитком площинної

ерозії і локальними проявами лінійних форм, де необхідні як попереджувальні, так і активні протиерозійні заходи.

Воловецько-Міжгірська Верховина у зв'язку із значним сільськогосподарським освоєнням є найбільш еродованою територією. За даними досліджень (Й.Пасулько, 1971), площі еродованих земель становить 53271 га або 50% всіх земельних угідь, із них 11761 га припадає на сильно змиті ґрунти. Середньорічний змив на орних землях крутістю $14,5^\circ$ коливається від 124,8 до 171,7 м³/га. В окремі роки з великою кількістю осінніх і зимових опадів на схилах розораних вируб зяб у межах середніх і привододільних ділянок схилів змив ґрунту становить 400 т/га в рік. Найінтенсивніший змив з наявністю вибоїн і вимоїн під просапними культурами, висадженими вздовж схилу, – 111,3-294,5 т/га.

Значного розвитку набула яркова ерозія. Яри берегового і донного типу, деколи висячі, багатоярусні. Найбільшого розвитку ерозійні процеси набули в центральній і південно-східній частинах області.

У межах Ворохта-Путильського низькогір'я низькогірно-грядово-увалисті місцевості зайняті переважно сільськогосподарськими угіддями з дерново-буроземними опідзоленими ґрунтами різного ступеня змитості.

Густота ерозійного розчленування сягає 1,8 км/км² у західній частині району і 3,1-3,4 км/км² – у східній частині. За безпеченість схилів різними кутами похилу така: схили від 0 до 3° займають 9%; від 3 до 5° – 14,8%; від 5 до 10° – 27%; від 10 до 15° – 31%; від 15 до 20° – 20,2%; понад 20° – 7%. Середньорічні модулі поверхневого стоку дорівнюють 15-20 л/с/км², в Ясінянській улоговині – 24,1 л/с/км².

Унаслідок проведених досліджень можна виділити певні чинники, які сприяють розвитку змиву на схилах.

1. Чим крутіший і довший схил, тим змив на ньому буває сильнішим.

2. На освітлених сонячних схилах змив сильніший і охоплює більшу частину схилу.

3. Структурно-літологічний фактор – міцні яменські і вигодські пісковики утворюють круті схили, а ті, у свою чергу, утворюють передумови для розвитку змиву.

4. На ділянках поширення вітровалів (у Лазецькому, Станіславському і Усть-Чорнянському лісництвах) створюються сприятливі умови для розвитку змиву.

5. Лісогосподарські: а) наземне трелювання деревини; б) зниження жерепняків у приполонинській зоні; в) випасання худоби на крутих схилах, що також провокує площинний змив.

Для ефективного захисту гірських схилів від процесів змиву необхідно застосовувати комплекс заходів, які полягають у застосуванні на незаліснених землях травопільних сівозмін, створенні захисних насаджень, регулюванні випасання худоби, а при необхідності – облаштуванні спеціальних споруд (водорегулюючих, водозатримуючих, наносозатримуючих).

Вітровальні ділянки в басейнах Турбату, Бистриці Надірнянської і Чорної Тиси повинні бути перетворені в повноцінні насадження, здатні продукувати деревину і протистояти процесам змиву. З цією метою необхідно формувати багатоярусні, із суцільним шатром, насадження кущових порід. З інших заходів на схилах з інтенсивним змивом слід проводити терасування схилів, будівництво водозбірних каналів із валами. Окрім того, для затримання певної кількості опадів і скидання поверхневих вод влаштовують подоскидні канали.

Селі

Сельові явища проявляються на малих (декілька квадратних кілометрів) водозборах. Зароджуються вони у верхів'ях басейнів рік, де випадають найінтенсивніші опади. Переважають сельові потоки водокам'яного типу. За динамічними властивостями вони переважно турбулентні. Такі потоки виносять велику кількість твердого матеріалу,

відкладаючи його у формі кунусів виносу. Крутість тальвегів сельових потоків коливається в межах від 20 до 42°. Існування у сельовому потоці брилово-валунного матеріалу з домішкою лісосічної деревини призводить до формування заторів, які утворюються на звужених ділянках, різких поворотах русел і в місцях раптового зменшення похилів дна. Під час паводків такі затори зазвичай прориваються і сель проходить декількома послідовними хвилями в вигляді валів висотою 2-2,5 м.

У межах Воловецької верховини селенебезпечні потоки зустрічаються в басейнах рік Голятинки, Лопушанки (с.Вераній Бистрик), потоку Розток. У Привододільних Горган селенебезпечними є ті потоки, які перетинають ділянки обвального-осипних схилів і схилів з інтенсивним площинним зливом. Більшість із них характеризується дуже великим похилом (300-500 м/км). Уламковий матеріал із схилів потрапляє в тальвеги потоків, нагромаджується і під час зливових дощів виноситься до гирла. Нагромадження значної кількості уламкового матеріалу на крутих схилах хребтів Канч, Пішконя і Братківська також сприяє сельовим паводкам.

Найбільш селенебезпечними на території Привододільних Горган є правобережні притоки р.Турбат і лівобережні притоки Чорної Тиси. Для боротьби з селепроявами необхідний уважний догляд за лісовими культурами на схилах площинного зливу і обвального-осипного зносу в селенебезпечних басейнах. Агролісомеліоративні заходи доповнюються будівництвом простих гідротехнічних споруд (підпірних стінок, загат, селеспусків, лотків, труб і наносоуловлювачів). Важливим заходом є розчищення русел потоків від заторів і лісосічних залишків для зменшення руйнівної дії паводків.

Обвального-осипні процеси

Обвального-осипні процеси приурочені до дуже крутих (30-45°) схилів гірських хребтів (Верховинського Вододільного, хребтів Канчу, Пішконі і Братківської), у будові яких беруть участь стійкі пісковики вигодської і ямненської серії. Схилом

кам'яні розсипи цих хребтів є потенційною умовою розвитку обвального-осипних процесів. Асиметрія схилів зумовлює нерозподіл на них обвального-осипних явищ. Погодіші південно-західні схили вкриті обвальним-осипним матеріалом діаметром до 1-2 м і більше. Цей матеріал переміщується донизу, утворюючи місцями кам'яні потоки і конуси виносу.

На північно-східних схилах кам'яні осипи закріплені гірською сосною, а нижче – ялиновими лісами з домішкою сосни і берези. У місцях, де ліс вирубаний, осипи починають інтенсивно переміщуватись донизу вздовж схилу. Уламковий матеріал під час зливових дощів виноситься в тальвеги потоків (басейни потоків Апшинець і Станіслав). В осипах північно-східних схилів переважає уламковий матеріал середніх розмірів (20-50 см).

Розвиткові та інтенсифікації обвального-осипних процесів сприяють певні чинники.

1. Структурно-літологічні умови. Обвальні-осипні процеси найчастіше приурочені до крутих гірських схилів, складених пісковиками стрийської, яменської і вигодської світ. На схилах Братківської та Апшинецького хребта породи, що налягають моноклінально, зумовлюють крутість схилів, що сприяє розвитку гравітаційних процесів.

2. Глибинна і бічна ерозія водних потоків сприяє інтенсивному врзанню та утворенню крутих схилів з осипами і обвалами.

3. Господарська діяльність людини проявляється в суцільних вирубках лісів на обвальних-осипних схилах, на земному трелюванні деревини, випасанні худоби.

Для закріплення обвальних-осипних схилів здійснюють густе висаджування з повнотою, що наближається до одиниці. На рухомих осипах з метою попередження пошкодження лісових культур влаштовують фашинні перегородки та каменевловлюючі стінки. Культури висаджують гніздами у вигідні для цього місця, а висаджування кущів доповнюють відводками.

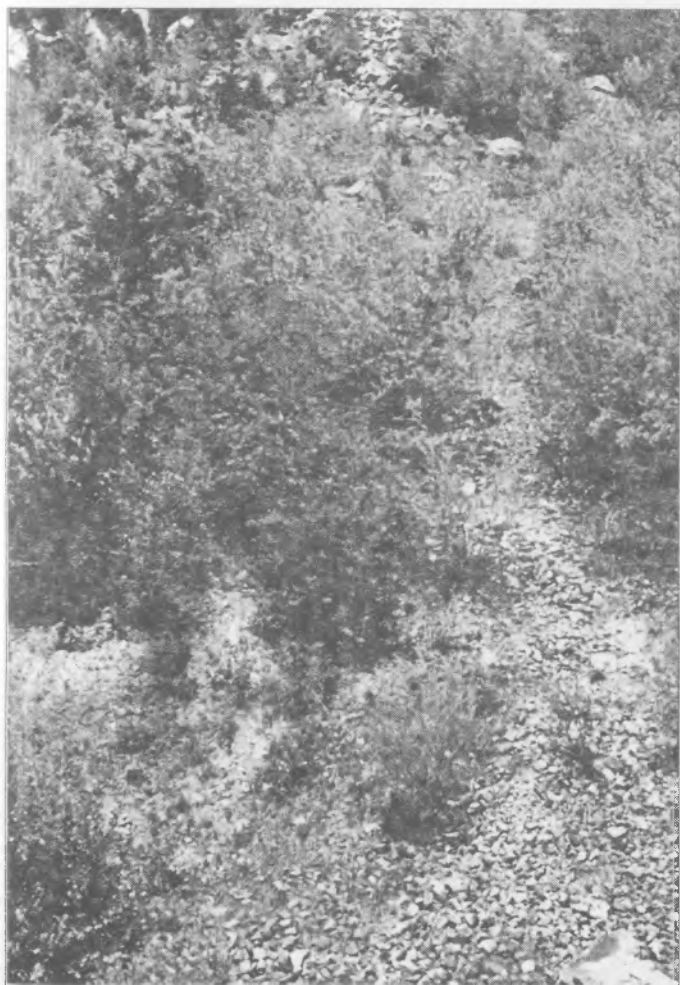
Зсуви

Дослідження відзначають зсувні процеси в околицях селищ Гукливого, Воловця, Верхнього Студеного, Голятина, Міжгір'я і Брадулівця, але особливо інтенсивно вони проявляються в Ясінянській улоговині і в межах Ворохта-Путильського низькогір'я.

У межах Ясінянської улоговини поширені зсувні схили в долинах Чорної Тиси, Лазещини, потоків Станіслав, Стебна, Репегів. Преважають давньозсувні схили у вигляді горбистих, закріплених трав'янистою рослинністю, поверхонь. На фоні давньозсувних схилів спостерігаються сучасні зсуви. За типом переважають зсуви в делювії. Вони розміщуються, як правило, у верхів'ях балок або в нижніх частинах річкових долин. Діючі зсуви зустрічаються на правобережжі р. Лазещини, вздовж шосейної дороги Ясіня-Яблуниця, на яку нерідко наповзають зсувні маси. Під загрозою зсувів знаходиться залізниця Львів-Рахів на лівобережжі Лазещини.

Великі зсувні цирки консеквентного типу спостерігаються на правобережжі Лазещини і на схилах потоку Репегів. Ширина деяких із них – 300-500 м, довжина – понад 600 м (цирки на схилах гори Плінувата), висота стінок відриву – 50-60 м.

На широких зсувних майданчиках зустрічаються невеликі озера і болота. Обсяги зсувних мас коливаються від декількох сотень м³ до 3-5 мільйонів м³. Зсуви найчастіше утворюються в місцях значного нагромадження делювіальних, делювіально-алювіальних відкладів і в місцях, де на поверхню виходять піщано-глинисті породи кросненського флішу внаслідок нерівномірного зволоження, підмиву і розмиву підошви схилів водними потоками. Значно розвинені опливинно-зсувні форми в межах Путильського низькогір'я (хребти Гребінь, Рижа, Гробище, Плоский), де вони приурочені до відкладів середньокросненської і нижньоменілітової світ. Зсувами зайняті схили шириною 200-300 м і довжиною до 1-1,5 км.



ис. 23. Осипи на правобережному корінному схилі р.Черемош
в околицях с.Тюдів.



Рис. 24. Зсув в уступі п'ятої тераси р.Ріки біля селища Міжгір'я.



Рис. 25. Діючі зсуви в Ясінянській улоговині.



Рис. 26. Активно діючі поверхневі зсуви на правобережних корінних схилах р.Вічі (селище Воловець).

Діючі зсуви з добре вираженими стінками відриву висотою 2-5 м розвиваються в делювіально-алювіальних відкладах на правому березі Черемошу біля с.Усть-Путила. На зсувних тілах зустрічаються окремі підвищення з відносними висотами 3-5 м. Більшість зсувів Путильського низькогір'я належать до тимчасово стабілізованих, але інженерні роботи тут слід проводити з таким розрахунком, щоб не порушити встановленої рівноваги.

На ділянках схилів з діючими зсувами необхідно:

а) споруджувати кам'яні прорізи, що перетинають тіла сучасних зсувів, які будуть дрениувати частину ґрунтових вод;

б) будувати систему поверхневих водовідводів у вигляді мережі нагірних каналів, які розміщують уздовж верхньої частини зсувних тіл;

в) будувати на окремих ділянках глибокий дренаж у поєднанні з каптажними пристроями.

Вирішальними факторами стабілізації зсувів є регулювання поверхневого стоку, планування окремих ділянок, боротьба з інфільтрацією та агролісомеліорація. Профілактична чистка схилів і зрізання незначних обсягів малопотужного делювію, що загрожує спливом, можуть бути застосовані на особливо небезпечних ділянках залізниці і шосе.

Отже, огляд закономірностей поширення геоморфологічних процесів дозволяє виділити основні райони їх знаходження і можливої інтенсифікації в майбутньому.

Так, процеси ерозійного розмивання і площинного змишу приурочені до Верховинського, Воловецько-Міжгірського і Ворохта-Путильського низькогірних районів; зсувні явища характерні для широких улоговин – Воловецької, Міжгірської, Ясінянської і Верховинської; процеси обвального-осипного зносу і селіви явища зустрічаються в Привододільних Горгонах.

Правильне ведення лісового господарства, лісомеліорація, а також будівництво відповідних інженерних споруд на особливо небезпечних ділянках попередить можливу інтенсифікацію геоморфологічних процесів у цих районах.

Вододільно-Верховинські Карпати охоплюють, головним чином, Кросненську структурно-фаціальну зону зі значним поширенням податливих кросненських відкладів, яким у рельєфі відповідає низькогір'я. Природним продовженням Кросненської зони на південному сході є т. зв. Горганські складки (складчасто-брилові крутосхилів середньогір'я Внутрішніх Горган). На південному сході зони поширення кросненських відкладів Верховинської западини відповідає смуга низькогір'я та реліктових форм Ясіня-Черемоської долини. В утворенні сучасного рельєфу цієї території значну роль відіграла перебудова пліоценчетвертинної річкової мережі. Головні типи рельєфу формувались на базі спільності структурно-літологічних особливостей території, специфічних умов розвитку, а також під впливом дії комплексу езогенних чинників, серед яких основна роль належить ерозійній річ.

Отже, у межах досліджуваної області можна виділити такі головні типи рельєфу:

- а) низькогірний ерозійно-тектонічний рельєф (Верховинський тип);
- б) складчасто-бриловий рельєф крутосхилів середньогір'їв Внутрішніх Горган.
- в) дрібногірський (увалистий) ерозійно-акумулятивний рельєф реліктів давніх поздовжніх долин.

Поділ території на геоморфологічні райони проводився з урахуванням морфоструктурних і морфоскульптурних особливостей регіону, а також територіального розподілу і подання генетичних типів і форм рельєфу. У межах геоморфологічних районів залежно від морфологічних і мор-



Рис. 27. Загальний вигляд Стрийсько-Сянської верховини з боку Ужоцького перевалу.

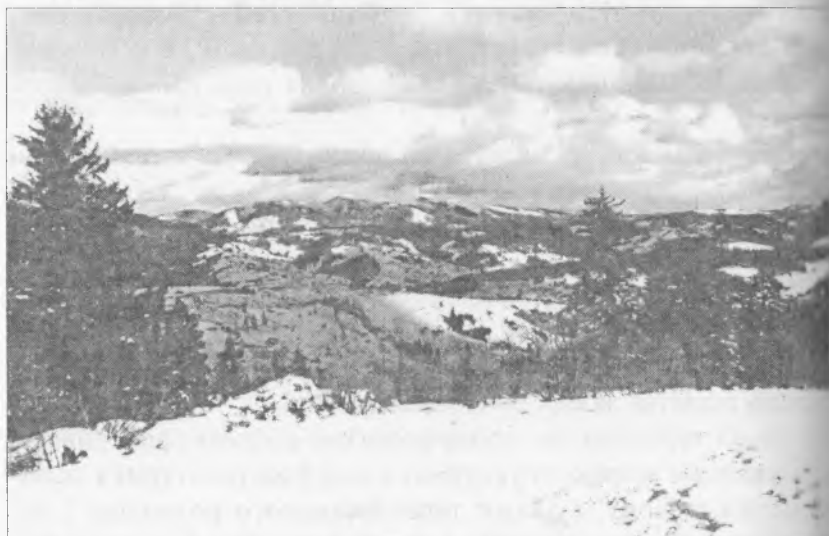


Рис. 28. Славська верховина.

фометричних показників, а також структурно-літологічних особливостей виділились підрайони.

Взявши за основу схему П.Цися (1968), під час виділення основних геоморфологічних районів враховано дані новіших геоморфологічних і геоструктурних досліджень.

Район низькогірних ерозійно-антиклінальних хребтів і синклінальних долин Стрийсько-Сянської верховини

Низькогір'я Стрийсько-Сянської верховини приурочене до найбільш прогнутої частини (Турківська підзона) Кросненської зони. На південному сході район охоплює також Славську западину.

Літологічні особливості піщано-глинистого олігоценового флішу визначають м'які, заокруглені форми рельєфу. Місцями рельєф набуває увалисто-горбистого вигляду.

Низькогір'я характеризується абсолютними висотами 600-700 м і відносними – 200-250 м. В орографії району

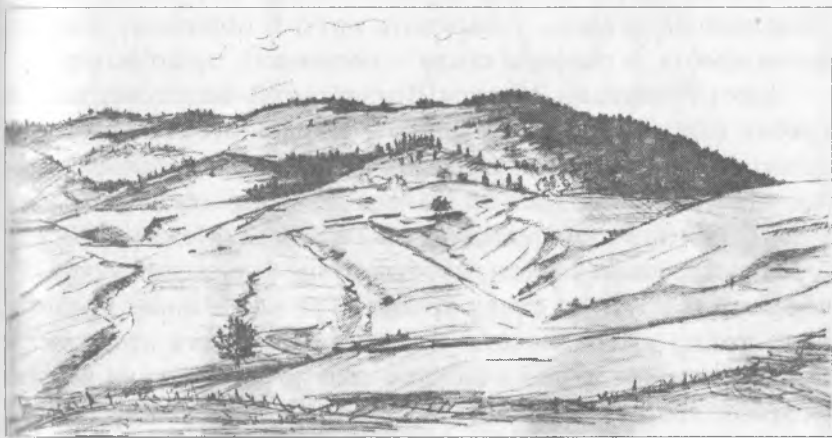


Рис. 29. Сильно розчленоване днище давньої Турківської долини на північний захід від м. Турка (рисунок автора).

знайшли відображення особливості тектоніки – тут добре виражені низькогірні антиклінальні хребти і поздовжні синклінальні долини. Якщо головні морфологічні елементи тектонічно зумовлені, то в утворенні дрібніших форм основна роль належить екзогенному чиннику.

Поперечні профілі гірських хребтів асиметричні, південно-західні схили пологі, північно-східні – круті. Схили більш пологісті у верхній і крутіші – в нижній частині. Поздовжній профіль гребенів здебільшого положисто-хвилястий, у плані – прямолінійний, місцями зигзагоподібний. Звивисті долини рік Стрия, Сяну і Дністра глибоко врізались у сучасний рельєф території: епігенетичний характер цих долин, а також значна глибина врізу свідчать про їх давність, а добре виражена система терас – про нерівномірність енейрогенічних рухів.

Північно-східний край низькогір'я підкреслюється прямолінійним Розлуцьким хребтом. Максимальної висоти хребет сягає в околицях гори Магури Лімнянської (1024 м). У його будові беруть участь зім'яті в складки породи верхньокросненського віку.

Голови шарів верхньокросненських порід, що моноклінально залягають, утворюють круті й обривисті північні схили хребта, а південні схили – пологісті, часто розорані.

Через Розлуцько-Магура Лімнянський-Великоверхський хребет проходить орографічна і морфологічна межа між низькогір'ям Стрийсько-Сянської верховини і середньогірним рельєфом Бескидів. Далі на південному сході межа проходить від м. Турки лінією Лосинець-Росохач-Козева. Межа проходить через тектонічний розлом, морфологічно виражений у рельєфі переломом крутості схилу хребта. Тут через лінію розлому з-під товщі кросненських відкладів виходять крейдяні й еоценові породи. До цих виходів приурочені найвищі вершини хребта (Високий Верх – 1178 м, Мінчол Радицький – 1086 м), які належать уже до Сколівських Бескидів.

Особливо цікаві два чітко виражені монолітні хребти – Дзвінів і Довжки, що простягаються паралельно один одному



Рис. 30. Загальний вигляд давньої поздовжньої долини Вовче-Лімна-Хашців.



Рис. 31. Тerasи р. Стрий біля с. Ріка. Д – деформована ділянка II тераси (за П. Цисем).

в трикутнику Завадка-Орава-Тухолька й описані як прямі морфоструктури IV порядку. До морфоструктур IV порядку належать антиклінальні хребти Гострий, Отрит, Опорецький, а також синклінальні долини як давнього формування (Давньосянська, Боринська і Турківська), так і сучасного (Дністер, Стрий).

На південному сході території виділяється сильно розчленований масив Сможе, приурочений до брахіантиклінального підняття.

На межиріччях Головчанки й Опору, Опору та Славської, Славської та Ялинкової спостерігається декілька коротких хребтів із відносними висотами 150-200 м, абсолютні позначки сягають 903-911 м (с.Кальне). Складені вони переважно верхньокросненськими відкладами.

Північно-східна межа низькогір'я тут простягається вздовж тектонічного розлому, який чітко фіксується прямолінійними, діаметрально протилежними долинами безіменних приток Головчанки (біля с.Плав'є), а також Опора і Славської (біля сіл Тернівка і Волосянка).

Південно-західна межа низькогір'я тут проходить через північний схил Вододільного (Буковецького) хребта. Характерною рисою морфології низькогір'я є існування улоговиноподібних розширень у межах річкових долин. Так, добре морфологічно виражена улоговина спостерігається у верхів'ях Стрия на ділянці від с.Верхнячка до хутора Тростяний. Улоговина виникла в податливих кросненських відкладах, які перекривають південно-західне крило Сможевської антикліналі. Західні схили улоговини обмежені відрогом Вододільного хребта. Найширшою улоговина є біля с.Верхнячка (близько 4 км). Зі сходу вона межує з крутими схилами Сможевського підняття.

Біля с.Козева, на місці злиття Орави і Оравчика утворилась улоговина шириною приблизно 1,5 км. Улоговиноподібне розширення сталося внаслідок формування широких II і III терас. До синклінорію, що знаходиться між

антиклінальними хребтами Дзвінів, Довжки і Сможе, приурочена Тухольська улоговина. В утворенні улоговини велика роль належить інтенсивній регресивній ерозії витоків Опору, Ялинковатої, Славки, Головчанки й Орави. Верхів'я цих рік зароджувались у межах синклінального прогину, щиповненого верхньокросненськими відкладами. Унаслідок інтенсивної розмивної діяльності, водозбори цих рік поступово зивались і утворили широке горбогір'я з чітко вираженими улоговиноподібними розширеннями річкових долин.

У верхів'ях рік Яворівки, Гнилої, Либохорівки і Гуснянки, що дренують схили Вододільного (Буковецького) хребта, також спостерігаються улоговиноподібні розширення до 1,5-2,0 км.

Загальний огляд рельєфу Стрийсько-Сянської верховини показує, що її північно-західна, південно-західна і південно-східна частини за ступенем вертикального розчленування і своїми структурно-морфологічними особливостями відрізняються одна від одної. Так, північно-західній частині, розміщеній у межах найбільш пониженої частини Кросненської зони (Турківська підзона), відповідає типово виражене низькогір'я з положисто-вирівняними схилами і невисокими, увалоподібними вододілами. У межах південно-східної частини спостерігається підняття дооліоценового ложа синклінорію з виходом на поверхню міцних порід крейди та еоцену (Сможевське підняття), де рельєф набуває вигляду крутосхилового низькогір'я. Середньовисотні хребти Дзвінів і Довжки, а також широка Тухольська улоговина входять до складу Славської западини.

Отже, рельєф Стрийсько-Сянської верховини вирізняється неоднорідністю і на основі морфологічних особливостей, ступеня розчленування, а також (частково) геолого-структурних особливостей тут можна виділити три підрайони – Турківської, Сможевської і Славської верховин.

Підрайон Турківської верховини

Підрайон Турківської верховини займає найбільш понижену, північно-західну частину Кросненської зони. У рельєфі переважають низькогірні видовжені антиклінальні хребти, а також давні й сучасні річкові долини, часто приурочені до синкліналей. Тут можна виділити чотири вертикальні яруси рельєфу.

1. Верхній ярус займає плоскі гребені антиклінальних хребтів, а також вирівняні ділянки високих терас (VI, VII рідше VIII) уздовж давніх поздовжніх долин. Розчленування незначне.

2. Ярус п'ятих терас.

3. Ярус середніх терас включає III, IV тераси основних рік досліджуваної території. Характеризується значною розчленованістю (вибоїни, яри, балки).

4. Ярус низьких терас (I-II) значно поширений у межах основних рік.

Сможевська верховина

Сможевська верховина розміщена на ділянці південно-східного підняття Турківського синклінорію, де на поверхню виходять тверді крейдиані та еоценові породи (Сможевське підняття), а рельєф набуває вигляду крутосхилового низькогір'я. У межах різко розчленованого масиву Сможе вертикальна ярусність рельєфу набуває дещо іншого характеру (С.Трохимчук, 1969).

1. Верхня вирівняна частина розміщена на висотах 1050-1100 м.

2. Ярус крутосхилового низькогір'я (середня крутість схилів – 20-30°) у межах висот 700-900 м.

3. Положисто-схилове низькогір'я, розміщене на південному заході масиву.

4. Ярус середніх терас (III-IV) в діапазоні висот від 8 до 30 м у вигляді майданчиків, які помітно розширюються в улоговинах рік.

5. Ярус низьких терас вирізняється однорідністю своєї будови (алювіальні галечники з домішкою супісків і суглинків) і рівними, слабо розчленованими поверхнями.

Підрайон Славської верховини

Підрайон Славської верховини характеризується існуванням монолітних середньовисотних хребтів Дзвінів і Довжки (морфоструктури IV порядку) та розгалужень Турківської поздовжньої долини, що розділяють їх. З південного сходу до них прилягають Козівська, Славська і широка Тухольська улоговини. Середньовисотні хребти Дзвінів і Довжки мають вертикальну ярусність рельєфу, подібну до ярусності Смолевського масиву. Будова улоговин триярусна.

1. Ярус положисто-схилового низькогір'я займає вузькі гребені хребтів і вирівняні пригребеневі схили.

2. Ярус середніх терас характерний для поздовжніх і поперечних відтинків долин рік Славки, Опору, Головчанки і Орави.

3. Ярус низьких терас дуже добре розвинений у межах улоговиноподібних розширень рік.

Верховинський середньогірський ерозійно-тектонічний Вододільний хребет

Верховинський середньогірський ерозійно-тектонічний Вододільний хребет на ділянці від Ужоцького перевалу до г. Пікуй (1405 м) відповідає антиклінальній складці і розглядається як пряма, відпрепарована морфоструктура III порядку. Гребенева лінія хребта нерівна, хвиляста, з частими сідловиноподібними вершинами (Журавка, Великий Верх, Пікуй). У верхів'ях потоку Гусиного масивний і монолітний Верховинський хребет чітко виділяється на фоні низькогір'я Стрийсько-Сянської верховини. Відносні перевищення гребеневої лінії хребта – 700-800 м. Хребет складений масивно шаруватими пісковиками з пакетами зеленувато-сірих

аргілітів і алевролітів вигодської світи. На крутому, обривистому північному схилі хребта спостерігаються скелні відслонення і оригінальні форми вивітрювання у вигляді своєрідних стовпів, башт і нагромаджень окремих брил.

У межах Верховинського хребта морфологічно добре виділяється конусоподібна і кам'яниста вершина г. Пікуй (1409 м). Південний схил гори крутий, обривистий, з брилами масивних пісковиків; північний – порівняно пологіший і простягається згідно з падінням флішевих порід. Асиметрія г. Пікуй зумовлена структурно-тектонічними при-

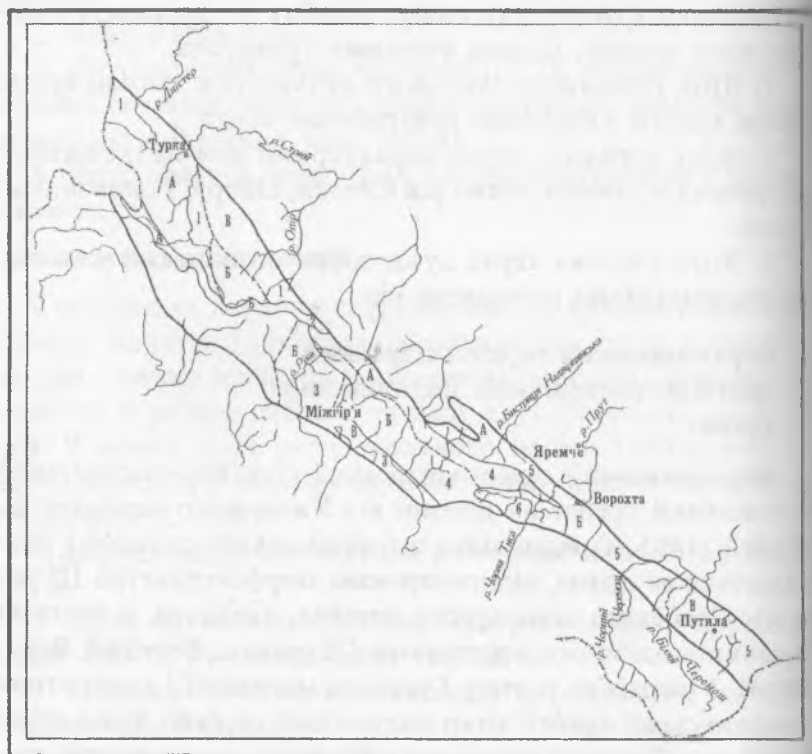


Рис. 32. Схема геоморфологічного районування Вододільно-Верховинської області Українських Карпат.

щинами. Сама вершина – це нагромадження уламків пісковику, що хаотично перекривають її схили, тут же спостерігаються кам'яні розсипи й осипи. Наймасивніші брили зустрічаються у верхній частині вершини. Виположені ділячки полонин приурочені до північних схилів хребта.

На вододілі між витоками Латориці та Стрия Верховинський хребет сильно вирівняний; на гребені зустрічаються долиноподібні зниження. На положистих схилах зустрічаються неглибокі звори. Відносні перевищення гребеня хребта не перевищують 200-250 м. Від вершини Кичера Стара (950 м) хребет різко повертає в південному, південно-східному напрямку й характеризується чітко вираженою прямолинійністю, а також різкістю і крутістю схилів північно-східної експозиції, підкреслених лінійновитягнутою вздовж тектонічного розлому долиною Стрия. У будові хребта беруть участь відклади нижньокросненської світи – масивні, товстошаруваті пісковики з прошарками темно-сірих вапнякуватих аргілітів. Південніше с.Верхнячка хребет майже під прямим кутом повертає в північно-східному напрямку. Витоки Вічі

Умовні позначення до рис. 32.

Район низькогірних ерозійно-антиклінальних хребтів і синклінальних долин Стрийсько-Сянської верховини

Підрайони

- А. Турківська верховина
- Б. Сможевська верховина
- В. Славська верховина

Верховинський середньогірський ерозійно-тектонічний вододільний хребет

Підрайони

- А. Ерозійно-антиклінальний середньогірський хребет Буківської полонини
- Б. Верховинський ерозійно-тектонічний середньогірський хребет (східна частина)

Район ерозійного низькогір'я Воловецько-Міжгірської верховини

Підрайони

- А. Воловецька верховина
- Б. Міжгірська верховина
- В. Широка терасована долина пра-Тересви

Район середньовисотних крутосхилих ерозійно-тектонічних хребтів і груп Привододільних (Внутрішніх) Горган

Підрайони

- А. Володільні Горгани
- Б. Кам'янка-Буштульський

Район Ворохта-Путильського ерозійного низькогір'я

Підрайони

- А. Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я
- Б. Ворохта-Верховинське низькогір'я
- В. Путильське низькогір'я

Район Ясінянської улоговини з низькогірно-зсувним рельєфом.

та Студеного глибоко розчленували південний схил хребта і перемістили гребеневу лінію хребта далеко на північ, утворюючи вигини, особливо в околицях вершин Яворника і Мугури. На цій ділянці хребет приурочений до антиклінальної складки. Хребет порівняно вузький, із численними короткими відгалуженнями в околицях вершин Гнила (981 м) і Близниці (1221 м). Загалом північний схил крутіший і вужчий. На крутих, безлісих схилах переважають процеси площинного змиву. Відносні перевищення гребеневої лінії хребта – 300-400 м. Тут розміщені неглибокі зручні перевали: Ворітський (841 м), Бескидський (1014 м) і Вишківський (941 м). За характером морфології і структурно-літологічними особливостями хребет поділяється на два підрайони:

- а) ерозійно-антиклінальний середньогірський хребет Буківської полонини (західна частина);
- б) Верховинський вододільний ерозійно-тектонічний хребет (східна частина).

Західна частина Вододільного хребта

Західна частина Вододільного хребта має вигляд середньогір'я і визначається загальною масивністю, наявністю скельних відшарувань і гострорєбрих пірамідальних вершин (г. Пікуй). Північно-східні схили хребта виположені, південно-західні – круті, часто обривисті. Ця ділянка хребта – пряма морфоструктура II порядку. Із точки зору вертикальної морфологічної зональності тут можна виділити 4 яруси:

1) ярус положисто-вирівняної гребеневої лінії, розміщений на абсолютних висотах у середньому 1100-1200 м. Тут характерні скельні відслонення і гострі вершини, пов'язані з виходами стійких порід еоцену (вигодська світа). Південно-західні схили круті, обривисті, північно-східні – положисті.

2) ярус крутосхилового низькогір'я, що окреслює північно-східні схили хребта на абсолютних позначках 900-1000 м і пов'язаний із виходами моноклінальних пластів верхнього кросню. Крутість схилів – 20-30°;

3) ярус улоговиноподібних розширень рік у долинах Яворівки, Либохори, Гусиного та ін. Для ярису характерні велика розчленованість гірськими потоками і зворами;

4) ярус представлений вузькими положисто-похилими майданчиками низьких терас у долинах рік.

Східна частина Верховинського хребта

Східна частина Верховинського хребта від Ворітського до Вишківського перевалів здебільшого приурочена до моноклінальних іластів кросненських порід і характеризується дуже звивистою гребеневою лінією. Гребінь виположений, з частими сідловиноподібними зниженнями. Відносні перевищення становлять 300-400 м. Північні схили круті й вузькі, південні – положисті й видовжені. Тут також виділяються 4 висотні яруси:

1) ярус вирівняного гребеня хребта;

2) ярус крутосхилового середньогір'я (900-1100 м), займає короткі відроги зі сторони північного схилу;

3) ярус пологосхилового низькогір'я (700-800 м) південно-західних схилів;

4) ярус низьких терас верхніх течій рік Вічі, Студеного, Ріки, Славки і Опору.

Район ерозійного низькогір'я

Воловецько-Міжгірської верховини

Розвиткові положисто-схилового низькогір'я сприяло значне поширення в цьому районі податливого олігоценового флішу. Велика роль у розвитку рельєфу території належить процесу формування і перебудови пліоцен-четвертинної річкової мережі.

Північно-західна, дещо понижена частина території відрізняється переважанням коротких, виположених денудацією радіально розгалужених хребтів, які чергуються з улоговиноподібними розширеннями рік в околицях Тихого, Буківця і Нижніх Воріт. На межиріччі Латориці та Славки анти-

клінальний хребет Великий Верх – це морфоструктура IV порядку. Звивистий хребет на північний захід від с.Лази приурочений до південно-східного закінчення Латорицької антикліналі, а його абсолютні позначки становлять 700-780 м. У напрямку долини р.Славки південні відроги цього хребта підходять у вигляді положисто-вирівняних, позбавлених деревної рослинності увалів, розчленованих на придолинних ділянках глибокими ярами.

Південно-східна частина Воловецької верховини, розміщена в межах Сойменської тектонічної підзони, децю піднята. Короткі, радіально розгалужені хребти в її межах характеризуються значною величиною відносного врізу і крутістю схилів. Антиклінальні складки Сойменської підзони (Сойменська, Голятинська) відрізняються широкими склепіннями та порівняно крутими схилами. Північні крила складок нерідко зрізані розривними деформаціями. На північ від селища Воловець величина відносного врізу витоків Вічі становить 250-300 м.

На південний схід від г.Яворник, на правобережжі потоку Студеного, спостерігається високий хребет, який на північ від с.Верхній Студений, сягнувши максимальних позначок (1009 м), поділяється на декілька відрогів.

Вузкий дугоподібний хребет на межиріччі Студеного і Голятинки приурочений до Голятинської антикліналі. На південно-східному продовженні Голятинської антикліналі рельєф помітно піднятий. Відроги найвищого центрального хребта (на межиріччі Голятинки і Ріки) на південний схід, до долини р.Ріки, підходять у вигляді крутих відшарованих уступів. Максимальні абсолютні позначки фіксуються на північний захід від с.Торунь – 1092, 1376, 1422 м.

Із південного заходу Воловецько-Міжгірське низькогір'я межує з широкою поздовжньою долиною пра-Ріки. У морфології Воловецької верховини виділяються улоговиноподібні розширення рік у районах Тихого, Буківця, Нижніх Воріт, Соймів і Міжгір'я. Широка улоговина в околицях с.Буковець

утворилася внаслідок інтенсивного розчленування витоками Жданівки водозбору на схилах Вододільного хребта.

Улоговина в районі Нижніх Воріт приурочена до розширених ділянок II і III терас. III тераса є спільною для рік Латориці та Завадки. Помітне розширення улоговини відбулося внаслідок перехвату Латорицею верхів'я пра-Ріки і формування поперечної ділянки долини – Нижні Ворота-Підполоззя. Ширина улоговини в районі Нижніх Воріт – 1,5-2,0 км.

Біля смт Воловець долина р.Вічі розширюється до 3,0 км, утворюючи улоговину з добре вираженими давньотерасовими рівнями пра-Ріки, особливо на лівобережжі біля підніжжя схилів хребта Томнатик. Високі тераси часто деформовані лусками.

Біля с.Сойми спостерігається улоговиноподібне розширення на ділянці злиття Рипинки і Ріки (до 2 км). В улоговиноподібному розширенні Ріки біля с.Міжгір'я добре простежується низька II тераса, а також середні (II і IV) тераси. На правобережжі, в перегінах вигинів гірських схилів вималюються контури високих терасових рівнів (VI і VII). Межіріччя Тербля-Тересва представлене низькогірно-горбистим (увалистим) ерозійно-аккумулятивним рельєфом давньої долини пра-Тересви.

Враховуючи структурно-морфологічні особливості, а також ступінь розчленування території Воловецько-Міжгірської верховини, її можна поділити на три підрайони: Воловецької верховини, Міжгірської верховини і терасованого горбогір'я давньої долини пра-Тересви.

Підрайон Воловецької верховини

Підрайон Воловецької верховини характеризується переважанням низькогірних, увалоподібних, радіально розгалужених хребтів, які чергуються з улоговиноподібними розширеннями рік біля сіл Буковець, Нижні Ворота і селища Воловець. Ділянка низькогір'я на південному заході обмежена відрогами Полонинського хребта, північно-західна межа

проходить через Верховинський вододільний хребет. На межиріччі потоків Тихого і Полонини простягається вузький виположений хребет, складений верхньоеоценовими відкладами. Найбільш піднята – південна частина хребта (932 м), у північному напрямку абсолютні позначки зменшуються до 840-850 м (околиці с.Гусине).

Короткі низькогірні хребти розчленовані поздовжніми долинами Тихого, Полонини і Жданівки. Уздовж виположення схилів широкої долини Жданівки проходять давньотерасові рівні. Місцями спостерігається взаємозв'язок із структурою (хребет Великий Верх).

Значне місце в морфології підрайону належить давньо-терасовим комплексам пра-Ріки, які пролягають уздовж сучасних долин Латориці, Славки, Вічі і Рипинки. Схили річкових долин розчленовані ярами і балками.

Підрайон Міжгірської верховини

Підрайон Міжгірської верховини розміщений на схід від прямолінійної долини Студеного, яка фіксує тектонічне порушення типу насуву. На межиріччях Студеного та Голятинки, Голятинки й Ріки сильно розгалужені хребти сягають абсолютних позначок 925-1100 м, відносні перевищення становлять 250-300 м. У межах південно-східного продовження Голятинської антикліналі спостерігається загальне підвищення рельєфу. На межиріччі Голятинки і Ріки короткі середньовисотні хребти сягають відносних перевищень 300-400 м. У зв'язку з виходом на поверхню стійких еоцено-палеоценових, рідше – верхньокрейдяних порід, гребені окремих хребтів вузькі, з крутими схилами. Із південного заходу підрайон межує з широкою долиною пра-Ріки з улоговино-подібними розширеннями в околицях селищ Сойми та Міжгір'я.

Підрайон давньої долини пра-Тересви

Підрайон давньої долини пра-Тересви займає широкі терасовані днища сучасних долин Терєблі, Брадулівця і

Тересви, де на виположених верхніх схилах долин чітко простежуються терасові рівні давньої долини.

Для низькогірного рельєфу Воловецько-Міжгірської верховини характерна триярусна будова:

1) положисто-вишуклі схили верхнього пригребеневого ярусу, часто зруйновані зсувами, ярами і балками (Нижні Ворота, Воловець, Міжгір'я, Лази). До складу цього ярусу входить комплекс верхніх терас, які зустрічаються вздовж давніх долин пра-Ріки і пра-Тересви. Ці пригребеневі схили, як і давні тераси, вкриті доволі потужним (3-5 м) шаром делювіальних суглинків, і лише в окремих випадках (с. Колочава Лази) зустрічаються залишки алювіальних галечників на високих терасах;

2) ярус середніх терас представлений у долинах рік Латориці, Жданівки, Славки, Рипинки, Ріки, Терєблі та інших. Здебільшого тераси цокольні, потужність алювію сягає 3-7 м;

3) ярус низьких терас поширений у долинах основних рік.

У будові терас беруть участь гравійно-галечникові відклади з домішкою супісків і суглинків.

На межиріччі Голятинки і Ріки у верхній частині хребтів можна також виділити ярус крутосхилового низькогір'я з діапазоном висот 1000-1100 м.

Район середньовисотних, крутосхилових ерозійно-тектонічних хребтів і гірських груп Привододільних (Внутрішніх) Горган

Це велика пряма морфоструктура, яка виникла внаслідок горстоподібного підняття. Д.Стадницький (1963) наголошує, що в Привододільних Горганах короткі та симетричні гірські хребти приурочені до брахіантиклінальних складок, а основні річкові долини мають ерозійно-тектонічний генезис. І.Гофштейн (1995) відносить цей район до середньогір'я середньої зони флішевих Карпат. Поздовжні долини сформовані переважно в межах синклінальних знижень, виповнених

податливими олігоценовими породами. У Внутрішніх Гор-
ганах спостерігається тісний зв'язок морфології і морфометри-
хребтів із геолого-літолого-структурними особливостями
будови.

На ділянках поширення стійких крейдових, палеоценових
і еоценових порід гірські хребти мають круті схили, вузькі
гребені та конусоподібні вершини з кам'яними розсипами.
Відносні висоти на таких ділянках становлять 700-800 м.

У західній частині Привододільних Горган виділяється
декілька відокремлених і сильно розчленованих гірських груп.
У будові цього району беруть участь міцні палеоценові і
еоценові відклади, які впливають на морфологію гір.
Спостерігається різка розчленованість рельєфу, гірські схили
вирізняються великою крутістю, на них переважають кам'яні
розсипи і процеси обвально-осипного зносу.

Над гребневими поверхнями у вигляді чітко морфо-
логічно виражених конусоподібних піднять виділяються вер-
шини Менчилик, Грабова, Камінка та інші, які піднімаються
вище верхньої межі лісу і характеризуються існуванням
кам'яних розсипів.

У верхів'ях р.Тереблі, біля витоків її правобережної
притоки потоку Красного, розміщене мальовниче Сине-
вирське озеро. Воно утворилось унаслідок загачування по-
току Красного обвалом, який виник у звуженій південно-
західній частині, де тепер спостерігається нагромадження
брил, валунів і щебеню на віддалі до 600 м.

На межиріччі Тереблі та Мокрянки в рельєфі чітко
виділяється низка масивних хребтів – Канч, Пішковья,
Стримба і Передня. Хребет Канч простягається з північного
заходу на південний схід, згідно з виходами міцних палео-
ценових і еоценових пісковиків. Найвища частина хребта має
круті, часто обривисті схили. Пригребеневі ділянки хребта
(в околицях вершин Канчу та Попаді) вкриті кам'яними
розсипами. На схилах до долини р.Тереблі вони активно
переміщуються вниз.

Хребет Пішконя відокремлений від хребта Канч глибокою ущелиноподібною долиною Озерянки. Витоки потоків Негровець і Герсовець глибоко врізались у південні схили хребта, утворюючи великі амфітеатри водозборів.

Максимальні висоти приурочені до виходів масивних вигодських пісковиків, на ділянках виходів менш стійких порід манявської світи спостерігаються вирівняні ділянки гребеня. Над гребеневою поверхнею височіють конусоподібні вершини Пішконі (1472 м), Негровця (1691 м) і Яснівця (1600 м). Північно-східні схили хребта Пішконя сильно розчленовані притоками Озерянки і Терєблі. Велика крутість схилів (30-35°), виходи стійких порід стрийської і вигодської світ – усе це сприяє розвитку обвальних-осипних процесів. Багато схилів вкриті кам'яними розсипами. На схилах до долини Озерянки спостерігаються численні обриви та відслонення. Гребенева поверхня хребтів на багатьох ділянках вирівняна, зайнята полонинами. На північно-східних схилах вершин Ясновець і Негровець дослідженнями виявлені циркоподібні заглиблення типу карів.

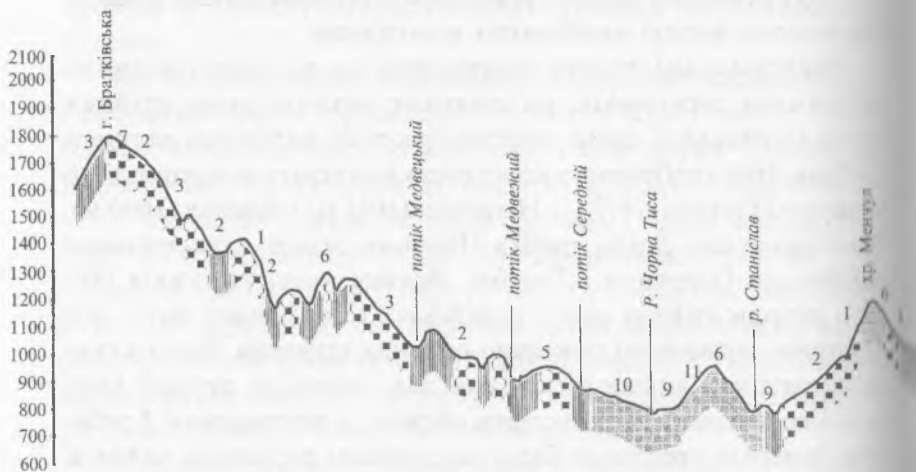
На схід від долини потоку Сухор гірські хребти видовжені в меридіальному напрямку. Конусоподібні вершини хребтів приурочені до виходів пісковиків стрийської і яменської серій, сідловиноподібні зниження – до виходів дрібноритмічного еоценового флішу. Від вершин у південно-східному та північно-західному напрямках відходить низка коротких масивних відрогів. Конусоподібні вершини мають круті північні та пологі південні схили, які вкриті кам'яними розсипами.

Лінія головного Карпатського вододілу проходить низкою коротких хребтів, складених менілітовими породами, які на стику зі Зовнішньою зоною Горган зім'яті в брахіантиклінальні складки. У південно-східній частині території Головний Карпатський вододіл проходить через хребет Братківська. У будові пригребеневої частини хребта беруть участь яменські пісковики. Хребет асиметричний. Північно-східні схили мають

Середньогірський рельєф
Вододільних Горган

Низькогірний рельєф
Вододільних Горган

Північно-східний
відрізок



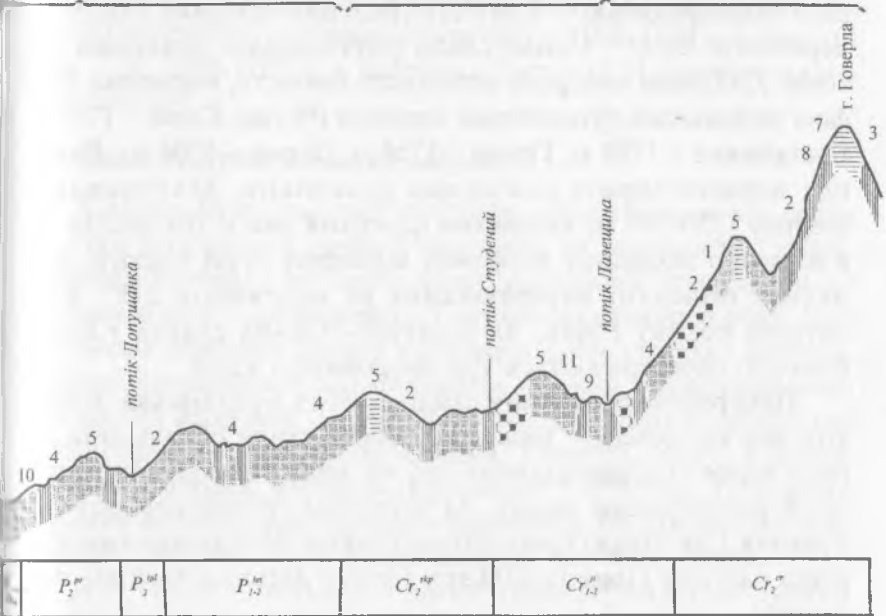
P_{1-2}^{lm}	P_2^{mv}	P_2^{vpl}	P_2^{dg}	P_3^{mv}	P_7^{lv}	$P_7^{lv,lv}$	$P_7^{lv,lv}$
----------------	------------	-------------	------------	------------	------------	---------------	---------------

- | | | | |
|---|---|---------------|--|
| 1 | схили площинного стоку | 9 | низькі тераси (I-II) |
| 2 | схили площинного змиву | 10 | середні тераси (III-IV) |
| 3 | схили обвальньо-осипного зносу | 11 | ділянки з переважанням лівійного розмиву |
| 4 | зсувні схили | | делювіальні суглинки з домішками щебеню |
| 5 | пологовипуклі гребеневі поверхні | | елювіальні суглинки |
| 6 | кулоподібні вершини | | брили та щебінь |
| 7 | схили з переважанням льодовиково-ленудашійної обробки | | алювіальні суглинки з включеннями гальки й валунів |
| 8 | схили льодовикової акумуляції | $P_7^{lv,lv}$ | відклади Кросненської серії |

Рис. 33. Геоморфологічний профіль

рельєф Ясинської улоговини

Середньогірський рельєф Черногірської зони
зі слідами давнього зледеніння



- P_3^{kr} Нижньокросненська світа
- P_3^{ml} Нижньоменілітова світа
- P_2^{sk} Довжинська світа
- P_2^{pr} Пробійненська світа
- P_2^{st} Вигодська світа
- P_2^{ml} Топільчанська світа
- P_2^{mcs} Манявська світа
- P_{1-2}^{sk} Гнилицька світа

- P_{1-2}^{st} Ямненська світа
- Cr_2^{or} Черногірська світа
- Cr_2^{sk} Скупівська світа
- Cr_{1-2}^{yl} Яловецька світа
- лінія насуну
- розломи

г. Братківська -- г. Говерла.

крутість 30-35°. Вони сильно розчленовані верхів'ями Бистриці Надвірнянської. Крутість південно-західних схилів не перевищує 20-25°. Схили слабо розчленовані долинами потоків. Гребенева поверхня положисто-хвиляста, вирівняна, на її фоні виділяються куполовидні вершини (Чорна Клева – 1719 м, Братківська – 1788 м, Гропа – 1758 м, Дурня – 1704 м). Схили цих вершин вкриті кам'яними розсипами. Максимальну ширину (250-300 м) вирівняна поверхня має в тих місцях, де в південно-західному напрямку відходять бічні відроги. Кут нахилу поверхні вирівнювання не перевищує 2-3°. Біля витоків потоку Ріпка, на північно-східних схилах г. Братківської, спостерігаються три льодовикові карі.

Пригребеневу частину схилів хребта Братківська займають кам'яні розсипи; нижче розміщені схили обвального зносу і нагромадження, які ще нижче заміщуються схилами площинного змиву. За ступенем ерозійного розчленування і за структурно-літологічними особливостями північна частина Привододільних Горган відрізняється від південної.

Отже, рельєф Привододільних Горган можна поділити на два підрайони (Д. Стадницький, 1963):

- а) підрайон Вододільних Горган;
- б) Камінка-Буштульський підрайон.

Привододільні Горгани

Привододільні Горгани розміщені між верхів'ями Ріки на північному заході та Ясінянської улоговини – на південному сході. Їхня північна межа збігається з лінією Головного Карпатського вододілу, а південна проводиться по лінії р. Лопушка (ліва притока р. Ріки) – р. Турбат (ліва притока р. Брустурянки) і верхів'я Чорної Тиси.

У зв'язку з виходами в ядрах антиклінальних складок твердих пісковиків стрийської і яменської світ спостерігається загальне підвищення хребтів Вишківського Горгану і Братківської. Гірські хребти в цьому підрайоні короткі й

порівняно невисокі. За винятком Вишківського Горгану і Братківської, їх висота не перевищує 1200-1300 м. Абсолютні висоти зростають із північного заходу – 1000-1100 м в басейні Ріки – до 1500-1700 м в басейнах Бистриці Надвірнянської і Чорної Тиси.

Камінка-Буштульський підрайон

Камінка-Буштульський підрайон простягається від долини Ріки до гірської групи Свидовець на південному сході. Найвищі гребені і вершини цього підрайону приурочені до твердих порід палеоценового і верхньокрейдяного віку. Для підрайону властива значна розчленованість гірських хребтів, глибокі ущелиноподібні поперечні долини і конусоподібні кам'янисті вершини. У рельєфі особливо різко виділяються гірські групи з вершинами Озерна, Камінка, Канч, а також хребти Пішконя, Прибуй, Цунцерин і Буштул. Поверхня окремих вершин і хребтів слабо вирівняна. На схилах гірських хребтів і вершин часто зустрічаються кам'яні розсипи.

Для Привододільних Горган характерний триярусний горганський тип вертикальної поясності рельєфу (П.Цись, 1968).

1. Верхній ярус – це круті (35-45°) обвальні-осипні схили, приурочені до стійких пісковиків верхньої крейди, палеоцену й еоцену. Тут також розвинені схилі кам'яні розсипи.

2. У середньому ярусі переважають також круті, але заліснені схили. Із сучасних процесів переважає площинний змив.

3. У нижньому ярусі в улоговиноподібних розширеннях рік добре виражені цокольні й акумулятивні тераси, розчленовані ярами.

Район Ворохта-Путильського ерозійного низькогір'я

Низькогір'я займає південно-східну частину Вододільно-Верховинських Карпат і основна його частина розміщена в

межах Верховинської западини, яка виповнена потужною товщею кросненських відкладів. Район приурочений до великої морфоструктури змішаного типу – Ясіня-Путильського низькогір'я.

Південно-західне крило скиби Парашки тут трансгресивно перекривається потужною (до 3000 м) товщею кросненських відкладів. Далі на південний захід ці відклади частково перикриваються насувом скиби Скупової.

Згідно з поглядами М.Єрмакова (1948) і П.Цися (1951, 1954), формування низькогір'я тісно пов'язане з перетворенням давньої Ясіня-Черемоської долини шляхом річкових перехватів. У рельєфі добре простежуються вирівняні поверхні давнього днища долини, описані нами раніше як елемент успадкованої морфоструктури.

Поділ території на підрайони виконаний із врахуванням морфології окремих ділянок низькогір'я. Зважаючи на ці дані, район Ворохта-Путильського низькогір'я поділяємо на три підрайони:

- а) Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я;
- б) Ворохта-Верховинське низькогір'я;
- в) Путильське низькогір'я.

Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я

Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я сильно розчленоване притоками Пруту й Бистриці Надвірнянської, переважають абсолютні позначки 700-800 м. Південно-східна межа цього підрайону проходить у верхів'ях Прутця Яблуницького по лінії с.Поляниця-Яблуницький перевал. Максимальні абсолютні позначки зафіксовані на вододілі рік Довжина, Довжинець і Прутець – с.Плоска (1353 м), г.Довга (1371 м), відносні висоти в межах низькогір'я – 100-400 м. Пригребені ділянки численних відрогів між вершинами Плоска і Довга зайняті положисто-випуклими вирівняними поверхнями шириною 150-200 м. Невисокий вирівняний вододіл між верхів'ями р. Довжинець і потоком Гнилиця (верхів'я

Пруту), очевидно, є днищем давньої Ясіня-Черемоської долини.

Численні відроги, які розділяють потоки Дурнінець і Гропянець, Гропянець і Братковець, Братковець і Річку, місцями мають неширокі вирівняні гребеневі поверхні. Глибина розчленування – в межах 100-200 м. Крутість схилів не перевищує 20-22°.

Ворохта-Верховинське низькогір'я

Ворохта-Верховинське низькогір'я збігається зі смугою широкого розвитку м'яких кросненських відкладів. Крайня північно-західна частина низькогір'я розміщена у верхів'ях потоку Прутця Яблуницького.

Від Ясінянської улоговини Яблуницька ділянка Ворохтянського низькогір'я відокремлена невисоким (800-1000 м) хребтом із пологішими північно-східними схилами. Гребенева поверхня хребта вирівняна, положисто-хвиляста. На північно-східних схилах зустрічаються ділянки зі зсувами. Низькогірна ділянка від району Вороненка-Ворохта до вододілу з Черемошем сильно розчленована численними потоками і зворотами.

На вододілах між потоками Пародчин Середній, Пародчин Німаковський, Свиний, Гнилиця, Бахоньчик Нижній, Бахоньчик Верхній, між притоками Арджелюта дослідженнями зафіксовано вирівняні ділянки з приблизно однаковими абсолютними позначками (860-900 м). Смуга цього низькогір'я збігається з напрямком давньої Ясіня-Черемоської долини. Схили низькогірної ділянки, сформовані в глинистому кросненському фліші, мають незначну (10-15°) крутість. Долини потоків широкі, зі заболоченими заплавами та низькими заплавними терасами. Залишки високих терас давньої поздовжньої долини зустрічаються на північно-східних схилах хребта в районі хутора Буковин. На цьому хребті, видовженому з північного заходу на південний схід, спостерігаються два широкі майданчики, підняті над Криво-

пільським перевалом відповідно на 50 і 75 м, і які, очевидно, відносяться до VI і VII терасових рівнів Ясіня-Черемоської поздовжньої долини.

Путильське низькогір'я

Путильське низькогір'я характеризується чергуванням коротких плоских і випуклих хребтів та широких долин. Абсолютні висоти вершинно-гребеневого ярусу коливаються в межах 850-1115 м, долинного – 600-800 м. Паралельно до північного краю гірського ланцюга Максимець-Боштога-Обочі, відокремлюючись від нього зниженою Яблуницькою долиною, розміщений ланцюг невисоких хребтів – Плоский, Гребінь, Рита, Гробище і Семакова. Північно-західна межа підрайону проводиться вздовж правого схилу ріки Річки.

Сучасна гідрографічна мережа має поперечне розміщення. Значні площі займають широкі терасовані долини сучасних Путили, Сучави, Чорного і Білого Черемошів (М.Кожуріна, 1970).

Хребет Плоский Гребінь-Рита-Гробище-Семакова простягається прямолінійно з південного сходу на північний захід від с.Плоска до с.Конятин. Тектонічно він приурочений до Плосківської синклінали та складений масивними пісковиками середньокросненської світи. Хребет асиметричний: південно-західні схили його пологіші, північно-східні – круті. Він має вузький гребінь зі сідловиноподібними зниженнями й окремими вершинами. Крутість схилів у пригребеневій ділянці – 8-10°, до низу збільшується до 20°. Потужність четвертинних відкладів не перевищує 0,5-1,0 м. У мікрорельєфі схилів виділяються дрібногорбисті давньозсувні схили. Північно-східні схили хребта східчасті, зі загальним підняттям до долини Путили. Хребет Плоский видовжений із південного сходу від р.Сучави (селище Селятин) на північний захід до долини Путили. Вищі точки його гребеневої лінії в районі г.Плоска сягають 1073 м. Хребет складений товстошаруватими

пісковиками, аргілітами й алевролітами нижньокросненської світи олігоцену. Це масивний, випуклий хребет із пологими, не залісненими схилами. Гребінь його плоско-рівнинний. Північно-східний схил хребта крутіший (15-20°), інтенсивно розчленований потоками, ерозійними вибоїнами. На правобережжі р.Путили і потоку Фошка від хребтів Ракова і Тіснейка відходить низка коротких відрогів, сильно розчленованих притоками Путили. Над положисто-хвилястою поверхнею хребтів місцями височіють продовгуваті вершини з абсолютними позначками 1050-1100 м. Крутість привершинних схилів – 10-15°. Більшість відрогів мають східчастий профіль.

Характерна особливість Ворохта-Путильського низькогір'я – наявність широких улоговин – Ворохтянської, Верховинської – і дещо менших за розмірами – Яблуницької, Путильської і Селятинської. Широка (до 3,5 км) Ворохтянська улоговина виникла внаслідок перехвату Прутом давньої Ясіня-Черемоської долини. Це підтверджується коліноподібним поворотом Пруту та існуванням VI терасового рівня в долині прориву.

У зв'язку з пониженням базису ерозії після перехвату улоговина стала місцем збору численних дрібних приток Пруту (потік Пародчин та ін.), що концентрично впадають у районі Ворохти. Розвиткові улоговини також сприяла наявність податливого верхньокросненського флішу. На лівобережжі тут нараховується сім терасових рівнів, а на правобережжі – шість. Верхньопліоценовий перехват пра-Черемошем давньої долини сприяв розвитку широкої (до 2,5 км) Верховинської улоговини. У межах улоговини простягається весь комплекс терас Чорного Черемошу. Улоговиноподібні розширення в околицях Яблуниці, Путили і Селятина пов'язані з розширеними ділянками середніх і високих терас. Як і Воловецько-Міжгірська верховина, Ворохта-Путильське низькогір'я має триярусну будову.

Район Ясінянської улоговини з низькогірно-зсувним рельєфом

Це південно-західне відгалуження Ясіня-Черемоської долини, перехоплене верхів'ями Чорної Тиси, які до перехвату розміщувалися в районі Свидовецько-Чорногірської ущелини. У геоструктурному відношенні улоговині відповідає синкліналь. Центральна частина Ясінянської улоговини відрізняється м'якими, виположеними схилами, ускладненими зсувними формами і розчленованими ярами та балками. У сучасному рельєфі велику роль відіграють комплекси нижніх і середніх терас здебільшого зруйновані ярково-балковою мережею і зсувами. Низькогірний характер рельєфу, широкий розвиток зсувних процесів і яркової мережі зумовлені виходами дрібноритмічного глинистого флішу кросненської світи. Загалом Ясінянська улоговина – це велике внутрішньогірське зниження, в якому гідромережа утворює характерну радіальну систему. В центральній, найбільш пониженій частині зливаються води Чорної Тиси, Лазещини, Стебни, Лопушанки та дрібніших потоків. Положисті схили мають абсолютні висоти 700-850 м, знижена центральна частина знаходиться на позначках 600-650 м.

У межах улоговини виділяються чотири висотні геоморфологічні яруси, які відрізняються за віком і характером розчленування:

- 1) ярус положисто-схилового низькогір'я зі зсувними формами;
- 2) ярус високих пліоцен-плейстоценових терас, також місцями зруйнованих зсувами;
- 3) ярус середніх (III, IV) терас головних рік ерозійно-аккумулятивного генезису;
- 4) ярус аккумулятивних низьких (I-II) голоценових терас, складених валунно-галечниковими відкладами з незначним покривом суглинків у верхній частині алювіальної товщі.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Алферьев Г. П.* Некоторые соображения о молодых движениях Карпат // Тр. Львов. геолог. общ-ва. Серия геолог. – 1948. – Вып. 1.
- Андріанов М. С.* Загальні відомості про клімат Радянських Карпат // Наук. зап. Чернів. ун-ту. Серія. геогр. – 1956. – Т. XXII. – Вип. 2.
- Башенина Н. В., Мирнова А. В., Тальская Н. Н.* Карта морфоструктурного районирования Советских Карпат // Геоморфологическое картографирование в мелких масштабах. – М., 1976. – С. 119-130.
- Біланюк П.* Карпатська Україна. – Львів, 1939.
- Богданов А. А., Пушаровский Ю. М.* Основные черты тектоники Центральной синклинали Восточных Карпат // Изв. АН СССР. Серия геолог. – 1950. – №2.
- Бондарчук В. Г.* Радянські Карпати. – К.: Радянська шк., 1956.
- Бондарчук В. Г.* Тектоника Карпат // Тр. ин-та геолог. наук АН УССР. Серия геотект. и геофиз. – 1962. – Вып. 10.
- Бондарчук В. Г., Веклич М. Ф., Ромоданова А. П., Соколовський Р. Л.* Геоморфологічне районування Української РСР // Доп. АН УРСР. – 1959. – №4.
- Буров В. С., Круглов С. С. и др.* Геологическое строение и горючие полезные ископаемые Украинских Карпат и прилегающих миоценовых прогибов. – Рукопись. Фонды Укр. НИГРИ, 1969.
- Буцура В. В.* До морфогенези сточища гірської Тиси // Записки Укр. наук.-досл. ін-ту геогр. та картогр. – Харків, 1930. – Вип. 2.
- Буцура В. В.* Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. ДАН СССР. – 1946. – Т. 33. – №6.
- Веклич М. Ф.* Некоторые проблемы позднекайнозойской палеогеографии Украинских Карпат // Физич. геогр. и геоморф. – К., 1978. – Вып. 20. – С. 59-66.
- Волков Н. Г., Палиенко В. П., Соколовский И. Д.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей Украины. – К.: Наукова думка, 1981. – 220 с.
- Вялов О. С.* Палеогеновый флиш северного склона Карпат. – К.: Изд-во АН УССР, 1961.

- Вялов О. С. Глубинные разломы и тектоника Карпат // Геолог. сборн Львов. геолог. общ-ва. – М.: Недра, 1965. – №9.
- Вялов О. С., Буров В. С. и др. О тектонической карте Советских Карпат и прилегающих областей // Вопросы геологии Карпат. – Львов, 1967.
- Вялов О. С., Дабачян Н. В., Кульчицкий Я. О. и др. К стратиграфии карпатского флиша // Материалы V съезда Карп.-Балк. геолог. ассоц АН УССР. – 1962.
- Географічна енциклопедія України. – К., 1993. – Т. 3. – С. 172.
- Геология СССР. Карпаты 4.1. Геолог. описание. – М.: Недра, 1966. Т. XVIII. – С. 338.
- Геоморфология осевой зоны Восточных Карпат // Ред. Г. С. Ананьева. М.: Изд-во МГУ, 1981. – 130 с.
- Генсирук С. А. Ельники Восточных Карпат. – Львов: Изд-во Львов. лесотехн. ин-та, 1957.
- Генсирук С. А. Рациональное природопользование. – М.: Лесная промышленность, 1979. – С. 309.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). – М.: Наука, 1967.
- Геренчук К. И. О речных перехватах в Предкарпатье // Изв. ВГО – 1947. – Вып. 3.
- Геренчук К. И. Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья // Изв. ВГО – 1956. – Т. 88. – Вып. 1.
- Геренчук К. И., Міллер Г. П. Деякі питання вивчення висотної структури ландшафтів Українських Карпат // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1962. – Вип. 1.
- Глушко В. В. Основные черты тектоники Украинских и Румынских Карпат // Вопросы поисков, разведки и добычи нефти и газа на территории УССР. Госто- и техиздат. – 1959.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – М.: Недра, 1968.
- Голубец М. А., Малиновский К. А., Стойко С. М. Геоботаническое районирование Украинских Карпат. В кн. “Доклады и сообщения Львов. отделения Геогр. общ-ва за 1964 г.” Изд-во Львов. ун-та, 1965. – С. 10-13.

- Гофштейн И.Д.* Антропоген – время завершения этапа развития островных дуг в истории Карпат // Тектоника и стратиграфия. – 1978. – №15. – С. 47-51.
- Гофштейн И.Д.* О педиментах в Польско-Словацких и Украинских Карпатах // Геоморфология. – 1985. – №2. – С. 70-77.
- Гофштейн И.Д.* Геоморфологический очерк Украинских Карпат. – К.: Наукова думка, 1995. – С. 84.
- Григорьев А.О.* Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи // Тр. ин-та геогр. АН СССР. – М.-Л., 1950. – Т. XVI. – Вып. 3.
- Гричук В.П.* Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Тр. ин-та геогр. АН СССР. – М.-Л., 1950. – Т. XVI. – Вып. 3.
- Доленко Г.Н.* Геология нефти и газа Карпат // АН СССР. – 1962.
- Євсєєв С.В.* Деякі зауваження про сейсмічність Східних Карпат // Геолог. журн. АН УРСР. – 1960. – Т. XX. – Вып. 2.
- Ермаков Н.П.* Схема геоморфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат // Тр. Львов. геолог. общ-ва. – Л., 1948. – Вып. 1.
- Жуков М.М.* Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат // Изв. АН СССР. Серия геолог. – 1961. – №7.
- Заморій П.К.* Четвертинні відклади Української РСР. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1961. – Ч. I.
- Іванов Б.М.* До питання про розвиток рельєфу Карпат в четвертинному часі // Пр. експед. з комплексного вивчення Карпат і Прикарпаття. Серія геолого-геогр. – Л.: Вид-во Львів. ун-ту, 1956. – Т. III.
- Кирилюк М.І.* Поверхневі води. В кн. “Природа Закарпатської області”. – Л.: Вид-во Львів. ун-ту, 1981. – С. 75-87.
- Климашевский М.* Развитие Западных Карпат // Природа. – 1956. – №7. – С. 68-73.
- Ковальчук И.П.* Ретроспективный анализ состояния речных систем Карпат и Вольно-Подольской возвышенности как метод прогнозирования их развития // Тезисы докладов XIX пленума Геоморф. комиссии АН СССР “Экзогенные процессы и окружающая среда”. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1988. – 66 с.

- Ковальчук І.П.* Мониторинг состояния малых рек Украинских Карпат и их бассейнов // Материалы научн. конф. "Рациональное природопользование горных стран. – Бишкек, 1991. – 111 с.
- Ковальчук І.П.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. – Львів, 1997. – 438 с.
- Ковальчук І.П., Більська М.* Еколого-географічний моніторинг малих річок Карпатського регіону // Тези доповідей наук.-практ. конф. "Екологічні передумови розвитку рекреації на Гуцульщині". – Яремче, 1996. – С. 50-53.
- Ковальчук І.П., Кравчук Я.С.* Влияние селеопасных потоков в Украинских Карпатах на развитие речных систем // Исследования русловых процессов для практики народного хозяйства. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – С. 172-173.
- Ковальчук І.П., Кравчук Я.С., Симоновская М.Я.* Овраги бассейна Днестра: распространение, современное состояние и тенденции многолетних изменений // Тезисы докладов III съезда почвоведов и агрохимиков СССР "Мелиорация и охрана почв". – Харьков, 1990. – С. 180-181.
- Ковальчук І.П., Рудько Г.І. та ін.* Геоекологічні умови катастрофічної активізації зсувів у містах Карпатського регіону // Економіко-, соціально-і еколого-географічні проблеми західноукраїнського прикордоння. – Львів: Ред.-вид. від. Львів. ун-ту, 1997. – С. 207-216.
- Ковальчук І.П., Шушняк В.Н.* Пути картографирования морфодинамических процессов в природоохранных и рекреационных целях (на примере Карпатского природного парка) // Тезисы докл. научн. конф. "Картогр. обеспечение региональных народно-хозяйств. программ". – Иркутск: Изд-во ин-та геогр. Сибири и Дальн. Востока АН СССР, 1983. – С. 31-33.
- Кравчук Я.С.* Поверхні вирівнювання центральної частини Українського Передкарпаття // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1972. – Вип. 7. – С. 82-85.
- Кравчук Я.С.* Деякі питання генезису і віку поверхонь вирівнювання Українських Карпат // Вісник Львів. ун-ту Серія геогр. – 1975. – Вип. 9. – С. 93-98.
- Кравчук Я.С.* Особенности морфоструктур Предкарпатья (на примере центральной части) // Докл. и сообщ. Львов. отд. Геогр. общ-ва СССР. – 1975. – С. 60-63.

- Кравчук Я.С.* Залежність сучасних геоморфологічних процесів від типологічних особливостей рельєфу // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1982. – Вип. 13. – С. 14-18.
- Кравчук Я.С.* Рельєфотворчі процеси і їх динаміка в Українських Карпатах і прилеглих територіях // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1984. – Вип. 14. – С. 20-25.
- Кравчук Я.С., Ковальчук И.П., Хомын Я.Б.* Результаты исследований современных геоморфологических процессов на Закарпатском эрозионном стационаре // Географические основы природопользования // Вестник Львов. ун-та. Серия геогр. – 1984. – Вып. 14. – С. 70-76.
- Кравчук Я.С., Ковальчук И.П., Хомын Я.Б.* Методы и результаты изучения эрозионно-денудационных процессов в бассейнах рек юго-западных склонов Украинских Карпат. В кн. “Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях” // Тезисы докл. Изд-во Моск. ун-та, 1987.
- Кожуріна М.С.* Досвід геоморфологічного районування Буковинського сектора Карпат за несприятливими природними процесами та явищами. У зб. “Фізична географія та геоморфологія”. – Вид-во Київ. ун-ту. – 1970. – №1.
- Койнов М.М.* Деякі фізико-географічні особливості Горган // Геогр. збірн. Київ. ун-ту. – 1956.
- Койнов М.М.* Ландшафтно-типологічні особливості Турківської (Стрийсько-Сянської) верховини // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1964.
- Крамаренко В.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности карпатской синклиналиной зоны. – Автореф. канд. диссерт. – М., 1955.
- Красуская Н.Е.* Геоморфология долины реки Черемош. – Автореф. диссерт. – Львов, 1959.
- Красуська Н.Е., Скварчевська Л.В., Тиханич В.В.* Про співвідношення терасових рівнів давньої поздовжньої долини і долини Стрия в районі с.Борині, Львівської області. У кн. “Геоморф. річк. долин України”. – К., 1965.
- Кульчицкий Я.О.* Палеогеновые отношения района с.Ясиня // Сборн. Львов. геолог. общ-ва. – 1957. – №4.

- Кульчицкий Я.О. Схема тектонического районирования Восточных Карпат // Сборн. Львов. геолог. общ-ва. – 1958. – №3-6.
- Кульчицкий Я.О., Лозыняк П.Ю. Тектоника и перспективы нефтегазоносности южного склона Украинских Карпат. – Рукопись. Фонди УКР НИГРИ. – 1966.
- Кульчицкий Я.О., Максимов А.В. Проблема нижнего олигоцену на прикладі Східних Карпат // Геолог. журнал АН УРСР. – 1962. – Т. XXI. Вип. 1.
- Куниця М.О., Воропай Л.Я. Про давні долинні системи в Буковинських Карпатах. У кн. “Природні умови та природні ресурси Українських Карпат”. – К.: Вид-во АН УРСР, 1968. – С. 254-260.
- Ладыженский Н.Р. Новые представления о Центральной Карпатской депрессии // Научн. записки Львов. политехн. ин-та. – Львов, 1949. – Вып. XVI. – Сборн. нефт. ф-та №4.
- Ладыженский Н.Р. Новые данные по вопросу тектонического районирования Карпат // Матер. VI съезда Карпато-Балк. геолог. ассоц. К.: Наукова думка, 1965.
- Ладыженский Н.Р., Гавура С.П. Черногорский тектонический элемент и его северо-западное продолжение // Сборн. “Геология и геохимия горючих ископаемых”. – 1968. – Вып. 14.
- Лебедєв В.Г. До геоморфології Буковинських Карпат // Пр. експед. і комплексного вивчення Карпат і Передкарпаття. Серія геогр. – 1957. – Т. IV.
- Ляцук Б.Ф. Геоморфологія Покутсько-Буковинських Карпат. – Автореф. дис. ... канд. наук. – Львів, 1963.
- Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. – М.: Изд-во геогр. литер., 1948.
- Мельник А.В. Українські Карпати: Еколого-ландшафтознавче дослідження. – Львів.: Вид-во Львів. нац. ун-ту, 1999. – 286 с.
- Міллер Г.П., Петлін В.М., Федірко О.М. Контактні зони територіальних систем // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. Географічні системи. – 1990. – Вип. 17. – С. 52-54.
- Муратов М.В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат // ВМОИП. Отд. геолог. – 1947. – Т. XXII (2).
- Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – К.: Наукова думка, 1992. – С. 60-63.

- Палиєнко В. П., Соколовський І. Л.* Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат // Физическая география и геоморфология. – 1979. – Вып. 21. – С. 23-31.
- Пасулько Й. І.* Ерозія – ворог землі. – Ужгород: Карпати, 1967. – С. 108.
- Пасулько Й. І.* Ерозійне районування Українських Карпат. – Рукопис. Фонди Інституту гірського лісництва, – Івано-Франківськ, 1971.
- Пасулько Й. І., Наумов М. І.* Современные овражно-эрозионные явления Закарпатья и некоторые мероприятия по борьбе с ними // Геогр. сборн. Львов. отд. геогр. общ-ва СССР. – Львов, 1963. – Вып. 7. – С. 57.
- Проходський С. І.* Геоморфологічний нарис Багненської долини // Пр. експ. з комплексного вивчення Карпат. Серія геогр. Чернівці: Вид-во Чернів. ун-ту, 1960. – Т. V.
- Проходський С. І.* Геотекстури, морфоструктури и морфоскульптури // Матеріали Харьк. отд. геогр. общ-ва Украины. – 1968. – № 6.
- Раскатов Г. И.* К вопросу о четвертичной фауне, флоре и палеолите Восточных Карпат, Предкарпатья и Закарпатья // Бюл. комиссии по изуч. четвертичного периода. Изд. АН СССР, 1953. – № 18.
- Рудницький С.* Знадоби до морфології Карпатського сточища Дністра // Збірн. Математ.-природопис.-лікар. секції НТШ. – Львів, 1903.
- Рудницький С.* Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра // Збірн. Математ.-природопис.-лікар. секції НТШ. – Львів, 1903. – Т. XVI.
- Скварчевская О. В.* Геоморфология долин рек Стрия и Опора. – Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – Львов, 1956.
- Скварчевська О. В.* Про геоморфологічну типізацію річкових долин західних областей України // Геогр. збірн. Вид-во Львів. ун-ту, 1959. – Вип. 5.
- Скварчевська О. В.* Геоморфологічні особливості річкових долин в межах Турківського району Львівської області // Вісник Львів. ун-ту. – Серія геогр. – 1962.
- Сливка Р. О.* Геоморфология Вододільно-Верховинської області Українських Карпат. – Рукопис дисерт. – Львів, 1971. – 247 с.
- Сливка Р. О.* Сучасні природні процеси на території Вододільно-Верховинської області Українських Карпат // Збірн. “Географія та меліорація ґрунтів” – Львів, 1974. – С. 91-97.

- Сливка Р.Е.* К истории формирования древней Ясиня-Черемошской привододельной долины // Сборн. "Четвертичный период" – К.: Наукова думка, 1976. – Вып. 16. – С. 137-141.
- Сливка Р.О.* Географічне обґрунтування гідромеліоративних та проти-ерозійних заходів у гірських та передгірських районах Українських Карпат // Збірн. "Проблеми раціонального використання, охорони та відтворення природно-ресурсного потенціалу України". Тези доп. Вид-во Чернів. ун-ту, 1991.
- Сливка Р. О.* Про сільовий стік в Українських Карпатах та методи його регулювання // Збірн. "Географічні природоохоронні проблеми Західного регіону України". Вісник Львів. ун-ту. 1994. №19. – С. 131-155.
- Сливка Р.Е., Голояд Б.Я.* Некоторые итоги изучения эрозионных процессов на реках Украинских Карпат. В кн. "Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях" // Тезисы докл. IV Всесоюзн. научн. конф. – М., 1987. – С. 287-288.
- Сливка Р.О., Голояд Б.Я.* Про вплив ерозійно-денудаційних процесів на гідрологічний режим ріки Прут в умовах рекреаційно-господарського освоєння // Тез. доп. наук.-техн. конф. КДПНП. – Яремче, 1990. – С. 22-23.
- Сливка Р.О., Голояд Б.Я.* Про екстремальні паводки на ріках в лісових басейнових екосистемах Українських Карпат // Збірн. "Система ведення лісового господарства в гірських умовах Карпат". Тези доп. – Івано-Франківськ, 1990. – С. 64-63.
- Сливка Р.О., Голояд Б.Я.* Регіональні особливості ерозійно-денудаційних процесів на ріках Українських Карпат і методи їх регулювання // Збірн. "Інженерні аспекти та питання моніторингу у фізико-географічних та геоморфологічних дослідженнях", Збірн. "Фізична географія та геоморфологія". – К.: Либідь, 1992. – №39.
- Сливка Р.О., Голояд Б.Я., Паневник В.М.* Ерозійно-денудаційні процеси в Українських Карпатах. – Івано-Франківськ, 1995. – С. 114.
- Сливка Р.Е., Кравчук Я.С., Ковальчук И.П.* Эколого-геоморфологическое обоснование противозерозионных мероприятий в бассейнах карпатских рек // Тезисы 8-го совещ. Межвуз. научн.-коорд. совета по пробл. эрозионных, русловых и устьевых процессов. – Воронеж, 1993.

- Стадницький Д. Г.* До питання про плейстоценове зледеніння та походження кам'яних розсіпищ в Горганах // Допов. та пов. Львів. ун-ту. – 1959. – Вип. 8. – Ч. 2.
- Стадницький Д. Г.* Геоморфологія Горган. – Автореф. канд. диссерт. – Львов, 1963.
- Стойко С. М.* Охорона природи. У кн. “Природа Закарпатської області”. Вид-во Львів. ун-ту, 1981. – С. 136-137.
- Темнюк Ф. П.* Кросненські відклади в Українських Карпатах // Геоморф. журн. – 1961. – Т. XXI. – Вип. 3.
- Трохимчук С. В.* Горизонтальне розчленування та вертикальна ярусність рельєфу Стрийсько-Сянської верховини // Геогр. збірн. Вид-во Львів. ун-ту, 1969. – Вип. 9.
- Фельдбарг Н. Е.* Геоморфологія, неотектоніка і історія розвитку северо-восточной части Советских Карпат в позднем кайнозое. Автореф. канд. диссерт. – М., 1970.
- Цись П. М.* Полонинський пенеПЛен і денудационні рівні Советських Карпат // Сборн. Львов. геолог. общ-ва. – 1957. – №4.
- Цись П. М.* Короткий геоморфологічний нарис Турківського району Львівської області // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1962. – №1.
- Цись П. М.* О влиянии геоструктуры и новейших движений на эрозийное расчленение Карпат // Геогр. сборн. Львов. ун-та. – 1963. – Вип. 7.
- Цись П. М.* До типології і взаємодії морфоструктурних та морфоскульптурних елементів в Українських Карпатах // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1970. – Вип. 5.
- Цись П. М., Стадницький Д. Г., Сливка Р. О., Кравчук Я. С.* Деякі попередні підсумки геоморфологічного знімання в Українських Карпатах // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 1966. – Вип. 4.
- Шакин В. А.* К вопросу о стратиграфическом расчленении и сопоставлении олигоценых отложений Восточных Карпат // Вопр. поисков разв. и добычи нефти и газа на террит. СССР. Госто- и техиздат, 1959.
- Athanasiu S.* Sur des restes de mammiferes fossiles pliocenes et quaternaires de Roumanie. L'annuaire de l'Inst. Geol. de Roumanie. – T. V. – 1915.
- Grzybowski J.* Atlas geologiczny Galicji. Tekst do z. XIV. – Kraków, 1903.

- Klimaszewski M.* Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem. Przegląd Geograficzny. – T. XVI. – Warszawa, 1936.
- Krajewski S.* Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1933 na ark. Smorze i Turka. Pos. Nauk. PIG. – № 39. – Warszawa, 1934.
- Lozinski W.* Doliny rzek Wschodnio-Karpackich i Podolskich. Kosmos. – Roczn. XXX. – Lwów, 1905.
- Lozinski W.* Wpzywy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat flisowych. Kosmos, Roczn. XLVI. – Z. II-III. – Lwów, 1921.
- Matejka A., Andrusow P.* Prispevky ku geologii flise v povodi Latorice a Vice v Podkarpatske Rusi. Vestn. Statn. geol. Inst. Ceskoslov. Republiky. – Roczn. VII. – Praha, 1930.
- Obtuzowicz J., Wyszynski O.* Budowa geologiczna i stosunki naftowe antykliny Pohara. S.a. "Pionier" Kom. Ser. B. – №3. Oddział Geol. – Lwów, 1933.
- Opolski Z.* Zarys tektoniki Karpat między Osława-Lupkowem a Użokiem-Siankami. Spraw. PIG. – T. V. – Z. 3-4. – Warszawa, 1930.
- Opolski Z.* O stratygrafii warstw Krośnieńskich. Spr. PIG. – T.8. – Warszawa, 1933.
- Pawłowski S.* Przyczynek do znajomości doliny Dniestru. Kosmos. – Roczn. XXXVIII. – Lwów, 1913.
- Rehman A.* Ziemie dawnej Polski opisane pod względem fizyczno-geograficznym. Karpaty, 1895.
- Romer E.* Kilka wycieczek w źródłiska Bystrzycy, Zomnisy i Cisy Czarnej. Kosmos, 1904.
- Romer E.* Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. Kosmos. – Z. 34. – Lwów, 1909.
- Sawicki L.* O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Kosmos. – Roczn. XXXIV. – Z. 5-6. – Lwów, 1909.
- Swidziński H.* Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Sprawozd. PIG. – T. 8. – Z. 1. – Warszawa, 1934.
- Swidziński H.* Budowa Karpat fliszowych w świetle najnowszych badań. Pos.Nauk.PIG. – №39. – Warszawa, 1934.
- Swidziński H.* Zmienność granicy pomiędzy serią menilitow, a warstwami Krośnieńskimi. Pos. Nauk. PIG. – №45. – Warszawa, 1936.
- Teisseyre H.* Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace geogr. – Zesz. X. – Lwów-Warszawa, 1928.

- Teisseyre, H.* Zdjęcie geologiczne okolic Żabiego. Oddz. Geol.s.a. "Pionier".
Seria B. – №2. – Lwów, 1932.
- Teisseyre H.* Terasy Czeremoszu w ocolicy Zabiego. Wiadom. Geogr. – Rocz. XI. –
Z. 1-3. – Kraków, 1933.
- Teisseyre H.* Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor. Spr. FIG. –
T. VIII. – Z. 2. – Warszawa, 1935.
- Teisseyre H.* Budowa geologiczna ocolic Żabiego. Karp. Inst. geol.-naft. – Biul.
28. – Warszawa-Borzyssław-Lwów, 1936.
- Tokarski J.* Sprawozdanie z badań petrograficzno-geologicznych na obszarze
Karpat krystalicznych w dorzeczu górnego Czeremosza. P.N. FIG. – №30. –
1931.
- Tokarski J.* Zagadnienie Prakarpat. Kosmos. – T. 60. – Lwów, 1935.
- Tolwiński K.* Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach
Polskich. Prace geograficzne. – Zesz. VI. – Lwów, 1921.
- Vacek M.* Beitrag zur Kenntnis der mittelkarpatischen Sandsteinzone. Jahrbuch
der k.k.geol. Reichsanstalt Bd. 31. – Wien, 1881.
- Zuber K.* Flisz i nafta. Prace naukowe. – Lwów, 1918.

ЗМІСТ

Передмова	3
РОЗДІЛ I. Короткий огляд геолого-геоморфологічних досліджень	5
РОЗДІЛ II. Особливості рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат	11
РОЗДІЛ III. Головні риси морфоструктури і морфоскульптури	19
Характеристика морфоструктурних елементів	27
Низькогірний синклінорій Верховинських Карпат (Кросненська тектонічна зона)	27
Стрийсько-Сянська верховина	27
Славська верховина	29
Морфоструктура Ворітської верховини	31
Верховинський середньовисотний ерозійно-тектонічний хребет	31
Морфоструктура Воловецько-Міжгірської верховини	32
Середньовисотне горстоподібне підняття Привододільних (Внутрішніх) Горган	33
Змішані морфоструктури	35
Ворохта-Путильське низькогір'я	36
Ясінянська улоговина	37
РОЗДІЛ IV. Характеристика морфоскульптури	38
Елементи успадкованої морфоскульптури. Річкові долини	38
Річкові тераси	43
Реліктові елементи морфоскульптури	61
Релікти Полонинської поверхні вирівнювання	61
Бескидська і Підбескидська поверхні вирівнювання	62
Льодовиково-денудаційні форми плейстоценового зледеніння	62
Екстрагляціальні форми	63
Долинно-терасові форми (реліктів, перехоплених по- здовжніх долин)	64

РОЗДІЛ V. Етапи розвитку рельєфу	74
РОЗДІЛ VI. Сучасні геоморфологічні процеси	96
Процеси ерозійного розмивання	97
Лінійне розмивання	98
Процеси площинного змиву	100
Селі	103
Обвальні-осипні процеси	104
Зсуви	106
РОЗДІЛ VII. Геоморфологічне районування Вододільно- Верховинських Карпат	111
Район низькогірних ерозійно-антиклінальних хребтів і син- клінальних долин Стрийсько-Сянської верховини	113
Підрайон Турківської верховини	118
Сможевська верховина	118
Підрайон Славської верховини	119
Верховинський середньогірський ерозійно-тектонічний Во- додільний хребет	119
Західна частина Вододільного хребта	122
Східна частина Верховинського хребта	123
Район ерозійного низькогір'я Воловецько-Міжгірської верхо- вини	123
Підрайон Воловецької верховини	125
Підрайон Міжгірської верховини	126
Підрайон давньої долини пра-Тересви	126
Район середньовисотних, крутосхилих ерозійно-тектонічних хребтів і гірських груп Привододільних (Внутрішніх) Горган ...	127
Привододільні Горгани	132
Камінка-Буштульський підрайон	133
Район Ворохта-Путильського ерозійного низькогір'я	133
Бистрицько-Ворохтянське низькогір'я	134
Ворохта-Верховинське низькогір'я	135
Путильське низькогір'я	136
Район Ясінянської улоговини з низькогірно-зсувним рельєфом ...	138
Список літератури.....	139

Наукове видання

Р.О.Сливка

**Геоморфологія
Вододільно-Верховинських Карпат**

Ком'ютерне складання і верстка
фірми "Меркатор"



Підписано до друку 20.05.2001. Формат 60×84/16.
Папір. друк. Гарнітура Times. Умовн. друк. арк. 8,87.
Наклад. прим. 300. Зам.

Видавничий центр
Львівського національного університету імені Івана Франка.
79000, Львів, вул. Дорошенка, 41.