

ДИСКУСІЙНІ ПИТАННЯ З ІСТОРІЇ РОЗВИТКУ РЕЛЬЄФУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Ярослав Кравчук

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. П. Дорошенка, 41, 79007, м. Львів, Україна*

До найбільш проблемних на сьогодні питань віку і генези рельєфу Українських Карпат відносимо наступні: 1) поверхні вирівнювання і ярусність рельєфу; 2) гірське і покривне зледеніння; 3) формування і перебудова річкових долин; 4) вік вулканічного рельєфу.

Проаналізовано вивчення поверхонь вирівнювання та ярусності рельєфу різними дослідниками протягом ХХ і ХХІ століття. Формування денудаційних і денудаційно-аккумулятивних поверхонь, а також ярусності рельєфу пов'язано з теорією рівноваги рельєфоутворювальних сил.

Звернено увагу на цікаві теорії у розвитку схилів і річкових долин, де фази деструкції, аккумуляції і рівноваги чергуються в процесі розвитку, а також на можливу рівновагу між ендегенними і екзогенними процесами – екзогенні процеси постійно запізнюються по відношенню до ендегенних.

Відзначено цікаву концепцію утворення ярусності рельєфу для гірських країн і височин, пов'язану з ерозійно-денудаційним розвитком рельєфу, яка ґрунтується на формуванні поверхонь зниження на вододілах.

Наведено дані про роль швидкості денудації при формуванні рельєфу в ландшафтних зонах для порід різного літологічного і петрографічного складу.

Детальний аналіз давньольодовикових форм рельєфу, проведених багатьма дослідниками, свідчить про міндельський і ріський вік зледеніння в Українських Карпатах. Засвідчено значний внесок у вивчення покривного і гірського зледеніння першого українського геоморфолога С. Рудницького.

Переглянуті деякі питання формування і перебудови річкової мережі. Перш за все відзначено, що на всіх етапах розвитку рельєфу Українських Карпат домінували поперечні ріки.

Підтверджено пояснення С. Рудницького щодо вулканічної діяльності у плейстоцені (наявність туфів на плейстоценовій терасі в долині Ужа біля села Дубриничі).

Ключові слова: Українські Карпати, вік рельєфу, денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні, гірське і покривне зледеніння, річкові долини, вулканічний рельєф.

Вступ. Вивчення історії розвитку сучасного рельєфу визначає відновлення давніх форм і простеження тих змін, які привели до виникнення сучасного (фіксованого рельєфу). Розвиток рельєфу в ході геологічної історії відбувається одночасно з розвитком геоструктур, через це історію формування рельєфу слід розглядати в контексті і взаємозв'язку з історією утворення тектонічних структур і геокомплексів.

Вираз «вік рельєфу» є суперечливим і його застосовують до сучасного

(фіксованого рельєфу), який колись виник, розвивався і змінювався під впливом ендегенних і екзогенних рельєфотворних процесів. Через це, говорячи про вік рельєфу, маємо на увазі давній рельєф, «подібність якого бачимо. Подібність, але не тотожність» (Марков, 1948) [39].

Найчастіше використовують поняття абсолютного і геологічного віку рельєфу. Абсолютний вік рельєфу характеризують за допомогою даних, які дають змогу визначити скільки тисяч або мільйонів років тому він сформувався. Геологічний вік (нижня вікова межа рельєфу, Спиридонов, 1952), визначає час, коли на території почався континентальний розвиток [56].

За реліктовими формами рельєфу можна визначити умови рельєфоутворення тільки для новіших етапів історії розвитку. Про віддалені процеси рельєфоутворення судять тільки за непрямими ознаками, які виражені і зафіксовані у геологічних структурах, а також у літологофаціальному характері геологічних утворень. За такого розуміння віку рельєфу не заперечують змін елементів рельєфу, які відбулися з часу його утворення до сучасної епохи. Ці зміни (Мещеряков, 1965) «є кількісними, а не якісними перетвореннями і не зачіпають головних рис раніше створеного рельєфу» [40].

Для гірських країн дуже важливим є з'ясування віку та походження морфоструктур (Палієнко, Соколовський, 1979) [42]. Незважаючи на те, що панівну роль у створенні морфоструктур Карпат відіграли тектонічні рухи, їхній розвиток визначений взаємодією ендегенних і екзогенних процесів. Особливості зміни умов взаємодії цих процесів на різних етапах розвитку мають вирішальне значення в разі визначення віку.

Найчастіше геологічний вік рельєфу гірських країн визначають методом корелятних відкладів. На підставі аналізу корелятних відкладів передгір'їв більшість дослідників, зокрема П. Цись (1952), першим етапом розвитку рельєфу Українських Карпат вважали верхньооліоценовий–нижньоміоценовий [61].

У палеогеографічній історії Карпатської гірської системи розрізняють періоди великої протяжності, з якими пов'язують становлення рельєфу, але хід рельєфоутворювальних процесів багатьма авторами трактується по-різному. Відомий український географ-геоморфолог С. Рудницький (1905) [48] вперше відзначив, що на ранніх етапах розвитку рельєфу Карпати мали вигляд острівної дуги. У шістдесяті–сімдесяті роки ХХ століття про гірсько-острівні пасма суші писав І. Гофштейн (1964, 1975) [8, 9], який вважав, що на етапі острівної дуги розвивалися не тільки поздовжні, але й поперечні блокові структури, які мали потужний вплив на формування рельєфу Українських Карпат.

А. Шейдеггер (1987) відзначив напрочуд дивовижну особливість гірських хребтів і ланцюгів островів – їх більш або менш дугоподібну форму. Мезозойсько-кайнозойські орогенічні системи утворюють два великих пояси: один оконтурює Тихий океан, а другий – Альпійсько-Гімалайський. Через те, що основна орогенічна активність Землі концентрується у певні відрізки геологічного часу у вузьких поясах, А. Шейдеггер вважає дугоподібну протяжність гірських хребтів одним із фактів, який сприяв розвитку нової глобальної тектоніки плит [66].

Детальний аналіз існуючих теорій і гіпотез формування морфоструктури Українських Карпат на початковому етапі розвитку (включно із встановленням континентального режиму) зроблений С. Кругловим (1985) [4]. В критичному

огляді численних публікацій щодо механізму формування структури Карпат найбільша увага зосереджена на теоріях: тектоніки літосферних плит, ундацій, контракційній, мембранної тектоніки та ін. (класифікація теорій і гіпотез за А. Шейдеггером, 1985) [66].

З цього аналізу С. Круглов робить висновок, що основною причиною виникнення складчастості і покривної структури Карпат є «наявність горизонтальної складової вертикального занурення платформи при загальному зменшенні радіуса Землі» [4]. При цьому зазначається, що піддвиг платформи під геосинкліналь відбувається не за рахунок горизонтального руху літосферних плит, а внаслідок її вертикального занурення. В той же час значна амплітуда горизонтального переміщення складчастих покривів у напрямку платформи, свідчить про високу ймовірність зустрічного руху зі сторони геосинкліналі, що підтверджено бурінням і геофізичними дослідженнями.

За даними у пояснювальних записках до тектонічних карт Українських Карпат (1986, відпов. ред. С.С. Круглов) і Української та Молдавської РСР (1988, відпов. ред. В.В. Глушко), а також геодинаміки Карпат (1985, за ред. В.В. Глушка, і С.С. Круглова), амплітуда переміщення Самбірського епігеосинклінального покриву на платформенну частину прогину складає 15–18 км, Бориславсько-Покутського на Самбірський більше 10 км. Мінімальна амплітуда горизонтального переміщення Скибового покриву на Передкарпатський прогин складає 20 км. Амплітуда переміщення Чорногірського покриву – 16–20 км, Дуклянського – 12 км, Поркулецького – 20 км, Магурського, Рахівського і Мармароського – по декілька кілометрів, амплітуда переміщення Мармароського покриву у Румунських Карпатах – 30 км (за С. Кругловим, 1985). Загальна амплітуда горизонтального переміщення структурно-фаціальних зон в Українських Карпатах складає не менше 100 км при сучасній їх ширині 50–100 км [4, 58, 59].

У сучасному рельєфі Українських Карпат добре відображені основні покриви, скиби (луски), до яких приурочені численні хребти ПнЗх–ПдСх простягання. При аналізі космічних знімків добре фіксуються кільцеві структури різних порядків. А. Мичак (1998) виділив у межах Українських Карпат величезні кільцеві структури (північно-східна окраїна Панонської, діаметром більше 500 км), великі (Горганська, діаметром 60–90 км) і багато дрібніших (діаметром 40–50 км). Прив'язка їх до рельєфу можлива тільки при розгляді поперечних морфоструктур (припідняті і понижені ділянки блокового типу). [41]

При розгляді питань формування рельєфу на ранніх етапах розвитку більшість дослідників виділяли етапи розвитку рельєфу, між якими не було істотних розходжень. Крім верхньооліоценово–нижньоміоценового (початок континентального режиму) етапу, виділяють середньоміоценовий (гельвет, тортон), сарматський, пліоценовий, плейстоценовий і голоценовий (післяльодовиковий).

До найбільш проблемних питань з історії розвитку рельєфу Українських Карпат відносно поверхні вирівнювання і ярусність рельєфу, гірське і покривне зледеніння, формування і перебудова річкових долин, вік вулканічного рельєфу.

Поверхні вирівнювання і ярусність рельєфу. Аналіз поверхонь вирівнювання розглядалися нами в серії монографій «Рельєф України», які присвячені різним регіонам Українських Карпат (1999, 2002, 2005, 2008, 2011,

2015) [22, 52, 23, 24, 26, 31], а також у численних статтях і тезах доповідей (зокрема 2012, 2013, 2014, 2016, 2017) [27, 28, 29, 30, 32, 33, 34].

Вивчення поверхонь вирівнювання на території Українських Карпат розпочалося на початку ХХ століття. Вперше термін «пенеплен» використав С. Рудницький (1905) при аналізі рельєфу гірської частини басейнів Стрию, Дністра та Сяну. Дещо пізніше С. Рудницький (1925) виділив кілька поверхонь вирівнювання у Закарпатті на різних гіпсометричних рівнях [48]. У сорокові–п'ятдесяті роки цей термін був поширений радянськими вченими на всі Українські Карпати.

Протягом ХХ століття більшість дослідників виділяли в різних регіонах Карпат по декілька поверхонь вирівнювання. При цьому їх кількість, генезис і вік часто трактувалися по-різному. Польські дослідники Л. Савицький (1909) [70] і М. Клімашевський (1956) [18] виділили два денудаційні рівні – низькогірний (Pogórski) і вищий (Srodgórski). За аналогією в Українських Карпатах І. Гофштейн (1962, 1964) виділив Підбескидську і Бескидську поверхні вирівнювання [7, 8].

На південно-західних макросхилах О. Спиридонов (1952) і П. Цись (1952, 1957) виділили три денудаційні поверхні на відносних висотах 900–1100 м, 500–600 м і 150–250 м [56, 61, 64]. І. Гофштейн (1964, 1995) найвищу поверхню з відносними висотами 750–900 м назвав поверхнею Урду, а з відносними висотами 500–600 м – Підполонинською [8, 11].

Г. Алфер'єв (1948) [1] у межах Солотвинської улоговини на абсолютних висотах 500–750 м виділяв Кичерську денудаційну поверхню, яка в гірській частині Карпат корелюється з єдиною полонинською поверхнею вирівнювання. За аналогією із Словацькими Карпатами М. Демедюк (1982) [13] виділив в Українських Карпатах Прирічкові поверхні (верхню і нижню). Словацькі дослідники вважали Прирічкову поверхню типовим педиментом і співставляли її з 150–200-метровим рівнем П. Цися (1957). [64]

Досить детально вивчалися поверхні вирівнювання у Передкарпатті і Закарпатті. В обох регіонах дослідники виділяли декілька поверхонь вирівнювання – у Передкарпатті дві, а в Закарпатті три.

Вперше дві поверхні вирівнювання у Передкарпатті були виділені Г. Тейсейром (1933). Виділяючи пліоценовий «рівень Лоевої» Г. Тейсейр зазначив, що в межах Передкарпаття над цим рівнем піднімаються вищі ділянки, які належать до поверхонь старішого циклу [72]. Пізніше І. Гофштейн (1964, 1995) дав вищій поверхні назву «рівень Красної» [8, 11]. Обидві поверхні були пов'язані з сьомою пізньопліоценовою (рівень Красної) і шостою ранньоплейстоценовою (рівень Лоевої) надзаплавними терасами Дністра.

Поверхні вирівнювання у Закарпатті вивчали С. Рудницький (1925), О. Спиридонов (1952), П. Цись (1952, 1957), І. Гофштейн (1964, 1985, 1995), Т. Піотровська (1964), А. Кожевников (1979) та ін. [50, 56, 61, 64, 8, 10, 11, 43, 20]

У Закарпатті виділяють три денудаційно-аккумулятивні поверхні. Найбільш детальна узагальнююча їхня характеристика була зроблена І. Гофштейном, який виділив Ділоцьку, Шардинську і Боронявську поверхні вирівнювання. Крім того, у Солотвинській улоговині зустрічаються фрагменти денудаційної Кичерської поверхні, де значну площу займає височинний і низькогірний рельєф

Моласового низькогір'я, яка поширена також у Полонинському хребті і Стрімчаківій смузі.

Механізми формування поверхонь вирівнювання були і донині залишаються однією з важливіших проблем теоретичної і регіональної геоморфології. Щодо визначення терміну «поверхня вирівнювання», то найбільш визнаним на сьогодні є визначення Д. Тимофєєва (1974), в якому цей термін виступає загальним, що об'єднує різні стадії розвитку, а також різні механізми вирівнювання: «Поверхня вирівнювання – це відносно вирівняні екзогенними процесами денудаційні та акумулятивні території в горах і на платформених рівнинах, які виникли на певних етапах геоморфологічного розвитку в умовах підсумкового стримування ендегенних сил екзогенними. Вимагають для свого зародження фаз відносно спокійного тектонічного життя... За механізмом формування можуть бути пенепленізованими, педипленізованими або перехідними» (Тимофєєв, 1974, стор. 31). [60]

Широко використовується термін «полігенетичні поверхні вирівнювання» (Мещеряков, 1965) [40], які формуються комплексом екзогенних процесів. В Українських Карпатах до полігенетичних були віднесені денудаційно-акумулятивні поверхні у Передкарпатті (Кравчук, 1971). У цьому ж регіоні вперше були виділені педименти вздовж краю гір і біля Майданського та Слобода Рунгурського низькогір'їв, які зливаються з денудаційно-акумулятивною поверхнею Лоевої. Подібну ситуацію зустрічаємо також на Закарпатті (Чоп-Мукачівська і Солотвинська улоговини), де ділянки педиментів чергуються з одновіковими поверхнями, які перекриті товщами алювіальних відкладів (Кравчук, 1971, 1999, 2008, 2011, 2012, 2015) [21, 22, 24, 25, 26, 27, 31].

Формування денудаційних і денудаційно-акумулятивних поверхонь, а також морфологічної ярусності рельєфу пов'язане з теорією рівноваги рельєфоутворювальних сил. Досягнення такої рівноваги залежить від багатьох чинників, зокрема від стійкості гірських порід, інтенсивності ерозійної роботи рік і денудаційних процесів на схилах, характеру тектонічних рухів, балансу пухкого матеріалу у схилових процесах.

Елементи концепції динамічної рівноваги у розвитку рельєфу є в працях В. Пенка, Л. Кінга та ін. У 1960 і 1965 роках американський дослідник Дж. Т. Гек (подано за А. Поздняковим, 1973) відстоював положення, що рівномірне підняття поверхні може повністю компенсуватися денудаційними процесами. [44]

А. Поздняков (1973) запропонував закон рівноваги рельєфоутворювальних сил з врахуванням впливу стійкості порід на швидкість зниження поверхонь, формування схилів під впливом тектонічних піднять, швидкості врізання рік і денудаційних процесів, а також явищ «запізнення в розвитку форм». Суть цього закону полягає в тому, що «взаємодія ендегенних і екзогенних процесів, а також окремих факторів екзогенного рельєфоутворення приводить до виникнення такої поверхні, при якій для одних сил повністю компенсується дією протилежно направлених». Прояв цього закону, на думку автора, приводить до створення «поверхні рівноваги», морфологія якої не змінюється при рівномірному впливі на неї факторів рельєфоутворення. [44]

Концепцію динамічної рівноваги Дж. Т. Гека і А. Позднякова критично оцінив І. Карташов (1975), який у розвитку схилів і річкових долин виділив три

динамічних фази: деструкції (пониження земної поверхні денудаційними процесами), акумуляції (підвищення земної поверхні) і стан динамічної рівноваги (винос колювію рівний його поступленню). У розвитку рельєфу (схилів межиріч) стадії рівноваги чергуються з фазами деструкції та акумуляції. І. Карташов також вважав практично неможливою рівновагу між ендегенними та екзогенними процесами, тому що екзогенні процеси постійно запізнюються по відношенню до ендегенних [17].

Цікаву концепцію утворення ярусності рельєфу для гірських країн і височин, пов'язану з нормальним ерозійно-денудаційним розвитком рельєфу та еволюцією схилів, запропонували А. Дедков, Г. Бутаков, Ю. Бабанов (1974). Вона ґрунтується на формуванні поверхонь зниження (вододілів зниження) на межиріччях у процесі зближення протилежних схилів вододілів річкових долин. Автори виділяють два типи вододільних поверхонь, первинні (сформувалися до утворення сучасних долинних врізів) і вторинні (сформувалися після закладання сучасної долинної сітки) [12].

Аналіз сучасної ярусності рельєфу Українських Карпат, визначення кількості ярусів неможливе без урахування денудаційних, денудаційно-акумулятивних процесів та акумулятивних поверхонь на межиріччях. Основними ознаками, за якими розрізняють поверхні зниження від поверхонь вирівнювання, ці автори вважають, що вододіли на поверхнях зниження мають невелику ширину, округло-випуклу або гребенеподібну форму, практично відсутня кора вивітрювання, відносні висоти не виявляють чіткої залежності від їх ширини [12].

В Українських Карпатах до вторинних поверхонь (ярусів) можна віднести більшу частину хребтів Скибових і Привододільних Горганів, Сколівських Бескидів, Запрутських Горганів і Покутсько-Буковинського середньогір'я, Чорногірського масиву, гірських груп Гриняви–Лосової, Рахівської і Чивчинської частин Мармароського кристалічного масиву.

Характер та інтенсивність схилових процесів (Дедков та ін., 1974) залежить від кліматично-ландшафтних умов і складу гірських порід, а також морфогенетичних показників. Морфометричні показники пов'язані залежністю $\text{tg } \alpha = 2h/a$, де $\text{tg } \alpha$ – крутість схилів, h – відносна висота межиріччя, a – ширина межиріччя [12].

На основі вивчення денудаційної стійкості гірських порід багатьма авторами в різних природних зонах, Г. Ананьєв (1975) виділив чотири групи стійкості форм рельєфу. Вони стосуються насамперед оцінки ступеня вивітрюваності та зруйнованості вершинних поверхонь і поверхні схилів у різних ландшафтних умовах [2].

Г. Ананьєв (1975) представляє за багатьма авторами результати стійкості до денудації поверхонь рельєфу, складених породами різного літологічного і петрографічного складу у ландшафтних зонах. Однакова порода у різних ландшафтних зонах буде руйнуватися з іншими швидкостями. Це підтверджується натурними спостереженнями, а також експериментальними даними за певний проміжок часу [2].

Українські Карпати після створення континентального режиму побували у багатьох ландшафтних зонах. Домінування в будові гірської частини піщано-глинистого флішу, стійкість порід якого поступово зростає від умов помірного

поясу до умов вологих тропіків. Це характерно також для передового та внутрішнього прогинів, де переважають глинисто-піщані моласи.

Цікаві дані щодо швидкості ерозії і вирівнювання рельєфу знаходимо у роботі З. Кукала (1987), де зазначено, що вона зростає з висотою над рівнем моря, а також зі збільшенням енергії рельєфу. Гори висотою 10 км, можуть бути еродовані зі швидкістю 233 см/1000 років. Швидкість процесу потім сповільнюється зі зменшенням висоти над рівнем моря [35].

Коротко зупинимося на проблемах морфологічної поясності і висотної ярусності на прикладі Українських Карпат. Більшість праць, присвячених цій проблемі, опиралися на кліматично зумовлену морфологічну поясність з врахуванням її реліктового характеру, а також регіональних особливостей. Серед регіонально-типологічних видів морфологічної поясності виділяються переважно три яруси з характерним рельєфом і динамікою сучасних рельєфоутворювальних процесів.

П. М. Цись (1968) виокремив в Українських Карпатах п'ять регіональних типів вертикальної морфологічної зональності (Свидовецько-Чорногірський, Горганський, Полонинський, Верховинський і Бескидський), а в кожному з них по три морфологічні яруси [65].

Г. Ананьєв (1981) морфометричні показники ярусності рельєфу в Українських Карпатах визначав за вершинними поверхнями межиріч, ширина яких у пригребеневих частинах хребтів сягає десятки (дуже рідко сотні) метрів. Автор також заперечує існування денудаційної рівнини в неогені і декількох епох вирівнювання. Але при цьому зазначає, що ярусність межиріч Карпат є реліктовою, виникла в пізньому міоцені–ранньому пліоцені і була омолоджена тектонічними рухами в пліоцен–четвертинну епоху [5].

Для виділення висотної ярусності в Українських Карпатах головними показниками є типологічні особливості рельєфу, вертикальна диференціація кліматичних умов і пов'язаний з нею характер поширення та динаміка генетичних типів екзогенних рельєфоутворювальних процесів протягом тривалого геологічного часу. Дуже важливим чинником при вивченні ярусності рельєфу є аналіз сучасних рельєфоутворювальних процесів. Кількісні показники їхньої інтенсивності дають можливість використати їх для геологічного минулого, прогнозування їхнього розвитку в майбутніх історичних і геологічних періодах.

Встановлення закономірностей поширення, інтенсивність, тенденції розвитку ерозійно-аккумулятивних процесів у системі «елемент схилу – схил –первинний водозбір – водозбір ріки – русло» (Ковальчук, 1997) дають безцінний матеріал при виявленні ярусів рельєфу [19].

В Українських Карпатах більшість дослідників виокремлюють три висотні морфологічні яруси, які дещо відрізняються абсолютними і відносними висотами (Цись, 1968) [65]. Найвищий ярус, привододільні поверхні якого фіксуються на висотах 1400–2000 м, охоплює переважно субальпійську зону гір. У формуванні цього ярусу на ранніх етапах брали участь гляціальні і флювіогляціальні процеси. На схилах цього ярусу переважає масове зміщення уламкового матеріалу з проявами гравітаційних, нівальних і лавинних процесів. Цей ярус займає пригребеневі поверхні зі схилами в Полонинсько-Чорногірських

Карпатах, Мармароському масиві, Скибових і Внутрішніх (Привододільних) Горганах.

Середній ярус приурочений до абсолютних висот 900–1000 до 1400 м, на нього припадає найбільша площа в цих регіонах Українських Карпат. На просторах сильно розчленованих схилах домінують процеси поверхневої та лінійної ерозії, дефлюкції, повільні соліфлюкції, місцями потужні вогнища зсувних і обвальних-осипних процесів, а також сельові явища.

Нижній ярус річкових долин з терасами, прирічковими педиментами та схилами розміщений на висотах від 500–600 м до 900–1000 м. Для цього ярусу характерний широкий набір різних типів рельєфоутворювальних процесів. У днищах річкових долин переважають процеси підмиву і розмиву, накопичення продуктів розмиву і сельових потоків, місцями зсувні процеси, інтенсивний площинний змив.

Ярусність рельєфу притаманна також для рівнин Передкарпаття і Закарпаття. На відміну від гірської частини, де переважають поверхні зниження, у передгір'ях домінують первинні поверхні. Верхній морфологічний ярус у Передкарпатті співпадає з денудаційними (переважно окраїнні педименти) і денудаційно-аккумулятивними поверхнями. Тут зустрічаються фрагменти верхньопліоценової поверхні Красної (абсолютні висоти 400–600 м), яка ув'язується з рівнем сьомої надзаплавної тераси, а також нижньоплейстоценовою поверхнею Лоевої (абсолютні висоти 300–500 м). З поверхнею Лоевої (рівень шостої надзаплавної тераси) чітко зістиковуються однікові окраїнні педименти.

У Закарпатті з верхнім морфологічним ярусом пов'язані Ділоцька (Скридейська), Шардинська (Великокопанська) і Боронявська денудаційно-аккумулятивні поверхні (верхній пліоцен–нижній плейстоцен, абсолютні висоти від 250 до 500 м). Крім того, у Солотвинській улоговині виділяють у моласовому низькогір'ї і на височинних межиріччях ще Кичерську денудаційну поверхню, яка поширена також у Полонинському хребті і Свидовецькому масиві (абсолютні висоти 500–700 м, відносні – 200–300 м, які поступово знижуються з північного сходу на південний захід).

З верхнім ярусом у Передкарпатті і Закарпатті пов'язаний комплекс схилених процесів: площинний змив, дефлюкція, зсуви і галогенний карст.

Нижній морфологічний ярус представлений комплексом низьких плейстоцен–голоценових терас. Панівними екзогенними процесами в цьому ярусі є підмив і розмив берегів, підтоплення значних площ на низьких терасах.

Формування і перебудова річкової мережі. Перш за все зазначимо, що у формуванні річкових долин Українських Карпат на всіх етапах розвитку домінували поперечні ріки. Про це першим з українських дослідників писав С. Рудницький (1905) [48]. Про існування поздовжніх долин вздовж краю Карпат – В. Лозинський (1921), Г. Тейсейр (1933), П. Цись (1957), Г. Раскатов (1957), І. Гофштейн (1962, 1964) та ін. [68, 72, 63, 47, 7, 8]. Про те, що в пліоцені вздовж краю протікав пра-Дністер (Лозинський, 1921), пра-Стрий (ранні роботи П. Цися, 1957) в різні роки не були підтвержені. Я. Кравчук (1999, 2005) навів дані про неможливість течії пра-Стрия у південно-східному напрямку через верхів'я Сивки і далі до Чечви, Лімниці, приймаючи в районі Долини пра-Свічу. Про неможливість течії у південно-східному напрямі засвідчив аналіз висот. Висоти

Лімнице–Свіцького межиріччя на 40–50 м (місцями 70–80 м) вищі, ніж Стрийсько–Свіцького. У басейні Лімниці зафіксовано найінтенсивніші підняття, які ще Г. Тейсейр (1933) назвав «елевацією Лімниці» та пов'язував їх з продовженням лінії Ковалівка–Смиковці. Ці підняття відбувалися у пліоцені й протягом майже всього плейстоцену, про це свідчать абсолютні висоти, на яких головні ріки покидають край гір: Лімниця – 475 м, Чечва – 396, Свіча – 370, Стрий – 340 м.

Наприкінці пліоцену і початку плейстоцену (гюнц–міндель) відбулися чергові підняття Карпат і Передкарпаття, внаслідок чого всі ріки Передкарпаття покинули поздовжні відрізки своїх долин біля краю гір і набули вигляду близького до сучасного. У нижньому плейстоцені змінила поздовжній напрям Бистриця Надвірнянська, яка внаслідок опускань у Бистрицькій улоговині повернула на північ.

У Покутсько–Буковинському Передкарпатті перебудова річкової мережі продовжувалася у ріс–вюрмський час. Свідченням цього є наявність п'ятої надзаплавної тераси (міндель) у поздовжній долині Черемошу (урочище Багна). На початку середнього плейстоцену Черемош був перехоплений Прутом (Геренчук, 1947; Проходський, 1956; Лебедев, 1957) [6, 45, 36]. Внаслідок підняття Добротівської складки у Слобода–Рунгурському низькогір'ї та межиріччя Пістинки–Лючки і посилення ерозійних врізів у мезоплейстоцені, Лючка була перехоплена одним з притоків Пруту і покинула поздовжню долину. Цьому сприяли також тектонічні опускання в околицях Коломиї. Г. Тейсейр (1933) звернув увагу на концентричне сходження тут чотирьох долин – Пруту, Сопівки (Лючки Рунгурської), Лючки Яблунівської та Пістинки.

К. Геренчук (1947) вважав, що Рибниця в цей час (на рівні третьої тераси), була перехоплена розміщеним нижче по течії притоком Черемошу. Вдруге Рибниця була перехоплена притокою Пруту в голоцені.

У гірській частині Українських Карпат найбільше поздовжніх долин протягом пліоцену–еоплейстоцену існувало у Вододільно–Верховинських Карпатах. У північно–західній частині (верхів'я Стрия, Дністра і Сяну) слідів єдиної давньосянської долини не встановлено (Цись, 1957) [63]. Крім відрізка долини Верхнього Сяну, у рельєфі добре простежуються дві паралельні: Турківська (на контакт з Скибовою зоною) і Боринська долини, які низів'ями на заході підходять до Сяну. Ці долини були перехоплені верхів'ями Дністра і Стрию.

У центральній частині Вододільно–Верховинських Карпат між сучасним вододілом і Полонинським хребтом виділяли Верховинську поздовжню долину (Єрмаков, 1948) [14], яка згодом іншими авторами розглядалася окремими відрізками: Синевірська, пра–Ріки, пра–Тересви (Цись, 1957, 1968; Стадницький, 1963; Сливка, 1971, 2001) [63, 65, 57, 53, 54].

Значний вплив на формування річкових долин у басейнах рік Тересви, Терєблі, Ріки відіграла Синевірська долина, морфологічно простежена від с. Усть–Чорна до с. Міжгір'я. П. Цись (1957) відзначає з посиланням на Н. Єрмакова, що Синевірський відрізок Верховинської долини мав напрямок течії з ПнЗх на ПдСх.

Побіжний морфометричний аналіз цього регіону (Кравчук, 2008) засвідчив, що межирічні поверхні, по яких проектується днище давньої ріки, знижується

тут з південного сходу на північний захід. Перевал між верхів'ями Брадольця (ліва притока Теремлі) і Прислопу (права притока Мокрянки) є на абсолютній висоті 920 м, а на межиріччі Теремлі–Ріки у верхів'ях р. Прогудні (ліва притока Ріки) – на абсолютній висоті 800 м. Приблизно такий же перепад висот у руслах сучасних рік: у руслі Мокрянки (гирло Прислопу) – 660 м, Теремлі (гирло Брадольця) – 560 м. Отже, напрям течії цього відрізка Верховинської долини, як і північно-західного, був з ПдСх на ПнЗх [24, 25].

Протягом 50–60-их років минулого століття більшість дослідників погодилися щодо функціонування Цирох–Боржавської пліоценової долини, що вона не була суцільною водною артерією, а складалася з окремих відрізків з різними напрямками течії. Вперше про це писав С. Рудницький (1925), а пізніше П. Цись (1957), Т. Піотровська (1964), І. Гофштейн (1964) та ін. [50, 63, 43, 8].

Це стосується також перебудови у верхньому пліоцені давньої поздовжньої Ворохта–Путильської долини, яка закладена між Покутсько-Буковинським скибовим середньогір'ям і Чорногірським та Гриняви–Лосової масивами. Морфологічний аналіз абсолютних висот, а також відносні перевищення фрагментів пліоценових терас, свідчать про ПдСх–ПнЗх напрям течії Ворохта–Путильської долини.

Зледеніння. Першими дослідниками, які звернули увагу на існування давніх льодовиків у Чорногорі (за С. Рудницьким, 1925) були Пауль і Тіце (1876), а також англійські геологи L. Jack і J. Horne (1877). Є. Ромер у 1906 р. публікує роботу «Епока lodowa na Świdowcu». У 1925 р. С. Рудницьким описані льодовикові форми рельєфу Чорногірського хребта і Мармароського масиву (Гоцульські Альпи) [50]. У 1937 р. Б. Свідерський детально аналізує гляціальний рельєф Чорногори [71].

На підставі аналізу льодовикових долин Свідівця Є. Ромер (1906) [69] зробив висновок про дворазове зледеніння цього масиву. Б. Свідерський (1937) на північно-східних схилах Чорногори виділив два різновікові моренні комплекси: давніший – морени і флювіогляціальні тераси на вододілах, і молодший – приурочений до долин [71].

Давніше зледеніння Б. Свідерський зачисляв до міндельського (краківського, окського), а молодше риського (варшавського, дніпровського) часів. П. Цись (1955) [62] пов'язав моренну акумуляцію з третьою і четвертою терасами і зробив висновок про дві стадії вюрмського зледеніння Чорногори за аналогією з Татрами і Трансільванськими Альпами (Південні Карпати). Не викликають заперечень висновки Є. Ромера (1906), Б. Свідерського (1937), Б. Іванова (1950) про те, що снігова лінія найнижче опускалася в нижньому плейстоцені, а пізніше поступово піднімалася. Отже, вюрмське зледеніння у Татрах і Трансільванських Альпах (Південні Карпати), які мають абсолютні висоти на 550–600 м вищі, ніж в Чорногорі, не викликає жодних заперечень. [69, 71, 16]

Аналіз палеогеографічної обстановки в плейстоцені свідчить (Кравчук, 1999, 2005, 2008) про значні похолодання клімату в нижньому плейстоцені (міндель), коли покривний льодовик доходив майже до краю Карпат, а також у мезоплейстоцені (ріс, дніпровське зледеніння), коли льодовик покривав найбільші площі в межах сучасної України і сусідніх держав [22, 23, 24].

Деякі розходження щодо віку зледенінь між польськими та українськими дослідниками можна пояснити ще й тим, що до 1966 р. міндельське зледеніння (краківське, окське), яке в межах України охопило прикордонні території з Польщею, українські дослідники вважали риським (дніпровським).

М. Клімашевський у своїй роботі «Pzeźba Tatr Polskich» (1988) виділяє за віком такі зледеніння: останнє (вюрм), передостаннє (ріс II і ріс I) і старше (міндель), але при цьому зазначає, що сліди старшого малочисельні і обмежуються розглядом тільки передостаннього та останнього[67].

Покривне зледеніння у Передкарпатті з українських геоморфологів першим описав С. Рудницький (1907). Зокрема, С. Рудницький звернув увагу на те, що при загальному визнанні більшістю дослідників перебування льодовика біля краю Карпат, виникла проблема як пояснити наявність змішаних відкладів (скандинавського і карпатського). С. Рудницький підтримав пояснення Е. Tietze (1883), що змішування матеріалу відбувалося ріками з півночі і півдня в час наступу і відступу льодовика. Таке пояснення прийняли пізніше більшість дослідників[49].

С. Рудницький розглядає проблемні питання зледеніння на основі своїх власних досліджень. Перш за все як далеко на південь заходив льодовик в басейні Дністра і Сяну. Для цього він детально аналізує територію на південь від лінії Перемишль–Мостиська–Городок, після чого робить наступні висновки: «1. в дослідженім мною підкарпатським терені немає ані сліду льодовикової ерозії (зона переважної льодовикової денудації, Я. Кравчук), тут відсутні характерні утворення цієї зони – шрами, шліфи, баранячі лоби; 2. немає також слідів справжньої льодовикової седиментації (зона переважної льодовикової акумуляції, Я. Кравчук), відсутні друмлини, ози, ками і т.п.; 3. скандинавський льодовик другої льодової доби ніколи не сягав аж по нинішню границю гляціального ділювію в дністровім сточищі».¹

С. Рудницький вважає, що це «типові флювіогляціальні відклади. Відклали їх води, пливучі пересічним напрямом від північного заходу на південний схід... Води тодішнього Сяну, а мабуть і Вісли з її притоками плили тоді до Дністра...». Присутність гляціального матеріалу у змішаних відкладах С. Рудницький пояснює тим, «що ділювіальні річища і піски на просторі від південної частини Перемишля аж по Верещицю є частиною Sandra льодовика другої льодовикової епохи, котрий сам абсолютно не сягав на південь від лінії Перемишль–Городок».²

Вік вулканічного рельєфу. При встановленні віку рельєфу Вулканічного пасма Українських Карпат, де домінують накладені, неуспадковані морфоструктури різних порядків, неможливо обійтися без аналізу окремих фаз вулканізму. Зазначимо, що у формуванні сучасного (фіксованого) вулканічного рельєфу провідну роль відіграли ендегенні процеси, але велика роль й екзогенних. Внаслідок цього вік таких форм рельєфу завжди буде дещо молодшим, ніж вік геологічної структури (Кравчук, Хомин, 2011) [26].

У визначенні геологічного віку вулканітів Вигорлат-Гутинського пасма різні автори припустились незначних різнобіжностей. Відхилення нижньої вікової

¹ С. Рудницький. Знадоби до морфології Підкарпатського сточища Дністра. – С. 69–71.

² С. Рудницький. Знадоби до морфології Підкарпатського сточища Дністра. – С. 72–73.

межі переважно не опускається нижче верхнього сармату, а верхньої – вище еоплейстоцену.

Дані про абсолютний вік виливів андезито-базальтових лав знаходимо у праці І. Гофштейна (1995) [11] з посиланнями на праці Н. Михайлової, А. Глеваської і В. Цикори. Порівняльні дані ізотопного віку порід Берегівського горбогір'я і Вигорлат-Гутинського пасма наведено у З. Ляшкевич та ін. (1995) [37]. Вік вулканітів Вигорлат-Гутинського пасма ці автори співставляють з часом виливів у хребті Келіман–Гургіу–Харгіта (Румунія), таким чином максимальні виливи в обох хребтах відбувалися в панонії і продовжилися аж до плейстоцену.

Колектив авторів з А. Андреевою-Григорович (2009) у стратиграфічній схемі неогенових відкладів Закарпатського прогину при проведенні її до міжнародної стратиграфічної шкали (МСШ – 2004), з урахуванням результатів аналізів (К-Мг метод) магматичних порід виконаних в Угорщині, вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма зачислили геологічним часом до верхньосарматсько-панонсько-понтійського регіоарусу [3].

Найактивніший період формування морфоструктури пов'язують з пліоценом і еоплейстоценом, коли була сформована геологічна основа рельєфу. Комплекс вулканогенних відкладів, які беруть участь у будові Вигорлат-Гутинського пасма, об'єднували у дві світи: гутинську і бужорську. Комплекс порід гутинської світи утворився у третій і четвертій фазах орогенного вулканізму, а бужорської світи – у посторогенному (платформеному) циклі вулканізму (Малєєв, 1964) [38].

Багаторічні дослідження Закарпатської геологічної експедиції ґрунтувалися на виокремленні вулканічних комплексів, які пов'язували з формуванням вулканічних центрів. Вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма належали до кучавського (понт), анталовецького, маковицького, матеківського, синяцького, обавського, мартинського і бужорського комплексів (дакій–румуній).

А. Андреева-Григорович та ін. (2009), зазначають, що практика геологічного картування засвідчила необґрунтованість поділу вулканогенних відкладів на дві світи або вулканічні комплекси. Ці автори вважають, що найдосконалішими нині є схеми петролого-стратиграфічного розчленування для кожного великого вулкана «центрального типу», запропоновані словацькими геологами.

Зазначимо також, що подібний підхід для геоморфологічної характеристики цього регіону вперше запровадив С. Рудницький (1925, 1927), який аналізував рельєф за виокремленими «перстнями» (кальдерами, кратерами) [50]. У цій же праці С. Рудницький зробив висновок, що вулканічна діяльність у Вигорлат-Гутинському пасмі продовжувалася у плейстоцені. На підтвердження цього він вказав на залягання туфів на поверхні плейстоценової тераси у долині Ужа біля с. Дубриничі.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Алферьев Г.Г.* Некоторые соображения о молодых движениях Карпат // Труды Львов. геол. о-ва, сер. геол., вып. 1, 1948.
2. *Ананьев Г.С.* Денудационная устойчивость горных пород в разных климатических условиях / Г.С. Ананьев // Геоморфология. – № 2. – 1975. – С. 12–16.

3. *Андрєєва-Григорович А.С.* Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / А.С. Андрєєва-Григорович, Л.Д. Пономарьова, М.Г. Приходько, В.М. Семенов // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2. – С. 58–76.
4. Геодинаміка Карпат / За ред. В.В. Глушка і С.С. Круглова. – К.: «Наукова думка», 1985. – 135 с.
5. Геоморфологія осевої зони Восточних Карпат / Под ред Г.С. Ананьєва. – М.: Изд. МГУ, 1981. – 130 с.
6. *Геренчук К.И.* О речних перехватах в Прикарпатье / К.И. Геренчук. – Изв. ВГО, Вып. 3. – 1947.
7. *Гофштейн И.Д.* Неотектоніка і морфогенез верхнього Придністер'я / И.Д. Гофштейн. – Київ, Вид. АН УРСР, 1962. – 131 с.
8. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Карпат / И.Д. Гофштейн. – Киев: Изд. АН УССР, 1964. – 183 с.
9. *Гофштейн И.Д.* Карпаты как островная дуга / И.Д. Гофштейн // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1975. – Вып. 42. – С. 14–19.
10. *Гофштейн И.Д.* О педиментах в Польско-Словацких и Украинских Карпатах / И.Д. Гофштейн // Геоморфология. – М., № 2, 1985. – С. 70–77.
11. *Гофштейн И.Д.* Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И.Д. Гофштейн. – К.: Наукова думка, 1995. – 84 с.
12. *Дедков А.П. и др.* Поверхности снижения и формирование ярусности рельефа / А.П. Дедков, Г.П. Бутаков, Ю.В. Бабанов // Развитие склонов и выравнивание рельефа. – Казань: Изд. Казанского у-та, 1974.
13. *Демедюк Н.С.* Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н.С. Демедюк // Геоморфология. – № 3. – М.: Изд. «Наука», 1982.
14. *Єрмаков Н.П.* Схема геоморфологического деления и вопросы геоморфологии Советских Карпат // Тр. Львов. геол. об-ва. Сер. геол. – 1948. – Вып. 1.
15. *Єрмоленко Ю.А.* Геоморфология Бескид: автореф. дис. на соискание научн. степени канд. геогр. наук / Ю.А. Єрмоленко. – Львов, 1967.
16. *Іванов Б.* Следы оледенения Украинских Карпат // Наук. зап. Чернівецького у-ту. Сер. геол.-геогр. – 1950. – Вып. 2. – Т. VIII.
17. *Карташов И.П.* Баланс рыхлого материала в денудационных (склоновых) процессах / И.П. Карташов // Геоморфология. – № 2. – М.: Изд. АН СССР, 1975. – С. 17–27.
18. *Климашевский М.* Развитие Западных Карпат / М. Климашевский // Природа. – № 7. – М., 1956.
19. *Ковальчук Иван.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І. Ковальчук // Інститут українознавства. – Львів, 1997. – 438 с.
20. *Кожєвников А.В.* Антропоген гор и предгорий юга СССР // Автореф. дис. на соискание ст. докт. геол.-мин. наук. – М: МГУ, 1979. – 66.
21. *Кравчук Я.С.* Геоморфологія Пригорганського Передкарпаття / Я.С. Кравчук // Автореф. дис. канд. географ. наук. – Львів, 1971. – 20 с.
22. *Кравчук Я.* Геоморфологія Передкарпаття. Серія «Рельєф України» / Я. Кравчук // ЛДУ ім. Ів. Франка, «Меркатор». – Львів, 1999. – 187 с.
23. *Кравчук Я.* Геоморфологія Скибових Карпат. Серія «Рельєф України» / Я. Кравчук // Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка. – Львів, 2005. – 231 с.

24. *Кравчук Я.* Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Серія «Рельєф України» / Я. Кравчук // Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка. – Львів, 2008. – 187 с.
25. *Кравчук Я.* Формування річкових долин південно-західних макросхилів Українських Карпат / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: зб. наук. праць. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2008. – С. 85–91.
26. *Кравчук Я. С.* Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат. Серія «Рельєф України»: монографія / Я. С. Кравчук, Я. Б. Хомин. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. – 189 с.
27. *Кравчук Я.* Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Зб. наук. праць. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2012. – С. 41–52.
28. *Кравчук Я.* Формування ярусності рельєфу в складчастих областях / Я. Кравчук // Географічна наука і практика: виклики епохи. Т.2. Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка. – Львів, 2013. – С. 155–158.
29. *Кравчук Я., Чалик В.* Морфоскульптура Солотвинської улоговини Українських Карпат. / Я. Кравчук, В. Чалик // Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка. – Львів, 2014. – С. 111–121.
30. *Кравчук Я., Чалик В., Іваник М.* Терасові комплекси річкових долин Солотвинської улоговини Українських Карпат. / Я. Кравчук, В. Чалик, М. Іваник // Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка. – Львів, 2014. – С. 122–130.
31. *Кравчук Я.* Рельєф Солотвинської улоговини Українських Карпат. Серія «Рельєф України» / Я. Кравчук, В. Чалик // Вид. центр ЛНУ ім. Ів. Франка. – Львів, 2015. – 98 стор. з ілюстр.
32. *Кравчук Я.* Морфоструктурна обумовленість геоморфологічного поділу Чоп-Мукачівської рівнини // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів, 2016. – Вип. 1(6). – С. 129–137.
33. *Кравчук Я., Гнатюк Р., Іваник М.* Рельєф української частини Мармароського геоморфологічного регіону Східних Карпат / Я. Кравчук, Р. Гнатюк, М. Іваник // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів, 2016. – Вип. 1(6). – С. 129–137.
34. *Кравчук Я.* Морфоструктурно-морфоскульптурний аналіз рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів, 2017. – Вип. 01(07). – С. 26–49.
35. *Кукал Зденек.* Скорость геологических процессов / Зденек Кукал. – М.: «Мир», 1987. – 245 с.
36. *Лебедев В.Г.* До геоморфології Буковинських Карпат / В.Г. Лебедев // Праці експед. Чернівецького держ. у-ту, сер. геол.-географ. наук, Т. IV, 1957.
37. *Ляшкевич З.М.* Тектоно-магматическая эволюция Карпат / З.М. Ляшкевич, А.П. Медведев, Ю.З. Крупский, А.С. Варичев. – К.: Наукова думка, 1995. – 131 с.

38. *Малеєв Е.Ф.* Неогеновий вулканізм Закарпаття / Е.Ф. Малеєв. – М.: Наука, 1964. – 250 с.
39. *Марков К.К.* Основные проблемы геоморфологии / К.К. Марков. – М., 1948.
40. *Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран / Ю.А. Мещеряков. – М., Наука, 1965.
41. *Мичак А.Г.* Глибинна геологічна будова, перспективи нафтоносності Українських Карпат та Передкарпатського прогину за результатами аерокосмогеологічних методів досліджень. Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук // А.Г. Мичак. – Київ, 1998. – 17 с.
42. *Палиенко В.П.* Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат / В.П. Палиенко, И.Л. Соколовский // Физическая география и геоморфология. – 1979. – Вып. 21. – Киев.
43. *Пиотровская Т.Ю.* Особенности строения рельефа горной области Закарпаття обусловленные неотектоническими движениями / Т.Ю. Пиотровская // Вестник МГУ, сер. геол. – 1964. – № 5. – С. 28–35.
44. *Поздняков А.В.* К теории динамического равновесия рельефообразующих сил / А.В. Поздняков. – Геоморфология. – № 4. – М.: Изд. АН СССР, 1973. – С. 92–100.
45. *Проходський С.І.* Геоморфологічний нарис Багнинської долини / С.І. Проходський // Праці експед. Чернівецького держ. у-ту, сер. геол.-географ., Т. III, 1956.
46. *Раскатов Г.И.* Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР / Г.И. Раскатов // Земледение. – Т. 4, 1957.
47. *Раскатов Г.И.* Карпаты. Четвертичные отложения: Геология СССР. – Т. 48. – М.: Изд. «Недра», 1966. – С. 267–319.
48. *Рудницький С.* Знадоби до морфології Карпатського сточища Дністра / С. Рудницький / Зб. матем.-природ. секції НТШ. – Т. 10. – 1905. – 85 с.
49. *Рудницький С.* Знадоби до морфології Підкарпатського сточища Дністра / С. Рудницький / Зб. матем.-природ. секції НТШ. – Т. 2. – 1907. – 79 с.
50. *Рудницький С.* Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі у 2 ч. / С. Рудницький. – Ужгород: Просвіта. Ч. 1, 1925. – 102 с.; Ч. 2, 1927. – 64 с.
51. *Рудницький С.* Вигаслі вулкани Українського Закарпаття / С. Рудницький // Вісник природознавства. – Харків, 1928. – № 1. – С. 7–18.
52. *Рудько Г.* Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України / Г. Рудько, Я. Кравчук. – Львів: Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 171 с.
53. *Сливка Р.Е.* Геоморфология Водораздельно-Верховинских Карпат: автореф. диссерт. на соискание научн. степени канд. геогр. наук / Р.Е. Сливка. – Львов, 1971.
54. *Сливка Р.О.* Геоморфология Вододільно-Верховинських Карпат / Р.О. Сливка. – Львів: Вид центр ЛНУ ім. Ів. Франка, 2001. – 151 с.
55. *Сомов В.И.* Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур / В.И. Сомов, И.Ш. Рахимова. – К.: Наукова думка, 1983.

56. *Спиридонов А.И.* Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат / А.И. Спиридонов // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1952. – Т. 27. Вып. 1. – С. 12–20.
57. *Стадницкий Д.Г.* Геоморфология Горган: автореф. дис. на соискание научн. степени кандид. геогр. наук / Д.Г. Стадницкий. – Львов, 1963.
58. Тектоника Украинских Карпат. Объяснит. записка к тектонич. карте Украинских Карпат. Масштаб 1:200 000 // Отв. редактор С.С. Круглов. – Киев, 1986. – 152 с.
59. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Объяснит. записка к тектонич. карте. Масштаб 1:500 000 // Отв. редактор В.В. Глушко. – К., 1988. – 134 с.
60. *Тимофеев Д.А.* Терминология поверхностей выравнивания / Д.А. Тимофеев. – М.: Изд. «Наука», 1974. – С. 86.
61. *Цысь П.Н.* Этапы развития рельефа Советских Карпат / П.Н. Цысь // Докл. и сообщ. Львов. у-та, 1952. – Вып. 3. Ч. 2. – С. 7–8.
62. *Цысь П.М.* Про давнє зледеніння Карпат / П.М. Цысь // Допов. і повідом. Львів. у-ту. – 1955. – Вип. 6. (Ч. 2).
63. *Цысь П.Н.* Некоторые особенности развития долинных систем Украинских Карпат / П.Н. Цысь. – Известия ВГО. – 1957. – Т. 89. – Вып. 1. – Москва: Изд. АН СССР. – С. 53–56.
64. *Цысь П.Н.* Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат / П.Н. Цысь // Геол. сб. Вып. 4. – Львов: Изд. ЛГУ, 1957. – С. 313–330.
65. *Цысь П.М.* Деякі особливості вертикальної морфологічної зональності Українських Карпат / П.М. Цысь // Природні умови та природні ресурси Українських Карпат: Респ. міжвуз. зб. АН УРСР. – К.: Наукова думка, 1968. – С. 129–137.
66. *Шейдеггер А.* Основы геодинамики: пер. с англ. / А. Шейдеггер. – М.: Недра, 1987. – 384 с.
67. *Klimaszewski M.* Rzędca Tatr Polskich / *M. Klimaszewski.* – Panstwowe Wydaw. Naukowe. – Warszawa, 1988. – 668 s.
68. *Lozinski W.* Wplywy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych. Lwów, 1921. Roczn. 46. – R. 2–3.
69. *Romer E.* Epoka Lodowa na Swidowcu / *E. Romer.* – AUm. – Kraków, 1906. – 71 s.
70. *Sawicki L.* O mlodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. – Lwów, 1909. Roczn. 34. – R. 5–6.
71. *Swiderski Bohdan.* Gejmorfologia Czarnogory / *B. Swiderski.* – Wyd. Kasy im. Mianowskiego-Institutu popierania nauki. – Warszawa, Palac Staszica, 1937. – 103 s.
72. *Teisseyre H.* Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia / *H. Teisseyre* // Spraw. PIG, t. VII, Z. 3. – Warszawa, 1932–1933.

REFERENCES

1. Alferyev G.G. (1948). Certain thoughts about young movements of the Carpathians. *Proceedings of Lviv geol. assoc, ser. geol., 1.* (In Russian).

2. Ananyev G.S. (1975). Denudation stability of rocks under different climatic conditions. *Geomorphology*, 2, 12-16 (In Russian).
3. Andrieieva-Hryhorovych A.S., Ponomarova L.D., Prykhodko M.H., Semenenko V.M. (2009). Stratigraphy of the Neogene deposits of the Transcarpathian depression. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 2, 58-76 (In Ukrainian).
4. Glushko V.V., Kruglov S.S. (Eds.). (1985). *Geodynamics of the Carpathians*. K.: Naukova Dumka, 135 pp. (In Russian).
5. Ananyev G.S. (Eds.). (1981). *Geomorphology of the axial zone of the Eastern Carpathians*. M.: Publ. House of Moscow State University, 130 pp. (In Russian).
6. Gerenchuk K.I. (1947). *On the river interceptions in the Subcarpathia*. Publ. House VGO, 3 (In Russian).
7. Hofshstein I.D. (1962). *Neotectonics and morphogenesis of the upper Transdnier region*. Kyiv, Publ. House of Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 131 pp. (In Ukrainian).
8. Hofshstein I.D. (1964). *Neotectonics of the Carpathians*. Kyiv: Publ. House of Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 183 pp. (In Russian).
9. Hofshstein I.D. (1975). Carpathians as an island arc. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 42, 14-19 (In Russian).
10. Hofshstein I.D. (1985). On the pediments in the Polish-Slovak and Ukrainian Carpathians. *Geomorphology*, 2, 70-77 (In Russian).
11. Hofshstein I.D. (1995). *Geomorphological sketch of the Ukrainian Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 84 pp. (In Russian).
12. Dedkov A.P., Butakov G.P., Babanov Yu.V. (1974). The surface of the decline and the formation of the relief stratum. *Development of slopes and alignment of the terrain*. Kazan: Publ. House of Kazan University (In Russian).
13. Demedyuk N.S. (1982). Ancient leveling surfaces of the Ukrainian Carpathians. *Geomorphology*, 3, (In Russian).
14. Yermakov N.P. (1948). Geomorphological division scheme and issues of geomorphology of the Soviet Carpathians. *Proc. of Lviv geol. assoc. Ser. geol.*, 1 (In Russian).
15. Yermolenko Yu.A. (1967). Geomorphology of the Beskydy. *Extended abstract of candidate's thesis*. Lviv, (In Ukrainian).
16. Ivanov B. (1950). Traces of the glaciation of the Ukrainian Carpathians. *Scientific Proceedings of Chernivtsi University Ser. geol.-geogr.*, Iss. 2, Vol. VIII (In Russian).
17. Kartashov I.P. (1975). Balance of loose material in denudation (slope) processes. *Geomorphology*, 2, 17-27 (In Russian).
18. Klimashevsky M. (1956). Development of the Western Carpathians. *Nature*, 7, (In Russian).
19. Kovalchuk I. (1997). *Regional ecological-geomorphological analysis*. Lviv : Institute of Ukrainian Studies. 438 pp. (In Ukrainian).
20. Kozhevnikov A.V. (1979). Anthropogene of the mountains and foothills of the south of the USSR. *Extended abstract of Doctor's thesis*.: Moscow State University. (In Russian).

21. Kravchuk Ya.S. (1971). Geomorphology of the Prybeskydske Pre-Carpathian. *Extended abstract of candidate's thesis*. Lviv, Lviv univ. (In Ukrainian).
22. Kravchuk Ya. (1999). *Geomorphology of the Pre-Carpathians*. Series "Relief of Ukraine". Lviv, Merkator. 187 pp. (In Ukrainian).
23. Kravchuk Ya. (2005). *Geomorphology of the Skybkovi Carpathians*. Series "Relief of Ukraine". Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv. 231 pp. (In Ukrainian).
24. Kravchuk Ya. (2008). *Geomorphology of the Polonyna-Chornohora Carpathians*. Series "Relief of Ukraine". Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv. 187 pp. (In Ukrainian).
25. Kravchuk Ya. (2008). Formation of river valleys of the south-western macro-slopes of the Ukrainian Carpathians. *Geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv, 85–91 (In Ukrainian).
26. Kravchuk S. Ya., Khomyn Ya. B. (2011). *Relief of the volcanic range of the Ukrainian Carpathians*. Series "Relief of Ukraine". Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv, 189 pp. (In Ukrainian).
27. Kravchuk Ya. (2012). Leveling surfaces in the Ukrainian Carpathians: patterns of distribution, mechanisms of formation, correlation by genesis and age. *Geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv, 41-52 (In Ukrainian).
28. Kravchuk Ya. (2013). Formation of the relief stratification in the folded regions. *Geographical science and practice: challenges of the era. Vol. 2*. Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv. pp. 155–158 (In Ukrainian).
29. Kravchuk Ya., Chalyk V. (2014). *Morphosculpture of the Sotolvyno Depression of the Ukrainian Carpathians*. Lviv : Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv. pp. 111-121 (In Ukrainian).
30. Kravchuk Ya., Chalyk V., Ivanyk M. (2014). Terrace complexes of river valleys of the Sotolvyno Depression of the Ukrainian Carpathians. *Geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv. 122-130. (In Ukrainian).
31. Kravchuk Ya., Chalyk V. (2015). *The relief of the Sotolvyno Depression of the Ukrainian Carpathians*. Series "Relief of Ukraine". Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv. 98 pp. (In Ukrainian).
32. Kravchuk Ya. (2016). Morphostructural condition of the geomorphologic division of the Chop-Mukacheve plain. *Geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories, 1(6)*, 129-137 (In Ukrainian).
33. Kravchuk Ya., Gnatiuk R., Ivanyk M. (2016). The relief of the Ukrainian part of the Marmarosian geomorphological region of the Eastern Carpathians. *Geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories, 1(6)*, 129-137 (In Ukrainian).
34. Kravchuk Ya. (2017). Morphostructural-morphosculpture analysis of the relief of the Watershed-Verkhovyna Carpathians *Geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories, 01(07)*, 26-49 (In Ukrainian).
35. Kukul Zdenek (1987). *Speed of geological processes*. Moskva: Mir, 245 pp. (In Russian).

36. Lebediev V.H. On the issue of geomorphology of the Bukovynian Carpathians // *Proceedings of the expedition of Chernivtsi State University, ser. geol.-geogr. sciences, Vol. IV, 1957.* (In Ukrainian).
37. Liashkevych Z.M., Medvedev A.P., Krupsky Yu. Z., Varichev A.S. (1995). *Tectonic-magmatic evolution of the Carpathians.* Kyiv: Naukova Dumka, 131 pp. (In Russian).
38. Maleev E.F. (1964). *Neogene volcanism of Transcarpathia.* Moskva: Nauka, 250 pp. (In Russian).
39. Markov K.K. (1948). *The major issues of geomorphology.* Moskva (In Russian).
40. Meshcheryakov Yu. A. (1965). *Structural geomorphology of the plainland countries.* Moskva: Nauka (In Russian).
41. Mychak A. G. (1998). The deep geological structure, the prospects of oil-richness of the Ukrainian Carpathians and the Carpathian depression based on the results of aerospace and geological research methods. *Extended abstract of candidate's thesis.* Kyiv (In Ukrainian).
42. Palienko V. P., Sokolovsky I. L. (1979). Experience in the classification of morphostructures of the Ukrainian Carpathians. *Physical geography and geomorphology, 21,* Kyiv. (In Russian).
43. Piotrovskaya T. Yu. (1964). Features of the structure of the relief of the mountain region of Transcarpathia due to neotectonic movements. *Bulletin of the Moscow State University, ser. Geol., 5,* 28-35 (In Russian).
44. Pozdnyakov A.V. (1973). On the theory of dynamic balance of relief-forming forces. *Geomorphology, 4,* 92-100 (In Russian).
45. Prokhodskiy S.I. (1956). Geomorphological sketch of the Bagnynska valley. *Proceedings of the expedition of Chernivtsi State University, ser. geol.-geogr., Vol. III* (In Ukrainian).
46. Raskatov G.I. (1957). The main stages of the formation of the relief and the newest tectonics of the Eastern Carpathians within the USSR. *Zemledelie, Vol. 4* (In Russian).
47. Raskatov G.I. (1966). The Carpathians. *Quaternary sediments: Geology of the USSR, Vol. 48.* M.: Nedra, 267-319 (In Russian).
48. Rudnytskyi S. (1905). *Need for the morphology of the Carpathian runoff of the Dniester.* Collection of the Math-Nature Section of Shevchenko Scientific Society. Vol. 10. 85 pp. (In Ukrainian).
49. Rudnytskyi S. (1907). *Need for the morphology of the Subcarpathian runoff of the Dniester.* Collection of the Math-Nature Section of Shevchenko Scientific Society, Vol. 2. 79 pp. (In Ukrainian).
50. Rudnytskyi S. (1925). *Fundamentals of morphology and geology of Subcarpathian Rus and Transcarpathia in general.* Uzhhorod : Prosvita. Part 1, 1925. 102 pp. (In Ukrainian).
51. Rudnytskyi S. (1928). Extinct volcanoes of the Ukrainian Transcarpathia *Bulletin of Natural History, 1.* Lviv. 7-18. (In Ukrainian).
52. Rudko H., Kravchuk Ya. (2002). *Engineering-geomorphological analysis of the Carpathian region of Ukraine.* Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv, 171 pp. (In Ukrainian).
53. Slyvka R.E. (1971). Geomorphology of the Watershed-Verkhovyna Carpathians. *Extended abstract of candidate's thesis.* Lviv (In Ukrainian).

54. Slyvka R.O. (2001). *Geomorphology of the Watershed-Verkhovyna Carpathians*. Lviv: Publ. Center of Ivan Franko National University of Lviv 151 pp. (In Ukrainian).
55. Somov V.I., Rakhimova I.Sh. (1983). *Modern movements of the earth's crust of the Carpathian-Balkan region and adjacent structures*. Kiev : Naukova Dumka (In Russian).
56. Spiridonov A.I. (1952). Denudation and accumulative surfaces of the southern slope of the Ukrainian Carpathians. *Bul. MOIP. Geol. Dept. Vol. 27, Iss. 1*, 12–20 (In Russian).
57. Stadnitsky D.G. (1963). Geomorphology of the Gorgany. *Extended abstract of candidate's thesis*. Lviv (In Ukrainian).
58. Tectonics of the Ukrainian Carpathians. Explainat. note to tectonic map of the Ukrainian Carpathians. Scale 1: 200 000 // Editor S.S. Kruglov. – K., 1986. – 152 p. (In Russian).
59. Glushko V.V. (Eds.). (1988). *Tectonic map of the Ukrainian SSR and the Moldavian SSR. Explainat. note to tectonic map. Scale 1: 200 000*. Kiev. 134 pp. (In Russian).
60. Timofeev D.A. (1974). *Terminology of leveling surfaces*. Moscow: Nauka, 86 pp. (In Russian).
61. Tsys P.N. (1952). Stages of development of the relief of the Soviet Carpathians. *Reports and communications of Lviv University, Iss. 3, P. 2*, 7-8 (In Russian).
62. Tsys P.M. (1955). About the ancient icing of the Carpathians. *Reports and communications of Lviv University, Iss. 6, P. 2* (In Ukrainian).
63. Tsys P.N. (1957). Certain features of the development of the valley systems of the Ukrainian Carpathians. *News of the VGO, Vol. 89, Iss. 1*. Moscow: Publ. House of Academy of Sciences of the USSR. 53-56 (In Russian).
64. Tsys P.N. (1957). Polonyna peneplain and denudation levels of the Soviet Carpathians. *Geol. Collection, 4*. Lviv: Publ. House LSU, 313-330 (In Ukrainian).
65. Tsys P.M. (1968). Certain features of the vertical morphological zonation of the Ukrainian Carpathians. *Natural conditions and natural resources of the Ukrainian Carpathians: Republican inter-university collection Academy of Sciences of the Ukrainian SSR*. Kyiv: Naukova Dumka, 129-137 (In Ukrainian).
66. Sheidegger A. (1987). *Fundamentals of geodynamics*. Moscow: Nedra, 384 pp. (In Russian).
67. Klimaszewski M. (1988). *Rzeczca Tatr Polskich*. Warszawa: Panstwowe Wydaw. Naukowe. 668 pp. (In Polish).
68. Lozinski W. (1921). *Wplywy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych*. Roczn. 46. – R. 2–3. Lwów (In Polish).
69. Romer E. (1906). *Epoka Lodowa na Swidowcu*. AUm. Kraków, 71 pp. (In Polish).
70. Sawicki L. (1909). *O mlodszych ruchach górotwórczych w Karpatach*. Roczn. 34. R. 5–6. Lwów (In Polish).
71. Swiderski Bohdan. (1937). *Gejmorfologia Czarnogory*. Warszawa : Wyd. Kasy im. Mianowskiego-Institutu popierania nauki, 103 pp. (In Polish).
72. Teisseyre H. (1933). Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. *Spraw. PIG, t. VII, Z. 3*. Warszawa (In Polish).

ISSUES FROM HISTORY OF THE UKRAINIAN CARPATHIAN RELIEF DEVELOPMENT

Yaroslav Kravchuk

*Ivan Franko National University of Lviv,
P. Doroshenko St., 41, UA – 79007 Lviv, Ukraine*

Today, the most problematic issues of age and genesis of the Ukrainian Carpathian relief are as follows: 1) alignment surfaces and relief stratification; 2) mountain and cover glaciation; 3) formation and restructuring of river valleys; 4) age of volcanic relief.

Investigations of alignment surfaces and relief stratification by various researchers during the 20th and 21st centuries have been analysed. The formation of denudation and denudation-accumulative surfaces, as well as relief stratification, is connected with the theory of equilibrium of relief-forming forces.

Attention has been drawn to the interesting theory of the development of slopes and river valleys, where the stages of destruction, accumulation and equilibrium alternate in the process of development, as well as to the possible equilibrium between endogenous and exogenous processes: exogenous processes are constantly late in relation to endogenous ones.

An interesting concept of the formation of relief stratification for mountainous countries and uplands, which is connected with the erosion and denudation development of relief based on the formation of the decline surfaces on the watersheds, has been highlighted.

The data on the role of denudation speed during relief formation in landscape zones for rocks of different lithological and petrographic composition have been provided.

A detailed analysis of the ancient glacial relief forms, performed by many researchers, indicates the Mindelian age of glaciation in the Ukrainian Carpathians. A significant contribution to the study of cover and mountain glaciation by the first Ukrainian geomorphologist S. Rudnitsky has been demonstrated.

Some issues of the formation and restructuring of the river network have been reconsidered. First of all, it was noted that on all stages of the development of the Ukrainian Carpathian relief, transverse rivers dominated.

S. Rudnitsky's explanation of the volcanic activity in the Pleistocene (the presence of tuffs on the Pleistocene terrace in the valley of the Uzh river) was confirmed.

Key words: Ukrainian Carpathians, relief age, denudation, denudation and denudation-accumulative surfaces, cover and mountain glaciation, river valleys, volcanic relief.