

УДК 551.4 (477.8); DOI: 10.30970/gpc.2021.1.3455

РЕЛЬЄФ І ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА КАРПАТСЬКОГО БІОСФЕРНОГО ЗАПОВІДНИКА

Ярослав Кравчук, Віталій Брусак

Львівський національний університет імені Івана Франка,
yaroslavkravchuk@ukr.net; orcid.org/0000-0001-9961-8895;
brusak_vitaliy@ukr.net; orcid.org/0000-0001-8635-0105

Анотація. Рельєф і геологічна будова Карпатського біосферного заповідника репрезентує особливості геолого-геоморфологічної будови чотирьох геоморфологічних областей Українських Карпат. У межах заповідника дуже добре охороняють брилове середньогір'я Полонинсько-Чорногірських Карпат (Чорногірський, Свидовецький, Угольсько-Широколужанський масиви) та склепінно-брилове середньогір'я Мармароського кристалічного масиву (Мармароський і Кузій-Трибушанський масиви).

Аналіз морфоструктури і морфоскульптури заповідника виконано з урахуванням поздовжнього (ПнЗх–ПдСх) і поперечного поділів Українських Карпат. З поздовжнім поділом пов'язані морфоструктури вищих порядків – другий і третій, з поперечним – четвертий та п'ятий.

Під час аналізу морфоскульптури заповідника виокремлено типи, характерні для всіх регіонів Флішових і Кристалічних Карпат. Усім гірським масивам і хребтам притаманна асиметрична будова – крутіші північно-східні схили та вположеніші південно-західні. Реліктова морфоскульптура представлена: 1) фрагментами різновікових денудаційних поверхонь – Полонинської, Підполонинської і прирічкової; 2) давньольодовиковими та екстрагляціальними формами рельєфу; 3) ділянками давніх поздовжніх долин. Успадкована морфоскульптура представлена річковими долинами з комплексом різновікових терас.

Для сучасних морфодинамічних процесів характерна висотна (ярусна) диференціація. У ярусах сильно розчленованого середньогірного рельєфу важливе значення в його моделюванні посідають процеси площинного змиву, дефлюкційні, лінійного розмиву. З нижнім ярусом терасованих і нетерасованих днищ долин пов'язані процеси підмиву і розмиву та значне накопичення продуктів розмиву і селевих потоків. Серед гравітаційних процесів і блокових рухів найбільше зафіксовано стабілізованих і активних зсувів.

Ключові слова: Карпатський біосферний заповідник; Українські Карпати; рельєф; морфоструктура; морфоскульптура.

RELIEF AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF CARPATHIAN BIOSPHERE RESERVE

Yaroslav Kravchuk, Vitaliy Brusak

Ivan Franko National University of Lviv

Abstract. The relief and geological structure of Carpathian Biosphere Reserve represent the features of the geological and geomorphological structure of the four geomorphological regions of the Ukrainian Carpathians. The block mid-mountains of the Polonynsko-Chornohirsky Carpathians (Chornohora, Svydovets, and Uholsko-Shyrokoluzhansky massifs) and the folded mid-mountains of Marmarosy crystal massif (Marmarosy and Kuziy-Trybushansky massifs) are well protected within the reserve.

The analysis of the morphostructure and morphosculpture of the reserve is carried out taking into account the longitudinal (*NW–SE*) and transverse divisions of the Ukrainian

The analysis of the morphostructure and morphosculpture of the reserve is carried out taking into account the longitudinal (*NW–SE*) and transverse divisions of the Ukrainian Carpathians. The longitudinal division is associated with morphostructures of higher orders, such as second and third. The transverse division is associated with the fourth and fifth orders of morphostructures.

In the analysis of morphosculpture of the reserve, the types characterized for all regions of Flysch and Crystal Carpathians are allocated. All mountain massifs and ridges could be characterized by an asymmetrical structure, such as steep northeastern slopes and acclivous southwestern slopes. The relic morphosculpture is represented by: 1) fragments of denudation surfaces of different ages such as Polonynska, Pidpolonynska, and riparian; 2) ancient glacial and extra glacial landforms; 3) areas of ancient longitudinal valleys. River valleys with a complex of different age terraces represent inherited morphosculpture.

Modern morphodynamic processes are represented by height (tier) differentiation. The processes of sheet erosion, deflation, and rill erosion play an important role in the relief modeling for the tiers of strongly dissected mid-mountain relief. The lower tier of the terraced and non-terraced bottoms of the valleys are associated with the processes of leaching and erosion as well as a significant accumulation of erosion products and mudflows. Stabilized and active displacements are the most recorded among the gravitational processes and block motions.

Key words: Carpathian Biosphere Reserve; Ukrainian Carpathians; relief; morphostructure; morphosculpture.

Вступ. *Карпатський біосферний заповідник* (КБЗ) складається з восьми територіально відокремлених ділянок і є найстарішою та найбільшою за площею природно-заповідною установою Українських Карпат. Карпатський заповідник створено 1968 р., з 1993 р. він став біосферним. Окрім КБЗ, на території Українських Карпат розташовано 13 природоохоронних установ загальнодержавного значення: 12 *національних природних парків* (НПП) – Карпатський, “Синевир”, Вишницький, “Сколівські Бескиди”, Ужанський, “Гуцульщина”, Галицький, “Зачарований край”, “Синьогора”, Верховинський, Черемоський та “Бойківщина”, а також *природний заповідник* (ПЗ) “Горгани” (рис. 1). У листопаді 2020 року Указом Президента України оголошено створення НПП “Королівські Бескиди” (8 997 га) у Старосамбірському районі Львівщини, який перебуває у стані організаційного становлення.

На заповідних територіях провадять різнопрофільні дослідження їхньої природи, серед яких лівова частка припадає на роботи біологічного характеру (флористичні, геоботанічні, лісівничі, фауністичні). Важливим підсумком вивчення заповідних територій є монографії, які дають вичерпну уяву про особливості їхньої природи та комплекс виконуваних ними функцій (природоохоронних, науково-дослідних, рекреаційних, еколого-освітніх тощо). Сьогодні маємо монографії, присвячені Карпатському біосферному заповіднику (1982; 1997), ПЗ “Горгани” (2006; 2007; 2011), Карпатському НПП (1993; 2009), Вишницькому НПП (2005), Ужанському НПП (2008), НПП “Гуцульщина” (2011; 2013), НПП “Сколівські Бекиди” (2004; 2006; 2020 та ін.) тощо.

Частина монографій має комплексний характер, однак більшість публікацій присвячено результатам досліджень біоти заповідних територій. Зокрема, фахівцями Інституту ботаніки НАН України спільно з працівниками заповідних

установ опубліковано серію монографій, присвячених вивченню рослинного світу: “НПП “Сколівські Бескиди”. Рослинний світ” (2004); “ПЗ “Горгани”. Рослинний світ” (2006); “НПП “Гуцульщина”. Рослинний світ” (2011) та ін. Зазначимо, що навіть у комплексних монографіях тільки у загальних рисах розглянуто питання геологічної будови і рельєфу, ґрунтового покриву, ландшафтної структури природно-заповідних територій.

Мета нашої розвідки – дослідити Карпатський біосферний заповідник, розташований у південно-східній частині Українських Карпат, зокрема, проаналізувати рельєф та геологічну будову як важливі компоненти природних комплексів, які, поряд з біотою, є об’єктами охорони природно-заповідних установ.

Огляд літературних і фондових джерел. Аналіз стану вивченості рельєфу і геологічної будови КБЗ засвідчує різний рівень вивченості літогенної основи ландшафтних комплексів його окремих масивів. У монографії “Флора і рослинність Карпатського заповідника” (1982) тільки у загальних рисах охарактеризовано рельєф і геологічну будову під час розгляду природних умов Чорногірського та Угольсько-Широколужанського заповідних масивів. Зауважимо, що у характеристиці Чорногірського масиву значну увагу спрямовано на рельєф і геологічні відклади Говерляньського і Високогірного лісництв, які 1980 року увійшли у Карпатський НПП. Природні умови Чорногірського лісництва, яке залишилось у складі однойменного масиву КБЗ, розглянуто поверхнево.

У монографії “Біорізноманіття Карпатського біосферного заповідника” (1997) подано дещо детальнішу інформацію щодо рельєфу і геологічної будови Чорногірського, Угольсько-Широколужанського і Хустського масивів, а також у загальних рисах охарактеризовано геолого-геоморфологічну будову нових ділянок КБЗ – Мармароського і Кузійського масивів, які увійшли до його складу 1997 року.

Площа Карпатського біосферного заповідника суттєво зросла 2010 року. Розширено територію Чорногірського і Кузійського масивів, створено Свидовецький масив, до складу заповідника увійшли ботанічні заказники “Чорна гора” і “Юлівська гора”. Частково інформацію щодо рельєфу і геологічної будови нових ділянок КБЗ можна почерпнути із монографій Я. Кравчука (2008), Я. Кравчука і Я. Хомина (2011), Я. Кравчука і В. Чалика (2015) та окремих регіональних праць (Кравчук, Іваник, 2008; Кравчук, Гнатюк, Іваник, 2016; Kłapyta, Dubis, Krzemień, Gorczyca, Krąż, 2020; Kłapyta, Zasadni, Dubis, Świąder, 2021 та ін.).

Зауважимо, що в окремих працях оцінено стан охорони цінних геоморфологічних об’єктів Українських Карпат (Зінько та ін., 2004) та здійснено рекреаційну оцінку рельєфу гірської і передгірних частин регіону на рівні геоморфологічних областей і підобластей (Кравчук та ін., 2006). Ці праці дають загальну уяву про наявність цінних геоморфологічних пам’яток у межах КБЗ, а також рекреаційний потенціал його рельєфу.

Отже, видається *актуальним* детальне вивчення рельєфу і геологічної будови Карпатського біосферного заповідника. *Наукове значення* результатів дослідження полягає у поглибленні знань про рельєф і геологічну будову КБЗ, які можна використовувати у *практичній діяльності* для проведення наукових

досліджень за програмою “Літопису природи”, а також у природоохоронній, природно-пізнавальній, рекреаційній та еколого-освітній сферах діяльності.

Методи дослідження. У процесі підготовки праці здійснено загальний геоморфологічний аналіз рельєфу КБЗ. Результати дослідження базуються на аналізі: польових обстежень окремих масивів заповідника, здобутих у процесі виконання госпдоговірних тем “Вивчення природних компонентів і комплексів Карпатського біосферного заповідника для розробки методичних основ ведення заповідної справи” (1992–1995), “Обґрунтування оптимального розміру та контурів території Карпатського біосферного заповідника та вивчення можливості створення системи природних коридорів з урахуванням специфіки природокористування в регіоні” (грант Міжнародного банку реконструкції і розвитку від Глобального екологічного фонду, 1995) та інших; даних, які наведені у монографіях І. Д. Гофштейна (1964, 1995), Г. І. Рудька і Я. С. Кравчука (2002), Я. С. Кравчука (2008), Я. С. Кравчука і Я. Б. Хомина (2011), Я. С. Кравчука і В. І. Чалика (2015), у працях “Флора і рослинність Карпатського заповідника” (1982), “Біорізноманіття Карпатського біосферного заповідника” (1997) й інших монографіях регіонального характеру; фондових матеріалах геологічних служб, зокрема, “Тектоника Украинских Карпат” (1986), Мацьків Б. В., Зобков О. В., Ковальов Ю. В. та ін. (1996), Мацьків Б. В. (2006), “Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-34-XXXVI (Хуст) (2009); реєстру-довідника “Геологічні пам’ятки України” (2006) та низки зазначених вище праць, а також інформації, отриманої під час консультацій з фахівцями Карпатського біосферного заповідника і наукових закладів м. Львова.

Виклад основного матеріалу. Карпатський біосферний заповідник складається з територіально відокремлених масивів загальною площею 58 035,8 га, з яких 39 485,8 га (68 %) надано заповіднику у постійне користування та 18 550 га входить до його складу без вилучення у землекористувачів. Заповідник після розширення його території (1997 та 2010 рр.) має шість масивів у межах Рахівського, Тячівського, Хустського і Виноградівського районів Закарпатської області: Черногірський (20 780,8 га), Угольсько-Широколужанський (15 580 га), Хустський або “Долина нарцисів” (257 га), Кузій-Трибушанський (4 925 га), Мармароський (8 990 га), Свидовецький (6 580 га) та ботанічні заказники “Чорна гора” (747 га) і “Юлівська гора” (176 га). Їх відображено на рис. 1. Адміністрація заповідника знаходиться у м. Рахів (вул. Красне Плесо, 77).

Завдяки кластерній структурі території КБЗ репрезентує особливості геолого-геоморфологічної будови чотирьох геоморфологічних областей Українських Карпат (табл. 1) та має найвищу регіональну геоморфологічну репрезентативність серед природно-заповідних установ регіону. Рельєф трьох геоморфологічних областей представлений на території Карпатського НПП. Найкраще у межах заповідника охоплені охороною брилове середньогір’я Полонинсько-Черногірських Карпат (Черногірський, Свидовецький, Угольсько-Широколужанський масиви) та склепінно-брилове середньогір’я Мармароського кристалічного масиву (Мармароський і Кузій-Трибушанський масиви). Меншою мірою охоплені охороною острівне вулканічне горбогір’я Закарпатської алювіальної рівнини (ботанічні заказники “Чорна гора” і “Юлівська гора”) та брилове низькогір’я на відпрепарованих юрських вапняках (Угольський масив).

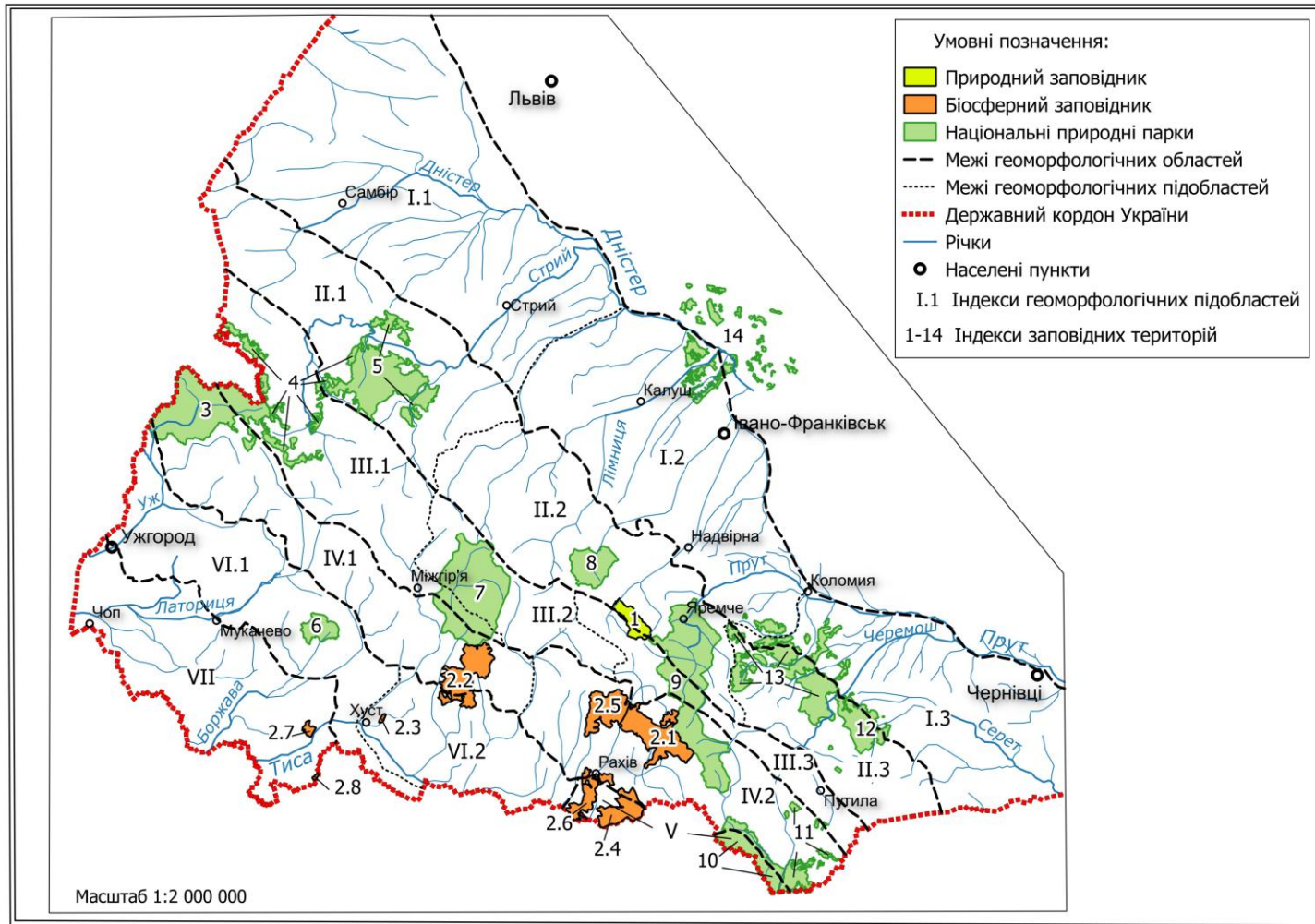


Рис. 1. Місцезнаходження заповідників та національних природних парків на карті геоморфологічного районування Українських Карпат
 Fig. 1. Location of reserves and national nature parks on the map of geomorphological zoning of the Ukrainian Carpathians

Умовні позначення до рис. 1:

Природно-заповідні території: 1 – Природний заповідник “Горгани”; 2 – Карпатський біосферний заповідник (масиви: 2.1 – Чорногірський; 2.2 – Угольсько-Широколужанський; 2.3 – Хустський (“Долина нарцисів”); 2.4 – Мармароський; 2.5 – Свидовецький; 2.6 – Кузій-Трибушанський; 2.7 – “Чорна гора”; 2.8 – “Юлівська гора”); 3 – Ужанський НПП, 4 – НПП “Бойківщина”; 5 – НПП “Сколівські Beskidi”; 6 – НПП “Зачарований край”; 7 – НПП “Синевир”; 8 – НПП “Синьогора”; 9 – Карпатський НПП; 10 – Верховинський НПП; 11 – Черемоський НПП; 12 – Вижницький НПП; 13 – НПП “Туцільщина”; 14 – Галицький НПП.

Геоморфологічне районування Українських Карпат (Рудько, Кравчук, 2002):

I. Область Передкарпатської передгірної височини: I.1 – Прибескидсько-Передкарпатська денудаційно-аккумулятивна височина з льодовиковими і воднольодовиковими формами; I.2 – Пригоргансько-Передкарпатська денудаційно-аккумулятивна височина; I.3 – Покутсько-Буковинсько-Передкарпатська пластово-денудаційно-аккумулятивна височина.

II. Область складчасто-насувного низькогір'я та середньогір'я Скибових Карпат:

II.1 – Beskidske скибово-моноклінальне низькогір'я; II.2 – Горганське скибово-моноклінальне середньогір'я і низькогір'я; II.3 – Покутсько-Буковинське скибово-антиклінальне низькогір'я і середньогір'я.

III. Область структурно-денудаційного низько- і середньогір'я Вододільно-Верховинських Карпат: III.1 – Верховинське структурно-денудаційне низькогір'я; III.2 – Антиклінально-брилове середньогір'я Привододільних Горган; III.3 – Ясиня-Ворохта-Путильське ерозійне низькогір'я.

IV. Область брилового середньогір'я Полонинсько-Чорногірських Карпат: IV.1 – Брилове середньогір'я з залишками поверхні вирівнювання Полонинського хребта; IV.2 – Свидовецько-Чорногірське брилове середньогір'я з давньольодовиковими формами.

V. Область склепінно-брилового середньогір'я Мармароського кристалічного масиву.

VI. Область денудаційного низькогір'я Вулканічних Карпат: VI.1 – Вигорлат-Гутинське ерозійне низькогір'я; VI.2 – Верхньотисенська улоговина з денудаційно-аккумулятивним і структурно-ерозійним рельєфом.

VII. Область Закарпатської алювіальної рівнини з острівним вулканічним горбогір'ям.

Таблиця 1. Регіональна геоморфологічна репрезентативність Карпатського біосферного заповідника

Table 1. Regional geomorphological representativeness of Carpathian Biosphere Reserve

Геоморфологічні області (Рудько, Кравчук, 2002)	Карпатський біосферний заповідник*							
	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8
I. Передкарпатська передгірна височина								
II. Скибові Карпати								
III. Вододільно-Верховинські Карпати								
IV. Полонинсько-Чорногірські Карпати	++	++		+	++	+		
V. Мармароський кристалічний масив				++		++		
VI. Вулканічні Карпати		+	+					
VII. Закарпатська рівнина							+	+

*Масиви Карпатського біосферного заповідника: 2.1 – Чорногірський; 2.2 – Угольсько-Широколужанський; 2.3 – Хустський (“Долина нарцисів”); 2.4 – Мармароський; 2.5 – Свидовецький; 2.6 – Кузій-Трибушанський; 2.7 – “Чорна гора”; 2.8 – “Юлівська гора”

(розташування масивів див. рис.1). Розташування частини території заповідника у межах геоморфологічних областей: ++ – головна частина; + – незначна частина.

Чорногірський масив репрезентує Свидовецько-Чорногірське брилове середньогір'я з давньоольдовиковими формами. Масив розміщений на південно-західних схилах найвищого хребта Чорногори. Північно-східна межа масиву проходить з північного заходу на південний схід через вершини Какаразу (1 559 м), Петрос (2 020), Говерлу (2 061), Туркул (1 933), Ребра (2 001), Гутин Томнатик (2 016), Бребенескул (2 036 м). На північному заході масив обмежений долиною Тиси, а між селами Тростянець і Кваси його межа різко повертає на південний схід і через верхів'я р. Павлик, середню течію Богдана простягається до низів'я долини Говерли. Від низів'їв Говерли по одному з її витоків підходить до головного хребта біля г. Бребенескул, утворюючи коротку південно-східну звивисту межу масиву.

Масив сформувався на одній з найскладніших структурно-літологічних ділянок флішового покриву. Найяскравіше представлений Чорногірський покрив, зокрема Говерлянська підзона. Дуклянський покрив простежується вузькою смугою Близницької підзони, що перекрита насупом Білотисенської підзони Поркулецького покриву. У масиві г. Петрос Білотисенський покрив повністю перекиває Близницький, утворюючи тектонічний напівостанець, де амплітуда горизонтального переміщення становить 8–12 км (Круглов, 1986).

На південь і південний захід від головного хребта переважна більшість локальних морфоструктур сформувалася в Білотисенській підзоні Поркулецького покриву. В її будові бере участь потужна товща аргілітів, алевролітів і пісковиків білотисенської і буркутської світ нижньої крейди. Такий характер відкладів сприяв інтенсивному розчленуванню території численними притоками Білої Тиси, переважно меридіонального напрямку, які розділили масив на окремі блоки.

Із північно-західним краєм насупу пов'язаний відрізок хребта з вершинами Петрос (2 020 м) і Какараза (1 559 м). У південно-західному напрямі від г. Петрос відходить звивистий хребет, на якому найпомітніші вершини 1 757 м (полонина Гарманеска) і 1 728 м (г. Шешул).

У будові цієї ділянки переважають пісковики буркутської і білотисенської світ нижньої крейди. У північній частині простежена вузька смуга чорногірських пісковиків, а західна частина масиву, що прилягає до долини Тиси, сформувалась на аргілітах з прошарками пісковиків і туфопісковиків тростянецької світи верхньої крейди.

З півночі–північного сходу до масиву підходить верхів'я Лазівщини та її численних приток (Студений, Лопушанка), а з заходу – притоки Тиси (Кевеле, Красиленка), з півдня–південного заходу – верхів'я Сітного, Паулька, Богдана, Говерли.

Реліктова морфоскульптура представлена фрагментами реліктових поверхонь вирівнювання – Полонинською (1 500–2 000 м) і Підполонинською (1 200–1 500 м). Біля найвищих вершин трапляються форми давньоольдовикового рельєфу (кар під г. Гутин Томнатик з озером Бребенескул (1 801 м)), форми рельєфу фірнових зледенінь (урочище Озерище під г. Говерла) та екстрагляціальні (кам'яні розсипища).

Серед морфодинамічних процесів, які створюють мезо- і мікроформи успадкованої і сучасної морфоскульптури, найпоширенішими є процеси площинного змиву і дефлюкції, лінійного розмиву, гравітаційні (обвали, осипища, лавини), блокових рухів (зсуви). В долині Тиси та найбільших її притоках фрагментарно поширені різновікові тераси та прирічкові педименти.

Свидовецький масив також репрезентує Свидовецько-Чорногірське брилове середньогір'я з давньольодовиковими формами. Масив розташований у південно-східній частині хребта Свидовець з найвищою вершиною Велика Близниця (1 881 м) у центрі та є продовженням Чорногірського масиву КБЗ на правому березі Тиси. На півночі межа масиву простягається від гирла Свидовця вздовж вододілу між лівими притоками Свидовця і правими притоками Чорної Тиси, обходить південніше г. Стіг (1 704 м), переходить на правий берег Косівської (Кісви) і уздовж вододілу із Середньою Рікою простягається на південь через вершину Менчул Малий (1 379 м). Південніше Менчула Малого межа повертає на південний схід, обходить гору Стара (1 472 м) і в околицях Квасів і Тростянця проходить у північно-східному напрямі по руслу Тиси.

Гірська група Свидовця сформувалася переважно на Дуклянському (Лужанська і Близницька підзони) і Поркулецькому (Білотисенська підзона) покриттях. У північно-східну частину масиву ввійшла кінцева північно-західна частина Чорногірського покриття (Яловичорська, або Говерлянська, підзона). У будові морфоструктури Свидовця, зокрема Свидовця-Флавантуча, беруть участь відклади шипотської світи нижньої крейди, яловицької і тростянецької світ верхньої крейди, а також потужно розвинуті палеогенові відклади, аж до верхнього еоцену (Круглов, 1986). У північно-східній частині масиву домінують товстощаруваті і масивні верхньокрейдові пісковики чорногірської світи.

Від вершини Стіг хребет у межах КБЗ змінює традиційний карпатський напрям (ПнЗх–ПдСх) простягання на південний. Тут є найвища вершина Свидовецького масиву – г. Велика Близниця (1 881 м). У хребта чітко виражена асиметрична будова: північно-східні і східні схили дуже круті, часто з урвищними стінками численних карів, короткими відгалуженнями від головного гребеня. Схили південно-західної орієнтації похиліші, відгалуження плавно переходять у межирічні хребти, на яких добре простежуються фрагменти давньої поверхні вирівнювання Урду (Полонинської).

Дослідники, здебільшого, виокремлювали в Карпатах найвищу поверхню вирівнювання на відносних висотах від 750–900 м до 900–1 000 м, яку називали Полонинською, або Урду (Гофштейн, 1964, 1995; Цись, 1957), а нижчу з відносними висотами 500–600 м – Підполонинською.

Реліктові форми льодовикового рельєфу приурочені до пригребеневої частини найвищих хребтів. Головними формами рельєфу, які його характеризують, є карі, льодовикові долини, скелясті карові гребені. Снігова лінія на Свидовці в час останнього зледеніння сягала висоти 1 437 м (Апшинецькі льодовики), 1 484 м (Ворожеські льодовики) і 1 492 м (Близницькі льодовики). Усереднена висота снігової межі – 1 450–1 475 м (Romer, 1906; Кларыта, Zasadni, Dubis, Świąder, 2021).

Короткі крутосхилові хребти Свидовця, які утворилися на складках дислокованого флішу, альпійський реліктовий рельєф, фрагменти поверхонь

вирівнювання, глибокі, місцями ущелиноподібні долини створюють своєрідний, неповторний геоморфологічний краєвид цього масиву КБЗ.

Мармароський масив репрезентує склепінно-брилове середньогір'я Мармароського кристалічного масиву. Масив займає невелику ділянку на лівобережжі Тиси в межах Мармароського (Мармаросько-Буковинського) кристалічного масиву, більша частина якого розташована на теренах Румунії. До масиву приурочені найвищі ділянки Рахівських гір, знані також як Гуцульські Альпи (Рудницький, 1925).

У тектонічній будові вирізняють два покриви: Білопотіцький (нижній) і Діловецький (верхній). Серед інших невеликих покривів виокремлюють Розиський і Кам'янопотіцький (Радомирський), які мають підпорядкований розвиток. Зокрема, Кам'янопотіцька луска займає проміжне становище між Мармароським кристалічним масивом і Флішовими Карпатами (Круглов, 1986).

До Білопотіцького покриву зачисляють декілька тектонічних вікон і піввікон, які виходять з-під Діловецького покриву. Домінують дислоковані дрібні складки, у будові яких беруть участь гнейси, сланці і амфіболіти протерозойського віку. Вздовж долини Тиси і Шопурки (фронтальні частини Мармароського насуву) Білотисенський покрив представлений відкладами верхнього палеозою і нижнього мезозою (тріас).

Діловецький покрив порівнюють з тонкою пластиною (Круглов, 1986), складеною інтенсивно дислокованими зеленосланцевими утвореннями протерозою–палеозою та насунутою на Білопотіцький покрив. Діловецький покрив іноді повністю перекриває Кам'янопотіцьку підзону і Рахівський флішовий покрив. Амплітуда переміщення Діловецького покриву сягає не менше 25 км (Круглов, 1986).

За деякими відмінностями геолого-геоморфологічної будови, у південно-східній частині Рахівських гір виокремлюють дві локальні морфоструктури: Берлебашки–Попа-Івана і Бутина–Мандеша. Спільним для обох структурно-літологічних масивів є домінування Діловецького покриву з відкладами однойменної діловецької світи (протерозой – палеозой), у складі якої переважають зелені сланці і кварцити. У південній частині масиву Берлебашки–Попа Івана відслонюються найдавніші відклади білопотіцької світи протерозою, в будові якої, крім сланців і кварцитів, беруть участь гнейси та амфіболіти. У цьому ж масиві простежують найбільше різноманіття молодших від протерозойських відкладів верхнього палеозою (конгломерати, пісковики та алевроліти верхнього карбону і пермі), а також мезозою (вапняки і доломіти тріасу та юри).

Такий характер геологічної будови значною мірою вплинув і на рельєф масиву Берлебашки–Попа-Івана з типовим середньогірним рельєфом, де зосереджені максимальні абсолютні і відносні висоти, зокрема, і найвища вершина Мармароського масиву в Українських Карпатах – г. Піп-Іван Мармароський (1 937,7 м), яка складена гнейсами і має пірамідальну форму.

Центральну частину хребта Берлебашки займає хребет меридіонального простягання з кількома відгалуженнями, який фіксується вершинами Піп-Іван і Берлебашка (1 733,9 м). Від гори Берлебашки відходить три розгалуження: на північ–північний схід до г. Петрос Мармароський (1 780,9 м) і хребта Радомир-

Грунь, на північ–північний захід до г. Мегура (1 497,4 м) і на захід до г. Щевора (1 466,4 м).

Західні і північно-західні схили масиву розчленовані численними витоками Білого, Яворникового і Великого, східні і північно-східні – верхів'ями Квасного і його притокою Радомир. Більшість долин різних порядків має V-подібну форму, часто ущелиноподібну. Відносні висоти щодо головних хребтів коливаються в межах 500–1 000 м. Крутість схилів перевищує 20°, а в долинах – 25°.

У пригребеневій частині схилів поблизу вершин Піп-Іван і Петрос є урвищні схили, збереглися давньоольдовикові форми рельєфу у формі карів, а на схилах – кам'яні розсипи.

Морфоструктура Бутина–Мандешу обмежена на заході долиною Тиси. Абсолютні і відносні висоти поступово понижуються від масиву Берлебашки–Попа-Івана до долини Тиси. Максимальні абсолютні висоти у верхів'ях потоку Лощинка сягають 1 309,8 м і 1 332,0 м, на межиріччі потоків Великого і Лощинки – 1 112 м (г. Лощинський Грунь) і 1 043,4 м (г. Бутин). Південніше долини Лощинки аж до кордону з Румунією абсолютні висоти коливаються в межах 600–1 000 м. Долини лівих приток Тиси виокремлюють невеликі масиви з куполоподібними вершинами, які за гіпсометричними показниками підпадають під низькогірний рельєф. На межиріччі Лощинки–Довгоруни максимальна висота масиву сягає 897 м (г. Довгоруня), на межиріччі Довгоруни–Білого – 851 м, поміж долиною Білого і державним кордоном – 887,8 м (г. Жовта). Відносні висоти у масиві Бутина–Мандеша залишаються доволі значними. Щодо головних потоків Великого, Лощинки, Довгоруни та Білого вони становлять від 350 до 650 м. Численні їхні притоки мають V-подібну форму, круті схили (20–25°), серед потоків багато селенебезпечних.

Усі ці ділянки пов'язані з певними структурно-літологічними елементами. На ділянках серед сланців діловецької світи простежуються виходи кварцитів, гнейсів, амфіболітів білопотіцької світи, плитчастих вапняків розиської світи верхнього палеозою, юрських вапняків, а в долині р. Тиси – піщано-глинистого верхньокрейдового флішу. Через таке різноманіття геологічної будови і рельєфу частину цих ділянок варто було б зачислити до складу Карпатського біосферного заповідника.

Про наявність у Мармароському масиві давніх денудаційних поверхонь писало багато авторів. Фрагменти найдавнішої Полонинської поверхні розміщені у діапазоні абсолютних висот 1 450–1 770 м. Їхні відносні висоти сягають 900–1 000 м. Виразно відособлені субгоризонтальні та слабопохилі денудаційні поверхні, виявлені між горами Піп-Іван–Берлебашка (ділянка вирівняної пригребеневої поверхні висотою близько 1 680 м) та Берлебашка–Петрос Мармароський (пригребеневі та привершинні поверхні висотою близько 1 600 м).

Ділянки такого рівня можуть представляти Підполонинську і навіть Полонинську денудаційні поверхні. На схилах верхнього ярусу рельєфу переважають процеси повільного масового зміщення уламкового матеріалу з проявами гравітаційних, нівальних і нівально-гравітаційних (лавинних) процесів.

Середній морфологічний ярус рельєфу (900–1 000–1 450 м) займає найбільшу площу в Рахівських горах, де охоплює, здебільшого, прилеглу до Тиси лівобережну морфоструктуру Бутина–Мандеша (Кравчук, Іваник, 2008). На

сильно розчленованих схилах домінують процеси площинної і лінійної ерозії, дефлюкції, місцями наявні потужні вогнища зсувних і обвальних процесів.

Нижній ярус рельєфу представлений, здебільшого, терасованими річковими долинами Тиси, Великого, Білого з прирічковими педиментами на абсолютних висотах від 400 до 900–1 000 м. Долини лівобережної частини Рахівських гір формувалися у давніх кристалічних відкладах. Серед морфологічних типів річкових долин переважають вузькі, глибоко врізані, з крутими та дуже крутими схилами ущелиноподібні долини; місцями трапляються тіщини (Кравчук, Гнатюк, Іваник, 2016).

У верхньому ярусі рельєфу Рахівських гір (1 350–1 937 м) збереглися сліди плейстоценового зледеніння у вигляді карів, ригелів, акумулятивних льодовикових утворень, у тім числі моренних валів, а також екстрагляціальних форм (кам'яні розсипи на схилах, формування яких пов'язують з інтенсивним морозним вивітрюванням льодовикових епох). Форми льодовикового походження найкраще представлені на північно-східному макросхилі хребта Піп-Іван – найвищого підняття Рахівських гір і другого за абсолютною висотою (після г. Фаркеу (1 958,1 м)) підвищення Мармароських Карпат. Два найбільші та найвиразніші кари цього хребта розміщені північно-східніше від г. Піп-Іван. Кари вироблені в товщі метаморфічних порід, представлених гнейсами, амфіболітами і кристалічними сланцями. Добре розвинені обвальні конуси та шлейфи, приурочені до підніж та нижніх частин карових стінок, засвідчують їхнє порівняно значне руйнування (Кравчук, Гнатюк, Іваник, 2016).

Кузій-Трибушанський масив репрезентує склепінно-брилове середньогір'я Мармароського кристалічного масиву та частково периферійні ділянки Свидовецького середньогір'я. Масив розміщений на правобережжі Тиси. На півночі від околиць м. Рахова вузькою смугою простягається вздовж вододілу між правими притоками Тиси і лівими Косівської (Кісви). Хребет меридіонального простягання фіксується вершинами г. Рахівська (1 159,6 м), г. Лисаня, або Лисина (1 409,8 м), г. Менчул (1 242,0), г. Полонська (1 087,8 м). Від г. Менчул територія масиву розширюється по хребту південно-західного простягання до г. Темпа (1 089,9 м). Відповідно, до заповідного масиву повністю входить басейн Кізі.

Як відзначав П. Цись (1962), меридіональне пасмо орієнтоване навхрест простягання давніх порід, унаслідок чого вершини мають “шахове” розміщення і приурочені до перетинів дрібних гребенів. Гребені дрібніших пасом орієнтовані, здебільшого, в карпатському (ПнЗх–ПдСх) або в широтному напрямках, хоча трапляються винятки.

Такому розчленуванню цієї частини Мармароського масиву сприяли структурно-літологічні особливості, зокрема, більша строкатість відкладів, порівняно з лівобережним масивом Бутина–Мандеша. Незважаючи на загальне домінування відкладів діловецької світи протерозою–палеозою (зелені сланці і кварцити), тут частіше трапляються ділянки, у будові яких беруть участь характерні для Мармароського масиву відклади палеогену (великобанська світа строкатих мергелів і пісковиків).

Від головного хребта відходять численні відроги у північно-західному і західному напрямках. Від г. Лисаня (Лисина) відходить кілька відгалужень – у

північно-західному–північному і північно-західному напрямках. Масивна вершина Лисані, як і весь хребет меридіонального простягання, зберегла фрагменти реліктової Підполонинської денудаційної поверхні.

У будові головного хребта і його відгалужень домінують відклади діловецької світи верхнього протерозою–нижнього палеозою, які представлені кристалічними зеленими сланцями, кварцитами, порфіроїдами і туфоїдами. Серед найдавніших відкладів діловецької світи трапляються масиви молодших палеозойських відкладів, а іноді й строкаті мергелі і пісковики великобанської світи палеогенового флішу. До таких ділянок приурочені пониження у рельєфі. Доволі великий масив, побудований відкладами великобанської світи, розміщений у південній частині Кузійського масиву КБЗ вздовж долини Тиси. Абсолютні максимальні висоти тут коливаються в межах 600–750 м, а на розміщених північніше вершинах, побудованих кристалічними відкладами, сягають понад 1 000 м (г. Полонська, 1 087; г. Темпа, 1 089).

Подібні відгалуження від центрального хребта відходять від вершини висотою 1 312,0 м в урочищі Болотин. Короткі відрогі відходять у південно-східному напрямі до долини Тиси на межиріччях потоків Лихого і Бредецелю. Верхів'я цих потоків у пригребеневій частині, передусім у Бредецеля, мають ущелиноподібну форму, а іноді – тіснин. Схили дуже круті (18–25°), місцями надзвичайно круті – 25–30°.

Відрогі, що відходять від вищезгаданої вершини і г. Менчул (1 242 м), у західному і північно-західному напрямі довші, пригребеневі субгоризонтальні поверхні значно ширші (до 80–100 м) і також є залишками давніх денудаційних поверхонь або ярусів рельєфу. Найпотужніше відгалуження відходить від г. Менчул у західному–південно-західному напрямі до г. Темпа (1 089,8 м). Куполоподібна вершина і прилеглий хребет розчленовані верхів'ями і правими притоками Кізі, а також лівими – потоку Свинського і дуже короткими притоками Тиси.

Здебільшого потоки на території заповідного масиву є селенебезпечними (більшою мірою селі воднокам'яного і грязекам'яного типів). Доволі часто в басейні Тиси проходять селеві паводки, кількість перенесеного твердого матеріалу в них не перевищує 40 %.

У звуженій північній частині заповідного масиву, яка закінчується поблизу Рахівського перевалу (1 024 м), на території Рахівського флішового покриву є окрема ділянка заповідника. У будові цієї ділянки беруть участь вапняки юрського періоду олістолітового походження.

Угольсько-Широколужанський масив репрезентує брилове середньогір'я з залишками поверхні вирівнювання Полонинського хребта. Масив розміщений у північно-західній частині Теремле–Тересвинського межиріччя. Складається з двох масивів – Угольського і Широколужанського. Обидва масиви розділені доволі потужним масивом Манчолу, у центральній частині якого розташована найвища вершина – г. Манчул (1 501 м). Від неї у північно-західному, західному, південному і південно-східному напрямках відходять відгалуження, хоча основний хребет простежується в північно-західному – південно-східному (карпатському) напрямі.

Основним завданням цього масиву загальною площею 15 580 га є збереження букових пралісів Карпат. Після об'єднання Угольського і Широколужанського масивів він став найбільшим у загальноєвропейському поясі букових лісів.

Північна межа Угольського масиву звивистою лінією від західного відгалуження обгинає південне і закінчується на південно-східному. Територія цього масиву охоплює верхів'я басейнів Малої і Великої Угольок. Західна та південно-західна межі проходять уздовж вододілу між басейнами Терєблі і Малої Угольки через вершини Чертеж (1 092 м), Товстий Грунь, Вежа (933,5 м) до г. Кічерела (691,0 м). Від вершини Кічерели межа Угольського масиву простежується у східному напрямі через долини Малої і Великої Угольки та виходить на вододіл Великої Угольки–Лужанки до вершини Пригородище (859,7 м). Звідси межа у меридіональному напрямі через вершини Копанець (990,5 м), Заломиста (1 250 м) простягається до південно-східного Манчульського відгалуження.

Морфоструктура Манчулу сформувалася на контакті насуву Лисичевської підзони Поркулецького покриву на Лужанську підзону Дуклянського покриву. Лисичевська підзона в Угольському масиві має лускувату структуру з широким розвитком верхньокрейдових відкладів. Лужанська підзона Дуклянського покриву побудована вузькими лусками і характеризується широким розвитком верхньокрейдових строкатих відкладів у більш піщаних фаціях (Круглов, 1986).

Широколужанська частина спільного масиву охоплює верхню частину басейну р. Лужанки. Коротка звивиста південна межа північніше від г. Іванів Звір (1 068,9 м) підходить через долину Лужанки і через вершину Заломисту (1 249,8 м) до південно-східного відгалуження г. Манчул (1 501,1 м).

Отже, центральна частина цього масиву на півдні сильно розчленовується верхів'ями Малої і Великої Угольок, а північно-східна – численними правобережними притоками Лужанки. Власне тому, як зазначають геологи, найвища частина морфоструктури Манчулу нагадує кільцеподібну тектонічну структуру. Всі головні витоки Малої Угольки і два витоки Великої Угольки беруть початок у приполонинській зоні з доволі потужних джерел.

Те ж саме спостерігаємо і на північно-східних схилах хребта, де беруть початок правобережні притоки Лужанки – Брадул, Полонський, правобережні притоки Терсовського. Від г. Кінець Манчулу (1 343 м) добре простежується північно-східна межа Широколужанського масиву вздовж вододілу між басейнами Терєблі і Лужанки через вершини Восова (1 379,3 м) і Топас (1 548 м) до початку хребта Красна (1 512,5 м). Звідси, огинаючи численні відгалуження полонин, розпочинається північно-східна частина Широколужанського масиву, яка проходить поблизу найвищих вершин полонини Красної – Сигланський (Гайбул) (1 563,8 м) і Ружа, або Щербан (1 564,4 м) до г. Гропа (1 494,9 м). Від відгалуження г. Гропи (Беняски) межа у південно-західному напрямі підходить до південної межі через вершини Поганська Кичера (1 132 м) і Видножанська Кичера (1 067 м), утворюючи південно-східну межу масиву.

У басейні Лужанки, де дуже висока густина горизонтального (до 4 км/км² і більше) і вертикального (350–540 м) розчленування, крутість схилів коливається в межах 20–35°, а в долинах численних потоків є ділянки, де крутість схилів становить 40° і більше. У значної частини долин (притоки Лужанки) переважають V-подібна та ущелиноподібна форми. Часто трапляються ділянки з

урвищними схилами. У долині Лужанки є фрагменти низьких терас у нижній частині течії. На відміну від інших регіонів Українських Карпат, тут зрідка трапляються селенебезпечні потоки, чому сприяє, насамперед, потужний лісовий покрив.

На території масиву присутня зона Мармароських стрімчаків, яка на межиріччі Тересви–Тереблі–Ріки має ширину 3–6 км. Уважають (Круглов, 1986), що тектонічній зоні Мармароських стрімчаків за складністю будови немає аналогів не тільки в Українських Карпатах, а й за їхніми межами. За стилем тектоніки і літолого-фаціальними особливостями тут вирізняють два самостійні покрити (підзони) – Вежанський (зовнішній) і Монастирецький (внутрішній).

Вежанський покрив смугою завширшки 2,5–3,5 км перетинає межиріччя Тереблі–Малої Угольки–Великої Угольки–Лужанки, а в долині Терешілки його ширина становить 4 км. Відповідно, Вежанський покрив перекриває Рахівський і місцями Поркулецький флішові покрити. На цьому межиріччі покрив густою системою поздовжніх, поперечних і діагональних розломів розділений на окремі брили, що дало підстави С. Круглову (1986) трактувати нижній структурний комплекс (докрейдний і крейдний) як складну монокліналь-луску, а загальну структуру – як складний горст-антиклінорій.

Серед крейдних відкладів, які беруть участь у будові Вежанського покриття (Геологическая карта Украинских Карпат..., 1976; Державна геологічна карта України, 2009), домінують конгломерати, пісковики, алевроліти соймкульської світи нижньої крейди, вапняки, аргіліти, туфи з рідкісними прошарками алевролітів і пісковиків кам'янопотіцької світи нижньої крейди.

Екзотичні породи представлені верхньоюрськими вапняками, а також тріасовими вапняками і мармурами, палеозойськими гранітоїдами, мезозойськими серпентенітами, крейдними діабазами та ін. Щодо природи стрімчакових утворень зазначимо, що всі вони є різного розміру седиментаційними відторженнями обвального-зсувного походження (олістолітами).

Монастирецький покрив займає внутрішню частину зони Мармароських стрімчаків. Суцільною смугою він простягається від Мармароського кристалічного масиву до долини р. Латориці на 80 км. У його будові беруть участь і виходять на поверхню тільки палеогенові відклади, які утворюють велику, ускладнену дрібною складчатістю і розривними дислокаціями монокліналь із загальним зануренням на південний захід під насунуту на неї зону Пенінських стрімчаків (Круглов, 1986).

На межиріччі Терешілки–Малої і Великої Угольки–Тереблі поміж Пенінською зоною і Вежанською підзоною усереднена густота горизонтального розчленування у Монастирецькій підзоні є максимальною – 4,0–4,8 км/км². Глибина вертикального розчленування також найбільша на цих межиріччях і становить 450–500 м.

Зона Пенінських стрімчаків, або Пенінський стрімчаковий пояс, розмежовує Внутрішні і Зовнішні Флішові Карпати. В Українських Карпатах ці відклади локально виходять на поверхню. Найдовший фрагмент простягання від межиріччя Ріки–Тереблі до долини Тересви становить 31 км, а ширина смуги – 0,3–3,0 км. Ця зона розміщена південніше Угольського масиву КБЗ.

Територія Угольсько-Широколужанського масиву – надзвичайно цікавий рекреаційний регіон для геотуризму. Вона налічує велику кількість скельних

утворень, зокрема карстові арки і мости, численні печери, серед яких найдовша в Українських Карпатах – “Дружба” (“Романія”) (Геологічні пам’ятки ..., 2006).

Чорна гора, Юлівська гора та Хустський масив. Чорна гора (565 м) та Дюлівська гора (318 м) – вулканічні останці серед потужної товщі моласових відкладів (глин із прошарками алевролітів, пісковиків і лігнітів) Закарпатської рівнини.

Формування рельєфу цієї частини Вулканічного пасма Українських Карпат відносять до заключної четвертої фази вулканізму з початком виливів андезитів, андезито-базальтів, базальтів, що супроводжувалося накопиченням потужних товщ вулканопластичних утворень, які об’єдналися в гутинську світу. Відклади гутинської світи майже горизонтально залягають на дислокованих і розмитих відкладах третьої фази і приурочені, здебільшого, до найвищих абсолютних висот Вулканічного пасма.

Свого часу Є. Малєєв (1964) виокремив ще вулканізм посторогенного (платформеного) циклу пліоцен–четвертинного віку, відклади яких зачислив до бужорської світи. Посторогенний вулканізм характеризується незначним вмістом (10 %) пірокластичного матеріалу, на відміну від орогенного вулканізму, де на пірокластику припадає 90 % від загальної кількості вулканічного матеріалу.

Багаторічні дослідження вулканічних відкладів засвідчили необґрунтованість їхнього поділу на світи або комплекси. На думку колективу авторів (Андреева-Григорович та ін., 2009), найдосконалішими нині є схеми петролого-стратиграфічного розчленування для кожного великого вулкана “центрального типу”, запропонованого словацькими геологами.

Зазначимо також, що подібний підхід для геоморфологічної характеристики цього рельєфу вперше запропонував С. Рудницький (1925), який аналізував рельєф за виокремленими “перстнями” (кальдерами). У Вулканічному пасмі Українських Карпат налічують 11 великих стратовулканів, шість невеликих моногенних вулканів і 125 екструзій, дайок і центрів виливу лав (Малєєв, 1964).

Формування вулканічного рельєфу відбулося вздовж двох потужних розломів: Вигорлат–Бужорського і Шолес–Оашського. Перший простягається з північного заходу на південний схід, другий – у меридіональному напрямі. Власне на цьому перетині і залишився вулканічний останець – Чорна гора (565 м) поблизу м. Виноградів. Вулканічний останець Дюлівська гора (318 м) між селами Дюлі та Оклі Гедь сформувався уздовж меридіонального розлому.

Посторогенним циклом закінчилася активна вулканічна діяльність в Українських Карпатах. У формуванні рельєфу вулканічного пасма, крім активної вулканічної діяльності, помітну роль відігравали екзогенні процеси. Зрозуміло, що їхній вплив на створення окремих форм і комплексів форм рельєфу став дещо відчутнішим після припинення активної вулканічної діяльності.

Щодо ролі різних чинників в інтенсивності руйнування вулканічних побудов можна стверджувати, аналізуючи абсолютні і відносні висоти колишніх стратовулканів і моногенних вулканів. Здебільшого дослідники передбачали, що максимальні висоти стратовулканів коливаються в межах 2–3 км. У сучасному рельєфі Вулканічного пасма Українських Карпат тільки декілька вершин перевищують 1 км.

У руйнуванні первинних вулканічних форм провідна роль належить поєднанню тектонічних і денудаційних чинників. Значну роль у руйнуванні

первинного вулканічного ландшафту відіграла також експлозивна (вибухова) вулканічна діяльність. Упродовж третьої і четвертої фаз вулканізму у Шолес–Оашському відрізку Вулканічного пасма зафіксовано доволі часті прояви пелейського і плініанського типів виверження надзвичайної потужності. Внаслідок цього первинні висоти понизилися від 500–600 до 1 000 м.

Першочергове значення у руйнуванні великого “вулканічного вінця (кальдера) Фрасина” протяжністю 15 км С. Рудницький (1925) вбачав у бічній ерозії ріки Тиси. Основною причиною такого руйнування Є. Малєєв (1964) вважав повторні виверження надзвичайної потужності. Залишком західного пасма цієї кальдери є Чорна гора поблизу м. Виноградово, а східного – г. Фрасин (826 м) південно-східніше від с. Новоселиця.

Хустський масив, або “Долина нарцисів”, розтошований поблизу с. Кіреші неподалік від м. Хуст. Ділянка розташована у долині потоку Хустець (притока р. Тиси) у межах Солотвинської улоговини. Долина Хустця представлена високою заплавою, складеною галечниками і суглинками. Домінує плоскорівнинний рельєф, ускладнений у приуслівій частині старичними пониженнями, місцями заболоченими та меліоративними каналами. У східній частині масиву рельєф змінюється на пасмово-горбистий.

Висновки. Карпатський біосферний заповідник є найстарішою і найбільшою за площею природно-заповідною установою Українських Карпат, яка репрезентує особливості геолого-геоморфологічної будови чотирьох геоморфологічних областей регіону. У межах заповідника добре охороняють брилове середньогір'я Полонинсько-Чорногірських Карпат (Чорногірський, Свидовецький, Угольсько-Ширококолужанський масиви) та склепінно-брилове середньогір'я Мармароського кристалічного масиву (Мармароський і Кузій-Трибушанський масиви). У сукупності заповідник, завдяки кластерній структурі території, доволі вичерпно репрезентує особливості геологічної будови і рельєфу південно-західної частини Українських Карпат, формує своєрідний поперечний природоохоронний профіль регіону від Закарпатської алювіальної рівнини до найвищих хребтів Полонинсько-Чорногірських Карпат та Мармароського кристалічного масиву.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Андрєєва-Григорович А. С. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / А. С. Андрєєва-Григорович, Л. Д. Пономарьова, М. Г. Приходько, В. М. Семененко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2. – С. 58–76.
- Біорізноманіття Карпатського біосферного заповідника / Ред. рада Я. І. Мовчан, Ф. Д. Гамор, Ю. Р. Шеляг-Сосонко, І. О. Дудка, І. В. Загороднюк. – Київ : ІнтерЕкоЦентр, 1997. – 711 с.
- Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1:200 000 / Под ред. В. А. Шакина. – Киев, 1976.
- Геологічні пам'ятки України : у 3 т. / В. П. Безвинний, С. В. Білецький, О. Б. Бобров та ін. ; за ред. В. І. Калініна, Д. С. Гурського, І. В. Антакової. – Київ : ДІА, 2006. – Т. 1. – 320 с.
- Гофштейн И. Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев : Наук. думка, 1995. – 84 с.

- Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев : Изд-во АН УССР, 1964. – 182 с.
- Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-34-XXXVI (Хуст) / Під ред. Б. В. Мацьків. – Київ, 2009.
- Зінько Ю. Заповідні геоморфологічні об'єкти Українських Карпат: структура, особливості поширення та використання / Ю. Зінько, В. Брусак, Р. Гнатюк, Р. Кобзяк // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. – Львів : ВЦ ЛНУ імені І. Франка, 2004. – С. 260–281.
- Кравчук Я. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я. Кравчук. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 187 с.
- Кравчук Я. Рекреаційна оцінка рельєфу Українських Карпат / Я. Кравчук, Ю. Зінько, В. Брусак, Р. Гнатюк, Д. Кричевська // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : збірник наукових праць. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені І. Франка, 2006. – С. 267–273.
- Кравчук Я. Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат / Я. Кравчук, Я. Хомин. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 186 с.
- Кравчук Я. Рельєф Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2015. – 89 с.
- Кравчук Я. Рельєф української частини Мармароського регіону Східних Карпат / Я. Кравчук, Р. Гнатюк, М. Іваник. // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : збірник наук. праць. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – Вип. 1 (6). – С. 138–148.
- Кравчук Я. Загальні риси рельєфу Мармароських і Пенінських стрімчаків Українських Карпат та їхнє місце в системі геоморфологічної регіоналізації / Я. Кравчук, Р. Гнатюк, М. Іваник, Я. Хомин // Вісник Львівського університету. – 2013. – Серія геогр. Вип. 42. – С. 204–220.
- Кравчук Я. Структурно-геоморфологічний аналіз Мармароського кристалічного масиву в Українських Карпатах / Я. Кравчук, М. Іваник // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – С.175–180.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья / Е. Ф. Малеев – Москва : Наука, 1964. – 250 с.
- Мацьків Б. В. Звіт “Геологічне довивчення масштабу 1:200 000 Рахівської групи аркушів М-34-XXXVI, М-35-XXXI, L-34-VI, L-35-I на площі 12 100 кв. км (1997–2006 рр.)” / Б. В. Мацьків / Закарпатська ГРЕ, Західукргеологія. – 2006. – Кн. 1. – 262 с.
- Мацьків Б. В. Звіт про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території планшетів М-34-XXIX, М- 34-XXXV, L-34-V / Б. В. Мацьків, О. В. Зобков, Ю. В. Ковальов та ін. – Берегово, 1996, фонди ЗГРЕ. – 413 с.
- Рудницький С. Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі : у 2 ч. / С. Рудницький. – Ужгород : Просвіта, 1925. – Ч. 1. – 100 с.; 1927. – Ч. 2. – 64 с.
- Рудько Г. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України / Г. Рудько, Я. Кравчук. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 171 с.
- Стойко С. М. Флора і рослинність Карпатського заповідника / С. М. Стойко, Л. О. Тасенкевич, Л. І. Мілкіна та ін. – Київ : Наукова думка, 1982. – 220 с.

- Тектоника Украинских Карпат: Объяснит. записка к тектонич. карте Украинских Карпат масштаба 1:200 000 / Отв. редактор С. С. Круглов. – Киев : УкрНИГРИ, 1986. – 152 с.
- Цысь П. Н. Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат / П. Н. Цысь // Геол. сб. – Львов : Изд-во ЛГУ, 1957. – Вып. 4. – С. 313–330.
- Цысь П. М. Геоморфологія УРСР / П. Н. Цысь – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 224 с.
- Kłapyta P. Rzeźba i współczesne procesy morfogenetyczne wysokogórskiego masywu Świdowca (Karpaty Wschodnie) / P. Kłapyta, L. Dubis, K. Krzemień, E. Gorczyca, P. Krąż. // Roczniki Bieszczadzkie 28, 2020. – S. 161–190.
- Kłapyta P. Geomorphologic effects of human impact across the Svydovets massif in the Eastern Carpathians in Ukraine / P. Kłapyta, K. Krzemień, E. Gorczyca, P. Krąż, L. Dubis // Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 53–54. – 2020. – P. 85–111.
- Kłapyta P. Glaciation in the highest parts of the Ukrainian Carpathians (Chornohora and Svydovets massifs) during the local last glacial maximum / P. Kłapyta, J. Zasadni, L. Dubis, A. Świader // Catena, Volume 203(66), Article 105346. DOI: 10.1016/j.catena.2021.105346.
- Romer E. Epoka Lodowa na Swidowcu / E. Romer. – AUm. – Kraków, 1906. – 71 s.

REFERENCES

- Andreeva-Grigorovich, A., Ponomareva, L., Prikhodko, M., Semenenko, V. (2009) Stratyhafiya neohenovykh vidkladiv Zakarpatskoho prohynu. [Stratigraphy of neogene deposits of the Transcarpathian foredeep]. In *Geology and geochemistry of combustible minerals*, 2, 58–76. (In Ukrainian).
- Movchan, Ya. I., Gamor, F. D., Shelyag-Sosonka, Yu. R., Dudka, I. O. & Zagorodnjuk, I. V. (Eds.). (1997). *Bioriznomanitya Karpatskoho biosferneho zapovidnyka*. [Biodiversity of the Carpathian Biosphere Reserve]. Kyiv : InterEcoCenter. (In Ukrainian).
- Geological map of the Ukrainian Carpathians and adjacent depressions on a scale of 1: 200 000 Ch. Ed. Shakina V.A. (1976). Kyiv. (In Russian).
- Kalinina, V. I., Hurskoho, D. S., Antakovoi, I. V. (Eds.). (2006). *Heolohichni pamiatky Ukrainy: U 3 t.* [Geological monuments of Ukraine: in 3 volumes]. (Vol. 1). Kyiv : DIA. (In Ukrainian).
- Hofshteyn, I. D. (1964) *Neotektonyka Karpat*. [Neotectonics of the Carpathians]. Kyiv : Publishing House of the USSR Academy of Sciences (In Russian).
- Hofshteyn, I. D. (1995). *Geomorfologicheskyy ocherk Ukrainykh Karpat* [Geomorphological sketch of the Ukrainian Carpathians]. Kyiv : Naukova dumka (In Russian).
- Matskiv, B. V. (Eds.) (2009). State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200 000, map sheet M-34-XXXVI (Khust) – Kyiv.
- Zinko, Yu., Brusak, V., Hnatiuk, R., Kobziak, R. (2004). Zapovidni heomorfolohichni obiekty Ukrainykh Karpat: struktura, osoblyvosti poshyrennia ta vykorystannia. [Conservation geomorphological features of the Ukrainian Carpathians: structure, features of distribution and use]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv. 1, 260–280. (In Ukrainian).

- Kravchuk, Ya., Zinko, Yu., Brusak, V., Hnatyuk, R., & Krychevska, D. (2006). Rekreatsiyna otsinka relyefu Ukrayinskykh Karpat. [Recreational assessment of the relief of the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrayinskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv. 267–273. (In Ukrainian).
- Kravchuk, Ya. (2008). *Heomorfolohiia Polonynsko-Chornohirskykh Karpat* [Geomorphology of the Polonyna-Chornohora Carpathians]. Lviv : Lviv: Ivan Franko National University of Lviv. ISBN 966-613-418-7 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Ya., Khomyn, Ya. (2011). Relief of the Volcatic strip of Ukrainian Carpathians. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv, 186 (In Ukrainian).
- Kravchuk, Ya., Chalyk, V. (2015). Relief of Solotvyno hollow of the Ukrainian Carpathians. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv. (In Ukrainian).
- Kravchuk, Ya., Hnatyuk, R., Ivanyk, M. (2016). Relyef ukrayinskoyi chastyny Marmaroskoho rehionu Skhidnykh Karpat. [Reserch on the relief of the Ukrainian part of the Marmorosh geomorphological region of the Eastern Carpathians]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrayinskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv, 1(6), 138–148. (In Ukrainian).
- Kravchuk, Ya., Hnatyuk, R., Ivanyk, M., Khomyn Ya. (2013). Zahalni rysy relyefu Marmaroskykh i Peninskykh strimchakiv Ukrayinskykh Karpat ta yikhnye mistse v systemi heomorfolohichnoyi rehionalizatsiyi [General features of reliff of Marmaroshi and Pieniny rocks Ukrainian Carpathians and their place under system of geomorphological regionalization]. In *Visnyk of the Lviv University. Seriya Geografichna*, 42, 204–220. (In Ukrainian).
- Kravchuk, Ya., Ivanyk, M. (2008). Strukturno-heomorfolohichnyy analiz Marmaroskoho krystalichnoho masyvu v Ukrayinskykh Karpatakh. [Structural and geomorpholophological analisis of the Marmarosky crystalline massif in the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrayinskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv, 175–180. (In Ukrainian).
- Maleev, E. F. (1964) *Neogenovyy vulkanizm Zakarpatya* [Neogene volcanism of the Transcarpathians]. Moskov : Nauka (In Russian).
- Matskiv, B. V. (2006) Geological study of scale 1: 200 000 of Rakhiv group of sheets M-34-XXXVI, M-35-XXXI, L-34-VI, L-35-I on the area of 12,100 sq. km (1997–2006). Transcarpathian GRE, Western archeology. – 262 p. (In Ukrainian).
- Matskiv, B. V, Zobkov, O. V, Kovalev, Yu. V. et al. (1996) Report on geological additional study of scale 1: 200 000 of the territory of sheets M-34-XXIX, M-34-XXXV, L-34-V. Beregovo, ZGRE funds – 413 p. (In Ukrainian).
- Rudnytskyi, S. (1925) *Osnovy morfolohiyi i heolohiyi Pidkarpat-skoyi Rusy i Zakarpattya vzhali: u 2 ch.* [Fundamentals of morphology and geology of Subcarpathian Rus and Transcarpathia in general: at 2 volumes]. Uzhhorod : Prosvita. (In Ukrainian).
- Rudko, H., Kravchuk, Ya. (2002). Engineering-geomorphological analysis of the Carpathian region of Ukraine. Lviv : Ivan Franko National University of Lviv, 171. (In Ukrainian).
- Stoyko, S. M., Tassenkevich, L. O., & Milkina, L. I. and others (1982). Flora and vegetation of Carpathian Reserve. Kyiv : Naukova dumka, 220. (In Ukrainian).

- Kruhlov, S. S. (Ed.). (1986). *Tektonika Ukraiskih Karpat* [Tectonics of the Ukrainian Carpathians]. Objasnitelnaya zapiska k tektonicheskoy kartie Ukraiskih Karpat. Masshtab 1:200 000, Kyiv: UkrNIGRI. 152 p. (In Russian).
- Tsys, P. N. (1957). Polonyna peneplain and denudation levels of the Soviet Carpathians. In *Geol. Collection, 4*. Lviv: Publ. House LSU, 313–330 (In Ukrainian).
- Tsys, P. N. (1962). *Geomorphology of the USSR*. Lviv : Publ. House LSU – 224. (In Ukrainian).
- Kłapyta, P., Dubis, L., Krzemień, K., Gorczyca, E., Kraż, P. (2020). Rzeźba i współczesne procesy morfogenetyczne wysokogórskiego masywu Świdowca (Karpaty Wschodnie). In *Roczniki Bieszczadzkie*, 28, 161–190. (In Polish).
- Kłapyta, P., Krzemień, K., Gorczyca, E., Kraż, P., Dubis, L. (2020). Geomorphologic effects of human impact across the Svydovets massif in the Eastern Carpathians in Ukraine. In *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 53–54, 85–111.
- Kłapyta, P., Zasadni, J., Dubis, L., Świąder, A. (2021). Glaciation in the highest parts of the Ukrainian Carpathians (Chornohora and Svydovets massifs) during the local last glacial maximum. In *Catena*, 203(66), 105346. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105346>
- Romer, E. (1906). *Epoka Lodowa na Swidowcu*. [Ice Age in Svidowiec]. Krakow, 71. (In Polish).

