

УДК 551.43(477.87:292.452:282.243.7.043-192.2):[911.9:502];  
DOI 10.30970/gps.2019.2.3061

**ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ РЕЛЬЄФУ ПЕРСПЕКТИВНИХ  
ДІЛЯНОК УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ДЛЯ РЕКРЕАЦІЙНИХ ПОТРЕБ  
(НА ПРИКЛАДІ БАСЕЙНУ ЧОРНОЇ ТИСИ)**

**Ярослав Кравчук<sup>1</sup>, Олег Адаменко<sup>2</sup>, Ярослав Адаменко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка,  
yaruslavkravchuk@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-9961-8895>

<sup>2</sup>Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу,  
<https://orcid.org/0000-0003-0821-3011>  
yarad1964@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-5665-7958>

**Анотація.** Перспективна ділянка Українських Карпат для рекреаційних потреб розташована в межах двох великих геоморфологічних регіонів – Полонинсько-Чорногірські (масив Свидівець) і Вододільно-Верховинських Карпат (хребет Братківський Привододільних Горган). До ділянки приурочена найвища частина Свидівецького масиву: хребти Урду-Флавантуч (г. Близниця, 1 881 м), Апшинець і Свидівець (г. Котел, 1 770,8 м, г. Догяска, 1 761,7 м, г. Трояска, 1 762,6 м), у будові яких беруть участь відклади дрібноритмічного флішу і грубошаруватих пісковиків крейди і палеогену.

Морфоструктура хребта Братківського (г. Велика Братківська, 1 788 м) сформувалася на відкладах палеоцену та еоцену з домінуванням масивних пісковиків, відслонення яких створили великі масиви кам'яних розсипів.

Типовими морфоскульптурними елементами є реліктові яруси рельєфу і форми плейстоценових зледенінь та екстрагляціальні форми. Переважаючими формами плейстоценових зледенінь є карі з крутими скелястими боковими і тилковими стінками, трого (льодовикові долини), скелясті карові гребені (карлінги), ригелі (поперечні скелясті уступи на дні льодовикових долин), льодовикові (моренні) відклади, озера у днищах карів.

У межах ділянки між відрогами Турбатської полонини на заході й полонини Менчул на сході розташована велика група Апшинецьких і Ворожеських карів. Здебільшого дослідники зазначають, що система цих карів з крутими скелястими стінками, каровими озерами, численними екзараційними та акумулятивними формами, сніжниками, нівальними нішами є найяскравішими ділянками реліктового альпійського рельєфу Свидовецької гірської групи.

На ділянці спостерігається повний спектр сучасних морфодинамічних процесів: площинний (делювіальний) змив, лінійний розмив, дефлюкція, повільна соліфлюкція, нівальні процеси, селі, вітровали і буреломи, а також гравітаційні процеси – обвали, осипища, лавини, зсуви.

Активізація усіх схилових процесів підпорядкована геолого-геоморфологічним і кліматичним чинникам, а також господарській діяльності. Поміж екзогенними морфологічними процесами існує взаємна обумовленість (“ланцюгова реакція”). При проектуванні рекреаційних комплексів найпоширенішим є геоecологічний підхід, який має забезпечити найраціональніше і найбезпечніше використання природних ресурсів, збереження та ушляхетнення довкілля.

**Ключові слова:** рельєф, морфоструктура, морфоскульптура, морфодинамічні процеси, Українські Карпати, Чорна Тиса, рекреація, географічне прогнозування.

## GEOMORPHOLOGICAL LANDFORM ANALYSIS OF THE AREAS IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS ATTRACTIVE FOR RECREATION (THE CASE OF THE CHORNA TYSA BASIN)

Yaroslav Kravchuk<sup>1</sup>, Oleh Adamenko<sup>2</sup>, Yaroslav Adamenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Ivan Franko National University of Lviv,*

<sup>2</sup> *Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas*

**Abstract.** The promising area – attractive for recreation – is located within two large geomorphological regions, the Polonynsko-Chornohorsky Carpathians (Svydivets Massif) and the Vododilno-Verhovynsky Carpathians (Bratkiivsky Ridge of the Pryvododilny Gorgany). The area includes the highest part of the Svydivets Massif, i.e., Urdu-Flavantuch Ridge (Mt Blyznyiysia, 1881 m), Apsynets and Svydivets Ridge (Mt Kotel, 1770.8 m; Mt Dogiaska, 1761.7 m; Mt Troyaska, 1762.6 m), whose structure contains sediments of fine rhythmic flysch and coarse sandstones of chalk and Paleogene.

The morphostructure of the Bratkiivsky Ridge (Mt Velyka Bratkiivska, 1788 m) was formed on the Paleocene and Eocene sediments dominated by massive sandstones, whose outcropping created large masses of rock fields.

The typical morpho-sculptural elements are relict landform tiers, as well as forms of Pleistocene icing and extraglacial forms. The dominating forms of Pleistocene ice accumulation are cirques with steep rocky lateral and back walls, troughs (ice plains), rocky cirque ridges (karlings), rock bars (transverse rocky cliffs at the bottom of ice plains), glacier deposits (moraines), and lakes in cirque bottoms.

Within the area between the spurs of the Turbatska valley in the west and the Menchul valley in the east, there is a large group of Apsynets and Vorozhesky cirques. Most researchers note that the system of these cirques is the most striking area of the relict alpine relief of the Svydivets Mountain Group – with steep rocky walls, cirque lakes (tarns), numerous exarative & accumulative forms, snowfields, and nival niches.

The area shows a full spectrum of modern morphodynamic processes: sheet erosion (deluvial erosion), linear erosion, defluxion, slow solifluction, nival processes, mudflows, windthrows & wind falls, as well as gravitational processes, that is, rock slides, talus deposits, avalanches, and landslides.

When any slope process starts, it is always connected with geological, geomorphological and climatic factors, as well as economic activity. In fact, exogenous morphological processes are mutually conditioned ("chain reaction"). When designing recreational complexes, the geo-ecological approach is most often used. This approach ensures the most rational and secure use of natural resources, as well as preservation, enhancement and improvement of the environment.

**Key words:** landform, morphostructure, morphosculpture, morphodynamic processes, Ukrainian Carpathians, Chorna Tysa, recreation, geographical forecasting.

**Вступ.** Основну увагу при плануванні ділянок для рекреаційної діяльності зосереджують на інженерно-геологічному та інженерно-геоморфологічному аналізах. Під час освоєння таких територій детально вивчають як природні, так і антропогенні явища і процеси.

Планування освоєння територій вимагає зважати на економічні, соціальні і комунікаційні чинники. Це передбачає також урахування екологічної точки зору, яка дуже часто повністю виключає діяльність людини, або ж нічим її не обмежує. Найприйнятнішим у такому випадку був би компроміс – бережливе ставлення до навколишнього природного середовища і відновлення його до попереднього стану.

Діяльність людини на неосвоєних територіях може прискорити інтенсивність сучасних морфодинамічних процесів, що в окремих випадках може спричинити катастрофу. Щодо цього варто нагадати цитату з праці А. Д. Говарда та І. Ремсона (1982, с. 24): “людина – володар природи, прискорювач і каталізатор природних процесів”.

До проектування і будівництва на таких територіях варто запрошувати фахівців країн, які мають подібні споруди у гірських регіонах (Австрія, Італія, Швейцарія та ін.).

**Виклад основного матеріалу.** *Геолого-геоморфологічна характеристика ділянки.* Ділянка розташована в межах двох великих геоморфологічних регіонів: у Полонинсько-Чорногірських (масив Свидівець) і Вододільно-Верховинських (хребет Братківський Привододільних Горган) Карпатах. Морфоструктурами нижчих порядків є хребти Апшинець, Свидівець, Урду-Флавантуч, долина Чорної Тиси, Ясінянсько-Ворохтинське низькогір'я (рис. 1).

*Морфоструктура.* Гірська група Свидівця сформувалася переважно на Дуклянському (Лужанська і Близницька підзони) і Поркулецькому (Білотисенська підзона) тектонічних покривах. У північно-східній частині домінує Чорногірський покрив (Яловичорська або Говерлянська підзона). Короткі крутосхилі хребти, які сформувалися на складках дислокованого флішу, реліктові форми льодовикового рельєфу, фрагменти поверхонь вирівнювання і морфологічних ярусів, глибокі, часто ущелиноподібні долини створюють своєрідний, неповторний геоморфологічний краєвид.

Ділянка приурочена до схилів найвищої частини Свидівецького масиву: хребтів Урду-Флавантуч меридіонального простягання (г. Близниця, 1 881,0 м), Апшинця і Свидівця – типового карпатського простягання (г. Котел, 1 770,8 м; г. Догяса, 1 761,7 м; г. Трояска, 1 762,6 м). Від цих хребтів відходять потужні відроги у північному і північно-східному напрямках, зокрема: від г. Трояска до г. Татарука (1 707,4 м) на межиріччі потоків Турбатського та Апшинця, від г. Котел до полонин Менчил і Татул на межиріччя Апшинця і Станіслава. У будові цих хребтів беруть участь відклади нижньої крейди (пісковики, мергелі), а також верхньої крейди і палеогену (від дрібноритмічного флішу до масивних і грубошаруватих пісковиків чорногірської світи).

Морфоструктура хребта Братківського (г. Велика Братківська, 1 788 м) сформувалася на Горганських складках у межах піднятої зони Кросно (Сілезький покрив), будову якого складають відклади палеоцену та еоцену з домінуванням масивних пісковиків.

До ділянки приурочена найвища частина хребта з південно-західними і південними схилами. Простягається він з південного сходу на північний захід вершинами Чорна Клева (1 719,5 м), Руська (1 677,7 м), Братківська (1 788,1 м), Гропа (1 758,7 м). Хребет асиметричний – північно-східні схили крутістю до 30–35° і більше, південно-західні – до 25°. Південно-західні схили порівняно слабо розчленовані притоками Чорної Тиси і Турбатського потоку, що пояснюють співпадінням топографічної поверхні з кутом нахилу масивних яменських пісковиків, відслонення яких створили великі масиви кам'яних розсіпів.

Долина Чорної Тиси із західною частиною сформувалися на Ясінянській синкліналі, яка розділяє Апшинецьку і Довжинську антикліналі. У будові синкліналі беруть участь відклади глинистого дрібноритмічного флішу

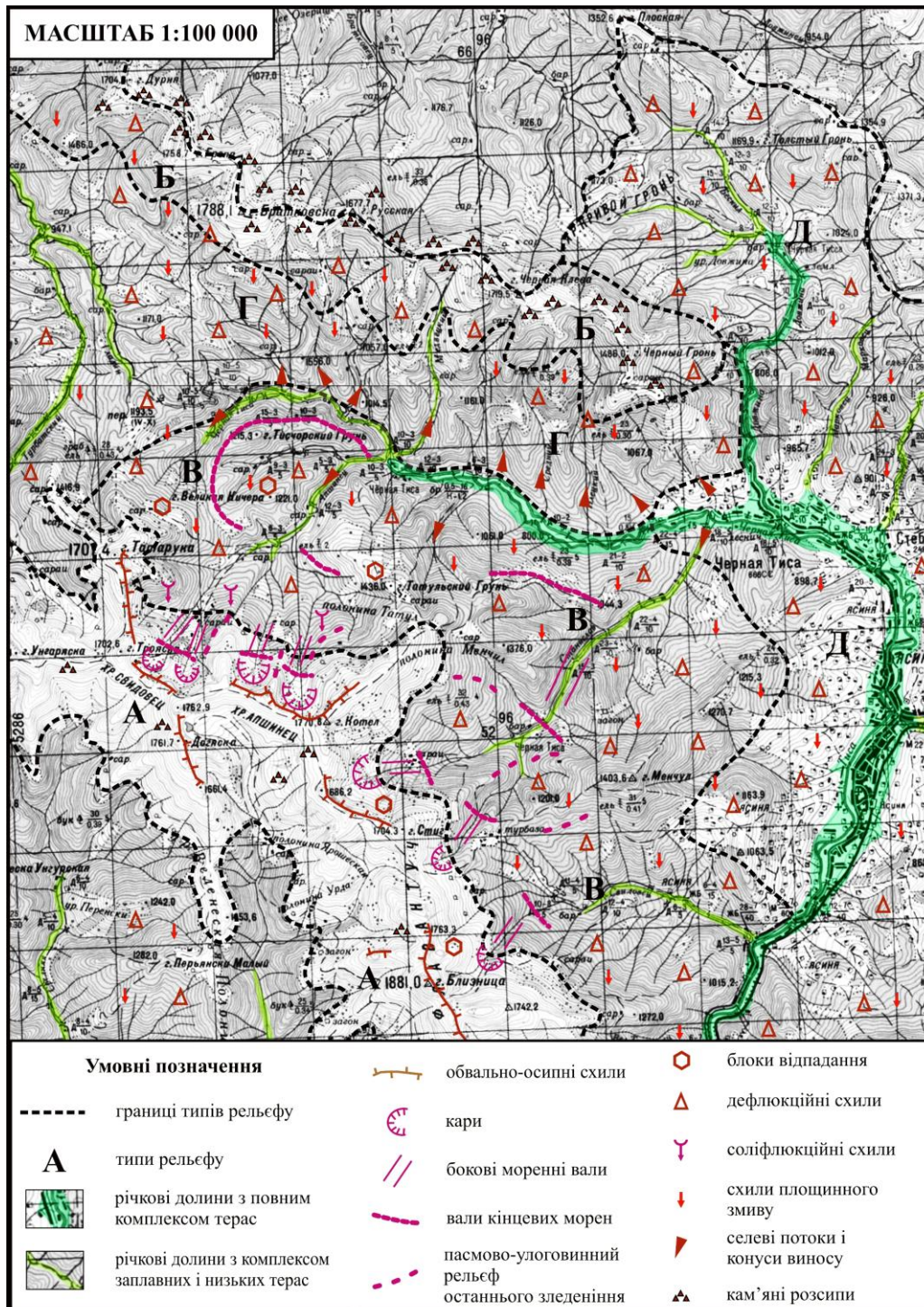


Рис. 1. Геоморфологічна картосхема ділянки досліджень  
 Fig. 1. Geomorphological map of the research area

Умовні позначення до рис. 1:

А – середньогірний покривно-складчастий рельєф з реліктово-гляціальними формами, фрагментами давніх поверхонь вирівнювання (ярусами), соліфлюкційними та обвалью-осипними схилами, лавинними лотками, селями, брилами відпадання; Б – середньогірний ерозійно-моноклінальний рельєф з кам'яними розсипами, гравітаційно-блоковими схилами, селевими потоками і лавинними лотками (горганський тип); В – середньо- та низькогірний структурно-ерозійний рельєф з кінцевими та боковими моренними валами, зсувними, дефлюкційними і площинного змиву схилами, селями; Г – середньогірний складчасто-блоковий рельєф з численними долинами меридіонального простягання, частими селепровами, схилами відпадання, зсувними і лавинними; Д – низькогірний сильно розчленований структурно-ерозійний рельєф зони Кросно зі схилами дефлюкційними, зсувними та площинного змиву.

Fig. 1 Legend:

A – Mid-mountain cover-folded relief with relict-glacial forms, fragments of postmature surface planation (stages), solifluction and landslide talis, avalanche channels, mudflows, spalling segments; B – mid-mountain erosion-monoclinic relief with stone fields, gravitational block slopes, mudflows and avalanche channels (Gorgany type); C – Medium- and low-altitude structural-erosion relief with finite and side moraine lines, shifting slides, deflusing and runoff slopes, mudflows; D – low-mountain, highly indented structural-erosion relief of the Krosno zone with deflusing, sliding and runoff slopes.

кросненської серії. Для цієї структури характерні м'які виположені схили, ускладнені давніми зсувами і розчленовані ярами та балками. Улоговинний рельєф добре фіксується комплексом низьких і середніх терас Чорної Тиси.

*Морфоскульптура.* На території Українських Карпат виокремлюють реліктові морфоскульптурні форми (поверхні вирівнювання та ярусність, форми плейстоценових зледенінь, екстрагляціальні форми) та успадковані морфоскульптури (річкові долини з комплексом терас).

У створенні рельєфу Українських Карпат важлива роль належить не тільки ендегенним, а й екзогенним процесам. Періоди інтенсивних тектонічних рухів змінювалися періодами відносного тектонічного спокою. З періодами відносного тектонічного спокою пов'язують формування денудаційних, денудаційно-аккумулятивних поверхонь і морфологічну ярусність рельєфу.

Вперше доволі детально поверхні вирівнювання Свидівецького масиву описав Є. Ромер (1909). Цікаві думки щодо денудаційно-аккумулятивних поверхонь на північно-східних і південно-західних макросхилах Українських Карпат висловив С. Рудницький (1905, 1925), який уперше вжив термін "пенеплен". Існування поверхонь вирівнювання на південно-західних макросхилах С. Рудницький обґрунтував такими доказами: 1) постійністю висот хребтів і окремих вершин; 2) "плайками" Свидівецького масиву й південними відгалуженнями Полонини Красної і Боржави; 3) межирічними хребтами меридіонального напрямку над Пінею, Латорицею, Вічею, Рікою і Теремлю; 4) напрямом і загальним характером головних і побічних річкових долин та іншим. Згодом О. Спиридонов (1952) і П. Цись (1957) на південно-західних

макросхилах виокремили три денудаційні поверхні на відносних висотах 900–1100 м, 500–600 м і 150–250 м. Словацькі дослідники 150–250-метрові поверхні зачисляють до прирічкових поверхонь-педиментів (Mazur, 1963).

Найвищу поверхню з відносними висотами 750–900 м І. Гофштейн (1964, 1995) назвав поверхнею Урду, 900–1100 м – Підполонинською поверхнею, виокремлюючи у ній також підняті ділянки висотою 100 м. До поверхні Урду у Свидівському масиві, крім хребта Урду-Флавантуч на межиріччі Тиси – Косівської, належать хребти і невеличкі масиви на межиріччях Косівської – Середньої, Середньої – Малої Шопурки, Малої Шопурки – Тересви. За результатами досліджень (Дедков та інші, 1974; Ананьєв, 1975) з'ясовано, що ярусність рельєфу залежить від формування поверхонь зниження (вододілів зниження) на межиріччях. Зокрема, А. Дедков та інші (1974) вирізняють два типи вододільних поверхонь: первинні (сформовані до утворення сучасних долинних врізів) і вторинні (сформовані після закладання сучасної долинної мережі).

Зазначені вище автори наводять основні ознаки, за якими розрізняють поверхні зниження (яруси) та поверхні вирівнювання: вододіли на поверхнях зниження мають невелику ширину, округло випуклу або гребенеподібну форму, практично відсутню кору вивітрювання, відносні висоти не виявляють чіткої залежності від їхньої ширини.

Отже, привододільні поверхні хребта Братківської підпадають під термін поверхні зниження (яруси). Зазначимо, що ярусність межиріччя Карпат є реліктовою, вона виникла в пізньому міоцені – ранньому плейстоцені і була омолоджена тектонічними рухами в пліоцен-четвертинну епоху.

В Українських Карпатах дослідники здебільшого виокремлюють три висотні морфологічні яруси за абсолютними і відносними висотами, які характерні для Свидівця і хребта Братківської (табл. 1). Найвищий ярус (Цись, 1968), привододільні поверхні якого фіксують на висотах 1 400–2 000 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.

Середній ярус приурочений до абсолютних висот від 900–1 000 м до 1 400 м, на розчленованих схилах якого домінують процеси поверхневої та лінійної ерозії, дефлюкції, повільної соліфлюкції, місцями потужні вогнища зсувних і обвальних-осипних процесів, а також селеві явища.

Нижній ярус річкових долин з терасами, прирічковими педиментами та схилами розташований на висоті від 500–600 м до 900–1 000 м. Цей ярус відзначається широким набором усіх видів рельєфоутворювальних процесів. У днищах річкових долин переважають процеси підмиву і розмиву, накопичення продуктів розмиву і селевих потоків, місцями зсувні процеси, інтенсивний поверхневий змив.

*Реліктові форми рельєфу плейстоценових зледенінь.* Першими дослідниками, які звернули увагу на існування давніх льодовиків у Чорногорі, були К. Пауль і Е. Тітце (1876) (за С. Рудницьким, 1925), а також англійські геологи L. Jack і J. Horne (1877). Ще у 1906 р. Є. Ромер публікує працю “Erokha lodowa na Swidowcu”. Льодовикові форми рельєфу Чорногірського хребта і Гуцульських Альп описано С. Рудницьким 1925 р. Гляціальний рельєф Чорногори детально

аналізує Б. Свідерський 1937 р.

Таблиця 1. Поверхні вирівнювання південно-західних макросхилів  
 Українських Карпат

Table 1. Planation surfaces of south-western macroslopes of the Ukrainian Carpathians

Автор	Поверхня	Висота, м		Вік
		абсолютна	відносна	
Ромер Є., 1909; Рудницький С., 1925	Єдиний пенеплен	500–750 до 1 000–2 000	350–1100	Міоцен
Спиридонов О., 1952; П. Цись, 1957	Релікт полонинського пенеплену	1 300–2 000	900–1100	Нижній міоцен (Спиридонов О.); нижній сармат (Цись П.)
	Передмеотичний денудаційний рівень	900–1 000	500–650	Довулканічний (Спиридонов О.); нижньопаннонський (Цись П.)
	Пліоценовий денудаційний рівень	400–900– 950	150–200	Пліоцен
Гофштейн І., 1995	Урду	1 300–1 450	750–900	Ранній міоцен
	Підполонинська	900–1100	500–600	Пізній баден, перша полонина
	Кичерська	500–750	250–400	Ранній паннон
Кравчук Я., 2012	Полонинська	1 300–2 000	900–1 100	Ранній баден
	Підполонинська	900–1000	500–650	Пізній баден
	Кичерська (паннонська)	500–750	250–450	Паннон-понт
	Прирічкова (педимент)	400–750	110–150	Верхній пліоцен

На підставі аналізу льодовикового рельєфу дослідники давніше зледеніння здебільшого зачисляли до нижнього плейстоцену (міндель, краківське, окське), молодше – до середнього плейстоцену (рісс, варшавське, дніпровське). Аналіз палеографічної ситуації у плейстоцені засвідчує значні похолодання клімату в нижньому плейстоцені – тоді покривний льодовик доходив майже до краю Карпат. У середньому плейстоцені (дніпровське зледеніння) льодовик покривав найбільші площі у межах сучасної України і сусідніх держав.

У Польських Татрах М. Клімашевський (1988) вирізняв за віком такі зледеніння: останнє (вюрм), передостаннє (рісс 2 і рісс 1) і старше (міндель). Про дві стадії вюрмського зледеніння Чорногори, за аналогією з Татрами, дійшов висновку П. Цись (1955). Беззаперечними є висновки Є. Ромера (1906), Б. Свідерського (1937), Б. Іванова (1950) щодо снігової лінії, яка, на їхню думку, найнижче опускалася в нижньому плейстоцені та пізніше поступово піднімалася. Отже, вюрмське зледеніння у Татрах, абсолютні висоти яких на 550–600 м вищі, ніж у Чорногорі, не викликає жодних заперечень. Головними формами рельєфу, що характеризують реліктовий льодовиковий рельєф, є кари, льодовикові долини

(троги), скелясті карові гребені (карлінги), круті скелясті тиллові і бокові стінки карів, ригелі, моренні відклади та інше.

Південна межа ділянки проходить по Свидівецькому та Апшинецькому хребтах, до північних схилів яких між відрогами Турбатської полонини на заході й полонини Менчул на сході, приурочена велика група Апшинецьких і Ворожеських карів. Найтиповішим у цій групі є західний Апшинецький кар на північно-східному схилі хребта Свидівець (ширина кару – близько 700 м, висота тилової стінки – близько 100 м, неподалік якої розміщено озеро завширшки 100–150 м з максимальною глибиною майже 3 м). Від східного кару він відокремлений невисоким пасмом.

На злитті двох льодовиків утворилися дугоподібні вали стадіальної морени. Ригель обох карів висотою 35–40 м з добре збереженим валом середньої морени. Ворожеські кари відділені від Апшинецьких північним відрогом Апшинецького хребта. Найтиповіший серед них – кар у долині Великої Ворожеської, який має циркоподібний вигляд, круті й скелясті бокові й тиллову стінки. У центральній частині кару добре простежується ригель з крутим північним уступом висотою до 80 м. Висота тилової стінки крутістю 45–50° сягає 150 м.

Льодовикова долина (трог) цього кару має довжину 1 500 м, ширину – 650 м (Є. Ромер, 1906). Кінцева морена Ворожеських карів зафіксована на абсолютній висоті 1 250 м. Здебільшого дослідники зазначають, що система Апшинецьких і Ворожеських карів з крутими скелястими стінками, каровими озерами, численними екзараційними й акумулятивними формами, сніжниками та нівальними нішами є найяскравішими ділянками реліктового альпійського рельєфу Свидівецької гірської групи.

На східних схилах дугоподібного розгалуження Апшинецького хребта між г. Котел і г. Стіг у верхів'ях потоку Станіслав знаходяться добре виражені морфологічно два кари – Татул і Крачунецький. Останній вирізняється своїми розмірами – 700 м у поперечнику, а його тилова стінка піднімається на 150–180 м над дном, уступ ригеля сягає 80 м.

На південному асиметричному відрозі хребта Свидівець з вершиною Догяска, зокрема на крутих східних і південно-східних схилах, розміщена група Гережеських карів. Усі вони мають доволі високі скелясті тиллові стінки, багато сніжників, нівальних ніш. Від вершини Догяска (1 761,7 м) до рівня води в озері (1 584,7 м) висота східчастого уступу сягає 177 м. У центральній частині Гережеського кару є найбільше протічне озеро у Свидівецькому масиві, від нього бере початок один з витоків р. Косівської. Зі сходу озеро оконтурене дугоподібним валом стадіальної морени. Масивний ригель має висоту 66 м, торгова долина чітко простежується довжиною 2 км.

На меридіональному відрізку хребта Урду-Флавантуч від г. Стіг до г. Близниці виокремлюють (Є. Ромер, 1906) три давні гляціальні долини з трьома карами у пригребеневій частині: Драгобратську, Шгерешорську і Гроп'янецьку.

Драгобратський кар має надзвичайно круті (до 40°) скелясті стінки з численними ерозійними водоріями, нівальними нішами. На дні кару – безладне нагромадження моренного матеріалу та озеро овальної форми (50x30 м). У долині Драгобрата зафіксовано три стадіальні морени (Є. Ромер визначив п'ять–шість кінцевих морен). Моренні вали сильно розмиті, їхні



відносні перевищення сягають до 10 м.

Кар Штерешору має типову добре морфологічно виражену форму. На тилівій стінці крутістю 45° багато нівальних ніш, сніжників. Долини Драгобрата і Штерешору розділені вузьким скелястим гребенем.

У підковоподібному зниженні між східними відрогами г. Близниці – Штерешорою і Гростянецьким плаєм – розміщений Гроп'янецький кар (довжина 1,5 км, ширина – 500–600 м). Тилова стінка крутістю 45° і висотою 80 м вкрита сніжниками і численними осипами, розчленована ерозійними водоріями. Моренні утворення сильно розмиті, однак добре фіксують три зупинки льодовика.

Щодо зледеніння Скибових і Внутрішніх (Привододільних) Горганів, то найправдоподібнішими є висновки Є. Ромера: автор зазначив, що невеликі фірнові поля не могли бути джерелами живлення льодовикових язиків.

На північних схилах хребта Братківська дехто з дослідників у привододільній ділянці виокремлює заглибини, які за формою нагадують карі і напівцирки поблизу гір Гропа і Братківська. Слідів моренної акумуляції на схилах і в долинах потоків неподалік цих вершин не виявлено.

На південних і північних макросхилах хребта Братківська з льодовиковим періодом пов'язано формування екстрагляціальних форм. До них належать кам'яні розсипи, розміщені на схилах і вододілах хребтів Скибових і Внутрішніх Горганів, які є невід'ємною частиною їхнього типового ландшафту. Формування розсипів пов'язане з різким похолоданням клімату в час плейстоценових зледенінь. Приуроченість найбільших масивів кам'яних розсипів до дещо похиліших схилів і вирівняних пригребеневих поверхонь засвідчує інтенсивне морозне звітрювання (вивітрювання) ямненських пісковиків (місцями пісковиків стрийської і вигодської світ). Доволі часто пісковики утворюють гострі скелясті гребені. Вище верхньої межі лісу кам'яні розсипи переважно на північних схилах закріплені заростями гірської сосни.

Схиліві розсипи на південно-західних макросхилах (ділянка г. Гропа, г. Руська, г. Чорна Клева) є потенційно небезпечними для утворення обвалів і осипів. Передусім це стосується середніх і нижніх схилів, що найчастіше пов'язано з вирубуванням лісу і неправильним транспортуванням деревини схилами.

*Річкові терасовані долини.* Під час вивчення річкових долин Українських Карпат виникає одна з найважливіших проблем – слабка збереженість терас. До того ж, на високих терасах здебільшого не збереглися алювіальні відклади. Найхарактерніше для головних рік Полонинсько-Чорногірських Карпат. Вони на доволі короткому відрізку впоперек перетинають найвище пасмо Українських Карпат.

Здебільшого дослідники вважають, що всі ріки басейну Тиси пробрили Полонинський і Вулканічний хребти внаслідок регресивної ерозії (С. Рудницький, П. Цись). Водночас І. Гофштейн був переконаний, що про прорив можна говорити тільки на прикладі гірського відрізка р. Тиси, однак пояснював це не регресивною ерозією, а утворенням антецедентної долини з огляду на активне підняття масивів Свидівця і Чорногори протягом новішого періоду.

У межах досліджуваної ділянки найбільшою долиною з повним комплексом

терас є долина Чорної Тиси. Басейн її найбільшої терасованої притоки – р. Довжини – розташований майже повністю у тектонічній зоні Кросно. Геологічна будова басейну Довжини складена дрібноритмічним флішем (аргіліти, алевроліти), що сприяло утворенню низькогірного сильно розчленованого рельєфу. Густота горизонтального розчленування найвища в межах обстежуваної ділянки – 7–10 км/км<sup>2</sup>. За геоморфологічним поділом верхня і середня частини басейну входять у Бистрице-Ворохтянську ділянку Ворохта-Путильської поздовжньої долини.

У межах долини Чорної Тиси вирізняють такі ділянки: перша – від верхів'їв до населених пунктів Чорна Тиса і Стебник північно-західного і південно-східного простягання; друга – наближена до меридіонального простягання на південь від с. Ясіня. Перший відтинок долини Чорної Тиси сформувався у межах Славсько-Верховинської підзони зони Кросно між хребтом Братківським (Внутрішні або Привододільні Горгани) і Свидовецьким гірським масивом. У будові цієї ділянки домінує глинисто-піщаний, дрібноритмічний фліш. У пліоцені цей відрізок був елементом давньої поздовжньої Ясіня-Ворохтинської долини. Другий відтинок слугує межею між Чорногірським і Свидовецьким масивами.

Характеристику терасового комплексу подаємо здебільшого за публікаціями Г. Ананьєва (1981), Я. Кравчука (2008), Р. Сливки (2001). У терасовому комплексі верхньої частини долини Тиси фрагментами представлені низькі й середні тераси. Низькі тераси висотою 3–5 м простежуються вузькими смугами (до 60 м) на обох берегах над 0,8–1,0-метровим рівнем (заплава для гірських рік), складені молодими скупченнями галечників і валунів з домішками суглинків. Доволі часто уступ 3–5-метрової тераси прилягає до русла. Тераса на окремих ділянках акумулятивна, на інших – цокольна.

Чітко простежується комплекс низьких, середніх і навіть високих терас у пригірлових ділянках р. Довжини (лівий берег) і Станіслава (правий берег). Ширина заплави – 30–40 м, поверхня східчаста (кілька рівнів) і нахилена до русла. Алювій представлений світло-коричневим супіском, що залягає на валунах і уламках корінних порід. Частка матеріалів з високою питомою вагою (понад 3,5 г/см<sup>3</sup>) становить 52,2 %, що значно менше, ніж у сучасному русловому алювію Чорної Тиси – 66,3 % (Ананьєв, 1981). Сформувалася заплава 7–8 тисяч років тому, коли деградував пояс соснових і березових лісів (за даними лабораторії Московського університету – Ананьєв, 1981). Найнижча надзаплавна тераса висотою 2,5–4,0 м затоплюється зрідка (один раз на 40–50 років). Її ширина на обох берегах ріки у межах 60–100 м. Потужність алювію непостійна, він представлений галькою великих розмірів у супіщаному заповнювачі.

Наступна тераса (висотою 7–8 м) на ділянці між гирлом потоку Великого Медвежого і Апшинця – цокольна. Потужність алювію 2–2,5 м, домінує добре обкатана галька з поодинокими валунами. Ширина 15–20-метрової тераси Чорної Тиси сягає 50–250 м і найкраще представлена у рельєфі Ясінянської улоговини. У розрізі с. Чорна Тиса потужність алювію становить 2 м. За даними споропилкового аналізу йому, 30–35 тисяч років (Ананьєв, 1981).

*Сучасні екзогенні морфодинамічні процеси.* На досліджуваній ділянці спостерігається повний спектр сучасних морфодинамічних процесів: площинний змив, лінійний розмив, дефлюкція, повільна соліфлюкція, нивальні процеси, селі,

а також вітровали й буреломи (рис. 2). Окрім того, території Свидівецького гірського масиву та Привододільних Горганів надзвичайно велику шкоду завдають гравітаційні процеси блокових рухів: обвали, осипища, зсуви, опливні лавини.

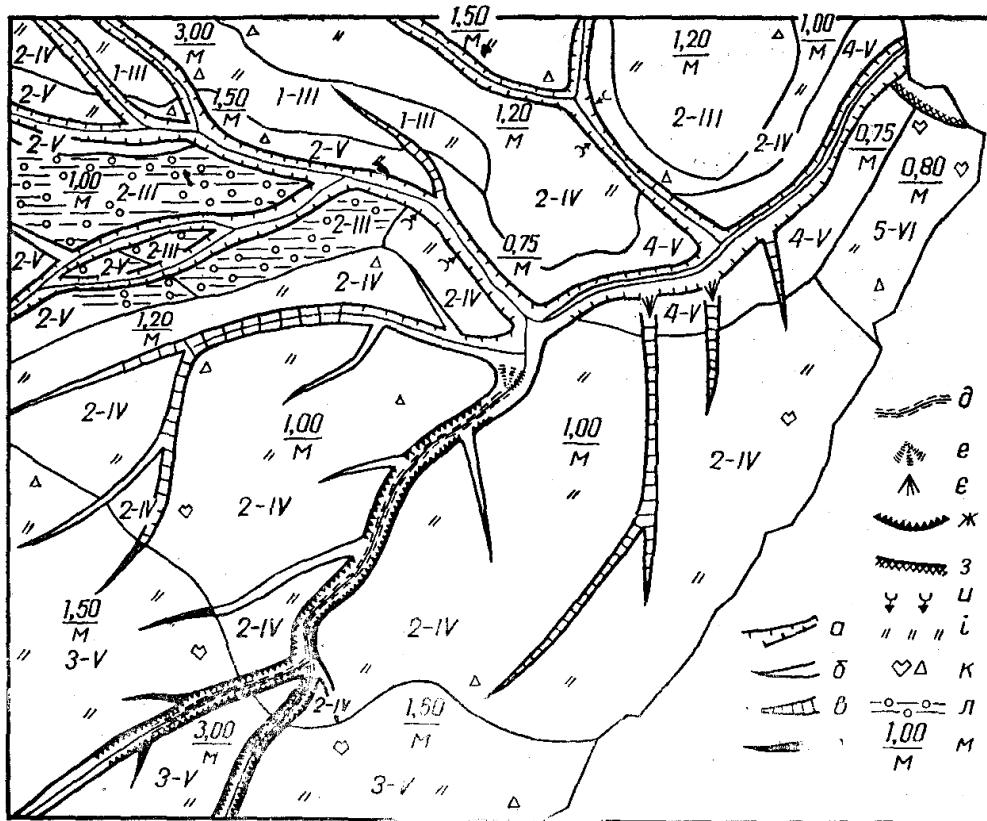


Рис. 2. Фрагмент картосхеми поширення шкідливих морфодинамічних процесів (басейн річки Свидівець) (Стадницький та ін., 1971)

Fig. 2. Map fragment of the spread of harmful morphodynamic processes (the Svydivets River Basin) (Stadnitsky *et al*, 1971)

Умовні позначення до рис. 2:

1 – III – схили площинного стоку, сильноспадисті (10–17°); 2 – III – схили площинного змиву, сильноспадисті (10–17°); 2 – IV – схили площинного змиву, круті (18–26°); 2 – V – схили площинного змиву, дуже круті (27–35°); 3 – V – схили інтенсивного площинного змиву, дуже круті (27–35°); 4 – V – зсувні схили, дуже круті (27–35°); 5 – VI – схили обвальо-осипного зносу, надзвичайно круті (36–45°); а – тальвеги гірських потоків з крутими ерозійними схилами; б – гірські яри, задерновані та заліснені; в – лощини та улоговини стоку; г – яри діючі; д – селенебезпечні потоки; е – конуси виносу селевих потоків; е – конуси виносу; ж – ерозійні уступи, вироблені в корінних породах, які формуються; з – обвали; и – діючі зсуви; і – делювіальні суглинки; к – делювіальні брили та щебінь; л – давньольодовикові валунні суглинки та глини; м – потужність пухких відкладів.

Fig. 2 Legend:

1 – III – slopes of planation sheet erosion, high intensity decay (10–17°); 2 – III – slopes of planation sheet erosion, high intensity decay (10–17°); 2 – IV slopes of planation sheet erosion, cleve (18–26°); 2 – V – slopes of planation sheet erosion, high steep (27–35°); 3 – V – slopes of intensive planation sheet erosion, high steep (27–35°); 4 – V – landslide slopes, extremely steep (27–35°); 5 – VI – landslide slopes and tali, extremely steep (36–45°); *a* – thalwegs of hill torrents with steep erosion slopes; *b* – mountain gills grown over with grass and forested; *в* – runoff hollows and basins; *г* – active ravines; *д* – mudflow dangerous streams; *е* – mudflow evacuation cones; *є* – alluvial fans; *ж* – erosion scarps made in bedrock that is being formed; *з* – slides; *и* – active faults; *і* – diluvial argil sand grounds; *к* – diluvial blocks and rock debris; *л* – Glacial period boulder loams and clays; *м* – thickness of loose deposits.

Сучасним морфодинамічним процесам притаманні такі загальні особливості: 1) всі процеси підпорядковані закономірностям геолого-геоморфологічного та кліматичного порядку; 2) між процесами існує взаємозв'язок і взаємообумовленість (“ланцюгова реакція”), у зв'язку з чим необхідно враховувати весь комплекс стихійних явищ, притаманних певним ландшафтним умовам; 3) перераховані процеси та явища відзначаються періодичною активізацією, пов'язаною з гідрометеорологічними умовами – для окремих років притаманна надмірна кількість опадів; 4) в останні десятиліття зросла повторюваність геоморфологічних явищ у Карпатах. Серед чинників, які спричиняють появу сучасних небезпечних процесів, окрім геолого-геоморфологічних, важливу роль відіграє антропогенний.

Коротку характеристику процесів у межах досліджуваної ділянки подаємо, використовуючи матеріали геоморфологічної партії науково-дослідного сектору Львівського університету (1965–1969), госпдоговірної тематики кафедри геоморфології на замовлення Закарпатської ГРЕ (1985–1992), зокрема стаціонарні дослідження морфодинамічних процесів у басейні Свидівця і в районі озера Синевир. Також використані публікації і дані досліджень географічного стаціонару Московського університету у верхів'ях Чорної Тиси (Ананьєв, 1981).

Багаторічні дослідження екзогенних морфодинамічних процесів засвідчують, що їхня активізація припадає на роки активного вирубування лісів, зокрема для досліджуваного регіону це 50-ті – 60-ті роки минулого століття. Цьому найбільше сприяло наземне трелювання деревини вниз схилами. Отож під час виконання будь-яких робіт на схилах, навіть за умови вибіркового вирубування, слід застосовувати лише підвісне трелювання.

*Вивітрювання. Обвали й осипища.* Процеси руйнування та хімічні зміни гірських порід в умовах земної поверхні під впливом коливань температури, хімічного і механічного впливу атмосфери, води і організмів називають вивітрюванням (звітрюванням). Розрізняють фізичне (механічне), хімічне та органічне вивітрювання. В результаті вивітрювання виникають своєрідні форми рельєфу, які залежать від характеру вивітрювання і властивостей гірських порід.

До таких форм в Українських Карпатах належать величезні площі кам'яних розсипів у Скибових і Привододільних Горганах, Чорногірському, Свидівському і Мармароському кристалічному масивах та інших. У цій

місцевості їх назвають “горгани” і “гергоги”. У межах досліджуваної ділянки вони поширені на вододілі і південно-західних схилах хребта Братківський, на північних і східних схилах Свидівецького масиву й належать до екстрагляціальних форм рельєфу. Їхнє утворення пов’язують з холодними льодовиковими епохами, зокрема з морозним вивітрюванням. На хребті Братківської вони утворилися на виходах масивних пісковиків ямненської світи, а також пісковиків вигодської і стрийської світ. У масиві Свидівця приурочені до виходів пісковиків чорногірської світи у південно-східній найвищій частині, а також пісковиків і конгломератів буркутської та білотисенської світ. Доволі потужні товщі колювію кам’яних розсипів унаслідок втручання природних і антропогенних чинників починають рухатися схилами, утворюючи ділянки обвальні-осипних схилів.

Науковцями Московського університету (Ананьєв, 1981) за результатами багаторічних спостережень зафіксовано надзвичайно повільний природний рух уламків пісковиків вниз по схилу – 1–3 мм/рік. Унаслідок господарської діяльності людини рух може стати катастрофічним. Обвали й осипи в межах проектованої ділянки займають незначну площу – близько 2–5 % схилів. Зосереджені переважно у найвищій частині, а також у межах молодих ерозійних долин і на ділянках перетину гірських хребтів великими ріками. Приурочені до схилів значної крутості понад 35–40°, розділені давньольодовиковими та ерозійними формами. В обвальних схилах виокремлюють дві частини: деструктивну та акумулятивну. Верхня стінка відриву крута, часто прямовисна, нижня – обвальний шлейф або конус.

Переважають невеликі обвали об’ємом до кількох десятків кубометрів гірської породи. На крутих тилкових і бокових схилах карів знаходяться каменепади, величина уламків сягає 1–1,5 м. У 60–70-ті роки минулого століття обвальні-осипні процеси спостерігали у басейнах Апшинця, Великого Ведмежого, Станіслава, а також у менших потоках.

*Лавинні схили.* Окрім обвальних та осипних схилів, до власне гравітаційного типу належать також лавини. Лавини доволі характерні для гірських схилів, на яких утворюється стійкий сніговий покрив. Залежно від характеру руху снігу схилами вирізняють три типи лавин: *осуви, лоткові і стрибаючі.*

*Осувами* називають зісковзуючий широким фронтом сніг (поза строго фіксованими руслами). Під час осувів захоплюється шар снігу 30–40 см. Геоморфологічна роль такого типу лавин незначна. Іноді біля підніжжя схилів формуються невеликі пасма з матеріалу, захопленого зі схилів. *Лоткові* лавини рухаються руслами тимчасових водотоків і долин. У них добре фіксуються лавинозбірні пониження, лотки (крутостінні врізи) і конуси виносу. Вони добре дешифруються на аерофотознімках за смугами “розчісування” рослинного покриву. *Стрибаючі лавини* – це лоткові лавини, у поздовжньому профілі яких є прямовисні ділянки.

Конуси виносу лавин складені снігом та уламковим матеріалом. Уламковий матеріал накопичується протягом багатьох років, утворюючи товщу, яку називають лавинним “сміттям” унаслідок включення великої кількості органіки – уламків дерев, дерну тощо. Під час сходження лавин по рівній або нахилений поверхні іноді відбуваються захоплення моренних та алювіальних відкладів, що сприяє утворенню пасм, висота яких становить від 10–15 см до кількох метрів.

В Українських Карпатах протягом останніх 5–6 років почастишали сходження лавин. У січні–березні 2018 року зафіксовано сходження лавин з більшості найвищих масивів, зокрема на Свидівці. Найтрагічніший випадок трапився 2012 року у Свидівському масиві – тоді під час сходження лавини зі схилів г. Стіг загинуло п'ятеро чернівчан.

У цих же долинах відбуваються, окрім власне гравітаційних (обвали, осипи, лавини) процесів, процеси блокових рухів (відпадання, зсувні, зсувів-спливів). Тріщинуваті блоки поступово відколюються від крутого схилу внаслідок потрапляння в тріщини дощових і талих снігових вод, які змочують основу блоку. Згодом блок “з’їжджає” на нижчий рівень (днище Ворожецького кару і долина Великого Ведмежого) або перекочується і подрібнюється, що спричиняє обвали та осипи (Ананьєв, 1981).

До схилів блокових рухів, окрім схилів відпадання, належать зсувні і схили зсувів-спливів. Зсувні процеси широко поширені в Українських Карпатах, зокрема у тектонічній зоні Кросно. У будові досліджуваної ділянки бере участь Турківська підзона зони Кросно, яка охоплює широкий відрізок верхнього басейну Чорної Тиси та Ясінську улоговину. У будові цієї території беруть участь переважно алевроліти та аргіліти олігоцену, для яких характерна тріщинуватість і виходи ґрунтових вод.

Крім типових зсувів часто трапляються зсуви-опливини, які розвиваються переважно на поверхні щільних водотривких порід. Процеси опливання захоплюють піщано-глинисті і глинисті делювіальні або дефлюкційні відклади незначної потужності (від 0,3–0,5 до 1,5–2 м). Таку ділянку описує Г. Ананьєв (1981) на лівому березі Чорної Тиси в околицях с. Чорна Тиса. Морфологічно вона приурочена до безлісної ділянки схилу крутістю 18–20° з блоками сповзаючого ґрунту в нижній частині. Довжина ділянки 100–120 м, ширина 30–40 м, висота зсувних блоків 0,5–0,75 м. Такі процеси на схилах найчастіше відбуваються після багатоденних зливових дощів.

*Соліфлюкція* (Anderson, 1906 (за Тимофєєвим, 1978)) від лат. *solum* – ґрунт і *fluere* – течія, як тече ґрунт. За майже 70 років виникало безліч термінів (понад сотню), проте утвердилося три об’єднавчих поняття: соліфлюкція для районів з багаторічно мерзлими ґрунтами (вічна мерзлота); повільна соліфлюкція для помірних широт; тропічна соліфлюкція для вологих тропічних широт (Тимофєєв, 1978).

Повільна соліфлюкція – рух маси ґрунту з в’язкою текучою консистенцією. Виникає тоді, коли насичені водою пухкі маси піщано-глинистого матеріалу не можуть зберігати ухил своєї поверхні. У помірних широтах з вологим кліматом повільна соліфлюкція найхарактерніша для перезвожених схилів, хоча у середньовисотних горах трапляються винятки.

В Українських Карпатах схили з повільною соліфлюкцією зосереджені переважно вище межі лісу. Періодичне замерзання і танення верхнього горизонту, насичення вологою від танення сніжників створюють тут сприятливі умови для процесів повільної соліфлюкції. У зоні лісів процеси повільної соліфлюкції, як і процеси площинного змиву, майже повністю призупинені, отож не беруть участі у перетворенні рельєфу схилів.

Типові соліфлюкційні схили зосереджені у привершинних частинах хребтів Свидівець, Апшинець, Урду-Флавантуч. Характерна ділянка таких схилів

описана на Свидівецькому хребті (Ананьєв, 1981). Особливістю цих схилів є наявність мікротерасованості і плям-“медальйонів”.

Різновидом схилів повільної соліфлюкції багато авторів вважає куруми – поверхні, які утворені скупченням брил розміром від десяти сантиметрів до кількох метрів у поперечнику. До них в Українських Карпатах зачисляють кам’яні розсипища, які в межах досліджуваної ділянки займають особливо великі площі на схилах хребта Братківської. Лінійно розміщені кам’яні розсипи називають кам’яними ріками. Швидкість руху кам’яних рік переважно 0,2–0,3 м/рік, однак за втручання людини швидкість руху зростає до 1,5 м/рік і більше.

*Дефлюкційні схили.* Дефлюкція – це повільне переміщення порід на схилах у формі спливаючого ґрунту, що містить різну кількість уламкового матеріалу або без нього (Тимофеев, 1978). На багатьох схилах, які мають постійний зімкнутий рослинний покрив, відсутні осипні, делювіальні та інші процеси, проте постійно та доволі повільно відбувається вікове переміщення кори вивітрювання. Механізм цього переміщення пов’язаний з коливанням температури й вологості. Ці чинники впливають на пластичність ґрунту, що також сприяє повільному переміщенню ґрунту вниз уздовж схилу. Цей вид руху називають *дефлюкцією* або *кріпом* (анг. *creep* – повзти, сповзати). Таке повільне зміщення кори вивітрювання глинистого або суглинкового складу може протікати зі швидкістю від 0,2 до 1,0 см, іноді кілька міліметрів за рік. Крутість схилів, на яких відбуваються дефлюкційні процеси, становить 10–35°.

Якщо за високого ступеня зволоження поверхневого шару швидкість руху зростає, то дефлюкційне зміщення може спричинити розрив дернового покриву. Таке сповзання нагадує в мініатюрі зсувний процес. Цей різновид дефлюкції називають *децерацією*. Певну роль під час децерації відіграє навантаження на ґрунт, зокрема випас худоби, внаслідок чого з’являються “коров’ячі стежки”.

На дефлюкційні схили у верхній частині басейну Чорної Тиси припадає близько 60 %. Незважаючи на незначні кількісні показники дефлюкційного процесу, який відбувається на великих площах, їхня роль у рельєфоутворенні доволі істотна. Рослинний покрив не створює перепон для масового руху уламкового матеріалу, оскільки зміщення відбувається нижче шару, укріпленого корінням дерев.

Стаціонарні дослідження дефлюкції у долині потоку Жигалівського (Ананьєв, 1981 та інші) виявили, що трапляються схилі відклади двох горизонтів, які відрізняються за формою залягання і мінералогічним складом, а також швидкістю переміщення.

*Селі.* Сель (від араб. *сайль* – бурхливий потік), сіль, мур – грязьовий або грязьо-кам’яний потік, який раптово виникає в руслах гірських річок і потоків за випадання зливових дощів і сніготанення у районах, де на схилах накопичена значна кількість продуктів вивітрювання.

Детальні вивчення селів в Українських Карпатах розпочали Ф. Оліферов 1962 р. (підсумкова монографія 2007), М. Айзенберг (1971), Г. Рудько (90-ті роки ХХ століття і двотисячні роки), науковці кафедри геоморфології МДУ з 60-х років ХХ століття (Ананьєв, 1981), працівники кафедри геоморфології Львівського університету (60–80-ті роки ХХ ст.).

Порівняно часті прояви як типових селів (грязе-кам’яного матеріалу до 50 % і більше), так і селевих паводків (грязе-кам’яного матеріалу менше 50 %)

відбуваються на північних і північно-східних схилах Свидівця та південних і південно-західних схилах Братківської. За складом селевої маси, відсотковим вмістом твердого матеріалу та його транспортувальними можливостями розрізняють грязе-кам'яні, водно-кам'яні та грязеві типи селевих потоків. Для Українських Карпат найприйнятнішими є терміни водно-кам'яні селі, селеві паводки. Для водно-кам'яних турбулентних потоків властивим є високий вміст наносів – 30–50 % від об'єму і більше, дрібнозему – не більше 10 %, ухил тальвегу від 0,10 і більше, об'ємна маса 1,15–1,55 г/см<sup>3</sup>. Селеві потоки, які також мають властивості турбулентного потоку і вміст твердого матеріалу 10–20 %, трапляються значно частіше (Рудько, Кравчук, 2002).

За сукупністю тектонічних, мінералогічних, геоморфологічних, гідрологічних та інших чинників і характером місць зародження селів Полонинсько-Чорногірські Карпати належать до найсприятливіших для селеформування регіонів Українських Карпат. Особливо активно селі формуються у смугах контакту геолого-геоморфологічних зон. Такі зони в межах досліджуваної ділянки низькогір'я (тонкоритмічний фліш Турківської підзони зони Кросно) – південна частина, а також хребтом Братківської (Горганські складки) і Турківська підзона зони Кросно – північна частина. Розділяє ці дві частини ділянки долина Чорної Тиси.

Пересічно помічені ухили русел зафіксованих селів на обох ділянках становлять від 0,12–0,15 до 0,18–0,25. Переважають селі середньої щільності (1 300–1 600 кг/м<sup>3</sup>), доволі часто у смугах контакту вони сягають 1 800–1 900 кг/м<sup>3</sup> (Рудько, Кравчук, 2002).

Працівники кафедри геоморфології Львівського університету упродовж 1965–1969 рр., 1988–1990 рр., 2002–2008 рр. на території Свидівецького гірського масиву виявили понад 100 селенебезпечних потоків. Зокрема, у межах досліджуваної ділянки до селенебезпечних зачислені верхні витoki Чорної Тиси: басейни Великого і Малого Ведмежицьких, Середнього, Апшинця, Станіслава, Свидівця та ін.

Упродовж 1988–1990 рр. працівники кафедри геоморфології при обстеженні басейну Свидівця, за незначним винятком, майже в усіх численних потоках зафіксували у різні роки типові селі та селеві потоки. У зв'язку з цим організували трирічні стаціонарні спостереження за селевими процесами.

У долинах багатьох приток Чорної Тиси трапляються реліктові форми рельєфу давніх селів. Наприклад, у долинах Великого і Малого Ведмежицьких, Нижній Меніліт відбувається поділ русел, які протікають поміж великими валами, складеними валунами із наповнювачем зі щебеню і суглинків. У Малому Ведмежицькому давні селеві форми представлені сходинками шириною 10–40 м і висотою до 5–15 м (Ананьєв, 1981).

У долині потоку Великого Ведмежицького селевий вал довжиною близько 1 км поділяє русло на два потоки. Аналогічну будову мають долини потоків Нижній Меніліт, Малий Відлиг, де давньоселеві відклади представлені великими слабо обробленими валунами до 3–4 м в діаметрі. Іноді селеві конуси виносу відкладаються на поверхні річкових терас, збільшуючи їхню висоту. Приклад: 26-метрова тераса в гирлі потоку Великий Ведмежицький (Ананьєв, 1981).

*Нивальні процеси.* Нивацією (ерозія сніжників) називають процес, зв'язаний з впливом сніжників на своє ложе і прилеглу територію шляхом збільшення



коливань добових температур близько  $0^{\circ}$  і зволоження при цьому гірських порід талими сніговими водами. Часто коливання температури біля точки замерзання води сприяють почерговому промерзанню та відтаненню порід й посиленню морозного вивітрювання. Періодичне надходження талих вод зі сніжників полегшує видалення продуктів руйнування порід талими водами і сприяє місцевому пониженню рельєфу. З нівацією пов'язане утворення селевих ніш, карів, цирків.

Стаціонарні дослідження сніжників на Свидівці здійснювали науковці Московського університету (Ананьєв, 1981). Встановлені термографи у різних точках сніжників, зокрема і поблизу їхніх країв, засвідчили, що часті переходи температури через  $0^{\circ}$  фактично не спостерігаються. Мерзлий ґрунт під сніжниками залягає у вигляді "подушки", розміри якої перевищують розміри сніжника, отож різких контрастів температур не спостерігається. Значно більшу роль відіграють процеси зволоження ґрунту по периферії сніжника талими водами, які призводять щебенисто-суглинисті ґрунти до в'язкої (іноді – рідкотекучої) консистенції. Це зумовлює різку активізацію процесів повільної соліфлюкції на краях сніжників.

*Площинний (аккумулятивний) змив* різної інтенсивності розповсюджений на 85–90 % досліджуваної ділянки. З-поміж загальних чинників, що впливають на інтенсивність площинного змиву, варто відзначити такі: форма, крутість, довжина, експозиція схилів та склад порід, що беруть участь в його будові, характер і стан ґрунтів у різні пори року, стан рослинного покриву, характер атмосферних опадів, інтенсивність весняного сніготанення, господарська діяльність та інше.

Оскільки делювіальний змив різної інтенсивності поширений майже на всіх генетичних категоріях схилів, тут є багато їхніх змішаних типів: делювіально-соліфлюкційні, делювіально-дефлюкційні, делювіально-зсувні. Делювіально-дефлюкційні схили поширені у привершинній частині Свидівецького масиву – від смуги сніжників до долини Чорної Тиси та її приток. На делювіально-зсувні схили найбільша площа припадає в Ясінянській улоговині та прилеглих ділянках, у будові яких домінують відклади кросненської серії.

*Лінійна ерозія.* Лінійна ерозія пов'язана з підмиванням і розмиванням берегів ріками від найнижчого до найвищого порядків. Її спостерігають на усіх морфологічних ярусах, а найактивніша вона у нижньому з абсолютними висотами 500–900 м. Руйнування поверхонь нешироких низьких терас відбувається у вузьких V-подібних долинах Тиси та її приток. Найінтенсивніше підмивання та руйнування берегів відбувається у час весняних повеней, літніх та осінніх паводків. Для усіх карпатських рік зафіксовано активізацію цих процесів у роки надмірного зволоження.

У межах досліджуваної ділянки доволі чітко проявляється показник вертикального розчленування. Здебільшого хребти і масиви мають відносні висоти, що перевищують 1 000 м. Поміж них Трояска і Догяска мають відносні висоти над руслом Тиси 1 154 м, Котел – 1 162 м, Стіг – 1 096 м, Близниця – 1 273 м. Перший український геоморфолог С. Рудницький, посилаючись на відомих австрійських та німецьких дослідників, зазначив, що для помірних широт гори з вертикальним розчленуванням 1 000 м і вище потрібно зачислювати до високогірних.

Доволі високий рівень горизонтального розчленування (4–6 км/км<sup>2</sup>). За умови катастрофічних паводків, коли за 2–3 дні випадає кількамісячна норма опадів, Тиса виносить величезну масу уламкового матеріалу, розмиває заплаву і низьку терасу, руйнує дороги і споруди. Значна кількість її приток стає селенебезпечними, на схилах активізуються зсуви. Помітні сліди у рельєфі долини Тиси залишилися з часів паводків 1969 і 1970 років. Руслом перекочувалися валуни діаметром від 40 до 60–70 см. Береги зруйнувалися на відріжку 9 км, на чотирьох відрізках повністю розмило дорогу. На розширеній ділянці нижче гирла потоку Середнього накопичилася величезна маса уламкового матеріалу, що дещо змінило напрям русла Тиси.

Яркові розмиви трапляються на усіх висотних ярусах. Вище верхньої межі лісу, після зливових дощів на полонинах, утворюються численні водорії, борозни шириною 1–2 м і глибиною врізу 0,2–1 м, які згодом переростають у яри. Такі розмиви характерні для схилів хребтів Свидівця, Апшинця, Урду-Флавангуча. Переважають схилові яри глибиною врізу 2–3 м. У смузі поширення дрібноритмічного флішу Турківської підзони, окрім схилових, здебільшого трапляються берегові яри. У цій підзоні частіше знаходяться діючі яри переважно V-подібного профілю. Ширина їхня коливається в межах 2,5–6,5 м, глибина – 1,5–3,5 м. На схилах часто знаходяться давніші яри, схили яких укріплені деревами і кущами. Місцеве населення називає їх *зворами*, як і долини невеличких потічків.

У долині Чорної Тиси і більшості її приток поглиблюються у верхніх частинах ті русла, які мають V-подібну форму. У середній і нижній частинах схилів долини потоків набувають корито- та трапечеподібну форму. Тут домінує бокова ерозія. Здебільшого у басейнах гірських рік Українських Карпат руйнівна бокова руслова ерозія на декілька порядків перевищує глибинну.

Найпомітнішими еоловими явищами Українських Карпат є *вітровали* та *буреломи*, які сприяють інтенсивним проявам площинного змиву, лінійного розмиву, зсувним та обвальнo-осипним процесам, проходженню селів, що завдають значних матеріальних збитків. Вітровальні явища в межах обстежуваної ділянки найчастіші в зоні Кросно – гірські хребти з доволі потужною товщею зволоженого глинистого делювію на схилах переважно є менш стійкими. Окрім того, ці ділянки розташовані між найвищими масивами (Свидівець і Братківський). Усе це разом із глинистими водозборами спричиняє виникнення потужних орографічних вітрів і завихрення повітряних потоків.

**Обговорення результатів.** Серед чинників, які, ймовірно, зазнають впливу з боку планової господарської діяльності на стан геологічного середовища та геоморфосферу, слід відзначити деякі загальні закономірності, які впливають на їхню інтенсивність:

- 1) активізація усіх схилових процесів підпорядкована закономірностям геолого-геоморфологічного і кліматичного порядку;
- 2) поміж геоморфологічними екзогенними процесами існує взаємна обумовленість – “ланцюгова реакція” (у зв’язку з цим необхідно враховувати увесь комплекс стихійних явищ, які проявляються на цій території);
- 3) усім процесам (явищам) властива періодична активізація, зумовлена гідрометеорологічними умовами, насамперед надмірним зволоженням;

- 4) упродовж останнього десятиліття зростає інтенсивність (повторюваність) геолого-геоморфологічних явищ у Карпатах, причому серед чинників, які спричиняють ці явища, окрім геолого-геоморфологічних і гідрокліматичних, значна роль належить антропогенному.

До процесів, які можуть зазнати впливу планової господарської діяльності, зачисляють усі схилі процеси: площинного змиву, лінійного розмиву, обвальні, осипні, дефлюкційні, повільної соліфлюкції, зсувні, відпадання, а також селеві потоки, лавини та буреломно-вітровальні явища.

З-поміж різноманітних типів експертизи найдоцільніше для цієї території була б еколого-географічна, яка переважно стосується рекреаційних зон і природоохоронних територій. Важливе значення під час проведення експертизи належить геолого-геоморфологічній будові. Ці два чинники протягом історичного часу практично не змінювалися, отож їхній аналіз під час характеристики сучасних інженерно-геологічних та інженерно-геоморфологічних процесів легше передбачити. Складніша ситуація з кліматичними чинниками – спрогнозувати потужні зливи чи надзвичайної сили вітри практично неможливо, хоча відомо, до яких сезонних періодів вони приурочені. Прогнозування неможливо забезпечити без наявності картографічного матеріалу: тектонічних, геологічних, геоморфологічних карт і карти сучасних екзодинамічних процесів.

Розрізняють такі види прогнозування з обов'язковим використанням картографічного матеріалу: 1) прогноз у часі; 2) прогноз у просторі по вертикалі та горизонталі; 3) просторово-часовий прогноз (Основы эколого-географической экспертизы, 1992).

*Прогноз у часі* найтипівіший під час дослідження кліматично-метеорологічних явищ, більшості динамічних явищ, зокрема ерозії та акумуляції, сучасної тектонічної активності.

*Прогноз по вертикалі* особливо стосується гірських територій – на різних висотних ярусах природні явища відбуваються по-різному. Кожному ярусу, окрім геолого-геоморфологічної будови, властивий власний набір морфодинамічних процесів. *Просторово-часовий прогноз* – це синтетичний вид прогнозування. Він дає змогу передбачити розвиток та еволюцію явища у прогнозованому просторі.

У системі “природа–відпочинок–людина” вирізняють декілька типів проблемних ситуацій. Назвемо найпоширеніші: 1) виснаження природних рекреаційних ресурсів у результаті господарської діяльності людини; 2) виснаження природних рекреаційних ресурсів у результаті власне рекреаційної діяльності; 3) виснаження природоохоронного фонду (генфонд, еталонні екосистеми, унікальні природні об'єкти); 4) збіднення рекреаційного потенціалу окремих регіонів з уведенням режиму суворої охорони (Основы эколого-географической экспертизы, 1992; Рудько, Кравчук, 2002).

**Висновки.** Для створення прогнозів усіх видів обов'язковою умовою є здійснення моніторингу довкілля. Моніторинг довкілля – це система оперативного контролю за навколишнім середовищем чи окремими його компонентами. Передусім ця система дає змогу виявити антропогенні зміни довкілля на тлі природних коливань. Моніторинг передбачає спостереження за станом об'єктів, їхній розвиток у часі та просторі й розробку системи заходів з

управлінням ними (наприклад, з практичного використання сприятливих чинників довкілля або для запобігання негативних явищ).

До сучасних екзогенних морфодинамічних процесів, які можуть зазнати впливу планової господарської діяльності, зачисляють усі схилі процеси: площинного змиву, лінійного розмиву, дефлюкційні, повільної соліфлюкції, обвальні, осипні, зсувні, відпадання, селеві, нівальні (ерозія сніжників), лавини, а також буреломно-вітровальні явища. Процеси площинної та лінійної ерозії, дефлюкційні трапляються в усіх висотних ярусах. Процеси повільної соліфлюкції і нівальні – вище межі лісу. Гравітаційні процеси, селеві, лавинні, буреломно-вітровальні явища – в усіх трьох висотних ярусах.

Окрім того, досліджувана ділянка розміщена в доволі активній сейсмічній зоні (5–6 балів), що також активізує схилі екзогенні процеси.

Для досліджуваної ділянки важливим є нагляд за процесами площинного змиву, явищами дефлюкції, повільної соліфлюкції, обвальні-осипними на різних типологічних формах рельєфу. Тут необхідно закласти дослідні майданчики, а найточніші показники змін на усіх гіпсометричних рівнях можна отримати за допомогою запуску дронів.

На основі багаторічних спостережень за розвитком рельєфу Українських Карпат та веденням господарської діяльності зауважуємо, що необхідно категорично заборонити наземне трелювання деревини. Адаже будівництво, створення лижних спусків та інші дії вимагають вирубки дерев. На схилах Свидівецького масиву і хребта Братківської, а також у межах низькогірного типу рельєфу – басейн р. Довжини, Ясінянської улоговини – це сприятиме інтенсифікації усіх схиліх процесів. У такому випадку найкращим способом трелювання є повітряний.

Плануючи створення комплексу “Свидівець”, слід застосувати геоecологічні принципи проектування (комплексні, регіональні, ландшафтні підходи). Геоecологічні підходи – це вказівки, які орієнтують проектні організації, проектувальника на спосіб дії, що забезпечить найраціональніше та найбезпечніше використання природних ресурсів, збереження та ушляхетнення людського довкілля.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Айзенберг М. Гранулометрический состав селевых отложений на реках Украинских Карпат / М. Айзенберг, М. Вольфцун // Труды УкрНИГМИ. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1971. – Вып.107. – С. 133–138.
- Ананьев Г. Геоморфология осевой зоны Восточных Карпат / Г. Ананьев. – Москва : Изд-во Москов. ун-та, 1981. – 229 с.
- Говард А. Геология и охрана окружающей среды / А. Д. Говард, И. Ремсон. Пер. с англ. Л. Г. Чирковой и Л. А. Рейхерта ; под ред. Ю. К. Буркова. – Ленинград : Недра, 1982. – 583 с.
- Гофштейн И. Неотектоника Карпат / И. Гофштейн. – Киев : Изд-во АН УССР, 1964. – 183 с.
- Гофштейн И. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Гофштейн. – Киев : Наук. думка, 1995. – 84 с.
- Дедков А. Поверхности снижения и формирование ярусности рельефа / А.

- Дедков, Г. Бутаков, Ю. Бабанов // Развитие склонов и выравнивания рельефа. – Казань : Изд-во Казанского ун-та, 1974. – С. 3–37.
- Иванов Б. Следы оледенения Украинских Карпат / Б. Иванов // Наукові записки Чернівецького ун-ту. Сер. геолог.-географ. – 1950. – Вип. 2. Т. VIII. – С. 49–74.
- Кравчук Я. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Серія “Рельєф України” / Я. Кравчук. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2008. – 187 с.
- 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 : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2008. – С. 85–91.
- 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 : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – С. 41–52.
- Кравчук Я. Морфоструктурно-морфоскульптурний аналіз рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2017. – Вип. 01 (07). – С. 26–49.
- Олиферов А. Селевые потоки в Крыму и Карпатах / А. Олиферов. – Симферополь : Доля, 2007. – 176 с.
- Основы эколого-географической экспертизы / Под ред. К. Дьяконова и Т. Звонковой – Москва : Изд-во Московского ун-та, 1992. – 236 с.
- Рудницький С. Знадоби до морфології Карпатського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб. матем.-природ. секції НТШ. – 1905. – Т. 10. – 85 с.
- Рудницький С. Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі : у 2 ч. / С. Рудницький. – Ужгород : Просвіта. – 1925. – Ч. 1. – 102 с.; 1927. – Ч. 2. – 64 с.
- Рудько Г. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України / Г. Рудько, Я. Кравчук. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2002. – 171 с.
- Сливка Р. Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат / Р. О. Сливка. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2001. – 151 с.
- 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.
- Стадницький Д. Г. Сучасні геоморфологічні процеси і рекомендації по боротьбі з ними в лісах Українських Карпат (на прикладі Свидівського лісництва) / Д. Г. Стадницький, Я. С. Кравчук, О. І. Болух, В. І. Чалик, І. В. Дитятьєва, О. В. Дуткевич, Я. М. Гунько // Фізична географія та геоморфологія. Вип. 5. Ландшафти України та методи їх досліджень. – Київ : Видавництво Київського університету, 1971. – С. 145–153.
- Тимофеев Д. Терминология денудации и склонов / Д. Тимофеев // Материалы по геоморфологической терминологии. – Москва : Наука, 1978. – С. 41, С. 155.
- Цись П. Про давнє зледеніння Карпат / П. М. Цись // Допов. і повідом. Львів. ун-ту. – 1955. – Вип. 6. (Ч. 2).
- Цись П. Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат /

- П. М. Цись // Геол. сб. Львов : Изд-во ЛГУ, 1957. – Вып. 4. – С. 313–330.
- Цись П. Деякі особливості вертикальної морфологічної зональності Українських Карпат / П. М. Цись // Природні умови та природні ресурси Українських Карпат : Респ. міжвуз. зб. АН УРСР. – Київ : Наукова думка, 1968. – С. 13–129.
- Klimaszewski M. Rzeźba Tatr Polskich // Państwowe Wydaw. Naukowe. – Warszawa, 1988. – 668 s.
- Mazur E. Žilinska kotlina a priláhle pohoria. – Bratislava : Vid. SAV, 1963. – 213 s.
- Romer E. Epoka Lodowa na Swidowcu. AUm. – Kraków, 1906. – 71 s.
- Romer E. Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich // Kosmos. 1909. – № 34 (7–9). – S. 22–27.
- Swiderski B. Geomorfologia Czarnogory. Warszawa : Wyd. Kasy im. Mianowskiego Instytutu popierania nauki, 1937. – 103 s.

#### REFERENCES

- Eisenberg M., Wolftsun M. (1971). *Granulometricheskiy sostav selevykh otlozheniy na rekah Ukrainskih Karpat* [The granulometric structure of mudflow deposits on the rivers of Ukrainian Carpathians]. In *Trudy UkrNIGMI*. Leningrad: Hidrometeoizdat. 107: 133-138. (In Russian)
- Ananyev G. (1981). *Geomorfologiya osevoj zony Wostochnyh Karpat*. [Geomorphology of the axial zone of the Eastern Carpathians]. Moskva: Izd. Moskov. universiteta. 229 c. (In Russian)
- Howard A. D., Ramson I. (1982). *Geologiya i ohrana okruzayushchej sredy* [Geology in environmental planning] / Translation from English L. G. Chirkova and L. A. Reichert; edit. by Yu. K. Burkov. Leningrad: Nedra. 583 p. (In Russian)
- Hofshtein I. (1964). *Neotektonika Karpat*. [Neotectonics of the Carpathians]. Kyiv: Izd-vo AN USSR. 183 p. (In Russian)
- Hofshtein I. (1995). *Geomorfologicheskij ocherk Ukrainskih Karpat*. [Geomorphological sketch of the Ukrainian Carpathians]. Kyiv: Naukova dumka. 84 p. (In Russian)
- Dedkov A., Butakov G., Babanov Yu. (1974). Poverhnosti snizheniya i formirovaniya yarusnosti reliefa. [Lowering surfaces and the formation of the topography of the relief]. In *Razvitiye sklonov i vyravnivaniye reliefa*. (p. 3–37). Kazan': Izd. Kazanskogo universiteta. (In Russian)
- Ivanov B. (1950). Sledy oledeneniya Ukrainskih Karpat. [Traces of glaciation of the Ukrainian Carpathians]. In *Naukovi zapysky Chernivetskogo universytetu. Seriya geology.-geograf.*, 2, VIII. p. 49–74. (In Russian)
- Kravchuk Ya. (2008). *Geomorfologiya Polonynsko-Chornohirskih Karpat*. [Geomorphology of the Polonynian-Chornohorian Ridge of Carpathian Mountains]. Seriya “Relief Ukrainy”. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv. 187 p. (In Ukrainian)
- Kravchuk Ya. (2008). Formuvannia richkovykh dolyn pivdenno-zahidnykh makroshyliv Ukrainskih Karpat. [Formation of river valleys of the southwestern slopes of the Ukrainian Carpathians]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafiy Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv. p. 85–91. (In Ukrainian)
- Kravchuk Ya. (2012). Poverhni vyrivniuvannia v Ukrainskih Karpatah:

- zakonomirnosti poshyrennia, mahanizmy formuvannia, koreliaciya za genezysom i vikom. [Surface alignment in the Ukrainian Carpathians: distribution patterns, formation mechanisms, correlation by genesis and age]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv. p. 41–52. (In Ukrainian)
- Kravchuk Ya. (2017). Morfostrukturno-morfoskulpturnyi analiz reliefu Vododilno-Verhovynsliih Karpat. [Morphostructural-morphosculptural analysis of the relief of the Vododilno-Verkhovynian Carpathians]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv: VC Ivan Franko National University of Lviv. 26–49. (In Ukrainian)
- Oliferov A. (2007). *Selevyje potoki v Krymu i Karpatah*. [Mudflows in the Crimea and the Carpathians]. Simferopol: Dolia. 176 p. (In Russian)
- Osnovy ekologo-geograficheskoy ekspertizy* (1992). [Basics of Ecological and Geographic Expertise]. Ed. K. Dyakonova and T. Zvonkova. Moskva: Izd. Moskovskogo universiteta. 236 p. (In Russian)
- Rudnytskyi S. (1905). Znadoby do morfologiyi Karpatskogo stochyshcha Dnistra. [Knowledge of the morphology of the Dniester Carpathian basin]. In *Zb. Matem.-pyrod.-lik. Sekciyi NTSh*, X. 85 p. (In Ukrainian)
- Rudnytskyi, S. (Past I. – 1925.; Past 2. – 1927). *Osnovy morfologiyi u geologiyi Pidkarpatskoyi Rusy i Zakarpattia vzagali* [Fundamentals of morphology and geology of Subcarpathian Rus and Zakarpattia in general]. U 2-ch chastynah. Uzhorod: Prosvita, Past I, 102; Past 2, 64. (In Polish)
- Rud'ko G., Kravchuk Ya. (2002). *Ingenerno-geomorfologichnyj analiz Karpatskogo regionu Ukrainy*. [Engineering-geomorphology analysis of the Carpathian region of Ukraine]. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv. 171 p. (In Ukrainian)
- Slyvka R. O. (2001). *Geomorfologiya Vododilno-Verhovynsliih Karpat*. [Geomorphology of the Vododilno-Verkhovynian Carpathians] Lviv: Ivan Franko National University of Lviv. 151 p. (In Ukrainian)
- Spiridonov A. I. (1952). Denudacionnyje i akumuliativnyje povierhnosti juznogo sklona Ukrainskihih Karpat. [Denudation and accumulative surfaces of the southern slope of the Ukrainian Carpathians]. In *Biul. MOIP. Otd. Geol.*, 27. 1: 12–20. (In Russian)
- Stadnitsky D. S., Kravchuk Y.S., Bolyukh O. I., Chalyk V. I., Dityatyeva I. V., Dutkevich O. V., Hunko Y. M. (1971). Suchasni heomorfolohichni protsesy i rekomendatsii po borotbi z nymy v lisakh Ukrainskykh Karpat (na prykladi Svydivetskoho lisnytstva). [Current geomorphological processes and recommendations for the struggle against them in the Ukrainian Carpathian's forest]. In *Fizychna geografiya ta geomorfologiya*, 5. Landshafty Ukrainy ta metody ich doslidzen. Kyiv: Vydavnytstvo Kyivskogo universytetu: 145–153. (In Ukrainian)
- Timofeyev D. (1978). Terminologia denudacii i sklonov. In *Materialy po geomorfologicheskoy terminologii*. [Denudation and slope terminology]. Moskva: Nauka. p. 41, p. 155. (In Russian)
- Tsys' P. M. (1955). Pro dawnie zledeninnia Karpat. [About the ancient icing of the Carpathians]. In *Dopov. i povidoml. Lviv. Universytetu*, 6, 2. (In Ukrainian)
- Tsys' P. M. (1957). Poloninskiy penepelen i denudacionnyje urovni Sovetskihih Karpat. [Poloninsky penepelen and denudation levels of the Soviet Carpathians]. In *Geol.*

- sbornik*. Lvov: Izd. LGU. 4: 313–330. (In Russian)
- Tsys' P. M. (1968). Dejaki osoblyvosti vertykalnoji morfologichnoji zonalnosti Ukrainskich Karpat. [Some features of the vertical morphological zonation of the Ukrainian Carpathians]. In *Pryrodni umovy ta pryrodni resursy Ukrainskich Karpat* (p. 13–129). Resp. mizhvuz. zb. AN URSR. Kyiv: Naukova dumka. (In Ukrainian)
- Klimaszewski M. (1988). *Rzeźba Tatr Polskich*. Warszawa: Państwowe Wydaw. Naukowe. 668 s. (In Polish)
- Mazur E. (1963). Žilinska kotlina a priláhle pohoria. In *Vid.SAV.* . Bratislava. 213 s. (In Slovakia)
- Romer E. (1906). *Epoka Lodowa na Swidowcu*. Kraków: AUm. 71 s. (In Polish)
- Romer E. (1909). Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. *Kosmos*, 34 (7–9): 22–27. (In Polish)
- Swiderski B. (1937). *Geomorfologia Czarnogory*. Warszawa: Wyd. Kasy im. Mianowskiego. Instytutu popierania nauki. 103 s. (In Polish)