

Міністерство освіти і науки України  
Львівський національний університет  
імені Івана Франка  
Географічний факультет  
Кафедра геоморфології і палеогеографії

**ПРОБЛЕМИ  
ГЕОМОРФОЛОГІЇ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ  
УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ  
І ПРИЛЕГЛИХ ТЕРИТОРІЙ**

Збірник наукових праць  
(присвячений 90-річчю від дня народження  
засновника кафедри геоморфології і палеогеографії  
професора Петра Цися)

Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка  
Львів 2004

УДК 551.4:551.435.4:551.435.11:551.8

**Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій:** Збірник наукових праць (присвячений 90-річчю від дня народження засновника кафедри геоморфології і палеогеографії професора Петра Цися). – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 329 с.

У збірник включені статті з проблем геоморфології та палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій.

**Редакційна колегія:** доц. Я. Хомин (голова), проф. А. Богуцький, проф. Ю. Бортник, проф. Ю. Войтанович, доц. Горішний (секретар), проф. І. Ковальчук, проф. Я. Кравчук (заступник голови), проф. М. Ланчонт, проф. Л. Лінднер, проф. Т. Мадейська, проф. В. Палієнко, проф. В. Стецюк, проф. Р. Хлебівський.

За зміст і літературну редакцію статей відповідають автори.

Рекомендовано до друку Вченою Радою географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка

ISBN 966-613-340-7

© Львівський національний університет  
імені Івана Франка, 2004

УДК 551.4

**КАФЕДРА ГЕОМОРФОЛОГІЇ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ  
ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ  
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА (1950-2004)**

**Ярослав Кравчук**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

**Кафедра геоморфології** (з 2000 р. – “Геоморфології і палеогеографії”) створена у 1950 р. Петром Миколайовичем Цисем (доктор географічних наук і професор з 1954 року). Вихованець харківської географічної школи, учень проф. М. Дмитрієва, П. Цися багато зробив для відновлення престижу львівської школи геоморфологів у 50-60 -ті роки ХХ століття. Керував кафедрою до березня 1971 р. Завідувачами кафедри після цього були: Лена Скварчевська (1971-76), Ярослав Кравчук (1976-87 і з 1990), Іван Ковальчук (1987-90).

Детальне вивчення рельєфу західного регіону України розпочалося з другої половини ХІХ століття, і особливо активно після створення у 1883 р. Інституту географії у Львівському університеті. Керівники Інституту різних років (А. Реман - 1883-1910, Е. Ромер – 1911-33, А. Ціргофер - 1933-39, Ю. Полянський – 1939-41) – географи широкого профілю сприяли проведенню геоморфологічних досліджень, часто самі їх проводили, а також виховували молодих науковців – географів – геоморфологів. Серед дослідників цього періоду варто згадати Григорія Величка – першого доктора географії серед українців, який у 1889 р. захистив дисертацію на тему “Пластика українсько-польських земель з особливою увагою до Карпат”. Заслугою Г. Величка є спроба першого природно-географічного поділу Карпат, де він вперше використав термін “бескид” для позначення певного типу гір. З цим періодом

становлення географії і геоморфології у Львівському університеті пов'язані перші наукові праці відомого українського географа, академіка Степана Рудницького. Його геоморфологічні роботи, завдяки яким він здобув широке визнання, друкуються у збірнику НТШ. Це “Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра” (1905), “Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра” (1907), і “Знадоби до морфології подільського сточища Дністра” (1913), а також “Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі” (1925). Наукові висновки С.Рудницького стосовно існування поверхні вирівнювання у Бескидах і відсутність її у Горганах, інший характер формування річкових долин у цих регіонах, виділення кількох денудаційно-аккумулятивних поверхонь у Закарпатті на різних гіпсометричних рівнях, висновки з проблем зледеніння Сянсько-Дністерського межиріччя та інші – актуальні і сьогодні.

Праці Е.Ромера також сприяли інтенсивному комплексному геоморфологічному вивченню регіонів Карпат і Поділля. Серед його наукових доробків варто відзначити: детальний морфологічно-структурний аналіз гірських груп Східних Карпат (1909); розробку генетично-хронологічного підходу для вивчення долини Дністра, зокрема встановлення генезису меандр Дністра і віку рельєфу Поділля (1906); вирішення кількох проблем пов'язаних із зледенінням Карпат (на прикладі Свидівця і Сянсько-Дністерського межиріччя (1906, 1907), а також висунення оригінальної теорії “Татранської льодовикової епохи” з відмінним від альпійської перебігом зледеніння (1924) та ін. Активно працювали в цей період учні і співпрацівники Е.Ромера. Зокрема С.Павловський вирішував проблеми походження карпатських річкових долин (1921, 1923), А.Ціргофер – питання палеоморфології Поділля (1927), Ю.Чижевський – генезу долини Дністра (1928) і

геоморфологічної регіоналізації Передкарпаття (1934), Г.Тейсейр – проблеми вершинної поверхні Карпат (1928) і поверхонь вирівнювання Передкарпаття (1933), А.Маліцький – гіпсового карсту Покуття (1938), С.Кульчицький (1935, 1936) і А.Ян (1937) – проблеми генези і віку рельєфу північного краю Поділля та ін.

У 1939 році керівником Інституту географії у Львівському університеті став Юрій Полянський, який на цей час був відомий у наукових колах як геоморфолог, геолог, археолог, зокрема своєю працею “Подільські етюди, тераси і морфологія Галицького Поділля над Дністром” (1929).

Таким чином, у сорокові повоєнні роки, коли до Львівського університету прибуло багато фахівців із східної України, а також Росії (серед них геоморфолог Петро Цись), на територію західних регіонів України був накопичений значний літературний і фондний матеріал з питань морфології, генезису і віку рельєфу. Це дало підстави П.Цисю розпочати роботу з організації кафедри геоморфології. Цьому сприяла також потреба у фахівцях географів-геоморфологах, викликана насамперед, проведенням державного великомасштабного (масштаб 1:50000) геологічного та геоморфологічного картографування, створенням численних науково-дослідних і проектних інститутів, де необхідні були фахівці з інженерної геології та геоморфології.

З перших років функціонування кафедра готувала фахівців кваліфікації “географ-геоморфолог”. У першій половині 60-х років, а також з кінця 80-х до 1998 року на кафедрі функціонували виробниче і педагогічне відділення. Для випускників педагогічного відділення присвоювали кваліфікацію – “Географ-геоморфолог. Викладач”. З другої половини 60-х і до середини 90-х років кафедра готувала фахівців із спеціалізації “Геоморфологія”. Із середини 90-х – кафедра готує фахівців із спеціальності “Геоморфологія і

палеогеографія”, після цього знову спеціалізація “Геоморфологія і палеогеографія” спеціальності “Географія”. З 2003р. кафедра готує фахівців із двох спеціалізацій “Геоморфологія” і “Палеогеографія плейстоцену”. У відповідності з навчальними планами фахівцям-спеціалістам присвоюється кваліфікація “Географ-геоморфолог” або “Палеогеограф” і відповідно друга кваліфікація “Викладач географії, основ економіки і екології”. Крім того, по цих же спеціалізаціях готуються магістри.

За навчальними планами для бакалаврів на професійно-орієнтовані дисципліни і дисципліни спеціалізацій припадає до 72% аудиторних годин (2834 год.), фундаментальні – 8% (300 год.), гуманітарні та соціально-економічні – 20% (1792 год.). Майже стільки ж годин виділяється на самостійну роботу студентів. Для спеціалістів навчальними планами виділено 486 аудиторних годин, для магістрів – 540 годин. Після закінчення першого і другого курсів студенти проходять шеститижневі навчальні практики. На першому курсі – топографічну, геологічну і ґрунтовий розділи комплексної географічної, а також зональну загальногеографічну. На другому курсі – комплексну географічну (геоморфологічний, мікрокліматичний, гідрологічний, геоботанічний, екологічний, ландшафтознавчий, економікогеографічний і гірський розділи). На третьому курсі – виробнича практика із спеціалізації (шість тижнів), на четвертому – переддипломна і передмагістерська, а також педагогічна практики, на п'ятому – педагогічна для спеціалістів і асистентська для магістрів.

Навчальні і виробничі практики студенти проходять на навчально-наукових стаціонарах: Дністерському географічному (сmt Єзупіль Івано-Франківської області), Чорногірському географічному (сmt. Ворохта Івано-Франківської області), Шацькому біолого-географічному (сmt Шацьк Волинської області).

Кафедра забезпечує викладання нормативних курсів для всіх спеціальностей і спеціалізацій географічного профілю. Серед них варто відзначити такі курси: “Загальна геоморфологія” (проф. Я. Кравчук), “Загальна та історична геологія” (проф. А.Богуцький), “Палеогеографія” (доц. М.Іваник), “Аерокосмічні методи географічних досліджень” (доц. Г.Чупило), “Географічні основи природоохоронної справи” (доц. В.Брусак).

Для спеціальностей “Менеджмент організацій” і “Екологія та охорона довкілля” читається курс “Геоморфологія з основами геології” (проф. А.Богуцький).

У переліку спецкурсів для обох спеціалізацій (“Геоморфологія” і “Палеогеографія плейстоцену”) перевага надається таким групам: теоретико-методичним, галузевих розділів геоморфології і палеогеографії, загально науковим і регіональним.

До першої групи спецкурсів відносяться: “Методи геоморфологічних досліджень” (доц. Г.Чупило), “Геоморфологічне картографування” (проф. Я.Кравчук), “Геоморфологічне дешифрування аерофото- і космічних знімків” (доц. Г.Чупило), “Математичні методи в геоморфології і палеогеографії” (доц. Я.Хомин), “Картографічні методи в геоморфології і палеогеографії” (доц. Я.Хомин), “Літологічні методи палеогеографічних реконструкцій” (доц. Р.Дмитрук, доц. А.Яцишин), “Палеонтологічні методи палеогеографічних досліджень” (доц. Р.Дмитрук), “Методи абсолютного датування четвертинних відкладів” (доц. А.Яцишин), “Археологічні методи в палеогеографії” (проф. А.Богуцький), “Комп’ютерне картографування в геоморфології” (доц. Г.Чупило), “Комп’ютерні технології в геоморфології і палеогеографії” (доц. П.Горішний), “Морфологічний аналіз” (доц. П.Горішний).

Серед другої групи спецкурсів варто відзначити такі:



“Структурна геоморфологія” (доц. П.Горішний, доц. Р.Гнатюк), “Динамічна геоморфологія” (доц. І.Сіренко), “Палеогеоморфологія” (доц. М.Іваник), “Інженерна геоморфологія” (доц. П.Горішний), “Екологічна геоморфологія” (доц. Г.Чупило), “Пошукова геоморфологія” (доц. М.Іваник), “Меліоративна геоморфологія” (доц. Н.Карпенко), “Флювіальна геоморфологія” (доц. Р.Гнатюк), “Антропогенна геоморфологія” (доц. О.Колтун), “Кліматична геоморфологія” (доц. Р.Гнатюк), “Геоморфологія міст” (доц. О.Колтун).

В групі загально наукових і регіональних спецкурсів є: “Вступ до спеціалізацій” (проф. А.Богуцький, доц. О.Колтун), “Геоморфологічна термінологія” (асист. Ю.Зінько), “Геоморфологія материків і океанів” (доц. Я.Хомин), “Рельєф морських і озерних узбережжів” (доц. Н.Карпенко), “Неотектоніка” (доц. М.Іваник), “Геоморфологія України” (проф. Я.Кравчук), “Заповідна справа” (доц. В.Брусак), “Палеогеографія плейстоцену” (проф. А.Богуцький), “Ерозіознавство” (доц. П.Горішний), “Основи седиментології” (проф. А.Богуцький, доц. А.Яцишин), “Основні проблеми геоморфології і палеогеографії” (проф. А.Богуцький, доц. Р.Гнатюк), “Основи малакології плейстоцену” (доц. Р.Дмитрук), “Палеоклімати” (доц. О.Колтун), “Інженерно-геоморфологічне прогнозування” (доц. В.Брусак, доц. П.Горішний), “Еволюція наукових концепцій у геоморфології і палеогеографії” (доц. А.Яцишин, доц. Р.Дмитрук), “Палеогеографія і довгостроковий географічний прогноз” (доц. В.Брусак).

Основними напрямками геоморфологічних досліджень кафедри у 50 – 70-і роки були: 1) історико-морфогенетичне вивчення окремих форм і типів рельєфу, проведення геоморфологічної регіоналізації і складання відповідних карт; 2) структурно-геоморфологічні дослідження; 3)

морфодинамічні дослідження, зокрема вивчення закономірностей поширення і розвитку сучасних геоморфологічних процесів.

П.Цисем була складена схема геоморфологічного районування західних областей України, виділені основні етапи розвитку рельєфу Українських Карпат, проведено перший морфоструктурний аналіз Українських Карпат і Волино-Поділля.

Проф. П.Цись захистив докторську дисертацію (1954) з проблем геоморфології Українських Карпат. З окремих регіонів Українських Карпат були підготовлені кандидатські дисертації учнями проф. П.Циса: Л.Скварчевською (Геоморфологія долин рік Стрия і Опору, 1956), Б.Ляцком (Геоморфологія Покутсько-Буковинських Карпат, 1963), Д.Стадницьким (Геоморфологія Горган, 1964), Ю.Єрмоленком (Геоморфологія Бескид, 1967), Я.Кравчуком (Геоморфологія Пригортанського Передкарпаття, 1971), Р.Сливкою (Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат, 1971). У 1962р. побачив світ навчальний посібник П.Циса “Геоморфологія УРСР”, який залишається і сьогодні однією з найдосконаліших узагальнованих праць з геоморфології України.

Отже, у 50-70-і роки ХХ століття на кафедрі утвердилася школа “регіональної геоморфології, очолювана професором П.Цисем.

В 1965-1970р.р. співробітники кафедри виконують наукову тематику згідно Постанови державного комітету Ради Міністрів УРСР з координації науково-дослідних робіт по темі “Геоморфологія Українських Карпат” проблеми “Розробка науково-обґрунтованих заходів з попередження шкідливих стихійних явищ в Українських Карпатах” (наукові керівники проф. П.Цись, доц. Д.Стадницький, відповідальні виконавці – Я.Кравчук, Р.Сливка: виконавці – О.Болух, С.Позняк,

В.Чалик, Я.Чугай, Я.Гулько, І.Дитятська, О.Дуткевич).

Складаються геоморфологічні карти масштабу 1:100000, а також 1:10000 для особливо небезпечних ділянок – Свидовецьке лісництво (проблема селенпроявів), Печеніжинське лісництво (проблема зсувів у Тисовому заповіднику) та ін. Роботи у 1965 році фінансувалися Львівським раднаргоспом, а у 1966-70р.р. – Міністерством лісової, целюлозно-паперової і деревообробної промисловості.

З 1970 року до 1977 року кафедра геоморфології разом з НДЛ-50 (грунтово-географічних досліджень) бере участь у грунтово-ерозійних дослідженнях на території Криму, Запорізької та Одеської областей.

На основі багаторічних досліджень була вдосконалена методика картографування земель перетворених вітровою ерозією або потенційно небезпечних для її впливу (впроваджена інститутом “Укрземпроскт” для грунтово-ерозійних досліджень ґрунтів на півдні України). Серед діагностичних ознак піддатливості ґрунтів вітровій ерозії в степовій частині України ведуча роль відводилась геоморфологічним показникам (крутості, довжині, формі та експозиції схилів (Кавин, Кіт, Кравчук, 1978).

В першій половині 80-х років грунтово-ерозійні дослідження земель продовжувалися у степовому і гірському Алтаї за участю кафедри геоморфології (науковий керівник теми Я.Кравчук) і НДЛ грунтово-географічних досліджень.

В цей період (1972-1975) започатковуються також стаціонарні та експериментальні дослідження сучасних ерозійних процесів на Дрогобицькій височині (керівник Я.Кравчук). Такі дослідження були вперше проведені в межах України. Результатом досліджень була колективна монографія “Стационарное изучение плоскостного смыва в Предкарпатье” (Болюх, Кинаш, Кіт, Кравчук, 1976), а також захищена кандидатська дисертація О.Болюхом. Пізніше такі

дослідження проводилися на Опіллі (Ковальчук, 1977-1980), у Вулканічних Карпатах (Хомин, 1981-1985). За результатами цих досліджень були захищені кандидатські дисертації І.Ковальчуком (1981), і Я.Хомином (1992), опубліковано текст лекцій І.Ковальчука “Стаціонарні, напівстаціонарні та експериментальні дослідження ерозійних процесів” (1992).

У 1980р. на базі кафедри геоморфології проводиться VI Всесоюзна нарада з проблеми крайових утворень материкових зледенінь. Співорганізаторами конференції виступив Інститут геологічних наук АН України. Крім пленарних засідань у Львівському університеті, було проведено польові семінари у Передкарпатті (Крукеничі), на Волинській височині (Горохів) і Волинському Поліссі (ІІнацьк).

Впродовж 70-их – 80-их років працівники кафедри виконують п'ятирічні теми, присвячені вивченню морфоструктури, морфоскульптури і динаміки сучасних геоморфологічних процесів Українських Карпат, Волино-Подільської височини та Волинського Полісся (наукові керівники Л.Скварчевська, Я.Кравчук, І.Ковальчук). Активну участь у виконанні цієї тематики беруть доценти Б.Ляшук, Д.Стадницький, Ю.Єрмоленко, В.Лозинський, ст. в. Я.Кудлик, асистенти, Ю.Зінько, Я.Хомин, Н.Карпенко.

Поряд з науковими роботами на кафедрі було підготовлено і видано науково-популярні розробки краснавчо-географічного характеру: “Карпати очима допитливих” (С.Стойко, Ю.Єрмоленко, 1976, 1980), “Географічні назви Українських Карпат і прилеглих територій” (Б.Ляшук, 1993).

Паралельно ведеться вивчення поширення і динаміки екзогенних процесів з метою їх прогнозування на замовлення Закарпатської геологічної експедиції (науковий керівник Я.Кравчук, виконавці В.Шушняк і Р.Гнатюк). У 1985р. такі дослідження ведуться у долині р. Уж, у 1986-1987р.р. – у

долинах р.р. Тиси і Терелі. У 1988-1990рр. Закарпатська геологічна експедиція фінансує роботи кафедри з організації і налагодження стаціонарних спостережень за селєвими процесами в басейні р. Свидовець. У 1991-1992р. такі спостереження проводяться в районі озера Синевир. У 1990-1992рр. проведено гідроекологічне дослідження території Закарпатської області в масштабі 1:200000 для розробки схеми геоекологічного моніторингу та обґрунтування природоохоронних заходів (науковий керівник І.Ковальчук, відповідальний виконавець Л.Дубіс).

У 1989 році при кафедрі геоморфології була створена науково-дослідна лабораторія інженерно-геоморфологічних досліджень (науковий керівник Я.Кравчук). З 2000р. вона стала міжкафедральною лабораторією інженерно-географічних, природоохоронних і туристичних досліджень.

Завідувачем лабораторії у 1989-2000рр. працював викладач кафедри геоморфології Ю.Зінько, з 2000 р. до сьогодні – доцент кафедри геоморфології і палеогеографії В.Брусак. З 1989 до 2004 року співробітниками кафедри і лабораторії було виконано більше 30 держбюджетних і госпдоговірних тем, проектів і т.п. Оpubлікована монографія Г.Рудька, Я.Кравчука “Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України” (2002 р.). За цей період на кафедрі сформувалася нова наукова школа – інженерної геоморфології.

Основними напрямками досліджень лабораторії на початковому етапі її становлення були:

- інженерно-геоморфологічний аналіз та картографування територій різного типу природокористування;
- експедиційні, стаціонарні і напівстаціонарні дослідження екзогенних морфодинамічних процесів;
- еколого-геоморфологічний аналіз флювіальних систем;

- палеогеографія плейстоцену.

Одними з перших інженерно-геоморфологічних тем, які виконували НДІ-51 і працівники кафедри, були передпроектні дослідження для реконструкції парків міста Львова, а також оцінка рельєфу районів нової забудови для Генерального плану Львова. Замовниками цих робіт були НДІ “Укрзахідцивільпроект”, СПКБ Львівського політехнічного інституту, Львівський філіал “Діпроміст”.

Виконуються численні держбюджетні і госпдоговірні теми у галузі заповідної справи (науковий керівник Я.Кравчук, відповідальний виконавець Ю.Зінько). Серед них варто відзначити такі: “Еколого-економічне обґрунтування регіональної системи заповідних територій Карпат і Волино-Поділля, як складової частини державного природно-заповідного фонду України” (ДКНТ України, 1992-1993р.р.), “Розробити інженерно-геоморфологічні інформаційні системи і картографічні моделі для природоохоронних потреб” (Міносвіти України, 1995-1997р.р.), “Геоінформаційне забезпечення розвитку мережі природоохоронних територій заходу України” (Міносвіти України, 1998-1999р.р.), “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, 1995р.). Результати досліджень по останній темі опубліковано у монографії “Біорізноманіття Карпатського біосферного заповідника” (співавтори В.Брусак, Ю.Зінько, Я.Кравчук та ін., 1997).

З природно-заповідної проблематики виконувалися і госпдоговірні теми на замовлення Міністерства екології та природних ресурсів, державних заповідників, національних природних парків, обласних і районних держадміністрацій



Львіщини. З 1987 року до 2003 року було виконано дев'ять таких тем, присвячених вивченню природних компонентів і комплексів державного заповідника "Розточчя" для розробки методичних основ ведення заповідної справи; географічному аналізу функціонування лісових екосистем та питанням територіального розвитку заповідника; розробці наукових основ покращення екологічної ситуації і забезпечення сталого соціально-економічного розвитку Яворівського району, зокрема необхідності створення державного природного національного парку, картографічному забезпеченню концепції створення перспективної мережі природно-заповідного комплексу Львівської області та інвентаризації її природно-заповідного фонду, інвентаризації геокомплексів природного заповідника "Медобори" для розробки проекту організації території та ін. (наукові керівники тем Я.Кравчук, Ю.Зінько, В.Брусак).

З 1999 року і до сьогодні працівники кафедри і лабораторії виконують проекти організації території, охорони, відтворення та рекреаційного використання природних комплексів і об'єктів національного природного парку "Яворівський" (1999-2001р.р., науковий керівник Я.Кравчук, головний інженер проекту В.Брусак, відповідальний виконавець Ю.Зінько), Ужансько-го національного природного парку (2003-2004р.р., науковий керівник Я.Кравчук, відповідальний виконавець В.Брусак), національного природного парку "Гуцульщина" (2004-2005р.р., науковий керівник В.Брусак).

Результати досліджень з цієї проблематики використані Державним управлінням екології і природних ресурсів у Львівській області для підготовки пропозицій до Указу Президента України від 10.04.1994р. "Про резервування для наступного заповідання цінних природних територій" та підготовки рішення Львівської обласної ради щодо

резервування цінних природних територій для створення заказників і регіональних ландшафтних парків. Зокрема, на загальнодержавному рівні було зарезервовано цінні природні території для організації національного природного парку "Сколівські Бескиди" і розширення заповідника "Розточчя", на обласному рівні зарезервовано території для організації нових заповідних об'єктів у Вороняках і Гологорах, на Малому Поліссі і Передкарпатті. Розроблену концепцію та схему формування регіональної системи природоохоронних територій заходу України було використано Управлінням заповідної справи по Західному регіону для розробки Концепції розвитку природно-заповідного фонду Заходу України та пропозицій до Закону України "Про формування національної екологічної мережі України на 2000-2015рр".

У 1992-1993р.р. польсько-українським колективом (Інститут охорони природного середовища, Варшава, керівник групи Г.Ронковські та Львівський державний університет імені Івана Франка, учасники групи – В.Брусак, Ю.Зінько, Я.Кравчук, О.Нагорна) розроблено проект "Природоохоронна зона Розточчя", який став переможцем і був відзначений 1-ою премією на Європейському конкурсі Г.Форда у галузі "Охорони довкілля" (Лондон, 1994).

Кафедрою разом з НДІ-51 виконуються науково-дослідні роботи в галузі розвитку рекреації і туризму. Серед виконаних тем цього напрямку варто відзначити тему ДКНТ України "Формування і рекреаційне використання міждержавних природоохоронних територій на Заході України" (1993-1994р.р., науковий керівник Я.Кравчук, відповідальний виконавець Ю.Зінько) і тему Міністерства освіти і науки України "Геоморфологічні основи і технології планування природоохоронних і рекреаційних територій Карпатського регіону" (2000-2002р.р., науковий керівник Я.Кравчук, відповідальний виконавець Р.Гнатюк).



У 2002-2003р.р. виконано українсько-польський проект PAUCI "Туристичний потенціал Західної України". Виконавцями проекту були Інститут туризму (Варшава), Інститут туризму і міжнародного права (Київ) і Львівський національний університет імені Івана Франка (координатор проекту від ЛНУ – Ю.Зінько). Опубліковані у 2003р. результати досліджень: "Напрями і можливості інвестицій у туристичну галузь Львівської області" і відповідно Івано-Франківської і Закарпатської областей.

Проектні розробки лабораторії представлялися на численних міжнародних виставках і ярмарках. Проектна розробка "Трансевропейські природоохоронні пояси"- на виставці Natur- Expo-96 у м. Будапешті (1996) і її відзначено як цікавий проект на Всесвітньому конкурсі "Rolex" (м.Женева, Швейцарія, 1996).

Проектні розробки із сільського туризму і екотуризму Розточчя були представлені у 1999-2001р.р. на туристичних ярмарках і екологічних форумах Львова, Києва, Замостя, Кракова і Любліна. Розробка "Розвиток рекреаційної інфраструктури Яворівського НПП" демонструвалася на Інвестиційному ярмарку у рамках 2-го Екологічного Форуму з питань транскордонного співробітництва (м.Львів, 2002р.). "Оцінка туристичного потенціалу Карпатського регіону для потреб залучення інвестицій" була представлена у 2003 році на: 1) III Інвестиційному ярмарку у рамках 3-го Екологічного форуму з питань транскордонного співробітництва (м.Львів); 2) на I Інвестиційному туристичному ярмарку (м.Київ); 3) Познанському і Лондонському туристичних ярмарках; 4) Інвестиційному туристичному ярмарку (м.Краків).

У 2004 році на українсько-польському ярмарку готельного бізнесу представлено розробку "Оцінка туристичного потенціалу Львівської, Івано-Франківської і Закарпатської областей".

З 60-их років ХХ століття і до сьогодні на кафедрі постійно вдосконалюються методи і способи складання загальних геоморфологічних та інженерно-геоморфологічних карт. З теоретико-методичних засад геоморфологічного картографування були опубліковані навчальні посібники Я.Кравчука "Геоморфологічне картографування у науково-дослідній роботі" (1981) та "Інженерно-геоморфологічне картографування" (1991).

З проблем вивчення морфодинаміки рельєфу і морфогенетичних процесів опубліковано навчальний посібник І.Сіренко "Динамічна геоморфологія" (2003).

У 2003-2004р.р. кафедра виконує держбюджетну тему Міністерства і науки України "Розробити методіку і легенди для геоморфологічного картографування території України у великих і середніх масштабах" (науковий керівник проф. Я.Кравчук, відповідальний виконавець доц. Р.Гнатюк).

У 90-і роки ХХ століття на кафедрі був започаткований ще один перспективний науковий напрям – еколого-геоморфологічний аналіз флювіальних систем, який згодом, після захисту І.Ковальчуком докторської дисертації (1993), переріс у наукову школу екологічної геоморфології. З цієї тематики виконувалися науково-дослідні роботи, (науковий керівник І.Ковальчук), які фінансувалися Міністерства України, зокрема "Еколого-геоморфологічна оцінка річкових систем та їх басейнів у межах Західної України" (1992-1994), "Еколого-геоморфологічний аналіз проблем природо-користування в міжнародних транскордонних річкових системах та їх басейнах і обґрунтування шляхів їх вирішення" (1995-1997). Започатковані у 1997-1999р.р. теми і міжнародні проекти виконувалися з 2000 року на створеній кафедрі конструктивної географії і картографії. Всі вони стосувалися проблеми Західного Бугу і Верхнього Дністра (екологічний аналіз, природоохоронна оцінка, моніторинг та ін.).

Серед важливих публікацій з цієї тематики слід відзначити монографію І.Ковальчука "Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз" (1997), "Екологічна геоморфологія" (Адаменко, Ковальчук, Рудько, 2000) та ін.

Широке визнання здобули дослідження проблеми палеогеографії плейстоцену під керівництвом А.Богуцького. Вивчення крайових утворень материкових зледенінь, лесового покриву, запровадження нових методів для вивчення віку відкладів і четвертинного рельєфу проводяться спільно з науковцями Польщі, Франції, Білорусі, Росії.

Під керівництвом і за участю А.Богуцького за 1992-2003р.р. виконувалися держбюджетні і госпдогвірні теми, спільні польсько-українські проекти. Серед них варто відзначити держбюджетні теми Міністерства України "Екологія лесів України" (1992-1994), "Плейстоценовий морфо- і літогенез" (1995-1997), "Волино-Поділля, Передкарпаття, Волинське Полісся в антропогені" (1998, з 1999 р. ввійшла як розділ у міжкафедральну тему). У 2000-2002 рр. А.Богуцький був керівником розділу у міжфакультетській темі "Вплив екологічного середовища на стан та збереження біотичного різноманіття Шацького національного природного парку", а також керівником розділу міжкафедральної теми "Географічні проблеми західного регіону України" (2001-2003 рр.).

У 2000-2002 рр. виконувалися спільні польсько-українські проекти: "Палеогеографія і стратиграфія плейстоцену Східного Передкарпаття між Перемишлем і Коломиєю" та "Зміни природного середовища регіону Карпат між долинами Віслоку і Верхнього Дністра під час неоліту і пізніших епох".

Серед наукових публікацій з цієї тематики є монографія А.Богуцького і О.Ситника "Палеоліт Поділля. Великий Глибочок 1" (1998), спільна польсько-українська монографія "Lessy i Paleolit Naddniestza Halickiego (Ukraina)" - 2002.

Активізувалася започаткована професором П.Цисем школа регіональної геоморфології. Оpubліковані в серії "Рельєф України" монографії Я.Кравчука "Геоморфологія Передкарпаття" (1999) і Р.Сливки "Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат" (2002). Захищена кандидатська дисертація Р.Гнатюком "Структурний рельєф Південного Розточчя" (2001).

Істотно зріс кількісно і якісно науковий потенціал кафедри, особливо за роки незалежності України. У 80-і роки членами кафедри і аспірантами було захищено дві кандидатські дисертації: І.Ковальчуком із спеціальності "геоморфологія і палеогеографія" на тему "Динаміка ерозійних процесів у Західному Поділлі" (1981) і В.Лозинським із спеціальності "геодезія" на тему "Дослідження похибок в ряді центральних систем лінійно-кутової триангуляції" (1981). У 90-і роки і на початку ХХІ століття членами кафедри і аспірантами (які залишилися працювати на кафедрі) було захищено 1 докторську – І.Ковальчуком на тему: "Еколого-геоморфологічний аналіз флювіальних систем регіону (1993) і 12 кандидатських дисертацій. Кандидатські дисертації захистили Я.Хомин ("Стаціонарні дослідження динаміки денудаційних процесів на південно-західних схилах Українських Карпат", 1992), М.Іваник ("Історія розвитку річкових долин Північної Камчатки", 1993), Л.Дубіс ("Структурна організація та функціонування річкових систем гірської частини басейну Тиси", 1995), С.Кравців ("Геодезичний моніторинг техногенного рельєфу на прикладі Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну", 1995), Н.Карпенко ("Аналіз рельєфу для потреб природокористування на прикладі Шацького поозер'я", 1996), В.Брусак ("Географічні аспекти оптимізації функціонування заповідників на прикладі природного заповідника "Розточчя" і Карпатського біосферного заповідника", 1997), П.Горішний

(“Морфологічний аналіз рельєфу для інженерних потреб на прикладі Західного Поділля, 1998), М.Симоновська (“Динаміка ярів у басейні Дністра”, 1999), Р.Дмитрук (“Палеогеографічні умови верхньоплейстоценового лесонагромадження Волино-Поділля на основі фауни моллюсків”, 2001), А.Яцишин (“Геоморфологічна будова долини Дністра у межах Передкарпаття”, 2001), О.Колтун (“Антропогенна трансформація рельєфу міста Хмельницького”, 2002), Р.Гнатюк (“Структурний рельєф Південного Розточчя”, 2002).

На сьогодні на кафедрі працює 15 викладачів (2 професори, 11 доцентів і 2 асистенти), 6 працівників з павчально-допоміжного персоналу. При кафедрі функціонує навчальна лабораторія тематичного картографування, кафедра є науковим куратором Дністерського географічного стаціонару у смт Єзупіль Івано-Франківської області (завідувач стаціонару доц. Р.Дмитрук).

Працівниками кафедри у співпраці із працівниками кафедри економічної і соціальної географії у 1999-2000 рр. було підготовлено і видано навчально-краєзнавчі атласи Львівської, Тернопільської і Чернівецької областей.

Провідними науковими напрямками досліджень, які утворилися на кафедрі є:

- регіональний геоморфологічний і палеогеографічний аналіз (проф. Я.Кравчук, проф. А.Богущий, доц. Я.Хомин, доц. М.Іваник, доц. Р.Гнатюк, доц. А.Яцишин);
- інженерна геоморфологія (проф. Я.Кравчук, доц. В.Брусак, Ю.Зінько, доц. П.Горішний, доц. І.Сіренко, доц. Г.Чупило, доц. О.Колтун);
- палеогеографія плейстоцену (проф. А.Богущий, доц. М.Іваник, доц. Р.Дмитрук, доц. А.Яцишин);
- динаміка сучасних рельєфоутворювальних процесів (проф. Я.Кравчук, доц. Я.Хомин, доц. В.Брусак, доц. Н.Карпенко, доц. Р.Гнатюк, Ю.Зінько, В.Шушняк);

• оцінка рельєфу та інших компонентів ландшафту для рекреаційних, природоохоронних та інженерних потреб (проф. Я.Кравчук, проф. А.Богущий, доц. В.Брусак, Ю.Зінько, доц. Н.Карпенко, доц. П.Горішний, доц. Р.Гнатюк, С.Благодир, м.н.с. Д.Кричевська);

• проектування природно-заповідних територій (проф. Я.Кравчук, Ю.Зінько, доц. В.Брусак, м.н.с. Д.Кричевська);

• історико-географічні дослідження (проф. Я.Кравчук, доц. І.Сіренко).

Кафедра була організатором і співорганізатором міжнародних наукових конференцій: “Проблеми географії України” (25-27.10.1994), “Українська геоморфологія: стан і перспективи” (25-26.11.1997), “Стаціонарні дослідження ерозійно-аккумулятивних процесів” (14-17.09.1998); “Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє” (18-20.10.2000, до 50-річчя кафедри), “Сучасні проблеми і тенденції розвитку географічної науки” (24-26.09.2003, до 120-річчя географії у Львівському університеті).

Проведено 8 польсько-литовсько-українських семінарів з проблем плейстоценових зледенінь на території Полісся (1997-2003 рр.), а також декілька польсько-українських семінарів з проблем палеогеографії плейсто-цену Поділля і Передкарпаття.

До найважливіших завдань, які повинні бути вирішені кафедрою у найближче десятиріччя (до 2015р.), слід віднести:

Вдосконалення навчальних планів і програм нормативних та спеціальних курсів, видання підручників і навчальних посібників, методичних розробок, щоб і надалі присвоювати випускникам дві кваліфікації — “географ-геоморфолог” або “палеогеограф” та “викладач географії”, основ економіки і основ екології”.

Утверджувати традиційні і нові напрями геоморфологічних досліджень, серед яких варто відзначити: а)



інженерно-геоморфологічний (оцінка рельєфу для природоохоронних і рекреаційних потреб, для природоохоронного проектування, для різних типів будівництва і т.п.); б) морфодинамічний (вивчення динаміки розвитку сучасних рельєфоутворювальних процесів експедиційними, стаціонарними та експериментальними методами для розробки заходів боротьби з ними і геоморфологічного прогнозування; в) комплексний регіональний геоморфологічний і палеогеографічний аналіз окремих регіонів; г) палеогеографічні і палеогеоморфологічні дослідження для природоохоронних потреб, для пошуків і розвідки корисних копалин; д) дистанційні дослідження рельєфу для теоретичних і практичних цілей; е) геоморфологічне картографування (вдосконалення методик, розробка уніфікованих легенд для загальних та прикладних геоморфологічних карт великих і середніх масштабів).

#### Список літератури

1. Ковальчук І., Кравчук Я. Кафедрі геоморфології Львівського національного університету – 50 // Вісник ЛНУ. Сер. геогр., вип. 28. – Львів, 2001. – С. 3-15.
2. Ковальчук І. Професор Петро Цись – фундатор кафедри геоморфології Львівського національного університету // Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє. - Львів: Видавн. Центр ЛНУ ім. І.Франка, 2002. – С. 3-5.
3. Кравчук Я. Географічні дослідження Українських Карпат у ХІХ – першій половині ХХ століть: теоретичні та прикладні проблеми // Матеріали міжн. наук.-практ. конфер. “Українська геоморфологія – стан і перспективи”. – Львів, 1997. – С. 128-130.
4. Кравчук Я. Вивчення Українських Карпат львівськими геоморфологами // Вісник ЛНУ. Сер. геогр. – 2001. – Вип. 28. – С. 16-19.
5. Кравчук Я. Львівська географія за 120 років: історія, персоналії, наукові напрями і школи // Матеріали міжнародної конференції до 120-річчя географії у Львівському університеті (24-26 вересня 2003 року). – Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. І.Франка, 2003. – С. 3-16.

6. Krawczuk J. Tradycje naukowe polskich i ukraińskich badań geograficznych Karpat Wschodnich // Geografia na przełomi wieków – jedność w różnorodności. – Warszawa, 1999. – S. 46-51.

#### DEPARTMENT OF GEOMORPHOLOGY AND PALEO GEOGRAPHY AT THE IVAN FRANKO LVIV NATIONAL UNIVERSITY (1950-2004) Yaroslav Kravchuk

The paper analyzes the research carried out by the Lviv University, particularly by the department of Geomorphology and Paleogeography (since 1950) in the field of geomorphological studies as well as in training specialists in geomorphology.

An overview is presented of the scientific research, its directions, publications as well as the contribution of individual members of the department into the development of geomorphological and paleogeographical studies.



## ПРОФЕСОР ПЕТРО ЦИСЬ: ВНЕСОК У РОЗВИТОК УКРАЇНСЬКОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

**Іван Ковальчук**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

### **Вступ.**

У сузір'ї вчених-географів, творців Львівської географічної школи, фундаторів географічного факультету Львівського державного (з 1999 р. – національного) університету імені Івана Франка та його базових кафедр чільне місце займає постать Петра Миколайовича Цися (1914 – 1971рр.), 90-річчя від дня народження якого географічна громадськість визначатиме у вересні 2004 р.

Хоч до творчості цього вченого неодноразово вже зверталися дослідники (Ковальчук, 1999, 2002; Ковальчук, Кравчук, 2000; Кравчук, Сливка, 2002), проте цілісної уяви про професора Петра Цися як географа, геоморфолога, організатора географічної науки, фундатора Львівської геоморфологічної школи досі ще не склалося. У зв'язку з 120-річчям географії у Львівському університеті та 90-річчям від дня народження вченого спробуємо ще раз поглянути на його постать, науковий доробок, внесок у розвиток української геоморфології.

### **1. Професор Петро Цись : риси життєвого і творчого шляху.**

В сузір'ї основоположників української геоморфології, які закладали теоретико-методологічний фундамент, розробляли методіку, проводили регіональні дослідження, обґрунтовували навчально-освітні та прикладні засади, формували нові напрями досліджень та геоморфологічні

школи України чільне місце посідає уродженець Полтавщини, вихованець Харківського університету, львівський геоморфолог, засновник і багаторічний завідувач кафедри геоморфології Львівського національного університету імені Івана Франка, професор Петро Миколайович Цись.

П.Цись народився 26 вересня 1914 р. у с. Великі Сорочинці Полтавської області. Після закінчення семирічки, у 1929–1930 рр. працював у місцевому колгоспі. У 1930–1931 рр. навчався у Миргородському керамічному технікумі, а в 1931–1932 рр. – на робітфаці. В 1932 р. вступив до Харківського університету на геолого-географічний факультет, який закінчив у 1937 р. З 1937 по 1940 рр. навчався в аспірантурі цього ж факультету. Після завершення навчання в 1940 р. захистив кандидатську дисертацію “Рельєф Східної Африки”. В цьому ж році отримав диплом кандидата географічних наук.

У 1940 році працював завідувачем кафедри географії Луцького державного вчительського інституту. Тоді ж був призваний на службу в армію, де пройшов усю Другу світову війну. Демобілізований в серпні 1945 р. Нагороджений медаллю.

З вересня 1945 по березень 1971 р. працював на географічному факультеті Львівського державного університету. В 1947–1950 рр. був завідувачем кафедри загальної фізичної географії. У цей час викладав курси “Загальне землезнавство”, “Фізична географія частин світу”, “Історія географії”. Рішенням ВАК СРСР у липні 1946 р. йому присвоєно вчене звання доцента по цій кафедрі. В ці роки разом зі студентами, які згодом стали учнями і спадкоємцями наукових ідей, П.Цись проводить дослідження Карпат і Передкарпаття, збирає та аналізує результати геоморфологічних вишукувань своїх попередників – українських та польських вчених.

18 жовтня 1950 р. затверджений завідувачем створеної ним нової кафедри геоморфології. Працюючи на цій посаді більше 20 років, П.Цись розгорнув комплексні регіональні геоморфологічні дослідження Українських Карпат, Поділля і Полісся, багато часу і уваги приділяв навчально-методичній роботі, підготовці кадрів вищої кваліфікації. Під його керівництвом пройшли навчання в аспірантурі, здійснили геоморфологічні дослідження річкових долини та рельєфу різних регіонів Карпат, Передкарпаття, Кавказу, Середньої Азії, захистили кандидатські дисертації Л.В.Скварчевська, Б.Ф.Лящук, Д.Г.Стадницький, Ю.П.Срмоленко, І.М.Коротун, Н.Ісмагов, Я.С.Кравчук, Р.О.Сливка.

Він розробив і викладав такі курси, як "Регіональна геоморфологія", "Геоморфологія України" і "Загальна геоморфологія", спецкурси "Проблеми геоморфології", "Геоморфологічне картографування", "Методика польових геоморфологічних досліджень", керував навчальною і виробничими практиками студентів, курсовими і дипломними роботами.

Лекції Петра Миколайовича були завжди насиченими прикладами, отриманими у процесі власних польових досліджень, ілюструвалися великою кількістю малюнків, профілів, картосхем, діаграм. Темп лекції як правило був невисоким, тому студенти могли скласти добрий конспект і проілюструвати його малюнками. Професор заохочував студентів до дискусії, вимагав активної роботи як у процесі аудиторного навчання, так і в післяаудиторний час. Для цих потреб функціонував студентський науковий гурток, на засіданнях якого заслуховувалися доповіді старшокурсників, підготовлені на підставі результатів виробничої і переддипломної практик. Крім того, хоч би раз в місяць відбувалися засідання геоморфологічної комісії Географічного Товариства, на яких виступали з доповідями як викладачі і

запрошені вчені, так і студенти-старшокурсники.

В 1950–1952 рр. був відряджений до докторантури Інституту географії АН СРСР. Докторську дисертацію, присвячену проблемам геоморфології Карпат, захистив 29 січня 1954 р. у Москві в Інституті Географії АН СРСР, а 18 грудня 1954 р. йому присвоєно вчене звання професора кафедри геоморфології.

З 1 вересня 1953 р. призначений виконувачем обов'язки, а з січня 1955 р. – деканом географічного факультету. На цій посаді працював більше 10 років і сприяв зміцненню факультету. За успіхи в організації, навчальній і виховній роботі на географічному факультеті та у зв'язку з 300-річчям університету був нагороджений орденом Леніна. В 1956 р. брав участь у роботі XVIII міжнародного географічного конгресу в Ріо-де-Жанейро (Бразилія). У 1955–1965 роках П.М. Цись був Головою Львівського відділу Українського Географічного товариства, керував експедиційними дослідженнями його членів, вів широку просвітницьку роботу, неодноразово виїжджав з лекціями у гірські села і райцентри Карпат.

Помер П.М. Цись 21 березня 1971 р. після важкої хвороби у розквіті творчих сил, з багатьма нерезалізованими задумами і планами. Похований на Личаківському цвинтарі у Львові.

**Творчий доробок** професора П.Циса нараховує більше 100 праць. Серед них навчальний посібник "Геоморфологія УРСР" (Львів, 1962), колективні монографії "Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів" (Львів, 1964), "Природа Українських Карпат" (Львів, 1968), "Физико-географическое районирование Украинской ССР" (Київ, 1968), "Геологическая изученность СССР". Т. 31. Украинская ССР. Вып.1. (К., 1963), "Геология СССР". Т. 48. Карпаты. Ч.1 (Москва, 1966), "Природа Львівської області" (Львів, 1972).

Крім праць монографічного характеру, ним опублікована серія фундаментальних статей, присвячених проблемам геоморфологічної будови, генези, генетичної класифікації, історії розвитку рельєфу і сучасної морфодинаміки, геоморфологічного районування Карпат, Поділля, Західного регіону і території України в цілому. В полі зору П.Цися були проблеми формування та еволюції поверхонь вирівнювання, етапності розвитку рельєфу Карпат, неотектонічних рухів і четвертинної морфогенези, структурної геоморфології, геоморфологічного та ландшафтного районування і картографування, методики досліджень морфологічної структури і типології гірських та рівнинних ландшафтів, розвитку долинних систем, вертикальної зональності морфоскульптури і геоморфологічних процесів тощо, тобто ті ж актуальні проблеми, якими цікавилися геоморфологи інших країн. До найважливіших праць такого типу слід віднести: "Схема геоморфологічного районування західних областей Української РСР" (1951, с.11–62); "Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат" (1957, с.313–330), "Геоморфологічні райони Радянських Карпат" (1956, с.5–24), "О типологических ландшафтных единицах западных областей Украинской ССР" (1957, с.6–10), "Деякі проблеми неотектоніки західних областей Української РСР" (1959, с.83–93), "Про геоморфологічне районування Української РСР" (1959, с.148–151), "Основные проблемы геоморфологии Советских Карпат" (1959, с.1–12), "Про основні генетичні типи рельєфу західних областей Української РСР" (1961, с.25–34), "Некоторые проблемы четвертичного морфогенезиса Советских Карпат" (1961, с.231–239), "Короткий огляд сучасних геоморфологічних явищ на території західних областей УРСР" (1964, с.3–10), "Стан вивчення та сучасні проблеми геоморфології Українських Карпат" (1968, с.106–120), "Деякі

особливості вертикальної морфологічної зональності Українських Карпат" (1968, с.129–137), "Основные риси морфоструктуры Украинских Карпат" (1969, с.115–124), "Основные підсумки геоморфологічного аналізу тектоніки Українських Карпат та Волино–Поділля" (1971, с.3–7) та ін.

Фактично П.М.Цись сформував львівську школу регіонального геоморфологічного аналізу, про що свідчить його науковий доробок і праці його учнів – від Л.В.Скварчевської, Ю.О.Срмоленка, Б.Ф.Ляцука, Д.Г.Стадницького до Я.С.Кравчука та Р.О.Сливки. Цей напрям, дещо модифікований відповідно до вимог часу (використання системно-структурного і функціонального підходу, доповнення польових маршрутних досліджень стаціонарними та експериментальними), розвивається на кафедрах геоморфології і палеогеографії, конструктивної географії і картографії й тепер завдяки зусиллям Я.С.Кравчука, І.П.Ковальчука, Р.О.Сливки, А.Б.Богущького, П.К.Волошина, Я.Б.Хомина, М.Б.Іваніка, В.М.Шушняка, Л.Ф.Дубіс, М.Я.Симоновської, М.А.Петровської, Л.П.Курганевич, Р.М.Гнатюка, А.М.Ядишина, О.Л.Колтун, А.В.Михновича та ін.

Велику увагу професор П.Цись приділяв розповсюдженню географічних знань, популяризації геоморфологічних ідей. Ним опубліковано більше 30 науково-популярних статей в Українській радянській енциклопедії, Енциклопедії народного господарства України, краєзнавчих збірниках і путівниках, газетах. Прикладом може служити публікація "Т.Г.Шевченко як краєзнавець" (1964), роздуми про творчість М.І.Дмитрієва, Г.П.Алфер'єва, П.Ф.Ситникова тощо.

Професор П.М.Цись майже завершив рукопис капітальної монографії-підручника "Геоморфологія Українських Карпат" (російською мовою), яку ми готуємо до публікації українською мовою. Він з повагою ставився до своїх попередників – геологів, географів, геоморфологів



української (С.Рудницький, Ю.Полянський), польської (Е.Ромер, Ю.Чижевський, В.Лозинський, Й.Вонсовіч, А.Маліцький, А.Ціргофер, Г.Тейсейр, А.Ломницький, А.Ян та ін.) та російської (І. Щукін, К. Марков, І. Герасимов, С. Воскресенський, О. Спиридонов, Н. Башеніна) шкіл. П. М. Цись брав активну участь у наукових конференціях, симпозиумах, з'їздах географів України, Росії, Польщі і Словаччини, XVIII Міжнародному географічному конгресі в Ріо-де-Жанейро (1956), а також заохочував до такої діяльності молодих науковців.

Добру пам'ять, обширну наукову спадщину (понад 100 праць), функціонуючу й тепер кафедру залишив після себе П.М.Цись – видатний український геоморфолог другої половини ХХ століття. Його здобутки примножуються учнями і послідовниками, які працюють на кафедрах геоморфології і палеогеографії, фізичної географії, ґрунтознавства і географії ґрунтів, конструктивної географії і картографії Львівського університету, а також в інших містах України, Росії, Білорусі.

## **2. Напрями наукової роботи професора П.Цися.**

За своє коротке творче життя проф. П.М.Цись опублікував більше ста наукових праць різного характеру – тез і статей наукової та науково-популяризаційної тематики, розділів у колективних монографіях, фундаментальних довідок в енциклопедіях та навчальних посібників. Вони написані менш як за 25 років творчого життя вченого, оскільки майже чотири роки забрала Друга світова війна.

Важливою подією у житті професора завжди були виїзди на польові дослідження. До них ретельно готувалися, в полі обов'язково велися дискусії, після яких завжди народжувалися істини – готувалися колективні чи індивідуальні статті, висувалися й обговорювалися гіпотези, вишукувалися факти чи заперечення існуючих поглядів...

Тематика досліджень була досить різноманітною і

включала такі основні напрями: 1) теоретичні і регіональні проблеми геоморфології; 2) проблеми геоморфологічної і фізико-географічної регіоналізації та картографування; 3) питання етапності розвитку рельєфу; 4) дослідження генези, морфології, морфоструктурної і морфоскульптурної будови регіону; 5) геоморфологічний аналіз тектоніки і неотектонічних рухів та їх впливу на рельєф; 6) вивчення поверхонь вирівнювання і денудаційних рівнів; 7) давні і сучасні геоморфологічні явища та процеси; 8) методика геоморфологічних досліджень і картографування; 9) ландшафтні дослідження і районування; 10) геоморфологічна регіоналістика; 11) історія географії, її постаті; 12) географія і краєзнавство.

Цікавою є і часова динаміка публікацій:

у 1947–53 рр. – одна – дві публікації за рік;

у 1954–56 рр. – три-п'ять статей за рік;

у 1957–59, 1961–1967 рр. – 5–10 статей та навчальний посібник “Геоморфологія УРСР”(1962). Найбільш урожайним був 1968 р. Вийшли з друку як важливі статті, так і колективні монографії “Фізико-географическое районирование Украинской ССР”, внесок у яку проф. П.Цись є дуже вагомим ( майже 5 авторських аркушів) та “ Природа Українських Карпат”, до якої він написав розділи “ Геоморфологія і неотектоніка” та “Загальний огляд” (спільно з проф. К.Геренчуком).

В останні роки життя (1969-1971) проф. П.Цись публікував по 2–4 статті за рік і підготував навчальний посібник–монографію “ Геоморфологія Українських Карпат”.

Відзначимо характерні риси творчого пошуку професора П.Цися. До них відносимо:

1) пильну увагу до наукових фактів. Найкращим методом їх збирання він вважав польові експедиційні дослідження. Цьому вчив своїх учнів і сам брав безпосередню участь у дослідженнях західного регіону України;



2) виваженість в оцінці наукового доробку і результатів досліджень попередників – українських, польських і російських вчених;

3) стратегічно-тактична послідовність в обґрунтуванні напрямів регіональних геоморфологічних досліджень і їх реалізації через своїх учнів;

4) широкий географічний підхід до вивчення геоморфологічних процесів і явищ;

5) високий рівень теоретичних узагальнень, “тримання руки” на пульсі наукового геоморфологічного життя, участь у розробці нових ідей і концепцій науки про рельєф;

6) спрямування науково-дослідних робіт на вирішення важливих господарських і природоохоронних проблем;

7) вимогливість до себе та учнів, людяність і доброта, вміння розпізнати молоді таланти, і готовність їх підтримати;

8) високий рівень лекторської майстерності, вміння ілюструвати наукові ідеї і погляди прикладами і фактами, здобутими у ході польових досліджень;

9) активність у наукових контактах з вітчизняними і зарубіжними вченими, в обміні ідеями і публікаціями. Про це свідчать багаточисельні відбитки статей, монографії, збірки праць, подарованих П. М. Цисю відомими вченими тодішнього Союзу і зарубіжжя, які зберігаються у професорській бібліотеці.

### **3. Головні наукові ідеї та результати досліджень проф. П.Цися.**

Як геоморфолог і фундатор кафедри геоморфології, проф. П.М.Цись найбільше уваги приділяв вивченню геоморфологічної будови Українських Карпат та Волино-Подільського регіону, встановленню етапності розвитку

рельєфу, впливу на його морфологію і генезу геологічної і тектонічної структури, неотектонічних рухів, кліматичних та антропогенних чинників, а також питанням геоморфологічного районування і картографування, вертикальної морфологічної поясності Українських Карпат, формуванню поверхонь вирівнювання, поширенню і динаміці екзогенних та ендегенних процесів рельєфоутворення, зледенінню Карпат тощо. Стисло охарактеризуємо основні ідеї найголовніших праць П.М.Цися.

1. Ідея успадкованості розвитку рельєфу Поділля від палеозойського до крейдового і теперішнього часу та ерозійно-тектонічного походження північного уступу Поділля. Вона обґрунтована у статті “Огляд основних питань геоморфології західних областей України” (Географічний збірник. Вип. 1., К., 1956) і має важливе значення для розуміння рис морфології і пояснення генези рельєфу Поділля, Пасмового Побужжя, Розточчя та Волинської височини.

2. Ідея тісного зв'язку орографічних елементів Українських Карпат з геологічними структурами та геотектонічним режимом і схема етапності формування рельєфу цього регіону України.

3. Обґрунтування нижньосарматського віку Полонинського пенеплену та пояснення механізму його утворення. Ця проблема залишається актуальною і в наш час.

4. Принципи геоморфологічного районування Українських Карпат: структурно-літологічної зональності, відповідності геоморфологічних областей найбільшим структурним елементам тектонічної будови гірської країни, успадкованості розвитку рельєфу та ін.

5. Виділення головних морфоструктур Українських Карпат: Передкарпатської височини (інверсійна морфоструктура); середньо- і низькогірних ланцюгів зовнішніх Карпат (пряма морфоструктура антиклінорного типу);

Вододільно-Верховинських Карпат (морфоструктури, яка відповідає Кросненській зоні – синкліноній структурі); Полонинсько-Чорногірських горст-антиклінонних хребтів – прямої морфоструктури, що відповідає Внутрішній зоні Карпат; Рахівсько-Чивчинського склепінно-брилового масиву (пряма морфоструктура); Вигорлат-Гутинського ерозійно-вулканічного хребта (прямої морфоструктури асиметричної будови); Березне-Ліпшанської (Тур'янської) міжгірської тектоно-ерозійної долини (прямої морфоструктури); Солотвинської улоговини-прогину (прямої морфоструктури); Закарпатської алювіальної низовини-прогину (прямої морфоструктури).

6. Окреслення віку сучасного рельєфу Українських Карпат. П. Цись обґрунтовує, що від часу утворення флішової геосинклінали (нижня крейда) до верхнього олігоцену – нижнього міоцену, коли відбулося становлення сучасного рельєфу гір, пройшла головна фаза складкоутворення і підняття флішових Карпат, зародження Прикарпатського і Закарпатського прогинів. Далі він виділяє середньоміоценовий етап, коли у теперішніх западинах відклалися потужні серії корелятивних відкладів (2,5–7,3 тис. м), відбулася головна фаза формування лусок зовнішньої зони. Наступним є сарматський етап, який характеризується послабленням підняття Карпат і посилення підняття Передкарпаття та Поділля. П. Цись вважав, що у нижньому сарматі на місці Карпат формується Полонинський пенеппен, релікти якого збереглися у верхньому ярусі гір (1300–1400 м), а найвищі вершини Карпат піднімалися над ним як останці. Пізніше (з кінця нижнього сармату) пенеппен починає підніматися і деформуватися ендегенними та екзогенними процесами. У Закарпатті і Передкарпатті формуються дещо нижчі денудаційні рівні. У меотисі і понті відбувається посилення вулканічної діяльності у Закарпатті, яке супроводжується

підняттям внутрішньої частини Карпат та її ерозійним розчленуванням. Проблемам Полонинського пенеппену і денудаційних рівнів Українських Карпат присвячена велика стаття “Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат” (Геологический сборник. Вып. 4, Львов, 1957). Розвиток гір у пліоцені і плейстоцені П. Цись реконструював на основі вивчення річкових терас, денудаційних рівнів, льодовикових і давньольодовикових відкладів. Він відзначає, що у верхньому пліоцені і плейстоцені в регіоні спостерігалися дві фази підняття, які й зумовили сучасний вигляд рельєфу. Заслужують уваги погляди П. Цися на формування та еволюцію річкових долин Карпатського регіону, співвідношення неотектонічних рухів та ерозійно-аккумулятивної діяльності річок, одночасність розвитку поперечних і поздовжніх долин тощо. Цікаво, що ці думки сформувалися у процесі польових досліджень і картографування рельєфу, про що свідчать багаточисельні малюнки серії “Геоморфологія Карпат”, які відображають будову річкових долин, схилів і гірських хребтів Карпатського регіону.

7. Обґрунтування ідеї, що неотектоніка є вирішальним морфогенетичним чинником розвитку і формування сучасного вигляду рельєфу Карпат та інших регіонів України. Автор у своїх працях пише, що саме новітні рухи зумовили диференціацію висотного положення денудаційних поверхонь, формування серії цокольних терас і деформації їхнього поздовжнього профілю, виникнення епігенетичних долин з корінними меандрами, велику глибину врізу і порожистість русел гірських річок, загальний план гідрографічної мережі, наявність похованих алювіальних терас тощо. Найповніше ці погляди відображені у статті “Деякі проблеми неотектоніки західних областей України (Географічний збірник. Вип. 5. Львів, 1959).

8. Оцінка впливу плейстоценових зледенень на формування рельєфу Українських Карпат. Він доказав, що у Чорногорі були дві стадії в'юрмського зледеніння, а сліди доміндельського зледеніння, виявлені Б. Свідерським, слід вважати наслідком ріського зледеніння.

9. Обґрунтування принципів і побудова схеми геоморфологічної регіоналізації України. Цій проблемі присвячена низка праць: "Про геоморфологічне районування Української РСР" (Географічний зб. Вип. 5. Львів, 1959); "Принципи і методи фізико-географічного районування для потреб сільського господарства" (1968, у співавт. з ОІ. Ланьком, О.М. Мариничем, В.П. Поповим, О.В. Поривкіною); "Ландшафтное районирование западных областей Украинской ССР" (Материалы совещания по естественно-историч. и экономико-геогр. районированию СССР для целей сельского хозяйства. Москва, 1959) та ін.

В основу геоморфологічного районування території України ним покладені наступні принципи: структурно-тектонічної і літологічної зумовленості морфології рельєфу; типологічний; морфолого-генетичний; територіальний. П.М. Цись виділив такі типи рельєфу: алювіальні рівнини та передгірські акумулятивні терасовані межиріччя, задрово-алювіальні рівнини, моренні пасма і моренні рівнини, флювіогляціальні рівнини, денудаційні рівнини на кристалічних породах, денудаційні рівнини на осадових породах, денудаційні останцеві височини, лесові височини, структурно-горбисті і горбисті височини, структурні плато, керченський тип рельєфу, куестовий рельєф, пасмовий і гривистий рельєф, вулканічні гори, низькогірний рельєф (платформи і гірських країн), середньогірний рельєф, нагірний рельєф, альпійський рельєф, карстовий рельєф (платформ і гір), морські акумулятивні рівнини, дельтові рівнини. На фоні цих типів рельєфу ним виокремлено наступні таксономічні

одиниці: області, підобласті і райони та здійснена їхня детальна характеристика, яка дотепер залишається найкращою.

10. Виділення і детальна характеристика елементів морфоскульптурної будови Українських Карпат та інших регіонів України. Ці дослідження йшли в ногу з морфоструктурно-морфоскульптурною концепцією геоморфології, яка домінувала у 50-70-х роках ХХ ст. Він виділяє успадковану флювіальну, реліктову і сучасну морфоскульптуру, показує тісний її зв'язок з морфоструктурними елементами, який відображається у вигляді морфологічної поясності (зональності) рельєфу і процесів рельєфоутворення. Ідея зональності процесів і вертикальної поясності екзогенного рельєфу і надалі залишається актуальною проблемою кліматичної геоморфології.

11. Оригінальні погляди на історію формування і перебудови гідрографічної мережі Українських Карпат. Вони сформовані у статті "Деякі особливості розвитку долинних систем Українських Карпат" (Известия Всесоюзн. Геогр. общества. Т.89. Вип. 1., 1957), де він доводить, що поперечні річки виникли значно раніше плейстоцену та заперечує наявність великих і повсюдних перехоплень ними стоку поздовжніх річкових долин.

12. Ідеї комплексних досліджень сучасних геоморфологічних процесів з метою з'ясування закономірностей їх поширення і розвитку та обґрунтування системи захисних заходів. Цій проблемі присвячені статті "Короткий огляд сучасних геоморфологічних явищ на території західних областей України (Вісник Львів. ун-ту. Серія Географ. Вип. 2. 1964) та "Загальні геоморфологічні закономірності розвитку і поширення стихійних явищ в Українських Карпатах" (Матеріали конф., Львів, 1961). Вони



народилися в результаті польових досліджень небезпечних процесів, активізованих у процесі вирубування лісів.

13. Співзвучна сучасним морфокліматичним і морфодинамічним поглядам ідея вертикальної морфологічної поясності і ярусності рельєфу гірських країн. Її суть охарактеризована у статті "Деякі особливості вертикальної морфологічної зональності Українських Карпат" (Фізична географія та геоморфологія. Київ, 1968). П.М. Цись виділив тут 5 типів вертикальної морфологічної зональності схилів: Свидовецько-Чорногірський (триярусний); Горганський (триярусний); Полонинський (двоярусний); Верховинський (двоярусний) і Бескидський (триярусний) та детально охарактеризував їх спільні і відмінні риси.

14. Крас- і народознавчі пошуки та роздуми П. Цися, оцінка творчості відомих постатей. До спектру цих праць відносимо статті "Шевченко як краєзнавець" (Вісник Львів. ун-ту. Серія філологічна, 1964), невеликі нариси про Г.П. Алфер'єва, М.І. Дмитрієва, П.Ф. Ситнікова. Особливо вражає стаття про Т.Г. Шевченка і його краєзнавчу та археографічну спадщину, його подорожі, вміння побачити і відобразити на полотні природу і людину, стихію, життя місцевого населення.

15. Аналіз історії географічних досліджень. П.М.Цись, перебуваючи на посаді декана географічного факультету, велику увагу приділяв висвітленню історії формування львівської географічної школи, оцінці здобутків її головних дійових осіб, окресленню перспектив розвитку географічних і геоморфологічних досліджень західного регіону України. Цим проблемам присвячені публікації "Основні підсумки і наступні завдання геоморфологічного вивчення Радянських Карпат" (Географічний збірник, вип. 2, 1954); "Основні риси розвитку географії у Львівському університеті за радянський період" (Тези доп. ювілейної

наукової сесії, присвяченої 300-річчю Львівського університету, Львів, 1956, співавт. А. Ващенко, К. Геренчук); "Розвиток географії у Львівському університеті (до 300-річчя з дня заснування університету)" (Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. Вип. 1, 1961, співавт. А. Ващенко, К. Геренчук); "Географический факультет Львовского университета" (Вестник МГУ, Серия V. География. № 3, 1962); "Деякі підсумки прикладних геоморфологічних досліджень у Карпатах та на Волино-Поділлі" (Матеріали I з'їзду Географічного товариства УРСР. К., 1966); "Географічний факультет Львівського університету за роки радянської влади" (Вісник Львів. ун-ту. Сер. біол., геогр. та геол., Вип. 4, 1968); "Основні підсумки геоморфологічного аналізу тектоніки Українських Карпат та Волино-Поділля" (Вісник Львів. ун-ту. Сер. географ. Вип. 6, 1971) та ін. У цих публікаціях акцент робиться на оцінці здобутків Львівських географів у царині ландшафтознавства, геоморфології, неотектоніки, сучасної динаміки рельєфу західних областей України, вивченні соціально-економічних і демографічних проблем регіону. В них простежується певна заідеологізованість суспільно-політичних поглядів (такий був тоді час), але разом з цим відображені значні здобутки у підготовці кадрів, вивченні природних ресурсів, участі географів у вирішенні проблем оптимізації використання природних ресурсів, регулювання небезпечних процесів тощо.

Не можна обминути ще однієї риси професора Петра Цися – його художнього дару, вміння малювати природно-географічні об'єкти, різноманітні краєвиди. На щастя, зберігся великий альбом його малюнків Карпатського регіону "Українські Карпати: Рисунки" (1946–1951 рр.). Перший малюнок (26,5X 15 см) датований 7.07. 1946 р. На ньому зображений фрагмент смт. Моршин. Наступні малюнки (їх 8) виконані 11–24.07. 1946 р.. Вони створюють серію – "пробу



олівця" Петра Миколайовича. З них видно, що в цей період П. Цись відпочивав у Моршині в санаторії і поєднував корисне (лікування) з приємним – подорожами і малюванням навколишніх красвидів.

Наступна серія малюнків відображає низькогір'я Скибових Карпат в районі с. Гошів. Усі вони намальовані 16.07. 1946 р.

Чергову мандрівку в Карпати П. Цись зробив 29.03 – 27.04. 1948 р. Очевидно, він в цей період відпочивав і лікувався у Ворохті. На малюнках відображені панорами Свидовця і Черногори, долина р. Прут з комплексом терас у Ворохті, Скибові Горгани поблизу Ворохти, Панорама Черногори з г. Магура в районі Ворохти тощо. У серпні 1949 р. професор мандрував Скибовими Карпатами і Горганями та малював долину річки Бистриця Надвірнянська і крайові низькогір'я Скибових Карпат в районі Надвірної, тераси р. Бистриці Солотвинської в с. Солотвино, панораму Майданського низькогір'я в с. Солотвино, панораму Горган біля с. Гута, панораму північно-західних схилів Черногори, Ясинську улоговину, Рахівський кристалічний масив, Полонини Боржава, Великий Діл, Гутин та ін., Хустські Ворота, Масив Тупой, Березівське вулканічне горбогір'я, панораму Вулканічного хребта в цілому та інші об'єкти. У липні 1950 р. ним намальована серія малюнків хр. Парашка, долини і терас р. Опір, інших об'єктів.

Потім були малюнки Яремчанських водоспадів і схилів (5–6.07.1951), скель Довбуша, терасового комплексу Прута і місцевих річок, терас р. Прут біля Делятина (панорама). У вересні 1951 р. П.М. Цись здійснив мандрівку у Покутсько-Буковинські Карпати. Результатом є серія малюнків терас річок Серет і Черемош, рельєфу цього регіону.

Зауважимо, що в альбомі міститься багато панорамних малюнків, які передають контури хребтів і річкових долин,

основних вершин та міжгірських улоговин різних частин Карпат. Понорамне зображення рельєфу – перша особливість художньої творчості П.Цися.

Другою особливістю малюнків П. Цися є оригінальне відображення на них морфологічних, літолого-стратиграфічних та морфогенетичних складових геоморфологічної будови території. Третя риса – малюнки масштабні, вони дають уяву про розміри зображуваних об'єктів.

Усі ці факти свідчать, що П.М. Цись мав риси професійного художника і користувався рисунком – універсальним засобом фіксування на папері найважливіших рис морфології досліджуваного рельєфу – як висококваліфікований природознавець. Цими малюнками він неодноразово ілюстрував свої лекції і доповіді, вони частково опубліковані у навчальному посібнику "Геоморфологія УРСР" (1961), решта ж ще чекає кращих часів...

Звісно, цим коротким переліком не обмежується спектр життєвих і наукових здобутків професора П. Цися. Певним доповненням до цієї характеристики може слугувати список найважливіших географічних і картографічних праць вченого, упорядкований нами, який подається нижче. Повніше і детальніше його творчість буде відображена у книзі "Професор Петро Цись" із серії "Постаті українського землезнання", започаткованої у Львівському національному університеті професором Олегом Шаблієм і підготовленій до друку професором І. Ковальчуком. Сподіваємося, що вона побачить світ до вересня 2004 р. – 90-річчя від дня народження фундатора кафедри геоморфології Львівського національного університету імені Івана Франка, засновника Львівської геоморфологічної школи П.М.Цися.

**Найважливіші географічні і картографічні праці професора П.М. Цися**

1. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР // Географический сборник. Вып. 1. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1951. – С. 11–62.
2. Основные итоги и дальнейшие задачи геоморфологического изучения Советских Карпат // Географический сборник. Вып. 2. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1954. – С. 37–59.
3. Геоморфологические районы Советских Карпат // Географический сборник. Вып. 3. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. – С. 5–24.
4. Обзор основных питань геоморфології західних областей України // Географічний збірник. Вип. 1. Географічне товариство УРСР. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1956. – С. 81–103.
5. Некоторые особенности развития долинных систем Советских Карпат // Известия Всесоюз. Географ. Общества. Т. 89. Вып. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – С. 53–56.
6. О физико-географическом районировании и ландшафтном картировании западных областей Украинской ССР (с картой) // Географ. сборник. Вып. 4. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. – С. 163–172.
7. Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат // Геологический сборник. Вып. 4. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. – С. 313–330.
8. О типологических ландшафтных единицах западных областей Украинской ССР // Доповіді та повідомлення Львів. ун-ту. Вип. VII. Ч. 3, 1957. – С. 6–10.
9. О методике изучения природных условий и ландшафтного картирования территории колхозов // Доповіді та повідомлення Львів. ун-ту. Вип. VII. Ч. 3. – 1957. – С. 13–15.
10. О морфологической структуре горных ландшафтов (на

- примере Советских Карпат // Тезисы докладов: Третье Всесоюзное совещание по ландшафтоведению в Тбилиси. – Тбилиси: Изд-во АН Груз. ССР, 1958. – С. 95–98.
11. О горизонтальной и вертикальной морфологической структуре ландшафтов // Ученые записки Латвийского ГУ. Т. XXXI. Четвертое Всесоюзное совещание по ландшафтоведению в Риге. Тезисы докладов. – Рига, 1959. – С. 11–14.
  12. Підсумки і завдання географічного вивчення західних областей Української РСР // Географічний збірник. Вип. 5. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1959. – С. 5–15. (у співавторстві з Ващенком А. Т., Геренчуком К. І.).
  13. Деякі проблеми неотектоніки західних областей Української РСР // Географічний збірник. Вип. 5. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1959. – С. 83–93.
  14. Про геоморфологічне районування Української РСР // Географічний збірник. Вип. 5. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1959. – С. 148–151.
  15. Физико-географическое районирование Украинской ССР для целей сельского хозяйства // Материалы к III съезду Географического общества Союза ССР. – Л, 1959. – С. 1–24. (в соавторстве с Ланько А. И., Мариничем А. М., Поповым В. П., Порывкиной О. В.).
  16. Основные проблемы геоморфологии Советских Карпат // Материалы Второго геоморфологического совещания, АН СССР, Геоморфологическая комиссия. – М, 1959. – С. 1–12.
  17. Некоторые вопросы методики ландшафтных исследований горных стран (на примере Советских Карпат) // Географический сборник. Вып. 6. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. – С. 45–52.
  18. Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат // Материалы Всесоюзного совещания по изучению

- четвертичного періода. Т. II. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 335–341.
19. Некоторые проблемы четвертичного морфогенеза Советских Карпат // Четвертичный период. Вып. 13-15 к VI конгрессу INQUA. – К.: Изд-во АН Украинской ССР, 1961. – С. 231–239.
  20. Некоторые вопросы методики геоморфологического районирования и картографирования равнинных территорий (на примере УССР) // Природные ресурсы Левобережной Украины и их использование. Материалы междуведомственной научной конференции. Т. I. – Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1961. – С. 142–145.
  21. Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 233 с.
  22. Розвиток географії у Львівському університеті (до 300-річчя з дня заснування університету) // Вісник Львівського державного університету імені Івана Франка. Серія географічна. Вип. 1, 1962. – С. 3–12 (співавтори П. Т. Ващенко, К. І. Геренчук, Г. А. Зільбер).
  23. Шевченко як краєзнавець // Вісник Львівського університету. Серія філологічна. – Львів: Вид-во Львівського університету, 1964. – С. 18–35.
  24. Некоторые проблемы морфогенеза Украинских Карпат // Вопросы регионального ландшафтоведения и геоморфологии СССР. Географический сборник. Вып. 8. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1964. – С. 73–84.
  25. Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1964. – С. 135–146, 165–213. (у співавторстві з Геренчуком К. І., Койновим М. М.).
  26. Короткий огляд сучасних геоморфологічних явищ на території західних областей УРСР // Вісник Львівського університету. Серія географічна. Вип. 2. – Львів: Вид-во

- Львівського університету, 1964. – С. 3–10.
27. Some problems of development of the Soviet Carpathians during Tertiary. Некоторые проблемы развития рельефа Советских Карпат в третичное время (резюме на русском языке) // Geomorphological problems of Carpathians I Evolution of the relief in Tertiary. – Bratislava: Vidavatelstvo Slovenskej Akademii Vied, 1965. – С. 221–234.
  28. Геоморфология. Общие черты геоморфологического развития и неотектоники Карпат. Геоморфологическое деление Украинских Карпат. // Геология СССР. Т. XLVIII (48). Карпаты. Ч. I. Геологическое описание. – М.: Недра, 1966. – С. 441–464 (Со “Схемой геоморфологического районирования Украинских Карпат”).
  29. Обзор основных проблем морфогенеза Украинских Карпат // Geomorphological Problems of Carpathians. Т. II. – Warszawa, 1966. – С. 37–49. Резюме на английском языке.
  30. Деякі підсумки прикладних геоморфологічних досліджень у Карпатах та на Волино-Поділлі // Сучасні проблеми географічної науки в Українській РСР. Матеріали першого з'їзду географічного товариства УРСР. – К.: Наук. Думка, 1966. – С. 184–188.
  31. Опыт составления геоморфологической карты Украинских Карпат / Комплексное картографирование производительных сил УССР. Мат-лы 2-й науч. конф. Сектор геогр. АН УССР. – К.: Наук. думка, 1967. – С. 30–31.
  32. Геоморфологія і неотектоніка // Природа Українських Карпат. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1968. – С. 50–86.
  33. Стан вивчення та сучасні проблеми геоморфології Українських Карпат // Вісник Львівського університету. Серія біологічна, географічна та геологічна. Вип. 4. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1968. – С. 106–120.
  34. Географічний факультет Львівського університету за



роки Радянської влади // Вісник Львівського університету. Серія біологічна, географічна та геологічна. Вип. 4. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1968. – С. 89–96. (у співавторстві з Андріановим М. С., Ващенком А. Т., Геренчуком К. І., Луговим В. В.).

35. Деякі особливості вертикальної морфологічної зональності Українських Карпат // Природні умови та природні ресурси Українських Карпат. Фіз. географія та геоморфологія. Респ. міжвуз. зб. АН УРСР. Географічне товариство УРСР. – К.: Наук. думка, 1968. – С. 129–137.
36. Основні риси морфоструктури Українських Карпат // Питання географії Українських Карпат. Географічний збірник. Вип. 9. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1969. – С. 115–124.
37. Основні підсумки геоморфологічного аналізу тектоніки Українських Карпат та Волино-Поділля // Вісник Львівського університету. Серія географічна. Вип. 6. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1970. – С. 3–9.

**PETRO TSYS': CONTRIBUTION IN DEVELOPMENT OF UKRAINIAN GEOMORPHOLOGY**  
**Ivan Kovalchuk**

The role of famous Ukrainian geomorphologist, Doctor of Geographic Science, Professor of the Department of Geomorphology of Lviv University Petro Tsys' (1914 – 1971) in formation of Geographic faculty and Lviv geomorphologic school, in development of knowledge about relief and nature of Ukraine, in high education specialists training are characterized.

УДК 551.4

**СПОГАДИ ПРО ПРОФЕСОРА ПЕТРА ЦИСЯ**

**Ярослав Кравчук**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Спогади про професора Петра Миколайовича Цися пов'язані з двома періодами: 50-і роки – навчання на географічному факультеті Львівського університету і 60-і роки – робота в науково-дослідному секторі університету з одночасним навчанням у заочній аспірантурі.

Професор П.Цись користувався великим авторитетом серед студентів і відносився до “добрих” викладачів. Його доброта, чуйність і надзвичайна скромність виокремлювали його серед колективу факультету. В той же час професор П.Цись користувався величезною повагою серед студентів. Виклик до декана за будь яку провину вважався надзвичайною подією (професор П.Цись деканом факультету працював з 1954 року до 1964 року).

Надзвичайно популярним був науковий студентський гурток при кафедрі геоморфології. Багато студентів записувалися і відвідували гурток з першого або другого курсу, проб гарантувати собі спеціалізацію на кафедрі після другого курсу. У 50-і роки спеціалізуватися на кафедрі геоморфології вважалось найпрестижніше. Пов'язано це було, насамперед, із запитом на фахівців геоморфологів у геологічні експедиції і проектні інститути. Професор П.Цись, незважаючи на велику занятість (завідувач кафедри і декан), регулярно відвідував заняття студентського наукового гуртка. З нашого курсу (1953-1958) було дуже багато бажаючих потрапити на кафедру геоморфології. Це був єдиний курс у 50-і, 60-і і 70-і роки, на який набирали три групи. Із задоволенням

ми молоді слухали виступи і дуже часто бурхливі дискусії наших старших колег, які вже пройшли виробничі і переддипломні практики в різних експедиціях, науково-дослідних і проєктних інститутах. Запам'яталися активісти: Юрій Зубрицький, Михайло Гриценко, Володимир Гусак, Юрій Єрмоленко, Радослав Сливка, Микола Янюк та ін.

З нашого курсу у групу геоморфологів записалось біля 20 студентів. Але після закінчення третього курсу нам повідомили, що спеціалізація "геоморфологія" закривається. На виробничу практику нас скеровувала кафедра фізичної географії. Більшість хлопців, за порадою професора К.Геренчука (завідувач кафедри фізичної географії), поїхали на практику у Житомирську область у складі Львівської аерофотолісовпорядної експедиції.

На початку вересня 1956 року професор П.Цись повернувся з XVIII Міжнародного географічного конгресу (Ріо-де-Жанейро) і привіз повідомлення про те, що спеціалізація "геоморфологія" відновлена (повертався через Москву і завдяки авторитету відомого геоморфолога академіка І.П.Герасімова, директора Інституту географії АН СРСР, який очолював делегацію географів СРСР на конгресі, зумів аж у союзному Міністерстві добитися відновлення спеціалізації на кафедрі).

Своїми враженнями про перебування на XVIII Міжнародному географічному конгресі, який відбувався одночасно з роботою IX Генеральної Асамблеї Міжнародного Географічного Союзу, професор П.Цись ділився у численних виступах (Львівський будинок вчених, листопад 1956р.; клуб Львівського університету, січень 1957р.; зустріч випускників географічного факультету ЛДУ, березень 1957р.; на зборах Харківського відділу Географічного товариства УРСР, лютий 1958р. та ін.). Свої враження від подорожі у Бразилію



Світлина 1. Професор П. Цись на виробничій практиці в Карпатах.

професор П.Цись опублікував в університетській багатотиражці.

На конгресі домінували представники з Північної, Центральної і Південної Америки (з понад 800 делегатів, 600 представляли американські країни, 180 – європейські, 30 – азіатські і африканські). Серед наукових доповідей на різних секціях і комісіях (понад 350) найбільше було з проблем геоморфології і економічної географії. Професор П.Цись відзначив доповіді від делегації СРСР, які викликали великий інтерес серед делегатів: академіка І.П.Герасімова “Аридні і семиаридні абласти СРСР та їх географічні аналоги”, члена-кореспондента С.В.Колесника “Про підготовку дослідників і викладачів географії в університетах”, професора Ф.Ф.Давітая “Про цілеспрямовану зміну клімату антропогенними факторами”.

Цікаво проф. П.Цись розповідав про екскурсію по Бразилії, а також про перебування в Лондоні (по дорозі і Бразилію) і в Парижі (повернення з Бразилії). Із захопленням розповідаючи про природу Бразилії, про багаті землі з високими врожайми кофе, томатів та ін., обов'язково наголошував на величезних контрастах поміж бідними і багатими, білими і кольоровими, про своє здивування (і представників радянської делегації) тим, що багатий землевласник (“Томатний король”) ніколи не чув прізвища “Пушкін”. Такі були часи, що необхідно було ганьбити все “капіталістичне” і розхвилювати “соціалістичне”.

Запам'яталася переддипломна практика 1957 року в Карпатах. Шістьом студентам нашої групи були визначені теми дипломних робіт з геоморфології річкових долин у Горганах (річки Мізинка, Свіча, Лімниця, Бистриця Солотвинська, Бистриця Надвірнянська, Прут). Керував практикою професор Цись, допомагав викладач кафедри Д.Стадницький, який почав працювати над кандидатською



дисертацією "Геоморфологія Горган" (захистив у 1964 році). Долини горганських річок розібрали: Анатолій Ермоленко, Ярослав Кравчук, Рая Канська, Галина Ісасва, Ліля Овчареко, Таміла Оляновська.

Протягом двохмісячної практики професор Цись кілька разів відвідував дипломників, проводив консультації. Збиралися ми на визначену дату у смт.Солотвині на Бистриці Солотвинській і повинні були показати результати проведених досліджень.

Частіше відвідував нас Дмитро Стадницький у супроводі Юрія Ермоленка, який намітив собі тему кандидатської дисертації "Геоморфологія Бескид" (захистив у 1967 році). З ними ми могли вже й пожартувати. З Анатолієм Ермоленком (у нього долина Мізунки, у мене – Свічі) ходили разом у маршрути. Їздили вузькоколійкою, ночували по кілька днів на лісопунктах з лісорубами – йшло інтенсивне вирубування лісів. В околицях села Мислівка і хутора Бескид на правому березі р. Свічі на відносних висотах від 140 до 180 м закладали галечники, які в наплечниках посилали з русла або з низьких терас. У черговий приїзд Д.Стадницького і Ермоленка - старшого демонстрували їм алювіальні відклади на рівнях VII і VIII терас (сенсація для цього регіону). Про це був поінформований ними професор Цись, і тому по приїзді до Львова ми вирішили перепроситися за свій жарт. Але професор Цись зреагував на це не так, як ми думали. Обличчя аж світилося від радості і після цього ще довго жартував над нашими старшими колегами.

У березні 1961 року, після 2,5 років роботи вчителем географії Щирецької середньої школи, я був зарахований на посаду інженера ґрунтознавчої експедиції при Львівському відділі Географічного товариства, а через два тижні переведений на посаду інженера у новостворену ґрунтознавчу партію при науково-дослідному секторі університету. Цьому



Світлина 2. Делегати XVIII Міжнародного географічного конгресу на прийомі у посольстві США (Ріо-де-Жанейро, 17.08.1956). Зліва направо: професор Нефф, професор Заморій, професор Цись

завдячую професорові П.Цисю (декану), професору І.Гоголеву (науковому керівнику ґрунтознавчих тем), В.Носану (начальнику новоствореної ґрунтозначої партії), ректорові Є.Лазаренку за допомогу в отриманні прописки у м. Львові.

У Центральному і Північному Казахстані (польові роботи) працював з 1961 до 1964 року. Крім основної роботи, склав середньомасштабну геоморфологічну карту на територію розміщену південніше озер Тенгіз і Кургальджино. Після доповіді на секції Географічного товариства був запрошений в аспірантуру двома професорами – К.Геренчуком і П.Цисем. Віддав перевагу кафедрі геоморфології.

У 1965 році при науково-дослідному секторі університету створюється “Комплексна географічна експедиція” (до цього вже були створені Забайкальська геологічна, ґрунтознавча і геоботанічна експедиції), завданням якої було виконання робіт згідно Постанови Держкомітету Ради Міністрів УРСР з координації науково-дослідних робіт з проблеми “Розробка науково-обґрунтованих заходів з попередження шкідливих стихійних явищ в Українських Карпатах” по двох темах: “Геоморфологія Українських Карпат” і “Ландшафти Українських Карпат”. Науковими керівниками тем були професори П.Цись і К. Геренчук, співкерівниками – доценти Д.Стадницький і Г.Міллер. Відповідальними виконавцями (керівники загонів) були: геоморфологічних – Я.Кравчук і Р.Сливка, ландшафтних – І. Волєшин і Й.Вишневський.

Перший маршрут всіх учасників експедиції був у гірський масив Свидовець, завданням якого було узгодити методику досліджень і виробити єдиний підхід для створення легенд для геоморфологічної і ландшафтної карти. Професор П.Цись успішно пройшов весь маршрут, брав активну участь у розробці легенди для геоморфологічної карти.

Комплексна географічна експедиція працювала три роки (1965, 1966, 1967). За цей час були складені геоморфологічні і ландшафтні карти масштабу 1:100000, розроблені рекомендації для запобігання інтенсивного розвитку шкідливих екзогенних процесів. Дослідженнями були охоплені басейни рік Пруту, Бистриці Надвірнянської, Бистриці Солотвинської, Тиси, Тересви та ін.

З 1968 року Міністерство лісової, целюлозно-паперової і деревообробної промисловості фінансувало детальне вивчення і картографування сучасних екзогенних морфодинамічних процесів (масштаб 1:10000) на репрезентативних ділянках. На основі комплексної географічної експедиції була створена геоморфологічна партія науково-дослідного сектору університету.

Професор П.Цись, вітаючи мене з призначенням на посаду начальника геоморфологічної партії наказом ректора, сказав, що це єдиний випадок на теренах СРСР. Дуже тішився, що така структура є саме у Львівському університеті при кафедрі геоморфології. Геоморфологічною партією протягом двох років були проведені детальні дослідження і картографування у Свидовецькому лісництві (проблема селів), Печеніжинському лісництві (проблема зсувів у Тисовому заповіднику), Космацькому лісництві (проблема поверхневої і лінійної ерозії).

У 1969-1970 роках у професора П.Цися появились серйозні проблеми із здоров'ям. Мою кандидатську дисертацію "Геоморфологія Пригорганського Передкарпаття" уважно прочитав і зробив правки, перебуваючи у лікарні. До останніх хвилин свого життя турбувався за своїх учнів - аспірантів, навчальним і науковим процесом на кафедрі.

Пам'ять про відомого вченого, скромну, добру людину, Вчителя - назавжди збережеться в наших серцях.

## REMINISCENCES ABOUT PROFESSOR PETRO TSYSS Yaroslav Kravchuk

Reminiscences about professor Petro Tsyss from his student years of 1950-s as well as of his work at the University and studies at the post-graduate course in 1960-s.



## ФАУНА МОЛЮСКІВ РОЗРІЗУ МАРИНОПІЛЬ ТА ЇЇ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

Андрій Богуцький, Роман Дмитрук,  
Андрій Яцишин

Львівський національний університет імені Івана Франка

Розріз Маринопіль та прилеглі до нього околиці розташовані у межах так званого регіону Галицького Придністер'я, четвертинна геологія, геоморфологія, археологія якого активно вивчається упродовж останніх 10 років групою науковців Львівського національного університету імені Івана Франка, університету Марії Кюрі-Скłodовської (м. Люблін, РП), Інституту українознавства імені Івана Крип'якевича, Варшавського університету. Розріз розкриває будову четвертої надзаплавної тераси Дністра та його приток.

Досліджувана територія з геоморфологічної точки зору розташована на стику двох областей: Волино-Подільської височини і Передкарпаття, межа між якими схематично проходить спочатку по Дністру, а далі у районі смт. Єзупіль круто повертає на південний захід вздовж Бистриці. При більш детальному розгляді регіон розташований у межах: Південно-Опільської хвилястої височини (Волино-Подільська височина) і Галицько-Букачівської улоговини з акумулятивно-рівнинним рельєфом та акумулятивних терасованих межиріч і долин Середнього Передкарпаття (область Передкарпаття) (рис.1).

Маринопіль, у межах якого вивчались низка відслонень, розташований на лівому березі Дністра на 3 км нижче по течії від місця впадіння Бистриці (рис.1). Основні риси рельєфу околиць Маринополя були сформовані Дністром, який у ра-



Рис.1. Територія Галицького Придністер'я

йоні Галича врізається у Подільську височину, утворюючи при цьому долину з першими, ледь помітними тут, рисами каньйону. Максимальна глибина врізу долини Дністра у поверхню Поділля досягає 100–120 м.

У бортах долини збереглися фрагменти чотирьох плейстоценових терас, голоценових першої тераси та низької заплави [2, 8]. Маринопіль, як згадувалось вище, розташований на четвертій терасі Дністра, що морфологічно досить чітко виражена: західний, південний схили, які виходять безпосередньо до русла річки, круті, подекуди обривисті; східна межа проходить, імовірно, вздовж потоку Тумир, а північна – фіксується поступовим зростанням абсолютних висот понад 250 м. У розрізі тераси чітко виділяються три складові: корінний цоколь (висотою 14 м), алювіальна товща (потужністю 3–4 м) і лесово-грунтової покрив. Остання складова розрізу тераси дозволяє зробити припущення, що тераса сформувалась впродовж однієї фази інтергляціалу, часу формування коршівського викопного ґрунтового комплексу (середній плейстоцен) [8].

Басейн середнього Дністра відомий серед науковців за багатьма палеолітичними стоянками, у тому числі світового значення, зокрема Молодово I і V, Кетроси,

Стінка, Кормань IV тощо [4]. Історія та результати досліджень палеоліту району верхнього Дністра є скромнішими. Одним з перших дослідників геології, геоморфології й палеоліту південно-західної частини Поділля був Ю. Полянський, підсумки досліджень якого подані у монографічній роботі "Подільські етюди" [6]. Саме у цій праці вперше згадується про палеолітичну стоянку Маринопіль, описуються знахідки слідів проживання тут пізньопалеолітичної людини, зокрема крем'яні та кістяні знаряддя, кістки вбитих нею тварин.

У ході досліджень лесово-грунтової товщі Галицького Придністер'я, українсько-польською групою геологів, археологів удалось відкрити більше десятка палеолітичних стоянок, найстарші з яких датуються пізньоашельською добою, а наймолодші – фінальним палеолітом. Серед відкритих палеолітичних стоянок слід згадати Галич I, Єзупіль, Колодіїв, Козина, Довге та ін.

Стараннями археологів у 2002 році вдалося знайти окремі артефакти у кар'єрі на західній околиці села. Артефакти приурочені до верхньої частини лесово-грунтового профілю. У свою чергу бажання знайти палеоліт у районі с. Маринопіль стимулювало інтенсивність проведення польових геолого-геоморфологічних досліджень.

Опис розрізу Маринопіль виконано А. Богуцьким, зокрема покривна товща згідно стратиграфічної схеми будови лесово-грунтової товщі Волино-Поділля [1]. Корінні (дочетвертинні) відклади представлені тут верхньокрейдовими сірими тріщинуватими мергелями. Вони формують цоколь тераси висотою близько 14 м. На ньому залягає пачка

середньо-, верхньоплейстоценових відкладів. Коротку будову її подаємо нижче.

0, – 1,5 м	Сучасний ґрунт. Має чітко диференційований профіль. Верхніх 0,75 м – горизонт А <sub>1</sub> , складений темно-сірими некарбонатними супісками. Нижні 0,75 м – горизонт В, складений сіро-жовтими, подекуди з червонуватим відтінком, карбонатними макропористими супісками.
1,5 – 3,6 м	Найбільш типовий лес, однорідний, пального кольору, карбонатний. У нижньому метрі горизонту зустрічаються плями озалізнєння і оглєсєння.
3,6 – 4,2 м	Рівненський підгоризонт. Представлений важкими супісками карбонатними сірими, іноді світло-коричневими. Ділянками спостєрїгаються плями оглєсєння і озалізнєння.
4,2 – 7,1 м	Лесовий підгоризонт, складений суглинками темно-жовтими, щільними однорідними, біля нижнього контакту оглєсєними. Породи карбонатні за виключєнням горизонту в інтервалі 5,7–6,7 м.
7,1 – 8,3 м	Дубнівський ґрунт разом із наддубнівською соліфлюкцією (2а). Побудований супісками жовтувато-сірими, сірими дуже оглєсєними, на усю потужність закипаючими із соляною кислотою.
8,3 – 9,3 м	Нижній горизонт верхньоплейстоцєнових лесів. Складається вглиб по розрізу з шару супісків темно-жовтих однорідних, макропористих, слабо реагуючих із соляною кислотою; глейового шару, суглинистого, темно-жовтого із голубуватим відтінком; шару супісків важких, некарбонатних, темно-жовтих, у нижній частині яких зустрічається матеріал горизонту А <sub>1</sub> залягаючого нижче горохівського комплексу.
9,3 – 11,4 м	Горохівський викопний ґрунтовий комплекс. Має чітко диференційований профіль, у якому виділяються: горизонт А <sub>1</sub> потужністю 0,65 м, складений коричневими щільними, однорідними суглинками; горизонт А <sub>2</sub> потужністю 0,15 м, складений білястими тонкими супісками; горизонт В потужністю 1,4 м, складений дуже щільними суглинками червонувато-коричневого кольору, інтенсивно озалізнєними, некарбонатними.

11,4 – 18,0 м	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів. Має складну будову. У ньому на глибині 12,45–13,3 м чітко виділяється глейовий горизонт загального голубувато-сірого забарвлення. Увесь горизонт лесів складений супісками, переважно пухкими, часто карбонатними, що містять багато залізо-марганцевих новоутворень. Подекуди лесова пачка шарувата.
18,0 – 20,9 м	Коршівський викопний ґрунтовий комплекс, що складається із ґрунтів двох фаз ґрунтоутворення. Гумусний горизонт ґрунту другої фази (верхнього) зденудований. Тому профіль ґрунту розпочинається з горизонту В, який має потужність 1,0 м і складений суглинками червонувато-коричневими, дуже щільними, відмитими від карбонатів, з плямами глею.
	У ґрунті першої фази (нижньому) виділяється досить умовно гор. А <sub>1</sub> потужністю до 0,4 м. Весь горизонт інтенсивно оглесний, особливо у верхній частині. Складений він важкими суглинками, подекуди опіщаними, з поодинокими включеннями гальки та гравію. Горизонт В має потужність 1,5 м, колір червонувато-коричневий, зі значною кількістю плям сірого оглеснення. Складений суглинками, які вниз по розрізу стають більш опіщаними. У нижній частині зустрічаються досить багато включень гравійно-галечникового матеріалу.
20,9 – 22,0 м	Піски алювіальні, дрібно- і середньозернисті, кварцові, кварц-польовошпатові, жовтувато-сірі, горизонтально і хвилясто шаруваті. По усьому шару зустрічаються галька і гравій. Уламковий матеріал добре обкатаний, діаметром 9,0 см і більше. Нижче залягає майже 3-метрова пачка руслового алювію, представленого добре обкатаним гравієм і галькою діаметром до 10 см і більше.

Для відтворення умов часу формування описаної товщі відкладів нами вивчалась викопна фауна молюсків четвертинних відкладів, яка була виявлена лише у окремих горизонтах лесів та викопних ґрунтів, що пов'язано з

особливостями порід: їх карбонатністю, кількістю у них гумусу, гранулометричним складом відкладів тощо. Знайдену фауну молюсків подано у табл. 1.

Для визначення видового складу виявлених малакофауністичних комплексів та для здійснення палеогеографічних реконструкцій нами використано визначники та методичні джерела І. Ліхарєва та Є. Раммельмейєра [5], В. Ложека [10], С.В. Александровіча [9]. Згідно використаної нами схеми поділу фауни молюсків за умовами проживання на екологічні групи, уся виявлена у розрізі фауна була поділена на групи, подані у таблиці 2.

Таблиця 2

Екологічні групи молюсків (за В. Ложеком, 1964, С.В. Алкесандровіч, 1986):

Екологічна група	Характеристика умов проживання
MM	– мезофільні види з широким спектром умов проживання ( <i>Trichia hispida</i> );
Md	– мезофільні види місць із середньою зволоженістю ( <i>Succinea oblonga elongata</i> , <i>Columella columella</i> );
So	– таксони відкритих місць, зволжених довільно: від сухих до підмоклих ( <i>Pupilla loessica</i> , <i>Pupilla muscorum</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i> , <i>Vallonia pulchella</i> , <i>Vallonia costata</i> );
WD	– види, типові для сильно зволжених і підмоклих місць ( <i>Vertigo genesii</i> ).

Також усю знайдену фауну молюсків можна поділити на дві групи за температурними умовами: до першої слід віднести широко розповсюджені палеарктичні види, або, як їх називають, убіквістів (*Trichia hispida*, *Succinea oblonga elongata*, *Pupilla muscorum*, *Vallonia pulchella*, *Vallonia costata*, *Vertigo genesii*), а до другої – холодолюбні чи холодостійкі



види (*Vertigo parcedentata*, *Columella columella*, *Pupilla loessica*, *Vallonia tenuilabris*).

Підрахувавши частку кожного виду та екологічної групи молюсків у зразку, можна зробити наступні реконструкції умов часу формування досліджуваної пачки відкладів. Відповідно до зміни кліматичних умов змінюються частки як окремих видів молюсків, так і тих або інших екологічних груп у складі малакокомплексів.

У ґрунтах коршівського та горохівського викопних ґрунтових комплексів, які сформувались у міжльодовикові епохи (за винятком горизонту А<sub>1</sub> горохова), викопної фауни молюсків не знайдено, тому їх при здійсненні палеорекоконструкцій умов формування торкатись не будемо.

Найдавнішу фауну молюсків у розрізі Маринопіль знайдено у середній і верхній частинах верхнього горизонту середньоплейстоценових лесів (проби 1–5) у інтервалах відповідно 16,0–13,3 та 12,4–11,4 м. У знайдених малакофауністичних комплексах визначальними є холодолюбні види, зокрема *Pupilla loessica*, *Vallonia tenuilabris*, *Columella columella*, *Vertigo parcedentata*, тому ці комплекси відносимо до аркто-бореально-альпійських. Частка цих видів у лесовому горизонті змінюється у широких межах: мінімальною вона є у пробі №3 (17%), а максимальною у пробі №5 (54,6%); у решті проб вона складає близько 40–45%. Такий характер фауни молюсків вказує на холодні умови часу нагромадження цієї пачки, а зміни у кількості фауни – на динаміку природних умов.

На окрему увагу заслуговує проба №5. У ній знайдено велику кількість холодолюбної фауни і одночасно велику кількість вологолюбної фауни (відзначимо зростання часток таких видів як *Succinea oblonga elongata*, *Columella columella* та з'яву *Vertigo genesii*). Такий характер фауни свідчить, що тогочасні умови були дуже холодними та досить вологими.

У залягаючих вище горохівському викопному ґрунтовому комплексі та нижньому горизонті верхньоплейстоценових лесів фауни молюсків не знайдено. Дубнівський викопний ґрунт вміщує фауну лише у верхній частині (проба №6): тут знайдено двадцять екземплярів виду *Pupilla muscorum*. Багатшими є залягаючі вище підгоризонти лесів і викопних ґрунтів. Визначаючими у їх складі, як і у середньоплейстоценових лесах, є холодолюбні форми, тому малакофауністичні комплекси теж слід віднести до аркто-бореально-альпійських. Загальною рисою часу формування цих відкладів є, як і у попередньому випадку, холодні і досить сухі природні умови. На це вказує у складі малакофауністичних комплексів значної частки холодолюбних видів при цьому частка вологолюбних таксонів здебільшого є низькою. Максимальними показниками кількості холодолюбів виділяються проби №8, 12 і 14, а мінімальними №6, 7 і 10. При цьому слід зауважити, що зростання кількості холодолюбного виду *Pupilla loessica*, який є стійким до процесу лесонагромадження, паралелізується із формуванням лесових горизонтів і навпаки у пробах із дубнівського і рівненського рівнів, які сформувались у відносно тепліші проміжки часу, він є відсутнім. Але хибно буде вважати, що кліматичні умови були незмінними впродовж етапів лесонагромадження (формування лесових горизонтів і підгоризонтів). Впродовж цих етапів динаміка клімату першочергово проявлялась у зміні зволоженості території. Про що вказують різні частки вологолюбних таксонів у пробах з лесових горизонтів (підгоризонтів).

Аналіз знайденої фауни молюсків свідчить про те, що домінуючими ландшафтами у холодні відрізки плейстоцену, коли формувались лесові горизонти, були відкриті тундрові простори типу лу́гів, а на більш віддалених від долини Дністра

Таблиця 1

## Фауна молосків розрізу Маринопіль

№ п/п	Види молосків	Нумерація проб														
		№1	№2	№3	№4	№5	№6	№7	№8	№9	№10	№11	№12	№13	№14	№15
1	<i>Succinea oblonga elongata</i>	56	94	133	2	146	—	—	4	42	9	6	5	40	3	10
2	<i>Vertigo genesii</i>	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—
3	<i>Vertigo parcedentata</i>	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	<i>Vertigo sp.</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—
5	<i>Columella columella</i>	6	13	9	1	179	—	—	2	37	—	—	—	—	—	—
6	<i>Pupilla loessica</i>	69	50	50	—	60	—	—	8	35	—	—	33	14	7	—
7	<i>Pupilla muscorum</i>	237	48	282	6	72	20	17	8	21	10	3	20	16	6	6
8	<i>Vallonia tenuilabris</i>	152	42	27	7	29	—	—	14	73	4	12	9	30	8	8
9	<i>Vallonia costata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
10	<i>Vallonia pulchella</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	—	—	1	—
11	<i>Trichia hispida</i>	—	Дет риг	3	—	2	—	—	—	12	2	—	—	Дет риг	—	—
Всього		520	247	504	16	498	20	17	36	240	27	24	70	100	25	24

E – екологічні групи (B. Ложек, 1964, С.В. Александрович, 1986).

ділянках і степів здебільшого із трав'яними рослинними угрупованнями. Кількість чагарниково-лісової рослинності була незначною, на що вказує відсутність або ж дуже мала частка тінюлюбних таксонів (одним з таких можна вважати *Trichia hispida*). Враховуючи сучасний стан рослинного покриву та малакофауну інших розрізів цього району [3], можна уявити, що збільшення кількості чагарниково-деревних угруповань спостерігалось у долинах Дністра і його приток та у від'ємних формах рельєфу, а на вищих терасах та вододілах домінували трави.

## Список літератури

1. Бозуцкій А.Б. Антропогенные покровные отложения Вольно-Подольи // Антропогенные отложения Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – С. 121–132.
2. Гофштейн І.Д. Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров'я. – Київ: В-во АН УРСР, 1962.
3. Дмитрук Р.Я. Палеогеографічні умови верхньоплейстоценового лесонагромадження Волино-Поділля (на основі малакофауни) / Автореф. дис. на здобуття наук. ступ. канд. географічних наук. – Львів, 2001.
4. Иванова И.К. Палеоэкология мустье Приднестровья и стратиграфия верхнего плейстоцена перигляциальной зоны юга европейской части СССР // Исследования четвертичного периода. – М.: Наука, 1986. – С. 156–167.
5. Лихарев И.М., Раммельмейер Е.С. Наземные моллюски фауны СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1952.
6. Полянський Ю. Подільські етуди: Збірник матем.-прир.-лікар. секції наук. Тов-ва ім. Шевченка. – Т. XX. – Львів, 1929.
7. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962.
8. Яцишин А.М. Геоморфологічна будова долини Дністра у межах Передкарпаття // Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук. – Львів, 2001.
9. Alexndrowicz S.W. Analiza malakologiczna w badaniach osdów czwartorzędowych / Geologia. – Т.13. – Z. 1–2. – Kraków, 1987. – S. 3–240.
10. Ložek V. Quartarmollusken der Tschechoslovakei. – Praha, 1964.

**FAUNA OF MOLLUSCS A PROFILE MARYNOPIL AND IT  
PALEOGEOGRAPHICAL INTERPRETATION**

**Andrij Bogutskij, Roman Dmytruk, Andrij Yatsyshyn**

The research of loess-paleosols series of terraces of the Dnister river basin, Galycz region which structure includes also southwest part of Prydnistrovs'ke Opillia (Opillia of the Dnister river basin), permits to learn geomorphological a constitution of this terrain and to establish a history and connatural conditions of its development. This also is helped by a presence(finding) in series a loess and paleosols of horizons of a mineral fauna of molluscs.

УДК 551.4

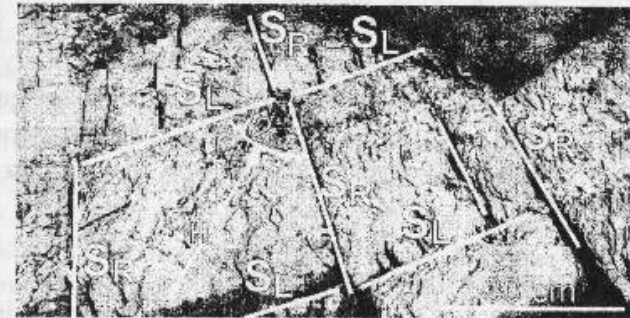
**GEOMECHANICZNE IMPLIKACJE KOMPRESJI  
TEKTONICZNEJ W KARPATACH FLISZOWYCH NA  
PRZYKŁADZIE PIASKOWCÓW CERGOWSKICH  
JEDNOSTKI DUKIELSKIEJ**

**Andrzej Domonik**

*Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Zakład Geomechaniki*

**1. Wprowadzenie**

Właściwości geomechaniczne skał w dużej mierze zależą od historii tektonicznej całego masywu skalnego. Na podstawie wyników badań geomechanicznych można próbować odtwarzać kierunki historycznych naprężeń (paleonaprężeń) związanych z ewolucją masywu. Najbardziej czytelnym efektem oddziaływania paleonaprężeń są spękania ciosowe (rys. 1). Spękania ciosowe to występujące seryjnie, penetratywne spękania systematyczne,



Rys.1. Spękania ciosowe w płycie piaskowca w nieczynnym kamieniołomie w Komańczy (Beskid Niski) z zaznaczoną osią maksymalnej kompresji  $\sigma_H$

przecinające pojedyncze ławice bez przemieszczeń lub z niewielką



tendencją do ruchu przesuwczego, prostopadle do uławicenia w odstępach w przybliżeniu równych miąższości przecinanej ławicy [Mastella, 1972; Jaroszewski, 1972; Dadlez &, 1994; Jaroszewski, 1994; Dune & Hancock, 1994].

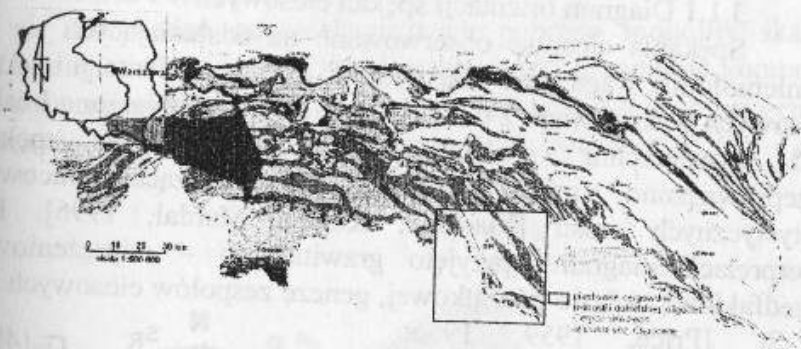
W Karpatach Zewnętrznych (fliszowych) spękania ciosowe to jawne ślady oddziaływania paleonaprężeń i kompresji, przede wszystkim horyzontalnej, związanej z nasuwaniem się płaszczowin. Poznanie orientacji spękań lokalnych pozwala na ustalenie sieci spękań regionalnych. Pozwala to na określenie historycznego reżimu tektonicznego towarzyszącego wypiętrzaniu się Karpat fliszowych. Dalsza analiza, wnikająca głębiej w genezę tych spękań pozwala ocenić czy spękania mają charakter ścięciowy czy ekstensyjny, oraz ustalić geometrię powierzchni spękań, od której w dużej mierze zależy wytrzymałość spękanego masywu. Z kolei wyniki badań geomechanicznych, na przestrzennie zorientowanych próbkach, pozwalają na spojrzenie odwrotne. Pozwalają interpretować otrzymane wskaźniki jako ślady paleonaprężeń regionu.

Badania przeprowadzono na zorientowanych próbkach skał pobranych z odsłonięcia piaskowców cergowskich jednostki dukielskiej w Komańczy (Beskid Niski). Badania miały na celu wykazanie, za pomocą badań wytrzymałości na rozciąganie oraz badań chropowatości powierzchni, istnienia śladów paleonaprężeń w próbkach skalnych i określenie ich wpływu na otrzymane z badań wskaźniki.

## 2. Podstawowe dane geologiczne

Wybrane do badań odsłonięcie znajduje się w Beskidzie Niskim. Do analizy związku lokalnych spękań ciosowych z regionalnymi zespołami spękań oraz ich wpływu na wyniki badań geomechanicznych, wybrano znane odsłonięcie piaskowców cergowskich w miejscowości Komańcza należących do jednostki dukielskiej (rys. 2). W odsłonięciu występuje kilka typów

piaskowców. Przeważające ilościowo są gruboławicowe (do 1 m miąższości), średnioziarniste piaskowce praktycznie jednorodne, bądź o bardzo słabo zaznaczającym się uziarnieniu frakcyjnym.



Rys. 2. Lokalizacja odsłonięcia piaskowców cergowskich w Komańczy (Beskid Niski) na tle geologicznym polskiej części Karpat (za Książkiewiczem, 1965, zmodyfikowana)

Ogniwo piaskowców i łupków cergowskich wraz z serią rogowcową dolną, marglami podcergowskimi i łupkami menilitowymi zalicza się do warstw menilitowych. Ogniwą te charakteryzuje duża zmienność litologiczna [Ślaczka, 1971]. Termin piaskowce cergowskie wprowadził H. Teisseyre (1930) w odniesieniu do kompleksu gruboławicowych piaskowców w obrębie łupków menilitowych. Piaskowce te są najlepiej rozwinięte w brzeżnej części jednostki dukielskiej. Największą miąższość osiągają w fałdzie brzeżnym w okolicy Wisłoka Wielkiego (300 m) oraz w fałdzie Piotrusia (350 m). W rejonie Komańczy miąższość piaskowców osiąga od 200 do 250 m [Ślaczka, 1971]. Do badań wybrano piaskowce cergowskie z Komańczy ze względu na bardzo dobrze wykształcone spękania ciosowe, a także dlatego że skały te są litologicznie i petrograficznie jednorodne oraz anizotropowe pod względem teksturalnym.

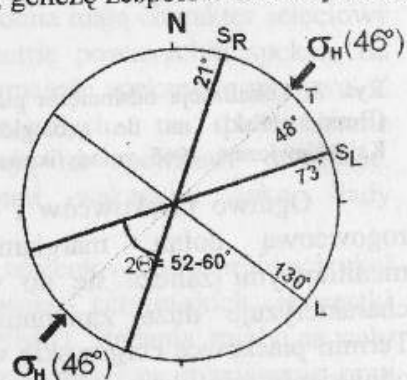
### 3. Metodyka badań terenowych i laboratoryjnych

#### 3.1 Badania terenowe

##### 3.1.1 Diagram orientacji spękań ciosowych

Spękania ciosowe obserwowano na odsłaniających się w kamieniołomie warstwach piaskowców. Pomiary orientacji spękań ciosowych wykonywano z dokładnością do  $\pm 2^\circ$ . Zmierzono blisko 100 powierzchni spękań ciosowych. Analizę spękań przeprowadzono stosując ogólne zasady dotyczące opracowań statystycznych ciosu [Mastella, Konon, Mardal, 1996]. Do interpretacji diagramu przyjęto grawitacyjno – odprężeniową, przedfałdową w fazie początkowej, genezę zespołów ciosowych  $S_R$  i  $S_L$  [Price, 1959, 1966; Książkiewicz, 1972; i Jaroszewski, 1972].

Diagramy położenia dominant zespołów ciosowych przedstawia rys. 3. Zespoły ciosowe wykazują dużą stałość orientacji biegów. Dwa z nich oznaczone jako  $S_R$  i  $S_L$  są skośne do osi fałdów w których występują, zespół T jest niemal prostopadły do osi tych struktur (fałdów), zaś zespół L jest w różnym stopniu równoległy do nich. Kąt ostry pomiędzy zespołami  $S_R$  i  $S_L$  nazywany jest podwójnym kątem ścinania ( $2\Theta$ ), a dwusieczna tego kąta wyznacza położenie osi maksymalnej kompresji  $\sigma_H$  [Bucher, 1920, 1921; Ramsay & Huber, 1987] i ma w przybliżeniu stały kierunek.

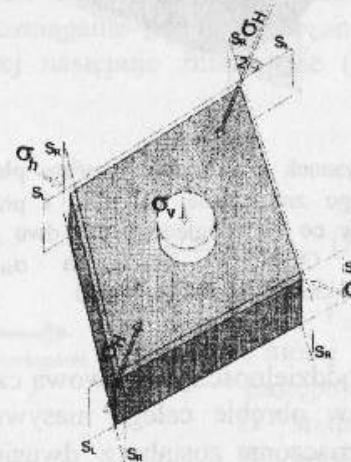


Rys. 3. Diagram położenia dominant zespołów ciosu. Grube linie odpowiadają zespołom ciosu diagonalnego ( $S_R$  i  $S_L$ ). Cienką linią oznaczono zespoły (T i L), strzałki – kierunek osi maksymalnej kompresji  $\sigma_H$

Jego średnia orientacja w piaskowcach cergowskich w Komańczy wynosi  $46^\circ$  (rys. 3).

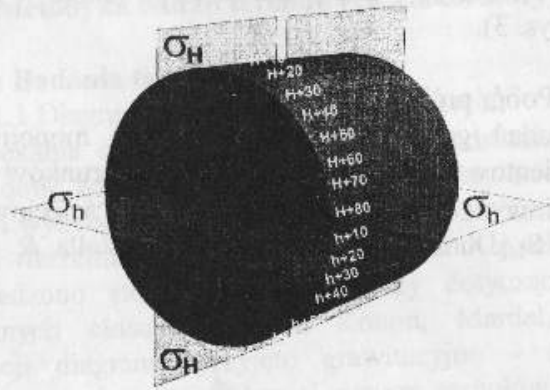
##### 3.1.2 Pobór próbek

Do badań geomechanicznych pobrano monolity skalne. Monolity zorientowano względem głównych kierunków kompresji w polu trójosiowym  $\sigma_H > \sigma_V > \sigma_h$  przy założeniu ścięciowej genezy spękań  $S_R$  i  $S_L$  [Dunne & Hancock, 1994, Mastella &



Rys. 4. Rysunek przedstawia sposób wycięcia próbek z monolitu skalnego. Oś kompresji  $\sigma_V$  jest równoległa do osi cylindrycznej próbki i prostopadła względem dwóch pozostałych ( $\sigma_H$  i  $\sigma_h$ ).  $S_R$  i  $S_L$  – powierzchnie ciosowe systemu ścięciowego.  $2\Theta$  – podwójny kąt ścinania

Zuchiewicz, 2000]. Podstawowym założeniem było istnienie [za Boretti – Onyszkiewicz, 1968a) ukrytych, „zapamiętanych” przez skalę powierzchni ułatwionego podziału,



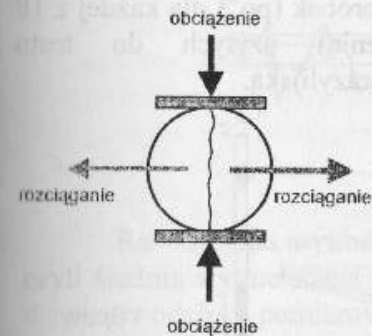
Rys. 5. Rysunek przedstawia przyjęte płaszczyzny wymuszonego zniszczenia  $\sigma_H$  i  $\sigma_h$  i płaszczyzny orientowane co  $10^\circ$  względem tych dwóch głównych płaszczyzn. Orientacje płaszczyzn  $\sigma_H$  i  $\sigma_h$  odpowiadają kierunkom osi kompresji

nie związanych z oddzielnością warstwową czy laminarną, lecz ze stanem naprężeń w obrębie całego masywu. Oś największego ściskania  $\sigma_H$  wyznaczona została z dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy zespołami  $S_R$  i  $S_L$ . Osie kompresji  $\sigma_H$  i  $\sigma_h$  to w monolicie składowe poziome, prostopadłe do siebie.  $\sigma_V$  reprezentuje składową pionową (rys. 4). Przy tak opisanym monolicie próbki wycięto w kierunku zgodnym z osią  $\sigma_V$ . Otrzymano 96 cylindrycznych, zorientowanych próbek o wysokości i średnicy 5 cm.

### 3.2 Badania laboratoryjne

#### 3.2.1 Metodyka badań wytrzymałości na rozciąganie

Próbki poddawane były testowi wytrzymałości na rozciąganie metodą brazylijską ( $R_r$ ). Obciążanie próbki w kształcie walca prostopadle do osi próbki wywołuje złożony stan naprężenia (rys.6). Pęknięcie następuje wzdłuż powierzchni przechodzącej przez oś walca i wywołane jest w głównej mierze przez siły rozciągające. Wytrzymałość na rozciąganie  $R_r$  wyznaczana jest dla siły krytycznej, przy której następuje zniszczenie ( $F_{max}$ ), zgodnie z formułą:



$$R_r = \frac{2 \cdot F_{max}}{\pi \cdot D \cdot H} \quad [\text{MPa}]$$

gdzie:  $F_{max}$  – maksymalna siła, przy której następuje zniszczenie [N]  
 $D$  – średnica próbki [m]  
 $H$  – wysokość próbki [m]

Rys. 6. Kierunek obciążania próbki w kształcie walca jest prostopadły do osi próbki. Ten sposób obciążania powoduje, że próbka pęka w sposób rozdzielczy

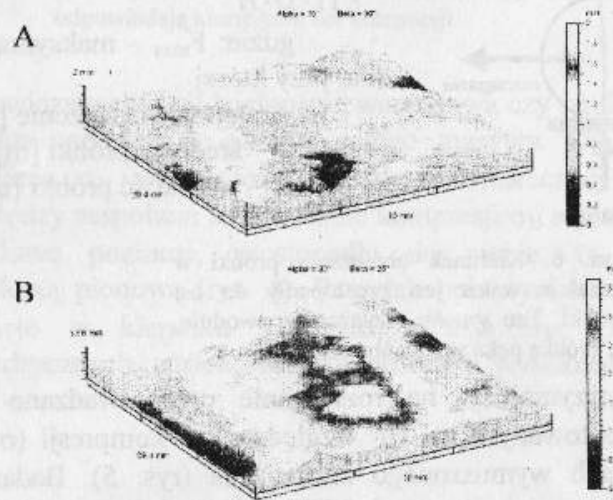
Test wytrzymałości na rozciąganie przeprowadzano w osiemnastu, zorientowanych co  $10^\circ$  względem osi kompresji ( $\sigma_H$  i  $\sigma_h$ ), płaszczyznach wymuszonego zniszczenia (rys. 5). Badanie przeprowadzono w prasie sztywnej MTS 815 zgodnie z procedurą stosowaną w badaniach właściwości i odkształcalności skał [Pinińska 1994, 1995, 2000] oraz zgodnie z normą PN – 84/B – 04110.



### 3.2.2. Metodyka pomiaru chropowatości powierzchni spękań

Morfologia powierzchni rozdzielczych jest ważnym czynnikiem informującym o przebiegu procesu deformacji. Powierzchnie ze ścinania są gładkie, natomiast powierzchnie z rozciągania są bardziej „szorstkie”. Zatem chropowatość powierzchni spękań można próbować wiązać z kierunkami naprężeń głównych historycznego pola naprężeń, jeśli orientacje powierzchni zniszczenia odniesiemy do orientacji spękań ciosowych, a co za tym idzie do kierunków osi kompresji.

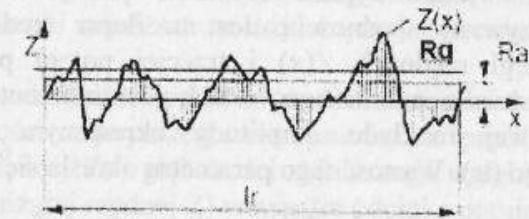
Charakterystykę chropowatości powierzchni spękań rozdzielczych przeprowadzono dla 54 próbek (po 3 dla każdej z 18 płaszczyzn wymuszonego zniszczenia) użytych do testu wytrzymałości na rozciąganie metodą brazylijską.



Rys. 6 Przykładowe obrazy 3D powierzchni rozłamu, powstałego w trakcie badań wytrzymałości na rozciąganie. A – Próbką KM5, orientacja powierzchni zniszczenia H+40 odpowiada orientacji zespołu ciosowego ścięciowego  $S_{I_1}$ . B – próbką KM1, orientacja powierzchni zniszczenia  $\sigma_H$  odpowiada orientacji zespołu ekstensyjnego T, jak również zgodna jest z osią największej kompresji.

Z każdej powierzchni otrzymano 300 pojedynczych profili chropowatości. Do pomiarów wykorzystano mechaniczny profilometr Hommel Werke wraz z oprogramowaniem Turbo Roughness. Na podstawie 300 profili sporządzono obrazy 3D (rys. 6) analizowanych powierzchni oraz obliczono parametry chropowatości dla całej powierzchni zniszczenia w programie Hommel Map.

W celu wyjaśnienia metodyki ilościowej charakterystyki chropowatości posłużono się definicjami parametrów chropowatości wyznaczanych z pojedynczego profilu chropowatości.



$R_a$  – średnia arytmetyczna rzędnych profilu chropowatości, czyli średnia arytmetyczna bezwzględnych wartości rzędnych  $Z(x)$  wewnątrz odcinka pomiarowego ( $l_r$ ).

Wartość określa się zgodnie z formułą :

$$R_a = \frac{1}{l_r} \int_0^{l_r} |Z(x)| dx \approx \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z_i|$$

gdzie:  $Z(x)$  – równanie profilu chropowatości

$Z_i$  – rzędna i-tego punktu profilu

$n$  – liczba punktów podziału odcinka pomiarowego

$l_r$  – odcinek pomiarowy profilu chropowatości

$Rq$  – średnia kwadratowa rzędnych profilu chropowatości. Jest to średnia kwadratowa wartości rzędnych  $Z(x)$  wewnątrz odcinka pomiarowego ( $lr$ ). Wartość  $Rq$  określa się wg wzoru:

$$Rq = \sqrt{\frac{1}{lr} \int_0^{lr} Z^2(x) dx} \approx \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_i)^2}$$

gdzie:  $Z(x)$  – równanie profilu chropowatości  
 $Z_i$  – rzędna  $i$ -tego punktu profilu  
 $n$  – liczba punktów podziału odcinka pomiarowego  
 $lr$  – odcinek pomiarowy profilu chropowatości

$Rsk$  – współczynnik asymetrii profilu chropowatości, dawniej nazywany skośnością. Jest to iloraz średniej wartości trzeciej potęgi rzędnych  $Z(x)$  i trzeciej potęgi parametru  $Rq$  wewnątrz odcinka pomiarowego.  $Rsk$  jest momentem trzeciego rzędu krzywej rozkładu amplitudy określonym na długości pomiarowego ( $lr$ ). Wartość tego parametru określa się wg wzoru:

$$Rsk = \frac{1}{Rq^3} \frac{1}{lr} \int_0^{lr} Z^3(x) dx \approx \frac{1}{Rq^3} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z_i^3$$

gdzie:  $Z(x)$  – równanie profilu chropowatości  
 $Z_i$  – rzędna  $i$ -tego punktu profilu  
 $n$  – liczba punktów podziału odcinka pomiarowego  
 $lr$  – odcinek pomiarowy profilu chropowatości

$Rku$  – współczynnik nachylenia profilu chropowatości, nazywany wcześniej ekscesem lub kurtozą. Jest to iloraz średniej wartości czwartej potęgi rzędnych  $Z(x)$  i czwartej potęgi parametru  $Rq$  wewnątrz odcinka pomiarowego.  $Rku$  jest momentem czwartego rzędu krzywej rozkładu amplitudy określonym na długości odcinka pomiarowego. Zależność do wyznaczania  $Rku$  jest następująca:

$$Rku = \frac{1}{Rq^4} \frac{1}{lr} \int_0^{lr} Z^4(x) dx \approx \frac{1}{Rq^4} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z_i^4$$

gdzie:  $Z(x)$  – równanie profilu chropowatości  
 $Z_i$  – rzędna  $i$ -tego punktu profilu  
 $n$  – liczba punktów podziału odcinka pomiarowego  
 $lr$  – odcinek pomiarowy profilu chropowatości

$Rp$  – wysokość najwyższego wzniesienia profilu chropowatości. Jest to największa wartość rzędnej  $Z$  wewnątrz odcinka pomiarowego.

$Rv$  – głębokość najniższego wgłębienia profilu pierwotnego, czyli najniższa wartość rzędnej  $Z$  wewnątrz odcinka pomiarowego.

$Rt$  – całkowita wysokość profilu chropowatości. Jest to suma wysokości najwyższego wzniesienia na profilu (wartości najwyższej rzędnej  $Z$ ) i głębokości najniższego wgłębienia profilu (wartości najniższej rzędnej  $Z$ ) wewnątrz odcinka pomiarowego.

Parametry chropowatości (poza  $Sp$ ,  $Sv$  i  $St$ ) dla całej powierzchni, oznaczone poprzez analogię do parametrów pojedynczego profilu jako  $Sa$ ,  $Sq$ ,  $Ssk$  i  $Sku$ , obliczono jako średnią arytmetyczną ze wszystkich wartości parametrów chropowatości z 300 pojedynczych profili otrzymanych dla jednej powierzchni, zgodnie z formułą:

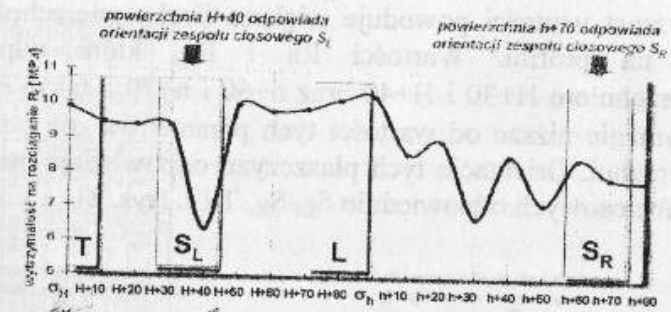
$$Sa, Sq, Ssk, Sku = \frac{1}{300} \sum_{i=1}^{300} Ra, Rq, Rsk, Rku$$

gdzie:  
 $Ra$ ,  $Rq$ ,  $Rsk$ ,  $Rku$  – parametry chropowatości pojedynczych profili  
 $Sa$ ,  $Sq$ ,  $Ssk$ ,  $Sku$  – parametry chropowatości całej powierzchni

## 4. Rezultaty badań

### 4.1. Wytrzymałość na rozciąganie $R_r$

Analiza wyników testu wytrzymałości na rozciąganie wskazuje na zróżnicowanie wytrzymałości piaskowców fliszowych w zależności od orientacji obciążenia. To zróżnicowanie powoduje, że piaskowce cergowskie należy traktować jako anizotropowe pod względem wytrzymałościowym. Anizotropia ta przejawia się zróżnicowaną wytrzymałością w zależności od płaszczyzny zniszczenia. Próbkę poddano badaniu wytrzymałości na rozciąganie ( $R_r$ ) metodą brazylijską wzdłuż przyjętych 18 powierzchni zniszczenia. Wyniki badań przedstawia rys. 7. Na osi rzędnych zaznaczono wartości wytrzymałości na rozciąganie ( $R_r$ ), a na osi odciętych orientacje wymuszonych płaszczyzn zniszczenia. Dla kierunku H+40 zarejestrowano najmniejsze wartości. Kierunek ten mieści się w zakresie orientacji przyjmowanych przez zespół ciosowy, ścięciowy  $S_L$ . Podobny spadek wytrzymałości obserwuje się dla powierzchni h+60÷80. Kierunki te mieszczą się w zakresie orientacji przyjmowanych przez drugi zespół ciosowy, ścięciowy  $S_R$ . Dla kierunków odpowiadających dwóm pozostałym, ekstensyjnym zespołom ciosowym T i L nie rejestruje się spadku wytrzymałości.



Rys. 7. Wykres przedstawia wartości wytrzymałości na rozciąganie ( $R_r$ ) w zależności od przyjętej płaszczyzny zniszczenia (orientacji płaszczyzny względem osi kompresji  $\sigma_H$  i  $\sigma_h$ )

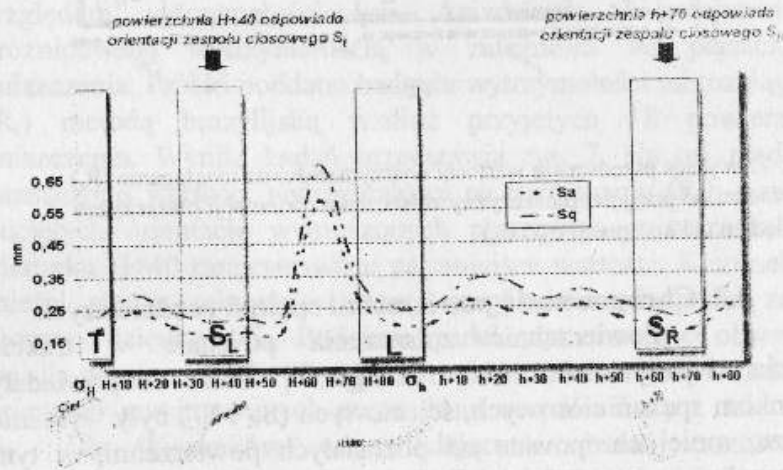
### 4.2. Chropowatość powierzchni spękań rozdzielczych

Powierzchnie zniszczenia powstałe w trakcie badania wytrzymałości na rozciąganie, które odpowiadały kierunkom spękań ciosowych, ścięciowych ( $S_R$  i  $S_L$ ) były wyraźnie gładsze, mniej chropowate od pozostałych powierzchni, w tym powierzchni odpowiadających orientacjom zespołów T i L. Ilościowe parametry opisujące chropowatość zestawiono w tabeli 1.

**Sa, Sq.** Sa – parametr ten, mimo iż daje dość ubogą informację o mierzonym profilu, jest powszechnie stosowany do oceny chropowatości profilu. Sa jest praktycznie odległością pomiędzy dwiema równoległymi płaszczyznami stanowiącymi boki prostopadłościanu, którego podstawa jest równa długości odcinka pomiarowego. Ponieważ Sa operuje wartościami bezwzględными, to jest niewrażliwy na pojedyncze duże wierzchołki i wgłębienia na profilu. Sq – jest znacznie czulszy na pojedyncze wzniesienia i wgłębienia na profilu. Zwykle Sq jest ok. 20% większe niż Sa. Jednak nie można na tej podstawie stwierdzić,



czy wzrost wartości powoduje większa liczba wierzchołków czy dolin na profilu. Wartości  $R_a$  i  $R_q$ , które odpowiadają powierzchniom H+30 i H+40 oraz h+60 i h+70 a także  $\sigma_H$  i h+70 są wyraźnie niższe od wartości tych parametrów dla pozostałych powierzchni. Orientacje tych płaszczyzn odpowiadają orientacjom spękań ciosowych odpowiednio  $S_L$ ,  $S_R$ , T i L (rys. 8).

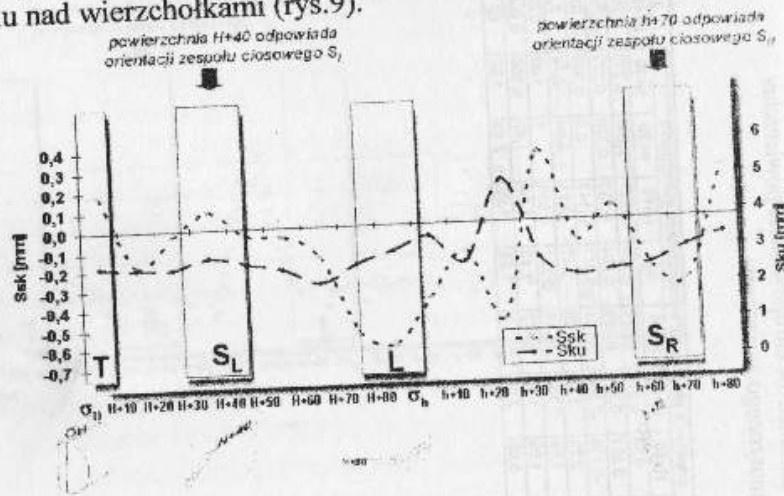


Rys. 8. Wykres przedstawia wartości parametrów chropowatości  $S_a$  i  $S_q$  powierzchni w zależności od przyjętej płaszczyzny zniszczenia (orientacji płaszczyzny względem osi kompresji  $\sigma_H$  i  $\sigma_h$ )

Tabela 1. Przedstawia zestawienie parametrów chropowatości powierzchni obliczonych dla 18 płaszczyzn wymuszonego zniszczenia

parametry	orientacja płaszczyzn wymuszonego zniszczenia																				
	$\sigma_H$	H+10	H+20	H+30	H+40	H+50	H+60	H+70	H+80	H+90	$\sigma_h$	h+10	h+20	h+30	h+40	h+50	h+60	h+70	h+80	h+90	
$S_a$ [mm]	0,166	0,242	0,194	0,165	0,177	0,18	0,58	0,278	0,196	0,199	0,27	0,239	0,219	0,251	0,212	0,198	0,171	0,244	0,244	0,244	0,244
$S_q$ [mm]	0,232	0,295	0,247	0,211	0,219	0,224	0,691	0,338	0,248	0,254	0,333	0,328	0,272	0,299	0,26	0,228	0,214	0,308	0,308	0,308	0,308
$S_{sk}$ [mm]	0,180	-0,181	-0,033	0,0865	-0,0377	-0,0479	-0,156	-0,545	-0,61	-0,377	-0,143	-0,5	0,339	-0,106	0,0614	-0,243	-0,323	0,243	0,243	0,243	0,243
$S_{ku}$ [mm]	2,82	2,77	2,74	3,03	2,83	2,66	2,23	2,75	3,08	3,47	2,73	4,94	2,78	2,3	2,41	2,55	3,01	3,33	3,33	3,33	3,33
$S_p$ [mm]	0,776	0,88	0,74	0,687	0,772	0,651	1,66	0,735	1,16	0,721	0,899	1	1,02	0,86	0,69	0,566	0,681	1,95	1,95	1,95	1,95
$S_v$ [mm]	0,74	1,09	0,789	0,667	0,764	0,704	1,99	1,35	0,842	1,13	1,09	1,47	0,906	0,906	0,691	0,981	0,793	0,952	0,952	0,952	0,952
$S_t$ [mm]	1,52	1,97	1,53	1,354	1,54	1,355	3,66	2,09	2	1,85	1,99	2,48	1,93	1,77	1,381	1,447	1,484	2,9	2,9	2,9	2,9

**Ssk, Sku.** Ssk – Parametr ten niesie informację uzupełniającą do parametrów Ra i Rq. Dzięki niemu możliwe jest stwierdzenie, czy wzrost Rq spowodowany jest większą liczbą wierzchołków czy dolin na profilu. Ssk informuje nas o symetrii rozkładu rzędnych profilu względem płaszczyzny średniej. Krzywa rozkładu amplitudy przyjmuje wartości zarówno dodatnie jak i ujemne. Ujemne wartości Ssk oznaczają przewagę głębokich dolin na profilu nad wierzchołkami (rys.9).



Rys.9 Wykres przedstawia wartości parametrów chropowości Ssk i Sku powierzchni w zależności od przyjętej płaszczyzny zniszczenia (orientacji płaszczyzny względem osi kompresji  $\sigma_H$  i  $\sigma_h$ )

Sku – stanowi dopełnienie ilościowej charakterystyki powierzchni chropowości. Parametr ten jest bardzo wrażliwy na duże wzniesienia i wgłębienia na profilu. Jest on miarą nachylenia rozkładu gęstości amplitudowej wartości rzędnych profilu, czyli miarą ostrości tej krzywej. Ostra krzywa oznacza duże, ostre

wierzchołki i ostre wcięte doliny. Płaska krzywa rozkładu amplitudy oznacza wiele małych i bardziej zaokrąglonych wierzchołków i dolin na profilu. Wartość Sku wynosi 3, gdy rozkład rzędnych profilu jest rozkładem normalnym, kiedy rozkład jest bardziej smukły, to  $Sku > 3$ , a dla bardziej spłaszczonego  $Sku < 3$ . Kiedy rozkład rzędnych nie jest normalny, tak jak w przypadku powierzchni h+20, to zawiera wysokie wierzchołki lub głębokie doliny, i osiąga wysokie wartości.

**Sp, Sv i St** – parametry pomocnicze charakteryzujące chropowość powierzchni.

Sp – parametr niesie informację o kształcie powierzchni. Jest to wartość najwyższej rzędnej powierzchni. Niskie wartości Sp charakterystyczne są dla powierzchni o szerokich wzniesieniach (płaskowyż), a duże wartości Sp wskazują na powierzchnię o ostrych grzbietach. Wartości tego parametru dla opisywanych powierzchni przedstawia tabela 1. Sv – głębokość najniższego wgłębienia, czyli najgłębsza dolina na analizowanej powierzchni. St – Całkowita wysokość powierzchni chropowości, jest to suma najwyższego wzniesienia i najgłębszej doliny na badanej powierzchni. Wartości parametrów Sv i St opisujące poszczególne powierzchnie zestawiono w tabeli 1.

## 5. Podsumowanie

Na podstawie laboratoryjnych badań geomechanicznych można wnioskować, że w próbkach zbadanych skał zachowane są ślady historycznego pola naprężeń, Efektem tego jest anizotropia wytrzymałościowa.

Obniżone wartości  $R_r$ , mogą wskazywać na istnienie ukrytych powierzchni nieciągłości kierunkowo zgodnych ze ścięciowymi zespołami ciosowymi ( $S_R$  i  $S_L$ ). Prawdopodobnie te przestrzenie zorientowane, ukryte powierzchnie nieciągłości, odpowiadają wstępnemu stadium ciosu (czyli zakładaniu ciosu w strefie wzmożonych naprężeń). „Zapamiętane” w skale

powierzchnie osłabienia ujawniały się podczas „odprężania”, czyli w trakcie badań wytrzymałości na rozciąganie.

Wartości parametrów chropowatości powierzchni wskazują, że w kierunkach zgodnych z powierzchniami ciosowymi  $S_R$ ,  $S_L$ , T i L chropowatość jest niższa.

Wyki badań laboratoryjnych na zorientowanych próbkach wskazują, że na podstawie zmienności wytrzymałościowej oraz zmienności parametrów chropowatości można próbować odtwarzać kierunki naprężeń głównych. Badania tego typu mogą więc być pomocne przy określaniu historii tektonicznej masywu.

#### Literatura

1. *Boretti-Onyszkiewicz W.* Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala Zachodniego. *Biul. Geol. UW*, 1968 A, vol. 10 : 115 – 153
2. *Bucher W. H.* The mechanical Interpretation of joints, pt. 1. *J. Geol.* 1920, 28: 1 – 28
3. *Bucher W. H.* The mechanical Interpretation of joints, pt. 2. *J. Geol.* 1921, 29: 1 – 28.
4. *Dadlez R. & Jaroszewski W.* Tektonika. PWN, Warszawa, 1994
5. *Dunne W.M. & Hancock P.L.* Paleostress analysis of small scale brittle structures. [In:] *Continental deformation*, P.L. Hancock (ed.). Pergamon Press, 1994
6. *Goląb J.* Zarys stosunków geologicznych fliszu Zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.* (5). 1959, vol. 149 : 225 – 231
7. *Jaroszewski W.* Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno – wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.* 1972, 38: 1 – 210
8. *Książkiewicz M.* Budowa geologiczna Polski. Tektonika, Karpaty. (3), vol. 4, Wyd. Geol., Warszawa, 1972
9. *Mastella L.* Independence of joint density and thickness of layers in the Podhale flysh. *Bul. Acad. Pol. Ser. Geol. Geogr.* (3). 1972, vol. 20 : 187 – 196
10. *Mastella L. Konon A. Mardall T.* Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. *Przeg. Geol.* 1996, 12 : 494 – 1194
11. *Mastella L., & Zuchiewicz W.* Jointing in the Dukla Nappe ( Outer Carpathians, Poland): an attempt at paleostress reconstruction. *Geol. Quarter.* 2000, 44: 377 – 390

12. *Pinińska J.* Procesy deformacji i pękania cylindrycznych próbek skalnych. *Prace naukowe Instytutu Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej. Konferencje nr 33*, 1994.

13. *Pinińska J.* Procesy kruchego pęknięcia skał osadowych przy jednoosiowym ściskaniu ze stałą prędkością odkształcenia. *Przeg. Geol.* 1995, vol. 43, nr 7

14. *Pinińska J.* Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Cz. I. Skały osadowe regionu świętokrzyskiego. T. 7. Katalog. ZG Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 2003.

15. *Pinińska J.* Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Cz. IV. Karpaty Fliszowe. T. 1. Katalog. Wyd. Tinta, Warszawa, 2000.

16. Polska Norma PN-84/B-04110. Oznaczanie wytrzymałości na ściskanie. PKN i M, Warszawa.

17. *Price N. J.* Mechanics of jointing in rock, *Geol. Mag.*, 1959, 96: 149 – 167

18. *Price N. J.* Fault and Joint Development in Brittle and semi – brittle Rock, Pergamon Press, 1966.

19. *Ramsay J. G. & Huber M. I.* The techniques of modern structural geology. Academic press Brace Jovanovich Publishers, 1 – 2, 1987.

20. *Ślącza A.* Geologia jednostki dukielskiej. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 63, 1 – 76., Warszawa, 1971.

21. *Watycha L.* Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.* (4), 1968, vol. 12 : 898 – 913.

22. *Wieczorowski M., Cellary A., Chajda J.* Przewodnik po pomiarach nierówności powierzchni czyli o chropowatości i nie tylko, ZPW M-Druk, Poznań, 2003.

#### GEOMECHANIC IMPLICATIONS OF THE TECTONIC COMPRESSION IN THE FLYCH CARPATHIANS ON THE EXAMPLE OF THE CHERNOVSKY SANDSTONES OF THE DUKIELSKY UNIT Andrzej Domonik

Due to the presence of joints, the flisch rocks determine good material for research on the paleostress impact on the current state of the rock centre by means of geomechanical methods. Effect of these historical stresses is “encoded” in rock and manifests itself, e.g., in the variability of tensile strength. This anisotropy also reveals itself during research on strength, in the form of cracking along certain directions predisposed by the rock material. The orientations and morphology of such surfaces can be correlated with the orientations of joints as well as with the results of geomechanical studies.



## ВИКОРИСТАННЯ ІНДИКАЦІЙНИХ ПОКАЗНИКІВ РІЧКОВИХ СИСТЕМ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ

**Роман Кобзак**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

В геоморфології, серед багатьох методів, метод індикаційних показників, що належить до математико-статистичного і картометричного аналізу рельєфу, маловідомий і використовується рідко. Аналіз останніх публікацій і наукових статей приводить до висновку, що дана тема, в українській науковій літературі майже не висвітлена. Хоча окремі показники і використовуються в дослідженнях, комплексне їх вивчення та застосування не зайняло вагомому місця в сучасній геоморфологічній науці. Тому основне завдання статті: познайомити читача з індикаційним методом і показати сферу його застосування в геоморфології, а також ознайомити з основними індикаційними показниками.

Індикаційний показник – це кількісна оцінка, що визначає просторово-часову диференціацію основних параметрів чи характеристик об'єкту, явища, процесу чи природного компоненту, а також відмінності у самій будові, не безпосередньо, а через відносну величину; за допомогою якої можна визначити і проаналізувати ці відмінності.

За його допомогою можна встановлювати нові або підтверджувати чи спростовувати існуючі факти і дані по будові, морфології, морфометрії та розвитку рельєфу на певній території.

При геоморфологічних дослідженнях є досить важливим визначення і вивчення індикаційних показників

річкових систем. Адже областю найбільш активної взаємодії ендогенних та екзогенних процесів, що визначають формування рельєфу виступає річкова мережа, і саме вона постає перехідною ланкою між морфоструктурою і морфоскульптурою рельєфу [1].

Всі індикаційні показники (як показали власні дослідження) доцільно поділити на дві великі групи: фонові характеристики, що в цілому відображають взаємодію ендогенних та екзогенних факторів на певній території і структурні параметри, що характеризують внутрішню будову і сформованість річкової сітки.

Фонові характеристики виражаються у відносних величинах і безпосередньо не залежать від розмірів досліджуваних річкових систем. До них відносяться:

- а) горизонтальне розчленування території;
- б) вертикальне розчленування басейну;
- в) гідроморфологічний коефіцієнт (ГМК);
- г) водоносність річкової сітки;
- д) ерозійна активність басейну.

Натомість структурні показники, на відміну від фонових, визначаються розмірами річкових потоків і власне структурою річкової сітки. Сюди належать:

- а) гідрографічні параметри системи;
- б) порядок річкової сітки (за схемами Хортон-Штраллера і Шайдеггера);
- в) ентропійне вираження структури річкової системи (середня чи відносна ентропія).

Між фоновими і структурними показниками можна робити кореляційно-регресійний аналіз, розраховувати і будувати певні залежності для виявлення індикаційних властивостей параметрів і структури річкової сітки.

Тепер дещо детальніше зупинимося на методах розрахунку окремих показників.

З багатьох методів, які існують для визначення горизонтального розчленування території, нами був використаний метод ковзаючого кола, що був запропонований Червяковим у 1978 році. Це сукупність прийомів для побудови ізолінійних карт полів щільності, що передбачають обробку даних робочої карти за допомогою кола заданого радіусу [5]. Тобто на карту потрібно нанести точки на відстані 2 км одна від одної, і для кожної розраховувати коефіцієнт горизонтального розчленування за формулою:  $P = \pi d n / (4S)$ , де  $d$  – відстань між лініями сітки в натурі;  $S$  – площа кола;  $n$  – кількість пересічень з квадратами.

Потім за допомогою ізоліній проінтерполювати всі точки на карті. Таким чином ми отримуємо неперервний розподіл щільності річкової сітки по території. Крім цього таку карту можна використовувати для порівняння з рельєфом та іншими морфометричними картами (крутизна поверхні, відносні висоти та ін.).

Таким самим способом потрібно створити і картосхему крутизни схилів. Тільки тут формула для визначення коефіцієнту виглядає так:  $I = \pi d n h / (4S)$ ,

де  $h$  – січення рельєфу між горизонталями.

Наступний фоновий показник, гідроморфологічний коефіцієнт (ГМК), був запропонований І.Н. Гарцманом (1968), і визначається як відношення сумарної довжини річкової сітки системи ( $L_k$ ) до середнього багаторічного стоку води в даному гідростворі ( $Q_k$ ): ( $\gamma_a = L_k / Q_k$ ). ГМК відповідає довжині річкової сітки, яка необхідна для формування одиниці об'єму за одну секунду [3]. Крім цього ГМК відображає вплив регіональних геолого-геоморфологічних умов на протяжність річкових систем. Ця обставина дозволяє використати його разом з показником густоти річкової сітки в якості індикатора водоносності території, а також міри ерозійної активності потоків.

Водоносність річкової сітки розрахована за формулою:

$$M = \gamma_f / \gamma_a,$$

де  $\gamma_f$  – коефіцієнт густоти річкової сітки.

Вона визначає об'єм води ( $m^3$ ), який зможе сформуватися на одиниці площі за одну секунду.

Щодо структурних показників, то досить важливою індикаційною характеристикою володіє оцінка твердого стоку за густотою річкової системи. Чим більша густота рік, тим більший стік наносів, і навпаки, при меншій густоті зменшується і модуль стоку.

Наступним структурним показником виступає порядок річкової системи. В наших дослідженнях використано дві схеми для визначення порядку річкової сітки. Перша, запропонована Р.Хортоном та вдосконалена А.Штраллером, полягає в тому, що нерозгалуженим первинним водотокам завжди присвоюється 1-ий порядковий номер. При злитті двох потоків 1-го порядку, утворюється потік 2-го порядку. При цьому в нього може впадати необмежена кількість водотоків першого порядку не підвищуючи його порядок. При зливанні двох водотоків 2-го порядку утворюється потік 3-го порядку і т.д. Таким чином, відрізок русла певного порядку закінчується в точці зливання з іншим відрізком того ж чи більш високого порядку [4]. Отже, по мірі ускладнення річкової системи від витоків до гирла вона включає в себе елементи більш високих порядків, таким чином, що останні зростають скачкоподібно і приймають тільки цілі значення.

Натомість інша схема для визначення порядку річкових систем, запропонована А.Е.Шайдегером, базується на "потужності" гідрологічного басейну (тобто кількості водотоків 1-го порядку):

$$K = \log_2 (2^m + 2^n),$$

де  $K$  – порядок системи нижче злиття двох підсистем порядку  $m$  і  $n$ .

Таким чином, при злитті двох підсистем незалежно від співвідношення їх розмірів (порядків) порядок системи нижче злиття змінюється на певну величину, що пропорційна розмірам цих потоків [1]. З цієї формули випливає, що величина порядку може приймати не тільки цілі значення, але також і дробові. Порядкову систему, запропоновану Шайдегером, можна привести до вигляду:

$$K = 1 + \log_2 S_{1(k)},$$

де  $S_{1(k)}$  – кількість водотоків 1-го порядку.

Так, що для визначення порядку системи потрібно порахувати лише число елементів 1-го порядку в даному басейні.

В подальших дослідженнях можна використовувати обидві схеми, а також проводити їх порівняльний аналіз на основі досліджуваних гідросистем.

Одним з найповніших структурних параметрів виступає ентропія (H), яка відображає внутрішню структуру річкової системи.

Гідрологічні характеристики визначаються не тільки числом їх елементів та їх порядком, але в більшості випадків, взаємним співставленням цих елементів, тобто структурою річкової сітки. Тому по відношенню до кількісної характеристики річкових систем використовується ентропійна (інформаційна) оцінка ступеня різноманітності, впорядкованості, “ідеальності” (за тими чи іншими критеріями), симетричності чи подібних характеристик структури.

Перш за все для визначення цього елементу потрібно скласти для кожного басейну, так зване орографічне дерево (ордеререво), за методом запропонованим В.П. Філософовим. Далі описати це ордеререво за певною програмою, і на БОМ обчислити повну ентропію для будь-якої точки гідросистеми.

Але найбільш зручно для практичних цілей використовувати середню ентропію, яка визначається за

Шенноном, як відношення повної ентропії до числа точок розгалужень річкової системи, тобто

$$H = H / (S_d - 1);$$

де  $S_d$  – число водотоків 1-го порядку.

Велике значення має не тільки вивчення окремих індикаційних показників, але й визначення взаємозв'язку між ними (картосхема взаємозв'язку між горизонтальним розчленуванням рельєфу та середньою крутизною схилів), що дозволяє вивчати не тільки якісні відмінності, а й за допомогою статистичних характеристик представляти цей взаємозв'язок в кількісній оцінці. Натомість кореляційно-регресійний аналіз дозволяє встановити тісноту взаємозв'язку між декількома параметрами. Ще одним показником взаємозв'язку виступає коефіцієнт множинної кореляції, який дає можливість визначити ступінь зв'язку між індикаційними показниками з різних груп: між ГМК (фоновий показник), ентропією (структурна характеристика) та площею басейну (гідрологічний показник).

Також деякі індикаційні показники (горизонтальне розчленування рельєфу, порядок річкової сітки, ентропія та ін.) можна розраховувати за допомогою картографічних даних за минулі роки, що дозволяє зробити просторово-часовий аналіз їх зміни.

Таким чином індикаційні показники річкових систем, їх вивчення та подальший аналіз (при комплексному підході та правильній інтерпретації) можуть використовуватися при геоморфологічних дослідженнях тої чи іншої території і допомагають:

- виявляти відмінності та особливості у будові і морфології рельєфу;
- глибше вивчати історію його розвитку;
- виявляти закономірності у проявах сучасних геоморфологічних процесів;



– у прогнозуванні небезпечних явищ і процесів, що мають місце на даній території;

– у проведенні детального геоморфологічного чи фізико-географічного районування;

– при складанні різноманітних морфометричних та геоморфологічних карт.

#### Список літератури

1. Карасев М.С., Худяков Г.И. Речные системы: На примере Дальнего Востока. – М.: Наука, 1984.
2. Кравчук Я.С., Ковальчук И.П., Хомен Я.Б. Методы и результаты изучения эрозионно-денудационных процессов в бассейнах рек юго-западных склонов Украинских Карпат // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях // М.: Изд-во Москов. ун-та, 1987.
3. Ржаницын Н.А. Морфометрические и гидрологические закономерности строения речной сети. – Л.: Гидрометеоздат, 1960.
4. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. – М.: Изд-во иностр. лит., 1948.
5. Червяков В.А. Концепция поля в современной географии. – Новосибирск: Наука, 1978.
6. Шайдеггер А.Е. Теоретическая геоморфология. – М.: Прогресс, 1964.

#### THE USE OF INDICATION INDEXES OF RIVER SYSTEMS IN GEOMORPHOLOGICAL RESEARCHES

Roman Kobzyak

There are many methods and approaches in geomorphology. But the method of indication indexes is used rarely and unknown to wide society. This article is called to describe an indication method and expose the essence of the most main its indexes. In her is also emphasise done on expedience of application of this method at various researches in geomorphological science.

#### МОРФОСТРУКТУРНИЙ АНАЛІЗ ЗОВНІШНІХ (СКИБОВИХ) КАРПАТ

Ярослав Кравчук, Мирослав Іваник

Львівський національний університет імені Івана Франка

При морфоструктурному аналізі рельєфу Зовнішніх (Скибових) Карпат дотримувалися загально визнаних положень про те, що морфоструктура (геоморфологічна структура) – це комплекс форм рельєфу і геологічної структури, історично зв'язаних в єдине ціле спільністю умов розвитку. При виділенні морфоструктур у межах Українських Карпат були прийняті за основу одиниці поділу розроблені Ю.Мещеряковим (1965), П.Цисем (1968), В.Палієнко, І.Соколовським (1979), В.Палієнко (1992), Я.Кравчуком (1975, 1999), Р.Сливкою (1991) та ін.

Морфоструктурами вищих порядків (першого і другого) в Українських Карпатах вважають сучасні (альпійські) тектонічні зони і підзони. Отже, Зовнішні (Скибові) Карпати є морфоструктурою першого порядку, яка сформувалася на Скибовому покриві (Зовнішня антиклінальна зона, Скибова зона).

Морфоструктурами другого порядку, які пов'язані з верхнім структурним крейдово-палеогеновим флішовим ярусом, виступають гірські хребти і ланцюги, приурочені до окремих скиб – Берегової, Орівської, Сколівської, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. В межах більшості скиб виділяються складки нижчого поверху (луски), які також знаходять своє відображення у рельєфі (хребти, поздовжні долини поміж хребтів) і є морфоструктурами третього порядку.

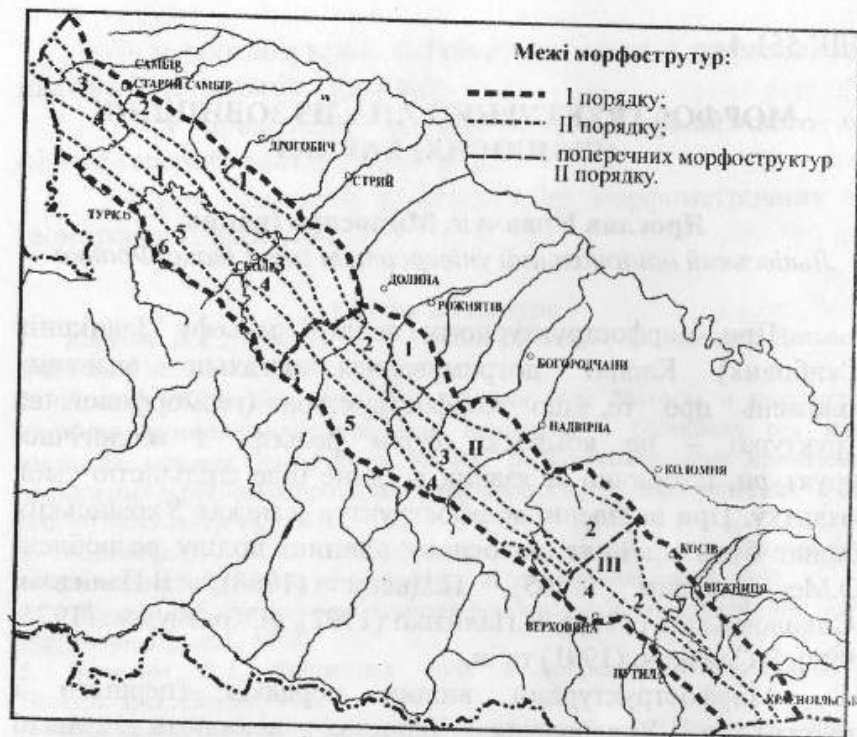


Рис. 1 Морфоструктури Скибових Карпат

Морфоструктури II порядку верхнього структурного крейдово-палеогенового ярусу: 1 - Берегова; 2 - Орівська; 3 - Сколівська; 4 - Парашки; 5 - Зелем'янки; 6 - Рожанки; 7 - Покутсько-Буковинська.  
 Морфоструктури II порядку, що узгоджуються з поперечним тектонічним поділом фундаменту: I - Бескиди; II - Горгани; III - Покутсько-Буковинські Карпати.

У рельєфі Зовнішніх (Скибових) Карпат, крім поздовжньо-зонального розміщення основних структурно-орографічних елементів північно-західного – південно-східного простягання, чітко виділяються три поперечно-блокових масиви: Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати, які є морфоструктурами другого порядку, що

узгоджуються з елементами поперечного тектонічного поділу фундаменту.

Поперечним дислокаціям у Карпатах багато уваги приділяли відомі польські та українські геологи і геоморфологи – Я.Новак, Г.Доленко, І.Гофштейн, П.Дись. Так, К.Толвінський (1922) виділив у Скибових Карпатах три регіональних підняття – Покутських Карпат, Биткова-Майдана і Борислава. Г.Тейсейр (1928) пов'язав поперечні дислокації (елевації і депресії) у Карпатах з рельєфом, зокрема, показав їх морфологічне відображення на карті вершинної поверхні. Виділені ним поперечні підняття у Зовнішніх (Скибових) Карпатах (Буковини, Покуття, Лімниці, Хирова та ін.), добре фіксуються морфометричними показниками рельєфу.

Аналіз абсолютних і відносних висот Скибових Карпат, ерозійних врізів (базисних поверхонь) і вершинних поверхонь, добре фіксує досить контрастну межу поміж Бескидами, Горганами і Покутсько-Буковинськими.

У Бескидах (від кордону з Польщею на північному заході до долин р.р. Мізунки – Свічі на південному сході) абсолютні висоти хребтів поступово зростають від 600-800 м до 900-1100 м, відносні висоти не перевищують 350 м.

Східніше долин р.р. Стрий – Опір абсолютні висоти досягають 1500 м і більше, а відносні 800-1000 м. Саме тут (на межиріччях Стрия – Опору і Свічі – Мізунки) добре простежується межа поміж Бескидами і Горганами. Центральна частина Горган приурочена до підняття "Лімниці". До цього блоку у басейнах р.р. Лімниці і Бистриці Солотвинської приурочені максимальні абсолютні і відносні висоти Скибових Карпат. На північний захід і південний схід від долини Лімниці спостерігається спад абсолютних і відносних висот. Це добре фіксується абсолютними висотами, на яких ріки покидають край Карпат: Дністер – 335 м, Стрий – 340 м, Свіча – 370 м, Лімниця – 475 м, Бистриця Солотвинська

– 445 м, Бистриця Надвінянська – 435 м, Прут – 420 м, Пістинка – 400 м, Рибниця – 380 м, Черемош – 345 м.

Характерними рисами рельєфу Бескид є широкі поздовжні долини, які переважають над поперечними. Ріка Стрий і частково р. Дністер мають чітко виражені меандри. Переважає деревоподібний рисунок гідросітки у басейнах р.р. Стривігору, Дністра, Бистриці Підбузької, Стрию.

Для Горган характерна не така прямолінійна як у Бескидах форма хребтів. Досить часто відроги хребтів, які під різними кутами відходять від домінуючого північно-західного – південно-східного напрямків, бувають довшими від головних. Різко змінюється у Горганах і характер річкових долин. Переважають глибоко врізані поперечні долини із стрімкими схилами.

Дуже виразний контраст у рельєфі спостерігаємо і поміж центральною (Горгани) та південно-східною (Покутсько-Буковинські Карпати) частинами Зовнішніх (Скибових) Карпат. Межа поміж ними проходить на правобережжі Пруту, співпадаючи на значному протязі із вододілом поміж басейном р. Прут на заході і басейнами рік Лючки, Пістинки і Чорного Черемошу на сході.

Для Покутсько-Буковинських Карпат характерні м'які, полого-хвилясті контури хребтів з невеликим підняттям куполоподібних вершин. Специфічні неповторні риси рельєфу пов'язані із структурно-літологічними особливостями. Рельєф цієї території сформувався на двох структурах: Покутському покриві Передкарпатського передового прогину і Скибовому покриві. З першою структурою пов'язаний низькогірний, а другою – середньогірний рельєф. Середньогір'я приурочене до звуженої Скибової зони (скиби Орівська і Парашки) і характеризується більшими абсолютними висотами (до 1500 м), асиметрією гірських хребтів.

Контакт Скибового покриву з Передкарпатським прогином на всьому протязі тектонічний. У рельєфі Скибові Карпати утворюють чітко виражений орографічний уступ до Передкарпаття (унікальний лінеамент), який у північно-західній і центральній частині (Бескиди і Горгани) співпадає з лінією насуву Берегової або Орівської скиби на Бориславсько-Покутський покрив. У Покутсько-Буковинських Карпатах орографічний уступ на значному протязі приурочений до лінії насуву Бориславсько-Покутського покриву на Більче-Волицьку (Зовнішню) зону прогину.

Характеристику поздовжніх морфоструктур другого порядку, які сформувалися на флішовому структурно-літологічному ярусі, проводимо з врахуванням відмінностей у поперечних блокових морфоструктурах (Бескиди, Горгани, Покутсько-Буковинські Карпати).

*Берегова морфоструктура* – низькогірні хребти, які чергуються з поздовжніми долинами і улоговинами, сформувалася на Береговій скибі. Простягається від кордону з Польщею до правобережжя р. Прут, де вона зникає під насувом Орівської скиби. Максимальну ширину має в центральній частині Скибових Карпат (біля 12 км), мінімальну – на крайньому північному заході (0,4 км) і на правобережжі р. Прут (1,5 км).

У північно-західній частині Бескид Берегова скиба слабо виражена у рельєфі. Окремі ізольовані хребти з куполоподібними вершинами (г. Бзане – 473 м, Лиса Гора – 640 м та ін.) мають вигляд погорбованого низькогір'я. У південно-східному напрямку ширина Берегової морфоструктури збільшується. Найбільшої ширини досягає на межиріччях р.р. Тисмениці – Стрию – Свічі. Абсолютні висоти ерозійного низькогір'я не перевищують 450-600 м, орографічний уступ до Передкарпаття з відносними висотами 200-300 м.



Максимальні висоти Берегового низькогір'я спостерігаються у центральній (Горгани) частині Скибових Карпат (понад 800 м). Майже у всіх долинах рік при виході з гір сформувалися терасовані улоговини (Вигодська, Перегінська, Солотвинська, Пнів-Надвірнянська, Делятинська).

*Орівська морфоструктура* сформувалася на однойменній скибі, яка простягається від кордону з Польщею до кордону з Румунією. Максимальна ширина скиби 12-14 км у долинах рік Пруту і Чечви, мінімальна ширина – 3-6 км на крайньому північному заході і південному сході. Амплітуда насуву на Берегову скибу і Покутський покрив складає 12-15 км (Круглов, 1986). У північно-західній частині у складі Орівської скиби виділяється чотири вузьких луски, на південний схід від р. Тисмениці дві луски: північна доходить до Покутського покриву на правобережжі р. Прут, а південна (Поляницька) – до кордону з Румунією.

На північному заході в Орівській морфоструктурі чітко виділяється хребет з м'якими обрисами гребеневої лінії і куполоподібними вершинами (г.г. Кошарка – 652 м, Левидро – 575 м, Вислич – 515 м та ін.). У будові антикліналей беруть участь відклади стрийської світи (верхня крейда), а також головнинської і спаської світи (нижня крейда). В південно-східному напрямку до долини р. Стрий абсолютні висоти дещо зростають (г.г. Роточиця – 762 м, Хорошівка – 705 м, Биковець – 728 м, Магура – 720 м). Поміж хребтами розміщені поздовжні долини (р.р. Опаки, Бориславка, Звориць та ін.). Південно-західніше розміщений більш високий масив Циховий Діл (939 м).

На межиріччі р.р. Стрию – Мізунки – Свічі на загальному фоні ерозійного низькогір'я зустрічаються екзотичні форми вивітрування яменських пісковиків (“Скелі Довбуша” на Стрийсько-Сукельському межиріччі).

У Горганах, на межиріччі р.р. Свічі і Лімниці, Орівська морфоструктура значно розширюється. Гірські хребти приурочені до ядер антикліналей, де відслонюються вузькі смуги відкладів стрийської і яменської світ. Від головних хребтів північно-західного – південно-східного напрямку відходять численні відроги різної орієнтації. Найбільш чітко виділяється хребет з вершинами Нягрин (1185 м), Магура (1155 м), Верх Сихлес (1365 м), який сильно розчленований р.р. Племкою, Чечвою і їх притоками на окремі масиви блокового типу. Північніше розміщений хребет Вовкан (1017 м) – найвищий для цього регіону у межах крайового низькогір'я.

У басейні р. Бистриці Солотвинської з Орівською скибою пов'язані найвищі хребти Гриньків і Чортка. Абсолютні висоти коливаються в межах 1100-1300 м, відносні – 400-500 м. Пригребеневі частини хребтів покриті кам'янистими розсипищами. Круті схили (35-37°) розчленовані численними потоками з глибиною врізу до 150-250 м.

У басейнах р.р. Бистриці Надвірнянської і Пруту Орівська морфоструктура має найбільшу ширину. З крайовим низькогір'ям пов'язані численні хребти з вирівняними пригребеневими поверхнями. Найбільш чітко фіксується у рельєфі хребет на межиріччі Битковчика і Бухтівця з вершинами Діл (995 м), Плотки (964 м). Продовженням його на правобережжі Бистриці Надвірнянської є хребет з вершинами Бзовачка (950 м) і Коняч (944 м). П.Цись (1957) вважав ці гребені (відносні висоти 400-500 м) залишками давньої поверхні вирівнювання. З такими ж відносними висотами пригребеневих поверхонь є пасма на лівобережжі Пруту (межиріччя Перемиськи і Любижні).

З крайовим низькогір'ям в цьому регіоні межує хребет Чортка на лівобережжі р. Бистриці Надвірнянської (поміж р.р. Бухтівець і Хрепулів) з максимальними абсолютними

висотами 1294 м і 1322 м. Хребет розгалужується на численні відроги. Один з них з'єднує його з хребтом Станімир. Хребти розділені поздовжніми долинними, які є (так само як і хребти) морфоструктурами третього або четвертого порядків в межах Орівської морфоструктури другого порядку.

Орівська морфоструктура значно розширюється у басейні р. Прут (до 15 км). У фронтальній частині скиби відслонюються відклади стрийської світи, які зібрані у дрібні готичні складки. Смуга поширення цих відкладів у басейні р. Прут має ширину до 8 км.

Біля с. Дора виявлено тектонічне порушення, яке ділить Орівську скибу на дві луски – Делятинську і Яремчанську. Виходи ямненських пісковиків у цьому порушенні представлені у рельєфі г. Пірс-Дора (лівий берег р. Прут) і г. Добриця (правий берег р. Прут).

Абсолютні висоти зростають до вододілу р.р. Прут і Бистриці Надвірнянської (г. Синечка, 1401 м) і поступово спадають до долини р. Прут (г. Черногориця, 991 м, на межиріччі р.р. Кам'янка і Жонка).

На правобережжі р. Прут з Орівською скибою пов'язане гірське пасмо, яке служить вододілом між правими притоками р. Прутця Чеміговського і верхів'ями р. р. Ослави і Лючки з вершинами Рокита Велика (1110 м), Стеришора (1074 м), Цапуль (1046 м).

Це пасмо продовжується і в басейні р. Черемош. На лівобережжі воно прослідковується вершинами Брустурський Буковець, Буковець Річка (1059 м), на межиріччі р.р. Черемош і Сірет – вершини Кінаска (1081 м), Букова (1080 м) і г. Петроушна (1129 м) у верхів'ях р. Серетулу. З Яремчанською лускою Орівської скиби в Буковинських Карпатах пов'язаний хребет Травен-Томнатик з максимальними абсолютними висотами 1221,7 і 1159,9 м.

*Сколівська морфоструктура* відповідає однойменній Сколівській скибі, яка насунена на Орівську з амплітудою 8-10 км. Ширина її 3-4 км на північному заході і південному сході, у центральній частині – 8-10 км.

На північному заході у Сколівській морфоструктурі виділяється хребет з вершинами Свиничир – 622 м, Заміля – 724 м, Кільчин Горб – 826 м, Виділок – 858 м, Стрицький Верх – 826 м, Коханий Діл – 810 м, Вороненка – 807 м та ін. Різниця абсолютних висот хребтів Сколівської і Орівської морфоструктур складає 70-90 м.

На межиріччі рік Стрия, Опору та Орави спостерігаємо різке пониження Сколівської морфоструктури. На значному протязі вона успадкована долиною р. Стрий (долина поміж с.с. Підгородці і Корчин).

На межиріччі рік Стрия і Мізунки-Свічі Сколівська морфоструктура утворює чіткий уступ до Орівської і Берегової морфоструктур. Абсолютні відмітки в межах Сколівської морфоструктури на 200-300 м вищі ніж у берегових скиб і досягають 925 м (г. Ключ). Ця різниця пов'язана також з літологічним складом порід, які беруть участь у будові скиб. У Сколівській домінують відклади стрийської світи (верхня крейда), у Береговій і Орівській – олігоценний фліш.

У басейнах р.р. Лімниці і Бистриці Солотвинської скиба майже повністю виклинюється, перекриваючись скибою Парашки. У басейні р. Бистриці Солотвинської з цією скибою пов'язаний хребет Верх Пасічний – Полецкий.

Добре виражена у рельєфі Сколівська скиба у басейні р. Прут. На лівобережжі р. Прут вона представлена хребтом Яворник, у будові якого провідна роль належить ямненським пісковикам. Пригребенева частина, а також південно-західні схили покриті кам'яними розсипищами. Абсолютні висоти – від 1200 до 1432 м.



На правобережжі р. Прут у Сколівській морфоструктурі найбільш чітко виділяється хребет з вершинами Лиснів (1257 м), Чорний Погар (1266 м), Сихолка (1290 м). На південний схід від Прут-Черемошського вододілу Сколівська скиба виклинюється і перекривається насупом скиби Парашки. Деякі автори (Кульчицький, 1968, 1978) вважають, що вона, так як і скиби Орівська і Парашки, доходить до кордону з Румунією.

*Морфоструктура Парашки* у вигляді кількох ланцюгів хребтів простежується вздовж всього Скибового покриву. З нею пов'язані максимальні абсолютні і відносні висоти Зовнішніх (Скибових) Карпат. Через це її можна вважати їх "орографічною віссю", подібно як П.Цись (1968) вважає Полонинсько-Чорногірські Карпати "орографічною віссю" всіх Українських Карпат.

Морфоструктура Парашки сформувалася на однойменній скибі, ширина якої переважно коливається в межах 2-8 км. На північному заході в межах скиби виділяють дві луски (південна – Мальманстальська). Від долини р. Рибник до басейну р. Бистриці Надвірнянської вона представлена однією лускою, а південно-східніше знову двома. Від долини р. Черемошу на південний схід скиба Парашки різко занурюється, в її будові домінують відклади олігоцену, що знаходять свій відбиток у рельєфі (більш м'які обриси вершин, менш круті схили).

На межиріччі р.р. Стривігору і Дністра в межах морфоструктури виділяється масивний хребет з вершинами Кобила (748 м), Свиний (752 м). У південно-східному напрямку висоти поступово зростають і на межиріччі р.р. Дністер і Стрий на 100 м вищі (г. Вишка – 844 м, г. Маловенка – 848 м, г. Биковець – 805 м, Ісайська гора – 814 м). Максимальні висоти цієї морфоструктури у Бескидському блоці зосереджені на межиріччях Опору – Стрию – Мізунки. Добре виділяється два паралельних монолітних симетричних

хребти: Парашки (вершини Кругла, Великий Верх (1177 м), Парашка (1268 м), Оброслий Верх (1177 м), Корченка (1179 м), Мутна (1261 м), Буковинець (1259 м), і приурочений до Мальманстальської антикліналі (вершини Буківська, Липова, Видноха (1365 м), Кривий Верх (1072 м). На межиріччі р.р. Мазунки і Свічі морфоструктура Парашки представлена хребтом Хом (1344 м), схили якого сильно розчленовані верхів'ями потоків Троян, Соколів, Сапотей та ін.

На межиріччі р.р. Свічі і Лімниці виділяється компактний і масивний хребет Аршиця, який приурочений до лобової частини скиби Парашки з потужними виходами пісковиків ямненської світи. Максимальні абсолютні висоти перевищують 1500 м (г. Горган Ілемський – 1587 м, г. Верх-Слобушниця – 1561 м, г. Нередів – 1553 м).

Продовженням цього гірського ланцюга на правобережжі р. Лімниці є хребет Матахів (г. Висока – 1803 м, г. Ігровець – 1804 м), який дає початок найбільш високій частині Скибових Горган між долинами р.р. Лімниці і Пруту. Від вершини Ігровець хребет міняє південно-східний напрям на південний і з'єднується із Сивулянським хребтом.

Сивулянський хребет приурочений до крайньої південної частини скиби Парашки – Сивулянської антикліналі, ядро якої складене ямненськими пісковиками. З цієї морфоструктурою (третього порядку) пов'язані максимальні висоти Зовнішніх (Скибових) Карпат – г. Лопушна (Велика Сивуля) – 1836 м, г. Мала Сивуля – 1818,5 м. Від головного хребта відходять численні відроги, найбільший з яких – хребет Менчул. Схили хребта розчленовані численними притоками верхів'їв рік Лімниці, Бистриці Солотвинської і Бистриці Надвірнянської.

Продовженням Сивулянського хребта у південно-східному напрямку на лівобережжі р. Бистриці Надвірнянської є хребет Боярин – Максимець з вершинами Негрова – 1602 м,



Короткан – 1675 м, Гавор – 1551 м, Лиса – 1423, Максимець – 1489 м. На межиріччі р.р. Бистриці Надвірнянської і Прута у морфоструктурі Парашки найбільш чітко фіксуються хребти Скалки (г. Скалки Верхні, 1596,8 м), Поленський (г. Поленська, 1693 м), Довбушанка (г. Довбушанка, 1754,6 м і г. Медвежик, 1736 м), Синяк (г. Синяк, 1665 м), Хом'як (г. Хом'як, 1542 м). Хребти, особливо Довбушанка, характеризуються масивністю, великими полями кам'яних розсіпів, своєрідною будовою схилів (наявність структурних уступів).

На правобережжі р. Прут із скибою Парашки пов'язаний хребет із скелястим гребенем і вершинами Гребінь (1040 м), Кобила (1336,8 м). На лівобережжі Чорного Черемошу продовженням його є хребет з вершинами Ротило (1483 м), Біла Кобила (1476,9 м). Від с. Усть-Путила до кордону з Румунією до морфоструктури Парашки приурочений хребет з вершинами Ракова (1287,7 м), Сена (1279,8 м), Осередок (1365,6 м), Лунгуль (1377,4 м). З північно-східною межею скиби Парашки пов'язаний у Буковинських карпатах хребет Чіохелька-Чимірна з максимальними абсолютними висотами відповідно 1347 м і 1274 м. Якщо дотримуватися тектонічного поділу Я.Кульчицького (1968, 1973), то це пасмо слід пов'язати із Сколівською скибою.

Хребти Ракова-Щурдин, Чіохелька-Чимірна, Травен-Томнатик (Орівська морфоструктура) розділені вузькими поздовжніми долинами, які є притоками Черемошу і Сірету (Черепанка, Бисків Великий, Звараш, Петровець, Барсуки, Зубринець та ін.).

*Морфоструктура Зелем'янки* сформувалася на однойменній скибі, для якої характерним є розвиток верхньокрейдових відкладів у лобовій частині і майже пряма лінія насуву (Круглов, 1986). Ширина скиби – 3-4 км на

північному заході до 20 км і більше в перетині р. Лімниці. На межиріччі р.р. Лімниці і Прута в скибі виділяють дві луски. На південний схід від долини р. Прут скиба запурюється і перекривається відкладами олігоцену.

У басейнах рік Стривігора і Дністра із скибою Зелем'янки пов'язаний переважно погорбований, сильно розчленований низькогірний рельєф. Південно-західна антикліналь представлена у рельєфі хребтами Оровий і Верх Оровий з абсолютними висотами 720-750 м. Південно-східніше (межиріччя р.р. Дністра і Стрия) у рельєфі Зелем'янської морфоструктури виділяється хребет довжиною до 14 км з вершинами Вершки (693 м), Матин (792 м), Прислип (827 м) та ін. На межиріччі р.р. Стрия і Опора Зелем'янська морфоструктура представлена групою хребтів і окремих гірських масивів (з яскраво вираженими вершинами). Серед них хребет Буківський (998,5 м), хребет Середній (г.г. Видноха, 1132,4 м), Перекоп (1212,9 м), Кременка (1135,5 м). Продовженням цього ланцюга на межиріччі р.р. Опора і Мізунки є хребти з вершинами Кіндрат (1155,9 м), Метичів (1217,2 м), Магура (1362,7 м). Межиріччя р.р. Мізунки і Свічі у межах Зелем'янської морфоструктури займає хребет Должка (1266 м).

На межиріччі р.р. Свічі і Лімниці Зелем'янська морфоструктура розширюється. Абсолютні висоти різко зростають і в головному гірському ланцюгу перевищують 1500 м (г. Яйко Ілемське – 1679,9 м, г. Яйко – 1595,6 м, г. Грофа – 1748 м). На правобережжі р. Лімниці продовженням цього гірського ланцюга є хребет Кінець Горгану з вершиною тієї ж назви висотою 1580 м, а ще далі у південно-східному напрямку – хребет Тавпіширка (1499,6 м). Цим хребтом, яскраво вираженим у рельєфі, закінчується морфоструктура Зелем'янки. Появляється вона знову в долині р. Прут і представлена хребтом з вершиною Магура (1288 м) на

лівобережжі і вершинами Ребровач (1222,6 м), Ворохтинська (1326 м), Кітулівка (1382,9 м), Малий Діл (1283 м) на правобережжі р. Прут. В долині Чорного Черемошу скиба Зелем'янки виклинюється і перекривається відкладами зони Кросно (Ворохто-Путильська поздовжня долина).

*Морфоструктура Рожанки* сформувалася на однойменній скибі, яка має протяжність біля 100 км від границі з Польщею до басейну р. Свічі. Скиба є вузькою монокліналлю, ширина якої не перевищує 3-4 км (Круглов, 1986). Північно-західна частина скиби має блокову будову. Як і у всіх попередніх скибах, лобова частина її складена верхньокрейдовими відкладами.

У північно-західній частині Скибових Карпат скиба Рожанки виражена слабо. Асиметричні невисокі хребти з досить крутими і гострими вершинами змінюються у південно-східному напрямку більш похилими схилами і куполоподібними вершинами. У північно-західній частині більш розвинута поперечна гідросітка, а в південно-східній (межиріччя Дністра-Стрия) – поздовжня.

Невисокий гірський ланцюг скиби Рожанки розпочинається на північному заході масивом Магури Лімнянської (1022 м), який сильно розчленований притоками р.р. Мшанця, Лехніва і Дністра. Поміж долинами р.р. Дністер і Стрий продовженням цього масиву є хребет з вершинами Теркалівська (878 м) і Розлуч (932,9 м). На межиріччі р.р. Стрия і Опора морфоструктура Рожанки представлена двома пасмами: Високий Верх з вершинами Мінчол Розлуцький (1041 м), Високий Верх (1176,8 м), Магура (1121 м), Маківка (933 м) і північно-східніше гірським хребтом з вершинами Шимонець (1130,7 м), Мала Щебела (1165 м), Стара Щебела (1216 м), Креміженець (1226 м). На правому березі р. Опір продовження цього хребта фіксується вершинами Татарівка (1148,7 м) і Чирак (1249,6 м).

Південно-східним закінченням морфоструктури Рожанки є хребет Розтока (г.Городище Велике, 1370,8 м) у верхів'ях р. Мизунки.

*Покутсько-Буковинська морфоструктура* сформувалася на Покутському покриві Передкарпатського передового прогину. За Покутським поперечним скидом (межиріччя р.р. Пруту і Пістинки) структури покриву виходять на поверхню і представлені антиклінальними складками (Кам'янистий, Карматура, Брусний, Рожен, Плоский і Максимець), які розділені широкими синклінальними мульдами. Ширина Покутського покриву досягає більше 15 км. У Буковинській частині до кордону з Румунією ширина покриву зменшується до 8-10 км. Для Покутського покриву характерним є (Круглов, 1986) широкий розвиток потужних конгломератових товщ і велика кількість поперечних розривних дислокацій.

На Покутському покриві сформувався низькогірний рельєф, де дуже чітко виділяються морфоструктури третього порядку – антиклінальні хребти і синклінальні долини. У рельєфі виділяються такі низькогірні гірські ланцюги: Дубовий – Лебедин – Кам'янистий, Карматура – Хоменський – Кругла, Брусний – Сокільський – Рожен – Баньків, Плоский – Черешенька – Кінашка, Вижницько-Берегометський.

Покутсько-Буковинська морфоструктура є на північному сході ніби продовженням крайового низькогір'я Скибових Карпат, приуроченого до Берегової і Орівської скиби у північно-західній і центральній частині Зовнішніх (Скибових) Карпат.

#### Список літератури

1. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран // М.: «Наука», 1965.
2. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украинских Карпат // К.: «Наукова думка», 1992. – с. 60-63

3. Пащенко В.П., Соколовский И.Л. Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат // Физическая география и геоморфология. 1979, в.21, с.23-31.
4. Природа Українських Карпат (за ред. К.І.Геренчука) // Вид-во Львів. ун-ту, 1968.
5. Природа Чернівецької області (за ред. К.І.Геренчука) // Вид-во Львів. ун-ту, 1968.
6. Тектоника Украинских Карпат (отв. редактор С.С.Круглов) // Киев, УкрНИГРИ, 1986.
7. Цись П.М. Область Внешних Карпат // В кн. "Физико-географическое районирование УССР". Изд-во Киев. ун-та, 1968.
8. Цись П.М. Основні риси морфоструктури Українських Карпат // Зб. "Питання географії Українських Карпат". Вид-во Львів. ун-ту, 1969. -- с.115-124
9. Krawczuk J. Osobliwosci rozwoju rzezyby Karpat Skibowych // Badania geograficzne w poznawaniu srodowiska". Wyd. UMCS. Lublin, 2004. s. 226-230
10. Teisseyre H. Powierzchnia szczytowa Karpat // Prace geogr., z.X, Lwów-Warszawa, 1928
11. Tolwinski K. Dyslocacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich // Prace geogr. Romera, z.6, 1922

#### MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF EXTERNAL (LAYERED) CARPATHIANS

Yaroslav Kravchuk, Miroslav Ivanyk

An analysis has been carried out of the morphostructures of the second order of the External (Layered) Carpathians. Morphological structures of the second order are described that have been formed at the upper (top) flysh range as well as the inherited transverse morphostructures.

УДК 551.4

#### МЕТОДИЧНІ АСПЕКТИ ПРОВЕДЕННЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНОЇ НАВЧАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ НА ДНІСТРОВСЬКОМУ ГЕОГРАФІЧНОМУ СТАЦІОНАРІ

Ярослав Кравчук, Мирослав Іваник, Надія Карпенко  
Львівський національний університет імені Івана Франка

Головне значення для успішного проходження навчальних практик має геоморфологічно-змістовне і вигідне розташування бази практики. Дністровський географічний стаціонар функціонує як базовий полігон для проходження навчальних практик студентів географічного університету Львівського національного університету з 1957 року. Велика заслуга у створенні стаціонару належить П.М.Цисю, який разом з іншими науковцями факультету доклав значних зусиль на пошуки місця стаціонару. Розташований він у селищі Єзупіль Тисменецького району Івано-Франківської області на правому березі Дністра понад гирлом Бистриці, де по Дністру і Бистриці проходить умовна межа між двома крупними фізико-географічними країнами - Східноєвропейською рівниною і Карпатською гірською країною. Це унікальний геоморфологічний район, де на невеликій території знаходяться різноманітні за генезисом геоморфологічні об'єкти. Тут ми маємо повний комплекс річкових та схилових утворень, карстові процеси, відслонення четвертинних і дочетвертинних відкладів. Значна частина навчального полігона приурочена до долини річки Дністра та її притоки Бистриці.

Тривалий час у околицях стаціонару співробітники географічного факультету ведуть наукові дослідження, результати яких опубліковані в низці наукових статей. Варто



відмітити природничі дослідження П.М.Цися, Я.С.Кравчука, О.В.Скварчевської, М.С.Андріанова, Г.П.Міллера, Д.Г.Стадницького, С.В.Трохимчука, П.В.Климовича, Г.Л.Проць, М.В.Зденюка, І.П.Ковальчука, Р.О.Сливки, Р.М.Гнатюка, М.Я.Симоновської, А.Б.Богуцького та інших.

Територія околиць стаціонару приурочена до західного краю лісостепової природної зони України і знаходиться на межі трьох фізико-географічних районів: Прилуквинського на заході, Бистрицько-Тлумацького на півдні та Рогатинського Опілля на північному сході. Чітко вираженими межами між цими районами є річки Дністер і Бистриця. Перший з районів належить до фізико-географічної області Передкарпаття; другий - Прут-Дністровської області; третій - до області Розточчя й Опілля. Останні дві області входять до складу південно-західної частини Східноєвропейської рівнини, а перша - до Карпатської гірської країни.

Інший природний поділ цієї території наводять автори в "Природі Івано-Франківської області" (1973, с.125-129). Вважаючи річки Дністер і Бистрицю природними межами фізико-географічних регіонів, вони виділяють такі області: Придністровське Поділля, Придністровське Покуття та Івано-Франківське Передкарпаття.

Головні риси геологічної будови та рельєфу Дністровського стаціонару визначені його положенням на контакт двох мобільних геоструктур - Волино-Подільської плити та Передкарпатського крайового прогину, які належать до складу двох великих геоструктурних одиниць: Карпатської геосинклінальної області (Передкарпатський крайовий прогин) і південно-західної окраїни Східноєвропейської (Руської) платформи (Волино-Подільська плита). Лінійні порушення цих геоструктур відображені в закладанні рік Дністра та Бистриці. З однієї сторони маємо ділянку зі стійкою корою, з іншої - з рухомою (мобільною). Головна водна артерія -

р.Дністер - наслідує і ніби підкреслює межу між двома різними блоками. Геологічним фундаментом території стаціонару є край Східноєвропейської (Руської) платформи. Найдавнішими в межах Дністровського стаціонару є відклади крейдової системи мезозойської ери, які представлені мергелями верхнього відділу.

Морфоскульптура регіону визначена діяльністю рік, схилових процесів, процесів карсту, які відповідно, виникли тут завдяки розчинним породам. Отже, на території регіону можна виділити дві основні категорії рельєфу - денудаційний (вироблений) і акумулятивний. Денудаційний рельєф приурочений до схилів долини р.Дністер і розвинутий головню на мергелях верхньої крейди і гіпсоангідритах неогену. Незначна стійкість до денудації цих порід, а також їхня розчинність, зумовили морфологію рельєфу, яка має переважно пологі ерозійно-денудаційні схили і карстові форми рельєфу.

Акумулятивний рельєф сформований діяльністю рік і меншій - тимчасових водотоків. Він, як звичайно, представлений невеликими конусами виносу, які беруть початок на схилових поверхнях, а розвантаження роблять у тилівій частині річкових терас. Морфометричні особливості рельєфу переважно визначені і широким розвитком континентальних пухких відкладів: елювіальних, делювіальних, алювіальних і перехідних генетичних груп. У межах досліджуваної території добре збережений терасовий комплекс (табл.1). Тут чітко виділяються низька і висока заплави, третій - четвертий рівні надзаплавних терас і залишки давнішої, можливо, пліоценової тераси. На території стаціонару в пригирловій частині Бистриці Я.С.Кравчук виділяє заплаву і спільні тераси для Бистриці і Дністра (перша, друга і третя (22 м) надзаплавні тераси). Вищі тераси розмиті, а межиріччя зайняті денудаційно-аккумулятивною поверхнею шостої еоплейстоценової тераси (Лоевої). Проте,

Скварчевська Л.В.(1971), спираючись на тодішні геологічні дослідження, вважала, що найдавніший алловій околиць стаціонару належить до верхнього пліоцен і представлений 12-24-метровою товщею гравелисто-піщаних утворень 96-метрової (також шостої) тераси Дністра.

Таблиця 1

Схема вікового розчленування річкових терас Передкарпаття (за Я.С.Кравчуком,1999)

Вік	Умовні номери річкових терас	Висота терас, м			Генетичний тип
		Дністер	Бистриця-Солотвинська	Бистриця-Надвірнянська	
Голоцен	Заплава низька	0,5-1,0	0,8-1,5	0,5-1,0	Акумулятивна
	Висока заплава	1,0-2,0	1,5-2,0	1,0-1,2	Акумулятивна
	Перша	2,5-5,0	2,5-3,0	2,5	Акумулятивна
Неоплейстоцен	Друга	від 5-8 до 10-15	5-6	10	Акумулятивна, ерозійно-аккумулятивна
	Третя	15-25	13-15	15-16	Ерозійно-аккумулятивна, аккумулятивна
Мезоплейстоцен	Четверта	від 25-30 до 30-40-45	32	25-35	Ерозійно-аккумулятивна
Еоплейстоцен	П'ята	50-70	60-65-70	50-60	Ерозійна, ерозійно-аккумулятивна
	Шоста (рівень Лосвої)	від 70-80 до 110-130	110	100-130	Денудаційно-аккумулятивна
Верхній пліоцен	Сьома (рівень Красної)	180-190	-	-	Денудаційно-аккумулятивна

Геоморфологічна практичка є невід'ємною складовою частиною навчальною курсу "Геоморфологія", необхідною для закріплення теоретичних знань з цього курсу, набуття навиків і методів проведення польових геоморфологічних досліджень та ознайомлення з методикою геоморфологічного картографування. Програма практики включає освоєння методики камеральних робіт з опрацювання зібраного польового матеріалу.

Теоретико-методичні основи геоморфологічних досліджень студенти освоїли з курсу "Геоморфологія". На практиці звертається увага на розкриття системи понять, термінів і категорій, засвоєння методики вивчення конкретних форм рельєфу та їхніх генетичних типів, що характеризують район практики.

Організаційний аспект практики передбачає вміння студентів самостійно організувати і планувати виконання польових досліджень з метою отримання найліпших результатів. Велика увага приділяється формуванню польових дослідницьких груп студентів, оскільки від їх внутрішнього психологічного "мікроклімату" залежать і результати практики. Найліпший результат отримується тоді, коли в ролі керівника групи зможе побувати кожний студент. Це виховує в студентів вміння враховувати думку і досвід кожного, залежно від їх індивідуальних здібностей, вмінь і навичок. Загальна організація практики також буде залежити від творчого і злагодженого відношення між студентами і викладачами практики. Викладачі не повинні забувати, що кожний студент вже має хоч і невеликий, але свій особистий життєвий досвід, який необхідно поважати.

Дослідницький аспект поєднує методичні прийоми і засоби збору та первинного аналізу геоморфологічної інформації, виконання відповідних графічних і картографічних матеріалів на заготовлених основах карт досліджуваної



території. Емпіричні дослідження направлені безпосередньо на реальну територію, де студенти проводять детальні польові геоморфологічні дослідження, тому графік практики максимально наближений до експедиційних умов з збереженням головних етапів: підготовчого (передпольового), польового і камерального, кожний з яких передбачає виконання конкретних завдань.

Підготовчий етап на практиці замінюють передпольовою підготовкою, яку проводить загальний керівник практики у формі лекції. Під час польового етапу виконують польове картування території, збирають і оцінюють фактичний матеріал, складають геоморфологічну карту. Найдоцільнішою тут є групова форма організації практики, оскільки група може більше зібрати інформації та глибше осмислити зміст проблем, а кожен студент має можливість висловлювати свої зауваження і судження. Викладачам практики надається лише роль консультантів. Основна робота практики сконцентрована на дослідженнях конкретної території групою студентів, де вони вивчають і описують різноманітні геоморфологічні об'єкти, будову відкладів, які утворюють рельєф території. Завершується цей етап складанням геоморфологічної карти-основи, карт-схем четвертинних та дочетвертинних відкладів території, геолого-геоморфологічного профілю. Обробку і систематизацію зібраного фактичного матеріалу в полі студенти здійснюють у камеральний період практики. На підставі всіх отриманих даних та результатів аналітичного вивчення зразків гірських порід, опрацювання літературних і картографічних джерел, дешифрування аерофотознімків студенти складають геоморфологічну карту і пишуть звіт про виконану роботу з розгорнутою геоморфологічною інформацією, додатками інших карт, схем, профілів, малюнків чи фотографій. Під час написання тексту звіту можна використати літературні

джерела з району досліджень, матеріали, зібрані під час польових маршрутів з викладачами. Результативним є виконання окремими студентами різних частин звіту, що дає можливість використати творчі здібності, нахили і можливості кожного студента. Звіт за практику є самостійним науковим доробком студентів, що свідчить про їх фахову підготовку.

Студенти, які пройшли геоморфологічний розділ практики, повинні оволодіти методикою польових геоморфологічних досліджень, самостійно виконувати геоморфологічні дослідження та вирішувати теоретичні і прикладні завдання сучасної геоморфології.

#### Список літератури

1. *Гардинер В.Ю. Дакомб Р.* Полевая геоморфология. – М.: Недра, 1990.
2. Геоморфологическое картографирование в съемочных масштабах – М.: Изд-во Москов. ун-та, 1975.
3. *Кравчук Я.И., Іваник М.Б., Карпенко Н.І.* Геоморфологічний розділ навчальної комплексної фізико-економіко-географічної практики студентів географічного факультету – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 2003.
4. *Кравчук Я.С.* Інженерно-геоморфологічне картографування – Львів: Світ, 1991.
5. *Кравчук Я.С.* Геоморфологія Передкарпаття. – Львів: Меркатор, 1999.
6. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям / Под ред. Г.С. Ганешина и др. – Л.: Недра, 1979.
7. *Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С.* Терминология общей геоморфологии. – М: Наука, 1977.
8. Природа Івано-Франківської області / За ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1973.
9. Природні умови географічного стаціонару в смт. Жовтень Галицького району Івано-Франківської області // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1972. Вип. 7. – С. 90-108.
10. *Скварчевська Л.В.* Геолого-геоморфологічна будова території географічного стаціонару в смт. Жовтень // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1971. Вип. 6. – С. 99-105.



11. *Спирidonов А.И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картирования. - М.: Высш.шк., 1970.

**METHODOLOGICAL ASPECTS OF HOLDING A  
GEOMORPHOLOGICAL PRACTICAL AT THE DNISTER  
GEOGRAPHICAL PERMANENT ESTABLISHMENT**  
Yaroslav Kravchuk, Miroslav Ivanyk, Nadia Karpenko

Geomorphological practical training envisages opportunities to consolidate theoretical knowledge from the study course "Geomorphology" and thus acquiring the skills and mastering the methods of carrying out the field geomorphological research as well as getting familiar with the methods of geomorphological map-making (cartography). The training programme includes mastering the methods of chamber works for treating the collected field materials.

The Dnister Geographical Permanent Establishment is located at the right-hand bank of the Dnister river above the Bystrytsya-river outlet and operates as the Basic polygon (proving ground) for holding practical trainings for the students of geography department at the Lviv National University since 1957. It should be noted it is Mr..P.Tsyss who deserves great merit for setting up this establishment.

УДК 551.8

**OSTATNIE ZŁODOWACENIE (WURM) PÓLNOPCNYCH  
STOKÓW TATR**

**Leszek Lindner**

*Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego*

Tatry znajdują się na granicy Słowacji i Polski. Są one najwyższym masywem górskim Karpat. Masyw ten, o długości 53 km i szerokości 18,5 km zajmuje powierzchnię 570 km<sup>2</sup>. Najwyższy szczyt tego masywu – Gerlach (2655 m n.p.m.) znajduje się po słowackiej stronie Tatr. Po stronie polskiej najwyższym szczytem są Rysy (2499 m n.p.m.). Po północnej stronie położona jest tektoniczna kotlina Podhala (600-500 m n.p.m.) a po południowej – tektoniczna Kotlina Spisko-Liptowska (850-500 m n.p.m.).

Z punktu widzenia fizyczno-geograficznego, najbardziej powszechnym jest podział masywu tatrzańskiego, idąc od wschodu, na Tatry Bielskie, o wysokości do 2154 m n.p.m. – zbudowane wyłącznie ze skał osadowych, Tatry Wysokie, o wysokości do 2655 m n.p.m. – zbudowane głównie z granitoidów i Tatry Zachodnie, o wysokości do 2250 m n.p.m. – zbudowane ze skał metamorficznych i osadowych. Po stronie polskiej Tatry zajmują powierzchnię 150 km<sup>2</sup>. W części południowej stanowią one głównie strome szczyty Tatr Wysokich i Zachodnich a w części północnej wyniesienia podszczytowe ze stokami opadającymi ku północy. W czwartorzędzie – obejmującym ostatnie 2,6 mln lat – Tatry były obszarem wielokrotnego rozwoju lodowców górskich, nadających temu masywowi typowo alpejski krajobraz [11,15,23,24,30,32].

Przedmiotem niniejszego opracowania jest przedstawienie historii północnych stoków polskich Tatr w czasie ostatniego

złodowacenia (Würm). Ślady ówczesnych lodowców są tu zachowane zarówno w postaci rzeźby egzaracyjnej (cyrki i kotły polodowcowe – niekiedy wypełnione wodą oraz doliny i wygłądy polodowcowe) jak też rzeźby akumulacyjnej (moreny czołowe i boczne oraz poziomy fluwioglacjalne). Z zebranych materiałów wynika, że formy egzaracyjne dominują głównie w wyższych, południowych partiach polskiej części Tatr, natomiast formy akumulacyjne szczególnie dobrze przetrwały w północnej części Tatr, głównie w obrębie dolin rozcinających stoki tej części masywu tatrzańskiego. Sytuacja geomorfologiczna form akumulacji lodowcowej a zwłaszcza ich relacje morfometryczne, morfogenetyczne i morfochronologiczne są tu głównym źródłem informacji o wieku i zasięgu stadialnym i fazowym lodowców ostatniego złodowacenia [2,3,7,14,19,21]. Okresy interstadialnych i interfazowych zaników tych lodowców były tu odtwarzane w oparciu o analizę momentów recesji ich czoł oraz na podstawie identyfikacji momentów żywszego rozwoju i datowania nacieków węglanowych w tutejszych jaskiniach [5,9,12,13]. Istotnymi w tym względzie były także wyniki datowań termoluminescencyjnych i izotopowych osadów lodowcowych i wodnolodowcowych Würmu [6,8,22,31] a także osadów jeziornych [1,17,35]. Schyłkowa część ostatniego złodowacenia (tzw. późny glacjał) była tu przedmiotem szczegółowych badań biostratygraficznych w oparciu o analizę osadów dennych tutejszych jezior polodowcowych [18, 26, 28, 29,34].

Ostatnie złodowacenie (Würm) było w Tatrach poprzedzone rozwojem 7 starszych złodowaceń, korelowanych z ówczesnymi złodowaczeniami w Alpach i określanych, podobnie jak tam, jako Biber, Donau, Günz, Mindel, pre Riss, Riss I i Riss II [20,27]. Ślady najstarszych z nich są zachowane w postaci poziomów wodnolodowcowych jedynie po słowackiej stronie Tatr. Osady lodowcowe z późniejszych złodowaceń, jak też związane z nimi elementy rzeźby egzaracyjnej, są zachowane już po obu

stronach Tatr ale z reguły są słabo czytelne. Wynika to z jednej strony z odległego ich wieku a z drugiej strony wiąże się ze znacznym ich zniszczeniem a niekiedy nawet usunięciem przez lodowce ostatniego złodowacenia (Würm).

### **Ostatnie złodowacenie (Würm) i jego podział stratygraficzny**

W opracowaniu tym przyjęto, zaproponowany przed laty [19], podział ostatniego złodowacenia na 3 stadiały: Suchej Wody, Bystrej i Białki, oddzielone dwoma interstadialami: I Jaskini Miętusiej i II Jaskini Miętusiej. W oparciu o zebrane materiały geomorfologiczne i geologiczne, stadiał Białki podzielono na 4 fazy: Hurkotnego, Łysej Polany, Włosienicy i Pięciu Stawów Polskich, oddzielone 3 interfazami: Waksmundzką, Polany pod Wołoszynem i Roztoki [20].

#### **Stadiał Suchej Wody (A na ryc.1)**

Stadiał ten dokumentują w pierwszym rzędzie osady wodnolodowcowe (a na ryc.1). Są one reprezentowane przez piaski i żwiry oraz żwiry i gliny stokowe, budujące w dolinie Białego Dunajca najstarszą część pokrywy osadowej III poziomu wodnolodowcowego w nomenklaturze Halickiego [10]. Wiek tych osadów, w świetle datowań metodą termoluminescencyjną, zawarty jest w przedziale od  $89 \pm 13$  do  $81 \pm 12$  ka [22]. Na Podhalu, w obrębie osadów Jaskini Obłazowa (ryc. 1), ich odpowiednikami są zapewne starsze, żwirowe osady dolinne, zawierające szczątki kultury musterskiej [25]. Warunki klimatyczne panujące wówczas (około 117-80 ka) w strefie północnych stoków Tatr nie były zbyt surowe skoro w tutejszych jaskiniach trwało kontynuowanie (po ociepleniu eemskim) narastania pierwszej generacji nacieków węglanowych [13]. Brak zachowanych na powierzchni form rzeźby polodowcowej zdaje się dowodzić, że ówczesne lodowce miały

zasięgi bardziej ograniczone (A na ryc.1) niż w czasie stadiałów młodszych.

### **Interstadiał I Jaskini Miętusiej**

W czasie tego interstadiału w polskich Tatrach ówczesne ocieplenie klimatyczne sprzyjać musiało znacznemu zanikowi lodowców w ich strefach czołowych. Uruchamiane z tych lodowców znaczne ilości wód powodowały rozcinanie i przemodelowywanie powierzchni wcześniej zdeponowanych osadów wodnolodowcowych (a na ryc.1) na przedpolu tych lodowców. W tutejszych jaskiniach doszło do rozwoju nacieków węglanowych, wydatowanych metodą termoluminescencji na  $70 \pm 35$  ka [5]. Należy sądzić, że ocieplenie to mogło sprzyjać akumulacji cienkich torfów, odkrytych przez Halickiego [11] w obrębie osadów dolinnych w Poroninie i wspomnianych przez Birkenmajera i Środonia [4]. Należy sądzić, że interglacja I Jaskini Miętusiej obejmował odcinek czasu przypadający na około 80-70 ka temu [19].

### **Stadiał Bystrej (B na ryc.1)**

Stadiał ten dokumentują osady młodszej części (b na ryc.1) wümskiego poziomu wodnolodowcowego. Są one wydatowane w dolinie Białego Dunajca metodą termoluminescencji na  $69 \pm 10$  i  $57 \pm 8$  ka [21]. Gлина morenowa, pozostawiona przez lodowce tego stadiału w rejonie Bystrego i Antałówki, została wydatowana metodą termoluminescencji na  $57 \pm 9$  ka i  $42 \pm 6$  ka [31]. Z rozprzestrzenienia tej gliny – dalej na północ niż w czasie późniejszego (młodszego) stadiału – można sądzić, że stadiał Bystrej w tej części Tatr mógł wyrażać się największym zasięgiem lodowców wümskich (B na ryc.1). Na Podhalu, w profilu osadów Jaskini Obłazowa (ryc. 1), ze stadiałem tym wiąże się zapewne akumulacja młodszych żwirów dolinnych zawierających szczątki kultury szeleckiej [25]. Być może krótkotrwałe ocieplenie

klimatyczne w czasie tego stadiału mogło sprzyjać ponownemu narastaniu w tutejszych jaskiniach kolejnej generacji nacieków, wydatowanych metodą Th/U na  $60 \pm 5$  ka i metodą ESR na  $60 \pm 20$  ka [5]. Z powyższych danych wynika, że stadiał Bystrej obejmował ochłodzenie w odcinku czasu od około 70 do około 40 ka temu [19].

### **Interstadiał II Jaskini Miętusiej**

Interstadiał ten, pod względem klimatycznym, najlepiej charakteryzują mułki torfiaste i gliny soliflukcyjne, budujące w dolinie Białki młodszą część pokrywy osadowej III poziomu wodnolodowcowego w nomenklaturze Halickiego [10]. Osady te zostały określone paleobotanicznie przez Sobolewską i Środonia [33] na interstadiał Paudorf? (ryc. 1). Odznaczają się one wysokim udziałem *Pinus* oraz śladami ciepłolubnych drzew liściastych, pochodzących zarówno z dalekiego transportu jak też z rozmycia osadów starszych (eemskich?). Znaczna ilość i skład roślinności zielnej, zdaniem tych autorów, dobrze dokumentuje pojęcie zimnego stepu górskiego z niewielkimi skupiskami drzew szpilkowych. W profilu osadów Jaskini Obłazowa (ryc. 1) interstadiał ten winien być udokumentowany znaleziskami pavlovskiego poziomu kulturowego oraz materiałem organicznym datowanym metodą radiowęgla na  $32,4 \pm 1,7$  ka [25]. W jaskiniach tatrzańskich doszło wówczas do narastania nacieków węglanowych, datowanych metodą termoluminescencji na  $40 \pm 12$  ka i metodą radiowęgla na  $36,6 \pm 3,2 / - 2,3$  ka [5]. Z powyższych faktów należy sądzić, że II interstadiał Jaskini Miętusiej trwał od około 40 do około 30 ka temu [19].

### **Stadiał Białki (C na ryc.1)**

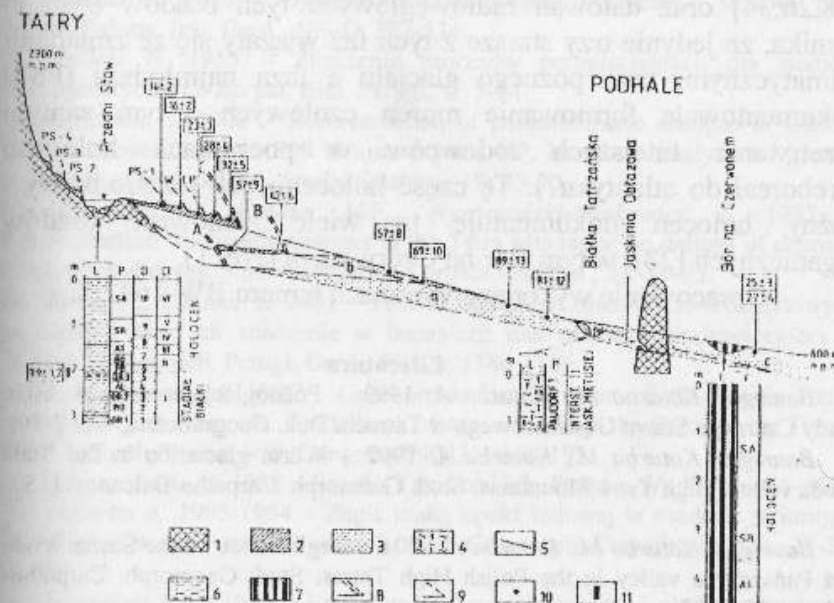
Do stadiału tego (30-10 ka) zaliczono najbardziej czytelne i najdalej na północ sięgające moreny czołowe ostatniego zlodowacenia. Należą do nich, między innymi, moreny czołowe na



Hurkotnem i w Dolinie Małej Łąki, wydatowane metodą termoluminescencji na  $32 \pm 5$  ka i na  $25 \pm 4$  ka [21] i dokumentujące maksymalny rozwój lodowców tego stadiału w czasie fazy Hurkotnego. Śladem ówczesnego przepływu wód lodowcowych są także najmłodsze serie żwirów i piasków budujących III poziom w nomenklaturze Halickiego [10] i oznaczonych w tej pracy jako seria c. Osady te (c na ryc.1), na północ od stanowiska Bór na Czerwonem, zostały wydatowane metodą termoluminescencji na  $27 \pm 4$  ka i  $25 \pm 3$  ka [21]. Młodsze ocieplenie w czasie interfazy Waksmundzkiej zaznaczyło się tu wyraźnym zanikiem brzeżnych partii lodowców a także narastaniem nacieków węglanowych w tutejszych jaskiniach, wydatowanych metodą radiowęglą na  $25,5 \pm 0,1$  ka [13].

Ponowny rozwój lodowców opisywanego stadiału spowodował utworzenie moren czołowych fazy Łysej Polany (LP na ryc.1), wydatowanych metodą termoluminescencji na  $23 \pm 3$  ka i  $21 \pm 3$  ka [21]. Ocieplenie późniejszej interfazy Polany pod Wołoszynom doprowadziło do dalszego kurczenia się lodowców i akumulacji międzymorenowych osadów organicznych w Dolinie Waksmundzkiej [36]. Kolejny, niewielki awans lodowców dokumentują moreny czołowe fazy Włosienicy (W na ryc.1), wydatowane metodą termoluminescencji na  $17 \pm 3$  ka i  $16 \pm 2$  ka [6]. Z fazą tą wiążą się zapewne także wyglądy lodowcowe i moreny czołowe, wydatowane metodą  $^{36}\text{Cl}$  na  $17,3-6,5$  ka [8]. Następujące później ocieplenie i związany z nim wyraźny zanik tutejszych lodowców określono jako interfazę Roztoki, w czasie której doszło do utworzenia zbiornika jeziornego na obszarze Wielkiej Polany w Dolinie Małej Łąki [6].

Najmłodszy okres rozwoju lodowców opisywanego stadiału przypadają na fazę Pięciu Stawów Polskich. Ich zanik wyrażał się formowaniem czterech wyraźnych etapów postojowych (PS1-PS4 na ryc. 1). Z badań palinologicznych, diatomologicznych i



Ryc. 1. Schemat chronostratygraficzny osadów ostatniego zlodowacenia w strefie północnych zboczy Tatr, na podstawie różnych autorów zestawil Lindner [19].

1 - skały przedczwartorzędowe; 2 - osady lodowcowe; 3 - serie (a-c) osadów najmłodsze poziomu wodnolodowcowego; 4 - mulki torfiaste i gliny soliflukcyjne; 5 - powierzchnia najmłodsze poziomu wodnolodowcowego; 6 - gytie, mulki i piaski jeziorne; 7 - torfy; 8 - maksymalne zasięgi czół lodowców w czasie stadiów: A - Sucheje Wody, B - Bystrej; C - Białki; 9 - maksymalne zasięgi czół lodowców w czasie faz recesyjnych: LP - Łysej Polany, W - Włosienicy, PS - 1-4 - Pięciu Stawów Polskich; 10 - położenie próbek osadów i ich wiek termoluminescencyjny w tys. lat; 11 - położenie próbki osadów i jej wiek radiowęglowy w tys. lat. L - litologia; P - podział palinologiczny (DR1 - najstarszy dryas, BO - bölling, DR2 - starszy dryas, Al. - allerød, DR3 - młodszy dryas, PB - preboreał, AT - atlantyk, SB - subboreał, S.A. - subatlantyk); D - diatomofazy, Cl - cladocerafazy.

szczałków Cladocera zachowanych w osadach Przedniego Stawu [18,26,34] oraz datowań radiowęglowych tych osadów (ryc. 1) wynika, że jedynie trzy starsze z tych faz wiązały się ze zmianami klimatycznymi tzw. późnego glacjału a faza najmłodsza (PS4) dokumentowała formowanie moren czołowych i tym samym przetrwanie tutejszych lodowców w początkach holocenu (preboreał do atlantyku?). Tę część holocenu, jak też środkowy i późny holocen dokumentuje tu wiele stanowisk osadów organicznych [28], w tym Bór na Czerwonym (ryc. 1).

Opracowanie wykonano w ramach tematu BW-1642/1.

#### Literatura

1. Baumgart-Kotarba M., Kotarba A. 1993 – Późnoglacialne i holoceneskie osady Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. Dok. Geograficzna, 4-5: 9-30.
2. Baumgart-Kotarba M., Kotarba A. 1997 – Würm glaciation in the Biała Woda valley, High Tatra Mountains. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 31: 57-81.
3. Baumgart-Kotarba M., Kotarba A. 2001 – Deglaciation of the Sucha Woda and Pańszczyca valley in the Polish High Tatras. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 35: 7-38.
4. Birkenmajer K., Środoń A. 1960 – Interstadiał oryniacki w Karpatach. Biul. Inst. Geol., 150: 9-70.
5. Błuszcz A., Goslar T., Hercman H., Pazdur M.F., Walanus A. 1988 – Comparison of TL, ESR and  $^{14}\text{C}$  dates of speleothems, Quatern. Sci. Rev., 7: 417-421.
6. Butrym J., Lindner L., Okszos D. 1990 – Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwój lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki (Tatry Zachodnie). Przegl. Geol., 1: 20-26.
7. Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J. 1997 – Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie). Przegl. Geol., 35: 8-15.
8. Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda-Gostyńska G., Zreda M.G. 1999 – Metoda datowania kosmogenicznym izotopem  $^{36}\text{Cl}$  – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. Przegl. Geol., 47: 987-992.
9. Glazek J. 1984 – Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskini tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. Przegl. Geol. 1: 39-43.

10. Halicki B. 1930 – Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spraw. Państw. Inst. Geol., 5(3-4): 377-534.

11. Halicki B. 1955 – Znaczenie procesów peryglacialnych dla studiów morfogenetycznych Karpat. Biul. Perygl., 2: 5-14.

12. Hercman H. 2000 – Reconstruction of palaeoclimatic changes in Central Europe between 10 and 200 thousand years BP, based on analysis of growth frequency of speleothems. Studia Quatern., 17: 35-70.

13. Hercman H., Pazdur M.F., Wysoczański-Minkowicz T. 1987 – Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts based on datings of deposits from selected caves. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 21: 59-75.

14. Kenig K., Lindner L. 2001 – Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaceniem w Tatrach Zachodnich. Przegl. Geol., 49(12): 1180-1185.

15. Klimaszewski M. 1961 – Geomorphic development of the Polish Tatras during the Quaternary era. Guide book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part III, South Poland, VIth Congress INQUA: 168-192.

16. Klimaszewski M. 1988 – Rzeźba Tatr Polskich. Państw. Wyd. Nauk.: 1-668.

17. Kotarba A. 1993-1994 – Zapis małej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 27-28: 61-69.

18. Krupiński K.M. 1984 – Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts, based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci., 31: 37-48.

19. Lindner L. 1994 – Jednostki stadialne i interstadialne ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Tatrach Polskich i na Podhalu. Acta Univ. Nicol. Copernici, Geografia 27: 59-73.

20. Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J. 2003 – Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts: their development, age and limits. Geol. Quart., 47(3): 269-280.

21. Lindner L., Dzierżek J., Nitychoruk J. 1990 – Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. Kwart. Geol., 34: 339-354.

22. Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J. 1993 – Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. Przegl. Geol., 1: 10-21.

23. Lucerna R. 1908 – Glazialgeologische Untersuchung der Liptaner Alpen. Sitzb. Ak. Wiss., math.-naturw., Kl. Bd. 117, Wien.

24. Lukniš M. 1973 – Relief Wsokých Tatier a ich predpolia. Vyd. Slov. Acad. Ved., 1-175, Bratislava.



25. *Madeyska T.* 1991 – Sediments of Palaeolithic Site – Oblazowa Cave (Polish Carpathians). *Bull. Pol. Acad. Eart Sci.*, 39(2): 173-185.
26. *Marciniak B., Cieśla A.* 1983 – Badania diatomologiczne i geochemiczne postglacialnych i holocenijskich osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). *Kwart. Geol.*, 37(1): 123-150.
27. *Nemčok J.* (red) 1993 – Vysvetlivky ku geologickéj mape Tatier 1:50 000. *Geol. Úst. D. Štura*: 1-135, Bratislava.
28. *Obidowicz A.* 1990 – Eine Pollenanalytische und Moorkundliche Studie zur Vegetationsdegeschichte des Podhale-Gebietes (West Karpaten). *Acta Palaeobotanica* 30(1-2): 147-219.
29. *Obidowicz A.* 1996 – A Late Glacial-Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobotanica* 36(2): 159-206.
30. *Partsch J.* 1923 – Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig.
31. *Prószyńska-Bordas H., Stańska-Prószyńska W., Prószyński M.* 1988 – TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. *Quatern. Sci. Rev.*, 7: 265-271. -253.
32. *Romer E.* 1929 – The ice age in the Tatra Mts. *Mem. Acad. Pol., Ser. A1*: 1
33. *Sobolewska M., Śrdoń A.* 1961 – Late Pleistocene deposits at Białka Tatrzańska (West Carpathians). *Folia Quaternaria*, 7: 1-16.
34. *Szeroczyńska K.* 1984 – Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich. *Pr. Stud. Geogr.*, 5: 93-102.
35. *Wicik B.* 1979 – Postglacialna akumulacja osadów jeziornych w Tatrach Wysokich. *Przegł. Geol.*, 7: 403-407.
36. *Włodek M.* 1978 – Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Biul. Inst. Geol.*, 306: 175-197.

#### THE LAST GLACIAL (WURM) ON THE NORTHERN SLOPES OF THE TATRY MOUNTAINS

L.Lindner

Nearly ten years of geomorphological and geological research of the author in the northern slopes of the Tatra Mts were completed with Th/U, thermoluminescence, ESR and radiocarbon datings of cave sinters. A resulting proposal of subdivision of the last glaciation (Würm) in this area included three stadials (Sucha Woda, Bystra and Białka), separated by two interstadials (Jaskinia Miętusia Interstadial I and II). The Białka Stadial is composed of four glacial phases (Hurkotne, Łysa Polana, Włosienica and Pięć Stawów Polskich), separated with three interphases (Waksmund, Polana pod Wołoszynem and Roztoka). Glacial deposits of the youngest standstill of glaciers during the Pięć

УДК 551.4

#### АНАЛІЗ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ ДЕФОРМАЦІЙ РУСЕЛ У СТОЧИЩІ ДНІСТРА

Андрій Михнович

Львівський національний університет імені Івана Франка

#### Вступ

Необхідність забезпечення стійкого розвитку природно-господарських систем, які функціонують в межах річкових басейнів різних рангів і ступеня освоєння вимагає постановки досліджень просторової і часової динаміки центрального інтегруючого компонента басейнової геосистеми – річкової мережі. В першу чергу ця проблема стосується розвитку спрямованих горизонтальних і вертикальних руслових деформацій [Великанов, 1958; Маккавєєв, 1955; Маккавєєв, Чалов, 1986; Никона, 1992; Ободовский, 2001; Чалов, 1992; Шуляренко, 1998 та ін.]

Метою дослідження було оцінити горизонтальні деформації русел за багаторічний період на ділянці впадіння річки Бистриця у Дністер.

#### Методика досліджень

Горизонтальні деформації русел Дністра та його допливу Бистриці вивчалися на базі результатів попередніх досліджень цієї частини сточища Дністра, опублікованих у працях науковців Львівського університету [Андріанов, 1971; Стрельников, 1973 та ін.]. Зокрема, аналіз горизонтальних деформацій русел Дністра і Бистриці, який проводився І. Стрельниковим у 1960-х роках, був продовжений нами. Оцінка горизонтальних деформацій проводилася на основі великомасштабних (1 : 10 000 – 1 : 25 000) різночасових топографічних карт і аерокосмознімків. Матеріали



досліджень І. Стрельнікова були доповнені нами новішими даними, оцифровані, внесні у ГІС і проаналізовані за допомогою оверлейного аналізу.

### Результати досліджень

Розглянемо почергово зміни русел Дністра і Бистриці, які відбулися у три періоди: 1914 – 1949; 1949 – 1963; 1963 – 1985. У досліджуваному районі для зручності виділимо три відтинки: русло Дністра до впадіння Бистриці, після впадіння Бистриці і русло Бистриці до впадіння її у Дністер (мал. 1).

Відтинок русла Дністра до місця злиття з долиною Бистриці має відносно прямолінійний характер і зміщений до правого борту долини. У період 1914 – 1949 роки помітних змін берегових ліній тут не відбулося. Значно більшою динамікою горизонтальних зміщень характеризується нижня частина цього відтинку, поблизу кута між правим бортом Дністра і лівим бортом Бистриці (мал. 1). У цьому місці слабо вигнута меандра Дністра внаслідок бокової ерозії (підмивання відкладів заплави) змістилася вліво і вниз за течією приблизно на 375 м, збільшивши при цьому свій радіус. На 300 м змістилося вниз за течією також місце впадіння Бистриці у Дністер. Другий відтинок русла Дністра зазнав дещо більших деформацій. До 1914 року русло Дністра тут мало слабозвивистий характер, а наявність у ньому лише одного острова розміром 300x70 м акумулятивного походження свідчить про незначні обсяги акумуляції матеріалу у цій частині русла. До 1949 року ситуація змінилася (мал. 1). Приймаючи значні об'єми наносів з Бистриці, у результаті посилення акумуляції, на цьому відтинку виникло 11 нових островів різної форми та розмірів. Найбільший з них, довжиною понад 1 км і шириною понад 0,5 км, утворився внаслідок розгалуження русла на віддалі 700 метрів від впадіння Бистриці. При майже незмінній ширині смуги меандрування, усі меандри зазнали зростаючого від 250 до 550 м зміщення вниз за течією. В результаті зміщення русло впритул

наблизилося до виступу лівого борту долини Дністра поблизу школи і дитячого будинку с. Маринопіль. Води річки почали активно підрізати його, відкладаючи матеріал біля острова навпроти, а також під лівий берег на відстані 200 – 300 м від виступу борту долини. Внаслідок посиленої акумуляції невеликий острів збільшив свою площу втричі. Остання меандра на досліджуваній ділянці змістилася на 500 м вниз за течією продовжуючи підмивання лівого борту долини Дністра. Русло Бистриці до 1914 року було звивисте, у двох місцях (поблизу урочища Козача Долина і біля сучасних водозбірних басейнів) воно роздвоювалося, утворюючи досить великі острови. До 1949 року воно випрямилося, і стало слабо звивистим (мал. 1). У руслі утворився 1 великий острів внаслідок фуркації і ще 5 невеликих акумулятивного походження. Випрямлення русла у цей період може пояснюватися ймовірним незначним пониженням базису ерозії, а також деяким зростанням стоку води.

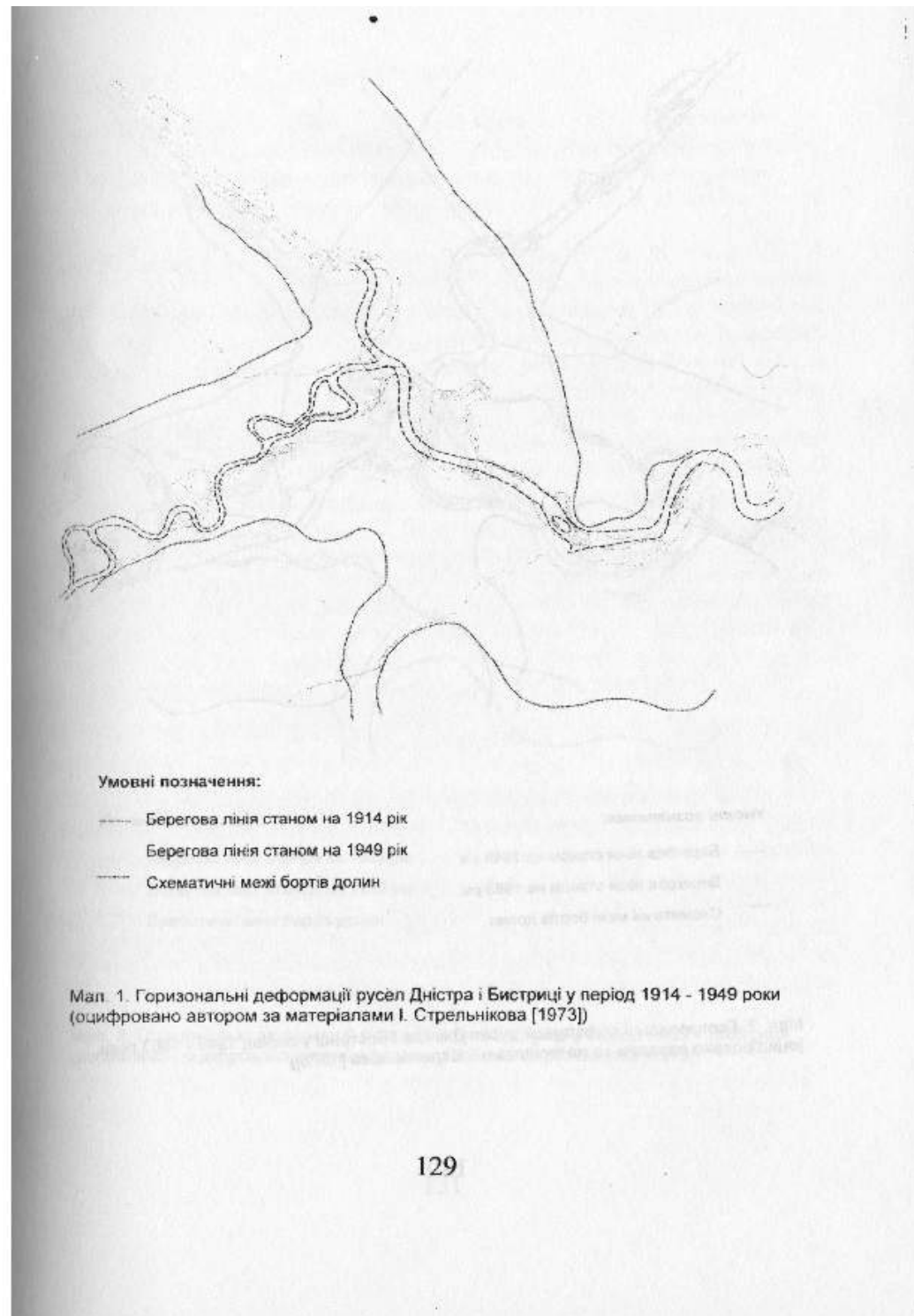
У період 1949 – 1963 роки на першому відтинку Дністра загальні тенденції горизонтальних деформацій русла збереглися, проте їх масштаби не перебільшували 30 м. Іншою характерною рисою було збільшення площі островів, їх злиття (мал. 2). Один острів перетворився на півострів. Ці процеси очевидно були спричинені незначним заглибленням русла Дністра. Гирло Бистриці за цей час змістилося на 120 м вверх за течією. На відтинку нижче впадіння Бистриці також відбувалися процеси нарощування і злиття островів, присднання їх до узбережних пляжів. Тенденції і масштаби горизонтальних зміщень були такими як і на попередньому відтинку. В цей час розпочалося перетворення зрілої меандри з лівобережною вершиною (навпроти електропідстанції) на староріччя (мал. 2). У руслі Бистриці в цей час були розмиті всі острови, а саме русло стало більш звивистим, почали утворюватися нові меандри невеликого радіусу (мал. 2).

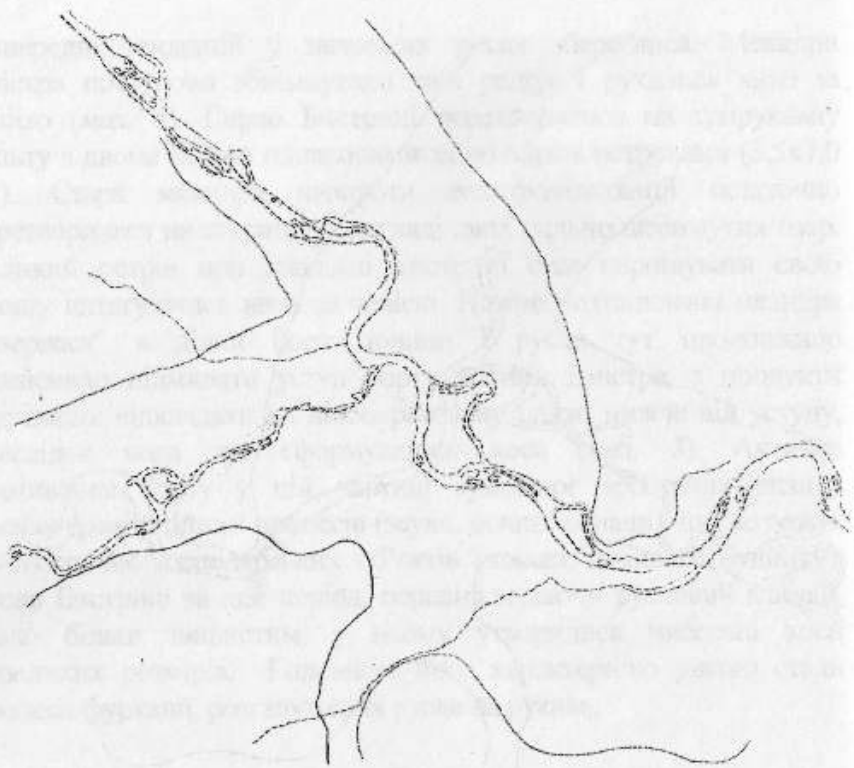
За наступні 20 років площа більшості островів дещо зменшилася, частина їх була розмита внаслідок заглиблення русел.

Попередні тенденції у загальних рисах збереглися. Меандри Дністра поступово збільшували свій радіус і рухалися вниз за течією (мал. 3). Гирло Бистриці перетворилося на трирукавну дельту з двома майже однаковими за розміром островами (3,5х7,0 км). Стара меандра навпроти електростанції остаточно перетворилася на старицю у вигляді двох сильно витягнутих озер. Великий острів при впадінні Бистриці став нарощувати свою площу витягуючись вниз за течією. Нижче розташована меандра “вперлася” в лівий борт долини і русло тут продовжило інтенсивно підмивати уступ борту долини Дністра, а продукти підрізання відкладати на лівобережному пляжі нижче від уступу, внаслідок чого тут сформувалася коса (мал. 3). Активне підмивання борту у цій частині зумовлює зростання ризику прояву гравітаційних процесів (зсуви, осипи, обвали), що загрожує руйнуванням господарських об’єктів (школи, дитячого будинку). Русло Бистриці за цей період, перевідкладаючи русловий алювій, стало більш звивистим, у ньому утворилися чисельні коси невеликих розмірів. Головною його характерною рисою стали процеси фуркації, розгалуження русла на рукави.

### Висновки

Досліджувані ділянки русел Дністра і Бистриці є одними з найдинамічніших у верхній частині сточища Дністра. Зміни характеру деформацій та їх масштаби корелюються з багаторічними змінами стоку води і наносів, а також вертикальними деформаціями русел [Михнович, 2003]. Саме ці чинники і мають домінуючий вплив на розвиток руслових процесів. Виявлені тенденції і масштаби горизонтальних деформацій русла використані для обґрунтування рекомендацій локального характеру щодо запобігання негативним наслідкам прояву руслових процесів у досліджуваному районі.

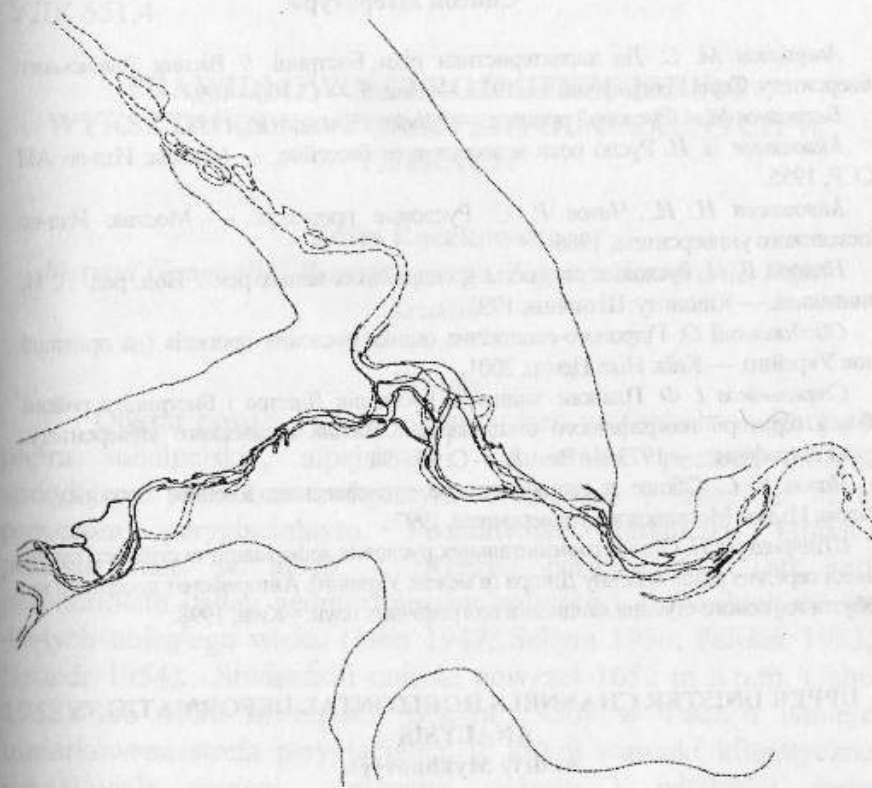




**Умовні позначення:**

- Берегова лінія станом на 1949 рік
- Берегова лінія станом на 1963 рік
- Схематичні межі бортів долини

Мал. 2. Горизонтальні деформації русел Дністра і Бистриці у період 1949 - 1963 роки (оцифровано автором за матеріалами І. Стрельнікова [1973])



**Умовні позначення:**

- Берегова лінія станом на 1963 рік
- Берегова лінія станом на 1985 рік
- Схематичні межі бортів долини

Мал. 3. Горизонтальні деформації русел Дністра і Бистриці у період 1963 - 1985 роки (доповнено і оцифровано автором за матеріалами І. Стрельнікова [1973])



### Список літератури

1. Андріанов М. С. До характеристики ріки Бистриці. // Вісник Львівського університету. Серія Географічна. — 1971. — Вип. 6. — С. 105–109.
2. Великанов М. А. Руслевой процесс. — Москва: Физматгиз, 1958.
3. Макавеев Н. И. Руслию реки и эрозия в ее бассейне. — Москва: Изд-во АН СССР, 1955.
4. Макавеев Н. И., Чалов Р. С. Руслевые процессы. — Москва: Изд-во Московского университета, 1986.
5. Никора В. И. Руслевые процессы и гидравлика малых рек. / Под. ред. Д. И. Гринвальда. — Кишинев: Штиинца, 1992.
6. Ободовська О. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). — Київ: Ніка-Центр, 2001.
7. Стрельников І. Ф. Планове зміщення русел рік Дністра і Бистриці в районі учбової території географічного стаціонару. // Вісник Львівського університету. Серія Географічна. — 1973. — Вип. 8. — С. 90–94.
8. Чалов Р. С. Общее и географическое русловедение: Учебное пособие. — Москва: Изд-во Московского университета, 1997..
9. Шуляренко І. П. Оцінка горизонтальних руслових деформацій та стійкості русел малих і середніх річок басейну Дніпра (в межах України). Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук. — Київ, 1998.

### UPPER DNISTER CHANNELS HORIZONTAL DEFORMATIONS ANALYSIS

Andriy Mykhnovych

The paper consists of channels horizontal deformation analysis in the place of Dnister and Bystrytsia (Ivano-Frankivsk region) junction. Channel horizontal deformation assessment have been carried out based on large-scale topographical maps and aerial views for different periods as well as results of previous investigation of I. Strelnikov (1973) applying GIS. Channel deformations for three periods were analyzed: 1914 – 1949; 1949 – 1963; 1963 – 1985. Changes of deformation trends and scales correlate with long-term changes of water and sediments runoff as well as with vertical channel deformations.

УДК 551.4

### PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA I WYKSZTAŁCENIA FORM PERYGLACJALNYCH W TATRACH

Zofia Rączkowska

*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,  
Kraków*

#### Wstęp

Obszar powyżej górnej granicy lasu w Tatrach obejmujący piętra subalpejskie, alpejskie i subniwalne posiada klimat sprzyjający procesom związanym z mrozem i śniegiem czyli procesom peryglacjalnym. Podstawowe parametry klimatu przedstawiono w tabeli 1. Rzeźba peryglacjalna Tatr jest przedmiotem badań geomorfologów polskich i słowackich od lat 40-tych ubiegłego wieku (Jahn 1947, Sekyra 1950, Pelišek 1953, Ksandr 1954). Stwierdzili oni, że powyżej 1650 m n.p.m. (Jahn 1958) lub 1750 m n.p.m. (Sekyra 1950) w Tatrach istnieje umiarkowana strefa peryglacjalna, w której warunki klimatyczne umożliwiają rozwój różnego rodzaju i wielkości form peryglacjalnych. W ostatnich latach dowiedziono także obecności płatów wieloletniej zmarzliny w tym obszarze (Dobiński 1996, Mościcki, Kędzia 2001).

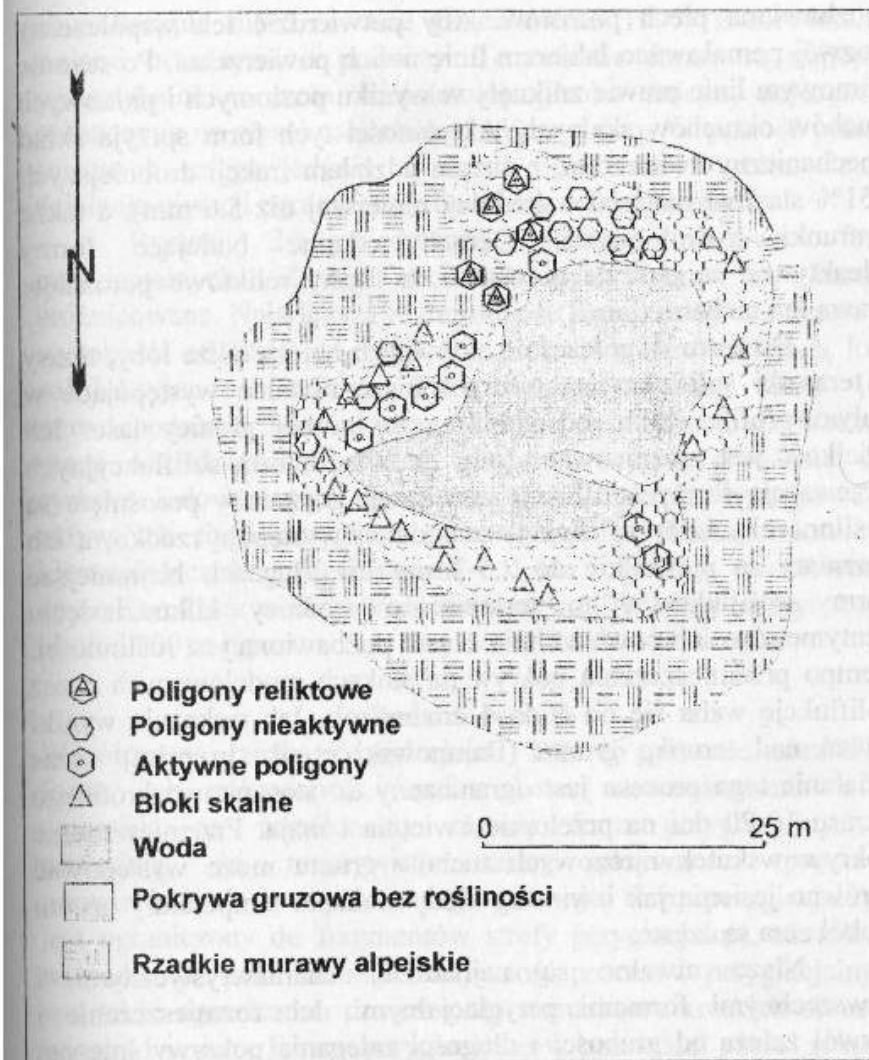
Na podstawie kartowania terenowego, opisu stanowisk oraz wyników pomiarów tempa niektórych procesów uzyskano dane do analizy rozmieszczenia i wykształcenia form peryglacjalnych w Tatrach. Uwzględniono także dane z prac innych autorów. Celem pracy jest przedstawienie przestrzennego i czasowego zasięgu głównie aktywnych form peryglacjalnych oraz relacji pomiędzy strefą peryglacjalną a współczesną aktywnością procesów i rozwojem form.

### Charakterystyka rzeźby peryglacialnej

Formy rzeźby peryglacialnej występujące w Tatrach są zróżnicowane pod względem typu, wielkości oraz aktywności. Powstają głównie w wyniku działania mrozu, soliflukcji i niwacji. Dlatego do najpowszechniej występujących należą nisze niwalne, formy soliflukcyjne oraz grunty strukturalne. Cechy morfometryczne form oraz ich lokalizację podaje tabela 2. Uwzględnia ona formy aktywne, nieaktywne i reliktowe.

Na płaskich lub słabo nachylonych powierzchniach (0-2°) występują sortowane grunty strukturalne w formie pierścieni, poligonów lub nieregularnych sieci. Jeżeli nachylenie stoku wzrasta rozwijają się pasy gruzowe, składające się z naprzemianległych pasów gruzu i darni. Pierścienie są stosunkowo rzadsze i mniejsze niż poligony. Ich część centralna zbudowana jest z drobnego materiału, który w 75% ma średnicę mniejszą od 4 mm. Stosunkowo często występują najmniejsze formy - miniaturowe gleby strukturalne, wykształcone w postaci małych komórek drobnego materiału otoczonych wieńcem grubszych okruchów lub trawy. Takie formy spotykamy głównie na przełęczach lub szerokich grzbietach Tatr Zachodnich i Bielskich na wysokości 1800-2000 m n.p.m.

Poligony lub mniej regularne sieci okruchów lub bloków skalnych czasem z drobniejszym materiałem w centrum są największymi formami powstałymi w wyniku sortowania mrozowego. W Tatrach Wysokich formy powstałe w wyniku sortowania mrozowego występują raczej w dnach wysoko zawieszonych cyrków glacialnych niż w na grzbietach. Rycina 1 przedstawia przykład z rejonu Hińczowego Stawu w Dolinie Miękusowieckiej, gdzie występują sortowane pierścienie gruzowe, o średnicy do 1 metra oraz poligony, których średnica dochodzi do 3.5 metra. Stanowisko położone jest na wysokości 1950 m n.p.m. Formy aktywne mają powierzchnię wypukłą i



Ryc.1. Szkic geomorfologiczny Hińczowego Oka w cyrku lodowcowym Hińczowego Stawu w Dolinie Miękusowieckiej (Tatry Słowackie).

pozbawiona plech porostów. Aby potwierdzić ich współczesny rozwój pomalowano lakierem linie na ich powierzchni. Po sezonie zimowym linie prawie zniknęły w wyniku poziomych i pionowych ruchów okruchów skalnych. Aktywności tych form sprzyja skład mechaniczny zwietrzelin, z dużym udziałem frakcji drobniejszych (51% stanowi materiał o średnicy mniejszej niż 5.6 mm), a także warunki hydrologiczne. Okruchy skalne budujące formy nieaktywne są pokryte porostami, a formy reliktowe porośnięte trawą lub mchami (tab. 2).

Do form współcześnie aktywnych należą także loby, terasy i terasetki soliflukcyjne, tufury i nisze niwalne występujące w całym profilu stoku, od grani aż do górnej granicy lasu. Ich wielkość jest zróżnicowana (tab. 2). Wśród form soliflukcyjnych przeważają formy soliflukcji związanej, gdyż loby porośnięte są roślinnością. Loby soliflukcji swobodnej występują rzadko, a ich rozmiary są niewielkie do 2.5-3 metrów długości. Najmniejsze formy soliflukcyjne to terasetki o średnicy kilkudziesięciu centymetrów. Ich powierzchnia często pozbawiona jest roślinności. Tempo przemieszczenia pokryw na stokach modelowanych przez soliflukcję waha się od 1 do 4 cm na rok. Jak wskazują wyniki badań nad termiką gruntu (Baranowski et al., in print) czas działania tego procesu jest ograniczony do stosunkowo krótkiego okresu 10-20 dni na przełomie kwietnia i maja. Przemieszczenie pokryw wskutek mrozowych ruchów gruntu może występować zarówno jesienią jak i wiosną, kiedy wahania temperatury gruntu wokół zera są częste.

Nisze niwalne są najbardziej charakterystycznymi i powszechnymi formami peryglacjalnymi. Ich rozmieszczenie i rozwój zależą od grubości i długości zalegania pokrywy śnieżnej co wiąże się między innymi z orientacją stoku w stosunku do kierunku przeważających wiatrów. Na dojrzałych stokach Tatr Zachodnich i Bielskich dominują nisze rozwijające się wskutek erozji niwalnej, podczas gdy w Tatrach Wysokich przeważają tzw.

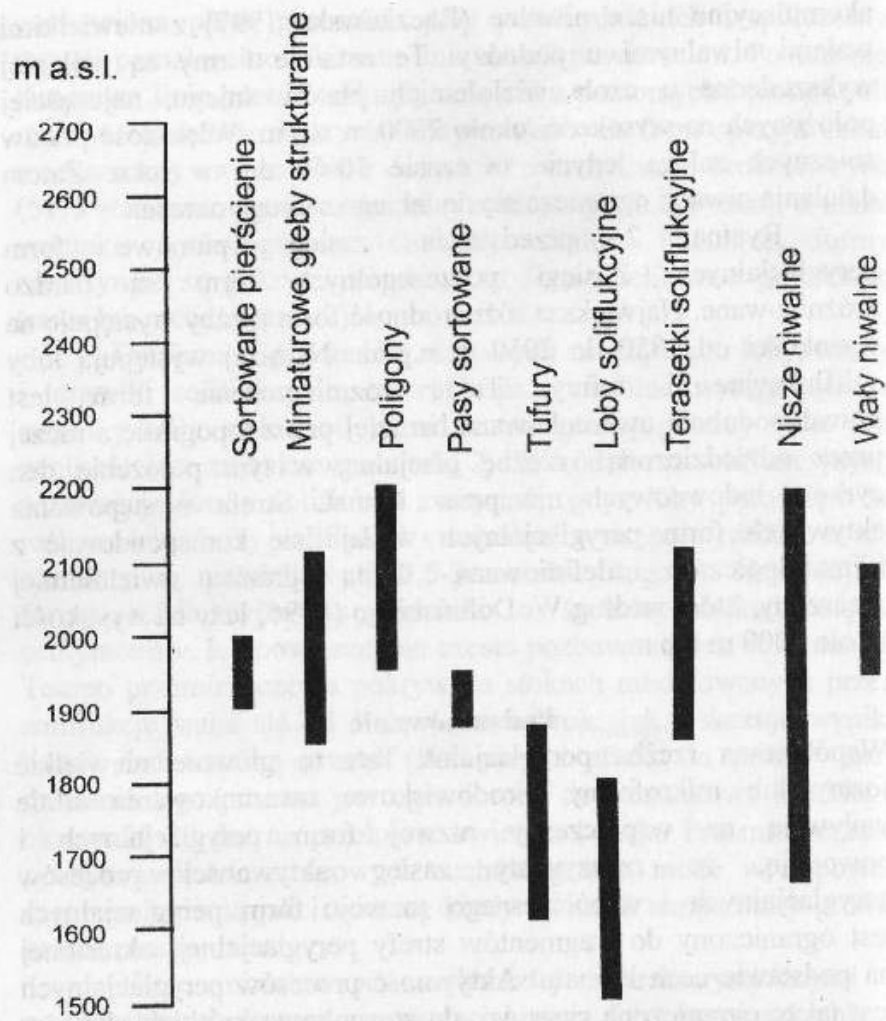
akumulacyjne nisze niwalne (Rączkowska 1997) z niewielkimi wałami niwalnymi u podnóży. Te ostatnie formy są najlepiej wykształcone u czoła wieloletnich płatów śniegu, najczęściej położonych na wysokości około 2000 m n.p.m. Większość płatów śnieżnych zalega jedynie w czasie 30-60 dni w roku. Zatem działanie niwacji ogranicza się do takiego samego okresu.

Rycina 2 przedstawia zasięgi pionowe form peryglacjalnych. Zasięgi poszczególnych form są bardzo zróżnicowane. Największa różnorodność form rzeźby występuje na wysokości od 1850 do 2050 m n.p.m.. Najniżej występują loby soliflukcyjne i tufury. Takie rozmieszczenie form jest prawdopodobnie uwarunkowane bardziej przez topografię a raczej przez odziedziczoną rzeźbę glacialną, w tym położenie den cyrków lodowcowych niż przez klimat. Strefa występowania aktywnych form peryglacjalnych wydaje się korespondować z klimatologicznie zdefiniowaną dolną granicą wieloletniej zmarzliny, która według W. Dobińskiego (1996) leży na wysokości około 2000 m n.p.m.

#### Podsumowanie

Współczesna rzeźba peryglacjalna Tatr to głównie niewielkie formy lub mikroformy. Środowiskowe uwarunkowania silnie wpływają na współczesny rozwój form peryglacjalnych i powodują, że rzeczywisty zasięg aktywności procesów peryglacjalnych i współczesnego rozwoju form peryglacjalnych jest ograniczony do fragmentów strefy peryglacjalnej, określonej na podstawie cech klimatu. Aktywność procesów peryglacjalnych jest także ograniczona czasowo, do stosunkowo krótkich okresów wiosny i jesieni. Formy peryglacjalne w pozostałej części roku są modelowane przez inne procesy np. erozję związaną z wodą opadową.





Ryc.2. Zasięgi wysokościowe form peryglacialnych w Tatrach.

Tabela 1.

Charakterystyka klimatu (Niedźwiedz, 1992)

Stacja meteorologiczna	Kasprowy Wierch	Hala Gąsienicowa	Dolina Pięciu Stawów Polskich
Wysokość m n.p.m.	1991	1520	1670
Średnia roczna temperatura	-7,8	9,7	1,1
Liczba dni z Temp. min <0°C Temp. max >0°C	78	93	94
Liczba dni bez przymrozków	48	102	82
Opady mm	142	70	71
Lipiec	215	247	260
Suma roczna	1889	1664	1692

Charakterystyka klimatu (Niedźwiedz, 1992)

Tabela 2.

## Charakterystyka form peryglacialnych Tatr

Formy peryglacialne	Pobżenie i wysokość	Morfometria form	Autor
<b>Tufury</b>	Tatry Bielskie - Kopska przełęcz, 1750 m n.p.m. Tatry Zachodnie - Gładkie Upiazzańskie, 1650-1700 m n.p.m.; Trzydniwiński Wierch 1740 m n.p.m.; Czerwony Grzbiet, Kominy Tyłkowe 1500 m n.p.m.; Czerwone Wierchy powyżej 1800 m n.p.m.; Kobylarz and Wielka Świsówka, 1600-1700 m n.p.m.; przełęcz Pysznińska, 1787 m n.p.m.; dolina Pyszna, 1600-1650 m n.p.m.; przełęcz Lililowe 1880 m n.p.m. Tatry Wysokie – północne stoki Małej Koszycy, > 1600 m n.p.m.	średnica 0,9-1,1 m, wysokość 60 cm wysokość 0,2-0,3 m do 0,5 m, średnica 0,7-0,9 m	(Sekyra 1950) (Jahn 1958), (Ksandr, 1953) (Raczkowska) (Jahn 1958)
Terasetki sciflukcyjne (Gritandenboden)	Tatry Bielskie - Bujaczy Wierch, Przednie Jarki i Zdarska Wiedla, 1950 – 2011 m n.p.m.; Skalne Wrota, 1860-1960 m n.p.m. Tatry Zachodnie – zachodnie stoki Kamienistej i przełęcz Pysznińska; Czerwone Wierchy Tatry Wysokie – dolina Pięc Stawów Spiskich, 2000 m n.p.m.; grzbiet Koszycy, 2000 m n.p.m.; Waksmundzki Wierch 2130 m n.p.m.	krawędź trawiasta o wysokości 0,1-0,5 m, szerokość 0,7-0,8 m, powierzchnia pozbawiona pokrywy darniowej	(Sekyra 1950) (Peišek 1953) (Jahn 1958) (Peišek, 1953) (Jahn 1958) (Raczkowska)

140

<b>Loby soliflukcyjne</b>	Tatry Zachodnie - Gładkie Upiazzańskie, 1700-1800 m n.p.m.; Kominy Tyłkowe, południowe stoki, 1470 m n.p.m.; Rzędy, południowe stoki 1600-1700 m n.p.m.; Ciemiak-stoki północno-zachodnie; Giewont; przełęcz Lililowe; Kopa Magury; dolina Pyszna 1650 m n.p.m.; przełęcz Pysznińska 1800 m n.p.m. Tatry Wysokie – Mała Koszycia, stoki północne > 1600 m n.p.m.	wysokość lobu 1 m, wysokość czubo do 3,5 metra, szerokość 10-15 m, tufury na powierzchni lobu loby gruzowe o szerokości 2-3 m, bez porostów, aktywne	Jahn (1958) (Raczkowska) (Jahn 1958)
<b>Pasy sortowane pierścienie</b>	Tatry Bielskie - Bujaczy Wierch; Skalne Wrota, 1850-1960 m n.p.m.; przełęcz Kopska 1930 m n.p.m. Tatry Wysokie - Hirczowe Oko, 1950 m n.p.m.	szerokość 0,4-0,45 m, powierzchnia gruzowa średnica 0,8-1,0 m, drobny gruz w środku otoczony wieńcem z glazów bez porostów	(Peišek, 1953) (Raczkowska) Raczkowska
<b>Peligony</b>	Tatry Bielskie - Bujaczy Wierch, stoki północne i północno wschodnie; Skalne Wrota, 1860-1960 m n.p.m.; Tatry Zachodnie – przełęcz Łuczna i Niska Tatry Wysokie – dolina Pięciu Stawów Spiskich, 2000 m n.p.m.; Sławkowski Szczyt, południowe stoki; Wielka Świsówka, południowo-wschodnie stoki, 2040 m n.p.m.; Skalnata Pleso 1971 m n.p.m.; Krzyżne Pass, 2112 m n.p.m.; Hirczowe Oko, 1950 m n.p.m.	średnica 0,5-3,5 m, zwietrzały gruz na powierzchni średnica 3,5 m, porośnięte darnią, średnica do kilku metrów, drobny gruz w centrum, otoczony gruzem o średnicy kilkudziesięciu metrów	(Peišek, 1953) (Jahn, 1958) (Peišek, 1953) (Ksandr, 1954) (Jahn 1958) (Raczkowska)

Miniaturowe gleby strukturalne	Tatry Zachodnie - Pyszniańska przełęcz Tatry Wysokie - Wielka Kopa Koprowa, 1948 m n.p.m.; Hluzowce Oko, 1950 m n.p.m.	średnica 0,1-0,3 m, drobny gruz lub gleba w środoku średnica 0,1-0,2 m, aktywne	(Rączkowska)  (Sekyra 1954) (Rączkowska)
Nizce nivalne	Tatry Zachodnie - rowy grzbietowe Suchy Kondracki, przełęcz Pyszniańska, Wołowiec, Czerwony Wierch, przełęcz Hluzka erozyjne nisze nivalne w miejscach zalegania płatów Tatry Wysokie - w miejscach zalegania okresowych i wieloletnich płatów śniegu	wymiary kilkadziesiąt do kilkuset metrów, bruki nivalne w dnle wymiary zróżnicowane wysokość 1-1,5 m	(Jahn, 1958) (Rączkowska 1997) (Rączkowska 1997)
Wąły nivalne Białokowi- ska	Tatry Wysokie - Mieguszwiecki Kocioł, 2200 m n.p.m., Zapadna Galeria Cubryńska 2200 m n.p.m. Tatry Zachodnie - Jarzabczy; Wołowiec; Kamienista; Starobociański; Tatry Wysokie - Skrajna Turnia; Pośrednia Turnia; Kozł Wierch; Koczyski; Gerlecht; Solisko	rozległe płaty na stokach i grzbietach	(Jahn 1958) (Lukniś 1973)

### Literatura

1. Baranowski J., Kędzia S., Rączkowska Z., w druku, Badania przemarzania gruntu i przemieszczania pokryw w otoczeniu Hali Gąsienicowej. Wyd. UJ, Kraków
2. Dobiński W., 1996, Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS). Geogr. Studia et dissertationes, 20, 15-20.
3. Jahn A., 1947, Badania naukowe w Tatrach. Wierchy, 17.
4. Jahn A., 1958, Periglacial microrelief in the Tatra and the Babia Góra. Biul. Perygl., 6, 227-249.
5. Ksandr J., 1954, Mrazové půdní formy v Tatrách. Ochrana přírody, 9.
6. Lukniš M., 1973, Relief Vysokých Tattier a ich predpolia. Bratislava, Veda.
7. Pelíšek J., 1953, Poličkovité a terasovité pody ve Vysokých a Belanských Tatrách. Geogr. Časop., 5, 9-22.
8. Mościcki J. W., Kędzia S., 2001, Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. Norsk geogr. Tidsskr., 55, 235-240.
9. Niedźwiedź T., 1992, Climate of the Tatra Mountains. Mountain Research and Development, 12, 2, 131-146.
10. Rączkowska Z., 1997, Nivation and its geomorphic significance - examples from the Polish High Tatra and the Ortles-Cevedale massif, the Italian Alps. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 31, 175-192.
11. Sekyra J., 1950, Tufury a girlandové pody v Bělských Tatrách. Sbornik Čs. Spol. Zeměp., 55.
12. Sekyra J., 1954, Kryopedologická pozorování na jižních svazích Vysokých Tater. Antropozoikum, 5.

### Summary

Paper presents periglacial landforms of the Tatra and its spatial distribution based on data from geomorphological mapping, site descriptions and literature. The active periglacial forms in the Tatra are rather small. Extend of activity of periglacial processes and development of periglacial landforms is limited to some fragments of periglacial realm. The period of activity is early spring and late autumn.



## ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ДАВНІХ ДОЛИННИХ СИСТЕМ ВОДОДІЛЬНО-ВЕРХОВИНСЬКИХ КАРПАТ

Радослав Сливка

*Прикарпатський університет імені Василя Стефаника*

Головні риси рельєфу Вододільно-Верховинських Карпат визначились у пліоценовий час разом з формуванням давньої річкової сітки. На початку зародження долинних систем одночасно розвивались як поздовжні, так і поперечні ріки, хоча перші користувались переважаючим розвитком.

До цього періоду відноситься зародження давніх долин пра-Сяну:

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

На південь від Вододільного хребта існувала поздовжня долина пра-Ріки, верхів'я якої включало сучасне верхів'я Латориці вище с.Нижніх Воріт. Долина мала стік у південно-східному напрямку через Воловець, Пилипець, Сейми, Міжгір'я і далі на південь через сучасну долину Ріки (П.Цись, 1963).

Давні поздовжні долини використали для свого формування тектонічні розломи і порушення. Підняття верхньосарматського-нижньопліоценового часу інтенсивно проявились уздовж поперечної Теремле-Ріцької скидової зони і спричинились до формування пра-Ріки на південь від

сmt.Міжгір'я поперек Полонинського хребта. До нижньопліоценового часу належить зародження пра-Тересви, верхів'я якої розміщувалися в районі витоків сучасної Теремлі.

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

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

У межах Теремле-Ріцького вододілу амплітуда скидового зміщення західного блоку фундаменту становить 200-250 м. Вік цих поперечних дислокацій визначається М.Жуковим у межах від верхнього олігоцену до нижньочетвертинного періоду. Значні ділянки долин рік Пруту і Бистриці Надвірнянської в межах Горган приурочені до Прутської зони поперечних розломів (Я.Кульчицький, 1958; С.Суботін, 1961). У зв'язку з підняттям Горганського блоку фундаменту (кінець верхнього сармату-початок пліоцену) в південно-східній, південній і південно-західній частинах Горган утворились поздовжні Ясіня-Черемоська, Тересвянська і Ріцька давні долини. Наприкінці сармату-на початку пліоцену почався стік давньою Ясіня-Черемоською долиною, яка охоплювала верхів'я сучасних Чорної Тиси, Бистриці Надвірнянської і простежувалась далі в південно-східному

напрямку через Ворохту й Верховину аж до Селятина.

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

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

Вивчення гіпсометрії на вододілах Чорна Тиса-Прут, Прут-Черемош, Черемош-Путила і Путила-Сучава виявило, що поверхня найвищого рівня на всій ділянці давньої долини знаходиться приблизно на абсолютних позначках 900-960 м.

Загального нахилу в північно-західному напрямку, як вважав І.Гофштейн (1964), не виявлено.

Можна вважати, що в умовах низькогірного рельєфу Верховини, складеного м'якими кросненськими породами і відмежованого із південного заходу та південного сходу монолітними хребтами Внутрішніх і Зовнішніх Карпат, початок первинного стоку відбувався в південно-східному напрямку до відкритої долини Сучави. Це підтверджується даними геоморфологічного знімання реліктових поверхонь давньої долини на межиріччі Путили і Сучави, а також уздовж сучасної Сучави на північний схід від Селятина. Цікаво зазначити, що на геоморфологічній карті Румунії Сучава разом із головною рікою Сіретом і притоками зберігають характерний поздовжній південно-східний напрямок; за 5 км

на північний схід від м.Путили в долині Сучави виділено тип Пітешти - давньотерасові положисто-похилі поверхні пліоцен-четвертинного віку.

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

Комплекси верхньопліоценових терас добре зіставляються з одновіковими ерозійними рівнями Передкарпаття, а пухкі відклади, що перекривають їх, містять пілок і спори, які М.Рибакова датувє верхнім пліоценом.

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

Детально вивчивши морфологію долин прориву Бистриці Надвірнянської, Пруту, Чорного і Білого Черемошів, а також Путили, доходимо висновку, що найімовірнішим місцем верхньопліоценового стоку давньої долини є долина Чорного Черемошу на північний схід від селища Верховина. Це підтверджується як морфологічними даними (долина прориву має близько 3 км ширини, тут зустрічаються фрагменти VII і VIII терас), так і великою потужністю алювію

в терасах покутського Черемошу, наявністю в складі алловію високих терас гальки кристалічних порід.

Підтвердженням верхньопліоценового віку долини Черемошу служить наявність гальки кристалічних порід у давньоалювіальних відкладах Багненської долини, яка є південно-східним продовженням пра-Черемошу в Передкарпатті. На думку К.Геренчука (1947), пра-Черемош при виході з Карпат різко повертав на схід і проходив сучасною Багненською долиною, приймаючи як притоку ріку Сірет. Пізніше пра-Рибниця перехопила Черемош (рис-вюрм) на повороті біля м.Вишніці і спрямувала його в Прут.

У давньоалювіальних відкладах II надбагненської тераси, що відповідає VIII терасі Черемошу, І.Гофштейн (1964) наголошує на наявності гальки метаморфічних порід (сподисті, хлоритові та графітові сланці, кварцити, яшми та ін.). Отже, давній Черемош міг виносити кристалічні породи з Чивчинських гір у межі Багненської долини. Цим також пояснюється характерне північно-західне простягання верхів'їв Білого і Чорного Черемосів, орієнтованих не до долини Р.Прут, а до давньої долини пра-Черемошу. Порівняльний аналіз давньотерасових рівнів у Ясінянській улоговині виявив, що у верхньому пліоцені від давньої Ясіня-Черемоської долини відійшла її крайня західна частина внаслідок перехвату в районі Свидовецької ущелини.

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

У рельєфі переважали широкі, поздовжні, структурно зумовлені долини з короткими розгалуженнями поперечних. Верхньопліоценові підняття найактивніше проявились у

південно-східній частині досліджуваної території;

вони й були причиною перебудови давньої Ясіня-Черемоської долини. Нерівномірні диференційовані тектонічні рухи зафіксовані кількома (до 4) давньотерасовими пліоценовими рівнями в долині р.Путили (140-145, 155-160, 170-180 і 200-220 м).

#### Список літератури

1. Геренчук К.И. О речных перехватах в Предкарпатье // Изв.ВГО. - 1947.
2. Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат. - К.: Наукова думка, 1995. - с.84.
3. Жуков М.М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат // Изв. АН СССР. Серия геология. - 1961. - №7.
4. Кульчицкий Я.О. Схемы тектонического районирования Восточных Карпат // Сборник Львовского геолог. общ-ва. - 1958. - № 3-6.
5. Лебедев В.Г. До геоморфології Буковинських Карпат // Пр. експед. з комплексного вивчення Карпат і Передкарпаття. Серія географ. - 1957. Т. IV.
6. Сливка Р.Р. Геоморфологія Вододільно-верховинських Карпат. - Львів, 2001.-152с.
7. Цысь П.Н. О влиянии геоструктуры и новейших движений на эрозионное расчленение Карпат // Геогр. сб. Львов. ун-та. - 1963. - Вып.7.

#### WATERSHED-WERHOVYNIAN CARPATHIAN'S OLD VALLEYS SYSTEM DEVELOPMENT SPECIFIC

Radoslav Slyvka

Important significance in Watershed-Werhovynian Carpathian's relief development belong to old cross-valleys and lateral valleys system. Their formation reconstruction let us more objectively evaluate the modern relief of this Carpathian region.



## ЕСТЕТИЧНА ФУНКЦІЯ РЕЛЬЄФУ УКРАЇНИ У КОНТЕКСТІ ЕКОЛОГІЧНОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Володимир Стецюк

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка*

До числа екологічних властивостей рельєфу належить його привабливість, естетика, аналіз яких, щодо теренів України, представлений у цьому повідомленні. Так звана "естетична геоморфологія" (Д. Тимофєєв, Е. Ліхачова, 2002) досліджує прекрасне у рельєфі земної поверхні, тобто, встановлює, класифікує і оцінює естетичні властивості рельєфу, визначає вплив морфологічних властивостей ландшафтів на культуру та здоров'я людини через їхній емоціональний дух і творчість.

Естетичний аспект рельєфу України у контексті екологічної геоморфології у такому обсязі розглядається уперше. Схожими дослідженнями у Росії займаються Е. Ліхачова, Д. Тимофєєв, М. Жидков та ін. (1996); Д. Тимофєєв, О. Борсук, Г. Уфїмцев, (1999); Д. Тимофєєв, Е. Ліхачова (2002); Г. Уфїмцев (2002). В Україні лише у деяких працях О. Любіцевої (2001) та О. Ковальова (2003) опосередковано порушуються загальні теоретичні аспекти естетики довкілля. Наразі, з'ясування естетичного аспекту рельєфу України сприятиме подальшому розвитку екологічної геоморфології, яка дедалі більше набуває ознак соціальної.

Загальний перелік критеріїв оцінки естетики рельєфу земної поверхні сформульовано Е. Ліхачовою та Д. Тимофєєвим (2002). На наш погляд, щодо теренів України такими критеріями можна вважати наступні:

а) *унікальність форм рельєфу* (за генезисом). Такими, наприклад, в Україні є *Київські гори* – наслідок сукупного впливу тектонічних, олістостромових, гляціальних, зсувних, ерозійних та інших геоморфологічних процесів, *Словечансько-Овруцький кряж* – результат унікальної як для платформних областей геологічної будови, незавершеного формування рифтової тектонічної западини і неотектонічної інверсії розвитку геологічної структури, *Подільські Товтри* – відпрепаровані і виведені на денну поверхню, поховані у геологічному минулому рифові споруди спіконтинентальних сарматських морів, *Карадаг* – розрізана навпіл і частково схована у чорноморських глибинах вулканічна споруда, перекинута набік горотворчими геосинклінальними процесами і свосрідно відпрепарована екзогенними геоморфологічними процесами та чимало інших визначних геоморфологічних феноменів. Унікальними є відслонення стовпчастої окремоті і вигляд базальтів на північно-західній околиці Українського щита (Янова долина), гранітні каньйони Південного Буга, унікально вирізані звичайної дією текучої води.

б) *унікальність зовнішнього виду форми* – несхожість ні на що (фантастичні сюжети застиглої лави Карадагу, відпрепаровані селективною денудацією; неземний вигляд вапнякових останців гори Демерджи у Долини Привидів, де у процесі вивітрювання юрські конгломерати утворюють вигляд рельєфних колон, башт, камінних грибів, часто здаля своїми обрисами ці форми нагадують фігури людей і тварин, скелі Сфінкса у долині р. Чуруксу, скелі Кораблі, розташовані південніше від г. Опук, урочище Шпиці та ін.) та схожість на біологічні та архітектурні об'єкти – Ведмідь-гора (Аюдаг – майже ідеальний лаколїт, гармонійно відпрепарований денудаційними процесами), ;

в) *архітектоніка – композиція* – поєднання частин в одному стрункому цілому, різноманітність форм та поєднання

їхніх розмірів. Такою є Карпатська гірська країна з її гармонійним поєднанням плавних обрисів полонин і вершин хребтів, які змінюють один одного у перспективі спостереження, поступово віддаляючись від глядача. Цей критерій оцінки естетики рельєфу особливо ціниться живописцями, на численних пейзажах у центрі полотен завжди простежується ядро краєвиду або генеральний напрямок (далека гірська вершина, до якої або звідки прямує ріка або шлях, одинока скеля на тлі морського безмежного простору, вулканічна вершина, яка притягує погляд струнками симетричними схилами тощо). Таким є гармонійне поєднання мисів і бухт морського узбережжя на тлі різкої межі суходолу і акваторії, струнка низка рифових споруд Подільських Товтрів, обрамлених пагорбами окремих товтр, суворе чергування округлих пагорбів і знижень правого берега канівського Придніпров'я, сформоване ритмічними складками і насувами осадових товщ у вигляді риб'ячої луски та багато іншого. Врізані меандри Дністра, які вражають стрункою послідовністю майже ідеально круглих звивин на тлі велетенської долини є Меккою для фотохудожників саме завдяки підпорядкованості форм і розмірів цих об'єктів.

г) *оглядовість* – здатність спостерігатися тільки здалеку або із певної точки. Як виразно із автошляху Коростень – Овруч, ніби грозивий фронт на горизонті, виглядає, далека смуга Словечансько-Овруцького кряжу!

Як ефектно виглядає невисоке хвилясте пасмо Канівських гір із правого корінного схилу р. Рось, коли прямуєш від автошляху Київ – Миронівка у бік Канева!

Гордо і неприступно височать численні галицькі і закарпатські замки на денудаційних урвищах-останцях або на верхівках давніх вулканічних споруд!

Неймовірно привабливими видаються гірські вершини і екзотичні скелі Кримських гір із боку моря і якими невиразними виглядають вони із боку Степового Криму!

А вражаючий вигляд Великого каньйону Криму можна оцінити лише перебуваючи на його дні, коли над головою спинаються химери урвистих схилів із численними карнизами, де у днищі прозора вода нуртує у світлих котлах і великих ваннах, утворених ерозією та вилуговуванням.

д) *ефекти супроводження* – звуки – тиша (шум водоспаду, прибою, луна; тепло – прохолода; яскравість, колір, освітленість за певних умов (на зорі, при заході, при місячному сяйві). Виразно змінюється сприйняття мальовничого краєвиду Синевірського озера, коли влітку сонячним світлом вихоплюються найменші деталі рельєфу його схилів і глибока синь поверхні акваторії. І зовсім невиразно виглядає цей краєвид похмурої або зимової днини.

Глибокі тіні падають на землю від урвистих скель при місячному світлі, а місячна стежина на поверхні моря, яка починається чи не від самого піщаного пляжу (ну, що цікавого у цьому звичайному для ока нагромадженні уламків?), стає при місяці улюбленим об'єктом живопису.

Різко посилюється враження від феномену різкого перепаду поздовжнього профілю гірського потоку (водоспаду), коли не лише бачиш, а й чуєш його могутню силу. Схоже враження контрасту виникає, коли, навіть, споглядаєш змальовану на полотні широчінь рівнинної ріки і стрімкий біг бурхливого гірського потоку.

е) *поєднання з іншими елементами ландшафту* – з рослинністю, з водними та біологічними та архітектурними феноменами.

Хто уперше пропливає Дніпром повз Канівські гори, той ніколи не здогадається, що їхні закучерявлені схили і верхівки ховають за собою могутні і вражаюче глибокі ерозійні урвища,

відслонення значного діапазону нашарувань гірських порід, зім'ятих у складки і розірваних розломами. І саме завдяки цьому критерію оцінки естетики піщані дюни між Прохорівкою та Келебердою мають визначну привабливість саме через своє урвисте положенню над водною поверхнею дніпровської протоки. Цілком злитим із навколишніми геоморфологічними ландшафтами виглядають на схилі монумент на могилі Кобзаря і будинок його музею.

Є і *протилежні приклади*. “Місто на семи пагорбах” (будь то Київ, Москва, Бухарест, Рим, Белград, Кишинів або Львів) вимагає аж надто обережного поводження із перетворенням рельєфу і формуванням свого архітектурного силуету. Наразі, як би розпачливо не сплескувала руками естетська еліта Києва і усєї України, лагідні, вишукані у своїй пейзажній мальовничості схили Дніпра і Либіді, численні київські яри та балки усе більше засіваються урбаністичними витворами ізольованого “елітарного” житла, переважні вертикальні контури і масивна основа якого аж ніяк не пасують до вишуканих пропорційних обрисів київських храмів і неповторного природного силуету Міста. Стилістичні архітектурні форми українського бароко, визначені тисячоліттями формування ментальності українського етносу, гармонійного природного розвитку рельєфу рівнинної частини України, її лагідні пагорби і неквапні ріки, співучі гаї, діброви і байраки, мовчазні кургани і Змієві вали – саме вони формували лагідну і толерантну ментальність українського народу. А тому житлові башти і ділові хмарочоси, дзеркальні і скляні екрани архітектурних витворів останнього десятиліття, абияк і де попало насажені на київський рельєф, страхотливо нависають над заклопотаним киянином, викликають тривожний щем і породжують душевну агресивність, невластиву українській ментальності.

Не уникають упродовж останнього десятиліття свого печального впливу і мальовничі київські околиці. Сумнівну славу мають зараз передмістя Києва, де сотні, як не тисячі особняків, з архітектурними витребеньками, запозиченими із рекламних проспектів Західної Європи, Середземномор'я, тихоокеанського та атлантичного узбережжя США, а то й псевдоазійських, випинаються один наперед одного під гаслом “Родинне гніздо для усіх поколінь!” Мішанина поверхів, башт, веж, з бійницями, чи без них, із псевдоукраїнським орнаментом і родинним гербом та прапором (з в і д к и ?), із матеріалів, які ні фактурою, ні кольорами не властиві українській ментальності, створюють відчуття тризни над ще не похованим тілом Міста, оригінальністю архітектурних ландшафтів якого захоплювалися гості з усього світу. Мало-помалу Київ набуває космополітичного габітусу, губить свою автентичність. Чи не звідси постає проблема екології духовності українського народу яка починається із його столиці?

ж) *стабільність або рухомість* (динаміка геоморфологічного ландшафту). Так, рельєф правого корінного схилу столиці України, нависаючого над днищем долини Дніпра, різко змінив за останні два – три століття свою естетику. Голі, часто урвисті схили, всіяні зсувними тілами з різко окресленими стінками зриву, розітнуті ярами і узвозами, змальовані художниками часів Тараса Шевченка і самим живописцем, постають у сучасному красвиді лагідними округлими формами, вкритими могутньою деревною рослинністю київських парків. На тлі такого рельєфу, який став значно лагіднішим у своїх морфологічних рисах, височать бані київських культових споруд, які перебувають в ідеальній гармонії із обрисами рельєфу.

к) *образність – фотогенічність* (улюблені об'єкти художників, фотографів). Який пейзаж може обійтися без гармонійного розміщення рельєфу земної поверхні чи не по усій



площі полотна? Хіба лише мариніст для контрасту із величчю морської акваторії розмістить на передньому плані горизонтальну смужку пляжу, але й тоді ускладнить цей горизонтальний об'єкт обрисами розбитої шхуни або громадям камінних брил чи урвищем (згадаймо, "Кут-Арал" Тараса Шевченка)! Зазвичай, сталість естетичних уподобань художника багато у чому визначається місцем його мешкання і враженнями сприйняття довкілля у дитячі роки. Щоправда, у пошуках образу митець часто подорожує, нагромаджуючи певну суму вражень навколишнього ландшафту. Вибір теми майбутнього пейзажного полотна визначається тривалими пошуками образу, який вимальовується в уяві митця на підставі спостереження навколишніх красвидів, де визначальними є особливості морфології рельєфу. Наприклад, бровка схилу, з якої відкривається загадкова і багата на відтінки перспектива далечини, днище річкової долини чи яру, де тальвег формує вісь майбутнього полотна, обрамлену схилами з їхньою морфологією вертикалі, підніжжя схилу, який східцями (терасами, можливо – структурними) прямує з одного (нижнього) кутка полотна діагонально до протилежного горішнього тощо.

л) *візуальний ефект* (враження); грандіозність видовища. Цей критерій оцінки естетики рельєфу *формується* із часів дитинства, коли уперше дитячий погляд охоплює видовище панорами річкової долини (адже кожне поселення розташоване на схилах або терасах долин), *розвивається* наступними мандрівками і *набуває особливого значення* чим більші контрасти висот фіксує людське око, чим більш крутими виглядають схили, чим сильнішим виявляється екстремальний розподіл висот і співвідношення окремих частин рельєфу (наприклад, природні гроти і печери при підніжжях схилів, морських кліфів, нависаючі карнизи урвищ річкових долин на рівнинах, провалля карстових порожнин тощо). Грандіозність

візуального ефекту з часом посилюється і може досягти емоційного стану *естетичної геоморфологічної небезпеки* або *ризик* – одного із найважливіших предметів дослідження екологічної геоморфології.

м) *емоційне сприйняття* – милування, схиляння, відчуття злиття з природою;

Подібно до того, як "Слово ранить, слово лікує!" руйнівні і цілющі естетичні властивості має і рельєф земної поверхні.

Позитивне емоційне сприйняття властиве будь-якому природному рельєфу земної поверхні. Від народження людина перебуває у мікрокосмосі довкілля свого регіону. На рівнинних теренах України це – подвір'я, у якому дитина перебуває під наглядом старших, луг, де пастушком пасе худобу, озеро чи ставок, де її напуває та купає коней, "гора", з якої узимку веселє несеться з однолітками на санчатах, вигін, де граються у свої дитячі забави, млин, де працююча вода обертає водяне колесо, косогір або узвишся із церквою, звідки простягається навколишній краєвид – спосіб розширення знань про навколишній світ. У гірських областях це – подвір'я (невеликий шматок вирівняного схилу), потічок із невеличким природним плесом перед водоспадом або після нього, куди посилають по воду, або, на прохання матері дитина несе прати білизну та одяг, звивиста дорога на полонину, куди носить їсти пастухам, задивляючись раз по раз на видноколи, сама полонина, із якої у залежності від пори року або часу доби відкриваються мальовничі краєвиди навколишніх гірських вершин. Навіть мешканець великого міста, може пригадати і часто із радісним сумом згадує свої дитячі подорожі до природних форм міського рельєфу, які вражають дитячу уяву. "Ми знали Київ з dna його яруг, до глиняних печер по жовтих схилах" – стверджує київська поетеса Світлана Йовенко, підсвідомо висвітлюючи тим самим найголовніші риси складного рельєфу Міста (його сильну

розчленованість долинами, ярами та балками) та складну і нестійку геологічну будову найближчих до поверхні гірських порід – лесів.

Негативне емоційне сприйняття навколишнього рельєфу, як правило, пов'язане із суб'єктивним чинником (поганий настрій, втома від тривалого нездужання та ін.) або зі *сприйняттям негативних наслідків господарської діяльності щодо рельєфу* земної поверхні. Як захоплено споглядали герої радянських кінофільмів видноколи промислового ландшафту Донбасу (“Ростемо ж ми, гей!”), з яким захватом зображалися на полотнах терикони вугільної породи – свідки могутньої праці радянської людини! Проте, навіть милий серцю місцевого мешканця красвид териконів у регіонах видобування кам'яного вугілля, самим виглядом нагадує про великі негаразди із станом підземних вод, просіданням поверхні над гірничими виробками, забрудненням атмосфери тліючими териконами, розвіюванням вугільного пилу тощо.

Критерій злиття із природою настільки сильний, що часто реалізується у виборі місцевостей для санаторно-курортних установ. Для них необхідними передумовами є яскраві природні особливості – родовища унікальних лікувальних вод, особливості складу повітря (насиченості певними включеннями – фітонцидами, аерозолями та ін.), мікрокліматичні особливості, вражаючі красвиди тощо. Лівова частка у формуванні та існуванні таких передумов належить особливостям рельєфу та геологічної будови – унікальні властивості атмосфери природних та штучних підземних порожнин, розломи і складчасті дислокації осадових товщ із вмістом цінних мінеральних компонентів (часто дислокації виявлені у рельєфі своєрідними формами). Комплекс санаторного лікування у такому разі містить вагому частку емоційного сприйняття красвиду цього місця, милування і

відчуття злиття із природою, поліпшує психологічний стан пацієнтів і сприяє лікуванню.

Відчуття злиття із природою особливо притаманне також місцям рельєфу, які використовуються для побудови культових споруд. Відомі численні свідчення про несвідомий вибір місць для культових споруд у районах позитивної геофізичної енергії (розломи і вузли перетину тектонічних порушень, зони контакту різних петрографічних відмін, метаморфічні комплекси та ін.). Зазначені та інші особливості геологічної будови, як правило, мають своєрідний вияв у рельєфі земної поверхні, зручному для спорудження культової споруди із погляду емоційного сприйняття. Залишаю читачеві можливість самому переконатися у цьому, обравши для морфологічного аналізу рельєфу територію будь-якого храму, монастиря, церкви, лаври тощо.

п) *магнетизм – притягання*; Під цей критерій естетики рельєфу підпадають чимало геоморфологічних явищ України різного рангу. Об'єктам властиве різне призначення щодо магнетизму – дослідницьке, рекреаційне, почуття обов'язку, присмна згадка тощо. Когось ваблять гори щоб раз по раз випробовувати силу духу, характер, здатність перемагати себе. Комуś Карпати є розрадою у час відпочинку, для когось виступають як єдине місце в Україні, у якому можна вправлятися у гірських лижвах, когось вони кличуть (Дмитро Бедзик “Гори кличуть”) до рішучих вчинків, хтось приїжджає у Карпати, вбачаючи у них символ національної ідеї, для когось виступають як оберіг духовного генофонду. Фахівця ваблять гори як носії природного різноманіття (адже гірський рельєф зумовлює різні контрасти висот, різну експозицію схилів, є зручним чи незручним для нагромадження крижаних товщ і подальшої роботи льодовикових процесів, несе на собі різні генетичні типи ґрунтів і різні рослинні угруповання тощо). До когось у горах приходять Муза (багатьом відомо, що чимало



митців беруть значну частку творчого натхнення у місцях, традиційних для кожного особисто – у горах, на урвистих скелях, під час гірських та рівнинних повеней, штормової погоди на морському узбережжі, коли могутня хвиля руйнує підніжжя берегового схилу і т.д.

Дуже схожою щодо притягання є функція карстових порожнин – через це Кримські гори і Карпати, Поділля, Донбас, Причорномор'я, Полісся та інші регіони різною мірою ваблять фахівців та аматорів наявністю наслідків карстових процесів. Часто кажуть, що спелеолог (навіть аматор) це – не вираз професійного зацікавлення унікальним природним явищем, а душевне покликання, підкреслюючи цим незбагненність цього критерію естетичного ресурсу рельєфу. Притягальна сила карстових печер виявляється для одних у спортивному зацікавленні (ще і ще відкривати нові підземні ходи і зали), для інших – у милуванні химерами підземного рельєфу, формами і фарбами сталактитів і сталагмітів, фахівець знаходить тут пояснення чималій кількості проблем розвитку карстових процесів і режиму водоносних горизонтів, ділова людина – у можливості використання природних підземних порожнин із практичною метою тощо.

о) *етнокультурна значимість* геоморфологічного явища – міжнародна, національна, регіональна тощо.

Чимало геоморфологічних феноменів в Україні мають власні імена, живуть у епічній пам'яті, відображають народну оцінку певних історичних постатей, явищ або подій. Так, у долині Росі у районі с. Стеблів химерно відслонюються скелі богуславського граніту, які мають історичні назви: Скеля Нечуя-Левицького, Бурлачка, Скеля Адама Міцкевича, Сфінкс, Козак-Камінь. Про красоти цих скель писав польський поет Адам Міцкевич, з цими краями пов'язані життя і творчість Івана Нечуя-Левицького, а назва Козак-Камінь з іменем Богдана Хмельницького і Корсунською битвою 1648 року. Скелі Чотири

Брати, Скеля Чацького, Ольжині Купальні, Гігантські Котли та Баранячі Лоби – відслонення кристалічних порід Українського щита на Житомирщині, скелі Франка на Тернопільщині (скелі сарматських рифових вапняків), “Гетьманська гора” у м. Чигирин, скеля “Камінь Довбуша” у Чернівецькій області, Дніпровські пороги, Великий Луг, Хортиця, Любеч, Вишгород, Родень, Бузький Гард, Тарасова гора, Медобори, Кременецькі гори ...

Запрошую учасників міжнародного семінару продовжити цей перелік!

Отже, аналіз рельєфу як екологічної умови середовища життя людини є неповним без урахування харизми естетичного аспекту рельєфу України, без урахування впливу рельєфу на духовні потреби української ментальності, без розгляду рельєфу як природного естетичного ресурсу мешканця українських національних теренів. Окрім зазначених положень, які охарактеризовані численними прикладами, рельєф та геоморфологічні процеси деяких регіонів України стали основою формування визначних етнокультурних феноменів – національної гордості держави.

#### Список літератури

1. Город – екосистема / Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев, М.П. Жидков и др. М. : ИГРАН, 1996.
2. Ковальов О.П. Ландшафтоведение на перепутье: новые образы ландшафта // Антропогенная география та ландшафтознавство у XX і XXI століттях. Матеріали Міжнародної наукової конференції, Вінниця – Вороніж, 2003.
3. Любіцева О.О. Естетична географія (предметно-об'єктна сутність) // Фізична географія та геоморфологія, № 40, 2001.
4. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Лихачева Э.А. Тимофеев Д.А. М. : Медиа-ПРЕСС, 2002.
5. Тимофеев Д.А., Борсук О.П., Уфімцев Г.Ф. Геоморфология вчера, сегодня и завтра // Геоморфология, 1999, № 4. – С. 3 – 10.



6. Уфімцев Г.Ф. Рельеф в русской живописи // Геоморфология, 2002, № 2. С. 10 – 20.

#### ESTETIC FUNKTION OF THE RELIEF OF UKRAINE FROM THE VIEWPOINT OF EKOLOGICAL GEOMORPHOLOGY

Volodymyr Stetsuk

Visual appeal of relief, its aesthetics concern to number of ecological properties of relief of terrestrial surface, which analysis concerning territory of Ukraine makes a problem of this clause. So-called "the aesthetic geomorphology" investigates perfect in a relief of terrestrial surface, that is, establishes, classifies and estimates aesthetic properties of relief, determines influence of morphological properties of landscapes on culture and health of the human being through their emotional spirit and creativity.

In the article the theoretical definitions of aesthetic geomorphology, criterion of assessment of aesthetics to a relief of terrestrial surface, which are illustrated by the appropriate examples of a relief of Ukraine, are stated. The illustrations of the following criteria are shown: a) *uniqueness of the forms of relief* (on an origin); b) *uniqueness of appearance of the form* – dissimilarity on anything; c) *architectonics* – composition – association of parts in one whole, diversity of the forms and similarity of their sizes; d) *visibility* – ability to be observed only from a distance or with certain points; e) *effects of support* – sounds – silence (noise of waterfall, surf, echo; warmly – cool; brightness, color, light exposure under certain conditions (at dawn, at sunset, at moon light); f) *association with other elements of a landscape*; g) *stability or mobility* (dynamics of geomorphologic landscape); h) *figurativeness* – photogenic (favorite objects of the artists, photographers); i) *visual effect* (impression) – grandiosity of a sight; j) *emotional perception* – admire, reverence, sensation of merge with nature; k) *magnetism* – attraction; l) the ethnic and cultural importance of the geomorphologic phenomenon – international, national, regional and others.

УДК 551.4

#### ІСТОРІЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ І СУЧАСНІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ КАРПАТ

Володимир Шушняк

Львівський національний університет імені Івана Франка

Геоморфологічні дослідження в Карпатах мають більш ніж двохсотлітню історію. Це історія складного переплетення наукових напрямків, шкіл, ідей, творчих шляхів видатних особистостей європейської геології та географії, робіт великих колективів наукових, навчальних і виробничих закладів.

Уперше Карпати як цілісний географічний регіон у звичних сучасних межах описані в працях Бальтазара Гакета (1739–1815) "*Neueste phisikalisch-politische Reisen durch die Dacischen und Sarmatischen oder Nördlichen Karpathen*" (1794) і Станіслава Стажіца (1735–1826) "*O ziemiorodstwie Karpatow i innych gór i równin Polski*" (1815). І хоча погляди цих дослідників на походження рельєфу Карпат мають, з сучасних позицій, хіба що історичну вартість, проте їхні роботи слід вважати фундаментальними для розвитку геоморфологічної думки, оскільки Карпати були чітко окреслені як об'єкт досліджень.

Карпатська геоморфологія у першій половині ХІХ ст. народжувалась на тлі великих геологічних дискусій "нептуністів", "катастрофістів", "плутоністів", "уніформістів", прихильників дрифтової і льодовикової теорій. Це був час, коли геологія відіграла провідну роль у формуванні еволюційних поглядів на історію розвитку Землі. З дослідників геології Карпат прихильником "плутоністів" був Я.Фіхтель (1732–1795), а до "нептуністів" належали Я. Есмарк (1763–1839), Ф.С. Беудант (1784–1850), С. Стажіц. Згадає

дослідники, а також геологи Л. Зейшнер (1805–1871), Г. Пуш (1790–1846), А. Бой'є (1794–1881) заклали основи карпатської стратиграфії, петрографії, палеонтології [5].

У 1830 році молодий польський геолог (у майбутньому – професор геології та мінералогії в Кракові й Варшаві) Людвік Зейшнер чітко виявив у Татрах сліди давнього гірського зледеніння [10] – за рік після Жана де Шарпентьє і за сім років до Луїса Агассіса, які обґрунтували факт давнього зледеніння Альп і, яких вважають родоначальниками “льодовикової теорії” [2]. Окремо слід відзначити працю фундатора польської географії В. Пола (1807–1872). “*Rzut oka na północne stoki Karpat I przyległe im krainy*” (1851). У передмові автор відзначає, що це тільки частина циклу його лекцій для студентів Ягеллонського університету, а рукопис і літографії другої частини лекцій, які присвячені іншим регіонам Карпат, згоріли під час пожежі. Аналіз рельєфу і річкової мережі проведений у I і II розділах роботи (уся робота складається із п'яти розділів). Автор поділяє Карпатську дугу на Малі Карпати, Угорські Рудави, Татри, Бескиди, Гори Семигороду. Досить детально здійснено географічний опис для північного макросхилу, де виділено Татри, Бескид (Західний Бескид, Низький Бескид, Широкий Бескид), пасмо Петросів (сучасні Скибові Горгани В.Ш.), Полонини, Чорний ліс з Чорногорою (сучасні Привододільні Горгани, Свидовець і Чорногора В.Ш.), гори Покуття і Буковини. Автором уперше здійснено типологію гірських хребтів і річкових долин, пояснено асиметрію північного і південного макросхилу Карпат, виділено висотні яруси. В.Пол не згадує про давньольодовикові форми. Очевидно, він не був ознайомлений з роботами Л.Зейшнера про зледеніння Татр, або ігнорував їх, будучи прихильником “дрифтової теорії”.

Наступний етап досліджень рельєфу Карпат пов'язаний із початком діяльності Державного геологічного інституту

Австро-Угорщини (Geologische Reichsanstalt), заснованого у Відні 1849 року. Відень на той час був центром європейської геології, а Альпи – своєрідним полігоном геологічних досліджень де Е. Зюс (1875) розпочав еру класичних теорій оротектоніки, А. Гейм (1878) – розробив методи структурної геології, М. Бертрап (1884) – виявив покриви. Альпійські схеми гороутворення автоматично переносили на Карпатський регіон. “Geologische Reichsanstalt” розпочав широкомасштабні геологічні дослідження, у яких взяли участь Д. Штур, Л. Хохенегер, Ф. Хауер, Г. Штахе, Т. Позевіч, Л. Вацек, К. Ада, В. Уліг, К.М. Паул, Е. Тітзе, Р. Зубер, В.Шайноха, В. Тіссейр, Х. Запалович, Г. Коболецьку (та ін.). У 1856–1860 рр. у Карпатах проводив дослідження Ф. Ріхтгофен – класик географії, автор генетичної класифікації рельєфу. Зокрема, ним у Закарпатті було вперше виявлено зв'язок Вулканічних Карпат із розломами земної кори. Поряд з геологічним картуванням проводились дослідження рельєфу: К.М. Паул і Е. Тітзе у 1877 р. виявили сліди давнього зледеніння в Чорногорі, Х. Запалович (1886) описав рельєф і склав детальну геологічну карту Покутсько-Мармароських Карпат, Е. Тітзе (1889) провів морфотектонічний аналіз долин карпатських рік. Рельєфу Татр (головно післяльодовиковим формам) присвячені роботи А.Альта (1878), Й.Партча (1882), С.Роза (1888), В.Уліга (1897–1899).

У кінці XIX ст. зароджуються наукові основи геоморфології. З “легкої руки” американського дослідника В. Мак Джі у 1893 було введено поняття “геоморфологія” для означення науки про рельєф. Визначаються геоморфологічні школи: американська (Дж. Поуел, Г.Джільберт, В.М. Девіс), німецька (Ф. Ріхтгофен), французька (де ла Ное і де Маржері), австрійська (А. Пенк).

У карпатській геоморфології цього періоду окреслюють два напрямки: структурний і кліматичний.

Представники першого – вихідці з “Geologische Reichsanstalt” В.Уліг, В.Шайноха, Р. Зубер, В. Тіссеїр разом з іншими вченими-геологами А.Альтом, Ф.Беняшом, В.Фрідбергом, А.Ломницьким, Т.Вішньовським під патронатом Фізіографічної комісії Академії в Кракові зініціювали у 1882 році видання Геологічного атласу Галичини [1]. Робота над атласом тривала 32 роки, на цьому досвіді виховане ціле покоління карпатських геологів (Х. Вольф, Я. Новак, В. Лозінський, А. Матейка, Г. Маковей, І. Попеску-Войнешті, С. Гжибовський). За цей період було визначено основні літологічні й тектонічні одиниці Карпат, встановлено залежності між рельєфом і тектонікою. Відображення на картах і профілях атласу четвертинних відкладів дало змогу визначити головні етапи розвитку рельєфу Карпат [1].

Другий напрям започаткували львівські географи. На початку ХХ ст. Львів був провідним центром карпатського природознавства завдяки незаперечним авторитетам у карпатській географії та геології – керівникам університетських кафедр А. Реманові та Р. Зуберові. А. Реман (1840-1917) – відомий на той час географ-енциклопедист, дослідник Карпат, автор регіонального фізико-географічного аналізу Польщі та Карпат залучав до роботи на кафедрі географії молодих учених, серед яких найбільший внесок у дослідження рельєфу Карпат зробили Г.Величко, Є.Ромер, С.Рудницький.

Творча спадщина Г.Величка (1863-1932) досліджена недостатньо, однак аналіз його дисертаційної роботи “Пластика польсько-руських земель з особливою увагою до Карпат” (1889) [4] показує, що автор у детальній регіоналізації Карпат використав новий, започаткований Ф.Ріхтгофеном, покомпонентний підхід до вивчення земної поверхні.

Постаті Євгеніуша Ромера (1871–1954) і Степана Рудницького (1877–1937) є епохальними в карпатській

геоморфологічній науці та європейській географії. Їх сднав не лише час, але й надзвичайний патріотизм: Ромера – польський, Рудницького – український. Вони мали спільного вчителя – великого австрійського геоморфолога Альбрехта Пенка, відвідували у Відні його знамениті зібрання – “Пенківські хатні географічні академії”. Вплив відомої роботи А. Пенка “Morphologie der Erdoberfläche” прослідковується у ранніх публікаціях Є. Ромера “Studia nad asymetria dolin”, “Wpływu klimatu na formę powierzchni ziemi” та С. Рудницького “Фізична географія при кінці ХІХ століття”, “Знадоби до морфології Карпатського сточища Дністра”. Наукова дискусія на сторінках часопису “Kosmos” між Є. Ромером і С. Рудницьким стосовно проблем походження долини Дністра показує, що обидва були видатними вченими. С.Ромер і С.Рудницький працювали над одними проблемами геоморфології Карпат: походженням рельєфу гірських хребтів, річкових долин, форм гірського зледеніння. Проте їхні життєві та творчі шляхи були різними, як і різними були історичні долі польського та українського народів.

У той час, коли Є. Ромер здобув світове визнання в науці, залишаючись папріотом Польщі, С.Рудницький за український патріотизм, зробивши не менший внесок у світову географічну науку, був розстріляний після п'ятирічного ув'язнення в більшовицьких катівнях [3, 7].

Учні Ромера проводили в Карпатах геоморфологічні дослідження як морфокліматичного, так і морфоструктурного напрямків. С. Павловський вивчав давньольодовикові форми і річкові тераси, З. Опольський – геодинамічні аспекти сучасного рельєфоутворення, В. Покорни – будову долини річки Стривоїр, А. Флешар – генезису рельєфу Низьких Бескидів, Х. Тіссеїр – поверхні вирівнювання і зсувні форми, Ю. Чижевський, М. Орліч, А. Маліцький – питання геоморфологічного поділу Карпат. З учнів С. Рудницького



геоморфологічні дослідження в Карпатах продовжував лише один В. Бацура (1930, 1946).

Якщо С. Ромер і С. Рудницький були прихильниками індуктивного методу геоморфологічних досліджень, то Л. Савіцький (1884–1928) репрезентував у карпатській геоморфології теорію географічного циклу М. Девіса. Ще 1908 р. двадцятичотирирічний Л. Савіцький познайомився з М. Девісом на IX Міжнародному географічному конгресі в Женеві. З цього часу на його різноманітних геоморфологічних дослідженнях у Карпатах, присвячених проблемам зледеніння, геоморфологічних рівнів, розвитку карстових і зсувних процесів, відчувається вплив теорії Девіса. Організувавши 1912 р. геоморфологічний осередок у Кракові, Л. Савіцький широко пропагує ідеї географічного циклу серед своїх співробітників і учнів. До них належать С. Смоленський, якому карпатська геоморфологія завдячує за теоретичні узагальнення щодо формування долин рік, М. Клімашевський – класик сучасної польської геоморфології, автор багатьох публікацій з геоморфології Карпат. Учнем Л. Савіцького був також визначний український географ і громадський діяч В. Кубійович.

Після Першої світової війни територію Карпат розділили між собою Польща, Чехословаччина, Румунія і Угорщина. Зросла роль національних наукових центрів і, зокрема, карпатських національних географічних та геологічних осередків.

У Польщі поряд з науковими осередками при Львівському і Краківському університетах геоморфологічні дослідження в Карпатах проводять Державний геологічний інститут і Варшавський університет. У 1919 р. з ініціативи К. Толвінського на базі Бориславської геологічної станції створено Карпатський геологічно-нафтовий інститут. К. Толвінський, маючи практичний досвід геологічних

досліджень на Кавказі, острові Суматра та у Карпатах, і добру теоретичну підготовку, набуту в наукових закладах Франції, Англії, Швеції, швидко організував роботи зі складання зведеної геологічної карти Східних Карпат. Він також деталізував тектонічну схему північної частини флішових Карпат. До співпраці у Карпатському геологічно-нафтовому інституті були залучені Х. Тіссейр і Б. Свідерський.

Ім'я Богдана Свідерського (1892–1943) відоме у карпатській природничій літературі передусім завдяки його монографії "Geomorfologia Czarnogory" (1937). Оригінальним є додаток до цієї монографії – геоморфологічна карта Чорногори масштабу 1:25000. Це одна з перших опублікованих геоморфологічних карт крупного масштабу, яка охоплює значну територію Карпат. Завдяки вдало вибраним способам зображення і лаконічній легенді карта є досить інформативною і може бути зразком для геоморфологічного картування Карпат.

У географічних та геологічних закладах Угорщини і Чехословаччини не було таких міцних "карпатських" традицій як у Польщі. Ще 1869 р. від Віденського "Geologische reichsanstalt" відійшла частина угорських геологів, які заснували в Будапешті Угорський королівський геологічний інститут (Magyar Kiralyi Foralyi Intezet). Епізодичні геоморфологічні спостереження в горах Закарпаття проводили співробітники цього інституту Т. Посевич і К. Ада. Детальніші дослідження рельєфу словацької та моравської частини Карпат виконали науковці Чеського (Карлового), Німецького і Українського університетів у Празі, Чеської Академії наук, вищих технічних шкіл у Празі та Братиславі, Державного геологічного інституту Чехословаччини. За результатами досліджень було опубліковано роботи з геоморфології Закарпаття (Я. Данеш (1920), С. Рудницький (1925)) і Моравських Карпат (В. Дедина (1923), О. Кодин, М. Матейка

(1923, 1930), Ф. Вігасек (1938), К. Заплетал (1930, 1931)). Загальним проблемам геоморфології Словаччини присвячені роботи Д. Андрусова, Я. Кунського, Я. Громадкі [9, 13].

Своєрідно відбувався розвиток геоморфологічної науки в Румунії. “Нафтовий бум” початку ХХ ст. привернув увагу геологів до румунського Передкарпаття. 1907 р. у Румунії відбувся Міжнародний нафтовий конгрес. На рік раніше з ініціативи професора геології Бухарестського університету Л. Мразека засновано Румунський геологічний інститут. Цікава дискусія щодо тектоніки Карпат розгорнулася в період 1909–1940-рр. між співробітниками цього інституту Л. Мразеком, П. Войнешті, Д. Преда і Г. Маковеем [12]. Щодо кліматичної геоморфології Румунії, то вона перебувала під впливом французької школи де ла Нос і де Мержері. Цьому сприяли роботи в Південних Карпатах професора Ліонського університету і Сорбонни Е. Мартонна – типового представника цієї школи. З ранніх досліджень впливу клімату на розвиток рельєфу Карпат необхідно відзначити роботи Р. Севастоса (1903), Г. Мунтяну-Мургоці (1907), Г. Вальсона (1915). У період між Першою і Другою світовими війнами рельєф Карпат вивчали А. Нордо (1933), Н. Радулеску (1937), Т. Мораріу (1937), С. Матіску (1927), Н. Поп (1939).

Поряд зі зміцненням національних географічних і геологічних наукових осередків у період між двома світовими війнами прослідковуємо ще одну рису історії карпатського природознавства – прагнення дослідників Карпат до наукової інтеграції. У 1922 р. на ХІІ Міжнародному геологічному конгресі в Брюсселі було засновано “Карпатську геологічну асоціацію”. З’їзди асоціації сприяли обміну ідей та мали значний вплив на розвиток карпатської геоморфології. Перший з’їзд відбувся у Польщі 1923 р., другий – 1927 р. в Румунії, третій – 1931 р. в Чехословаччині. Наступний, четвертий з’їзд

відбувся лише через 27 років. Війна перервала один із найцікавіших етапів геоморфологічних досліджень у Карпатах.

Післявоєнний етап відомий з нарисів історії геологічних і географічних досліджень Українських Карпат як “радянський”. За цим поняттям стоять окремі вчені та наукові колективи, які довгий час працювали в складних умовах жорсткого наукового централізму.

Відразу ж після війни для вивчення і освоєння ресурсів новоприспіданої до СРСР території і, зокрема, Українських Карпат скеровують десятки експедицій.

До роботи в Карпатському геологічно-нафтовому інституті в Бориславі, перейменованому на Карпатський науково-дослідний інститут міністерства геології, залучають Г.П. Алфер’єва і І.Д. Гофштейна, які стали визначними дослідниками рельєфу Українських Карпат. Морфотектонічні та геоморфологічні дослідження проводили співробітники Львівського (П.М. Цись, С.І. Субботін), Чернівецького (Б.П. Іванов, К.І. Геренчук) і Московського (А.І. Спірідонов) університетів, Московського геолого-розвідувального інституту (А.А. Богданов, М.В. Муратов, Г.І. Раскатов), Львівського відділення Українського геологічного управління (М.П. Єрмаков, М.М. Жуков), Ленінградського нафтового інституту (О.С. В’ялов). У перших публікаціях результатів цих досліджень проведено аналіз головно довоєнних матеріалів. Крім того багато дискусійних питань отримало нове тлумачення, зокрема питання тектонічного поділу Карпат, геоморфологічного районування, історії розвитку рельєфу. Наприкінці 40-х років А.А. Богдановим було розроблено концепцію мегаскладчастості Українських Карпат, яка помилково заперечувала покривну будову гір. Концепція мегаскладчастості, тільки частково була прийнята геологами, проте в 50–70-х роках вона зіграла вирішальну роль при побудові регіональних геоморфологічних схем Карпат.



Позитивним моментом цього періоду стало впровадження у традиційну карпатську геоморфологічну проблематику морфоструктурного аналізу І.П. Герасимова, концепцій геоморфологічних рівнів К.К. Маркова, геоморфологічних ландшафтів І.С. Щукіна та інших нових для геоморфології регіону теоретичних розробок.

З часом ініціатива у геоморфологічних дослідженнях Українських Карпат перейшла до Львівського університету, де у 1950 р. на географічному факультеті під керівництвом П.М. Цися було створено кафедру геоморфології. Будучи майстром регіонального геоморфологічного аналізу, П.М. Цись скеровує зусилля колективу кафедри на детальне вивчення геоморфогенезу окремих регіонів Українських Карпат. Упродовж двадцятирічного періоду цей задум було реалізовано циклом дисертаційних робіт, виконаних О.В. Скварчевською, Б.Ф. Ляцуком, Д.Г. Стадницьким, Ю.П. Сроменком, Р.О. Сливкою, Я.С. Кравчуком. Виходить серія публікацій, які стосуються проблем морфотектоніки, історії розвитку річкових долин, поверхонь вирівнювання.

Питання походження рельєфу буковинської частини Українських Карпат продовжували вивчати географи Чернівецького університету такі як Б.М. Іванов, М.С. Кожуріна, М.О. Куниця, В.Г. Лебедев, Н.С.Красуцька.

Оригінальні результати було одержано дослідниками, які працювали в Українських Карпатах як професійні геологи і мали можливість використовувати досвід власних геологічних спостережень у геоморфологічних дослідженнях. Серед них передусім необхідно відзначити роботи І.Д. Гофштейна – з проблем морфотектогенезу, неотектоніки, поверхонь вирівнювання, М.С.Демедюка – кореляції ендегенних і екзогенних чинників рельєфоутворення, плейстоценового морфогенезу, поверхонь вирівнювання, В.Г.Бондарчука – регіонального геоморфологічного поділу. Цікавими є також

роботи в палеогеоморфологічному і морфоструктурному напрямку співробітників Карпатської експедиції геологічного факультету Московського університету Є.М. Великовської, А.В. Кожевнікова, М.С. Фельдбарга, Т.Ю. Піотровської, АН УРСР І.Л.Соколовського, В.П.Палієнко. Базовою геологічною основою геоморфологічних досліджень були роботи львівських геологів О.С.В'ялова, В.В. Глушка, Г.М.Доленка, Я.О. Кульчицького, С.С. Круглова та інші.

Питання генезису рельєфу і геоморфологічної регіоналізації були пріоритетними у Карпатській геоморфологічній проблематиці 50–60-х рр. Для їхнього вирішення застосовували різні підходи. Післявоєнна геоморфологія Румунії за методологією була наближеною до радянської геоморфологічної школи. Тут, за винятком геоморфологів старшого покоління В. Михайлеску і Т. Мораріу, широко використовували ідеї морфоструктурного аналізу і геоморфологічних рівнів. До робіт такого плану належать монографії Г. Посеа, Н. Попеску, М. Іленіча, П. Барбу, П. Котета [12]. Схожі принципи використовували геоморфологи Чехословацької АН: Я. Демек, Т. Чудек, О. Стехлік [13]. Роботи дослідників Словацьких Карпат (Я. Карніша, Й. Квітковіча, Е. Мазура, М. Лукніша) побудовані на типологічних принципах регіонального геоморфологічного аналізу [9]. Польські геоморфологи звертали увагу на вивчення впливу екзогенних чинників рельєфоутворення. Методологічним центром таких досліджень став Відділ геоморфології та гідрографії гір і височин Інституту географії Польської АН, започаткований М. Клімашевським у Кракові. Характерною рисою геоморфологічної школи М. Клімашевського є поєднання детального вивчення окремих форм і рельєфотвірних процесів з регіональною геоморфологічною проблематикою. Окремих регіонам Польських Карпат присвячені роботи Л. Старкеля, М.



Баумгарт-Котарби, Т. Зентари, Т. Герлаха, А. Хенкеля, К. Пенкалі.

Отже, у середині 60-х рр. закінчився процес становлення сучасних карпатських геоморфологічних осередків. Тому не випадково у вересні 1963 р. з ініціативи польських і словацьких геоморфологів скликають Міжнародний карпатський геоморфологічний колоквиум, на якому для координації геоморфологічних досліджень Карпат створено Карпато-Балканську геоморфологічну комісію (КБГК). До складу комісії увійшли представники академічних установ і вищих навчальних закладів Болгарії (К. Міхев, В. Поцов), Чехії (Я. Демек, О. Стехлік), Польщі (М. Клімашевський, Л. Старкель, Т. Герлах, С. Гілевська, М. Клімек, К. Клімек), Румунії (В. Міхайлеску, Т. Мораріу), Словаччини (М. Лукніш, Е. Мазур, Й. Квіткович, Я. Урбанек), Угорщини (М. Печі), СРСР (Л.Г. Каманін, М.І. Благоволін) [6]. З 1965 р. у рамках КБГК видається збірник "Studia geomorfologica Carpato-Balcanica", у якому крім доповідей і повідомлень, регулярно публікують зведений показник карпатської геоморфологічної тематики. Аналіз цих та інших праць дає змогу зробити такі висновки щодо розвитку напрямків сучасних геоморфологічних досліджень у Карпатах:

- із середини 60-х рр. прослідковується загальна тенденція щодо підвищення зацікавленості карпатськими геоморфологами вивченням сучасних езогенних процесів;

- крім традиційних методів, у практику досліджень сучасної морфодинаміки входять польові стаціонарні та експериментальні спостереження;

- посилюється увага до неомобілістських концепцій у морфотектонічному аналізі Карпат; - запроваджуються методи абсолютного датування у палеогеоморфологічних дослідженнях;

- ширше використовуються аерокосмічні матеріали в геоморфологічному картуванні та динамічній геоморфології;

- зростає увага до проблем антропогенного впливу на рельєф, збереження природоохоронних геоморфологічних об'єктів, організації геоекологічного моніторингу;

- запроваджується системний аналіз у геоморфологічні дослідження: басейновий підхід, математичне моделювання геоморфологічних систем і прогнозні оцінки їхнього розвитку.

Багато принципових питань геоморфології Карпат досі залишаються проблематичними і дискусійними. Це передусім традиційні проблеми поверхонь вирівнювання, гірського зледеніння, розвитку річкових долин. Не втратили актуальності питання типології рельєфу і регіоналізації Карпат. Геоморфологічним інтерпретаціям сучасних рухів земної кори бракує фактичної основи і тому часто дослідження конкретних геоморфологічних проявів сучасної морфодинаміки підміняють глобалістичними гіпотезами. Актуальними є проблеми просторової та часової інтерполяції результатів стаціонарних досліджень геоморфологічних процесів, прогнозу процесів тощо.

На межі XX та XXI ст. геоморфологія вступила у новий етап розвитку завдяки запровадженню в практику досліджень нових технологій: ГІС-технологій, систем супутникової координатної та висотної прив'язки, дистанційного зондування поверхні Землі. Про такі потужні засоби досліджень карпатські геоморфологи минулого не могли і мріяти. Тому є надія, що у недалекому майбутньому буде зроблено суттєві кроки у вирішенні проблем геоморфології Карпат. І тим вагомішим стає досвід, набутий кількома поколіннями дослідників Карпат.

### Список літератури

1. *Кравчук Я.* Геоморфологічні дослідження Українських Карпат в XIX-першій половині XX століть: теоретичні та прикладні проблеми // Українська геоморфологія: стан і перспективи. – Львів: Меркатор, 1997. – С.128–130.
2. *Хеллем Э.* Великие геологические споры. – М.: Мир, 1985.
3. *Шаблій О.* Академік Степан Рудницький. – Вид-во Львів. держ. ун-ту, 1993.
4. *Штойко П.* Морфологічне районування Українських земель Григорієм Величком // Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле сучасне, майбутнє. Мат. міжнар. наук.-практ. конференції. – Львів, 2002. – С. 58–60.
5. *Andrusov P.* Geologia Ceskoslovenskyh Karpat. – Bratislava, 1958. z. I. 304 S.
6. Colloque de Geomorphologie des Carpathes. Geographia Polonica, 9. Warszawa. PWN, 1965.
7. *Czyzewski J.* Zycie i dzieło Eugeniusza Romera. Wybor prac E.Romera t.1 PAN. – 1960. – S. 9–115.
8. *Glaz A.* Idea powstania atlasu geologicznego Galicji. Obraz biografie autorow atlasu // Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле сучасне, майбутнє. Мат. міжнар. наук.-практ. конф. – Львів, 2002. – С. 282–288.
9. *Karnis J., Kvitkovic J.* Prehland geomorfologických pomerov vychodného Slovenska // Geograf.prace Pdf v Presove univer.P.J.Safarika v Kosiciach. Roc.1.CIS. – 1970.
10. *Klimaszewski M.* Rzezba Tatr Polskich. – Warszawa, 1988.
11. *Kondracki J.* Karpaty. – Warszawa, 1989.
12. *Posea G., Popescu N., Jelenicz M.* Relieful Romaniei. Edit.Stint. – Bucuresti, 1974.
13. *Stehlik O.* Karpaty. Geomorfologie Českých zemi. ČAV. 1965. S. 214–272.

### THE HISTORY OF THE GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH AND TODAY'S GEOMORPHOLOGICAL PROBLEMS OF THE CARPATHIANS

V. Shushnyak

The analysis of the 200 years of the Carpathian's relief studies gives the opportunity to: define the main periods of the geomorphological studies; define the main regional centers of geomorphological studies; indicate the particularities of regional and national geomorphological schools; define the tendencies of geomorphological studies' development.

УДК 551.4.04.042 (477.43)

### ЗСУВИ У МІСТІ ХМЕЛЬНИЦЬКИЙ

Оксана Колтун

Львівський національний університет імені Івана Франка

Місто Хмельницький за поширенням і розвитком зсувів не прирівняти до Києва, Одеси чи Чернівців, але й тут на потенційно зсувонебезпечні ділянки, значна частина яких забудована, припадає приблизно 6 % території [6]. Це схили балок і річкових долин крутістю 6-12° і більше.

Значне горизонтальне (до 4 км/км<sup>2</sup>) та вертикальне (до 80 м/км<sup>2</sup>) розчленування рельєфу міста Хмельницького [5] обумовили наявність значних площ під схилами різної крутості і створили сприятливі умови для розвитку зсувів, так само, як геологічна будова: четвертинні відклади еолово-делювіального, алювіального, делювіального, болотного походження залягають на сарматських глинах неогену, поверхня яких при сприятливих умовах перетворюється на поверхню ковзання, часто внаслідок антропогенного впливу.

Окрім тісного зв'язку з сезонними кліматичними змінами (переважно зсуви відбуваються у весняно-літній час), періоди активізації зсувів залежать і від багаторічної циклічності кількості опадів. Дослідження таких зв'язків на території Хмельницької області показали, що можна виділити 5-6-річні цикли атмосферних опадів. Максимуми їх припадали, наприклад, на 1974-76 і 1981-82 рр. Якраз на ці роки припали й періоди активізації зсувів по області [13].

Але саме для міста Хмельницького ця залежність матиме дещо інший характер. Справді, максимум річних сум опадів на початку 80-х рр. XX ст. (рис. 1) співпав зі значним

пожвавленням розвитку зсувних процесів, конкретні приклади чого буде наведено нижче. Але на території міста значну роль відіграє антропогенний вплив, який географічно не детермінований. Більш імовірно існування триваліших циклів, про що свідчать, наприклад, деякі повторні зсуви. Однак, ці питання вимагають додаткового вивчення.

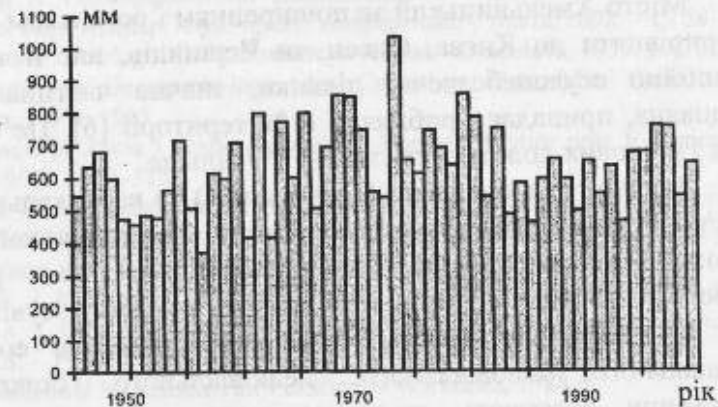


Рис. 1. Річна кількість опадів у м. Хмельницькому, мм.

Форми рельєфу, пов'язані з давніми і сучасними зсувними процесами, знаходимо на лівому березі Південного Бугу, який простягається у межах міста більше як на 10 км. Східна частина, нижча і пологіша, – забудована. Старі зсуви на заході цієї ділянки мали місце на висоті 325-320 м (точка №1 на рис. 2). Ця частина має значну крутість, нерідко і 20°. Схил досить ритмічно розчленований балками, які знаходяться одна від одної на відстані 250-300 м. І хоча в них достатньо круті й асиметричні схили, зсуви, переважно фронтальні, знаходяться між балками. Стінки відриву мають висоту 1,5-4,0 м, здебільшого задерновані, на тілах зсувів також є уступи та

численні горби. Частина з цих стінок відриву показана ще на топографічних картах середини ХХ ст., а деякі й на картах початку ХХ ст. Не дивлячись на потенційну зсувонебезпечність схилу, біля його підніжжя у 2000 р. почали споруджувати став.

У центральній частині лівобережжя зсувонебезпечний схил був терасований для потреб містобудування, але деякі старі зсуви залишились поміж житлових кварталів. Інженерно-геологічні характеристики схилу наступні (ділянка на висоті 294,4-304,7 м, точка №2): потужність насипу 1,0-1,8 м, ґрунту 0-0,6 м, нижче йде глина жовто-бура і сіра, тверда, з прошарками піску, супіску і суглинку; рівень ґрунтових вод 3,5-3,0 м (переважно у глинах) [4].

Кілька сот метрів на схід картина дещо інша (точка №3). На висоті 309,7 м потужність насипу 1,8-3,2 м, нижче залягають четвертинні непросадочні суглинки потужністю 1,1-2,0 м, нижче йде глина строката, напівтверда, косошарувата, з прошарками (до 0,05 м) піску дрібного і супіску. Рівень ґрунтових вод на 1,8 м (де є антропогенні відклади) і до 4,8 м у глинах [4]. Споруджений тут у 70-х рр. на стрічкових фундаментах дев'ятиповерховий будинок зазнав значних деформацій, бо втрати води з комунікацій викликали зсувні процеси. Рівновагу було порушено і будинок нерівномірно просів.

На західній окраїні Лезневого (схід лівобережжя), у районі парникового господарства у 1978 р. стався фронтальний зсув завширшки 250 м і завдовжки 50 м на схилі крутістю 10° (точка №4). По глині сповзли суглинки і супіски, висота стінки відриву була у середньому 2 м, абсолютна висота голови зсуву становила 284 м, базису ерозії – 280 м. У результаті було пошкоджено лінії електропередач [13].

Для Хмельницького актуальною є проблема антропогенної активізації зсувів. Ще наприкінці 70-х – на



початку 80-х рр. XX ст. було зафіксовано п'ять антропогенних зсувів. Це й не дивно, бо поряд зі зміною кліматичних характеристик у той час зріс і вплив людської діяльності на природні процеси, зокрема, будівництва. Причини виникнення таких зсувів загальновідомі: підрізання схилів; додаткове зволоження порід за рахунок втрат з підземних комунікацій, створення штучних водойм; збільшення навантаження на схили внаслідок забудови; знищення рослинного покриву; динамічні навантаження тощо.



Рис. 2. Схема розташування зсувів.

Умовні позначення: — межі міста; **Лезневе** – назви мікрорайонів; арабськими цифрами вказані номери окремих зсувів і зсувонебезпечних ділянок (див. пояснення у тексті).

Так, у червні 1981 р. неподалік племінної станції (північно-східна частина Хмельницького, точка №5), а у червні 1982 р. по вул. Молодіжній (південний захід, точка №6) сталися два антропогенні зсуви, порівняння яких – у таблиці.

Таблиця  
Особливості зсувів м. Хмельницького [8, 9]

Характеристики	Зсув біля племінної станції	Зсув по вул. Молодіжній
Розміщення зсуву	Лівий схил балки на лівобережжі Південного Бугу	Правий схил правої притоки Плоскої
Параметри схилу:		
Протяжність, м	250	500
Висота, м	30	40
Крутизна, °	8	8
Експозиція	Пн З	Пн З
Поверхня тіла зсуву	Горбиста, вкрита рослинністю	Слабогорбиста, вкрита рослинністю
Параметри зсуву:		
Довжина тіла зсуву, м	150	100
Ширина тіла зсуву, м	150	110
Ширина тіла зсуву, м	2,25	1,1
Площа, га	2,5	1,0
Висота стінки відриву, м	3	4
Потужність зсувних відкладів, м		
Причини виникнення	Перезволоження покривних відкладів атмосферними опадами і стоками племянської станції	Перезволоження покривних відкладів атмосферними опадами і стічними водами внаслідок прориву каналізації

В обидвох випадках по поверхні сарматських глин сповзли четвертинні лесовидні відклади. Як видно з таблиці, не останню роль тут відіграло погано організоване водовідведення. Так, у другому випадку зволоження схилових відкладів водами з пошкодженої каналізаційної труби за 20 м від голови зсуву тривало чотири роки, а літні зливи пришвидшили розвиток процесу і спровокували зсув. Звичайно, згодом ці та інші ділянки рекультивували: зробили відповідний дренаж, засадили деревами. Але і тепер на першому з описаних зсувів підземні води де-не-де виходять на поверхню, дерева в обидвох випадках мають вигнуті стовбури, тобто зсуви знаходяться в стані тимчасової стабілізації.

Зсуви на схилі балки біля вододілу між Південним Бугом і його лівою притокою у квітні 1985 р. (точка №7) і на лівому березі Південного Бугу у травні 1989 р. (точка №8) були викликані однаковою причиною: підрізанням схилу. У першому випадку – при копанні траншеї, у другому – при плануванні території [3, 10].

У першій половині 90-х рр. ХХ ст. настало певне затишшя у проявах зсувних процесів. Щодо зсувів кінця 90-х рр., то спостерігається наступна тенденція: якщо раніше природно-антропогенні зсуви проходили у природних породах внаслідок антропогенного поштовху, то тепер – переважно у антропогенних відкладах, тому зафіксовані і на насипних спорудах терас.

У 1997 р. сповзло 20 м підірної стіни – частини вул. Толстого (точка №9). Тріщини заколювання тут з'явилися кілька років перед тим, а однією з головних причин виникнення зсуву були динамічні навантаження на цю насипну дорогу від автотранспорту і розміщеної поряд залізниці.

У березні 2000 р. стався повторний зсув на правому схилі балки на правому березі лівої притоки Південного Бугу

(точка №7). Ще у квітні 1985 р. на другий день після прокопування траншеї завглибшки 3 м тут утворився зсув з тілом завдовжки 30-40 м і завширшки 180-200 м. Максимальна висота стінки відриву досягала 2,5 м при середньому значенні 0,5 м. Схил до забудови мав крутість  $12^\circ$ , у привододільній частині –  $7^\circ$ , потужність четвертинних суглинків відповідно від 1 до 7-8 м [3]. Окрім порушення рівноваги схилу внаслідок його підрізання траншеєю, не останню роль тут відіграли відсутність зливової каналізації та втрати води з підземних комунікацій. Тоді було рекомендовано не допускати підрізання схилу, полагодити підземні водні мережі і організувати стік поверхневих вод.

За 15 наступних років територію підсинали, а у днищі балки спорудили став, дно якого заглибили на 2-3 м, підірня стіна відділяла насип від заболоченої долини. Якщо у 1985 р. сповзли четвертинні суглинки, то у 2000 р. – насипні відклади, потужність яких була від 1-2 до 6 м. Зсув мав циркоподібну форму, довжину 35 м і ширину 40 м, у східній частині зсувні блоки утворили три уступи заввишки до 1 м кожен. Вода з прокладеної на глибині 3 м зливової каналізації розвантажувалась у насипні відклади. У результаті зсуву було зруйновано загорожу з залізобетонних плит, асфальтове покриття площею  $550 \text{ м}^2$  [10]. Через 5 місяців, у серпні, тут були тріщини заколювання завширшки до 10 см, продовжували деформуватись і сповзати розміщені біля бровки уступу гаражі.

Невеликі зсуви типу опливин, краплеподібної форми, виникають також на схилах кар'єрів. Для таких схилів властиві і мікрозсуви циркоподібної форми з висотою стінки відриву 0,5 м, шириною 1 м. Їх ми зустрічали на кар'єрі у Дубовому. У західній частині цього ж кар'єру у 2000 р. стався фронтальний зсув у четвертинних відкладах (точка №10). Цю ділянку спланувували для будівництва гаражів. Висота стінок відриву

становила у середньому 4 м. Відсутність рослинного покриву сприяла і значному розвитку ерозії, що теж не могло не впливати на зсувні процеси.

Загалом, і природні, і природно-антропогенні зсуви частіше трапляються на схилах північно-західної чи південно-західної експозиції, супутнім процесом виступає ерозія.

Наведені вище факти дозволяють класифікувати і типізувати зсуви на території Хмельницького за цілим рядом ознак, використовуючи [1, 2, 7, 11, 12 та ін.]: 1) за відношенням до структури гірських порід зсуви належать до консеквентних (зсуви сучасних ґрунтів по підстилаючих породах, четвертинних відкладів по неогенових глинах), асеквентних (у четвертинних відкладах, у тому числі антропогенних); 2) за глибиною захвату порід зсувними деформаціями переважають поверхневі зсуви (до 1 м) і мілкі (від 1 до 5 м); 3) за формою у плані – фронтальні, циркові, яких практично порівну, рідше трапляються крапелоподібні; 4) за об'ємом – малі (до 10000 м<sup>3</sup>) і середні (10000-100000 м<sup>3</sup>); 5) за механізмом зсувного процесу – зсуви здвигу, рідко – в'язкопластичні; 6) за часом, протягом якого проходить процес сповзання, – одночасові, періодичні; 7) за часом виникнення різко переважають сучасні і недавні (десятки років тому); 8) за генезисом – ерозійні (наслідок підсікання схилів процесами природної ерозії), гідрогенні (наслідок дії підземних та інфільтраційних вод на породи, що складають схил), антропогенні, полігенні.

На півночі міста (лівобережжя Південного Бугу, межиріччя Південного Бугу і Зінчиці), ураженість зсувними та потенційно зсувонебезпечними ділянками становить 0-0,28 при середньому значенні 0,09; у Гречанах (лівобережжя Плоскої), – 0,06-0,13, середнє 0,10; на межиріччі Плоскої, Південного Бугу і Самця (не враховуючи терас), – 0,06-0,26, середнє 0,18; на правобережжі Самця у Ружичній, – 0,12-0,20,

середнє 0,16; на правобережжі Самця у Книжківцях, – 0,14-0,26, середнє 0,19.

За особливостями прояву зсувних процесів територію міста можна поділити на два райони:

I – район з різним відсотком забудови (від 0 до 100 %), без природних передумов для розвитку зсувів, але з випадками природно-антропогенних зсувів на насипних спорудах (заплави рік, перша і друга надзаплавні тераси Південного Бугу, лесове плато на межиріччі Південного Бугу і Самця);

II – район зі зсувами і зсувонебезпечними ділянками: а) підрайон з досить щільною, переважно багатоповерховою забудовою, з численними потенційно зсувонебезпечними ділянками, з старими і антропогенно активізованими зсувами (лівобережжя Південного Бугу, а також розчленоване межиріччя Південного Бугу і Самця); б) підрайон з малоповерховою розрідженою забудовою або без неї, з багатьма потенційно зсувонебезпечними ділянками і окремими випадками природних і природно-антропогенних зсувів (мікрорайони Гречани, Ружична, Книжківці, Лезневе).

Щоб запобігти перетворенню потенційно зсувонебезпечних ділянок на зсувні, необхідно проводити спеціальні заходи (дренування схилових відкладів, захист будівель від підтоплення, у тому числі кращий контроль за станом водних мереж, спорудження банкетів і контрбанкетів тощо), а також дотримуватись відповідних норм будівництва. Суттєву допомогу у розв'язанні цієї проблеми надала б стаціонарна мережа спостережень за сучасними екзогенними процесами на території міста.

#### Список літератури

1. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. – М.: Изд-во МГУ, 1971.
2. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. – М.: Недра, 1972.



3. Заключение о причинах возникновения оползня на левом слоне р. Южный Буг / Подольская инженерно-геологическая и гидрогеологическая партия. – Хмельницкий, 1989.
4. Инженерные изыскания на участках / Хмельницкий отдел комплексных изысканий УкрГИИНИТИЗа (з 1991 р. – „Хмельницькийбудрозвідання“). – Инв. №№ 102-2108. – Хмельницкий, 1972-1998.
5. *Колтун О.* Рельєф міста Хмельницького // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2001. Вип.28. – С. 113-118.
6. Краткое заключение о состоянии и развитии экзогенных геологических процессов на территории г.Хмельницкого / Подольская инженерно-геологическая и гидрогеологическая партия. – Хмельницкий, 1985.
7. *Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра, 1977.
8. Паспорт оползня №365, г. Хмельницкий, племстанция / Подольская ИГП.
9. Паспорт оползня №367, г. Хмельницкий, ул. Молодёжная / Подольская ИГП.
10. Про розвиток зсувів по вул. Проспект Миру, 71/36 / Подільська ІГП. – Хмельницький, 2000.
11. Рекомендации по количественной оценке устойчивости оползневых склонов / ПНИИИС. М.: Стройиздат, 1984.
12. *Саваренский Ф.П.* Инженерная геология.- М.: ГОНТИ, 1939.
13. *Чернышов В.Н., Бедрок Л.В., Иценко А.П.* Отчёт по изучению современных экзогенных процессов на территории Винницкой и Хмельницкой областей по результатам работ за 1978-1980 гг. / Правобережная геологическая экспедиция. – К., 1980. – Т.1. Хмельницкая область.

#### THE LANDSLIDES WITHIN THE KHMEL'NYTS'KYJ-CITY

Oksana Koltun

Khmel'nyts'kyi-city is situated in the eastern part of the Podolien eminence where the rivers Ploska and Samets' fall into the river South Buh. Nearly 6% of the territory are potentially landslide-dangerous. The factors of rise and development of the landslides within the Khmel'nyts'kyj-city are considered in the article. The description such of the natural and natural-anthropogenic landslides and city's regionalization after the specific of this processes are given.

#### ОБ'ЄКТИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ УЖАНСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ

Діана Кричевська

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Організований у 1999 році Ужанський національний природний парк (НПП) є порівняно молодого природоохоронною територією.

Визначну роль у створенні НПП відіграло його географічне положення вздовж польсько-словацько-українського кордону. Оскільки значна частина парку знаходилась за контрольно-сигнальною смугою, де діяв обмежений режим лісокористування, тут збереглися пралісові екосистеми, які є найціннішими природоохоронними об'єктами парку. Прикордонне розташування Ужанського НПП сприяло також тому, що парк отримав статус біосферного резервату. Разом із сусідніми словацькою та польськими природоохоронними територіями Ужанський НПП утворює міжнародний біосферний резерват "Східні Карпати".

Одночасно прикордонний режим не сприяв проведенню наукових досліджень на території парку. У результаті Ужанський НПП залишається своєрідною "білою плямою" для науковців.

Аналіз літературних джерел по регіону показує, що особливо мало дослідженими залишилися компоненти неживої природи, зокрема, рельєф, ґрунти, клімат, поверхневі та підземні води. Вони частково охарактеризовані у колективній монографії "Ужанський національний природний парк" (Крічфалушій В.В., Іванега І.Ю. та ін., 2001), а також в

окремих публікаціях (Стойко С., Шушняк В., Кричевська Д., 1998; Кричевська Д.А., Брусак В.П., 1999; Брусак В.П., Кричевська Д.А., 2002). Детальна інформація про геологічну будову регіону розташування НПП міститься у роботі Даниша В.В. (1973).

Геоморфологічна будова Ужанський НПП є досить неоднорідною. За геоморфологічною схемою Закарпатської області (Демсдок М.С., 1981) в межах парку виділяються дві головних морфоструктури: Полонинська та Верховинська.

**Полонинська морфоструктура** приурочена до Дуклянської тектонічної зони, яка займає західну частину парку. В її будові беруть участь флішові утворення верхньокрейдового та палеогенового віку. Поділ цієї морфоструктури у межах НПП на морфоструктури нижчого порядку обмежується виділенням лише однієї – Рівненською (або Рунською) морфоструктури III-го порядку, яка морфоструктура, що розташована на правобережжі Ужа, яка вимагає свого визначення. Враховуючи, що вона також приурочена до Дуклянської тектонічної зони її умовно можна назвати морфоструктурою Равки (від назви гори Велика Равка (1302 м), що знаходиться у Польщі). Від цієї вершини розходяться гірські хребти у північно-західному, західному (польсько-український та польсько-словацький кордони), південно-західному (польсько-український кордон) напрямках. Їх абсолютні висоти становлять 1000-1100, рідше - 1200 м н.р.м.; відносні – 800-900 м. Таким чином, ця складова Полонинської морфоструктури відрізняється порівняно низькими абсолютними і відносними висотами. Тут переважає крутосхиливий середньогірний ерозійно-тектонічний рельєф і тільки вздовж долини р.Стужиці поширене пологосхиле низькогір'я. Ще однією особливістю цього району є наявність тут, окрім низьких (голоценових), середніх (верхньо- і середньоплейстоценових) річкових терас.

**Верховинська морфоструктура** виражена у східній частині парку і приурочена до Кросненської тектонічної зони. В її будові важливу роль приймають палеогенові, переважно (за площею поширення) - еоценові відклади. Тут переважає низькогірний та середньогірний ерозійно-тектонічний рельєф. Перший відповідає морфоструктурі III порядку - Ворітській верховині (Сливка Р., 2001). Тут переважає пологосхиле низькогір'я, розчленоване поздовжніми притоками Ужа – річками Лубня, Мошка, Тихий, Сухий, Гусний. Зауважимо, що дещо нетиповими для цієї частини низькогір'я є порівняно значні абсолютні висоти окремих вершин на правобережжі Ужа: г.Вежа – 878 м, г. Плішка – 1056 м, г. Менчіл – 1008 м. Ці відокремлені одна від одної гірські вершини складені еоценовими відкладами, що представлені груборитмічним пісковиковим флішем.

Середньогірний рельєф сформований в межах Верховинського Вододільного середньовисотного ерозійно-антиклінального хребта, який на території НПП складається з двох відтинків. Перший починається від перевалу Буковська і завершується Ужоцьким перевалом (852 м), розділяючи басейни Тиси та Вісли. Тут знаходиться найвища вершина Вододільного хребта в межах НПП - г.Кінчик Буковський (1250 м). Другий відтинок хребта простягається від Ужоцького перевалу до г.Старостиня (1226 м), розділяючи басейни Тиси та Дністра. Верховинський хребет так само, як і вершини гір Вежа, Плішка, Менчіл сформований еоценовим груборитмічним пісковиковим флішем.

Таке геоморфологічне різноманіття парку повинно було стати передумовою значної кількості геолого-геоморфологічних об'єктів, що заслуговують на увагу та охорону. Проте, до створення Ужанського НПП, в межах його сучасної території існувала лише одна геолого-геоморфологічна пам'ятка природи місцевого значення – печера

“Княгиня”, площею 1,5 га, створена в 1984 році. До визначних об’єктів неживої природи НПП відносяться 10 джерел мінеральних вод, яким також надано категорію пам’яток природи місцевого значення в 1969 і 1984 роках.

У процесі підготовки “Наукового обґрунтування створення Ужанського національного парку...” (1998) було визначено нові геолого-геоморфологічні та ботанічні об’єкти, які заслуговують на увагу та вимагають запровадження певного режиму охорони (Стойко С., Шушняк В., Кричевська Д., 1998). До геолого-геоморфологічних об’єктів були віднесені: 1) відслонення флішових порід з палеофауною в околицях с.Ужок; 2) нафтопрояви в околицях с.Луг; 3) олістоліт серед флішових порід у с.Волосянка; 4) Ужоцький перевал як місце стикування басейнів річок Тиси, Дністра, Вісли; 5) вершина г.Кременець (1221 м) як місце стикування трьох державних кордонів; 6) урочище “Чорні млаки” як ймовірне місце падіння одного з уламків метеориту “Княгиня”; 7) витік р.Уж.

У червні–серпні 2004 року в рамках розробки “Проекту організації території, охорони, відтворення та рекреаційного використання природних комплексів та об’єктів Ужанського НПП” нами були проведені польові дослідження у басейні р.Стужиця, в результаті яких виявлені нові об’єкти неживої природи, що потребують спеціальної охорони. Найбільша увага приділялась геолого-геоморфологічним і гідрологічним об’єктам, які були описані та нанесені на картосхему (масштаб 1: 50 000) (рис.1). Нижче наводимо опис деяких з цих об’єктів:

**1. Печери.** Печери Ужанського НПП наймовірніше є колишніми копальнями. Під час I-ої Світової війни багато з них використовувались у якості бліндажів. Досліджені нами печери у басейні р.Стужиця приурочені до масивних та грубоверстуватих пісковиків Ставнянської світи (еоцен).

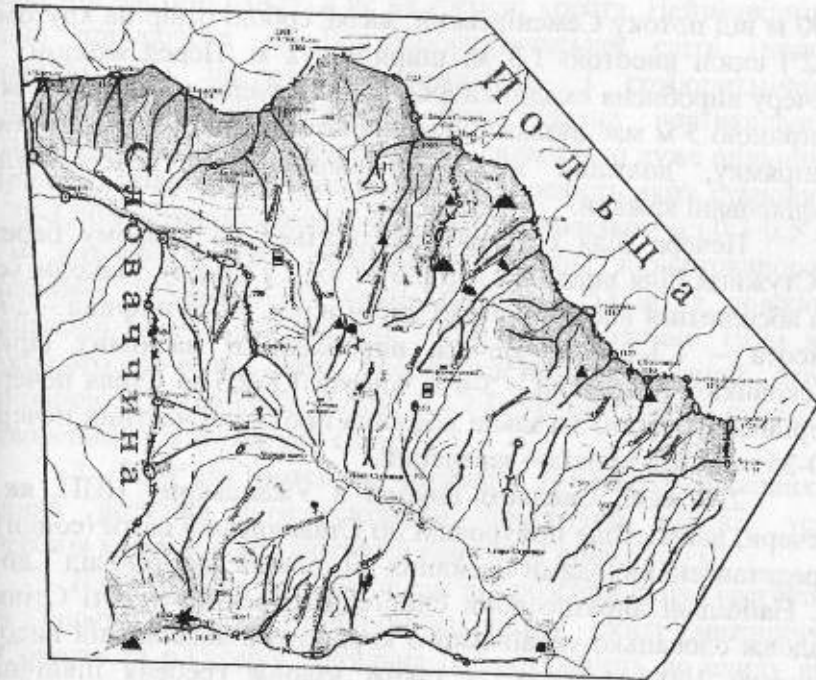


Рис. 1. Картосхема об’єктів неживої природи басейну р.Стужиця (Ужанський НПП)

Умовні позначення:

- |     |                                     |   |  |
|-----|-------------------------------------|---|--|
| ○   | Гірські вершини (опуклі, згладжені) | ● | Мінеральні джерела                         |
| —   | Гребені хребтів                     | ♀ | Прісні джерела                             |
| ×   | Сідловини                           | ▲ | Масивні виходи пісковиків (висотою до 4 м) |
| --- | Державний кордон                    | ▲ | Скелясті утворення (висотою понад 4 м)     |
|     |                                     | ■ | Геологічні відслонення                     |
|     |                                     | ▲ | Кам’яністі розливи                         |
|     |                                     | ■ | Печери                                     |
|     |                                     | ★ | Одне з місць падіння метеориту “Княгиня”   |

Печера “Метрова яма” знаходиться на лівобережжі р.Стужиця на північно-східному схилі безіменної гори на висоті 600 м над рівнем моря. Вхід розташований на відстані



200 м від потоку Семенівський, являє собою отвір на крутому (32°) схилі висотою 1,3 м, шириною 2 м. Перед входом у печеру вирублена сходинка 3x2 м. Зал печери довжиною 4 м і шириною 5 м має вузький ущелиноподібний хід у південному напрямку, довжина якого – невідома. У печері були зафіксовані кажани.

Печера біля с.Загорб знаходиться на правому березі р.Стужиця біля впадіння її в р.Уж. вхід у печеру знаходиться на абсолютній висоті близько 300 м н.р.м. Його ширина – 2 м, висота – 1,3-1,4 м. Печера вирублена в масивних сірих пісковиках. Її ширина – 3-4 м, висота 1,8-2,5 м. Стеля печери нерівна, зубчаста. Загальна довжина прохідної частини печери 30-35 м, а далі прохід – завалений.

**2. Скелі.** Скелясті виходи в Ужанському НПП, як і печери, найчастіше приурочені до Ставнянської світи (еоцен) і представлені виходами масивних пісковиків висотою від 3 до 8 м. Найбільш виразно вони спостерігаються на хребті Стінка вздовж словацько-українського кордону на абсолютній висоті близько 1000 м н.р.м., а також вздовж гребеня північно-східного відрозу гори Голаня (854 м). На цих ділянках масивні скелясті утворення простягаються на відстань 1-1,5 км.

Очевидно, до ставнянської світи приурочені скелясті виходи пісковиків на хребті Кам'яний. Вони зафіксовані на висоті 900 м н.р.м. Висота скелястої стіни становить 4-5 м, довжина – 7-8 м. Падіння порід є перпендикулярним до напрямку простягання хребта. Кут падіння – 65°. Навколо скелі схили південної та південно-східної експозиції покриті кам'яними розсипами. Розміри уламків пісковиків складають 0,5-1,5 м.

Скеля “Дірява скеля” (850 м н.р.м.) знаходиться на схилі західної експозиції, на межиріччі р.Соколів та р.Суха поточина на відстані 80-100 м від долини р.Соколів. На відміну від інших зафіксованих нами скель вона розташована в

середній частині схилу, а не на гребені хребта. Найімовірніше вона приурочена до Верхньоберезнянської світи (нижня крейда), яка представлена середньо- і груборитмічним піщанистим флішем. Скеля представлена вертикальною стінкою (кут падіння порід 82°-87°), складеною дуже щільними сірими пісковиками і гравелітами, потужність яких становить 0,78-1,40 м. Висота скелястої стінки коливається від 0,3-0,5 до 7 м. Загальна довжина скельного утворення, зорієнтованого в напрямку із заходу на схід, становить 53 м, а довжина найвищої (до 4-7 м) частини – 33 м. На відстані 19 м від західного початку скелі спостерігається наскрізний отвір шириною 0,14-0,50 м, висотою 4-4,2 м. На цій ділянці скелясте утворення нагадує фігуру слона.

**3. Кам'яні розсипи.** Розсипи з уламків пісковиків різних розмірів розповсюджені практично вздовж усіх гребенів хребтів з абсолютними висотами понад 800 м.

Найбільші за розмірами кам'яні розсипи типу “гредотів” ми спостерігали на північно-західному схилі межиріччя р.Соколів та р.Гусарів. Загальна їх протяжність по схилу від гребеня до русла потоку становить 300-350 м. Такі ж розміри характерні для кам'яного розсипу на лівобережжі р.Суха поточина.

**4. Вершини гір.** До гірських вершин на території парку, які заслуговують на увагу потрібно віднести г.Кінчик-Буковський (1250 м) як найвищу вершину Ужанського НПП.

**5. Гідрологічні об'єкти.** Ужанський НПП в цілому характеризується значною кількістю мінеральних джерел різного хімічного складу. У межах басейну р.Стужиця виявлено три джерела, які не занесені до переліку пам'яток неживої природи парку. Це два джерела під місцевою назвою “Подзвони”, розташовані в руслі притоки р.Кривий на відстані 20 м одне від одного. Обидва джерела із значним вмістом сполук заліза, на що вказує червонувато-іржавий відтінок

осаду. У нижньому джерелі періодично відбувається викид газів. Ці джерела приурочені до відкладів верхньоберезнянської світи верхньої крейди. Третє джерело – “Папоротний” знаходиться в руслі тимчасового водотоку, що впадає у р.Папоротний. Від попередніх відрізняється меншим вмістом сполук заліза та низьким дебітом. Джерело приурочене до відкладів нижньоберезнянської світи верхньої крейди.

Враховуючи значну кількість об'єктів неживої природи, що були зафіксовані нами в межах басейну р.Стужиця, слід очікувати, що перелік пам'яток неживої природи в Ужанському НПП буде збільшуватися при подальших польових дослідженнях.

#### Список літератури

1. Брусак В.П., Кричевська Д.А. Ландшафтна будова території національного природного парку “Ужанський” // Матер. міжнар. конф. “Гори і люди” – Рахів: ЗАТ “Надвірнянська друкарня”, 2002, т.2. – С.229-233.
2. Даниш В.В. Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат. К., Наукова думка, 1973.
3. Демедюк М.С. Геоморфологія. // Природа Закарпатської області. Львів: Вища школа. Вид-во при Львів. ун-ті, 1981. – С.48-61.
4. Кричевська Д.А., Брусак В.П. Грунти та типи лісу регіонального ландшафтного парку “Стужиця” (Міжнародний біосферний резерват “Східні Карпати”) // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 1999. Випуск 25. – С.66-70.
5. Кривалушій В.В., Іванега І.Ю., Луговой О.Є., Будников Г.Б. та ін. Ужанський національний природний парк - Ужгород, 2001.
6. Наукове обґрунтування створення Ужанського національного парку, як частини міжнародного польсько-словацького-українського біосферного заповідника // Інститут екології Карпат НАН України, Львівський держуніверситет. Львів - 1998.
7. Стойко С., Шушняк В., Кричевська Д. Регіональний ландшафтний парк “Стужиця” – частина польсько-словацько-українського біосферного резервату “Східні Карпати” та його значення для збереження природи та культурної спадщини // Праці наукового товариства імені Шевченка. Том II. Екологія, Львів –1998. С.432-447

8. Сливка Р. Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат. - Львів, 2001.

#### SITES OF NON-LIVING NATURE OF THE UZHANSKYI NATIONAL NATURAL PARK

Diana Krychevska

Peculiarities are described of the geomorphological structure of the Uzhanskyi National Natural Park and a description is given of the sites of non-living nature, i.e., caves, rocks, rock dissipation, mineral sources.

## ПІШОХІДНИЙ МІКРОРЕЛЬЄФ ЕПС КНПП “СТЕЖКА ДОВБУША”

Ігор Гнатяк

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Використання територій природних заповідників, заповідних урочищ, заповідних зон національних природних парків та біосферних заповідників регулюється природоохоронним законодавством України [6] і можливе лише з метою проведення еколого-освітньої роботи. Для цього визначаються певні маршрути (еколого-освітні стежки), що мають проходити по околицях об'єкта або історично існуючих стежках чи ґрунтових дорогах [3].

Під впливом антропогенних навантажень та природних умов, туристичні шляхи об'єктів природно-заповідного фонду поступово втрачають цінні рекреаційні властивості [4]. Як наслідок – відбувається ущільнення та ерозія ґрунтів, витоптування та знищення лісової підстилки, трав'яного покриву, пошкодження коренів дерев тощо.

На території Карпатського НПП прокладено близько 40 пішохідних стежок туристичного, науково- та еколого-пізнавального типу, три лижних та три водних маршрути загальною протяжністю понад 250 км. Особливо популярними серед відвідувачів парку є еколого-пізнавальні стежки “На Говерлу”, “Стежка Довбуша” та “На Явірник”.

Еколого-пізнавальна стежка „Стежка Довбуша” проходить по схилах г. Маковиця (984,5 м). Довжина її 4 км, висота початкової точки 540 м над рівнем моря, кінцевої – 745 м [1]. Приблизно до висоти 550 м профіль стежки виположений, з незначним підйомом. Згодом починається

досить стрімкий підйом (до висоти 575 м), що змінюється менш стрімким (580-625 м). В подальшому стежка поступово виположується (625-655 м) і переходить в майже горизонтальну (поблизу 4-го ступеню та повороту біля урвища). Незначні підйоми чергуються з майже горизонтальним проходженням та різкими спусками і підйомами (650-680 м) стежки. На завершальному етапі, стежка стрімко веде вгору до скельних утворень (680-745 м). Зворотній напрямок стежки, після незначного, майже горизонтального проходження, змінюється ділянками різкого спуску та слабо нахиленими (740-650 м). Після висоти 650 м стежка виходить на попередній маршрут підйому.

За розташуванням відносно елементів рельєфу на „Стежці Довбуша” можна виділити ділянки з низинними, перехідними та схиловими (поздовжні, поперечні та серпантинні) видами стежок. Додатковими критеріями виділення може бути матеріал основи (бровки) ступенів (корені, кам'яністі виходи, ґрунт), цілісність ступенів (нормальна, часткова), наявність акумулятивного матеріалу тощо.

*Низинний* тип стежки характеризується майже горизонтальним проходженням, значною шириною (2,5-3,5 м) та наявністю центрального підвищення і двох понижень з боків. В поперечному профілі стежки можна виділити три частини (зліва-направо): ліве пониження, центральна випукла частина та праве пониження. Тальвеги понижень знаходяться на 10-15 см нижче від ділянок з рослинним покривом за межами стежки. Схили понижень вкриті шаром (1-2 см) відмерлого листя та хвої в поєднанні з дрібноуламковим матеріалом (розміри – до 5 см). В тальвегах понижень відбувається концентрація та стік опадів, що призводить до розмиву наносів та часткового врізу в основу стежки. Центральна випукла частина стежки характеризується



більшими розмірами уламків (5-15 см) та звивистістю в плані (внаслідок меандрування водних потоків в пониженнях).

Особливістю *перехідного* типу (між низинним та схиловим) є поступове збільшення крутизни та розмірів уламків, наявність центрального пониження і приуроченого до нього невеликого за розмірами русла тимчасових водних потоків. В межах „Стежки Довбуша” нами виділено два підтипи: гладка „бруківка” та „бруківка з щебенем”. Перший підтип розташований гіпсометрично вище (500-600 м) і отримав назву завдяки відшліфованим виходам пісковиків. Ширина стежки значна (2,5-3 м), розміри відшліфованих та згладжених уламків камення, що розташоване дуже близько одне біля одного, сягають 15-25 см в діаметрі. Наявність акумулятивних відкладів зумовила назву іншого підтипу. Поширений на абсолютних висотах 540-560 м. Ширина близько 3 м. По боках стежки відслонюються (50-70 см), ґрунтовий покрив та корінні породи. Русло тимчасового потоку меандрує по всій ширині стежки. Для нього характерний дрібноуламковий (5-15, подекуди до 35 см в діаметрі) матеріал.

Від 550-560 м абсолютної висоти починається відчутний підйом стежки. Відбувається звуження її ширини до 1,5-2 м (центральна – вирівняна (шириною до 1 м), та дві схилі частини поперечного профілю шириною до 0,5 м кожна), подекуди розтросення стежки як наслідок пристосування її до виходів пісковиків та коренів дерев. Стежка проходить вздовж, серпантинно та попереку схилу.

*Поздовжній* тип поширений на абсолютних висотах 560-625 м, 680-740 м та характеризується значною різноманітністю. Найчастіше зустрічається ступеневидний вигляд стежки з кам'янистою, кореневою чи коренево-кам'янистою брівкою ступенів. Коренево-ступінчаста поздовжня стежка (чи ділянка стежки) складається з множини

хаотично експонованих коренів дерев, розміщених ярусами або окремими ступенями. Площадка ступені, як правило незначної ширини (до 30 см), складена ґрунтом з плащем дрібноуламкового матеріалу та відмерлого листя (хвої), оконтурюється корінням дерев, що затримує наноси ґрунту та щебеневаті уламки. Подекуди коріння виходить за межі ступені чи росте вздовж схилу, що сприяє концентрації водних потоків та лінійному розмиву. Вертикальна частина ступені має висоту 5-35 см, в ній експонуються ґрунтовий покрив та корінні породи, які подекуди осипаються.

У випадку експонування в межах стежки корінних порід, роль ступенів виконують субгоризонтальні або майже вертикальні ділянки кам'яних уламків. Зовнішні частини (поблизу брівки) ступенів, як правило відшліфовані, позбавлені моху чи лишайників. Акумуляція відмерлого листя, хвої, дрібних гілок відбувається в глибині ступені. Ширина стежки коливається від 70 см до 2 м. Висота ступенів 10-25 см. Із збільшенням розмірів уламків (від 50 см до перших метрів) зростає кількість та глибина ерозійних врізів між ними.

Посидання коренів дерев та скельних виходів обумовлює зменшення діаметру коренів рослин та, відповідно, більшу його кількість (нагадує „павутину”). При цьому шліфуються лише локальні, випуклі ділянки каменів; корені та краї каменів створюють більшу кількість брівок поблизу яких акумулюється плац відмерлого листя (хвої) та гілок.

*Поперечні та серпантинні* стежки чергуються вздовж всього маршруту на висотах від 625-675 та 725-740 м з поздовжніми. Ширина поперечної стежки сягає 0,7-2,5 м. З того боку, де схил зростає, відбувається експонування коренів дерев чи кам'янистих уламків, з іншого – своєрідний вал (висотою 20-30 см), складений акумулятивним матеріалом (поблизу стежки) та виходами коренів дерев, кам'янистих уламків при переході до схилу.

Подекуди, за умови незначного підйому чи спуску, поперечні стежки переходять у серпантинні. Грані виступів корінних відкладів сягають 30-50 см. Між виходами каміння чи кореневої системи дерев відбувається площинний змив з тенденцією до переходу в лінійний. Виступи каміння чи коренів з боків стежки є тільки зі сторони схилу, вал відсутній.

Різкі перепади рельєфу на поздовжніх та серпантинних ділянках стежки зумовлюють виникнення ерозійних різнорангових форм рельєфу.

Морфологія пішохідних туристичних стежок у значній мірі залежить від їх розташування відносно основних елементів рельєфу. Загалом, на ЕПС "Стежка Довбуша" нами виділено ділянки з низинними, перехідними та схиловими (поздовжні, поперечні та серпантинні) видами стежок.

Характерними рисами мікрорельєфу *низинних та перехідних* видів стежки є ширина та нахил поверхні, кількість від'ємних та додатних елементів в поперечному профілі стежки, наявність та розміри дрібноуламкового матеріалу.

Морфологічні ефекти трансформації рельєфу фіксуються на схилових поверхнях вершин гір. На формування мікрорельєфу *схилових* ділянок туристичних стежок, поруч з механічною деформацією поверхні під дією пішохідних навантажень, визначальний вплив має характер рослинного покриву та геологічного субстрату території досліджень.

Для поздовжнього типу схилового виду стежки характерним є ступеневидний вигляд стежки з кам'янистою, кореневою чи коренево-кам'янистою брівкою ступенів. Визначальними рисами мікрорельєфу є: характер брівки та основи ступені, локалізація відшліфованих ділянок в межах ступені та наявність акумулятивних відкладів.

Зовнішній вигляд серпантинних ділянок стежки обумовлюють виходи кореневої системи дерев чи геологічного субстрату зі сторони схилу та розвиток ерозійних процесів.

Відмінною рисою поперечних ділянок від серпантинного виду є акумулятивно-експозиційний вал на зовнішній частині поперечної стежки.

Вивчення мікрорельєфу рекреаційно-туристичного та ерозійно-денудаційного типу в поєднанні з станом ґрунтового-рослинного покриву пішохідних стежок дозволить ідентифікувати стадії трансформації рельєфу під дією рекреаційного навантаження.

#### Список літератури

1. Заповідна перлина Карпат (путівник по Карпатському НПП) / Клапчук В.М., Абрам'юк У.М., Вередюк В.Ю., Гайдук Л.М., Гоцул Л.Ф., Киселюк О.І., Корчемлюк М.В., Петришин М.Б., Побережник В.Й., Стефанюк Б.Б., Тимочко В.Б., Тимчук О.Б., Тимчук Я.Я., Тороус О.Б. – Коломия: Видавничо-поліграфічне товариство „Вік”, 2003.
2. Зінко Ю. В., Гнатяк І. С. Рекреаційна оцінка рельєфу та його трансформації в Українських Карпатах // Сучасні проблеми і тенденції розвитку географічної науки: Матер. міжнар. конф. до 120-річчя географії у Львівському університеті (24-26 вересня 2003р.). – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – С. 241–243.
3. Методичні рекомендації щодо визначення максимального рекреаційного навантаження природних комплексів і об'єктів у межах природно-заповідного фонду України за зонально-регіональним розподілом. – Київ, 2003.
4. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Україні у 2000 році. – Міністерство екології та природних ресурсів України, 2001.
5. Нога И. В., Шаталов В. М., Корнилова Н. В., Расин Ю. Г. Допустимая рекреационная нагрузка на линейных маршрутах в объектах природно-заповедного фонда Украины // Вісник ДПТБ, Донецьк, 2004. – Т. 8. – С. 1-6.
6. Постанова Кабінету Міністрів України від 28 грудня 2000 р. №1913. Київ. – “Про затвердження переліку платних послуг, які можуть надаватися бюджетними установами природно-заповідного фонду”.

## PEDESTRIAN MICRORELIEF ON THE "PATH OF DOVBUSH" IN THE CARPATHIAN NATIONAL PARK

Igor Gnatyak

Tourism is one of the most recent forms of anthropopression in the mountains. Some of the paths get degraded as a result of being trampled down by tourists either in a concentrated or a dissipated way. The concentrated trampling down causes linear erosion where the erosion gullies appear.

УДК 502.4

## MAPA OCHRONY PRZYRODY NIEOŻYWIONEJ POLSKICH KARPAT

Wojciech Rączkowski

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki*

W Oddziale Karpackim Państwowego Instytutu Geologicznego został opracowany temat: "Dokumentacyjne stanowiska geologiczne polskich Karpat fliszowych" mający za zadanie zebranie wiadomości na temat ochrony przyrody nieożywionej polskich Karpat fliszowych i przygotowanie podstaw do racjonalnej jej ochrony. W okresie późniejszym została wydana monografia pt. "Ochrona georóżnorodności w polskich Karpatach" (red. Z. Alexandrowicz, D. Poprawa, 2000), w której zostały zebrane wszystkie wiadomości na temat ochrony przyrody nieożywionej tego regionu.

Celem opracowania było podsumowanie wiadomości na temat ochrony obiektów przyrody nieożywionej, a w szczególności wszystkich odsłoneń geologicznych, tak pojedynczych jak i zgrupowanych w profile wraz z równoczesną propozycją ich zabezpieczenia. Są to odsłoneń utworów geologicznych w których występują wskaźnikowe zespoły skamieniałości, całe profile litostratygraficzne często z przejawami zjawisk tektonicznych i cechami wskazującymi na charakter sedymentacji. Obszarem zainteresowania jest teren polskich Karpat fliszowych. Północna granica opracowania pokrywa się z granicą głównego nasunięcia Karpat fliszowych na przedpole. Południową granicę stanowi granica państwa ze Słowacją i Czechami, a wschodnią granica z Ukrainą.

W opracowaniu oparto się na ustawie o ochronie przyrody z dnia 16 października 1991 roku, która po raz pierwszy w Polsce



zdefiniowała indywidualne formy ochrony przyrody nieożywionej (Dz.Ustaw RP nr 114, poz. 492 z dnia 12.12.1991 roku).

Ustawa ta przewiduje różne formy ochrony przyrody:

**Park narodowy** - obejmuje obszar chroniony, wyróżniający się szczególnymi wartościami naukowymi, przyrodniczymi, społecznymi i wychowawczymi o powierzchni nie mniejszej niż 1 000 ha, na którym ochronie podlega całość przyrody oraz swoiste cechy krajobrazu. Jest to najwyższa usankcjonowana prawnie forma przestrzenna chronienia obszarów bogatych przyrodniczo, najbardziej naturalnych ekosystemów i krajobrazów, niekiedy unikatowych. Wszelkie działania na terenie parku narodowego podporządkowane są ochronie przyrody i mają pierwszeństwo nad wszystkimi innymi działaniami. Część powierzchni parku narodowego lub cały park można wydzielić jako rezerwat ścisły, w którym nie prowadzi się żadnych prac o charakterze gospodarczym. Wszystkie polskie PN udostępnione są do zwiedzania, a za wstęp mogą być pobierane opłaty ustalone przez Dyrektora PN. Wokół PN przewiduje się wyznaczenie strefy ochronnej, tzw. otuliny PN, w której obowiązują zasady ochrony środowiska zabezpieczające teren parku przed szkodliwym oddziaływaniem czynników zewnętrznych.

Na obszarze polskiej części Karpat fliszowych występują następujące Parki Narodowe:

**Park krajobrazowy** - jest obszarem chronionym ze względu na wartości przyrodnicze, historyczne i kulturowe, a celem jego utworzenia jest zachowanie, popularyzacja i upowszechnianie tych wartości w warunkach racjonalnego gospodarowania. Obejmuje rozległy obszar z przewagą ekosystemów naturalnych lub stosunkowo mało przekształconych, odznaczających się różnorodnością przyrodniczą i urozmaiconą rzeźbą, a także ekosystemy utworzone w wyniku działalności człowieka (pola uprawne, pastwiska) z zabytkami kultury materialnej tworzącymi harmonijną całość z przyrodą.

Przedmiotem ochrony jest całość środowiska przyrodniczego i kulturowego, a szczególnie fizjonomia krajobrazu.

Tabela 1. Parki narodowe na obszarze polskich Karpat

Symb na mapie	Nazwa parku narodowego	Rok założenia	Powierzchnia [ha]	Charakterystyka	Uwagi Data i Akt utworzenia
A	Babiogórski	1954	1734	Obejmuje najwyższe partie pasma Babiej Góry. W 1977 roku wpisany na listę światowych rezerwatów biosfery UNESCO	Dz.U.1955r.nr 4 poz. 25
B	Tatrzański	1954	21164	Obejmuje całe Tatry po stronie polskiej oraz najcenniejsze fragmenty lasów na Pogórzu Bukowińskim. Wpisany na listę światowych rezerwatów biosfery UNESCO	Dz.U.1955r.nr 4,poz.25; zm.1981r.nr 18, poz.87.
C	Gorczański	1980	6744	Obejmuje centralną część masywu Gorców (bez Turbacza). Typowy park ochrony lasów	Dz.U.1980r.nr 18,poz.66

D	Pieniński	1954	2550	Obejmuje środkową część Pienin wraz z malowniczym przełomem Dunajca.	Dz.U.1955r.nr 4,poz.24
E	Magurski	1994	19962	Masyw Magury Wątkowskiej i przylegający do niej od S źródłowy odcinek Wisłoki	Dz.U. 1994, nr 126, poz. 618
F	Bieszczadzki	1973	27064	Obejmuje najwyższe masywy górskie Bieszczadów Wysokich. Wchodzi w skład Międzynarodowego Rezerwatu Biosfery "Karpaty Wschodnie"	Dz.U.1973r.nr 31,poz.179;pow. 1989r i 1991r.
G	Ojcowski	1956	1590	Obejmuje źródłową część doliny Prądnika z rzeźbą krasową i bogatą roślinnością	Dz.U. 1956, nr 4, poz. 22
E-ot	Otulina Magurskiego Parku Narodowego	1994	22967	Stanowi naturalną otulinę Magurskiego parku Narodowego	Dz.U. 1994, nr 126, poz. 618

Wokół parku krajobrazowego może być utworzona otulina - strefa ochronna zabezpieczająca przed szkodliwym oddziaływaniem czynników zewnętrznych. Jego utworzenie następuje na podstawie rozporządzenia wojewody.

**Rezerwat przyrody** - jest obszarem obejmującym w stanie naturalnym lub mało zmienionym: ekosystemy, określone gatunki roślin i zwierząt, elementy przyrody nieożywionej, mające istotną

wartość ze względów naukowych, przyrodniczych i kulturowych bądź krajobrazowych. Mniejsze od parków narodowych, ale funkcje i rygory ochronne są podobne i zależą od tego czy jest to rezerwat ścisły czy częściowy.

Tabela 2. Parki krajobrazowe na obszarze polskich Karpat i ich przedpola

Symb na mapie	Nazwa parku krajobrazowego	Rok założenia	Powierzchnia [ha]	Charakterystyka	Uwagi
a	Zywiecki	1986	35870	Obejmuje najwyższe partie Beskidu Żywieckiego o wielkich walorach krajobrazowych i przyrodniczych	Uchw.nr XII/79/86 WRN Bielsko Biała
b	Białańsko-Tyniecki	1980/82	5410		nrIII/11/80 WRN Katowice,XIII/65/81RN Kraków,XVI/70/82 Częst. - w skład Zesp.Jurajskich PK
c	Tenczyński	1980/82	11747	Chronią unikalny krajobraz krasowy Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej	w skład Zesp.Jurajskich PK
d	Dolinki Krakowskie	1980/82	13715	z ostańcowymi formami skalnymi na wyrównanej wierzchołwie	w skład Zesp.Jurajskich PK

e	Dłubniański	1980/82	6970		w skład Zesp. Jurajskich PK
f	Orlich Gniazd	1980/82	59663		w skład Zesp. Jurajskich PK
g	Popradzki	1987	54393	Obejmuje obydwa główne grzbiety Beskidu Sądeckiego - Pasma Radziejowej i Pasma Jaworzyny Krynickiej	Uchw. nr 169/XIX/87 WRN Nowy Sącz
h	Czarnorzecko-Strzyżowski	1993	25785	Fragmenty Pogórza Strzyżowskiego i Dynowskiego	
i	Jaśliski	1992	19520	Obejmuje wschodnią część Beskidu Niskiego z naturalnymi lasami bukowo-jodłowymi, bogatym zespołem fauny oraz źródłiskowe odcinki Wisłoka i Jasiołki.	Rozporz. Wojewody Krośnieńskiego nr 20
j	Ciśniańsko-Wetliński	1992	46025	Stanowi naturalną otulinę dla Bieszczadzkiego Parku Narodowego	Rozporz. Wojew. w Krośnieńsk. nr 17
k	Doliny Sanu	1992	35635	Stanowi naturalną otulinę dla Bieszczadzkiego Parku Narodowego	Rozporz. Wojew. w Krośnieńsk. nr 18
l	Gór Słonnych	1992	38096	Obejmuje ochroną ciekawy krajobraz pasm Gór Słonnych i Chwaniowa	Rozporz. Wojew. w Krośnieńsk. nr 19

m	Pogórza Przemyskiego	1991	61862	Obejmuje obszar najbardziej wartościowych fragmentów Pogórza Przemyskiego (Pogórza Dynowskiego), a więc twory Karpat fliszowych i częściowo twory miocenijskie zapadliska. Obszar rozcięty jest malowniczą meandrującą doliną Sanu	Rozporz. Wojew. w Przemyskim nr 11
n	Puszczy Solskiej	1988	28980	Obejmuje ochroną krajobraz kontaktu Kotliny Sandomierskiej i Roztocza	Uchw. nr XXVII/175/88 WRN Zamość; nr XXIV/175/88 WRN Przemysł
o	Południowo-oztoczański	1989	20376	Obejmuje ochroną krajobraz kontaktu Roztocza i Kotliny Sandomierskiej	Uchw. nr VII/40/89 WRN Przemysł i Zamość - str. ochr. wsp. z PK P. Solskiej

W systemie ochrony przyrody mają tworzyć pełną i racjonalną sieć obiektów która ma za zadanie: 1. objąć zasięgiem całe zróżnicowanie przyrodnicze kraju; 2. ochronić pierwotne i zbliżone do naturalnych zbiorowiska roślinne, cenne gatunki rodzime i endemiczne; 3. być podstawą restytucji zniszczonych środowisk i krajobrazu; 4. ochronić bogactwo przyrody i rodzimego



Tabela 3. Otuliny parków krajobrazowych na obszarze polskich Karpat i ich przedpola

Symb na mapie	Otuliny parku krajobrazowego	Rok założenia	Powierzchnia [ha]	Charakterystyka	Uwagi
a-ot	Żywieckiego	1986	21790		Utworzone rozporządzeniem wraz z Parkiem Krajobrazowym
g-ot	Popradzkiego	1987	23945		
h-ot	Czarnorzecko-Strzyżowskiego				
n-ot	Puszczy Solskiej	1988	1972		

krajobrazu dla celów naukowych, dydaktycznych i wypoczynkowych.

W Polsce do końca 1994 utworzono 1078 rezerwatów o powierzchni łącznej ponad 130 tys. ha, co stanowi 0,4 % powierzchni kraju. Z tej sumy tylko część chroni przyrodę nicożywną.

**Obszar chronionego krajobrazu** - obejmuje wyróżniające się krajobrazowo tereny o różnych typach ekosystemów. Zagospodarowanie tych systemów powinno zapewnić stan względnej równowagi ekologicznej systemów przyrodniczych. Obszar taki zajmuje teren o randze pełnej jednostki naturalnej wraz z całą infrastrukturą i ze względu na wartości przyrodnicze oraz estetyczne służy turystyce i rekreacji we wszystkich jej formach.

Ograniczenia obowiązujące na obszarze chronionego krajobrazu to: właściwa gospodarka ściekowa; bezpieczne, ekologiczne nawożenie mineralne; zakaz wznoszenia uciążliwych dla przyrody obiektów przemysłowych; zakaz emitowania szkodliwych substancji; ograniczenie intensywnej urbanizacji.

W Polsce zostały wydzielone 214 obszary chronionego krajobrazu o powierzchni około 5,0 mln ha, co stanowi 15,5 % powierzchni kraju.

**Pomniki przyrody** są obiektami objętymi ochroną indywidualną; mają największą i najdłuższą tradycję. Pomnikiem może być indywidualny obiekt, a także zespół obiektów spełniających warunki pod względem wartości przyrodniczych i rzadkości występowania. Są nimi np. pojedyncze drzewa lub grupy drzew, aleje, głazy narzutowe, odosobnione skałki. Obiekty takie oznaczone są tabliczką informującą że są chronione. Nadzór nad pomnikami przyrody posiadają konserwatorzy przyrody. Uznanie za pomnik przyrody następuje przez wojewodę na wniosek wojewódzkiego konserwatora przyrody przez wpisanie do rejestru pomników przyrody. Obecnie na obszarze Polski znajduje się około 20 000 pomników przyrody.

Wraz z wejściem w życie Ustawy o ochronie przyrody z 1991 r., weszły w życie nowe formy ochrony przyrody w postaci:

**Użytki ekologiczne** - są to zasługujące na ochronę pozostałości ekosystemów, mających znaczenie dla zachowania unikatowych zasobów genowych i typów środowisk, jak naturalne zbiorniki wodne, śródpolne i śródleśne "oczka wodne", kępy drzew i krzewów, bagna, torfowiska, wydmy, płaty nie użytkowanej roślinności, starorzecza, wychodnie skalne, skarpy, kamieńce, itp.

**Zespoły przyrodniczo-krajobrazowe** wyznacza się w celu ochrony wyjątkowo cennych fragmentów krajobrazu naturalnego i kulturowego, dla zachowania jego wartości estetycznych.

**Stanowiskami dokumentacyjnymi** przyrody nieożywionej są nie wyodrębniające się na powierzchni lub możliwe do udostępnienia, ważne pod względem naukowym i dydaktycznym miejsca występowania formacji geologicznych, nagromadzeń skamieniałości lub tworów mineralnych oraz fragmenty eksploatowanych i nieczynnych wyrobisk powierzchniowych i podziemnych.

Wprowadzenie indywidualnych form ochrony przyrody, o których mowa wyżej następuje w drodze rozporządzenia wojewody, które określa nazwę obszaru lub obiektu, jego

położenie, w miarę potrzeby otulinę oraz ograniczenia, zakazy i nakazy które mogą dotyczyć (w szczególności odnośnie przyrody nieożywionej) następującej działalności ludzkiej: wysypywania, zakopywania i wylewania odpadów lub innych nieczystości, innego zanieczyszczania wody, gleby i powietrza; dokonywania wszelkich lub istotnych zmian przedmiotów z obszarów objętych ochroną na czas określony lub nieokreślony; używania, użytkowania, uszkodzenia i zanieczyszczania przedmiotów i obszarów objętych ochroną; zmiany stosunków wodnych, regulacji rzek; wydobywania skał, minerałów, torfu i bursztynu; niszczenia gleby lub zmiany sposobu jej użytkowania; stosowania środków chemicznych w gospodarce leśnej, zadrzewieniowej i łowieckiej; prowadzenie działalności przemysłowej, rolniczej, hodowlanej lub handlowej; zbywania, nabywania, przewożenia lub wywożenia przedmiotów objętych ochroną albo ich części; ruch pojazdów; umieszczania na określonych przedmiotach lub obszarach objętych ochroną tablic, napisów, ogłoszeń reklamowych i innych znaków nie związanych z ochroną przedmiotów, z wyjątkiem znaków drogowych i innych znaków związanych z ochroną bezpieczeństwa i porządku; dostępu do określonych przedmiotów poddanych pod ochronę lub wstępu na określone tereny, z wyjątkiem ich właścicieli, posiadaczy, zarządców, jak też domowników i pracowników, z wyjątkiem sytuacji, kiedy prowadzenie akcji ratowniczej takiego dostępu lub wstępu wymaga; budowy lub rozbudowy obiektów budowlanych lub komunikacyjnych, urządzeń lub instalacji.

Na obszarach objętych w polskich Karpatach fliszowych różnymi kategoriami ochrony występują stanowiska geologiczne (paleontologiczno-stratygraficzne) o różnej randze wartości, a także ich zgrupowania w pewne ciągi obserwacyjne - profile jednostki, serie, itd.. Tylko w przypadku parków narodowych i rezerwatów przyrody podlegają one ochronie w należyty sposób. W innych przypadkach ochrona ta jest niewystarczająca i

występuje konieczność jej uściślenia, tak pod względem prawnym jak i formalnym.

Dotychczasowe opracowania na ten temat na terenie polskich Karpat fliszowych zmierzały przede wszystkim do zinwentaryzowania i zlokalizowania zabytków przyrody nieożywionej, waloryzacji obiektów już chronionych czy też projektów i programów ochrony przyrody i krajobrazu.

Ochrona interesujących i ważnych ze względów naukowych stanowisk postulowana była już wcześniej przez geologów, przeważnie dla pojedynczych obiektów typowanych w związku z wynikami badań terenowych i laboratoryjnych, szczególnie mikro- lub makropaleontologicznych, oznaczeń wieku bezwzględnego metodami C14, TL, m.in. w pracach Z. Alexandrowicz, Z. Alexandrowicz i Z. Denisiuka, K. Birkenmajera, M. Gonery, oraz przy wykonywaniu prac dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000; w objaśnieniach do poszczególnych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ostatnio też na mapach i w tekstach objaśniających do arkuszy Mapy Geologiczno-Gospodarczej.

Są to następujące formy:

**-naturalne:** podcięcia erozyjne rzek i odsłonięcia warstw geologicznych w korytach rzek, stoki nisz osuwiskowych, skałki i turnie (pojedyncze i zgrupowane), jaskinie, wąwozy, głązy narzutowe, źródła wód słodkich i źródła wód mineralnych.

**-sztuczne:** odsłonięcia warstw geologicznych w kamieniołomach, ściany piaskowni, żwirowni i glinianek, stare kopalnie i sztolnie oraz odsłonięcia geologiczne w przekopach drogowych i kolejowych.

Na Mapie chronionych i proponowanych do ochrony obszarów i obiektów przyrody nieożywionej w skali 1 : 400 000 (załączonej do opracowania Alexandrowicz, Poprawa (red.), 2000)., zostały zaznaczone godne ochrony **stanowiska** (odsłonięcia, zespoły odsłonieć geologicznych, formy terenu i ich

zespoły) **geologiczne** występujące na obszarze polskich Karpat Piszowych

**Wybrana literatura**

1. *Alexandrowicz Z., Poprawa D.*, (red.), 2000, Ochrona georóżnorodności w polskich Karpatach z mapą chronionych i proponowanych do ochrony obszarów i obiektów przyrody nieożywionej 1 : 400 000. P I G, Warszawa, 143 s.

**MAP OF PROTECTED OF INANIMATED NATURE  
OF THE POLISH CARPATHIANS**

**W.Rachkowski**

Paper presents rules of nature protection in Polish Carpathians. It is an explanation and comments to the Map of protected areas, areas proposed to protection and objects of abiotic elements of environment. The map was elaborated in Polish Geological Institute, Carpathian Branch in cooperation and Institute of Nature Protection, PAS.

УДК 551.8.552 (07)

**ПАЛЕОЛІТИЧНА СТОЯНКА ГАЛИЧ І:  
АРХЕОЛОГІЯ ТА ГЕОХРОНОЛОГІЯ**

**Олександр Ситник\*, Кшиштоф Цирек\*\*,  
Андрій Богуцький\*\*\*, Марія Ланчонт\*\*\*\***

В районі Галицького Подністров'я відомо декілька пізньопалеолітичних місцезнаходжень (Маринопіль, Ганусівка, Водники, Вовчків) [1], а також дві стоянки, що досліджувались методом стаціонарних розкопок – Межигірці [2] і Галич І [3]. Археологічні дослідження цих пам'яток беруть початок ще у 1920-тих роках, тривають впродовж майже цілого століття і пов'язуються з іменами Ю.Полянського, О.Черниша, М.Клапчука, Л.Кулаковської, О.Ситника і К.Цирека.

Поряд з такими відомими подільськими стоянками, як Касперівці, Лисичники, Новосілка-Костокова, Межигірці нова верхньопалеолітична стоянка Галич І є досить перспективною у науковій реконструкції найдавнішого минулого України. Важливе значення її полягає в тому, що це одна з не багатьох стратифікованих стоянок із багатим фауністичним матеріалом і великою колекцією крем'яного інвентаря [4].

Пам'ятку було відкрито у 1980-х роках під час земляних робіт у кар'єрі місцевої цегельні. Про це було відомо, зокрема, працівникам археологічних експедицій, які працювали в Крилосі. Уперше матеріал зібрано і опубліковано у 1988 році М. С. Бандрівським, який у місцевій газеті написав про

\*Інститут українознавства ім. І.Крип'якевича НАН України

\*\*Інститут археології Університету Міколая Коперніка, Торунь (Польща)

\*\*\* Львівський національний університет ім. Івана Франка

\*\*\*\*Університет Марії Кюрі-Склодовської, Люблін (Польща)



руйнування найдавнішої пам'ятки Галича. У 1990 році О.П.Черниш запросив відкритий лист для розкопок стоянки, які не були проведені через відсутність коштів.

У 1997 році невеликі дослідження на пам'ятці проводив О.С.Ситник, а в 2000–2004 роках систематичні розкопки проводить спільна українсько-польська палеолітична експедиція під керівництвом О.С.Ситника і К.Цирека [5]. У цій статті подаються матеріали дослідження 1997–2001 рр.

### ТОПОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ

Стейбище розташоване на досить зручному мисоподібному виступі плато при злитті річки Лукви і Дністра (правий берег) [6]. У топографічному аспекті - це найвища точка навколишнього рельєфу (рис.1). Звідси відкриваються широкі горизонти огляду багатокілометрової долини Дністра, що дозволяло виявляти стада викопних тварин і організувати успішне полювання на них. Сьогодні це південна частина м. Галича, на якій міститься недіюча цегельня, що виробила доволі глибокий кар'єр. У верхній частині лівого крила котловану закладено розкоп. Дослідженнями 1997, 2000–2003 років вдалось виявити непорушній культурний горизонт пізньопалеолітичного часу, що вміщував багату колекцію решток мамонтової фауни.

Стоянка знаходиться на вершині виступу високої (VI) тераси правого берега Дністра. Природна ситуація цієї місцевості приваблювала палеолітичних мисливців сприятливими умовами для заселення. Ще одним позитивним фактором стала наявність корінних відкладів крейдового кременю у природних відслоненнях долин місцевих рік. Важливу роль у ході освоєння регіону відіграв, безперечно, порівняно м'якший клімат, ніж на Волині й півночі Поділля, про що свідчить відсутність добре розвинутих криогенних структур в лесових утвореннях долини Дністра.



Рис. 1. Геоморфологічні особливості стоянки Галич I.

## СТРАТИГРАФІЯ ВЕРХНЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

Впродовж останніх 5-ти років на пам'ятці ведуться інтенсивні польові дослідження групи природознавців, які вивчають різноманітні питання плейстоцену у розрізах майже 50-метрової колонки відкладів кар'єру і прилеглих територій. Зокрема, геологами А.Богущьким, М.Ланчонт та Т.Мадейською проведено серію аналізів відкладів із розкопів I - III [70].

Наводимо опис стратиграфії напарувань, який проведено геологом Андрієм Богущьким у зачищенні, що знаходилося за 6 м на захід від розкопу IV.

0-1,15 м. СУЧАСНИЙ ГРУНТОВИЙ КОМПЛЕКС / ? /. Інтенсивно антропогенно порушений /особливо гор. А<sub>1</sub>/. У генетичному профілі виділяються:

Гор. А<sub>1</sub> має потужність 0,4 м. Складений темно-сірими супісками, безкарбонатними, макропористими до ніздрюватих, із вмістом (особливо у верхній частині) сучасного скла, кераміки тощо. Нижній контакт ясний, іноді явно денудаційний, різкий. На контакті змінюється колір і структура.

Гор. В має потужність 0,75 м. Морфологічно він неоднорідний і ділиться на два підгоризонти.

В<sup>1</sup> потужністю 0,30 м. Складений супісками, безкарбонатними, червонувато-коричневими, крупно призматичними, з білястою підзолистою присипкою по окремосях. Перехід поступовий.

В<sup>2</sup> має потужність 0,45 м. Складений супісками безкарбонатними, які мають меншу оструктуреність, зникає підзолиста присипка. Супіски макропористі, іноді ніздрюваті, з червогочинами (діаметр біля 1,0 см). Макропори орієнтовані в основному по вертикалі (може свідчити про їх утворення по стеблах рослин). У нижній частині шару є плями жовтого матеріалу (підстеляючі леси ?) до 10 см діаметром, що є,

швидше за усе, наповнювачем кротовин. Нижній контакт ясний, чіткий, з'являється карбонатність.

1,15-1,50 м. Красилівський підгоризонт / ? /. Складений суглинками сірими, голубувато-сірими, оглесними, щільними, інтенсивно закипаючими з соляною кислотою, макропористими, із псевдоміцелієм і окремими дутиками до 1,0 см діаметром. Є багато залізистих новоутворень типу кілець Лізеганга діаметром до 1,0 см, орієнтованих вертикально. Нижній контакт нерівний, ясний.

З цим підгоризонтом пов'язана псевдоморфоза по полігонально-жильних льодах вертикальною потужністю 1,5 м. У центральній частині псевдоморфози у наповнювачі - пальовий лес; прибортові частини заповнені матеріалом красилівського підгоризонту (похований діяльний шар). У приконтатних частинах велика кількість мікроскилів (розривних порушень) з амплітудами 3-5 см.

1,50-1,75 м. Пальовий лес. Супіщаний, макропористий, карбонатний, однорідний, із псевдоміцелієм. У шарі є сучасні кротовини діаметром до 10 см, заповнених матеріалом гор. А<sub>1</sub> сучасного ґрунту. У нижній частині шару з'являються елементи верстуватості.

1,75-1,95 м. Рівненський підгоризонт (культурний шар). За простяганням проявляється по-різному. Є ділянки, де він чітко верстуватий, на інших (у т.ч. ділянці опису) - шаруватість проявляється слабо, проте зростає оглеєність, зростає кількість псевдоміцелію, зростають щільність і кількість темних залізисто-марганцевих новоутворень. Головне - тут велика кількість кісток тварин (переважно мамонт) і артефактів із кременю. Є також сучасні кротовини діаметром до 10 см, які заповнені матеріалом гор. А<sub>1</sub> сучасного ґрунту. Характерною особливістю шару є проверстки і лінзи потужністю до 5 см суглинного матеріалу бурого й темно-коричневого кольору. В окремих лінзах цього матеріалу



спостерігаються скупчення чорних вугликів до 1 см у поперечнику (можливо, це горілий горизонт). Описані лінзи тяжіють до нижньої половини шару. На виключено, що лінзи утворились до заселення мису палеолітичною людиною. Нижній контакт ясний, за зростанням однорідності порід.

1,95–2,25 м. Суглинки жовтувато-сірі, однорідні, оглеєні, макропористі, які не взаємодіють з соляною кислотою. Нижній контакт ясний, хвилястий.

2,25–2,70 м. **ДУБНІВСЬКИЙ ГРУНТ**. Складений суглинками жовтувато-бурого кольору, досить однорідними, в основній масі з соляною кислотою не взаємодіють. Але містять значну кількість вторинних карбонатів (псевдоміцелій). Переповерхні суглинки чорними залізо-марганцевими конкреціями до 3,0 мм діаметром. У верхній частині шару зустрічаються вуглики до 1 см і гнізда бурого (можливо, горілого) матеріалу до 10 см діаметром. Нижній контакт за зміною кольору, ясний.

2,70–3,00 м. "Плямистий" горизонт. Складений суглинками жовтувато-сірими з плямами (до 7 см діаметром), жовтих. Суглинки безкарбонатні, містять, правда, вторинні карбонати. Вони літологічно однорідні, персповнені чорними крапковими залізо-марганцевими новоутвореннями, макропористі. Нижній контакт ясний, за зміною кольору.

3,0–4,8 м. Яскраво розвинутий **ГОРОХІВСЬКИЙ ВИКОПНИЙ ГРУНТОВИЙ КОМПЛЕКС**. Має чіткий генетичний профіль.

Гор. А<sub>1</sub> має потужність 0,6 м. Складений суглинками червонувато-коричневими, досить однорідними, безструктурними, безкарбонатними. Ділянками зустрічаються вторинні карбонати. Нижній контакт ясний, за зміною кольору,

структури і щільності. Від нижнього контакту відходять окремі тріщини-косми глибиною понад 1,0 м.

Гор. В має потужність 1,2 м (інтервал 3,6–4,8 м). Складений супісками яскраво-бурими, щільними, дрібно грудкуватими, з чисельними "космами". Косми субвертикальні, вузькі (у верхній частині 5–6 см) і широкі (у нижній частині до 15 см і більше), заповнені матеріалом гор. А<sub>1</sub> і пробивають гор. В на усю потужність. Супіски не взаємодіють з соляною кислотою; ділянками є вторинні карбонати. Для гор. В характерні кротовини діаметром до 7,0 см, що заповнені матеріалом гор. А<sub>1</sub> комплексу. Кротовини зустрічаються по усьому гор. В. Нижній контакт ясний, за зміною кольору і структури.

4,8–6,4 м (до дна розчистки). Чіткошарувата пачка сірих і жовтувато-сірих супісків потужністю до 3–4 см і більше. Характерною ознакою пачки є інтенсивна його омарганцьованість у вигляді чорних плям і вертикальних трубчастих (за рослинністю?) новоутворень до 1 см діаметром. Є також окремі тріщини, близькі до вертикальних, з чорними марганцьовими патьоками. Для шару характерне також буре озалізнення і сизе оглеєння. Породи безкарбонатні, з чисельними "горохівськими" кротовинами і спальними камерами діаметром до 20 см, заповненими найчастіше матеріалом гор. А<sub>1</sub>.

Найповніше нашарування збереглося у південній стінці розкопу IV (рис.2). Тут простежується потужний сучасний ґрунт із повністю непорушним горизонтом В і частково перевідкладеним гумусним горизонтом А. Більше 1 м має потужність верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів.



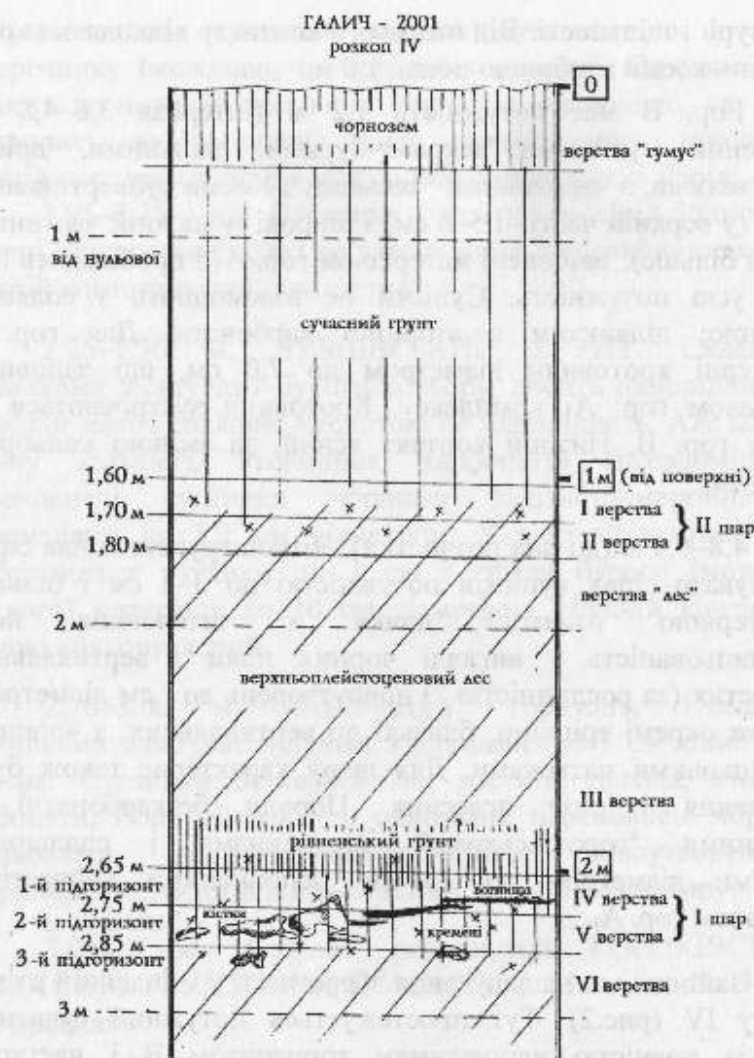


Рис. 2. Галич I. Розкоп 4. Колонка четвертинних нашаруваль.  
Геологічні верстви і культурні шари.

## ХАРАКТЕРИСТИКА КУЛЬТУРНИХ ГОРИЗОНТІВ

Власне, на контакті горизонту В сучасного ґрунту і лесової пачки знаходиться **культурний шар II** (рис.2). У 2001 році у розкопі IV й у розкопі V (шурф) знайдені кремені, що залягали у не порушеному горизонті В і верхній частині лесу без ознак сучасного перевідкладення. Однак, на погляд О.Ситника, ці матеріали були частково зміщені із свого первісного місця залягання у період різких кліматичних змін останньої фази останнього зледеніння. Виразного культурного горизонту заселення шару II на ділянці розкопу IV не виявлено, що не виключає можливість його знаходження на сусідніх теренах.

Археологічні матеріали з культурного шару II у цій статті не аналізуються за браком повноцінної інформації.

Верхній горизонт верхньоплейстоценових відкладів вміщує малопотужний (розтягнутий місцями) рівненський викопний ґрунт (аналог західноєвропейського ляско). Шар виділяється гумусовано-рудуватим забарвленням кошлато-плямистого візерунку на тлі загалом світло-пальної лесової верстви. У нижній частині рівненського ґрунту, місцями дещо нижче, залягає **головний культурний шар I**. Він яскраво помітний у профілі найперше не порушеними (але розмитими) залишками вогнищ, великими кістками мамонта та інших викопних плейстоценових тварин (рис.2,3). По усіх стінках розкопу культурний шар виділяється також темними заповненнями із гумусними стрічками (очевидно – окремі різні рівні заселення).

На профілі чітко помітне падіння культурного шару I і рівненського ґрунту у бік долини Лукви. Те ж саме простежується і в профілі східної стінки. Залишки палеолітичного поселення залягали в 3-ох підгоризонтах головного культурного шару I на глибині від 200 до 225 см від сучасної поверхні. У перетині східної стінки спостерігалися нашарування трьох гумусно-попелястих стрічок (1 – 2 см), що

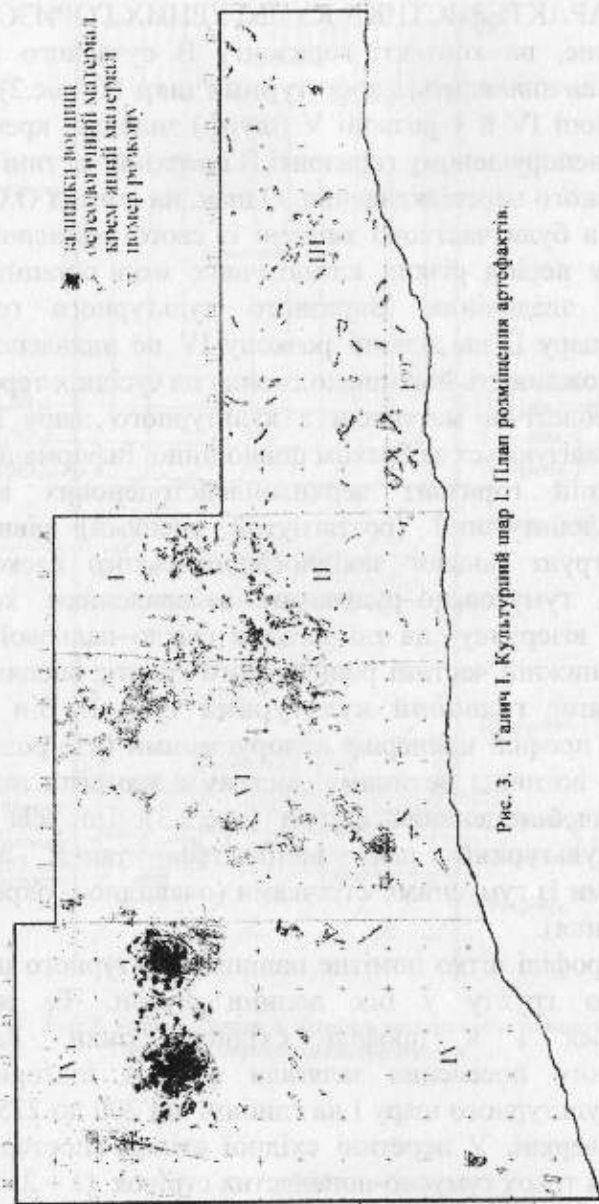


Рис. 3. План розкопів шару I. Культурний шар I. План розміщення артефактів.

простягались приблизно на 1 м у довжину і мали загальну потужність до 15 см з чіткими стерильними пластами.

### ПЛАНІГРАФІЯ ПОСЕЛЕННЯ ШАРУ I

Культурні рештки на дослідженій ділянці розкопів I і II (55 м<sup>2</sup>) мали вигляд двох інтенсивних скупчень фауністичних решток, поміж якими зафіксовані залишки від 4–5 розмитих невеликих вогнищ. Кістковища не мали ніяких ознак анатомічного викладу; це переважно одношарове звалище різних фрагментів і цілих кісток мамонта (рис. 3). Залишки вогнищ не мали різко окреслених контурів заповнення. Одне з таких вуглистих утворень простежувалось під великою лопаткою мамонта ( кв. 5В), що може свідчити про довготривале існування поселення.

Крем'яні вироби на розкопаній поверхні траплялись спорадично, поодинокі, але в одному із скупчень лежало 27 кременів (серед них – 2 залишкові нуклеуси, пластини і мікропластинки, відщепи та уламки). Більшість цих предметів належать до технічних відходів розщеплення ядрищ на місці поселення. Досить велика площа була повністю «чистою»; без жодних культурних решток. У попередньому плані можна вважати, що розкопана ділянка розкопів I і II належала до периферійної частини стійбища, куди зваловали кухонні рештки – обглодані та розбиті кіски основної промислової тварини (мамонта). Сюди ж випадково потрапили продукти місцевого розщеплення сировини, поодинокі знаряддя праці.

За час досліджень 2000 р. на розкритій площі вище зазначених розкопів виявлено 780 фрагментів та окремих цілих кісток викопних тварин. За попереднім визначенням П. Войтала (Краків), ці рештки належали мінімум п'яти особинам молодих мамонтів [8]. Зустрінуті також окремі кістки первісного коня (зуби) та північного оленя.

За нашими підрахунками, у «мамонтовій колекції» присутні трубчасті кістки (великі фрагменти – 19, малі – 12, невизначені – 25 екз.), лопатки (великі фрагменти – 6, малі – 25), ребра (великі фрагменти – 51, малі – 82, дуже дрібні – 64), епіфізи (цілі – 12, фрагменти – 199), фаланги (цілі – 11, фрагменти – 10), зуби (цілі – 3, фрагменти – 28), ключиці (цілі – 2, фрагменти – 2), одна нижня щелепа і один бивень (середня частина), а також 267 невизначених фрагментів кісток.

На величезній кількості кісток мамонтів простежено різні сліди як антропогенного, так і природного характеру. Більшість з них – це випадкові нарізки, що утворились внаслідок зняття м'яса, однак сліди пліфування на поверхні окремих ребер можуть вказувати на їх використання як лоцил (?).

У планіграфічному аспекті на розкопаній ділянці розкопу IV (рис. 3) у 2001 р. чітко помітне інтенсивне скупчення артефактів із кременю у південній частині. Крем'яні рештки були хаотично розсіяні навколо двох вогнищ. Вогнище № 1 знаходилось у південно-західному секторі розкопу і являло собою інтенсивну зольну пляму розміром 50 x 60 см з розмитими прошарками попелу і вугликів навколо. Окреслити точні контури залишків вогнища важко, оскільки пізніше вуглиста маса була дуже інтенсивно пронизана кротовинами і спальними камерами. Кротовинами частково винесено зольне заповнення вогнищ на сусідні ділянки, що утворило чудернацький візерунок в плані. Рештки цих вогнищ безперечно розмиті пізнішими водно-ерозійними процесами, тому лінзи заповнень їх тонкі (1 – 2 см) і нерівномірні.

Поблизу вогнища № 1 на північній окраїні розкопу зафіксовано *виробничий центр* культурного підгоризонту 1. У квадратах L – Ł – 5 4 знайдено найбільше крем'яних решток (приблизно 1,5 тис. кременів на 2 кв. м).

Вогнище № 2 знаходилось приблизно за 2 м на схід від першого і було також інтенсивно розмите та пронизане

кротовинами, які місцями затягли у темну зольно-попелясту масу жовті лесові смуги кротових ходів. Після розчистки тонкої лінзи спресованого попелу виявлено сильно обгорілу поверхню суглинків, на якій, власне, і було розкладене вогнище. Навколо нього зафіксовано *виробничий центр* 2. Він охоплював більшу площу – 8 м<sup>2</sup>, де знайдено до 2 тис. крем'яних решток (рис. 3).

Приблизно 0,8 м східніше цього вогнища натраплено на розламану у давнину лопатку мамонта, що палезала уже до культурного підгоризонту 3.

У центральній і західній частинах розкопу знайдено мало фауністичних решток. Це переважно ребра, хребці, лопатка мамонта.

Таким чином, у розкопах I, II зафіксовано два великих «кістковища» з дуже мізерною кількістю крем'яних виробів, а у розкопі IV у 2001 р. виявлено два частково зруйнованих вогнища, навколо яких спостерігались два інтенсивних виробничих центри. Osteологічні матеріали знайдені на відстані 2–3 м північніше вогнищ і були, очевидно, кухонними рештками трапези (усі кістки розбиті на більші і зовсім дрібні фрагменти). Знайдені кісткові рештки документують найбільш м'ясисті частини туш мамонтів (грудинка, передпліччя тощо). На більшій частині розкопу IV – південній ділянці зафіксовано дуже мало артефактів. У багатьох квадратах вони були цілком відсутні. Такі явища є характерними для пам'яток *in situ* спеціалізованого виробничого характеру.

Загалом, на період 2001 р. розкопано територію площею до 200 м<sup>2</sup>. Це відносно мала ділянка стоянки, значною мірою знищена промисловою експлуатацією лесів місцевою цегельнею. На розкопаній частині виявлені насичені органікою і гематитом культурні верстви і кілька вогнищ. Знайдено численні рештки кісток мамонта, а також багатотисячну колекцію крем'яних виробів (серед яких найхарактернішим елементом є пластинки з притуплюваною спинкою і вістря з



притупленою спинкою – граветські риси), що концентрувались у межах виробничих центрів.

Наймолодший підгоризонт заселення знаходився на глибині від 200 до 210 см від поверхні у вигляді сірих нерівномірних стрічкоподібних заповнень із залишками вогнищ, скупчення кременів (2634 екземплярів), а також поодиноких кісток тварин.

Середній шар залягав на 10 см нижче і вирізнявся кістками (переважно мамонта), вогнищами і двома виробничими центрами (1829 скземплярів крем'яних виробів). Залишки вогнищ цього шару представлені інтенсивно чорною субстанцією спалених органічних решток, а також цеглястими плямами сильно перепаленого лесу.

Найстарший з відкритих шарів заселення характеризується наявністю сірих плям, поодиноких кісток і розпоршених крем'яних виробів (371 екз.).

Крем'яний інвентар, знайдений у кожному з трьох згаданих шарів, типологічно і морфологічно є схожим. Усі артефакти репрезентують місцевий крейдовий кремій і різняться лише ступенем патинізації. Ця обставина свідчить про різні умови залягання на поверхні виробів з окремих шарів та їх захоронення під шаром лесу. З огляду на технологічну подібність усієї індустрії періоди заселення слід трактувати як інвентар однієї культури.

Крем'яний матеріал Галича представлений нуклеусами одноплощадковими призматичними для пластин, а також двоплощадковими, що фіксують різні фази обробки. Їм притаманні сліди плоскої оббивки тилової поверхні, підправка бокових сторін та ударних площадок. Привертає увагу перевага серед ретушованих предметів різноманітних різців над скребачками (рис.4). Невелику частину колекції складають артефакти у вигляді притуплених пластин, притуплених пластин з виїмкою і мікролітичні вістря.

Техніко-типологічні відмінності серед індустрій окремих шарів можуть відбивати різницю у характері господарських занять, характерних для різних фаз заселення стоянки.

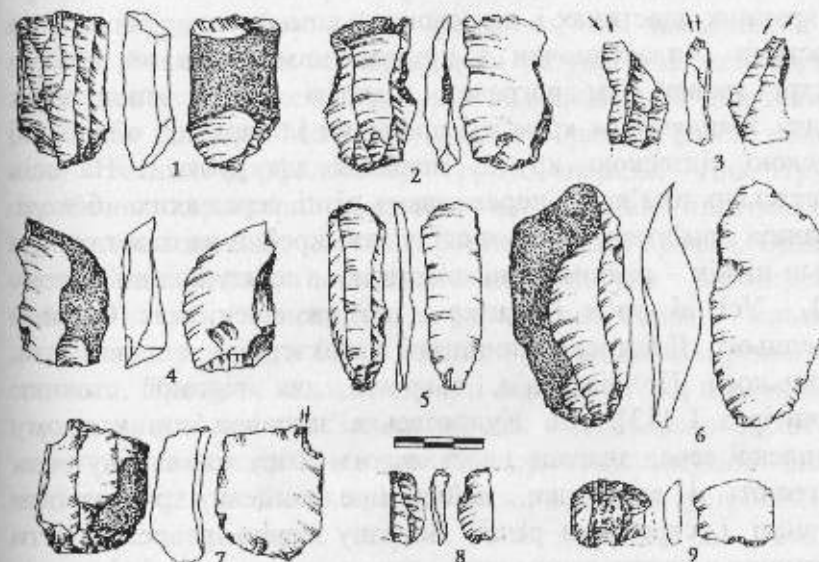


Рис. 4 Галич I. Культурний шар I. Крем'яні вироби.

#### АНАЛОГИ ТА ПОРІВНЯННЯ. КУЛЬТУРНО-ІСТОРИЧНЕ МІСЦЕ ГАЛИЧА СЕРЕД ПАМ'ЯТОК СХІДНОЇ ЄВРОПИ.

В останні роки знову назріло питання «придністровського гравету» [9], що входить складовою частиною у проблему «східного гравету» [10]. Ця проблема на сучасному етапі розробляється багатьма дослідниками східноєвропейського палеоліту. Окремі науковці розглядають питання «східного гравету» на широкому культурно-історичному тлі [11].

Ілля Борзіак та Лариса Кулаковська пропонують такі культуровизначальні ознаки гравету кам'яних індустрій верхньопалеолітичних пам'яток у долині Дністра: «це переважно кінцеві скребки на видовжених пластинах..., бокові різці, прості серединні різці..., ординарні та двокінцеві вістря на крупних пластинах і, як головний компонент, різноманітні пластини і пластиночки з притупленим краєм чи краями (вістря гравет і мікрогравет, голчасті вістря, «пилочки»). Зрідка трапляються крем'яні проколки і знаряддя, оброблені пласкою підтескою, крупні знаряддя для рубки... На всіх граветських пам'ятках переважають різці, серед яких – бокові. В ранніх пам'ятках за ними слідує скребки на пластинах, в більш пізніх – різноманітні пластинки з притупленим краєм» [12]. Усі ці риси інвентаря, що визначені для басейну Середнього Дністра, в принципі характерні і для пам'яток Галицького Подністров'я, зокрема, для відомої стоянки Межигірці I [13]. Л. Кулаковська зазначає, що у цьому комплексі серед знарядь переважають різці, хоч значну роль відіграють і скребачки, найчастіше кінцеві; трапляються подвійні і скребачки-різці. Виразну серію репрезентують пластинки з притупленим краєм, пилочки, граветські вістря та їх фрагменти [14]. Йдучи за Г. В. Григор'євою та М. М. Кланчуком [15], Л. Кулаковська також вбачає подібність індустрії Межигірців I до матеріалів 7-го шару Молодового V.

До середньої пори пізнього палеоліту Подністров'я А.Н.Рогачов і М.В.Анікович [16] зачисляють такі стоянки, як Молодово V (VI і VII шари), Кормань IV (V, Va і VI шари), Вороновиця I, Бабин I. На цій території виділяється молодівська культура, що простежується за матеріалами VII та VI шарів Молодового V.

В колекції знарядь молодівської культури важливу роль відіграють різці, в основному серединні і кутові, рідше – бокові. Кращі з них виготовлялися на крупних пластинах. Для

серединних різців шарів VIII і VII характерне симетричне, відносно довгої вісі заготовки, положення леза, аналогічно у вигляді “серединного різця” оформлені кінці у деяких вістрях і скребачках. У цих випадках за допомогою різцевих сколів кінець знарядь оформлявся, очевидно, для насадження на руків'я. Бокові різці за характером ретуші і за заготовками тісно пов'язані з нечисленними пластинами зі скошеними ретушню кінцями. Можливо, вони утворюють разом з ними одну техніко-морфологічну групу знарядь. Для групи скребачок характерні знаряддя на великих пластинах з неретушованими або частково ретушованими краями. Один із специфічних елементів молодівської культури – загострення основи в таких знаряддях, в ранніх пам'ятках – тільки з допомогою ретуші, в більш пізніх – ретушню або різцевими сколами. Присутні також подвійні скребачки на пластинах з паралельними краями. Загальний для молодівської культури тип – висока скребачка на уламку з витягнутим злегка виділеним лезом. Таких знарядь мало, але вони зустрічаються в різних культурних шарах і за формою до деталей повторюють один одного. Скребачки на відщепках відсутні [16].

Вістря на пластинах однокінцеві або двокінцеві – кількісно невелика, але виразна техніко-морфологічна група знарядь. На відміну від бринзенських молодівські вістря, як правило, оброблялись ретушню по обох краях. Можна відмітити деяке зменшення ширини цих знарядь в шарі VII. Скребел (прості ординарні чи подвійні, з прямим лезом) небагато, але вони присутні як у X, так і у VII шарі Молодового V. Специфічна для молодівської культури техніко-морфологічна група пластин з притупленим краєм, що представлена переважно вістрями різних типів. Для деяких з них характерна підправка кінців (одного чи обох) вентральною пласкою ретушню. В шарі X зустрічається лише тип



пластинок з одним притупленим краєм і двома підгостреними кінцями, підправленими вентральною ретушшо. В шарі VIII з'являються нові типи: наконечник з боковою виїмкою і вузьке двокінцеве вістря з двома притупленими краями. В шарі VII перераховані типи доповнюються новими, в першу чергу однокінцевими вістряма з випуклою основою, обробленою плоскою вентральною ретушшо, ножами типу Ргані. Для шару VII характерна не тільки типологічна різноманітність, але й порівняно високий відсоток пластин з притупленим краєм (до 30%) [16].

Слід відзначити варіабельність розмірів цих знарядь. Наконечники з боковою виїмкою, що представлені в цьому шарі серією знарядь, в цілому помітно відрізняються від типових костенківсько-авдесьських за пропорціями; в той же час у деяких з них, як і в костенківсько-авдесьських, кінці підправлені вентральною плоскою ретушшо [16].

Не можна виключати того, що пластинки з підтескою кінців, як і наконечники з боковою виїмкою, свідчать про певні впливи, здійснені на молодовську культуру на пізньому етапі її існування вілендорфсько-костенківською культурою. На користь такого припущення свідчить і те, що вік сьомого шару Молодового V – близько 23 тис. р. тому – співпадає з часом гіпотетичної появи “вілендорфців” на Східноєвропейській рівнині [16].

У часовому діапазоні матеріали вищезазначеного шару дуже близькі для першого шару Галича I, який за окремими датами С-14 відноситься також до 24-23 тис. р. тому назад. Однак, в типології більшості знарядь праці Галича простежуються значні відміни. Наприклад, тут повністю відсутні наконечники з боковою виїмкою і пластинки з підтескою кінців. Очевидно, галицька індустрія не належить до типової молодовської культури, а має окремі самобутні риси, що пов'язують її із центральноєвропейським граветом

(“павлов'си”). Мало подібності простежується також з матеріалами костенківсько-вілендорфської єдності.

Культурний шар VI Молодового V відноситься уже до кінця середньої пори пізнього палеоліту (його радіовуглецева дата складає приблизно 17 – 16 тис. р. тому) [17], що також знаходить хронологічні аналоги з Галичем. Г.П.Григор'єв включає шостий шар у коло пам'яток молодовської культури [18].

Отже, на основі проведеного аналізу можна аргументовано вважати, що більшість характерних рис археологічних комплексів Середнього Подністров'я, особливо еталонної пам'ятки Молодове V, не знаходять аналогів серед інструментарію галицької стоянки, що може свідчити про культурну специфіку досліджуваної пам'ятки.

Уже було відзначено, що культурні горизонти Галича I та Межигірців I злягають на одному і тому ж геологічному рівні – в стратиграфічній позиції відкладів рівненського горизонту (потепління ляска). Для Межигірців I існують радіовуглецеві дати – Ki-5605 = 17 650 (270) і Ki-5606 = 17 200 (250). Останнім часом з'явилась ще одна дата, що значно розходиться з двома попередніми – OxA – 7429 = 20 360 (200) [19]. Однак, навіть у такому «задавленому варіанті» між сьомим шаром Молодового V і Межигірцями I існує хронологічна лакуна у 2 – 3 тисячоліття. Можливо, дійсно «ми маємо справу з розширенням молодовського феномену, як у просторі, так і у часі» [20]. Різка невідповідність, однак, проглядається у складі фауністичного комплексу – якщо у Межигірцях I переважає північний олень (хоч значну долю складає і мамонт), то в Галичі I майже на 90% домінує мамонт. Згадаймо, що «головними об'єктами полювання для граветського населення Подністров'я були переважно північний олень, кінь, бізон, зрідка мамонт» [21].



Відносно геологічного датування, то серед спеціалістів немає сумніву щодо прив'язки культурного шару I до нижньої частини рівненського викопного ґрунту. У питанні абсолютного датування існують деякі розходження.

У 2001 р. у Київській радіовуглецевій лабораторії зроблено аналізи п'яти зразків на С-14, які дали дати від 23500 до 25100 років тому назад. Таке визначення не суперечило геологічним висновкам.

Друге датування, уже за термолюмінісцентним методом було зроблене у Любліні (Польща). З чотирьох зразків (вогнища, вище і нижче цього рівня) отримано абсолютні дати від 17,7 до 20,1 тис. р. тому. Такі дати значно розходяться з визначенням віку стійбища за С-14, але вони цілком співпадають з датуванням Межигірців.

О. Ситник та К. Цирек не мають сумніву, що досліджувана стоянка входить в коло граветської культури Подністров'я – очевидно, п'ятої стадії розвитку гравету долини Дністра [22] (хронологічно це такі пам'ятки, як Кормань IV – пізньопалеолітичні шари 5–1, Молодове V – шари 6–2, Косоуци – шари 21–1). Але прямого відношення до пізньопалеолітичної молодовської культури Галич I, очевидно не має. За іншою термінологією, стоянка може належати до епіграветської традиції другої половини верхнього палеоліту Подністров'я [23].

#### КОРОТКІ ВИСНОВКИ

Аналіз кам'яного інвентаря з Галича показує його типологічну близькість до індустрій наддністерського «епіграветьєну» (наприклад, матеріалів стоянки Межигірці), подібно ж як і «граветьєну» і «павлов'єну». Доброю аналогією в даному випадку є колекції з VII і VI шарів Молодового V. Враховуючи типологічні і стилістичні особливості матеріалів стоянки, які характерні для пізнього «граветьєну», а також

залучення результатів TL-датувань і стратиграфічних досліджень, слід стверджувати наявність пізньограветських елементів у долині Верхнього Дністра аж до 18-го тисячоліття. Беручи до уваги факт культурної однорідності крем'яних матеріалів, які походять з стратиграфічно відокремлених шарів, можна припускати, що стоянка була щонайменше трикратно заселена творцями тієї ж самої культурної традиції.

Стратиграфічне залягання інвентаря, його зв'язок з рівненським ґрунтом, TL датування, яке відповідає потеплінню ляска, а також його техніко-типологічний характер, дозволяють зарахувати знахідки з Галича до V стадії розвитку середньо- і східноєвропейського граветсьєну.

Однак, можлива інша інтерпретація стратиграфічної позиції і того протиріччя, яке виникло при датуванні методами С14 і TL. Не виключно, що заселення стоянки відбулось в період від 25100 до 23500 років тому. Оскільки артефакти залягали в нижній частині рівненського ґрунту, то це означає, що від виникнення культурного шару (радіовуглецево датованого) до перекриття його шаром еолового лесу (термолюмісцентно датованого) минуло декілька тисячоліть, під час яких крем'яні вироби лежали на поверхні. Про це свідчить і патина, яка покриває більшість з них. При такій інтерпретації хронології верхньопалеолітичні знахідки з Галича належить зарахувати до III стадії розвитку середньо- і східноєвропейського «граветсьєну».

Проте, розкопки на стоянці ще тривають і тому сформульовані висновки є певною мірою попередніми. Та, незважаючи на хід подальших досліджень, стратиграфічна інтерпретація та кількість фаз заселення все ж залишаться незмінними.

### Список літератури

1. Черныш А.П. Палеолит и мезолит Приднестровья. – Москва, 1973.
2. Клатчук М.Н., Микитенко Л.Н. Новые данные о палеолите и мезолите в Ивано-Франковской области // АО 1975 г. – Москва, 1976. – С.335.
3. Ситник О. С. Галич та його околиці в стародавню кам'яну добу // Галич і Галицька земля у державотворчих процесах України. – Івано-Франківськ – Галич. – 1998. – С. 8 –12.
4. Alexander Sytnik, Andrej Bogucki, Maria Łanchont, Teresa Madeyska Stanowisko gornopaleolityczne Halicz I // Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego. – Rzeszów, 1999. – Tom XX. – S. 15–21.
5. Aleksander Sytnik, Andrej Bohutskij Naddniestrze Halicha – nowy ośrodek paleolitu na Ukrainie // Sprawozdania z czynności i posiedzeń Polskiej Akademii Umiejętności. Tom LXIV. – Kraków, 2001. – S. 208–211.
6. Bogutskij A., Łanchont M., Wojtanowicz J. Dolnopleistocenyjskie gleby kopalne w pokrywie lessowej Halickiego Podkarpacia // III Seminarium lessowe “Geneza i wiek pokrywowych utworów pylastych południowo-zachodniej Polski. Uniwersytet Wrocławski. – Wrocław-Bożków, 1999. – S. 5–7;
7. Andrij Bogutskij, Maria Łanchont, Roman Racinowski. Conditions and course of sedimentation of the Middle and Upper Pleistocene loesses in the Halich profile (NW Ukraine) // Studia Quaternaria. – 2000. – Vol. 17. – S. 3–17.
8. Alexander Sytnik, Piotr Wojtal, Krzysztof Cyrek The new Upper Palaeolithic mammoth site at Halich (Ukraine) // Acta zoologica cracoviensia. – Kraków, 2001. – 44(2). – P. 137–142.
9. Борзіяк І.О., Кулаковська Л.В. Граветт Подністров'я. Загальний огляд // Археологія. – 1998. – №4. – С.54–64.
10. Амирханов Х.А. Восточный граветт или граветтоидные индустрии Центральной и Восточной Европы? // Восточный граветт. – Москва: Научный мир, 1998. – С.15–34; Булочникова Е.В. Проблема соотношения верхнего перигордьяна и восточного граветьяна // Российская археология. – 1997. – №4. – С.35–41.
11. Аникович М.В. Днепро-Донская историко-культурная область охотников на мамонтов: от “восточного граветта” к “восточному спираветту” // Восточный граветт. – Москва: Научный мир, 1998. – С.35–66.
12. Борзіяк І.О., Кулаковська Л.В. Граветт Подністров'я... С.54–64.
13. Клатчук М.Н. Новые данные о палеолите и мезолите Прикарпатья // Советская археология. – 1983. – №4. – С.103–118.

14. Ситник О.С., Богуцький А.Б., Кулаковська Л.В. Стратифіковані пам'ятки палеоліту в околицях Галича // Археологія. – К., 1996. – № 3. – С.86–97.
15. Григорьева Г.В., Клатчук М.Н. Позднепалеолитическая стоянка Межигорцы I в Ивано-Франковской области // Краткие сообщения Института археологии АН СССР. – М., 1981. – Вып. 165. – С.58–63.
16. Рогачев А.Н., Аникович М.В. Поздний палеолит Русской равнины и Крыма // Палеолит СССР (ред. П.И.Борисковский). – Москва: Наука, 1984. – С.162–271.
17. Черныш А.П. Эталонная многослойная стоянка Молодова V. Археология // Многослойная палеолитическая стоянка Молодова V. Люди каменного века и окружающая среда. – М.: Наука, 1987. – С. 7–93.
18. Григорьев Г.П. Верхний палеолит // Каменный век на территории СССР. – Москва: Наука, 1970. – С.45.
19. Kulakovska Larissa, Otte Marcel Mezigirzi // Prehistoire Europeenne. – 1999. – Vol.13. – P.149–166.
20. Борзіяк І.О., Кулаковська Л.В. Граветт Подністров'я... С.54–64.
21. Так само
22. Krzysztof Cyrek, Oлександр Sytnik Paleolit Naddniestrza halickiego // Studia Geologica Polonica. Czwartorzęd Europy Środkowej. – Część III (pod redakcją T. Madeyskiej) – Kraków, 2002. – Voll. 119. – S. 293–312.
23. Djindjian F., Kozłowski J., Otte M. La paleolithique superieur en Europe. – Paris, 1999.

### THE UPPER PALEOLITHIC SITE HALICH I: ARCHEOLOGY AND GEOLOGY

Oлександр Sytnik, Krzysztof Cyrek  
Andrij Bogutskij, Maria Łanchont

The paper contains information about the results of archeological and geological research of the important Upper Paleolithic site, situated in Upper Dnister region – Halich I. This site were investigated by the joint Ukrainian-Polish expedition in 2000–2002 (O. Sytnik, K. Cyrek). About 200 sq. m. were excavated. Large concentrations of mammoth's bones, several hearths, places of flint-knapping and more than 5 000 of flint artifacts were discovered there.

There two cultural layers were researched. The lower one was dated back 21000–23000 B.C. The industry belongs to epi-Gravettian tradition of Upper Paleolithic Middle-Dnister culture.

## МОРФОЛОГІЯ ПІДЗЕМНОГО КАРСТУ ПРУТ-ДНІСТЕРСЬКОГО МЕЖИРІЧЧЯ

Л.Ковальська

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Придністер'я та Буковина є одними із найпоширеніших регіонів розвитку підземних карстових форм на заході України. Упродовж останніх років детальні наукові дослідження підземного карсту Придністер'я проводилися на лівобережжі Дністра. У зв'язку із недостатнім вивченням карстових утворень на правобережжі постає проблема детального дослідження та проведення класифікації підземних карстових форм. Вирішення цього питання неможливе без проведення комплексу спеціалізованих польових обстежень, спрямованих на встановлення віку, визначення генезису підземних форм, їх кількісних показників. Власне такий підхід виступає основою проведення класифікації типових підземних утворень на межиріччі. Детальне вивчення морфології підземних карстових форм дасть змогу у подальшому визначити ступінь закарстованості, інтенсивність розвитку підземного карсту, придатність територій під будівництво.

Вивченням підземних форм карсту займалися: В. Дублянський (1981) на Поділлі, В.Коржик (2002) на Буковині, Д. Радецький (1983), Г.Рудько (1989) на заході України. У своїх працях вони здебільшого проводять загальний опис карстових утворень. Морфологія підземних карстових форм на території межиріччя описана тільки локально, тому потребує подальшого вивчення. Вирішенню цієї проблеми і присвячена дана стаття.

В основу морфогенетичної класифікації підземних форм межиріччя нами покладені наступні принципи: а) загальна фізико-географічна ситуація розвитку підземних форм; б) спосіб утворення підземних форм рельєфу. Глибинні карстові форми за морфогенетичними ознаками можна поділити на щілини, канали і печери (рис.1).

За похилом підніжжя підосви печери поділяються на горизонтальні і похилі. Прикладом горизонтальної печери може слугувати печера Незабудка. Похилі підземні утворення представлені такими утвореннями, як Фуштейка [10]. Усі ці утворення можуть бути наскрізні й ненаскрізні (глухі). Наскрізні печери характеризуються одним і більше входами, котрі з'єднані хоча б з одним виходом, що розташований на протилежному боці такого утворення. Переважно вони є тунельноподібні або дугоподібні. У таких утвореннях відчутний рух повітря. Прикладом наскрізних печер можуть виступати печери "Баламутівка" біля с. Баламутівка, Незабудка, Чорнопотоцька поблизу с.Погорилівка. Ненаскрізні (глухі) утворення можуть мати один або декілька близько розташованих входів, що розміщені на одному боці печери. Кліматичні показники відносно стабільні. Прикладом глухих утворень можуть виступати печери Скитська, Думка.

Усі печери за складністю будови можна поділити на прості та складні [9]. У формуванні простих утворень визначальним фактором є локальне живлення, а другорядним - структура порід. Прості підземні форми на території дослідження представлені печерами: Погорилівка-1, Погорилівка-2, Погорилівка-3 та інші. Складні системи утворюються внаслідок існування декількох джерел живлення. Другорядним чинником тут виступають дислокації порід. Прикладом складної карстової системи є печера Буковинка, Попелюшка тощо.



За формою у плані печери поділяються на одноповерхові (горизонтальні, каскадні) та багатоповерхові [8]. Одноповерхові горизонтальні печери утворилися внаслідок

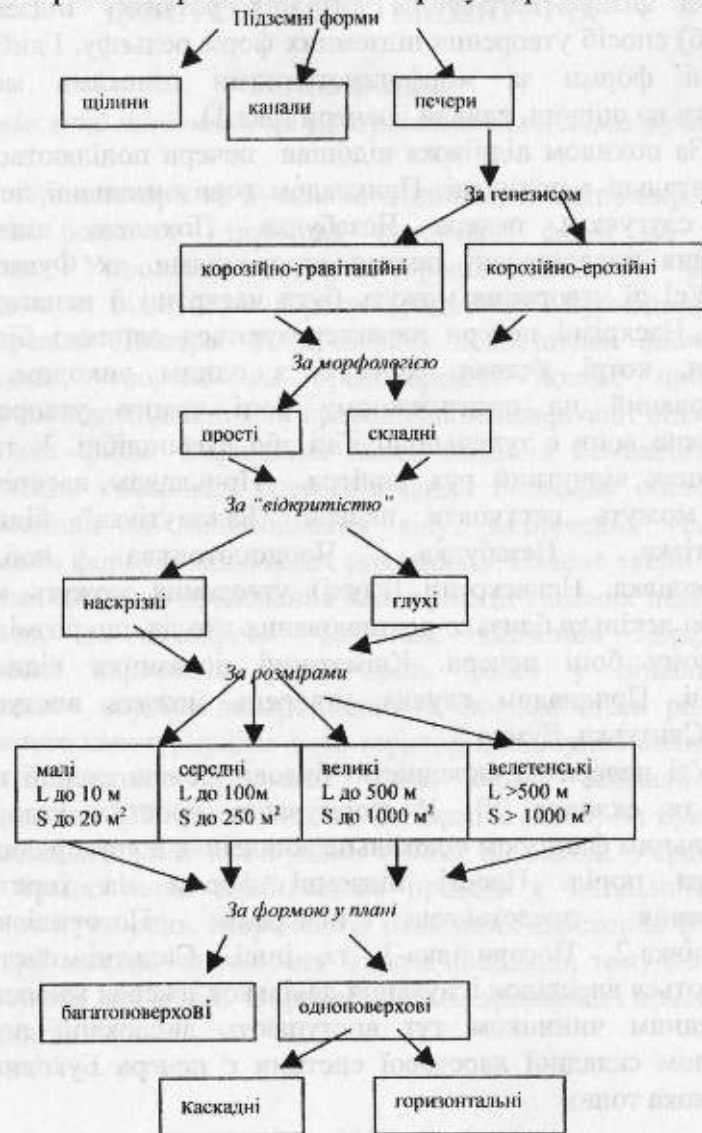


Рис.1 Схема класифікації підземних форм

розчинення гіпсів підземними водами, котрі періодично підживлюються за рахунок дренажу четвертинного водоносного горизонту та атмосферних опадів, які проникають через понори. Тому такі печери часто є заповнені глинисто-суглинними відкладами. Одноповерхові горизонтальні утворення представлені печерами Руїна, Грот Біка. Основна роль в утворенні одноповерхових каскадних форм належить діяльності агресивних підземних вод, котрі в напрямку простягання гіпсоангідритової товщі розробляють ходи вглиб масиву. Вертикальний профіль каскадних утворень характеризується низхідними порогами, котрі приурочені до стійких кристалів гіпсу. Прикладом одноповерхових каскадних утворень є печера Фуштейка. У формуванні багатоповерхових печер основна роль належить висхідним

потокам підземних вод підстильних горизонтів сульфатної товщі. Прикладом багатопверхових печер виступають печери Попелюшка, Баламутівка.

За розмірами всі ці підземні форми можна поділити на: малі, середні, великі і велетенські. Малі утворення мають довжину до 10 м, а площа не перевищує 20 м<sup>2</sup>. Середні печери мають довжину до 100 м, а площу до 250 м<sup>2</sup>. Великі утворення характеризуються довжиною біля 500 м, а площею коло 1000 м<sup>2</sup>. Велетенські підземні форми характеризуються значною довжиною (від 500 м і більше) та площею (від 1000 м<sup>2</sup> і більше). Прикладом малих підземних утворень є печери Городищена Хата, Глушняк, Погорилівка-2, Погорилівка-1. Середні печери представлені такими формами як Джин, Довгий Яр-1 тощо. Прикладом великих утворень є печера Піонерка, Липнева та інші, а велетенських підземних форм є Буковинка, Попелюшка і т.д.

За гідрологічним режимом печери на території межиріччя поділяються на сухі та частково обводнені. Сухі печери досить часто зустрічаються на межиріччі і представлені такими утвореннями як Чуньківська, Погорилівка-3, Погорилівка-2, Погорилівка-1 тощо. Частково обводнені печери зустрічаються частіше, ніж сухі. Їхнє часткове обводнення пов'язане з такими чинниками: 1) існуванням постійно діючих водотоків і джерел у дніщі печери (наприклад, печери Чернопотоцька та Жаба з постійними джерелами); 2) існуванням періодичних водотоків, що виникають під час дощів та сніготанення, котрі поглинаються лійками (печера Дуча, Кременевих Відщепів); 4) сильними паводками, котрі зумовлюють підвищення рівня підземних вод, що призводить навіть до цілковитого затоплення печер (Кадубівська, Селенітовий понор); 5) наявністю двох і більше поверхів, нижній з яких як правило повністю або частково затоплений (Вісімка, Попелюшка).

Нами була зроблена спроба з'ясування закономірності приуроченості входів печер до елементів рельєфу. Встановлено, що такі форми здебільшого приурочені до крутих схилів і уступів річкових терас. На території межиріччя налічується понад 60 печер. Сумарна протяжність цих форм становить понад 103 552,9 м, площа близько 261 260,2 м<sup>2</sup>, об'єм біля 737 223, 7 м<sup>3</sup>. Найбільша, на території межиріччя за протяжністю, площею та об'ємом – печера Попелюшка. Середня кількість утворень на території становить 0,01 форм на км<sup>2</sup>, а густина 2,3 м/км<sup>2</sup>.

Відомості про розміщення входів до печер за висотою місцевості показано на (рис.2.). Найбільша їх кількість знаходиться на абсолютній висоті 200-230м (басейн Дністра) та на 140-130м (басейн Прута).

Використовуючи карту горизонтального розчленування рельєфу і доповнивши її даними про розміщення карстових порожнин межиріччя, ми отримали певні закономірності. Найбільша густина порожнин виявлена при помірній та незначній розчленованості. Із збільшення горизонтального розчленування рельєфу об'єм підземних пустот зменшується. Це пояснюється перш за все їхнім перетворенням, що проявляється у з'єднанні підземних порожнин з поверхневими карстовими формами, які простежується за розташуванням провалів, утворенні сліпих долин тощо.

За кількістю на межиріччі переважають печери з отворами у вигляді лійок-понорів та провалів. Інколи провали відкривають галереї, коридори досі ще не досліджених печер. За В.Коржиком (2002), це свідчить про значну розгалуженість каналізованого підземного стоку, що приурочений до верхніх горизонтів сульфатної товщі, на яку припадає найбільший об'єм карстових пустот.

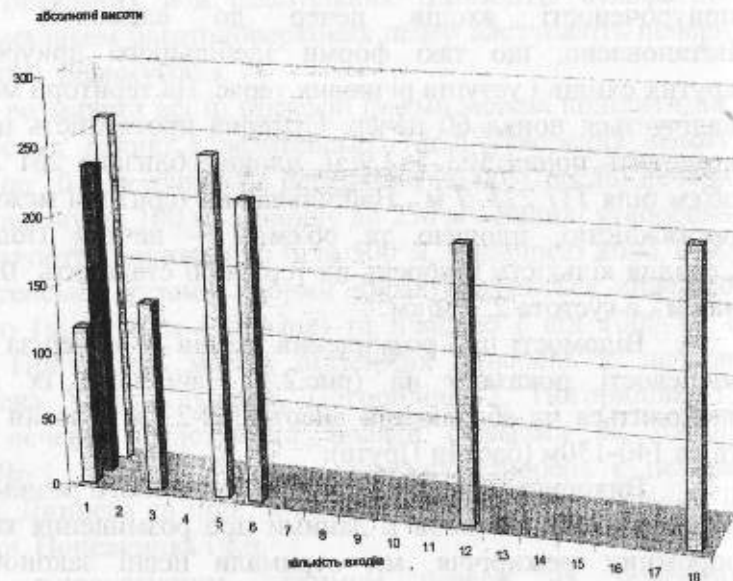


Рис.2. Приуроченість входів печер до абсолютних висот.

Встановлено, що розподіл основних ходів і гrotів печер зумовлений приуроченістю до тектонічної тріщинуватості. У межах межиріччя виділяють дві зони тектонічного порушення: 1) перша зона приурочена до тектонічного порушення флексурного типу; 2) друга зона характеризується окремими тектонічними блоками, котрі обмежені розломами фундаменту.

До зони порушення флексурного типу приурочені пологі антиклинальні складки карпатського простягання, розбиті на блоки субширотними і субмеридіональними скидами незначної амплітуди. До цієї зони відносяться печери району м. Тлумач, а саме печера Мокра ( на сьогодні ця

підземна форма під загрозою знищення внаслідок просідання над першим залом), Сталактитова, Думка, котрі закладені вздовж тектонічної тріщинуватості  $100-110^{\circ}-280-290^{\circ}$  і  $30-210^{\circ}$  простягання. У цих формах незначні залоподібні розширення утворюються на перетині різноспрямованої літологічної й тектонічної тріщинуватості. Їхні зали часто витягнуті у напрямку похилів або простягання пластів. Печери сформувалися у дрібнозернистих або шаруватих гіпсах, або на контакті їх з крупнозернистими гіпсами (великі крупнокристалічні зали печери Буковинка) [10]. Ці зали утворюються внаслідок корозійно-ерозійної діяльності текучих вод. Для більшості печер характерні горизонтальні ходи.

У другій зоні межі тектонічних блоків відповідають ділянкам з середніми показниками роздробленості тектонічними тріщинами (L (довжина тріщин) від 200 до 300, K (кількість перетинів тріщин) від 10 до 20 м пересічень на  $225 \text{ м}^2$  поверхні масиву) [3]. Ширина цих зон коливається від 40 до 60м. Печерні галереї і зали розташовані безпосередньо біля меж блоків (зал Знаменитих, коридор Апаконда). Великі блоки розбиті на більш дрібні. Тріщини всередині великих блоків також утворюють ділянки з високою, низькою і середньою інтенсивністю тріщинуватості, що впливає на напрям розвитку порожнин і визначає морфометрію окремих ходів. Максимальний розвиток підземних форм спостерігається на середньороздроблених ділянках, яким відповідають практично всі зали і гrotи печер Буковинка та Попелюшка [6, 7].

Морфологія печер складна, бо на тектонічні тріщини наклались тріщини нашарування, а також вплинуло формування та перехід їх з фреатичних у вадозні умови. Прикладом такого переходу є печера Попелюшка. Наслідком змін, котрі зумовлені гідрогеологічним чинником, є обвал покрівлі, кольматаж живлячих тріщин, перебудова підземної



гідросистеми, внаслідок чого попереднє русло висихає. Саме інтенсивні підняття, що змінюються з часом відносно тектонічною стабільністю пояснюють приуроченість різних поверхів однієї печери до різних гіпсометричних рівнів та формування перехідних колодязів. При цьому амплітуда підняття сульфатного масиву не була великою, оскільки водотоки, що формують печеру не могли значно відірватися від першої зони циркуляції.

Отже, будова печер межиріччя свідчить, що сформувалися вони корозійно-ерозійними процесами при повному, а потім частковому обводненні. Згодом такі утворення піддалися досить тривалому корозійному, інфільтраційному і гравітаційному моделюванню переважно в субаеральних умовах. Морфологія печер чітко ув'язується із структурно-тектонічною будовою. Порайонні різновиди напрямків і густоти ходів пов'язані з мікроблоковою структурою. Заповнювач тріщин зафіксував верхньобаденський етап формування печерної системи. Не виключено, що заповнення первинних тріщин відбувалося під час верхньобаденської континентальної перерви.

#### Список літератури

1. Дублянський В.Н. Происхождение и возраст гипсовых пещер Приднестровского Подолия // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1968. – № 35. – С. 45-51
2. Климчук А.Б., Аксем С.Д. Гидрохимическая модель спелеогенеза в гипсах // Тез. докл. междунар. симп. "Инженерная геология карста". – Пермь: Перм. гос. ун-т. – 1992. – С. 139.
3. Корженевський Б.О., Рогожніков В.Я. Деякі особливості розвитку глибинного карсту сульфатних порід Поділля // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1974. – № 3. – С. 206-209.
4. Коржик В.П. Буковина для всіх. Маршрутами екотуризму: Довідник-путівник. – Чернівці: Зелена Буковина, 2002. – 122с.
5. Ломаев А.А. Дублянський В.Н. Карстовые пещеры Украины. – Киев: Наукова думка, 1980.

6. Лукин В.С. Роль разгрузки сульфатных вод в формировании подземных полостей // Тез. докл. "Практическое использование пещер гипсового карста и их охрана в свете задач основных направлений развития народного хозяйства". – Пермь: Перм. гос. ун-т. – 1987. – С. 20-21.

7. Лунгерсгаузен Л. Геологические эволюции южного Приднестровья // Советская геология. – 1940. – №4. – С 32-35.

8. Ляхницкий Ю.С. Морфогенетическая классификация карстовых полостей и их систем, закономерности их развития и локализации / Тезы докл. III Всесоюзного карстово-спелеологического совещания "Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР". – М.: Мисль. – 1982. – С. 18-19.

9. Максимович Г.А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий // Геология и разведка. – 1961. – № 7. – С. 47-49.

10. Ридуш Б., Бобылев А., Курнич П. Пещера Буковинка // Свет. – 1998. – № 1 (18). – С. 26-29.

#### THE UNDERGROUND FORMS KARSTE ON TERRITORY BETWEEN PRUT AND DNISTER RIVERS

L. Kovalska

In article clauses the results of study underground karst of the forms on territory between Prut and Dnister rivers are given. The created detailed classification typical underground karste of the forms.

## ВІДОБРАЖЕННЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ НА КОСМІЧНИХ ЗНІМКАХ

Галина Чупило

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Досвід застосування даних дистанційного зондування Землі для вивчення рельєфу України є недостатньо великим. Обмежений доступ користувачів до аерокосмічної інформації, специфічність відображення об'єктів на космоснімках та необхідність їх інтерпретації зумовлюють використання дистанційних матеріалів в більшій мірі для візуалізації даних досліджень і в меншій мірі - для глибокого наукового аналізу. Рельєф є одним із компонентів геосередовища, що має чітке вираження на космічних знімках. Починаючи від дрібномасштабних дистанційних зображень, де виявляються структурно-тектонічні особливості його будови, і закінчуючи великомасштабними дистанційними зображеннями, на яких відображаються скульптурно-морфологічні риси, виникає можливість здійснення різнопланового геоморфологічного аналізу для певних чітко обумовлених завдань. Одним із напрямів геоморфологічного аналізу є регіоналізація території за типологічними, структурними чи іншими ознаками.

Одним із перших, хто здійснив таку геоморфологічну регіоналізацію території України, був П.М.Цись. Його бачення рельєфу, історії його розвитку та відповідне районування довгий час залишаються одним із неперевершених здобутків геоморфологічної науки.

Дані новіших геоморфологічних досліджень дозволили доповнити та уточнити існуючі схеми геоморфологічного районування. Багато схем районування, які базуються на

морфогенетичних, тектонічних та літогенетичних принципах, стосуються Українських Карпат. Об'єднуючою схемою, що відобразила б різні підходи, повинна стати схема районування, створена на основі аналізу дистанційної інформації. Власне на космічних зображеннях дрібної, середньої чи великої роздільної здатності відображаються відміни у будові рельєфу, зумовлені як структурно-тектонічними, так і екзогенними факторами.

Беручи за основу останні розробки з геоморфологічної регіоналізації Українських Карпат [1], здійснено спробу ранжування території за зображенням її на космічних цифрових носіях. Вихідним зображенням для досліджень був космічний знімок із супутника "Radarsat" розподільною здатністю 30-40 м.


Як відомо, рельєф на космічних знімках читається безпосередньо за штриховою текстурою зображення, тобто системи хребтів і долин регіону формують на знімках довгі чи короткі лінії - штрихи. Штрихова текстура зображення може бути впорядкованою, якщо штрихи укладаються в певну паралельну, деревоподібну, пір'ясту, радіальну чи іншу послідовність, і - хаотичною, коли штрихи не мають якої-небудь вираженої системи. Окрім прямого спостереження рельєфу на знімках, його віддешифрують також за непрямыми ознаками такими, як взаємозв'язки із рослинністю, господарським освоєнням, гідрографічною мережею.


На основі інтерпретації космоснімків було проаналізовано характер відображення виділених в Українських Карпатах геоморфологічних районів, які означають різні морфогенетичні типи рельєфу. Відміни у зображенні геоморфологічних областей, підобластей і районів Українських Карпат простежуються на космоснімках досить чітко (рис.1).




Рис. 1 Відображення геоморфологічних районів Українських Карпат на космічному знімку масштабу 1:1 000 000

Умовні позначення до рис. 1

 - геоморфологічні області: 1 – Зовнішні Карпати; 2 – Вододільно-Верховинські Карпати; 3 – Полонинсько-Чорногірські Карпати; 4 – Мармароський кристалічний масив; 5 – Вулканічні Карпати.

 - геоморфологічні підобласті: 1.1 – Скибові (Бескидсько-Горганські) Карпати, 1.2 – Покутсько-Буковинські Карпати; 3.1. – Полонинський хребет, 3.2 – Свидовецько-Чорногірський гірський масив.

 - геоморфологічні райони: 1.1.1 – Верхньодністерські Бескиди, 1.1.2 – Сколівські Бескиди, 1.1.3 – Скибові Горгани; 1.2.1 – Покутсько-Буковинське низькогір'я, 1.2.2 – Покутсько-Буковинське середньогір'я; 2.0.2 – Верховинський вододільний хребет, 2.0.3 – Воловецько-Міжгірська верховина, 2.0.4 – Привододільні Горгани, 2.0.5. – Ясіньська улоговина, 2.0.6 – Ворохта-Путильське низькогір'я; 3.1.1 – полонина Рівна, 3.1.2 – полонина Бо ржава, 3.1.3 – полонина Красна, 3.1.4 – Пеннінські стрімчаки, 3.1.5 – скелясті пасма, 3.1.6 – Солотвинська улоговина; 3.2.1 – Свидовецький масив, 3.2.2 – Чорногірський масив, 3.2.3 – гірська група Гриняви і Лосової; 4.0.1 – Рахівсько-Чивчинський кристалічний масив; 5.0.1 – Вигорлат-Гутинський хребет, 5.0.2 – Березне-Ліпшанська долина, 5.0.3 – низькогірні передгір'я Закарпаття.

Підпровінція Українських Карпат входить у провінцію Східних Карпат і складається із таких геоморфологічних областей: Зовнішні Карпати, Вододільно-Верховинські, Полонинсько-Чорногірські Карпати, Мармароський масив і Вулканічні Карпати.

Зовнішні Карпати - крайня північно-східна область Українських Карпат, в яку входять Скибові і Покутсько-Буковинські Карпати. На космознімках Зовнішні Карпати відобразилися чіткими паралельними смугами гірських хребтів і долин, видовжених з північного заходу на південний схід. Характерною для них є смугово-пір'яста текстура зображення. Орографічний план цієї частини Карпат обумовлений тектонічними структурами-насувами, впорядкованими у



північно-східному напрямі. Гірські хребти успадковують тут більш стійкі пісковики верхньокрейдяного і палеогенового флішу, а долини - менш стійкі породи тонкоритмічного флішу. Таке чергування порід обумовило наявність густої мережі долин і балок, що простягаються вздовж невисоких коротких хребтів. Долинна система віддешифровується на знімках за білуватим фототонном лучно-степової і сільськогосподарської рослинності. Через майже рівномірні проміжки гірські ланцюги Зовнішніх Карпат пронизують долини великих рік, які мають чітке вигнуто-ввігнуте білуватого фототону зображення на космознімках.

Підобласть Покутсько-Буковинських Карпат відрізняється від підобласті Скибових Карпат тим, що маючи характерну смугово-пір'ясту текстуру, її елементи значно дрібніші та коротші. Це пояснюється тим, що гірські ланцюги і долини між ними є вузчі, оскільки на тій самій площі тут нараховується більше скиб (хребтів) та більш інтенсивним є розчленування рельєфу.

Зображення Скибових Карпат на космознімках є неоднорідним. Тут за морфогенетичними особливостями виділяють три райони. Ці особливості у великій мірі відображаються і на космознімках. Верхньодністерські Бескиди, що складають крайній північно-західний район Скибових Карпат, мають невеликі абсолютні висоти хребтів (600-800 м) і порівняно широкі долинні улоговини між ними. Антиклінально-насувне низькогір'я відобразилося смугастою текстурою зображення на космознімках. Освоєні долини світлого фототону чергуються тут із залісненими хребтами темного фототону субширотного простягання. Басейни поздовжніх долин утворюють пір'ясту текстуру зображення на знімках (р. Стинавка, долина Лехнева - верхів'я Дністра та ін.).

Сколівські Бескиди мають темний фототон, пов'язаний із перевагою лісових масивів, над сільськогосподарськими

угіддями чи природними луками. Збереження цінних хвойних деревостанів зумовлене наявністю тут заповідної території та порівняно високими позначками висот хребтів, що досягають тут 1000-1200 м. Моноклінально-брилове низькогір'я із вираженою асиметричністю схилів перетинають долини рік Опору, Сукелю, Мізунки світлого фототону на космозображеннях. Смугаста текстура тут дещо губиться, простежуючись лише за малими субширотно впорядкованими світлими плямами лучної рослинності. Спостерігаються також значні "острови" господарського освоєння світлого фототону в місцях злиття Стрия та Опору і Мізунки - Свічі.

Скибові Горгани мають на знімках добре виражену пір'ясто-смугасту текстуру. Абсолютні висоти моноклінально-брилового середньогір'я наближаються до 1700 - 1800 м, великі перевищення висот (800 - 1000 м). Це зумовлює наявність на зображенні світлих прямих ліній, якими відобразилися невеликі долини, і темних штрихів навколо них, що відповідають урвистим схилам. За характером відображення на космознімках район поділяємо на два підрайони: підрайон найбільш темного зображення з усіх районів Українських Карпат із світлими вкрапленнями (вирубки, галявини) і підрайон контрастного фототону із чітким пір'ясто-смуговим малюнком. Для останнього характерні короткі слабозгалужені хребти, видовжені з північного заходу на південний схід (хребет Чортка, г. Добошанка та ін. безіменні).

У Покутсько-Буковинських Карпатах розрізняють два райони - структурно-денудаційних низькогір'їв й антиклінально-ерозійно-денудаційних середньогір'їв. Західна частина цих районів є більш освоєною, тому на знімках виділяється білуватим фототонном і смугасто-дрібноштриховою текстурою зображення. Східна менш освоєна частина має більш темний фототон і пронизана світлими лініями поздовжніх рік. Світлою

смугою відобразилася поперечна долина р. Черемош. Антиклінально-синклінальна тектонічна будова території, виражена в антиклінальних хребтах і синклінальних долинах, знайшла чітке відображення на космознімках у вигляді системи паралельних розчленованих смуг темного і світлого фототону.

На південний захід від області Зовнішніх Карпат відокремлюють геоморфологічну область Вододільно-Верховинських Карпат. Це структурно-денудаційні низькогір'я й антиклінально-брилові середньогір'я. Складені дрібноритмічним піщано-глинистим флішем. За морфологією рельєфу - це найбільш неоднорідна область Українських Карпат, структура якої пов'язана із розташуванням на стику "скибових" і "полонинських" покривів. На космознімках вона відобразилася широкосмугово-лапчастою текстурою зображення.

Широкосмугова штрихова текстура зображення характерна для Стрийсько-Сянської верховини. Верховина має незначні, як для вододільного хребта абсолютні висоти (600-700 м) і широкі поздовжні долини, що успадковують тектонічно закладені пра-долини Сяну, Яблуньки, Дністра. Це зумовлює значне освоєння району і відповідно світлий фототон сільськогосподарської рослинності. Район поділяємо на два підрайони - Сянський і Стрийський. Для Сянського характерна чітка субширотна впорядкованість долин. Долини Стрийського підрайону мають поряд із субширотним і субмеридіональне простягання. Для Стрийського підрайону характерна також лапчаста текстура зображення.

Найбільш високий у цій підобласті Верховинський вододільний хребет, що має продовження на польській території у вигляді Бецадського хребта, відрізняється своїм зображенням від іншої частини Вододільно-Верховинських Карпат. Бецадський хребет у Польщі за своїм зображенням

має типові риси верховинського хребта, ніж безкидського. Верховинський вододільний хребет відобразився слабо розчленованою вигнутою смугою темного фототону по периферії та світлою звивистою лінією в центрі. Темний фототон формують хвойні і мішані деревостани, а світлий - верховинські луки.

Воловецько-Міжгірська верховина, завдяки розвитку м'яких флішевих порід, має плавні обриси вершин і пологі схили. Переважають низькогірні хребти і улоговиноподібні розширення річкових долин. Це один із найбільш освоєних районів Українських Карпат, тому на знімках читається за світлим фототонем та дрібноштриховою текстурою. Відособленим є підрайон пра-Тересви, який своєю чашеподібною світлою формою виділяється на фоні темного фототону навколишньої території.

Привододільні Горгани формують на космознімках ячеєво-лінійну текстуру зображення. Характерне інтенсивне горизонтальне і вертикальне розчленування рельєфу, хребти слабо виражені (найбільшим масивом є гора Братківська). Переважно поширені відособлені стіжкоподібні гори. Їхні схили зайняті хвойними деревостанами темного фототону, а вершини - луками чи кам'яними розсипами світлого фототону.

Область Полонинсько-Чорногірських Карпат є найвищою в Українських Карпатах. Тут розташовані шість вершин, вищих 2000 м (Говерла, Бребенескул, Піп-Іван Чорногірський, Петрос, Ребра, Гутин-Томнатик). Область зазнала значних неотектонічних піднять і являє собою ряд насунутих у північно-східному напрямі покривів. Полонинсько-Чорногірські Карпати являють собою брилове середньогір'я, складене верхньокрейдяним флішем. Область відобразилася на космознімках своєрідною дугоподібно-розгалуженою середньоштриховою текстурою зображення. Власне вся область Полонинсько-Чорногірських Карпат має

дугоподібну побудову хребтів на відміну від області Зовнішніх Карпат, де простягання хребтів є прямолінійним.

Полонинський хребет, який утворюють полонина Рівна, Боржава, Красна, має видовжені із численними відрогами вершини. Вони чітко відображаються на знімках світлим фототонем полонинських лук на фоні темних лісових масивів. Кожна із полонин, яка відокремлюється в окремий район, має на космозображеннях характерну форму. Так, полонина Рівна - більш округлоподібну, полонина Боржава - Т-подібну, полонина красна - півкруглу. Основні вершини формують неправильні дуги світлого фототону, із численними короткими відгалуженнями. Вони розташовані в північно-східній частині підобласті, тоді як у південно-західній переважає долининий рельєф. Круті врізи долин і затінено-освітлені ділянки схилів формують середньострихову текстуру зображення.

Окрім районів власне полонин на поданому космознімку "Radarsat" добре виділилась зона Пенінських стрімчаків, чого не вдалося віддещифрувати на фотографічному космознімку "Метеор" [2]. Цей район, шириною до 4 км і довжиною близько 130 км, має унікальне походження, є аструктурним для даного регіону. Складені стрімчаки вапняками юрського і тріасового віку. На космознімку читаються за впорядкованими у субширотному напрямі смужками темного фототону, які інтерпртуються як урвисті схили.

Підобласть Свидовецько-Чорногірського масиву має унікальну текстуру зображення на космознімках. Дугоподібно-розгалужена будова вершин із масивною центральною частиною і багатьма короткими відрогами, білуватий масивний фототон, чітко виявляються на фоні прилеглої території. Білуватим фототонем зобразилися альпійські луки. Характерним є розчленування території, де на відміну від Зовнішніх Карпат, середні і великі долини мають

меридіональне простягання, а малі долини - субширотне і широтне. Вони виразно відображаються як пір'яста система ліній і середніх штрихів, звернена у північному і південному напрямі.

Область Мармароського кристалічного масиву на космознімках не має чіткого окреслення. Більша частина області знаходиться в Румунських Карпатах. Утворена високо піднятими метаморфічними комплексами порід байкальської і герцинської складчатості. У рельєфі утворює склепінчастобривий альпійський і середньогірний масив. Абсолютні висоти не перевищують 1937 м (Піп-Іван Мармароський).

На території України виділяємо геоморфологічні райони Рахівських і Чивчинських гір. Для цих районів характерна хаотично-штрихова текстура зображення. Переважають великі і середні прямі штрихи та затінено-освітлені ділянки схилів, якими зобразилися відповідно круті врізи долин та урвисті схили. Найвищі вершини є масивними, компактною форми із розгалуженнями по периферії. Вони мають світлий фототон лучної рослинності.

Область Вулканічних Карпат є південно-західною околицею Українських Карпат. Тут у пліоцен-плейстоценовий час відбувалась інтенсивна вулканічна діяльність. В результаті повстало невисоке пасмо Вигорлат-Гутинського хребта. Пасмо має виражену асиметричність схилів, пов'язану з їх літологічною будовою. Північно-східні круті схили складені лавами андезитового і базальтового складу, а південно-західні пологі - туфами.

Район Вигорлат-Гутинського хребта простягається широкою смугою вздовж південно-західного краю Полонинсько-Чорногірських Карпат і відділений від нього тектонічною Солотвинською улоговиною. Хребет розчленований долинами великих рік на окремі масиви. У центральній частині району розташований найбільш



масивний і високий хребет Великий Діл (1081 м). Хребет на космознімках відобразився масивними плямами темного фототону в центрі і світлими - по периферії. Плями пронизують звивисті лінії і штрихи. Різкої зміни світлого на темний фототон в межах кількох штрихів, що було характерним для Полонинсько-Чорногірської області і вказувало на глибоке розчленування рельєфу, тут не спостерігається. Характерним є незначне балкове розчленування в межах хребта, тоді як перевищення вершин над прилеглими долинами є відчутним і досягає 600-800 м.

На периферії Вигорлат-Гутинського хребта розташований район низькогірного рельєфу Закарпатських передгір'їв. Він власне формує світле зображення сільськогосподарської рослинності довкола темного лісових масивів. про наявність крутих схилів і різких врізів долин свідчать численні короткі і середні штрихи, що віялоподібно відходять від основної вісі хребта.

Таким чином, аналіз зображення Українських Карпат на космознімках показує, що за тими ознаками зображення, за якими читаються основні геоморфологічні виділи на космознімках, чітко простежуються морфогенетичні типи рельєфу регіону. Морфологічна будова рельєфу є визначальним чинником відокремлення геоморфологічних областей, підобластей і районів на космознімках. Текстура зображення у різних геоморфологічних виділах є різною і виступає основною ознакою інтерпретації рельєфу. При районуванні відіграє роль планова побудова елементів рельєфу і характер його розчленування.

#### Список літератури

1. Рудько Г., Кравчук Я. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України. - Л.: Видавн.центр ЛНУ, 2002.

2. Чупило Г.Р., Зінько Ю.В., Кравчук Я.С. Морфотектонічна інтерпретація зображення Українських Карпат на космічних знімках // Тези доп. міжн. конференції "Геодинаміка гірських систем Європи". - Львів-Яремча, 1994.

#### DEPICTING GEOMORPHOLOGICAL REGIONS OF UKRAINIAN CARPATHIANS ON COSMIC PICTURES

G. Chupylo

The paper describes the character of depicting of geomorphological regions, subregions and districts on the pictures based on the interpretation of cosmic pictures. The main features of interpreting the regions are separate characteristics such as the texture of the picture and phototone as well as a number of indirect features. It was revealed that the main differences in the character of the relief are well defined on the cosmic pictures. It makes it possible to exactly fix the borders of geomorphological regions in order to perform their bordering.

## ЗАПОВІДНІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ОБ'ЄКТИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ: СТРУКТУРА, ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ТА ВИКОРИСТАННЯ

Юрій Зінько, Віталій Брусак, Роман Гнатюк, Роман Кобзак  
*Львівський національний університет імені Івана Франка*

У природно-заповідному фонді (ПЗФ) України природоохоронні геоморфологічні об'єкти виступають головним чином у вигляді геологічних (геоморфологічна та естетична групи) пам'яток природи. В окремих випадках їм відповідають й інші типи малоплощинних об'єктів ПЗФ: комплексні, гідрологічні і ботанічні пам'ятки природи та ландшафтні, лісові, ботанічні і зоологічні заказники, окремі заповідні урочища, цінність яких у певній мірі визначається цінністю власне геоморфологічної складової (рис. 1). Значимість геоморфологічного компоненту таких заповідних об'єктів часто зафіксована у їх назві, що має геоморфологічний зміст: ландшафтні заказники Козакова Долина і Скелі Довбуша, скельно-лісові урочища Дрибка, Зелениці, Скельки, заповідні урочища "Під скелями", "Горган" тощо.

До групи природоохоронних геоморфологічних об'єктів пропонуємо відносити також особливо цінні геоморфологічні об'єкти у межах великоплощинних заповідних територій: заповідників, ландшафтних і національних парків, великих заказників.

Варто підкреслити, що природоохоронні геоморфологічні об'єкти завжди мають достатньо високу цінність саме як рельєфні (геоморфологічні) утворення. Ця цінність в одних випадках відіграє визначальну роль у виділенні заповідного об'єкту й обумовлює його спеціалізацію (геоморфологічні па-

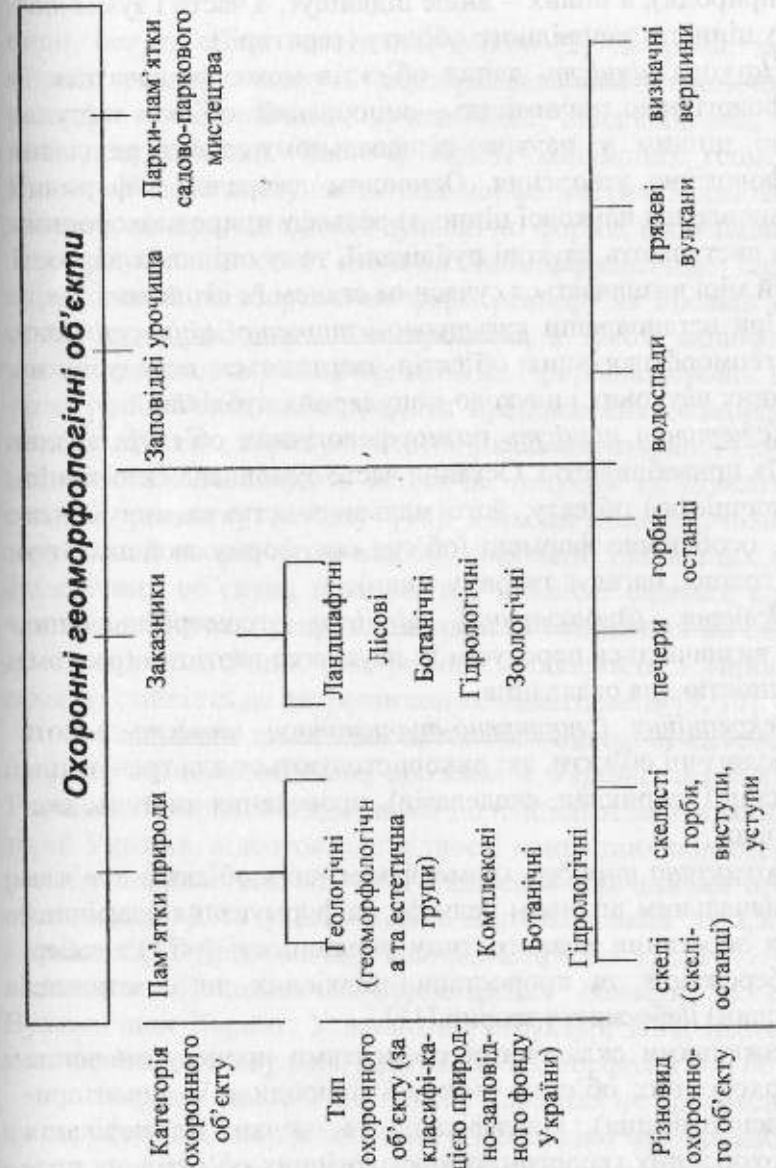


Рис. 1. Класифікація існуючих охоронних геоморфологічних об'єктів

м'ятки природи), в інших – лише підвищує, а часто і зумовлює загальну цінність заповідного об'єкту (території).

Наукова цінність даних об'єктів може визначатись їх геоморфологічною значимістю – оцінюваний об'єкт виступає особливо цінним у науково-пізнавальному аспекті як власне геоморфологічне утворення. Основним джерелом інформації для встановлення наукової цінності рельєфу природоохоронних об'єктів виступають наукові публікації, тому оцінка їх вартості у значній мірі визначається сучасним станом їх пізнання.

При встановленні культурно-історичної цінності заповідних геоморфологічних об'єктів звертаються передусім до відповідних наукових і науково-популярних публікацій.

Естетична цінність геоморфологічних об'єктів визначається їх привабливістю. Остання часто зумовлена екзотичністю (незвичністю) об'єкту, його мальовничістю та монументальністю, особливою формою (об'єкт має форму людської постаті чи голови, нагадує тварину тощо).

Освітня (дидактична) цінність геоморфологічних об'єктів визначається передусім їх науковою вартістю (рангом) та доступністю для оглядання.

Рекреаційну (спортивно-туристичну) цінність мають геоморфологічні об'єкти, які використовуються для тренування спортсменів (наприклад, скелелазів), проведення змагань, екскурсій тощо.

Екологічна цінність геоморфологічних об'єктів пов'язана з визначальним впливом рельєфу на формування едафічних умов для зростання певного типу рослинності (об'єкт забезпечує збереження та проростання рідкісних чи екзотичних видів рослин) і/або життя тварин [11].

Важливими складовими елементами процесу вивчення природоохоронних об'єктів неживої природи є їх інвентаризація (паспортизація), класифікація та оцінка. Класифікація природоохоронних геолого-геоморфологічних об'єктів, як пра-

вило, базується на генетичній основі [2]. Зокрема, заповідні форми рельєфу можуть відображати такі генетичні типи рельєфу як тектонічний, вулканічний, льодовиковий, карстовий, денудаційний. Часто в якості заповідних геоморфологічних об'єктів виступають такі морфогенетичні різновидності як скелі, печери, каньйони, вулканічні форми, водоспади.

Сучасний стан охорони геоморфологічної спадщини спрямований на збереження форм рельєфу як проявів давніх і сучасних морфогенетичних процесів, а також модифікаторів умов проживання живих організмів. Природоохоронні геоморфологічні об'єкти забезпечують продовження геоморфологічних досліджень, вирішують питання спеціалізованої і екологічної освіти, забезпечують естетичні потреби та служать ідеям сталого розвитку регіону [10]. Накопичений вітчизняний і зарубіжний досвід щодо відбору (селекції) охоронних геоморфологічних об'єктів, показує, що в якості базових критеріїв часто виступають: репрезентативність охоронних об'єктів щодо геоморфологічних рис регіону, рідкісність і унікальність прояву, стійкість до антропогенних навантажень [9, 10].

*Завданням даного дослідження є оцінка сучасного стану охорони геоморфологічних об'єктів в Українських Карпатах.* Українські Карпати відносяться до найбільш заповіданих територій України, відсоток заповідності природних областей цього регіону коливається від 40% (Рахівсько-Чивчинська природна область) до 22% у Володільно-Верховинських та Скибових Карпатах [5]. Деяко меншу заповідність – від 12 до 3% - мають відповідно Полонинсько-Чорногірська область та область Вулканічних Карпат. У загальній структурі ПЗФ цього гірського регіону суттєву роль відіграють геоморфологічні об'єкти.

Поряд з цим, в Українських Карпатах не проведено оцінку структури геоморфологічних об'єктів, що мають заповідний статус, не проаналізовано поширення основних охоронних геоморфологічних різновидностей (скелі, печери, водоспади) у



межах базових геоморфологічних таксонів (області і райони). Вимагають оцінки основні критерії відбору (репрезентативність, зустрічність) охоронних форм рельєфу щодо морфологічних і генетичних типів рельєфу та основних таксономічних одиниць регіону. Актуальним для регіону залишається цільова паспортизація існуючих заповідних геоморфологічних об'єктів та обґрунтування перспективної мережі об'єктів неживої природи.

При природоохоронних дослідженнях рельєфу певного регіону важливою є оцінка репрезентативності заповідних об'єктів рельєфу щодо морфогенетичних і регіональних геоморфологічних утворень. Для Українських Карпат проаналізовано стан заповідності геоморфологічних об'єктів в аспекті представлення морфологічних і генетичних типів рельєфу та геоморфологічних таксонів. Проведена типізація морфологічних комплексів рельєфу Українських Карпат дозволила виділити класи, типи та види морфологічних комплексів (морфологічних ландшафтів).

В Українських Карпатах за морфометричними і морфографічними ознаками виділяється 2 класи морфологічних ландшафтів: гористі з перевищенням від 200 до 350 метрів та гірські з перевищенням понад 300 метрів. У межах кожного класу за морфографічними ознаками виділяються типи морфологічних комплексів мезорельєфу. Згідно авторської класифікації морфологічних ландшафтів Українських Карпат гористий рельєф регіону представлений наступними основними (прости-ми) морфологічними типами: гористо-сопковий, гористо-купольний, гористо-пасмовий, гористо-останцевий та гористо-долинний (або узгірний); в його складі виділяються допоміжні (складні) типи: хребтово-узгірний, узгірно-хребтово-сопковий та інші. При типізації гірського рельєфу розрізняються наступні типи морфологічних комплексів мезорельєфу: гірсько-сопковий, гірсько-купольний, гірсько-хребтовий, гірсько-долин-

ний як основні типи та хребтово-сопковий, хребтово-купольний, сопково-хребтовий як допоміжні.

Виділені морфологічні ландшафти Українських Карпат мають свою просторову структуру: гористо-пасмовий тип характерний для Верхньодністерських Бескид, гористо-долинний (узгірний) – для Вододільно-Верховинських Карпат, гірсько-хребтовий характеризує рельєф середньогір'я Українських Карпат; різновидності хребтово-сопкового рельєфу властиві для Скибових і Внутрішніх Горган, хребтово-купольного – для Вулканічних Карпат.

Види морфологічних комплексів рельєфу Українських Карпат виділяються у межах типів морфологічних ландшафтів за морфометричними ознаками. Для прикладу, рельєф гористо-сопкового типу, враховуючи відносну висоту підняття, поділено на три різновидності: дрібногорбистий (до 200 м), середньогорбистий (до 275 м) і крупногорбистий (до 350 м), а гористо-долинний тип розділений на слабо-, середньо- і сильнорозчленовані різновиди.

Природоохоронна оцінка морфології мезорельєфу Українських Карпат повинна базуватись на критеріях унікальності, рідкісності чи типовості певних морфологічних типів. Картографування морфологічних комплексів мезорельєфу Українських Карпат показує, що типовими для цього регіону є сопково-хребтові, гористо- і гірсько-долинні, гірсько-хребтові, узгірно-хребтові різновидності, рідкісними – купольні та хребтово-купольні різновидності.

Основні генетичні типи рельєфу регіону пов'язані зі структурно зумовленим рельєфом – моноклінальним, скибово-моноклінальним, антиклінальним, горст-антиклінальним, вулканічним та морфоскульптурними складовими – ерозійним, денудаційним і давньольодовиковим рельєфом. До найпоширеніших генетичних типів рельєфу в Українських Карпатах відносяться моноклінальні, антиклінальні, горст-антикліналь-

ні, ерозійні. Рідкісними виступають вулканічний та давньольовиковий рельєф.

Морфологічні та генетичні типи рельєфу, формуючи складну просторову мозаїку, дозволяють виділити і охарактеризувати різнопорядкові таксони: від областей до геоморфологічних районів.

Більшість схем геоморфологічного районування Українських Карпат побудовані на морфогенетичній основі [4, 6, 7, 8]. У гірській частині Українських Карпат виділяється 5 геоморфологічних областей і 23 геоморфологічних райони [4]. Нижче подана характеристика геоморфологічних областей регіону:

- *Скибові Карпати* з перевагою узгірно-хребтового, сопочно-хребтового низкогір'я і середньогір'я з скибово-моноклінальним та антиклінальним рельєфом. В його межах виділяється 6 геоморфологічних районів, що різняться абсолютними висотами і характером структурно-тектонічного рельєфу;
- *Вододільно-Верховинська область* з перевагою горбисто-долинного низкогір'я з структурно-ерозійним рельєфом. В склад цієї області входить 6 геоморфологічних районів, які виділені за абсолютними висотами і характером структурно-денудаційного рельєфу;
- *Полонинсько-Чорногірська область* з гірсько-хребтовим і гірсько-долинним середньогір'ям з горст-антиклінальним рельєфом. В її межах виділяється 4 геоморфологічні райони, що різняться абсолютними висотами і характером структурного і денудаційного рельєфу;
- *Мармароська область* з гірсько-хребтовим середньогір'ям з брилово-денудаційним рельєфом. У межах української частини цієї області знаходиться один геоморфологічний район;

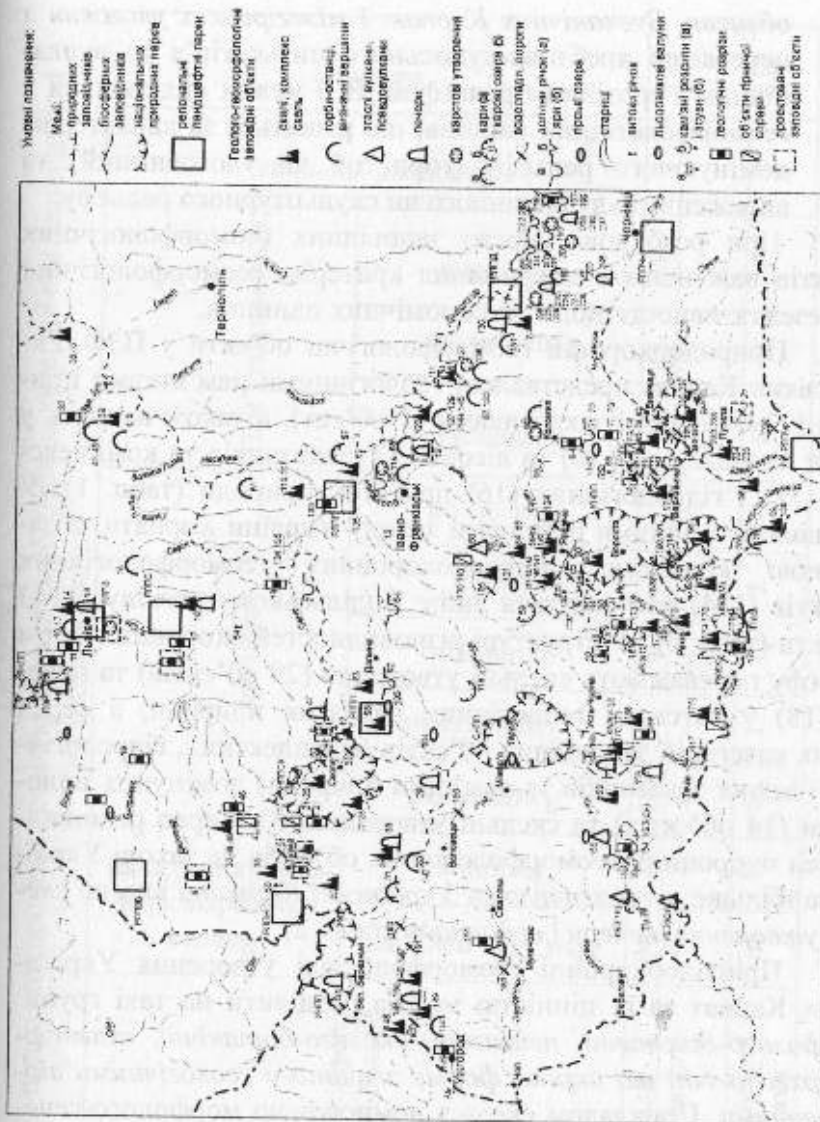


Рис. 2. Генезис і преектонічні геолого-геоморфологічні заповідні області Карпатського регіону.

• область Вулканічних Карпат і міжгірських улоговин з перевагою хребтово-купольного низькогір'я та вулканічним і ерозійним рельєфом. В її межах виділяється 5 геоморфологічних районів, що різняться за характером домінуючого рельєфу (гористий чи улоговинний) та вираженістю вулканічного чи скульптурного рельєфу.

При розбудові мережі заповідних геоморфологічних об'єктів важливим є дотримання критерію геоморфологічної репрезентативності щодо таксономічних одиниць.

Природоохоронні геоморфологічні об'єкти у ПЗФ Українських Карпат представлені геологічними пам'ятками природи (73 об'єкти) і заказниками (1 об'єкт), а також входять у склад ландшафтних (6) та лісових (2) заказників та комплексних (12) і гідрологічних (16) пам'яток природи (табл. 1). У порівнянні з іншими регіонами заходу України Карпати за загальною кількістю природоохоронних геоморфологічних об'єктів (114) поступається лише Подільському регіону – 143 об'єкти (табл. 2). У структурі різновидностей охоронних форм рельєфу переважають скельні утворення (29 об'єктів) та печери (18) у категорії геологічних пам'яток природи, а серед інших категорій заповідних об'єктів (комплексних, гідрологічних і інших заказників та пам'ятки природи) домінують водоспади (14 об'єктів) та скельні утворення (8). Серед різновидностей охоронних геоморфологічних об'єктів на заході України найбільше репрезентують Українські Карпати власне скельні утворення, печери і водоспади (табл. 2).

Природоохоронні геоморфологічні утворення Українських Карпат за їх цінністю можна розділити на такі групи: морфолого-генетичні, пейзажні, еколого-ботанічні, культурно-археологічні та окремі форми з цінними геологічними відслоненнями. Прикладом скель з домінуючою морфолого-генетичною цінністю можуть бути скелі Довбуша біля с. Бубнище і Урицькі скелі, різноманітними у мінералого-петрографічному

Таблиця 1  
Розподіл природоохоронних геоморфологічних об'єктів за категоріями заповідності на заході України

№	Геоморфологічні області	Власне геоморфологічні об'єкти		Заказники							Пам'ятки природи			Заповідні урочища		Загалом
		Пам'ятки природи	Заказники	Ландшафтні	Гідрологічні	Ботанічні	Лісові	Зоологічні	Комплексні	Гідрологічні	Ботанічні	Заповідні урочища	Загалом			
1	Поділля	96	1	24	1	1	1	1	1	1	1	4	4	143		
2	Передкарпаття	9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	12		
3	Українські Карпати	73	1	6	1	1	2	1	12	16	1	1	1	114		



Таблиця 2

Розподіл основних різновидностей природоохоронних геоморфологічних об'єктів на заході України

№	Природні області і підобласті	Геоморфологічні пам'ятки природи та їх типи							Геоморфологічні об'єкти у складі комплексних заповідних утворень						
		Комплексні	Поверхнево карстові	Печери	Скельні	Останці	Гора, гора	Інші	Комплексні	Поверхнево карстові	Водоспади	Скельні	Останці	Гора, гора	Інші
1	Західне Поділля	1	6	29	19	7	8	13	3	4	4	15	4	1	6
2	Передкарпаття	3			1		1	4	3						
3	Українські Карпати	4		18	29	4	3	12	7		14	8	3	2	6

відношенні є заповідні скелі Вулканічних Карпат, Рахівсько-Чивчинських і Стрімчакових Карпат, а заповідні скельно-лісові урочища Горган і Вулканічних Карпат демонструють еколого-ботанічну цінність. Найбільш відомими пейзажними скелями Українських Карпат є Кам'яна Багачка, Протяте Каміння та інші. Наступна група заповідних об'єктів – печери Українських Карпат – мають у більшості випадків наукову цінність пов'язану з їх генезисом: домінують псевдокарстові, а рідкісними є карстові (у Стрімчаковій зоні) та штучні печери (у Скибових Карпатах).

Серед заповідних геоморфологічних об'єктів, що мають рідкісний характер поширення в Українських Карпатах слід віднести реліктові карові утворення, вулканічні кратери, соляні штоки.

Ряд цінних у науковому, дидактичному та ландшафтно-пейзажному відношенні геоморфологічних об'єктів знаходиться у складі великоплощинних і високорангових заповідних територій Українських Карпат – заповідників і національних природних парків (НПП). Найбільшою їх різноманітністю характеризується Карпатський національний парк і Карпатський біосферний заповідник (КБЗ), де поширені кари, карлінги, трого, моренні горби, скелі і водоспади, у національних парках “Сколівські Бескиди”, “Гуцульщина”, Ужанський та Вижницький – скелі, печери та водоспади. Значна частина особливо цінних геоморфологічних об'єктів до утворення заповідників і національних парків мали статус заповідних геологічних пам'яток природи.

Аналіз існуючих заповідних геоморфологічних об'єктів з точки зору їх унікальності, рідкісності чи типовості у межах Українських Карпат дозволяє зробити наступні висновки. Унікальний характер у досліджуваному регіоні мають вулканічні кратери Вулканічних Карпат, скельні комплекси Урича і Бубнища, сольові структурні форми Солотвинської улоговини,

а рідкісний характер поширення властивий льодовиковим формам і печерам (псевдокарстовим і карстовим). Типовими серед заповідних форм Українських Карпат є скелі та водоспади.

Аналіз поширення існуючих заповідних геоморфологічних об'єктів у межах основних таксономічних одиниць регіону – рангу геоморфологічна область і геоморфологічний район – дозволяють зробити висновки щодо їх просторової структури та репрезентативності в Українських Карпатах. Серед геоморфологічних областей найбільшою насиченістю заповідними геоморфологічними об'єктами вирізняються область Скибових Карпат (67 об'єктів) з домінуванням скельних утворень (37) і водоспадів (19) та Полонинсько-Чорногірська область (29 об'єктів) з домінуванням скель (12), печер (11) і реліктово-льодовикових утворень (табл. 3). На рівні геоморфологічних районів значною кількістю і спектром охоронних різновидностей форм вирізняються район Сколівських Бескид (скелі – 7, водоспади – 2), східна частина району Скибових Горган (скелі – 7), Покутсько-Буковинський район (скелі – 6, водоспади – 6), район Полонинського хребта (14 об'єктів) – печери (8) і скелі (4), Свидовецько-Чорногірський масив (8 об'єктів) – скелі, льодовикові форми, каньйоноподібні долини, район Скельних пасм зони стрімчаків (5) – печери, скелі та Вигорлат-Бужорського вулканічного району (6 об'єктів) – скелі та печери (табл. 3).

Одночасно слід відмітити, що в існуючій мережі заповідних геоморфологічних об'єктів відносно слабо представлена Вододільно-Верховинська область, а також такі геоморфологічні райони як Стужицькі Бескиди, Привододільні Горгани, Хустське вулканічне низькогір'я. Серед малоплощинних заповідних об'єктів геоморфологічного типу в ПЗФ Українських Карпатах немає річкових перигляціальних форм,

гравітаційних, селевих форм, незначною є кількість охоронних каньйоноподібних долин і зсувних форм.

Таблиця 3  
Поширення заповідних форм рельєфу у геоморфологічних районах Українських Карпат

Геоморфологічні області та райони [4]	Скелі	Печери	Кари	Водоспади	Інші	Разом
<b>I. Скибові Карпати</b>	<b>37</b>	<b>-</b>	<b>2</b>	<b>19</b>	<b>4</b>	<b>64</b>
а. Скибове моноклінальне низькогір'я	3	-	-	1	-	4
б. Крайове структурно-ерозійне низькогір'я	7	-	-	1	1	9
в. Скибово-моноклінальне середньогір'я Сколівських Бескид	7	-	-	2	1	10
г. Середньовисотні моноклінальні хребти Скибових Горган	9	-	2	2	4	17
д. Покутсько-Буковинське низькогір'я з первинно-антиклінальними хребтами	5	-	-	7	-	12
ж. Покутсько-Буковинське середньогір'я з моноклінальними хребтами	6	-	-	6	-	12
<b>II. Вододільно-Верховинські Карпати</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>-</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>11</b>
а. Низькогірний рельєф Стрийсько-Сянської верховини з "острівними антиклінальними хребтами"	2	-	-	-	1	3
б. Середньогірні хребти і улоговини Східних (Стужицьких) Бескид	-	-	-	-	1	1
в. Низькогірний рельєф Сможе-Славської верховини з переважно структурними й ерозійними середньогірними хребтами	1	2	-	-	-	3
г. Скульптурне низькогір'я Воловецько-Міжгірської верховини	-	-	-	1	1	2
д. Крутоохиле середньогір'я Привододільних (Внутрішніх) Горган з антиклінальними хребтами	-	-	-	-	-	-
ж. Ворохта-Путильське скульптурне низькогір'я	1	-	-	1	-	2
<b>III. Полонинсько-Чорногірські Карпати</b>	<b>12</b>	<b>11</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>31</b>
а. Низькогірний рельєф Полонинського хребта з горст-антиклінальними масивами та давньольодовиковими хребтами	4	8	-	2	-	14

б. Свидовець-Чорногірське середньогір'я з горст-антиклінальними масивами та давньольодовиковим рельєфом	5	-	-	2	1	8
в. Середньогірний рельєф Гриняви і Лосової	1	-	-	-	1	2
г. Низькогірний рельєф Скелястих пасм	2	3	-	-	-	5
<b>IV. Мармарош</b>	<b>3</b>	<b>-</b>	<b>1</b>	<b>-</b>	<b>2</b>	<b>6</b>
<b>V. Вулканічні Карпати і міжгірські улоговини</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>-</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>13</b>
а. Вигорлат-Бужорське вулканічне низькогір'я	2	-	-	2	2	6
б. Низькогірний рельєф Березне-Ліпшанської улоговини	-	2	-	-	1	3
в. Хустське вулканічне низькогір'я	1	-	-	1	-	2
г. Тячівська терасована рівнина	1	-	-	-	-	1
д. Горбистий і низькогірний рельєф Солотвинської (Верхньотисенської) міжгірської улоговини	-	1	-	-	-	1

Практика геоконсервації в Україні дещо відстає у сфері комплексної документації природоохоронних геолого-геоморфологічних об'єктів у порівнянні із сусідніми європейськими державами. Так, у досліджуваному регіоні описи геоморфологічних заповідних об'єктів не стандартизовані, головний акцент робиться на генетичних, субстратних чи пейзажних особливостях форм. Це, зокрема, добре спостерігається при аналізі путівника-довідника "Геологические памятники Украины". У комплексних і ботанічних пам'ятках природи і заказниках, що включають цікаві у науково-пізнавальному відношенні форми і комплекси форм рельєфу, не зроблено їх детальний документований опис.

Проведені у Польських Карпатах геоконсерваційні дослідження дозволили нагромадити стандартизовані описи існуючих заповідних об'єктів, що включають локалізацію, детальний опис об'єкту та список джерел інформації. Так, опис скельних форм включає морфометричні і морфографічні параметри, особливості геологічної будови, форми вивітрювання, форми розпаду скель та їх генезис [9].

Лабораторією інженерно-географічних, природоохоронних і туристичних досліджень ЛНУ ім.І.Франка розпочато роботи зі створення банку інвентаризаційних (документаційних) описів існуючих і проєктованих охоронних скельних утворень [3]. Природоохоронна паспортизація скель включає дві складові: інвентаризаційну та оціночну. Інвентаризаційна складова містить графічні, параметричні та субстратні дані скельних утворень, оціночна – передбачає репрезентацію наукової, культурно-історичної, естетичної, дидактичної, рекреаційної та екологічної цінності об'єктів, а також можливих загроз його існування (табл. 4).

Таблиця 4  
Паспортизований опис скелі Одинець  
(комплексна пам'ятка природи "Скелі Довбуша")

1.	Назва (індекс):	Одинець (№ 1)
2.	Топографічна прив'язка, розташування відносно інших скельних утворень:	Скелі Довбуша біля с. Бубнище, крайня від північного сходу скеля
3.	Геоморфологічне положення:	Привершинна частина схилу
4.	Особливості розташування:	Осібне
5.	Загальна морфологічна характеристика:	
	• морфологічний тип:	Стовп, помітно витягнутий з північного сходу на південний захід
	• характерні морфологічні особливості окремих стінок скелі (за експозицією) та її вершини:	Південно-західна стінка відносно полого, особливо у нижній частині, вершина хвиляста
	• характерні морфологічні особливості окремих скель (для скельного комплексу):	-
6.	Морфометрична характеристика:	h > 20 м; B – 6-8 м (у середній частині); L – до 15 м



7.	Другорядні форми і елементи рельєфу:	Дві невеликі ніші розташовані у верхній частині скелі на її південно-східній стіnce, ще одна протяжна заглибина тягнеться вздовж підніжжя стовпа, відділяючи його від нижче розташованого невисокого (до 2-3 м) скельного п'єдесталу; північно-західна стінка у середній частині має неширокий карніз
8.	Характер (мікрорельєф) скельних поверхонь:	Тріщинуватість краще проявляється у верхній частині скелі, тріщини субвертикальні; наявні сліди лущення (дисквамації), виразні форми сотового вивітряння відсутні
9.	Характеристика скельних порід:	Масивні палеогенові пісковики (ямненська світа) падають до південного заходу під кутом 30°, у нижній частині скелі спостерігається верства нестійких глинистих пісковиків, що творить вішу по усьому периметру скелі
10.	Інші відомості:	Написи, відовбані у скелі, зустрічаються у її нижній частині головним чином на п'єдесталі; вершина недоступна; деревна рослинність на скелі відсутня, на вершині встановлений хрест
11.	Цінність об'єкту:	Середні (В) науково-пізнавальна (геоморфологічна та геологічна) та освітня цінність; естетична, рекреаційно-туристична та спортивна (тренування скелелазів) цінність
12.	Можливі загрози існуванню	Скеля інтенсивно використовується для скелелазіння – облаштовано 3 маршрути. Завдають шкоди настінні написи – механічне і хімічне пошкодження на скельних стінках

Для Українських Карпат актуальною є проблема використання геолого-геоморфологічної спадщини у контексті

сталого розвитку регіону. Зокрема, активно використовуються в еко- і культурно-освітній діяльності такі феномени неживої природи Карпат як Скелі Довбуша біля с.Бубнище, Скелі Довбуша біля м.Яремне (Карпатський НПП), Урицькі скелі (НПП “Сколівські Besкиди”), комплекс давньольодовикових геолого-геоморфологічних об'єктів Чорногірського хребта (Карпатський НПП і КБЗ). Разом з тим, дидактичне забезпечення геолого-геоморфологічною інформацією названих об'єктів є ще недостатнім і потребує спеціальних науково-методичних розробок. Ці об'єкти повинні бути обладнані інформаційними щитами, картосхемами і пугівниками.

Багато з існуючих об'єктів, зокрема, скелі і водоспади включені у мережу туристичних шляхів і є досить популярними серед відвідувачів карпатських гір. Разом з тим, в Українських Карпатах відсутні тематичні маршрути, що базуються на ознайомленні з цікавими об'єктами неживої природи. У даний час у Сколівських Besкидах розробляється туристична стежка від Урицьких скель до Скель Довбуша біля с.Бубнище, що включатиме окрім згаданих скельних комплексів ряд цікавих феноменів неживої природи – Крушельницькі скелі і скелі Розгірче, водоспади на р.Кам'янці та Гуркалю, а також ряд гірських озер. Для цієї геоекологічної стежки буде розроблено спеціальний пугівник з комплексним описом основних атракційних об'єктів.

Недостатньо використовується геолого-геоморфологічна спадщина для організації геотріпів – спеціальних турів для ознайомлення з цікавими у науковому відношенні геологічними розрізами, формами рельєфу та процесами. Такі геотріпи є невід'ємною частиною програми конференцій і семінарів, пов'язаних з науками про Землю.

Для багатьох геолого-геоморфологічних об'єктів, що виступають як місця частого відвідування туристами, важливою є проблема деградації ґрунтового-рослинного покриву

прилягаючих територій (Скелі Довбуша, водоспад Пробій, Урицькі скелі), а також руйнації гірських порід під дією механічних навантажень та внаслідок відбору зразків для геологічних колекцій. Для багатьох атракційних карпатських скель, водоспадів і печер актуальним є забезпечення доступу до них для здійснення пізнавальних, екологічних та кваліфікованих занять.

Діагностика і оцінка сучасного стану заповідання геоморфологічних об'єктів в Українських Карпатах дозволяє намітити деякі *пріоритетні напрями формування і природоохоронного менеджменту* для цієї групи геоохорони. Серед цих напрямів оптимізації мережі заповідного рельєфу та його багатоаспектного використання можна виділити наступні:

- розширення спектру заповідних форм рельєфу шляхом охоплення охороною реліктових перигляціальних форм (кам'яні розсипища, кріопедіменти), сучасних морфогенетичних утворень (зсуви, селеві форми), унікальних (вулканічні) та типових (моноклінальні і антиклінальні хребти) морфоструктурних утворень;
- забезпечення репрезентативності кожного з 25 геоморфологічних районів Українських Карпат у мережі заповідних геоморфологічних об'єктів регіону. Зокрема, потребують спеціалізованих досліджень і охоплення охороною цінні геоморфологічні об'єкти у районі Привододільних Горган, районі Солотвинської улоговини та районі Гриняви і Лосової;
- актуальним стає проведення інвентаризаційних робіт з виявлення і паспортизації цінних геолого-геоморфологічних утворень у складі високорангових і велико площинних заповідних територій Українських Карпат – національних і ландшафтних парків, природного і біосферного заповідників;

- у рамках реалізації міжнародних програм з георізоманіття важливо для Українських Карпат опрацювати стратегію подальшого збереження геолого-геоморфологічної спадщини та популяризації знань про геологічні і геоморфологічні умови гір. При цьому можна скористатись досвідом розробки концепції охорони георізоманіття Польських Карпат [10];
- важливим є забезпечення ефективного природоохоронного менеджменту геолого-геоморфологічної спадщини Українських Карпат, який повинен включати комплексну документацію існуючих і пропонованих заповідних геологічних відслонень та форм рельєфу, а також забезпечення їх екоосвітнього і екотуристичного використання.

#### Список літератури

1. Геологические памятники Украины. Справочник-путеводитель. Киев, 1985.
2. Зінько Ю. Класифікація і територіальне планування природоохоронних геоморфологічних об'єктів // Вісник Львів. ун-ту Сер. геогр. Вип. 21. С. 190-193.
3. Зінько Ю., Гнатюк Р., Шевчук О. Підходи до природоохоронної паспортизації скельних утворень Поділля та Юри Ойцовської у збереженні біологічного та ландшафтного різноманіття. Гримайлів, 2003. С. 165-178.
4. Палієнко В.П., Барщевський М.С., Бортник С.Ю., Палієнко Е.Т., Вахрушев Б.О., Кравчук Я.С., Гнатюк Р.М., Зінько Ю.В. Загальне геоморфологічне районування території України // Український географічний журнал, № 1, 2004. - С. 3-11
5. Петрова Л., Третяк П. Природно-заповідний фонд Українських Карпат. // Екологічні проблеми Карпатського регіону. Праці НТШ, том XI, Екологічний збірник 3, Львів, 2003. - С. 246-256.
6. Природа Українських Карпат. За ред. К. Геренчука. Львів, 1968.
7. Рудько Г., Кравчук Я. Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України. Львів, 2002.
8. Цись П. Геоморфологія УРСР. Львів, 1962.

9. Geochrona Beskidu Sadeckiego i kotliny Sadeckiej. Pod redakcja Z. Alexandrowicz. Studia Naturae 42, Krakow 1996.
10. Ochrona georoznorodności w Polskich Karpatach. Warszawa 2000.
11. Waloryzacja przyrody nicozywiony obzarow i obiektow chronionych w Polsce. Pod redakcja Z. Alexandrowicz, Warszawa 1992.

**NATURE PROTECTED GEOMORPHOLOGICAL SITES OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS: STRUCTURE, PECULIARITIES OF THEIR SPREADING AND UTILIZATION**

**Y. Zinko, V. Brusak, R. Hnatyuk, R. Kobzyak**

The state has been analyzed concerning the conservation of geomorphological sites of the Ukrainian Carpathians included in the category of nature monuments, preserves, national parks on the background morphogenetic formations and taxonomical units of the region. There have been selected the basic types of the protected forms of the relief of the Ukrainian Carpathians, their scientific and educational estimation has been performed as well as the ways of their utilization have been outlined. The recommendations have been issued concerning the optimization of a network of conserved geomorphological sites, complex passportization as well as the ways of their utilization in educative and ecotourism activities.

УДК 551.4

**РОЗВИТОК ТА ПОШИРЕННЯ ГРАВІТАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ НА ПІВДЕННО-ЗАХІДНОМУ МАКРОСХИЛІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

**Ярослав Хомин**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

У переформуванні рельєфу досліджуваної території, для якої характерне значне вертикальне розчленування, досить високі показники крутизни схилів, що досить часто перевищують кут природного відкосу гірських порід, важливу роль відіграють гравітаційні процеси. В просторовому відношенні ці процеси мають локальне поширення і залежать від геолого-геоморфологічних та літологічних особливостей території. У часовому аспекті їхній розвиток обумовлений в основному кліматичними умовами (кількість і інтенсивність опадів, амплітуда добових і місячних коливань температури повітря). Дослідження розвитку та поширення гравітаційних процесів проводилось стаціонарними і напівстаціонарними методами, а також шляхом польових спостережень з вивченням їх морфометричних параметрів та морфологічних особливостей.

Результати польових досліджень показують, що процеси обвалювання і осипання поширені переважно в найбільш підвищених областях, де на денну поверхню виходять вулканогенні комплекси базальтів, андезито-базальтів, туфів і пісковиків палеогенового флішу, а також на схилах молодих ерозійних долин із глибиною врізу від 5-10м і більше. В цілому пораженість території обвалью-осипними процесами є незначною. Для Вулканічних Карпат вона складає 0.5-1.2 %, а в районі Полонинського хребта – 1.8-2.5%. Об'єм



обвальних мас досягає перших десятків кубічних метрів. Як правило, обвальний шлейф на 70-8-% утворений брилами діаметром 0.5-2.0 м, а також глинистим матеріалом.

Стационарні спостереження за розвитком обвальних процесів проводились в басейнах рр.Свинка і Тросна (праві притоки р.Боржави). Територія складена андезито-базальтами, які досить часто виходять на денну поверхню.

В усіх випадках обвальні відклади в плані мають конусоподібну форму із потужністю від 0.3 до 0.6 м. Найбільш крупні уламки (до 1.5 м) розміщені біля основи конусу, який впритул підходить до глибоко врізаних первинних ерозійних форм (зворів). Для визначення інтенсивності поступання колювального матеріалу в первинну гідрографічну сітку застосовувались методи маркування уламкового матеріалу та реперів. На тілі обвального щейфу в корінну породу вбивались репери, від яких періодично вимірювалась відстань до маркованих уламків (40-50 шт) на кожному конусі. Дрібнощербнистий матеріал вловлювався у лотках-вловлювачах. Дослідження показали, що рух обвального шлейфу до місцевих базисів денудації є різним. Дрібнозернистий матеріал рухається вздовж лінії сковзання повільно і його інтенсивність залишається незмінною на протязі року (за виключенням зимового періоду). Для середніх і крупних уламків характерний пульсаційний рух. Окремі уламки за короткий проміжок часу можуть переміщатись на досить значну відстань, продовжуючи шлях уже в руслах тимчасових і постійних водостоків. Механізм цього руху пояснюється порушенням динамічної рівноваги відкладів, що викликає поступлення певної кількості матеріалу зверху при черговому обвалі, або сповзанням гірських порід по стінці відриву. Середньорічний об'єм матеріалу, який поступає у гідрографічну сітку (табл.1) в басейні р.Свинка коливається в межах 4.5-25 м<sup>3</sup>/рік, а річний досягає 53 м<sup>3</sup>. Середньорічний

Таблиця 1.  
Характеристика обвалів в басейні р.Свинка

№	Крутизна схилу (град)	Параметри стінки відриву		Параметри обвального шлейфу			Доля уламків <math>\leq 0.5 м</math> (%)	Відстань обвалу від водосточу (м)	Середньорічний об'єм матеріалу, що поступає у річку (м <sup>3</sup> )
		Висота (м)	Ширина (м)	Ширина (м)	Довжина (м)	Площа (м <sup>2</sup> )			
1	25	25	40	30	40	1200	360	50	25.0
2	32	10	22	15	25	125	40	30	6.5
3	21	15	10	8	10	80	30	10	4.5
4	29	15	28	20	15	300	120	15	17.0

Таблиця 2.  
Показники інтенсивності осипних процесів в басейні р.Свинка

Літологічний склад стінки відриву	Експозиція	Крутизна, (град)	Висота (м)	Ширина (м)	Площа (м <sup>2</sup> )	V (м <sup>3</sup> )	Інтенсивність денудації (мм/рік)
Делювіальний суглинок	Пн-Сх	60-65	1.5	2.6	4.2	0.01071	2.55
Середньозернистий пісок	Пн	80-82	2.6	3.2	8.32	0.01398	1.68

темпи денудації обвальними процесами в басейні цієї річки, площа якого становить 17.5 км<sup>2</sup> становить 0.003 мм.

Поширення осипних процесів обумовлене петрографічними і літологічними особливостями гірських порід. Як правило, осипища приурочені до виходів пісковиків, які знаходяться на обривистих схилах річкових долин.

Для визначення інтенсивності надходження матеріалу із осипища було вибрано дві ділянки (табл.2).

Біля основи осипів встановлені металічні лотківловлювачі. На протязі року осипний матеріал періодично збирався, зважувався, визначався його об'єм. Як видно із таблиці 2, середньорічний темп денудації за період спостереження вищий на осипному схилі, складеному суглинистим матеріалом і становить 2.55 мм/рік, при коливанні в окремі роки від 1.95 до 3.45 мм/рік. Це пояснюється значно більшим впливом кліматичних умов (добові коливання температури повітря, режим зволоження) на стійкість і динамічну рівновагу суглинистого матеріалу на стінках відслонень, аніж їхній вплив на виходи масивних середньозернистих пісковиків. Польові маршрутні обстеження показали, що на досліджуваній території більшість осипищ (до 80 %) поширено саме на схилах, складених дрібнозернистим матеріалом.

Серед гравітаційних процесів, що приводять до активного перетворення сучасного рельєфу, зміни морфологічних і морфометричних параметрів схилів, важлива роль належить зсувам. Виступаючи одним із основних агентів локальної денудації, зсувами переноситься значна маса матеріалу, який на відміну від обвалів і осипищ не завжди зразу потрапляє в русла водотоків. Поступлення зсувного матеріалу в русла рік переважно здійснюється шляхом вторинного переносу такими процесами як обвальні-осипними, дефлукційними, делювіальними, бічною ерозією в

руслах рік. Аналіз результатів польових досліджень і стаціонарних спостережень за розвитком та поширенням зсувних процесів в регіоні показують, що їх виникнення і розвиток обумовлені комплексом різних факторів, серед яких головна роль належить геологічним і кліматичним умовам.

Таблиця 3.

Розподіл зсувів за основними зсувоутворюючими факторами

№ п/п	Зсувоутворюючі фактори	Кількість зсувів	%
1	Геологічні і кліматичні	134	76.12
2	Геологічні і гідрологічні	13	7.37
3	Гідрологічні і тектонічні	28	15.94
4	Антропогенні	1	0.6
	Разом	176	100

Слід відмітити, що більшість зсувів (>75%) розвинуті на схилах, що складені четвертинними делювіальними і флішовими відкладами із збільшеною водоносністю міоцен-пліоценових літологічних комплексів, які представлені вулканічними утвореннями бужорської і гутинської свит.

В залежності від характеру корінних порід і морфометричних особливостей схилів зсуви при зміщенні набувають різноманітну форму. Аналіз зсувних мас по відношенню максимальної потужності зсувів до їх довжини дав можливість виділити на досліджуваній території дві групи зсувів: поверхневі, для яких це відношення складас 3-8% і глибокі – з відношенням 10-25%. На долю перших припадає 92.5% всіх досліджених форм. Поширені такі зсуви переважно на схилах з крутизою 10-30. Неглибокі зсуви в плані мають цирко- і глетчероподібну форму площею до 0.1-0.3 км. Переважно складені вони регалітом. В глибоких зсувах

Таблиця 4

## Основні морфометричні параметри зсувів

Крутизна (град)	Кількість	%	Довжина зсувного тіла (м)	Кількість	%	Потужність м	Кількість	%	Площа км	Кількість	%
<10	10	5.67	<300	25	14.21	0-10	89	50.57	<0.1	86	48.86
11-20	112	63.63	301-600	38	21.59	11-20	67	38.07	0.1-0.2	55	31.25
21-30	45	25.56	601-900	44	25.0	21-30	14	7.95	0.2-0.3	14	7.96
31-40	8	4.54	>900	69	39.2	31	6	3.41	0.3-0.4	4	2.27
>40	1	0.6							0.4-0.5	11	6.25
	176	100		176	100		176	100	>0.5	6	3.41
										176	100

основна частина – це корінна порода, площа якої досягає 0.5 км і більше. Головною причиною виникнення цього типу зсувів є вплив геолого-тектонічних факторів і наслідки господарської діяльності.

Поскільки для рельєфу території характерна асиметричність (південні схили протяжні і пологі, північні більш короткі в круті), то більшість зсувних форм розташовано на схилах південної і суміжних експозицій. Польові дослідження показали, що на північній експозиції поширені в основному глибокі зсуви, які характеризуються великим об'ємом зміщеного матеріалу, який покриває майже весь схил.

Поєднання набору відповідних зсувоутворюючих факторів зумовило нерівномірний просторовий розподіл і розвиток в досліджуваному регіоні зсувних процесів і пов'язаних з ними форм рельєфу. На окремих ділянках поразеність території гравітаційними процесами перевищує 70%. Найбільша поразеність території характерна для району Березне-Ліпшанської ерозійно-тектонічної поздовжньої долини (середня течія рр. Кушниця Дусинка, Суха). У цьому районі на північно-східних схилах Вулканічного хребта відмічено тільки три глибоких зсуви. Решту ж зсувів знаходяться на південних і південно-західних схилах Полонинського хребта і відносяться до долин III-IV порядків. Підвищена поразеність території виявлена також в районі смт. Чинадієво (середня течія р. Латориця) і на південних схилах Іршавської древньоозерної улоговини, що пояснюється літолого-гідрологічними і морфометричними особливостями території. Найменш поразені зсувними процесами гірські ділянки Вулканічного і відроги Полонинського хребта, що пояснюється не стільки морфометричними параметрами схилів, скільки їх структурно-літологічними і гідрогеологічними особливостями.



Розглядаючи динаміку і часовий розвиток зсувних процесів слід відмітити, що більше 90% всіх зареєстрованих зсувів є стабілізованими. Але при інтенсивних антропогенних навантаженнях на тілі зсувів розвиваються площинна і лінійна ерозія, опливини. Це відмічено на ряді ділянок по трасі газопроводу і ліній електропередач, де досить часто активізуються старі і виникають нові зсуви.

Наведені результати вивчення гравітаційних процесів дають можливість зробити наступні висновки:

1. Для гірських районів досліджуваної території основним постачальником матеріалу в місцеві бази денудації і первинну гідрографічну сітку виступають гравітаційні процеси.

2. Їх просторово-часове поширення і розвиток обумовлений впливом комплексу фізико-географічних, структурно-літологічних, гідрологічних факторів, морфометричними особливостями рельєфу і його антропогенною трансформацією.

3. Обвальо-осипні процеси поширені переважно в середньогірській зоні і пов'язані з виходами на денну поверхню вулканогенних комплексів і масивних пісковиків палеогенового флішу. Темп денудації території цим видом екзогенних процесів досягає 3.45 мм/рік, а об'єм винесеного матеріалу на окремих обвалах – 70-80 м<sup>3</sup>/рік.

4. На низькогірних і передгірних ділянках переважають зсувні процеси, поширення яких обумовлене структурно-літологічними і морфометричними показниками схилів.

5. Найбільша активізація зсувів спостерігається в період надмірного зволоження схилів і активізації тектонічних рухів.

## DEVELOPMENT AND SPREADING OF GRAVITATIONAL PROCESSES AT THE SOUTH-WEST MAROSLOPE OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Y. Khomyn

The problems are discussed concerning the spatial and temporal dynamics of gravitational processes at the South-West maroslope of the Ukrainian Carpathians. The results are presented of the stationary (in-place) and semistationary (semi in-place) research of their intensity during many years. The analysis is given of the main physical and geographical factors that predetermine the development of these processes.

## ВПЛИВ ЛІТОГЕННОЇ ОСНОВИ НА ФОРМУВАННЯ ВЕРХНЬОЇ МЕЖІ ЛІСУ

Андрій Байцар, Мирослав Іваник

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Під літогенною основою ландшафту прийнято вважати його геологічну будову і рельєф. Введення цього терміну в географічну літературу пов'язують з іменем Р. Аболіна. Можна і потрібно розглядати літогенну основу ландшафту у вузькому і широкому розумінні. Літогенна основа ландшафту у вузькому розумінні означає поєднання елементарних форм рельєфу з особливостями складу і будови приповерхневих гірських порід. В цьому розумінні її здебільшого вживають при крупномасштабному ландшафтному зніманні, коли на карту наносять фації, урочища, місцевості. Літогенна основа ландшафту в широкому розумінні рівнозначна всьому комплексу геолого-геоморфологічних особливостей території, що визначається, включаючи стратиграфію і літологію гірських порід, давню і новішу тектоніку, сучасні тектонічні рухи, рельєф поверхні (Мілков, 1990).

Важливе значення літогенної основи з диференціації ландшафтної сфери загальноприйнято. У більшості випадків геологічна будова і рельєф впливає на формування ВМЛ (верхньої межі лісу) опосередковано, зумовлюючи напрям і швидкість вітру, розподіл і танення снігу, режим стану поверхневих і підземних вод, розподіл сонячної енергії – кількість тепла і світла. Під впливом рельєфу перерозподіляють кількість опадів, інтенсивність випаровування. Таким чином геолого-геоморфологічний

фактор створює місцевий мікроклімат, де формування ВМЛ відбувається за специфічними умовами.

Гіпсометричний рівень ВМЛ зростає від периферійних частин до центрів ландшафтів це пояснюється перш за все більш високими літніми температурами і більшою сухістю. Крім цього, на характер ВМЛ впливає вимивання розчинених сполук із ґрунтів на вершинах, гребнях, а також пригребневих схилах. Такі природні системи характеризуються менш родючими ґрунтами, ніж ті, що знаходяться на тих же абсолютних висотах середніх, транзитних частин схилів високих хребтів, куди поступають продукти геохімічного вимивання із розташованих вище ПТК. У результаті навіть на однакових ґрунтоутворюючих породах гіпсометричні рівні ВМЛ сусідніх різновисотних хребтів не співпадають (Байцар, 1995).

В загальному можна відзначити, що в горах ліс росте при дещо більш низьких температурах, ніж на рівнинах. Так ВМЛ у багатьох гірських районах співпадає з липневою ізотермою від  $+8^{\circ}\text{C}$  до  $-10,5^{\circ}\text{C}$ . Тоді як на арктичній своїй межі ліс закінчується в залежності від континентальності клімату при липневій температурі  $+10^{\circ}\text{C}$  до  $+12^{\circ}\text{C}$ . Можливість проростання лісу в горах помірних широт при більш низьких значеннях літніх температур, в порівнянні з арктичною межею, зв'язано з великим приходом в горах сонячної радіації і прогріванням ґрунту на схилах.

Загальне зростання потоку радіації в горах на великих висотах складає 40% в порівнянні з його значенням для низин. Зменшення розсіяння променів в атмосфері приводить до збільшення сумарного потоку біологічно активної ультрафіолетової частини спектру, що і є причиною чистоти повітря від бактерій в горах, а також надзвичайно сильної дії гірського сонця на рослинність і шкіру людини. Що стосується росту ультрафіолетової радіації з висотою, то в Альпах на

висоті 1860 м зимою вона в чотири, а літом – в два рази більше, ніж на низинах (Алисов и др., 1952).

В межах всієї тропічної і значної частини помірної зони гірські масиви в середньому є значно теплішими від вільної атмосфери на тій же висоті. Але, однак, цей ефект особливо на висотах випуклих формах рельєфу буде послаблятися завдяки підсиленню обміном з оточуючою атмосферою. Тому найбільш сильним він є в приземних шарах повітря (до 2 м над ґрунтом) і особливо проявляється в температурі верхнього шару ґрунту. Для гірських країн характерні великі різниці між температурою повітря і верхніх шарів ґрунту у денні години. Із підняттям по схилу, не дивлячись на великі різниці висот, температура ґрунту, яка освітлена сонцем, може майже не змінюватися, а на схилах навіть зростати в порівнянні з нижчележачою рівниною. Відповідно цьому різниця між температурою повітря на висоті 2 м і температурою ґрунту різко зростає.

Висота місцевості над рівнем моря та її рельєф впливають на біоту посередньо. Підняття в горах на кожні сто метрів приводить до зниження температури повітря приблизно на  $0,5-0,7^{\circ}$  в зоні ВМЛ (1450-1680 м н.р.м.) сума активних температур (вище  $+10^{\circ}\text{C}$ ) біля  $450^{\circ}-700^{\circ}$  і гідротермічний коефіцієнт близько 5, тоді як біля підніжжя Українських Карпат (400-500 м н.р.м.) сума активних температур  $1800^{\circ}-2400^{\circ}$ , гідротермічний коефіцієнт від 3 до 2. У зв'язку з тим у периферії Карпат типовий рослинний покрив утворюють дубові, буково-дубові ліси, тоді як в зоні ВМЛ домінантами є смерекові, буково-смерекові і кедрово-смерекові ліси. Середня температура липня в зоні ВМЛ біля  $+12^{\circ}\text{C}$ , а найхолоднішого місяця січня – біля  $-10^{\circ}\text{C}$ .

Рельєф місцевості має дуже важливий вплив на формування гігротопів. У ПТК які характеризуються значною крутизною, кам'янистістю і, як правило, розташовані на

південних схилах, спостерігається величезний поверхневий і ґрунтовий стік замість дуже мокрих місцевостей, які відповідають природі зонального клімату, формуються свіжі, вологі і сирі типи лісу.

Рельєф є механічною перешкодою для перенесення повітряних мас, що створює значні відмінності в температурі по обидві сторони хребта. Гірські хребти, які направлені вздовж паралелі, є природними межами розповсюдження холоду. Так, найбільш висока частина Кавказьких гір затримує просування холодних арктичних повітряних мас, в зв'язку з чим проникає в Закавказзя лише окружним шляхом. Аналогічну роль відіграють Альпи, Скандинавські гори, Кримські гори, Карпати і т.д., хоча холодні повітряні маси і долають їх, але гори служать для них деякою природною перешкодою. Теплі повітряні маси проникають через хребет вільні. Холодне повітря, у силу своєї природи, не може піднятися угору по хребту, а змушене обтікати його. Якщо висота гірських масивів перевищує потужність холодної повітряної маси, то гори стають для холодного повітря орографічним бар'єром. Тому і спостерігається різниця середньорічних температур по обидва боки хребта. Так, на Закарпатській низовині, захищеній гірськими хребтами від арктичних повітряних мас, що надходять з півночі, середня річна температура повітря теж вища на  $2-3^{\circ}\text{C}$  і освітлення інтенсивніше, ніж на північних, що приводить до продовження вегетаційного періоду.

За даними В. Мельничука (1956) схили північних експозицій влітку в середньому на  $0,5^{\circ}$  холодніші від південних і характеризуються меншою амплітудою коливань температури протягом місяця і доби на  $1-2^{\circ}$  і за характером температурного режиму наближаються до схилів закритих експозицій.



Різницю в температурі північних і південних схилів Українських Карпат особливо наочно видно при порівнянні даних середньомісячних температур вегетаційного періоду двох пунктів, що розташовані по північному і південному макросхилах ландшафту Черногори (табл.1).

Таблиця 1

Полонина Пожежевська (1372 м); дані за період 1906-1913 рр (К.Шульд, 1912 р. і В.Свідерський, 1926 р.)		Полонина Квасівський Мелчул (1250 м); дані за період 1928-1935 рр (Г.Вінцент, 1936 р.)	
Червень	9,8	Червень	11,4 (10,6)
Липень	10,8	Липень	14,2 (13,4)
Серпень	10,8	Серпень	13,7 (12,9)
Вересень	6,9	Вересень	12,3 (11,5)
Середня	9,6	Середня	12,3 (11,5)

В дужках у табл. 1 дані, приведені до висоти 1372 м при температурному градієнті 0,65°

З таблиці 1 видно, що на північних макросхилах Черногори температура повітря на 1,9° нижча, ніж на південних.

У підтвердження сказаного наводимо дані по Боржавській полонині, де проводилися метеорологічні спостереження на схилах різної експозиції на висоті 1200 м н.р.м. (табл. 2, цит. за М.Койновим, 1956).

Таблиця 2

Експозиція схилів	Середньомісячні температури			
	червень	липень	серпень	вересень
Південна	10,5	14,6	16,1	9,9
Північна	10,1	14,1	15,5	9,3

Це в свою чергу, призводить до того, що найвищі гіпсометричні рівні лісових ПТК спостерігаються на південних макросхилах (різниця середньої висоти межі лісу на схилах

південної і північної експозиції досягає 50-80 м). ВМЛ в Українських Карпатах досягає найвищих висот в ПТК південних схилів г. Стайли і г. Піп Іван на висоті 1680 м н.р.м. (ландшафт Черногора).

В умовах помірного клімату Європи найкращими для росту і просування деревної рослинності вгору є південно-західні схили, які найкраще нагріваються. Це підтверджується даними А.Сьродоня (1948), який на основі понад 250 вимірів кліматичної межі лісу в Черногорі і в Чивчинах наводить середні арифметичні висоти межі смерекових лісів на схилах різних експозицій. З досліджень А.Сьродоня (1948) видно, що у Черногорі кліматична ВМЛ на південних схилах проходить на 60 м, а в Чивчинських горах на 25 м вище, ніж на північних.

Експозиція схилів впливає також на формування типів лісу. Південні схили сильніше прогріваються і одержують більше тепла, що призводить до сильнішого випаровування вологи. Сніготанення на південних схилах інтенсивніше, а отже, тут спостерігається також інтенсивний стік. Це призводить до того, що на південних схилах формуються ПТК переважно з свіжими і вологими типами лісу, а на північних – з вологими і сирими. Інтенсивне сніготанення і стік на південних схилах спричинюють до сильних ерозійних процесів. Чим потужніший схил, тим пагубніші ці явища, що в свою чергу позначається на формуванні місцезростань, які на південних (більш крутих) схилах бідніші, ніж на північних.

Аналогічно температурі повітря в день спостерігається також значна різниця температури ґрунту між схилами різної експозиції (в ночі ця різниця послаблюється).

Так за даними Б.П. Алісова (1952) різниця між температурою ґрунту на схилах південної і північної макроекспозиції Альп складає літом біля 4,5° і навіть зимою вона залишається біля 2,5°.



Слід зазначити, що для розвитку рослинності, зокрема для висотного її поширення, велике значення має так званий мікро- і нанорельєф. Дрібні форми рельєфу збільшують різноманітність мікроумов, що створює мозаїчність рослинного покриву. Так, в мікро- і нанопониженнях в межах субальпійського і альпійського гірських поясів зустрічаються карликові біогрупи смереки. Так „лісові” фації зустрічаються у ПТК південно-східного схилу г. Говерла на висоті 1900 і 1750 м, південно-західного схилу г. Петрос – 1750 м, г. Ребра – 1990 м, г. Гуркул – 1930 м, г. Смотрич – 1840 м (ландшафт Чорногора), г. Чивчин – 1710 м.

На видовий склад деревостанів в зоні ВМЛ дуже важливий вплив має геологічна будова місцевості. Приполонинні корінні букові лісостани на обох макросхилах Українських Карпат приурочені до ґрунтів, що сформувалися на карбонатних (мергелях, вапняках, доломітах) або на дуже вапнистих геологічних відкладах. Таким чином, бук у ролі едифікатора, незважаючи на свою теплолюбивість, не виявляє постійних зв'язків з найбільш теплим місцеположенням. ПТК з ялицею білою зустрічається в комплексі з буковими лісами на одних гіпсометричних рівнях, але, на відміну від останніх, формуються на слабовапнистих субтрактах, переважно м'яких (аргіліти) і збагачених реліктовою органікою та калієм. В зоні ВМЛ ялиця добре росте і на фліші, до якого входить значна частина пісковиків і алевролітів, але при умові, якщо ці відклади насичені глауколітом.

Результати інших авторів (Миклина, 1980), а також власні польові дослідження покажуть, що необхідно розрізняти дві категорії корінних смерекових лісів в Українських Карпатах: кліматогенні, які розповсюджені у таких ландшафтних умовах, де виключається конкуренція більш вибагливих до тепла лісотворчих порід – бука лісового, ялиці білої і літогенні смеречники, що пов'язані з потужними

безвапняковими пісковиками (ямненська, вигодська, топільчеська, чорногірська світи) і розповсюджені в Українських Карпатах багаточисельними смугами і вогнищами. В зоні ВМЛ здебільшого зустрічаються кліматогенні смереки. За типом умов місцезростання це переважно вологі, сирі і мокрі смерекові субори і сурамені.

Виходячи з цього, ми розглядаємо літогенний фактор як провідний при формуванні ВМЛ, який у кожному окремому випадку посилює або послаблює вплив інших факторів.

#### Список літератури

1. Алісов Б.П. и др. Курс климатологии. Часть I и II. – Л., 1952.
2. Байцар А.Л. Вплив геоморфологічного фактору на формування верхньої межі лісу в Українських Карпатах // Геоекологічні дослідження: стан і перспективи. К., 1995. – С. 144-146.
3. Койнов М.М. Опыт физико-географической характеристики полонин Карпатских районов, Станиславской области // Географический сборник. Выпуск 3. Изд-во Львов. ун-та, 1956. – С.62-79.
4. Мельничук В.М. Матеріали до еколого-кліматичної характеристики субальпійського пояса Ралянських Карпат. // Наук. зап. Природознавчого музею АН УРСР, т.V, 1956.
5. Милкина Л.И. Литогенные еловые леса Украинских Карпат // Лесоведение, 1980. – №2. – С. 83-89.
6. Мильков Ф.Н. Общее земледование. М., 1990.
7. Srodon A. Gorna granica lasu na Czarnohorze i w Gorach Czywczynskich // Rospr. Wydz. Matem. – Przyrodniczego, 1948.

#### THE INFLUENCE OF LITHOGENIC BASIS ON THE FORMATION OF THE UPPER BORDER OF THE FOREST

A. Baitser, M. Ivanyk

The influence of lithogenic factor on the formation of the upper border of the forest in the Ukrainian Carpathians.



## СУЧАСНИЙ СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ ОХОРОНИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ У КАНЬЙОНОПОДІБНІЙ ЧАСТИНІ РІЧКИ СЕРЕТ

Остап Шевчук

Львівський національний університет імені Івана Франка

Завдяки значним абсолютним висотам поверхні і глибокому врізу Серету та його приток тут відслонюються верстви гірських порід різного віку, зокрема, силурійських, девонських, верхньо- і нижньокрейдових, палеогенових, неогенових та четвертинних (антропогенових). Ці відклади разом з рештками рослинних і тваринних організмів, які у них заховані, є свідками геологічного минулого. Ряд їх уже взято під охорону держави як пам'ятки природи загальнодержавного і місцевого значення. Найвідомішими з геолого-геоморфологічних заповідних об'єктів є:

- *Касперівський ландшафтний заказник* площею 818 га створено у 1977 р. на базі Касперівського водоймища та прилеглих схилів з метою збереження унікального Західно-Подільського ландшафту Середнього Придністров'я.

Ріка Серет, протікаючи через заказник з півночі на південь, глибоко врізається у Подільське плато і утворює каньйоноподібну долину з високими скелястими берегами та химерними формами вивітрювання. У заказнику гармонійно поєднуються геологічні, палеонтологічні, гідрологічні і ботанічні об'єкти природи, які створюють цікавий красив неповторної краси.

Долина Серету в Касперівцях приймає характер котловини. Це котловиноподібне розширення пов'язане з гирлом бічної притоки Тупи. У виллоподібному злитті обох рік

видно дуже плоский схил, застелений лесами. У Юрія Полянського (1929) це місце називається Мандаторією. Цей схил перерізає балка, якою стікає з плато дощова вода. Урвисті схили цієї балки відслонюють всі молодші відклади. На самій горі на висоті 250 м розташовані рівні четвертої і п'ятої терас, трохи далі від стін яру вони перекриваються старшим лесом, а ближче до яру відклади терас виходять на поверхню. Альовій п'ятої тераси залягає на сеномані. Всі молодші плейстоценові відклади знаходяться нижче 5 тераси на пологому схилі силуру. Найстаршими відкладами, що залягають на силурі, є дуже тонкі верстви елювію. Це є елювіальна глина або елювіальні піски. Утворення цих елювіальних відкладів припадає на останній інтергляціал (Ш – IVa) перед відкладанням молодших лесів. На елювії і на альовій третій тераси залягає нижній ярус лесів. У районі Касперівців Серет розділяється на рукави і утворює острівці, складені сучасними піщаними річковими відкладами. Подекуди вціліли останці чотириметрової голоценової тераси, непокриті лесом.

- *відслонення нижньокрейдових вапняків з решток моховаток і голкошкірих*. Біля с. Касперівців, у верхній частині схилу р. Тупа на протязі близько 2 км у вигляді урвистого карнизу відслонюється товща ясно-сірих грубо- і середньозернистих вапняків, складена переважно з решток морських їжаків і моховаток з домішкою кварцового піску і зерен глауконіту. Такий склад порід рідко зустрічається у природі. Вапняки відносяться до альбського ярусу (нижня крейда). По всьому схилу долини розкидано багато великих глиб цих вапняків, які надають своєрідної краси цій місцевості. Відслонення має наукове і естетичне значення.

- *скелі Сеноманські Богатирі*. Біля села Лисичників, на правому схилі долини р. Серету відслонюються стовбоподібні скелі висотою 7-8 метрів і шириною в основі 5-6 метрів



складені вапняками сеноманського ярусу (верхня крейда). Скелі дуже мальовничі, мають естетичне значення. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,1 га.

- *останець Касперівський Сфінкс*. Біля с. Лисичників на правому схилі долини р. Серет знаходиться кам'яний останець оригінальної форми, що нагадує єгипетського сфінкса. Він складений піскуватими вапняками верхньої крейди.

- *печера Язичницька і Камінь Довбуша*. Розташовані біля с. Міжгір'я на лівому схилі долини Серет. Камінь Довбуша являє собою скелю, складену верхньокрейдовими вапняками, в яких і вимита печера Язичницька довжиною 42 метри. Названа по виявленому в ній язичницькому храмі. С геологічною та історичною пам'яткою. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,5 га.

- *відслонення нижньокрейдових відкладів в с. Більче-Золоте*. На східній окраїні села в урвищі біля дороги на м. Борців під зеленими глауконіт-кварцовими пісками і піщано-опоковими відкладами сеноманського ярусу (верхня крейда) відслонюються піскуваті вапняки з великою кількістю уламків морських їжаків, моховаток і черепашок молосків. Нижня, більша частина товщі має чітко виражену косу верстуватість з кутами падіння до 16° на північний схід. Ці піскуваті вапняки відносяться до альбського ярусу (нижня крейда), їх видима потужність до 10 метрів, поверхня альбських відкладів розмита донними течіями. Відслонення має важливе значення для вивчення стратиграфії і палеогеографії регіону в ранньокрейдову епоху. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,05 га.

- *печера Вертеба (Більчанська)*. Вхід в печеру розташований за 2 км північно-західніше с. Більче-Золоте на піднятому вододільному плато. Печера складається з широких галерей, розділених вузькими перемичками, загальна довжина ходів 9 км. Площа галерей 25 000 м<sup>2</sup>, амплітуда 5 метрів. Вона

сформована у верхній частині товщі крупнокристалічного гіпсу. На відміну від інших песер Поділля у Вертебі зовсім нема кристалів вторинного гіпсу. Стіни її гладкі, темні, більшість ходів замулені. На склепіннях часто зустрічаються карбонатні натічні утворення у вигляді кірок, рідше невеликих сталактитів. Назва Вертеба походить від давньослов'янського „вертеп” – печера. У цій печері виявлено численні сліди перебування давньої людини (різні предмети матеріальної культури, поховання), які відносяться до палеоліту, неоліту і більш пізнього часу. За кількістю археологічних знахідок Вертеба не має рівних на Поділлі. Пам'ятка природи загальнодержавного значення. Земельний виділ 0,5 га.

- *печера Улашківська*. Знаходиться біля с. Улашківці, вхід розташований посеред поля. Закладена у верхньотортонських гіпсах, довжина 94 метри. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,1 га.

- *печера Угринь*. Знаходиться біля с. Угринь, вхід розміщений у верхній частині правого схилу р. Млики за 0,7 км від місця її впадіння в Серет. Закладена у верхньобаденських гіпсах, довжина 4,2 км. Площа ходів 4250 м<sup>2</sup>, амплітуда 3 метри. Середня температура повітря 8,8°C. Поширені гіпсові кристали білого і темно-червоного кольору розміром 1-3 см у Північному районі печери. Окремі кристали досягають величини 7 см. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,25 га.

- *складчастість нижньобаденських пісковиків*. Південніше м. Чорткова, між селами Синякове і Угринь, у верхній частині лівого схилу долини р. Серет відслонюється товща ясно-сірих дрібно- і середньозернистих вапняковистих пісковиків нижньобаденського під'ярусу (міоцен) потужністю 7-8 метрів. Верстви цієї товщі інтенсивно зім'яті у дрібні складки з розмахом крил від 0,2 до 2,5 метрів. Зверху без помітної перерви деформовані породи змінюються

горизонтально залягаючими шарами аналогічних пісковиків цього ж віку, перекритих четвертинними суглинками. Товща формованих верств лежить на розмитій поверхні порід чортківського горизонту (нижній девон), які залягають майже горизонтально. Довжина відслонення близько 150 метрів.

Деформація верств нижньобаденських пісковиків у районі м.Чоркова – одне з найбільш відомих на Поділлі порушень осадової товщі як за ступенем дислокованості, так і за площею поширення. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,5 га.

- *печера Млинківська (Млинки)*. Розташована в околицях с. Залісся, на правому схилі р. Млинки за 2 км на північний захід від місця її впадіння в Серет. Закладена в 16-метровій товщі дрібнозернистого гіпсу. Гіпси перекриваються хомогенними ратинськими вапняками потужністю 2 метри. Протяжність печери 28 000 метрів. Загальна площа порожнин 49 000 м<sup>2</sup>, амплітуда 12 метрів. Поширені автохтонні гіпсові кристали найрізноманітніших форм розміром до 20 см різного кольору (білосніжно-блакитні, червоно-чорні, жовтувато-коричневі. Натічні утворення: сталактити, сталагміти, завіси (райони Казка, Медовий Сад, Дівоча галерея). Зустрічаються включення пластинчастого гіпсу медового кольору. Температура повітря в печері постійна +11°C, відносна вологість 84-100%. Пам'ятка природи загальнодержавного значення. Земельний відвід 0,5 га.

- *відслонення нижньодевонських відкладів*. Стратотип чортківського горизонту. В 1 км вище по течії від м.Чорткова на лівому схилі долини р. Серет відслонюється потужна (близько 40 метрів) товща темно-коричневих, зеленувато-сірих тонковерстуватих аргілітів з окремими прошарками вапняків, що містять рештки тентакулітів, остракод, пелеципод. Ці породи відносяться до жединського ярусу (нижній девон) і є стратотипом чортківського горизонту. Відслонення має

важливе значення. Пам'ятка природи місцевого значення. Земельний відвід 0,1 га.

Перелічені вище геоморфологічні (останці, скелі, печери) та власне геологічні (стратиграфічні, літологічні) пам'ятки не відображають повністю науково-пізнавальну проблематику об'єктів неживої природи басейну. Зокрема, у списку природоохоронних об'єктів не представлено жодного об'єкту, що репрезентує певні унікальні геолого-геоморфологічні риси будови долини ріки Серет. Проведений у даній роботі комплексний геоморфологічний аналіз долини річки дозволяє виділити в якості пропонованих пам'яток природи наступні елементи і форми рельєфу нижньої частини долини Серету:

- 1) каньйоноподібний відтинок долини нижньої течії р. Серет (від Більче-Золотого до Касперівців) як цікавий у науково-пізнавальному значенні морфогенетичний об'єкт. Його вирізняють виражені крутосхили („стінки“) по обох бортах долини, виражені врізани меандри, значне падіння русла, широкий стратиграфічний діапазон у численних геологічних відслоненнях (від девонських до крейдових відкладів) та активний сучасний схиловий і русловий морфогенез. Виділення каньйоноподібного відтинку цієї долини у якості природоохоронної пам'ятки чи заказника дозволить репрезентувати у природоохоронному фонді унікальне для Поділля урочище „Стінки“, що окрім геолого-геоморфологічної інформації дасть широкі можливості для наукових досліджень ботаніків, ландшафтознавців та гідрологів.
- 2) борти високих врізаних меандрів – у багатьох місцях досить добре збереглися на лівобережжі долини. Вони представляють собою крутосхили уступи, що мають дугоподібний плановий вигляд. Розміщуються на

висоті 30-40 метрів над урізом води. Фіксують певні етапи врізання (пліоцен-плейстоценового) на фоні активних піднять території Подільського Придністров'я. Один з найкраще виражених фрагментів бортів високих меандр фіксується на лівобережжі долини (на відтинку між селами Улашківці - Капустинці) та правобережжі долини (на відтинку між селами Лисовичі - Шершенівка). Такі об'єкти цікаві для здійснення палеогеоморфологічних реконструкцій розвитку долини річки Серет.

- 3) давні врізані меандри та старичні пониження фіксуються на різних гіпсометричних рівнях вздовж правобережної частини долини. Представляють собою петлеподібні пониження протяжністю до 1-1,5 км, заболочені або використані для спорудження водоймищ. Ці „давні русла” можуть бути важливими об'єктами для дослідження історії формування долини р. Серет та для проведення освітніх занять з палеогеографії долин рік Подільського Придністров'я. Найкращі фрагменти давніх врізаних меандрів і стариць зафіксовано в районі с. Біла (околиці Чорткова) та села Росохач. Об'єкт цікавий для палеоботаніків і палеогеографів.
- 4) асиметричні фрагменти долини ріки Серет (несформовані врізані меандри) досить поширена форма для меандруючих відтинків середньої течії р. Серет. Вони представляють два різні генетичних типи придолинних схилів підмиву (наступання) та акумуляції (віступання). Це добрі приклади характерної для Поділля асиметрії схилів долин, яка має комплексну причину – гідрологічно-тектонічну. Найбільш цікаві фрагменти асиметричних

петлеподібних фрагментів долини фіксуються біля с. Сосулівка, с. Касперівці, с. Угринь.

Крім того, серед перспективних природоохоронних об'єктів у долині річки Серет виділяється група комплексних природничо-культурних (краєзнавчих). Для долини р.Серет досить характерною ознакою є узгодженість планувальної структури поселень з конфігурацією елементів долинних форм. Сформовані таким чином геоморфологічні ситуації поселень можуть репрезентувати цікаві приклади у галузі ландшафтної архітектури. Найцікавішими об'єктами таких природничо-архітектурних комплексів у долині р.Серет є село Більче-Золоте, що розміщене в донній меандрі, с.Біла, що облямовується давнім старичним руслом та села Шершенівка, Ухачі, Капустинці, що мають характерну для цієї долини мисоподібну геоморфологічну ситуацію.

У переліку основних завдань “Програми формування національної екомережі України на 2000-2015 роки” вказано на першочергову необхідність екологічного оздоровлення природних територій та акваторій, поліпшення стану заплавлених систем у басейнах річок, у т.ч. Дністра. Ця Програма передбачає створення прирічкових охоронних територій, особливо на крутосхилих ділянках. Збільшення площі заповідних територій пропонується досягти шляхом пріоритетного встановлення режимів охорони старовікових природних угруповань, прируслових ландшафтів, геологічних утворень та ін. Планується планомірне з'єднання найбільш цінних заповідних територій системою екологічних коридорів.

На регіональному рівні “Програмою формування регіональної екологічної мережі Тернопільської області на 2001-2015 роки” передбачено створення кількох нових національних та регіональних ландшафтних парків, які об'єднали б у єдине ціле існуючі та пропонувані території та об'єкти природно-заповідного фонду області. Серед інших



об'єктів у цій Програмі визнається доцільним формування "Середньосеретського екологічного коридору", який мав би пов'язати ПЗ "Медобори" та НП "Дністровський каньйон".

В межах цього екокоридору, на землях Теревовлянського, Чортківського та Борівського районів Програмою передбачено створення РЛП "Середньосеретський". Щодо назви цього РЛП, то ініціатори його створення пропонували й інші варіанти – РЛП "Кашьон Серету" або РЛП "Яр Серету". Чортківським ЕГО "Зелений Світ" запропоновано власний варіант назви – РЛП "Моклеків", що походить від історичного топоніму "Моклеків" (так називалося поселення княжої доби на березі Серету у районі с. Біла). Проте в територіальному плані цей пропонується РЛП включає не лише середню частину долини р. Серет, а й нижню, аж до його впадіння в Дністер. Тому варто розглянути інші варіанти назви цього РЛП.

Створення регіонального ландшафтного парку "Середньосеретський" ("Моклеків") у долині р. Серет і деяких його допливів (малих річок Перейма, Потік, Білий Потік, Млинка, Жидкова, Білавіна, Черкаска) пропонується в наступних межах:

- на півночі: межі ботанічного заказника „Яблунівський” (Гусятинський район Тернопільської області, с. Яблунівка, м. Копичинці, с. Федорівка, лісового урочища „Яблунів” Копичинського лісництва Чортківського ДЛГ);
- межі водоохоронних зон вздовж долини р. Серет та його допливів на території Федорівської сільської ради Гусятинського району, Звиняцької, Скородинської, Білівської, Горишньо-Вигнанської, Угринської, Залісецької, Росохацької, Сосулівської, Улашківської, Ягільницької, Нагірянської, Старо-Ягільницької, Милівецької, Капустинської сільських рад Чортківського району, Чортківської міської ради, а також Лисівської,

Шипівецької, Шершенівської, Олексинської, Мушкарівської, Мишківської, Більче-Золотоцької сільських рад Борщівського району;

- урочище „Муравщина” (крутосхильна ділянка Буданівського лісництва Чортківського ДЛГ);
- лісовий масив „Мордова” (крутосхильні ділянки Білецького лісництва Чортківського ДЛГ);
- межі лісового заказника „Звіринець Білецький” Білецького лісництва Чортківського ДЛГ;
- межі лісового заказника „Дача Галілея”;
- урочище „Вурвана” (Улашківське лісництво Чортківського ДЛГ);
- лісовий масив „Білавіна” у долині рр. Білавіна та Черкаска, урочище „Качурова Гора” Улашківського лісництва Чортківського ДЛГ;
- на півдні: межі ландшафтного заказника „Касперівський” (Борщівський район, с. Більче Золоте, Заліщицький район с. Касперівці, Наддністрянського лісництва Чортківського ДЛГ).

Особливої уваги заслуговують цінні геолого-геоморфологічні об'єкти в каньйоноподібній частині долини р. Серет. Більшість з них потребують детальнішого вивчення і документування. З огляду на перспективу формування "Середньосеретського екологічного коридору" можна сподіватися, що буде переглянуто категорії заповідання вже існуючих, а також вивчено і взято під охорону інші цінні об'єкти неживої природи.

#### Список літератури

1. Геологические памятники Украины. Справочник-путеводитель. К., 1985.
2. Концепція створення регіонального ландшафтного парку «Середньосеретський» («Моклеків») у середній течії р. Серет (Проект Чортківського ЕГО «Зелений Світ» від 12.04.2003 р.).

3. Полянський Ю. Подільські етюди. Тerasи, леси і морфологія Галицького Поділля над Дністром. // Збірник гематично-природописно-лікарської секції Наукового товариства ім. Т.Шевченка. Т.20 – Львів: 1929.
4. Природа Тернопільської області // за ред. К.І. Геренчука. Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1979.

**THE NOWADAYS STATE AND PROSPECTS OF PROTECTION OF THE NONLIVING NATURE IN THE CANYONLIKE SECTION OF THE SERET RIVER**

**O. Shevchuk**

The nowadays state and prospects are analyzed concerning the protection of the nonliving nature in the canyon-like section of the Seret river.

УДК 551.4

**ОЦІНКА АСИМЕТРІЇ СХИЛІВ ОСНОВНИХ РІЧКОВИХ ДОЛИН МАЛОГО ОПІЛЛЯ**

**Павло Горішний**

*Львівський національний університет імені Івана Франка*

Асиметрія рельєфу полягає у невідповідності морфології і морфометрії протилежних схилів долин, пасом, хребтів та інших форм і сукупностей форм рельєфу [5]. Дослідження асиметрії рельєфу переважно полягає у кількісній оцінці цього явища та його генетичній інтерпретації. Явище асиметрії рельєфу можна розглядати як правило, а симетрію рельєфу як виняток з нього.

Вивчення асиметрії рельєфу в Україні започаткував І.Ф.Леваковський наприкінці XIX ст. Асиметрію рельєфу Подільської височини і, зокрема, Малого Опілля, найповніше висвітлено в роботах С.Рудницького [4], К. Геренчука [1-3], З.Паздро [7]. У роботах С.Рудницького і З.Паздро досить докладно описані характер схилів основних долин Малого Опілля (приток Дністра), але не складено карту асиметрії схилів, детально не досліджені другорядні долини.

Мета статті – здійснити аналіз асиметрії річкових долин Малого Опілля на основі складеної карти масштабу 1:50 000.

Мале Опілля є крайньою південно-західною частиною Опілля [6], яке входить до Подільської височини. Цей район також називають Миколаївсько-Бобрєцькою височиною (Підопіллям), Миколаївським або Стільським Опіллям. Горбистий рельєф Малого Опілля характеризується поширенням ряду видовжених, крутих горбів, які піднімаються на 120-150 м над дном річкових долин [7]. Мале

Опілля є чітко відокремленим районом. Принаймні, з трьох сторін прилягають райони, які передусім морфологічно, а переважно також і геологічно, дуже чітко контрастують. Західною межею Малого Опілля є так званий "Миколаївсько-Поршнянський поріг". Другою, більш чіткою і характерною межею є розміщений на півдні Роздільський край, що відділяє Опілля і Стрийсько-Жидачівську улоговину. На південному заході Мале Опілля має межею Роздільсько-Боринецький поріг. Бобрецька низовина є межею між Малим і Великим Опіллям на сході. Найменш виражена за З.Паздро північна межа (з Львівським плато).

Визначення асиметрії схилів основних річкових долин Малого Опілля проводилось за топографічною картою масштабу 1:50000. На досліджуваній території були виділені основні річкові долини (Зубра, Колодниця, Барвінка, Суходілка, Давидівка, Боберка) та їхні притоки. Асиметрія схилів відзначалася за різницею у крутості лівих і правих схилів долин. Крутість визначалась для одновисотних схилів. Виділені 5 градацій асиметрії:

- 1) добре виражена правостороння;
- 2) слабо виражена правостороння;
- 3) добре виражена лівостороння;
- 4) слабо виражена лівостороння;
- 5) відсутність асиметрії (симетрія).

Для добре вираженої асиметрії необхідна була різниця у відстані між горизонталями не менше, ніж у два рази. Труднощі виникали у місцях злиття долин, де спостерігається сильне зниження схилів. Яркоподібні верхів'я долин, як правило, не враховували. Форму і довжину схилів для визначення асиметрії не брали до уваги.

Загальною характерною рисою асиметрії схилів долин Малого Опілля є звичайна для Подільської височини лівостороння асиметрія. Передусім вона переважає в основних

долинах – Зубрі, Колодниці, Суходілці, Давидівці, Боберці. Тільки на деяких ділянках у цих долинах переважає правостороння асиметрія, або вона відсутня. Також лівостороння асиметрія властива дрібним лівим притокам цих долин (найбільше Давидівці і Суходілці), які мають напрям ПнЗх–ПдСх (з деяким відхиленням до субмеридіонального напрямку) і південно-західну експозицію. Правостороння асиметрія зустрічається у лівих притоках Зубри, які мають діагональний (ПнЗх–ПдСх) і субширотний (ПнЗхЗх–ПдСхСх) напрями. Цікаво, що експозиція крутих схилів тут така як у лівосторонніх притоках інших долин (південно-західна).

Правостороння асиметрія характерна також для бічних долин, переважно в басейні Давидівки і Суходілки, які мають напрям від діагонального (ПдЗх–ПнСх) до широтного і експозицію крутих схилів ПнЗх–Пн. Окремі ділянки правосторонньої асиметрії є у нижній частині долини Боберки, верхній частині Давидівки, нижній частині Суходілки, у деяких частинах долини Зубри. Загалом повністю право асиметричних долин, навіть дрібних, дуже мало.

Відомо, що симетричні ділянки долин – це переважно їх верхів'я. Окремі симетричні ділянки долин спостерігаються у Барвінки, Глівця, Боберки та Колодниці.

Тепер детальніше розглянемо основні річкові долини.

*Долина Зубри.* Для неї характерне переважання лівосторонньої асиметрії. Ділянки правосторонньої асиметрії знаходяться у північній і південній частинах долини. У північній (верхній) частині долини Зубри спостерігається змінна асиметрія схилів. До закінчення с. Кугаїв поширена лівостороння асиметрія. Далі йдуть меандрові ділянки, на яких підмив рікою призводить до утворення на вигинах крутих схилів: спочатку правостороння асиметрія, потім (в районі с. Підтемне) – лівостороння і нижче – до села Раковець – правостороння. Від с. Раковець починається ділянка



лівосторонньої асиметрії, яка закінчується аж нижче с. Бродки. Далі, до закінчення с. Глуховець поширена слабо виражена правостороння асиметрія. Потім від с. Глуховець до впадіння потоку Барбара розміщена ділянка лівосторонньої асиметрії. Далі йде невелика ділянка добре вираженої правосторонньої асиметрії і накінець – в районі с. Демня – лівостороння асиметрія. Нижче с. Демня аж до впадіння Зубри в Дністер асиметрію важко визначити, бо схили стають дуже пологими.

Для приток Зубри (домінують лівосторонні) характерне переважання правосторонньої асиметрії. Особливо це помітно у північній частині долини, де дві долини мають тільки правосторонню асиметрію. Серед лівих приток Зубри лише в одній (потік у с. Суха Долина) помітно переважає лівостороння асиметрія. Круті схили мають здебільшого експозицію від ПдПдЗх до ПдЗхЗх.

Дві праві притоки, які розміщені у північній частині басейну Зубри характеризуються переважанням лівосторонньої асиметрії.

*Долина Колодниці.* На всьому простяганні ріки переважає добре виражена лівостороння асиметрія. Лише на невеликій ділянці у нинішній частині долина порівняно симетрична. У бічних долинах Колодниці часто зустрічаються правобережна асиметрія, зокрема майже уся долина потоку Мокрий, значна частина балки Глибока, долина біля с. Гидзівка. Симетричні ділянки долин характерні у верхів'ях.

*Долина Барвінки.* Тут переважає лівостороння асиметрія різного ступеня. У низів'ї долини (нижче балки Шийна) є ділянка правосторонньої асиметрії, нижче по течії – ділянка симетричної долини. У найбільшій притоці Барвінки – Ілівці – переважає лівостороння асиметрія, але є дві ділянки симетричної долини (у верхів'ї лівого витoku та на ділянці діагонального (ПнЗх-ПдСх) простягання у низів'ї потоку).

*Долина Суходілки* характеризується переважанням лівосторонньої асиметрії, переважно добре вираженої (ділянка слабо вираженої лівосторонньої асиметрії спостерігається між селами Суходіл і Березина). Досить значна за простяганням ділянка правосторонньої асиметрії є між початком села Березипа і до впадіння Давидівки. Верхів'я Суходілки має симетричну долину. Ця ріка має багато правих і декілька лівих приток. Найбільші з них – потік Басарів (Басарівка) та вище по течії розміщена права притока Суходілки (впадає у с. Суходіл). Обидва потоки по основному руслу характеризуються лівосторонньою асиметрією, слабо вираженою у потоку Басарів. Їхні бічні долини і верхів'я мають переважно правосторонню асиметрію. Лівобережні притоки характеризуються лівосторонньою асиметрією схилів.

*Долина Давидівки* (крім верхнього відтинку) має лівосторонню асиметрію. Верхня частина долини (до станції Великі Глібовичі) характеризуються змінною асиметрією.

У районі с. Будьків спостерігається добре виражена лівостороння асиметрія. Далі, до с. Підмонастир, йде широка заболочена ділянка долини широтного напрямку, де добре виражена правостороння асиметрія. Деякі дослідники вважають, що тут проходить межа Малого Опілля з Львівським плато і тому схили північної експозиції є більш крутими і високими. Нижче (у районі Підмонастиря), де долина різко повертає на південь, знову спостерігається лівостороння асиметрія. Нижче с. Підмонастир і до початку с. Великі Глібовичі – слабо виражена правостороння асиметрія, від початку с. Волощина до ст. Великі Глібовичі – слабка лівостороння асиметрія.

Бічні долини Давидівки характеризуються як право-, так і лівосторонньою асиметрією (у 4 з 5 охарактеризованих долин), а схили верхів'я долин часто ліві притоки бувають

різні (з право-, лівосторонньою асиметрією, або її відсутністю).

Долина Боберки є східною межею Малого Опілля. Для неї характерне переважання лівосторонньої асиметрії, за винятком нижнього відтинку (долини). Її верхів'я (до Бібрки) має лівосторонню асиметрію. Далі через невелику ділянку асиметрії долини, йде відтинок правосторонньої асиметрії (східні схили г. Горб). Нижче знову долина має лівосторонню асиметрію (частково слабо-, частково сильно виражена), яке переходить у правосторонню асиметрію нижче с. Кологори. Далі після повороту долини на південний захід вона стає симетричною. Біля с. Дев'ятники, де долина приймає знову меридіональний напрям, починається лівостороння асиметрія, яка змінюється правосторонньою на останньому відтинку долини (південна частина с. Калинівка).

Отже, на Малому Опіллі підтверджується правило, яке характерне для всієї Подільської височини і полягає у суттєвому переважанні лівосторонньої асиметрії схилів річкових долин. Правостороння асиметрія найбільше властива для лівих приток Давидівки і Суходілки. Симетричні долини займають незначні площі, переважно у другорядних долинах.

#### Список літератури

1. Геренчук К.И. Об асимметрии речных долин Подольского плато // Изв. ВГО. – 1950. – Т. 82. – Вып. 1.
2. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. - Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1960.
3. Геренчук К.И. Об асимметрии склонов речных долин Русской равнины (к 100-летию закона Бера-Бабине) // Геогр. збірник. – К., 1961. – Вып. 4.
4. Рудницький С. Знадоба до морфології Подільського сточища Дністра // Збірн. матем.-природ.-лікар. секції наук. тов-ва ім. Шевченка. Т. XVI. – 1913.
5. Черваньов І.Г. Асиметрія рельєфу // Географічна енциклопедія України. Т.1. - К., 1989.

6. Czyżewski J. Podział Opola na podstawie wysokości względnych // Pokłosie Geograficzne. – 1-14. – 1925.
7. Pazdro Z. Jednostki tektoniczne w budowie Opola Małego i fazy ich rozwoju // Biul. Inst. Geol. – 1953.

#### ESTIMATION OF SLOPE ASSYMETRY OF THE MAIN RIVER VALLEES OF THE SMALL OPILLIA P. Horishnyy

The character and the degree of asymmetry of the relief of the river valleys of the Small Opillia has been analysed in accordance with the steepness of the slopes based on the developed map on the scale of 1:50 000. Five groups of asymmetry have been categorized, such as well and weakly defined right-handed, well and weakly left-handed, without asymmetry (symmetry of the relief). Generally, the left-handed asymmetry prevails, while the right-handed asymmetry is mainly characteristic of the left-hand tributaries of the Davidivka and the Sukhodilka rivers.

## АНАЛІЗ І ГЕНЕТИЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ АСИМЕТРІЇ СХИЛІВ ДОЛИННО-БАЛКОВИХ ФОРМ РОЗТОЦЬКО-ОПІЛЬСЬКОГО РАЙОНУ

Юрій Зінко, Світлана Благодир, Інна Сіренко

Львівський національний університет імені Івана Франка

До найважливіших характеристик просторового поєднання схилів флювіальних форм Поділля слід віднести асиметрію (поєднання типу «один проти одного»). Її аналіз дозволяє уточнити фактори просторової диференціації еволюції схилів, виявити деякі загальні закономірності формування домінуючих форм району. При аналізі враховувались схили різнопорядкових форм ерозійної сітки, від річкових долин до балково-лощинних форм. В основі методики дослідження асиметрії схилів застосовано картографічні, в тому числі картометричні методи. Складено картосхеми асиметрії схилів річкових долин Розтоцько-Опільського регіону (М 1:100000) і картосхеми асиметрії схилів долинно-балкових форм (М 1:25000) для ключових ділянок геоморфологічних районів Розточчя і Опілля.

Характеризуючи асиметрію меридіональних річкових долин Подільської височини К.І.Геренчук (1960) відніс її до областей з витриманою лівосторонньою асиметрією. Остання на Руській рівнині поширена слабо, переважає правостороння асиметрія [3]. На картосхемах асиметрії схилів річкових долин Розтоцько-Опільської підобласті зображено круті схили основних річкових долин цієї височини та їх приток. За орієнтацією вони поділяються на меридіональні, субмеридіональні і широтні. У ріках меридіональної і

субмеридіональної орієнтації переважаючою є лівостороння асиметрія, де крутими виступають схили західної і південно-західної експозиції (табл. 1). В цілому побудована картосхема дозволяє стверджувати, що асиметричність середніх і малих долин є специфічною рисою регіону. В більшості річкових долин ділянки з асиметричним поперечним профілем долини займають більше 50% довжини.

Таблиця 1.

Розподіл за експозиціями крутих схилів у асиметричних долинно-балкових формах Львівського Розточчя (за результатами картометричних досліджень)

Напрямок долин		% від загальної кількості крутих схилів за експозицією							
		зх	сх	пд-зх	пн-сх	пд-сх	пн-зх	пн	пд
Меридіональні									
1.	Малі річкові долини	90,2	9,8						
2.	Балки	42,9	57,1						
3.	Лощини	53,9	46,1						
Субмеридіональні									
1.	Малі річкові долини			66,6			33,4		
2.	Балки			50,0	17,5	17,5	15,0		
3.	Лощини			8,3	25,0	41,7	25,0		
Широтні									
1.	Балки							60,2	39,8
2.	Лощини							60,0	40,0

За картосхемами асиметричності схилів балкової мережі визначалася частота асиметричних балок для ключових ділянок окремих геоморфологічних районів. До асиметричних балок відносяться ті, в межах яких довжина ділянки з асиметричним поперечним профілем становить не менше 25-



30% загальної довжини. Для характеристики частки балок з асиметричними схилами використані показники частоти балкової асиметрії. Її можна визначити за питомою вагою асиметричних балок у загальній довжині балкової мережі ( $f_c$ ) і в загальній кількості балок ( $f_k$ ). Загальна кількість проаналізованих балок для ключових басейнів становить 370. Показники частоти балкової асиметрії на досліджуваних ключових ділянках коливаються від 31,3 до 81,8% (показник  $f_k$ ) і від 34,8 до 85,7% (показник  $f_c$ ). Кількісні показники свідчать, що асиметричність схилів балок – це своєрідна риса рельєфу району. Аналіз частоти асиметрії балкових форм за основними напрямками свідчить, що найбільшою частотою характеризуються балки субмеридіонального напрямку. Розподіл крутих схилів балок у порівнянні з малими річковими долинами виявляє менш витриману експозиційну постійність (табл. 1). Відмічена для малих долин експозиція крутих схилів зберігає свою домінуючу роль для балок того ж простягання.

Для досліджуваного Розтоцько-Опільського регіону характерним є досить широкий діапазон зміни показника коефіцієнта асиметрії схилів долин – відношення довжини крутого до пологого схилу. Це зумовлене значною площею даного регіону і відмінністю його внутрішньої морфологічної будови. Величина коефіцієнту змінюється як в просторі (відмінна для кожного району), а також в залежності від зміни напрямку простягання долин, для яких він вираховувався.

Найменший коефіцієнт асиметрії схилів характерна для Перемишлянсько-Бережанського Опілля.  $K_{\text{ср.}}$  (по району) = 0,12. Причому мінімальною асиметрією характеризуються схили долин діагонального (як північно-західного  $K=0,09$ , так і північно-східного  $K=0,07$ ) і субширотного (зх - пн зх)  $K=0,07$  напрямку простягання. Інші напрямки: субширотний (сх - пн сх) і два субмеридіональних мають коефіцієнт наближений до 0,2.

Найбільшою асиметрією схилів відрізняється район Львівського Розточчя, де  $K_{\text{ср.}}$  становить 0,41. Значною асиметрією характеризуються схили долин субмеридіонального (пн - пн сх), діагонального (пн зх) і субширотного (пн сх - сх), де  $K$  знаходиться у межах від 0,45 до 0,5. Коефіцієнт асиметрії для субширотного (пн зх - зх), діагонального (пн сх), субмеридіонального (пн - пн зх) коливається від 0,35 до 0,38.

Для району Верещицько-Щирецької рівнини характерним є незначна зміна коефіцієнту при зміні напрямку долини. Для більшості напрямів  $K=0,33$ , лише для діагональних (пн зх і пн сх) коливаються в межах від 0,35 до 0,37.  $K_{\text{ср.}}$  для всього району становить 0,34.

Надзвичайною різноманітністю показників коефіцієнта асиметрії характеризується Придністровське Опілля ( $K$  коливається від 0,03 до 0,44), де  $K_{\text{ср.}}$  для району рівняється 0,21. Максимальне значення  $K=0,44$  властиве для долин діагонального (пн сх) напрямку, а мінімальне  $K=0,03$  субмеридіонального (пн зх - зх) простягання.

Долини субширотного (пн зх - зх), діагонального (пн зх) і субмеридіонального (пн - пн сх) напрямку мають показники асиметрії від 0,21 до 0,25.

В загальному можна сказати, що на території розтоцько-Опільської підобласті асиметрія схилів долин змінюється в певній просторовій закономірності: від найбільших значень коефіцієнта асиметрії в пн зх частині (Розточчя), поступово зменшуючись в напрямку на пд сх, сягаючи мінімальних величин на Перемишлянсько-Бережанському Опіллі (центральної частині Західного Поділля) і дещо збільшуючись на Придністровському Опіллі.

Як вже зазначалося вище, коефіцієнт асиметрії змінюється не лише у просторі, його величина також

змінюється в залежності від зміни напрямку простягання флювіальних форм.

Середні показники коефіцієнта асиметрії для долинно-балкових форм субмеридіонального пн – пн зх і субмеридіонального пн – пн сх напрямків коливаються в межах від 0,23 до 0,31 відповідно. Середні значення для двох субширотних і діагональних напрямків відрізняються мало і становлять від 0,25 до 0,28 (табл. 2).

Однак, якщо середні значення відрізняються мало, то значення коефіцієнту для кожного окремого напрямку в різних геоморфологічних районах мають значний діапазон зміни. Так, субширотний зх – пн зх від 0,1 до 0,35, діагональний пн зх від 0,09 до 0,46, субмеридіональний пн – пн зх – від 0,03 до 0,5.

Таблиця 2.  
Показники асиметрії схилів різноорієнтованих флювіальних форм (Перемишлянсько-Бережанське Опілля) за картами масштабу 1:25000

№ п/п	Напрямок простягання	А° (азимут)	Коефіцієнт асиметрії (за показниками довжини схилів)	Експозиція крутого схилу
1.	Зх – Пн Зх	281	0,1	Пн
2.		283	0,04	Пн
3.		298	0,02	Пд Зх
4.		290	0,15	Пн Сх
5.		295	0,06	Пд Зх
6.		295	0,08	Пн Сх
7.		294	0,03	Пд Зх
			$K_{\text{ср.}}=0,07$	
8.	Сх – Пн Сх	70	0,002	Пн Зх
9.		77	0,19	Пн

10.		84	0,17	Пн
			$K_{\text{ср.}}=0,12$	
11.	Зх	273	0,14	Пн
12.		276	0,1	Пн
13.		278	0,2	Пн
			$K_{\text{ср.}}=0,15$	
14.	Пн Зх	320	0,2	Пн Сх
15.		330	0,36	Пн Сх
16.		325	0,12	Пн Зх
17.		300	0,1	Пн Зх
18.		327	0,09	Пн Зх
19.		320	0,01	Пн Зх
20.		315	0,07	Пн Сх
21.		322	0,04	Пн Зх
22.		310	0,07	Пн Зх
23.		300	0,01	Пн Зх
24.		300	0,01	Пн Сх
25.		300	0,09	Пн Зх
26.		312	0,16	Пн Зх
27.		300	0,1	Пн Сх
28.		300	0,001	Пн Сх
29.		316	0,06	Пн Зх
30.		325	0,08	Пн Зх
31.		322	0,008	Пн Сх
			$K_{\text{ср.}}=0,09$	
32.	Пн Сх	35	0,08	Пн Зх
33.		30	0,02	Пн Зх
34.		30	0,11	Пн Зх
35.		30	0,05	Пн Зх
36.		60	0,06	Пн Зх
37.		55	0,15	Пн Зх
38.		65	0	Пн Зх

			$K_{сер} = 0,07$	
39.	Пн – Пн Зх	350	0,1	Пд Зх
40.		340	0,004	Пд Зх
41.		345	0,2	Пн Зх
42.		355	0,25	Пд Зх
43.		355	0,51	Зх
			$K_{сер} = 0,18$	
44.	Пн – Пн Сх	10	0,1	Пн Зх
45.		10	0,3	Пн Зх
			$K_{сер} = 0,2$	
			$K_{сер} = 0,1$	

Проведені морфометричні дослідження засвідчили, що різноорієнтовані флювіальні форми мають різний ступінь асиметрії. Ще С.Рудницьким (1914) був виявлений закономірний характер асиметрії різноорієнтованих долин і пасм, де крутими виступають схили певних експозицій. Нижче наведена таблиця, де для кожного напрямку долин визначено переважаючу експозицію крутого і пологого схилу (табл. 3).

Таблиця 3.

Переважаюча експозиція крутих і пологих схилів  
в різноорієнтованих флювіальних формах  
Розтоцько-Опільської підобласті

Напрямки флювіальних форм	Експозиція крутого схилу	Експозиція пологого схилу
<i>Діагональні</i>		
пн зх – пд сх	пд зх	пн сх
пн сх – пд зх	пн зх	пд сх
<i>Субмеридіональні</i>		
пн зх – пн – пд сх – пд	зх – пд зх	сх – пн сх
пн сх – пн – пн зх – пд	зх – пн зх	сх – пд сх

<i>Субширотні</i>		
зх – пн зх – сх – пд сх	пн сх – пн	пд зх – пд
сх – пн сх – зх – пд зх	пн зх – пн	пд сх – пд
<i>Меридіональні</i>		
пн – пд	зх	сх
<i>Широтні</i>	пн	пд

Долини і балки регіону за відношенням до різновікових типів асиметрії можна поділити на три групи: перша спостерігається лише в корінних породах; в другій асиметрія пов'язана з верхньоплейстоценовою акумуляцією лесів; і третя характеризується поєднанням двох різновікових асиметрій. Перша і третя групи характеризують середні і малі річкові долини і балки значної глибини та протяжності приурочені до верхніх ярусів рельєфу.

На основі отриманих результатів картометричного вивчення асиметрії схилів долинно-балкових форм була здійснена спроба інтерпретації можливого генезису цього характерного морфогенетичного явища флювіальних форм Західного Поділля. При цьому, до уваги взято ключові генетико-еволюційні моменти двох базових гіпотез розвитку асиметрії долинно-балкових форм: кліматичну і тектонічну.

На сьогоднішній день існує дві точки зору, які пояснюють механізм вироблення кліматичної асиметрії. Одна група дослідників [3, 12] вважає причиною формування асиметрії сучасні процеси, пояснюючи круті схили високою активністю процесів на схилах південно-західної експозиції. Друга група дослідників [1, 13] пов'язує формування кліматичної асиметрії з перигляціальними умовами плейстоцену. На їх думку асиметрія, що спостерігається тепер в помірних широтах, є реліктовою. Серед прихильників реліктової асиметрії існує два підходи, що пояснюють виникнення асиметрії схилів малих і середніх річкових долин.



Одні дослідники пов'язують це тільки з інсоляцією, інші враховують ще кілька кліматичних чинників.

В цілому, польові і картометричні дослідження Розтоцько-Опільського регіону показують, що кліматичний тип асиметрії (переважно теплого типу) найбільш добре фіксований в малих формах (схиліві балки, лоцини). В річкових долинах і балках кліматичний тип асиметрії. Пов'язаний з різкою експозиційною активністю схилівих процесів в перигляціальні епохи плейстоцену, лише посилив вихідну асиметрію, сформовану в корінних породах. Особливо це добре зафіксувалось в меридіональних та субмеридіональних долинах, які характеризуються найвищими показниками асиметрії. Тут активніше розвивались схили холодної експозиції, що сприяло формуванню шлейфів у їх підніжжях [1]. Відіграло роль також і тіньове положення цих схилів при еоловій акумуляції лесів в перигляціальних умовах.

Можна відмітити, що деякі долини підтверджують наявність теплого типу кліматичної асиметрії (меридіональні, діагональні, субмеридіональні) з крутими схилами теплих експозицій (пд зх, зх – пд зх), тоді як інші долини не вкладаються в цю схему (субширотні, діагональні), де крутими виступають схили холодних експозицій (пн зх – пн, пн зх, пн). Така ситуація вимагає більш детального аналізу ще одного фактору – тектонічного.

Багатьма дослідниками Поділля [4, 5, 6, 11] визначалась приуроченість флювіальних форм до тектонічних (диз'юнктивних) порушень. На основі аналізу напрямків флювіальної мережі відзначалась перевага в регіоні діагональних північно-західних та субмеридіональних пн зх – пн напрямків. Детальні морфологічні дослідження показали, що круті схили різноорієнтованих флювіальних форм відрізняються особливостями морфології поздовжнього та поперечного профілю. Морфологія поздовжнього і

поперечного профілю крутих схилів дозволяє опосередковано робити висновки про морфотектонічні аспекти схилів, що приурочені до диз'юнктивних порушень і зон тектонічної тріщинуватості [7, 9, 10]. В певній ситуації форму поздовжнього профілю крутих схилів можна пов'язувати з часом активізації диз'юнктивних чи тектонічних порушень вздовж яких закладено долину. Випуклі профілі свідчать про більш пізніший час активізації, а ввігнуті – більш ранній. Форма поперечного профілю схилів може індикувати тип (кінематику) тектонічних порушень. Прямолинійні поперечні профілі крутих схилів можуть індикувати скидові та підкидові порушення, а гофровані профілі – деформації типу зміщень.

Наведені можливі варіанти залежності морфології схилів від типу тектонічного порушення та часу його активізації дозволяють розглядати теж асиметрію схилів у тектонічно обумовлених флювіальних формах як наслідок прояву геодинамічних процесів. Важливим з цього приводу є результати отримані з вивчення просторової організації тектонічних порушень [7]. Зокрема, встановлено, що прояв тектонічних порушень носить часто асиметричний характер, зона динамічного впливу сильніше виражена вздовж одного з бортів розлому. Для різних кінематичних типів порушень (скиди, підкиди, зміщення) ступінь асиметричності і характер його прояву буде різний [7].

Проведені морфометричні дослідження асиметричних долинно-балкових форм Розточчя і Опілля засвідчили добре виражений тип асиметрії у більшості долинистих форм. Його ступінь вираженості спадає від меридіональних (субмеридіональних) через діагональні до широтних (субширотних) форм. Величина асиметрії та експозиція крутого схилу не виступають наслідком певного типу кліматичних факторів асиметрії. Тому, очевидно, слід вважати, що у більшості випадків круті схили флювіальних форм

відображають борти тектонічних порушень з більш вираженою зоною динамічного впливу. Для цих крутих схилів виражена тріщинуватість (бокові тріщини), що фіксується значною роздрібленістю порід.

Таким чином, у Розтоцько-Опільському регіоні, як і вцілому на Західному Поділлі, існує ймовірність домінуючого тектонічного характеру асиметрії схилів флювіальних форм. Значна тектонічна роздрібленість регіону пов'язана із крайовим положенням на границі з молодого геосинклінальною областю. Тектонічні порушення різного часу активізації і кінематики знайшли відображення в морфології домінуючих форм, в тому числі в асиметрії схилів. Асиметричний характер зон динамічного впливу тектонічних порушень проявився в морфології схилів форм. Інсоляційна асиметрія схилових процесів плейстоцену в одних випадках посилила вихідну тектонічну асиметрію (меридіональні, субмеридіональні і діагональні форми), а в інших випадках послабила її (широтні і субширотні форми).

#### Список літератури

1. *Бабанов Ю.В.* Формирование и развитие асимметричных склонов речных долин Среднего Поволжья. - Казань: Изд-во Каз. ун-та, 1989.
2. *Берлянт А.М.* Картографический метод исследований. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.
3. *Воскресенский С.С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971.
4. *Геренчук К.И.* Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. - Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1960. - 242с.
5. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Западной Вольно-Подоллии. - К.: Наукова думка, 1979.
6. *Знаменская Т.А., Чебаненко И.И.* Блоковая тектоника Вольно-Подоллии. - К.: Наукова думка, 1985.
7. *Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линеаментной неотектоники. - М.: Недра, 1986.
8. *Ласточкин А.Н.* Рельеф земной поверхности. - Л.: Недра, 1991.
9. *Пенк В.* Морфологический анализ: Пер. с нем. - М.: Географгиз, 1961.

10. *Рудницький С.* Знадоби до морфології подільського сточища Дністра. Збірник математично-природописно-лікарської секції наукового т-ва ім. Шевченка, т. XVI. - Львів, 1913.
11. *Свинко И.М.* Неотектоника северной части Подоллии. Автореферат канд. дисс., Л., 1968.
12. *Симонов Ю.Г.* Морфометрический анализ рельефа. - Москва-Смоленск: Изд-во СГУ, 1998.
13. *Спирidonov А.И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970.

#### ANALYSIS AND GENETIC INTERPRETATION OF THE ASSYMETRY OF THE SLOPES OF A VALLEY-FORMS OF THE ROZTOCHYA-OPILLIA REGION

Y. Zinko, S. Blagodyr, I. Sirenko

Based on the utilization of morphometric and morphographic indices obtained while analyzing the large-scale cartographic materials, the assymetry of the slopes of valley-gorge forms of the Roztochya and the Opillya has been studied. The degree of assymetry of variously oriented forms as well as the expositional location of steep slopes have been revealed. There has been estimated the role of climatic and genetic factors in the genesis of assymetry of the slopes of the valley-gorge forms.

## ЗМІСТ

<i>Я. Кравчук</i>	КАФЕДРА ГЕОМОРФОЛОГІЇ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА (1950-2004)	3
<i>І. Ковальчук</i>	ПРОФЕСОР ПЕТРО ЦИСЬ: ВНЕСОК У РОЗВИТОК УКРАЇНСЬКОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ	24
<i>Я. Кравчук</i>	СПОГАДИ ПРО ПРОФЕСОРА ПЕТРА ЦИСЯ	47
<i>А. Богущький,</i> <i>Р. Дмитрук,</i> <i>А. Яцишин</i>	ФАУНА МОЛЮСКІВ РОЗРІЗУ МАРИНОПЛЬ ТА ЇЇ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ	54
<i>А. Dotonik</i>	GEOMECHANICZNE IMPLIKACJE KOMPRESJI TEKTONICZNEJ W KARPATACH FLISZOWYCH NA PRZYKŁADZIE PIASKOWCÓW SERGOWSKICH JEDNOSTKI DUKIELSKIEJ.	65
<i>Р. Кобзак</i>	ВИКОРИСТАННЯ ІНДИКАЦІЙНИХ ПОКАЗНИКІВ РІЧКОВИХ СИСТЕМ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ	84
<i>Я. Кравчук,</i> <i>М. Іваник</i>	МОРФОСТРУКТУРНИЙ АНАЛІЗ ЗОВНІШНІХ (СКИБОВИХ) КАРПАТ	91
<i>Я. Кравчук,</i> <i>М. Іваник,</i> <i>Н. Карпенко</i>	МЕТОДИЧНІ АСПЕКТИ ПРОВЕДЕННЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНОЇ НАВЧАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ НА ДНІСТРОВСЬКОМУ ГЕОГРАФІЧНОМУ СТАЦІОНАРІ	107
<i>L. Lindner</i>	OSTATNIE ZŁODOWACENIE (WURM) RÓLNOPCNYCH STOKÓW TATR	115
<i>А. Михнович</i>	АНАЛІЗ ГОРИЗОНТАЛЬНИХ ДЕФОРМАЦІЙ РУСЕЛ У СТОЧИЩІ ДНІСТРА	125
<i>Z. Rączkowska</i>	PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA I WYKSZTAŁCENIA FORM PERYGLACJALNYCH W TATRACH.	133
<i>Р. Сливка</i>	ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ДАВНИХ ДОЛИННИХ СИСТЕМ ВОДОДІЛЬНО-ВЕРХОВИНСЬКИХ КАРПАТ	144
<i>В. Стецюк</i>	ЕСТЕТИЧНА ФУНКЦІЯ РЕЛЬЄФУ УКРАЇНИ У КОНТЕКСТІ ЕКОЛОГІЧНОЇ ГЕОМОРФОЛОГІЇ	150
<i>В. Шушняк</i>	ІСТОРІЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ І СУЧАСНІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ КАРПАТ	163
<i>О. Колтун</i>	ЗСУВИ У МІСТІ ХМЕЛЬНИЦЬКИЙ	177
<i>Д. Кричевська</i>	ОБ'ЄКТИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ УЖАНСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ	187
<i>І. Гуатик</i>	ПІШХОДНИЙ МІКРОРЕЛЬЄФ ЕПС КНПІ «СТЕЖКА ДОВБУША»	196
<i>W. Rączkowski</i>	МАРА OCHRONY PRZYRODY NIEOŻYWIONEJ POLSKICH KARPAT	203
<i>О. Ситник,</i> <i>К. Цирек,</i> <i>А. Богущький,</i> <i>М. Ланчонт</i>	ПАЛЕОЛІТИЧНА СТОЯНКА ГАЛИЧ І: АРХЕОЛОГІЯ ТА ГЕОХРОНОЛОГІЯ	215
<i>Л. Ковальська</i>	МОРФОЛОГІЯ ПІДЗЕМНОГО КАРСТУ ПРУТ-ДНІСТЕРСЬКОГО МЕЖИРІЧЧЯ	238
<i>Г. Чутило</i>	ВІДОБРАЖЕННЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ НА КОСМІЧНИХ ЗНІМКАХ	248
<i>Ю. Зінько,</i> <i>В. Брусак,</i> <i>Р. Гуатик,</i> <i>Р. Кобзак,</i> <i>Я. Хомин</i>	ЗАПОВІДНІ ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ОБ'ЄКТИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ: СТРУКТУРА, ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ТА ВИКОРИСТАННЯ	260
	РОЗВИТОК ТА ПОШИРЕННЯ ГРАВІТАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІ НА ПІВДЕННО-ЗАХІДНОМУ МАКРОСХИЛІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	281
<i>А. Байцар,</i> <i>М. Іваник</i>	ВПЛИВ ЛІТОГЕННОЇ ОСНОВИ НА ФОРМУВАННЯ ВЕРХНЬОЇ МЕЖІ ЛІСУ	290
<i>О. Шевчук</i>	СУЧАСНИЙ СТАН І ПЕРСПЕКТИВИ ОХОРОНИ НЕЖИВОЇ ПРИРОДИ У КАНЬЙОНОПОДІБНІЙ ЧАСТИНІ РІЧКИ СЕРЕТ	298
<i>П. Горішній</i>	ОЦІНКА АСИМЕТРІЇ СХИЛІВ ОСНОВНИХ РІЧКОВИХ ДОЛИН МАЛОГО ОПІЛЛЯ	309
<i>Ю. Зінько,</i> <i>С. Благодир,</i> <i>І. Сіренко</i>	АНАЛІЗ І ГЕНЕТИЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ АСИМЕТРІЇ СХИЛІВ ДОЛИННО-БАЛКОВИХ ФОРМ РОЗТОЦЬКО-ОПІЛЬСЬКОГО РАЙОНУ	316



“Структурна геоморфологія” (доц. П.Горішний, доц. Р.Гнатюк), “Динамічна геоморфологія” (доц. І.Сіренко), “Палеогеоморфологія” (доц. М.Іваник), “Інженерна геоморфологія” (доц. П.Горішний), “Екологічна геоморфологія” (доц. Г.Чупило), “Пошукова геоморфологія” (доц. М.Іваник), “Меліоративна геоморфологія” (доц. Н.Карпенко), “Флювіальна геоморфологія” (доц. Р.Гнатюк), “Антропогенна геоморфологія” (доц. О.Колтун), “Кліматична геоморфологія” (доц. Р.Гнатюк), “Геоморфологія міст” (доц. О.Колтун).

В групі загально наукових і регіональних спецкурсів є: “Вступ до спеціалізацій” (проф.А.Богуцький, доц. О.Колтун), “Геоморфологічна термінологія” (асист. Ю.Зінько), “Геоморфологія материків і океанів” (доц. Я.Хомин), “Рельєф морських і озерних узбережків” (доц. Н.Карпенко), “Неотектоніка” (доц. М.Іваник), “Геоморфологія України” (проф. Я.Кравчук), “Заповідна справа” (доц. В.Брусак), “Палеогеографія плейстоцену” (проф. А.Богуцький), “Ерозіознавство” (доц. П.Горішний), “Основи седиментології” (проф. А.Богуцький, доц. А.Яцишин), “Основи проблеми геоморфології і палеогеографії” (проф. А.Богуцький, доц. Р.Гнатюк), “Основи малакології плейстоцену” (доц. Р.Дмитрук), “Палеоклімати” (доц. О.Колтун), “Інженерно-геоморфологічне прогнозування” (доц. В.Брусак, доц. П.Горішний), “Еволюція наукових концепцій у геоморфології і палеогеографії” (доц. А.Яцишин, доц. Р.Дмитрук), “Палеогеографія і довгостроковий географічний прогноз” (доц. В.Брусак).

Основними напрямками геоморфологічних досліджень кафедри у 50 – 70-і роки були: 1) історико-морфогенетичне вивчення окремих форм і типів рельєфу, проведення геоморфологічної регіоналізації і складання відповідних карт; 2) структурно-геоморфологічні дослідження; 3)

морфодинамічні дослідження, зокрема вивчення закономірностей поширення і розвитку сучасних геоморфологічних процесів.

П.Цисем була складена схема геоморфологічного районування західних областей України, виділені основні етапи розвитку рельєфу Українських Карпат, проведено перший морфоструктурний аналіз Українських Карпат і Волино-Поділля.

Проф. П.Цись захистив докторську дисертацію (1954) з проблем геоморфології Українських Карпат. З окремих регіонів Українських Карпат були підготовлені кандидатські дисертації учнями проф. П.Цися: Л.Скварчевською (Геоморфологія долин рік Стрия і Опору, 1956), Б.Ляшчуком (Геоморфологія Покутсько-Буковинських Карпат, 1963), Д.Стадницьким (Геоморфологія Горган, 1964), Ю.Єрмоленком (Геоморфологія Бескид, 1967), Я.Кравчуком (Геоморфологія Пригорганського Передкарпаття, 1971), Р.Сливкою (Геоморфологія Володільно-Верховинських Карпат, 1971). У 1962р. побачив світ навчальний посібник П.Цися “Геоморфологія УРСР”, який залишається і сьогодні однією з найдосконаліших узагальнюваних праць з геоморфології України.

Отже, у 50-70-і роки ХХ століття на кафедрі утвердилася школа “регіональної геоморфології, очолована професором П.Цисем.

В 1965-1970р.р. співробітники кафедри виконують наукову тематику згідно Постанови державного комітету Ради Міністрів УРСР з координації науково-дослідних робіт по темі “Геоморфологія Українських Карпат” проблеми “Розробка науково-обґрунтованих заходів з попередження шкідливих стихійних явищ в Українських Карпатах” (наукові керівники проф. П.Цись, доц. Д.Стадницький, відповідальні виконавці – Я.Кравчук, Р.Сливка: виконавці – О.Болух, С.Позняк,